Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos

Edición de 2008
Actualizada en 2010

Organización Meteorológica Mundial

Tiempo • Clima • Agua

OMM-N° 8

Tiempo • Clima • Agua

Guía
de Instrumentos y Métodos
de Observación Meteorológicos

OMM-Nº 8

Edición de 2008
Actualizada en 2010

Organización
Meteorológica
Mundial
Tiempo • Clima • Agua

2014

NOTA DE LA EDICIÓN

METEOTERM, la base terminológica de la OMM, puede consultarse en la página web: http://www.wmo.int/pages/prog/lsp/meteoterm_wmo_es.html. La lista de abreviaciones figura también en la siguiente dirección: http://www.wmo.int/pages/themes/acronyms/index_es.html.

AGRADECIMIENTO

La OMM quisiera agradecer la inestimable contribución de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) en la elaboración (traducción, edición y maquetación) de esta publicación en español.

OMM-Nº 8

© Organización Meteorológica Mundial, 2008

La OMM se reserva el derecho de publicación en forma impresa, electrónica o de otro tipo y en cualquier idioma. Pueden reproducirse pasajes breves de las publicaciones de la OMM sin autorización siempre que se indique claramente la fuente completa. La correspondencia editorial, así como todas las solicitudes para publicar, reproducir o traducir la presente publicación (o artículos) parcial o totalmente deberán dirigirse al:

Presidente de la Junta de publicaciones
Organización Meteorológica Mundial (OMM)
7 bis, avenue de la Paix
Case postale 2300
CH-1211 Genève 2, Suiza

Tel.: +41 (0) 22 730 8403
Fax.: +41 (0) 22 730 8040
Correo electrónico: publications@wmo.int

NOTA

Las denominaciones empleadas en las publicaciones de la OMM y la forma en que aparecen presentados los datos que contienen no entrañan, de parte de la Organización, juicio alguno sobre la condición jurídica de ninguno de los países, territorios, ciudades o zonas citados o de sus autoridades, ni respecto de la delimitación de sus fronteras o límites.

Las opiniones expresadas en las publicaciones de la OMM son las del autor y no reflejan necesariamente las de la OMM. La mención de determinados productos o sociedades mercantiles no implica que la OMM los favorezca o recomiende con preferencia a otros análogos que no se mencionan ni se anuncian.

PREFACIO

Uno de los objetivos de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) consiste en coordinar las actividades de sus 188 Miembros en lo relativo a la producción de datos e información sobre el tiempo, el clima y el agua, de acuerdo con normas acordadas internacionalmente. Teniendo en cuenta esta circunstancia, cada reunión del Congreso Meteorológico Mundial adopta disposiciones integradas en un Reglamento Técnico en el que se estipulan las prácticas y los procedimientos meteorológicos que deben seguir los Estados y Territorios Miembros de la OMM. Ese Reglamento Técnico se complementa con una serie de manuales y de guías en los que se describen con mayor detalle las prácticas, los procedimientos y las especificaciones que los Miembros deben seguir y aplicar. Los manuales contienen prácticas obligatorias mientras que las guías, como la presente, comprenden prácticas recomendadas.

La primera edición de la *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos* se publicó en 1954 y constaba de 12 capítulos. Desde entonces, la normalización ha sido una de las principales preocupaciones de las actividades de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (CIMO), y la CIMO ha revisado periódicamente el contenido de la Guía, formulando recomendaciones, adiciones y enmiendas cuando ha sido posible.

La presente edición, la séptima, es una versión totalmente revisada que incluye temas y capítulos adicionales que reflejan los últimos avances tecnológicos. Su finalidad, así como la de las ediciones anteriores, es proporcionar una orientación completa y actualizada de los medios más eficaces para llevar a cabo observaciones y mediciones meteorológicas. La presente edición se preparó gracias a la colaboración de 42 expertos procedentes de 17 países y fue adoptada por la decimocuarta reunión de la CIMO (Ginebra, diciembre de 2006).

En la presente Guía se describen la mayoría de instrumentos, sistemas y técnicas utilizados regularmente, desde los más sencillos hasta los más complejos y sofisticados, pero no se trata de abordar los métodos e instrumentos utilizados únicamente con fines de investigación o experimentales. Además, la Guía no pretende ser un manual de instrucciones detallado para uso de observadores y técnicos, sino que está más bien destinada a servir de base para la preparación de manuales por parte de los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales (SMHN) o de otros usuarios interesados que operan sistemas de observación, con miras a satisfacer sus necesidades específicas. Sin embargo, tampoco se trata de especificar en detalle el diseño de los instrumentos puesto que ello podría obstaculizar su evolución. En cambio, es preferible circunscribir la normalización a los requisitos esenciales de los instrumentos y limitar las recomendaciones a las características generalmente comunes de las diversas configuraciones de un sistema de instrumentos o de medición.

Aunque la Guía está destinada fundamentalmente a los SMHN, muchas otras organizaciones e instituciones educativas y de investigación que realizan observaciones meteorológicas la han encontrado útil, con lo cual también se han tenido en cuenta sus necesidades en el momento de prepararla. Además, muchos fabricantes de instrumentos han reconocido la utilidad de la Guía para la elaboración y la producción de instrumentos y sistemas especialmente adaptados a las necesidades de los Miembros. Habida cuenta de la considerable demanda de ejemplares de esta publicación, se tomó la decisión de ponerla a disposición de todos los usuarios interesados en el sitio web de la OMM.

Por consiguiente, en nombre de la OMM, quisiera expresar mi agradecimiento a todos los SMHN, comisiones técnicas, equipos de expertos e individuos que han contribuido a la presente publicación.

(M. Jarraud)
Secretario General

ÍNDICE

Página

PARTE I. MEDICIÓN DE VARIABLES METEOROLÓGICAS

CAPÍTULO 1. Generalidades I.1–1

CAPÍTULO 2. Medición de la temperatura I.2–1

CAPÍTULO 3. Medición de la presión atmosférica I.3–1

CAPÍTULO 4. Medición de la humedad I.4–1

CAPÍTULO 5. Medición del viento de superficie I.5–1

CAPÍTULO 6. Medición de la precipitación I.6–1

CAPÍTULO 7. Medición de la radiación I.7–1

CAPÍTULO 8. Medición de la duración de la insolación I.8–1

CAPÍTULO 9. Medición de la visibilidad I.9–1

CAPÍTULO 10. Medición de la evaporación I.10–1

CAPÍTULO 11. Medición de la humedad del suelo I.11–1

CAPÍTULO 12. Medición de la presión, la temperatura y la humedad en altitud I.12–1

CAPÍTULO 13. Medición del viento en altitud I.13–1

CAPÍTULO 14. Observación del tiempo presente y del tiempo pasado; estado del terreno I.14–1

CAPÍTULO 15. Observación de las nubes I.15–1

CAPÍTULO 16. Medición del ozono I.16–1

CAPÍTULO 17. Medición de la composición atmosférica I.17–1

Página

PARTE II. SISTEMAS DE OBSERVACIÓN

CAPÍTULO 1. Mediciones de estaciones meteorológicas automáticas II.1–1

CAPÍTULO 2. Mediciones y observaciones en estaciones meteorológicas aeronáuticas II.2–1

CAPÍTULO 3. Observaciones desde aeronaves II.3–1

CAPÍTULO 4. Observaciones marinas II.4–1

CAPÍTULO 5. Técnicas especiales de perfilamiento para la capa límite y la troposfera II.5–1

CAPÍTULO 6. Mediciones con cohetes en la estratosfera y la mesosfera II.6–1

CAPÍTULO 7. Localización de los focos de parásitos atmosféricos II.7–1

CAPÍTULO 8. Observaciones desde satélites II.8–1

CAPÍTULO 9. Mediciones por radar II.9–1

CAPÍTULO 10. Técnicas de globos II.10–1

CAPÍTULO 11. Observaciones urbanas II.11–1

CAPÍTULO 12. Mediciones meteorológicas viarias II.12–1

PARTE III. GARANTÍA DE LA CALIDAD Y GESTIÓN DE LOS SISTEMAS DE OBSERVACIÓN

CAPÍTULO 1. Gestión de la calidad III.1–1

CAPÍTULO 2. Muestreo de variables meteorológicas III.2–1

CAPÍTULO 3. Reducción de datos III.3–1

CAPÍTULO 4. Prueba, calibración e intercomparación III.4–1

CAPÍTULO 5. Capacitación de especialistas en instrumentos III.5–1

LISTA DE CONTRIBUIDORES A LA GUÍA Ap.1–1

PARTE I

MEDICIÓN DE VARIABLES METEOROLÓGICAS

PARTE I. MEDICIÓN DE VARIABLES METEOROLÓGICAS

ÍNDICE

Página

CAPÍTULO 1. GENERALIDADES I.1–1

1.1 Observaciones meteorológicas I.1–1
1.2 Sistemas de observación meteorológica I.1–3
1.3 Requisitos generales que ha de cumplir una estación meteorológica I.1–3
1.4 Requisitos generales que han de cumplir los instrumentos I.1–7
1.5 Normas y definiciones de medición I.1–8
1.6 Incertidumbre de las mediciones I.1–10

Anexo 1.A. Centros Regionales I.1–19

Anexo 1.B. Clasificaciones de emplazamientos de las estaciones terrestres de observación en superficie I.1–21

Anexo 1.C. Descripción de la exposición en las estaciones I.1–32

Anexo 1.D. Requisitos de incertidumbre de las mediciones operativas y rendimiento de los instrumentos I.1–34

Referencias y bibliografía complementaria I.1–40

CAPÍTULO 2. MEDICIÓN DE LA TEMPERATURA I.2–1

2.1 Generalidades I.2–1
2.2 Termómetros de líquido en cápsulas de vidrio I.2–4
2.3 Termógrafos mecánicos I.2–11
2.4 Termómetros eléctricos I.2–12
2.5 Protección contra las radiaciones I.2–17

Anexo. Determinación de los puntos fijos de la Escala Internacional de Temperatura de 1990 I.2–20

Referencias y bibliografía complementaria I.2–22

CAPÍTULO 3. MEDICIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA I.3–1

3.1 Generalidades I.3–1
3.2 Barómetros de mercurio I.3–3
3.3 Barómetros electrónicos I.3–8
3.4 Barómetros aneroides I.3–12
3.5 Barógrafos I.3–13
3.6 Barómetros de tubo de Bourdon I.3–14
3.7 Variación barométrica I.3–14
3.8 Requisitos generales de exposición I.3–15
3.9 Exposición del barómetro I.3–15
3.10 Comparación, calibración y mantenimiento I.3–17
3.11 Ajuste de las lecturas del barómetro a otros niveles I.3–22
3.12 Tendencia de la presión y característica de la tendencia de la presión I.3–23

Anexo 3.A. Corrección de las lecturas del barómetro en condiciones normales I.3–24

Anexo 3.B. Barómetros patrón regionales I.3–27

Referencias y bibliografía complementaria I.3–28

Página

CAPÍTULO 4. MEDICIÓN DE LA HUMEDAD I.4–1

4.1 Generalidades I.4–1
4.2 El psicrómetro I.4–6
4.3 Higrómetro de cabello I.4–13
4.4 Higrómetro de punto de rocío con espejo enfriado I.4–16
4.5 Higrómetro de condensación de cloruro de litio calentado (célula de punto de rocío) I.4–19
4.6 Higrómetros eléctricos de resistencia y de capacitancia I.4–22
4.7 Higrómetros de absorción de radiación electromagnética I.4–23
4.8 Seguridad I.4–24
4.9 Instrumentos de referencia y calibración I.4–25

Anexo 4.A. Definiciones y especificaciones del vapor de agua en la atmósfera I.4–29

Anexo 4.B. Fórmulas para el cálculo de las mediciones de la humedad I.4–32

Referencias y bibliografía complementaria I.4–33

CAPÍTULO 5. MEDICIÓN DEL VIENTO DE SUPERFICIE I.5–1

5.1 Generalidades I.5–1
5.2 Estimación del viento I.5–4
5.3 Métodos instrumentales simples I.5–5
5.4 Anemómetros de cazoletas y de hélice I.5–5
5.5 Veletas I.5–6
5.6 Otros sensores de viento I.5–7
5.7 Sensores y combinaciones de sensores para la medición de las componentes I.5–7
5.8 Métodos de procesamiento de datos I.5–7
5.9 Exposición de los instrumentos de viento I.5–10
5.10 Calibración y mantenimiento I.5–13

Anexo. Longitud de rugosidad eficaz I.5–14

Referencias y bibliografía complementaria I.5–16

CAPÍTULO 6. MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN I.6–1

6.1 Generalidades I.6–1
6.2 Emplazamiento y exposición I.6–3
6.3 Medidores de precipitación no registradores I.6–4
6.4 Errores y correcciones en los medidores I.6–6
6.5 Medidores de precipitación registradores I.6–9
6.6 Medición del rocío, de la acumulación de hielo y de la precipitación de niebla I.6–13
6.7 Medición de la caída de nieve y de la capa de nieve I.6–16

Anexo 6.A. Emplazamientos para la intercomparación de la precipitación I.6–20

Anexo 6.B. Procedimientos que se sugieren para la corrección de las mediciones de la precipitación I.6–21

Anexo 6.C. Procedimiento normalizado para la calibración en laboratorio de pluviómetros de intensidad de lluvia por captación I.6–22

Referencias y bibliografía complementaria I.6–25

Página

CAPÍTULO 7. MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN I.7–1

7.1 Generalidades I.7–1
7.2 Medición de la radiación solar directa I.7–5
7.3 Medición de la radiación celeste global y difusa I.7–12
7.4 Medición de la radiación total y de onda larga I.7–22
7.5 Medición de magnitudes de radiación especiales I.7–26
7.6 Medición de la radiación ultravioleta I.7–28

Anexo 7.A. Nomenclatura de las magnitudes radiométricas y fotométricas I.7–34

Anexo 7.B. Magnitudes meteorológicas, símbolos y definiciones de radiación I.7–36

Anexo 7.C. Requisitos que deben reunir los Centros radiométricos mundiales, regionales y nacionales I.7–38

Anexo 7.D. Fórmulas útiles I.7–41

Anexo 7.E. Radiación celeste difusa — Corrección del efecto del anillo de sombra I.7–43

Referencias y bibliografía complementaria I.7–44

CAPÍTULO 8. MEDICIÓN DE LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN I.8–1

8.1 Generalidades I.8–1
8.2 Instrumentos y sensores I.8–4
8.3 Exposición del heliógrafo I.8–7
8.4 Fuentes generales de error I.8–8
8.5 Calibración I.8–8
8.6 Mantenimiento I.8–10

Anexo. Algoritmo para estimar la duración de la insolación a partir de mediciones de la irradiancia global directa I.8–11

Referencias y bibliografía complementaria I.8–12

CAPÍTULO 9. MEDICIÓN DE LA VISIBILIDAD I.9–1

9.1 Generalidades I.9–1
9.2 Estimación visual del alcance óptico meteorológico I.9–5
9.3 La medición del alcance óptico meteorológico con instrumentos I.9–8

Referencias y bibliografía complementaria I.9–15

CAPÍTULO 10. MEDICIÓN DE LA EVAPORACIÓN I.10–1

10.1 Generalidades I.10–1
10.2 Atmómetros I.10–2
10.3 Evaporímetros de cubeta y tanques de evaporación I.10–3
10.4 Evapotranspirómetros (lisímetros) I.10–6
10.5 Estimación de la evaporación a partir de superficies naturales I.10–8

Referencias y bibliografía complementaria I.10–11

CAPÍTULO 11. MEDICIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO I.11–1

11.1 Generalidades I.11–1
11.2 Medición gravimétrica directa del contenido hídrico del suelo I.11–4
11.3 Contenido hídrico del suelo: métodos indirectos I.11–5
11.4 Instrumentación para medir el potencial hídrico del suelo I.11–8
11.5 Teledetección de la humedad del suelo I.11–10
11.6 Selección del emplazamiento y tamaño de la muestra I.11–11

Referencias y bibliografía complementaria I.11–12

Página

CAPÍTULO 12. MEDICIÓN DE LA PRESIÓN, LA TEMPERATURA Y LA HUMEDAD EN ALTITUD I.12–1
12.1 Generalidades I.12–1
12.2 Electrónica de las radiosondas I.12–7
12.3 Sensores de temperatura I.12–8
12.4 Sensores de presión I.12–11
12.5 Sensores de humedad relativa I.12–14
12.6 Equipo de la estación terrestre I.12–17
12.7 Operaciones de radiosondas I.12–18
12.8 Errores de las radiosondas I.12–20
12.9 Comparación, calibración y mantenimiento I.12–32
12.10 Cálculos e información I.12–36
Anexo 12.A. Requisitos de incertidumbre (error típico) de las mediciones en altitud en meteorología sinóptica, interpretados para las mediciones convencionales en altitud y del viento I.12–38
Anexo 12.B. Límites de rendimiento para vientos en altitud y para temperatura, humedad relativa y altura geopotencial medidas por radiosonda I.12–39
Anexo 12.C. Directrices para organizar intercomparaciones de radiosondas y para el establecimiento de emplazamientos de prueba I.12–44
Referencias y bibliografía complementaria I.12–50

CAPÍTULO 13. MEDICIÓN DEL VIENTO EN ALTITUD I.13–1
13.1 Generalidades I.13–1
13.2 Sensores e instrumentos de medición del viento en altitud I.13–5
13.3 Métodos de medición I.13–11
13.4 Ubicación del equipo en tierra I.13–14
13.5 Fuentes de error I.13–14
13.6 Comparación, calibración y mantenimiento I.13–19
13.7 Correcciones I.13–21
Referencias y bibliografía complementaria I.13–23

CAPÍTULO 14. OBSERVACIONES DEL TIEMPO PRESENTE Y DEL TIEMPO PASADO; ESTADO DEL TERRENO I.14–1
14.1 Generalidades I.14–1
14.2 Observación del tiempo presente y del tiempo pasado I.14–2
14.3 Observación del estado del terreno I.14–8
14.4 Observación de fenómenos especiales I.14–9
Anexo. Criterios para determinar la intensidad de precipitación débil, moderada o fuerte I.14–10
Referencias y bibliografía complementaria I.14–11

CAPÍTULO 15. OBSERVACIÓN DE LAS NUBES I.15–1
15.1 Generalidades I.15–1
15.2 Estimación y observación de la nubosidad, la altura de la base de las nubes y el tipo de nubes por observadores humanos I.15–3
15.3 Mediciones de la nubosidad con instrumentos I.15–5
15.4 Medición de la altura de la base de las nubes con instrumentos I.15–7
15.5 Mediciones del tipo de nubes con instrumentos I.15–12
15.6 Otras propiedades relacionadas con las nubes I.15–12
Referencias y bibliografía complementaria I.15–13

Página

CAPÍTULO 16. MEDICIÓN DEL OZONO I.16–1

16.1 Consideraciones generales I.16–1
16.2 Mediciones del ozono superficial I.16–3
16.3 Mediciones del ozono total I.16–5
16.4 Mediciones del perfil vertical de ozono I.16–12
16.5 Correcciones de las medidas del ozono I.16–17
16.6 Observaciones desde aeronaves y satélites I.16–18

Anexo 16.A. Unidades de medida del ozono total y local I.16–20

Anexo 16.B. Teoría de la medición I.16–22

Referencias y bibliografía complementaria I.16–24

CAPÍTULO 17. MEDICIÓN DE LA COMPOSICIÓN ATMOSFÉRICA I.17–1

17.1 Generalidades I.17–1
17.2 Medición de las variables específicas I.17–1
17.3 Garantía de la calidad I.17–11

Referencias y bibliografía complementaria I.17–13

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES

1.1 OBSERVACIONES METEOROLÓGICAS

1.1.1 Generalidades

Las observaciones meteorológicas (así como las ambientales y geofísicas afines) se realizan por diversas razones. Se utilizan para la preparación en tiempo real de análisis meteorológicos, predicciones y avisos de tiempo violento, para el estudio del clima, para las operaciones locales sensibles a las condiciones meteorológicas (por ejemplo, operaciones locales de vuelo en aeródromos o trabajos de construcción en instalaciones terrestres y marítimas), para la hidrología y la meteorología agrícola, y con fines de investigación meteorológica y climatológica. El objeto de la *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos* es apoyar esas actividades proporcionando asesoramiento sobre prácticas idóneas para realizar mediciones y observaciones meteorológicas.

Por supuesto, existen muchas otras fuentes de asesoramiento complementario, y los usuarios deberían remitirse a las referencias que figuran al final de cada capítulo para consultar una amplia bibliografía de la teoría y la práctica de los instrumentos y métodos de observación. Las referencias abarcan asimismo material sobre prácticas nacionales, normas nacionales e internacionales, y bibliografía específica. También comprenden una lista de informes sobre conferencias técnicas, instrumentación y comparaciones internacionales de instrumentos publicados por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) para la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (CIMO). Muchos otros manuales y guías publicados por la OMM tratan sobre aplicaciones particulares de las observaciones meteorológicas (véanse especialmente los relativos al Sistema Mundial de Observación (OMM, 2010*b* y 2010*d*), meteorología aeronáutica (OMM, 1990), hidrología (OMM, 2008), meteorología agrícola (OMM, 2010*a)* y climatología (OMM, 1983).

La garantía de la calidad y el mantenimiento son especialmente importantes para las mediciones con instrumentos. A lo largo de esta Guía se formulan muchas recomendaciones con el fin de satisfacer los requisitos de rendimiento establecidos. En particular, la parte III está dedicada a la garantía y la gestión de la calidad de los sistemas de observación. A este respecto, se reconoce que la gestión de la calidad y la formación profesional de especialistas en instrumentos son tareas de suma importancia. Por lo tanto, siguiendo la recomendación de la CIMO[1], varias asociaciones regionales de la OMM han establecido Centros Regionales de Instrumentos (CRI) para mantener los niveles de calidad y proporcionar asesoramiento en lo concerniente a las mediciones meteorológicas. En el anexo 1.A figuran sus atribuciones y los lugares donde se encuentran. Asimismo, atendiendo a la recomendación de la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina (CMOMM)[2] (OMM, 2009), se ha creado una red de Centros Regionales de Instrumentos Marinos (CRIM) cuya misión es desempeñar funciones similares en lo que respecta a la meteorología marina y otras mediciones oceanográficas afines. Sus atribuciones y sus localizaciones se indican en el anexo 4.A del capítulo 4 de la parte II.

Las definiciones y normas establecidas en la presente Guía (véase la sección 1.5.1) siempre serán conformes a las normas adoptadas a nivel internacional. Los documentos fundamentales de referencia son el *Vocabulario meteorológico internacional* (OMM, 1992) y el *International Vocabulary of Basic and General Terms in Metrology* (Vocabulario internacional de términos fundamentales y generales de metrología) (ISO, 2008).

1.1.2 Representatividad

La representatividad de una observación es el grado de exactitud con el que describe el valor de una variable necesaria para una finalidad específica. Por lo tanto, no constituye una calidad fija de una observación, sino que se deriva de una evaluación conjunta de la instrumentación, el intervalo de medición y la exposición teniendo en cuenta las necesidades de una aplicación en particular. Por

---

1 Formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su novena reunión (1985) mediante la Recomendación 19 (CIMO-IX).

2 Formulada por la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina (CMOMM) en su tercera reunión (2009) mediante la Recomendación 1 (CMOMM-III).

ejemplo, las observaciones sinópticas normalmente deberían ser representativas de un área de hasta 100 km en torno a la estación, mientras que en el caso de aplicaciones de pequeña escala o local la dimensión del área que se tiene en cuenta puede ser de 10 km o menos.

Concretamente, las aplicaciones tienen sus propias escalas temporales y espaciales a la hora de realizar tareas de promediado y de trabajar con la densidad de las estaciones y con la resolución de los fenómenos, es decir, preferiblemente, son pequeñas para la meteorología agrícola y grandes para las predicciones mundiales a largo plazo. Las escalas utilizadas en predicción están estrechamente relacionadas con las escalas temporales de los fenómenos; así pues, para las predicciones meteorológicas a más corto plazo se requieren observaciones más frecuentes desde una red más densa en una zona limitada, con el fin de detectar cualquier fenómeno de pequeña escala y su rápido desarrollo. Remitiéndose a diversas fuentes (OMM, 2001; 2010*d*; Orlanski, 1975), las escalas meteorológicas horizontales pueden clasificarse de la manera siguiente, con una incertidumbre de factor dos:

a) microescala (menos de 100 m) para la meteorología agrícola; por ejemplo, evaporación;
b) topoescala o escala local (100 m a 3 km); por ejemplo, contaminación del aire, tornados;
c) mesoescala (3 km a 100 km); por ejemplo, tormentas, brisa de mar y de montaña;
d) gran escala (100 km a 3 000 km); por ejemplo, frentes, diversos ciclones, formaciones de nubes;
e) escala planetaria (más de 3 000 km); por ejemplo, ondas largas en la troposfera superior.

En la sección 1.6 se trata de las incertidumbres requeridas y alcanzables de los sistemas de instrumentos. Las incertidumbres alcanzables especificadas pueden obtenerse utilizando sistemas de instrumentos adecuados y manejados de manera correcta, pero, en la práctica, no siempre se consiguen. Las prácticas de observación idóneas requieren aptitudes, formación, equipo y apoyo, de los que no siempre se dispone en la cuantía suficiente. Los intervalos con los que deberían efectuarse las mediciones varían en función de la aplicación, a saber, minutos para la aviación, horas para la agricultura y días para las descripciones climáticas. Las disposiciones sobre el almacenamiento de datos pretenden conseguir un equilibrio entre la capacidad disponible y las necesidades de los usuarios.

Es difícil lograr una buena exposición que sea representativa en escalas de entre unos pocos metros y 100 km (véase la sección 1.3). Los errores debidos a una exposición no representativa pueden ser mucho mayores que los previstos para el sistema de instrumentos aislado. Una estación situada en una colina o en la costa probablemente no sea representativa en gran escala o en mesoescala. Sin embargo, con el tiempo, incluso en estaciones no representativas, la homogeneidad de las observaciones puede permitir a los usuarios emplear eficazmente los datos de esas estaciones para efectuar estudios climáticos.

En el anexo 1.B se examina más detalladamente la representatividad de los emplazamientos a la vez que se ofrecen directrices sobre la clasificación de los emplazamientos para las estaciones de observación de superficie situadas en tierra con el fin de indicar su representatividad para la medición de diferentes variables.

1.1.3 Metadatos

La finalidad de la presente Guía y de las publicaciones afines de la OMM consiste en garantizar la fiabilidad de las observaciones mediante la normalización. Sin embargo, los recursos y las circunstancias locales pueden dar lugar a desviaciones con respecto a las normas acordadas en materia de instrumentación y exposición. Un ejemplo típico es el de las regiones sujetas a nevadas copiosas, donde los instrumentos se instalan a mayor altitud de la habitual de modo que puedan ser útiles tanto en invierno como en verano.

A menudo, los usuarios de las observaciones meteorológicas deben conocer la exposición real, el tipo y la condición del equipo y su funcionamiento, y tal vez las circunstancias de las observaciones. Hoy en día, esto es particularmente importante en el estudio del clima, en el que deben examinarse los historiales detallados de las estaciones. Hay que mantener metadatos (datos sobre datos) de todas las cuestiones relacionadas con el establecimiento y el mantenimiento de la estación que se especifican en la sección 1.3, y de los cambios que se producen, inclusive el historial de la calibración y del mantenimiento y los cambios en la exposición y de personal (OMM, 2003). Los metadatos son importantes sobre todo para los elementos particularmente sensibles a la exposición, como la precipitación, el viento y la temperatura. Una forma especialmente importante de metadatos es la información sobre la existencia, la disponibilidad y la calidad de datos meteorológicos y los metadatos sobre ellos.

1.2 SISTEMAS DE OBSERVACIÓN METEOROLÓGICA

Los requisitos de los datos de observación pueden satisfacerse utilizando sistemas de medición *in situ* o teledetección (incluso a bordo de vehículos espaciales), según la capacidad de los diversos sistemas de teledetección para medir los elementos necesarios. En OMM (2010*d*) se especifican los requisitos en términos de escala mundial, regional y nacional, y según el ámbito de aplicación. El Sistema Mundial de Observación, concebido para satisfacer estos requisitos, se compone del subsistema de superficie y del subsistema espacial. El subsistema de superficie comprende una amplia variedad de tipos de estaciones según las aplicaciones particulares (por ejemplo, estación sinóptica de superficie, estación de observación en altitud, estación climatológica, etc.). El subsistema espacial comprende varios vehículos espaciales con misiones de observación a bordo y el segmento terrestre asociado para el mando, el control y la recepción de datos. Los párrafos y capítulos siguientes de la presente Guía tratan del subsistema de superficie y, en menor medida, del subsistema espacial. Para obtener ciertas observaciones meteorológicas mediante sistemas automatizados, por ejemplo, el tiempo presente, es necesario adoptar un método basado en el empleo de sensores múltiples, en el que se aplica un algoritmo para calcular el resultado de los datos que ofrecen varios sensores.

1.3 REQUISITOS GENERALES QUE HA DE CUMPLIR UNA ESTACIÓN METEOROLÓGICA

En OMM (2010*d*) se indican en forma pormenorizada los requisitos de los elementos que han de observarse según el tipo de estación y la red de observación. En esta sección se examinan los requisitos de observación de una estación climatológica característica o una estación de la red sinóptica de superficie.

En una estación que realiza observaciones de superficie se observan los siguientes elementos (los capítulos se refieren a la parte I de esta Guía):

Tiempo presente	(capítulo 14)
Tiempo pasado	(capítulo 14)
Dirección y velocidad del viento	(capítulo 5)
Nubosidad	(capítulo 15)
Tipo de nubes	(capítulo 15)
Altura de la base de las nubes	(capítulo 15)
Visibilidad	(capítulo 9)
Temperatura	(capítulo 2)
Humedad relativa	(capítulo 4)
Presión atmosférica	(capítulo 3)
Precipitación	(capítulo 6)
Capa de nieve	(capítulo 6)
Insolación y/o radiación solar	(capítulos 7 y 8)
Temperatura del suelo	(capítulo 2)
Evaporación	(capítulo 10)

Existen instrumentos que pueden medir todos estos elementos, salvo el tipo de nubes. Sin embargo, con la tecnología actual, los instrumentos para observar el tiempo presente y pasado, la nubosidad y la altura de las nubes y la capa de nieve no permiten hacer las observaciones de toda la gama de los fenómenos como las puede efectuar un observador humano.

Algunas estaciones meteorológicas realizan mediciones en altura (capítulos 12 y 13 de la parte I), mediciones de la humedad del suelo (capítulo 11 de la parte I), del ozono (capítulo 16 de la parte I) y de la composición de la atmósfera (capítulo 17 de la parte I), y en algunas se recurre a sistemas de instrumentos especiales que se describen en la parte II de esta Guía.

Los detalles de los métodos de observación y los instrumentos apropiados se recogen en los capítulos siguientes de esta Guía.

1.3.1 Estaciones meteorológicas automáticas

La mayoría de los elementos requeridos para fines sinópticos, climatológicos o aeronáuticos pueden medirse con instrumentos automáticos (capítulo 1 de la parte II).

A medida que aumenta la capacidad de los sistemas automáticos, también lo hace constantemente la proporción de estaciones meteorológicas meramente automáticas con respecto a las estaciones meteorológicas dotadas de personal/observadores (con instrumentos automáticos o sin ellos). Las orientaciones que se dan en los siguientes párrafos sobre el emplazamiento y la exposición, los cambios de instrumentos, y la inspección y el mantenimiento se aplican igualmente a las estaciones meteorológicas automáticas y a las estaciones meteorológicas dotadas de personal.

1.3.2 Observadores

Los observadores meteorológicos son necesarios por varias razones, como las que se enumeran a continuación:

a) para efectuar observaciones sinópticas y/o climatológicas con la exactitud y representatividad adecuadas utilizando los instrumentos apropiados;
b) para mantener los instrumentos, la documentación de metadatos y los emplazamientos de observación en buen estado;
c) para codificar y enviar las observaciones (a falta de sistemas automáticos de codificación y comunicación);
d) para mantener dispositivos de registro *in situ,* en particular el cambio de mapas, cuando se proporcionen;
e) para hacer o cotejar registros semanales y/o mensuales de datos climatológicos cuando no se disponga de sistemas automáticos o estos sean inadecuados;
f) para proporcionar observaciones suplementarias o de reserva cuando el equipo automático no haga observaciones de todos los elementos requeridos o cuando esté fuera de servicio;
g) para responder a las consultas efectuadas por el público y los especialistas.

Los observadores deberían estar especializados o tener un diploma de un Servicio Meteorológico que acredite su competencia para efectuar observaciones con arreglo a las normas exigidas. Deberían ser capaces de interpretar las instrucciones sobre el uso de instrumentos y las técnicas manuales aplicables a sus propios sistemas particulares de observación. Las orientaciones sobre los requisitos de formación en instrumentos de los observadores figuran en el capítulo 5 de la parte III.

1.3.3 Emplazamiento y exposición

1.3.3.1 Elección del emplazamiento

Las estaciones meteorológicas de observación están concebidas de modo que se puedan efectuar mediciones (u observaciones) representativas según el tipo de la estación de que se trate. Por tanto, una estación de la red sinóptica debería hacer observaciones que se ajusten a los requisitos de la escala sinóptica, en tanto que una estación de observación meteorológica aeronáutica debería hacer observaciones que describan las condiciones específicas del emplazamiento local (aeródromo). Cuando las estaciones se utilizan con diversos fines, por ejemplo, aeronáuticos, sinópticos y climatológicos, los requisitos más estrictos determinarán la ubicación precisa de un emplazamiento de observación y sus sensores asociados. En OMM (1993) figura un estudio detallado sobre el emplazamiento y la exposición.

Por ejemplo, las siguientes consideraciones se aplican a la elección del emplazamiento y a los requisitos de exposición de los instrumentos de una estación sinóptica o climatológica típica en una red regional o nacional:

a) Los instrumentos exteriores deberían instalarse en terreno llano, a poder ser de una dimensión no inferior a 25 metros por 25 metros cuando haya muchas instalaciones, pero en los casos en los que haya relativamente pocas instalaciones (como en la figura 1.1) el terreno puede ser mucho más pequeño, por ejemplo de 10 metros por 7 metros (el recinto). El terreno debería estar cubierto de hierba corta o de una superficie representativa de la localidad, rodeada de una cerca o estacas para impedir la entrada de personas no autorizadas. En el recinto, se reserva una parcela de unos 2 metros por 2 metros para las observaciones referentes al estado del suelo y su temperatura a profundidades iguales o inferiores a 20 cm (capítulo 2 de la parte I) (las temperaturas del suelo a profundidades superiores a los 20 cm pueden medirse fuera de esta parcela). La figura 1.1 muestra un ejemplo de la distribución de dicha estación (tomado de OMM, 2010*b*).
b) No debería haber laderas empinadas en las proximidades, y el emplazamiento no debería encontrarse en una hondonada. Si no se cumplen estas condiciones, las observaciones pueden presentar peculiaridades de importancia únicamente local.
c) El emplazamiento debería estar suficientemente alejado de árboles, edificios, muros u otros obstáculos. La distancia entre cualquiera de esos obstáculos (incluidas las vallas) y el pluviómetro no debería ser inferior aI doble de la altura del objeto por encima del borde del aparato, y preferentemente debería cuadruplicar la altura.
d) El registrador de luz solar, el pluviómetro y el anemómetro han de exponerse de manera que satisfagan sus requisitos, y, preferentemente, en el mismo lugar que los demás instrumentos.
e) Cabe señalar que el recinto tal vez no sea el mejor lugar para estimar la velocidad y dirección del viento, por lo que quizás convenga elegir un punto de observación más expuesto al viento.
f) Los emplazamientos muy abiertos, que son adecuados para la mayoría de los instrumentos, resultan inapropiados para los pluviómetros.

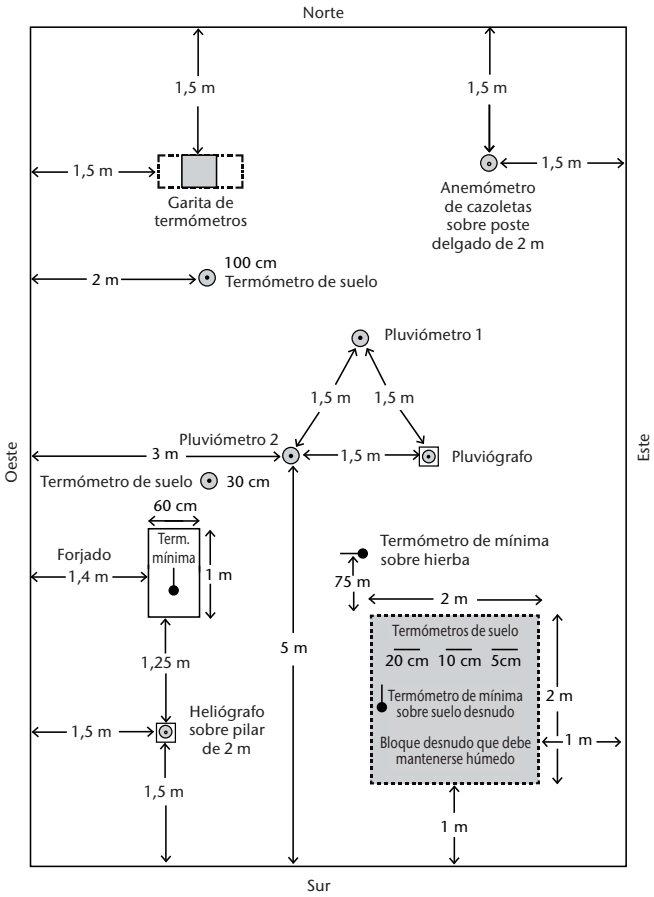


Figura 1.1. Disposición de una estación de observación en el hemisferio norte que muestra las distancias

En tales lugares, la captación del agua de lluvia es reducida, salvo en condiciones de vientos débiles, y se necesita algún tipo de protección.

g) Cuando haya árboles o edificios a cierta distancia del entorno del recinto de instrumentos que impidan divisar con suficiente amplitud el horizonte, deberían elegirse otros puntos para las observaciones de luz solar o radiación.

h) El lugar desde donde se realice la observación de las nubes y de la visibilidad debería ser lo más despejado posible y permitir la visión más amplia posible del cielo y del paraje circundante.

i) En las estaciones costeras, conviene que desde la estación pueda dominarse el mar abierto. Sin embargo, no debería estar demasiado cerca del borde de un acantilado porque los remolinos de viento que este provoque afectarán a las mediciones de la precipitación y el viento.

j) El mejor lugar para realizar observaciones de nubes y visibilidad durante la noche es un emplazamiento no afectado por luces extrañas.

Es obvio que algunas de las consideraciones antes señaladas son en cierto modo contradictorias y requieren soluciones intermedias. En los capítulos siguientes se ofrece información pormenorizada sobre los instrumentos y mediciones específicos.

1.3.3.2 Coordenadas de la estación

La posición de una estación indicada en el modelo del geoide terrestre 1996 (EGM96) del Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84) debe conocerse y registrarse con precisión[3]. Las coordenadas de una estación son:

a) la latitud en grados, minutos y segundos enteros;

b) la longitud en grados, minutos y segundos enteros;

3 Para una explicación sobre el WGS-84 y las cuestiones relativas al registro, véase OACI, 2002.

c) la altura de la estación sobre el nivel medio del mar[4], es decir, la elevación de la estación, en metros hasta el segundo decimal.

Estas coordenadas se refieren a la parcela desde la que se efectúan las observaciones y pueden ser distintas de las de la ciudad, el pueblo o el aeródromo que dan el nombre a la estación.

La elevación de la estación se define como la altura sobre el nivel medio del mar del terreno en que se encuentra el pluviómetro o, cuando no lo hubiere, del terreno situado bajo la garita del termómetro. Si no hay pluviómetro ni garita, la elevación viene dada por el nivel medio del terreno en las proximidades de esta estación. Si la estación proporciona datos sobre la presión, la elevación a la cual se refiere la presión de la estación ha de especificarse por separado. Se trata del nivel de referencia al que se refieren los informes barométricos en la estación; esos valores barométricos se denominan "presión en la estación", y se sobrentiende que se refieren al nivel indicado para dar continuidad a los registros de presión (OMM, 2010*e*).

Si la estación se encuentra en un aeródromo, han de especificarse otras elevaciones (véase el capítulo 2 de la parte II, y OMM, 1990). En OMM (1992) se dan definiciones de medidas de la altura y del nivel medio del mar.

1.3.4 Cambios de instrumentos y homogeneidad

Las características de un emplazamiento de observación cambian generalmente con el transcurso del tiempo; por ejemplo, debido al crecimiento de árboles o a la construcción de edificios en terrenos adyacentes. Los emplazamientos deberían elegirse de manera que se reduzcan al mínimo estos efectos, cuando sea posible. Debería mantenerse y actualizarse regularmente la documentación relativa a los rasgos geográficos y a la exposición del emplazamiento, que constituiría parte de los metadatos (véase el anexo 1.C y OMM, 2003).

Es particularmente importante minimizar los efectos de los cambios de instrumentos y/o de los cambios de emplazamiento de instrumentos específicos. Aunque se conozcan bien las características estáticas de los nuevos instrumentos, cuando estos se utilizan operativamente pueden introducir cambios aparentes en la climatología del emplazamiento. Para obviar esta eventualidad, las observaciones realizadas con nuevos instrumentos deberían compararse durante un amplio período (al menos un año; véase la *Guía de prácticas climatológicas* (OMM, 1983)) antes de abandonar el sistema de medición previo. Lo mismo se aplica en caso de un cambio de emplazamiento. Si este procedimiento no puede aplicarse en todos los emplazamientos, es esencial realizar comparaciones en emplazamientos representativos seleccionados, para tratar de deducir cambios en los datos de medición que pueden deberse a una nueva tecnología o a cambios forzados de emplazamiento.

1.3.5 Inspección y mantenimiento

1.3.5.1 Inspección de las estaciones

Todas las estaciones sinópticas terrestres y las estaciones climatológicas principales deberían inspeccionarse al menos una vez cada dos años. Las estaciones meteorológicas agrícolas y las estaciones especiales deberían inspeccionarse a intervalos suficientemente cortos para garantizar el mantenimiento de una elevada calidad de las observaciones, así como el correcto funcionamiento de los instrumentos.

El principal objetivo de dichas inspecciones es cerciorarse de que:

a) el emplazamiento y la exposición de los instrumentos sean conocidos, aceptables y estén debidamente documentados;
b) los instrumentos sean del tipo autorizado, estén en buen estado y sean contrastados regularmente con sus instrumentos patrón, según proceda;
c) exista uniformidad en los métodos de observación y en los procedimientos para el cálculo de magnitudes derivadas de las observaciones;
d) los observadores sean competentes para realizar sus tareas;
e) los metadatos estén actualizados.

En la sección 1.5 se ofrece más información sobre la normalización de instrumentos.

4 La definición de nivel medio del mar (NMM) figura en OMM, 1992. El nivel de referencia predeterminado del NMM deberá ser un geoide bien definido, como el modelo del geoide terrestre 1996 (EGM96) del Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84) [Geoide: superficie equipotencial del campo gravitatorio terrestre que mejor se ajusta, en el sentido de los mínimos cuadrados, al NMM mundial].

1.3.5.2 Mantenimiento

El emplazamiento y los instrumentos de observación deberían recibir un mantenimiento regular para evitar un deterioro significativo de la calidad de las observaciones entre las distintas inspecciones de las estaciones. Los programas de mantenimiento periódico (preventivo) comprenden el cuidado regular de los emplazamientos de observación (por ejemplo, corte de la hierba y limpieza de las superficies de los instrumentos expuestos), así como la verificación de los instrumentos automáticos recomendada por los fabricantes. Las verificaciones rutinarias del control de la calidad realizadas en la estación o en un punto central deberían estar pensadas para detectar las averías del equipo lo antes posible. Según el tipo de avería y de estación, el equipo debería sustituirse o repararse con arreglo a las prioridades y a la periodicidad convenidas. Como parte de los metadatos, es especialmente importante llevar un registro de las averías de los instrumentos y de los cambios de exposición, y tomar medidas correctivas cuando los datos se utilicen con fines climatológicos.

En OMM (2010*b*) figura más información sobre la inspección y gestión de estaciones.

1.4 REQUISITOS GENERALES QUE HAN DE CUMPLIR LOS INSTRUMENTOS

1.4.1 Características convenientes

Los requisitos más importantes que han de satisfacer los instrumentos meteorológicos son los siguientes:

a) incertidumbre, según el requisito especificado para la variable de que se trate;
b) fiabilidad y estabilidad;
c) facilidad de funcionamiento, calibración y mantenimiento;
d) sencillez de diseño que sea coherente con los requisitos;
e) durabilidad;
f) nivel de costo aceptable de los instrumentos, los bienes fungibles y las piezas de recambio.

Con respecto a los dos primeros requisitos, es importante que un instrumento pueda mantener la incertidumbre conocida durante un largo período. Esto es mucho mejor que disponer de una elevada incertidumbre inicial que no puede mantenerse durante mucho tiempo en condiciones operativas. Las calibraciones iniciales de los instrumentos revelarán, en general, desviaciones del resultado ideal, por lo que será preciso efectuar correcciones en los datos observados durante las operaciones normales. Es importante conservar las correcciones con los instrumentos en el emplazamiento de observación y dar a los observadores indicaciones claras sobre su uso.

La sencillez, la robustez y la facilidad de funcionamiento y mantenimiento son importantes, ya que la mayoría de los instrumentos meteorológicos se utilizan continuamente, año tras año, y pueden estar situados lejos de las instalaciones de reparación adecuadas. Una construcción robusta resulta especialmente conveniente en los instrumentos que están total o parcialmente expuestos a la intemperie. A menudo, si se reúnen estas características, será posible reducir los gastos generales para proporcionar buenas observaciones, compensándose así el costo inicial.

1.4.2 Instrumentos registradores

En muchos de los instrumentos registradores utilizados en meteorología, el movimiento del elemento de detección es amplificado por palancas que mueven una pluma sobre una banda de papel adosada a un tambor accionado, a su vez, por un aparato de relojería. Estos registradores deberían estar lo más exentos posible de fricción, no solamente en los cojinetes, sino también entre la pluma y el papel. Se debería disponer de algún medio para ajustar la presión de la pluma sobre el papel, aunque dicha presión debería reducirse al mínimo que permita lograr un trazo continuo legible. En los registradores accionados por un aparato de relojería debería disponerse también de medios para registrar las horas. Al diseñar instrumentos registradores para utilizarlos en climas fríos hay que cuidar especialmente de que su funcionamiento no resulte afectado adversamente por fríos extremos y por la humedad, y de que los observadores puedan realizar los procedimientos habituales (registro de las horas, etc.), aunque lleven guantes.

Los instrumentos registradores deberían compararse frecuentemente con instrumentos de lectura directa.

Cada vez es mayor el número de instrumentos que utilizan registros electrónicos en cinta magnética o en microcircuitos de semiconductores. Muchas de las consideraciones especificadas para los cojinetes, la fricción y el funcionamiento con tiempo frío se aplican también a los componentes mecánicos de estos instrumentos.

1.5 NORMAS Y DEFINICIONES DE MEDICIÓN

1.5.1 Definiciones de los patrones de medición

Con los términos "patrón" y otros similares se conocen los diversos instrumentos, métodos y escalas utilizados para conocer la incertidumbre de las mediciones. El *International Vocabulary of Basic and General Terms in Metrology* (*Vocabulario internacional de metrología — Conceptos fundamentales y generales, y términos asociados*) contiene una nomenclatura para los patrones de medición, que fue elaborada simultáneamente por la Oficina Internacional de Pesas y Medidas (BIPM), la Comisión Electrotécnica Internacional (IEC), la Federación Internacional de Química Clínica y Laboratorios Médicos (IFCC), la Organización Internacional de Normalización (ISO), la Unión Internacional de Química Pura y Aplicada (IUPAC), la Unión Internacional de Física Pura y Aplicada (IUPAP) y la Organización Internacional de Metrología Legal (OIML), y publicada por la ISO. La versión actual es la JCGM 200:2008, que puede consultarse en http://www.bipm.org/en/publications/guides/vim.html. A continuación figuran algunas definiciones:

Patrón de medición: realización de la definición de una magnitud dada, con un valor determinado y una incertidumbre de medición asociada, utilizada como referencia.

Ejemplo 1: Patrón de medición másico de 1 kg con una incertidumbre tipo asociada de 3 µg.

Ejemplo 2: Resistor patrón de medición de 100 Ω con una incertidumbre tipo asociada de 1 Ω.

Patrón de medición internacional: patrón reconocido por los signatarios de un acuerdo internacional para una utilización mundial.

Ejemplo 1: El prototipo internacional del kilogramo.

Patrón de medición nacional (patrón nacional): patrón reconocido por las autoridades nacionales para servir, en un estado o economía, como base para asignar valores de cantidad a otros patrones de medición de la magnitud de que se trate.

Patrón de medición primario (patrón primario): patrón establecido aplicando un procedimiento de medición de referencia primario, o creado como un objeto, elegido por consenso.

Ejemplo 1: Patrón primario de concentración de cantidad de una sustancia preparado mediante la disolución de una cantidad de sustancia conocida de un componente químico en un volumen de solución conocido.

Ejemplo 2: Patrón primario de presión basado en mediciones separadas de fuerza y de área.

Patrón de medición secundario (patrón secundario): patrón establecido mediante una calibración respecto de un patrón primario de la misma magnitud.

Patrón de medición de referencia (patrón de referencia): patrón concebido para la calibración de otros patrones de magnitud de un tipo determinado en una organización dada y en un emplazamiento dado.

Patrón de medición de trabajo (patrón de trabajo): patrón utilizado habitualmente para calibrar o verificar instrumentos de medición o sistemas de medición.

Notas:
1) Un patrón de trabajo se calibra normalmente respecto de un patrón de referencia.
2) Un patrón de trabajo utilizado con fines de verificación también suele denominarse "patrón de verificación" o "patrón de control".

Patrón de transferencia: patrón utilizado como intermediario para comparar patrones.

Nota: Cuando el intermediario no es un patrón debería utilizarse el término "dispositivo de transferencia".

Dispositivo de medición de transferencia (dispositivo de transferencia): dispositivo utilizado como intermediario para comparar patrones.

Nota: A veces, los patrones pueden utilizarse como dispositivos de transferencia.

Patrón itinerante: patrón, a veces de una construcción especial, destinado al transporte entre diferentes lugares.

Patrón colectivo: serie de medidas materiales o instrumentos de medición similares que cumplen, mediante su uso combinado, la función de un patrón.

Ejemplo: La Referencia Radiométrica Mundial.

Notas:

1) Normalmente, un patrón colectivo suele estar destinado a proporcionar un solo valor de una magnitud.

2) El valor proporcionado por un patrón colectivo es una media apropiada de los valores proporcionados por cada uno de los instrumentos.

Trazabilidad: propiedad del resultado de una medición o del valor de un patrón que permite relacionarlo con referencias especificadas, generalmente patrones nacionales e internacionales, a través de una cadena ininterrumpida de comparaciones, todas con incertidumbres especificadas.

Trazabilidad metrológica: propiedad de un resultado de medida por la cual el resultado puede relacionarse con una referencia mediante una cadena ininterrumpida y documentada de calibraciones, cada una de las cuales contribuye a la incertidumbre de medida.

Calibración: operación que, en condiciones especificadas, determina, en una primera etapa, la relación entre los valores y las incertidumbres de las mediciones que proporcionan los patrones de medición y las indicaciones correspondientes con las incertidumbres de medición asociadas y, en una segunda etapa, utiliza esta información para establecer una relación que permita obtener un resultado de medición a partir de una indicación.

Notas:

1) Una calibración puede expresarse mediante un enunciado, una función de calibración, un diagrama de calibración, una curva de calibración o una tabla de calibración. En ciertos casos, puede consistir en una corrección aditiva o multiplicativa de la indicación con una incertidumbre de medición asociada.

2) La calibración no debería confundirse con la operación de ajuste de un sistema de medición, a la que, a menudo, se denomina erróneamente "autocalibración", ni con la verificación de la calibración.

1.5.2 Procedimientos de normalización

Con objeto de controlar eficazmente la normalización de los instrumentos meteorológicos a escala nacional e internacional, la OMM ha adoptado un sistema de patrones nacionales y regionales. Las ubicaciones de los patrones regionales para la presión y la radiación se indican en el capítulo 3 de la parte I (anexo 3.B) y en el capítulo 7 de la parte I (anexo 7.C), respectivamente. En general, los patrones regionales son designados por las asociaciones regionales, y los patrones nacionales, por cada uno de los Miembros. Salvo que se especifique otra cosa, los instrumentos designados como patrones regionales y nacionales deberían compararse mediante patrones itinerantes, al menos una vez cada cinco años. No es indispensable que los instrumentos utilizados como patrones itinerantes tengan la incertidumbre de los patrones primarios o secundarios; sin embargo, deberían ser lo suficientemente robustos como para soportar el transporte sin que cambie su calibración.

Análogamente, los instrumentos utilizados en la práctica en un Servicio deberían compararse periódicamente, directa o indirectamente, con los patrones nacionales. Las comparaciones de instrumentos dentro de un Servicio deberían realizarse, en la medida de lo posible, en el momento en que los instrumentos se envían a una estación y, posteriormente, durante cada una de las inspecciones periódicas de la estación, tal y como se recomienda en la sección 1.3.5. Los instrumentos patrón portátiles utilizados por los inspectores deberían verificarse con los instrumentos patrón del Servicio antes y después de cada gira de inspección.

Deberían efectuarse comparaciones entre instrumentos operativos de diferentes diseños (o principios de funcionamiento), para garantizar la homogeneidad de las mediciones en el espacio y en el tiempo (véase la sección 1.3.4).

1.5.3 Símbolos, unidades y constantes

1.5.3.1 Símbolos y unidades

Las mediciones efectuadas con instrumentos proporcionan valores numéricos. La finalidad de estas mediciones consiste en obtener magnitudes físicas o meteorológicas que representen las condiciones de la atmósfera local. Para las actividades meteorológicas, las lecturas de los instrumentos representan variables, tales como la "presión atmosférica", "la temperatura del aire" o "la velocidad del viento". Habitualmente, una variable con el símbolo a se representa como $a = \{a\} \cdot [a]$, en donde $\{a\}$ constituye el valor numérico y [a] el símbolo de la unidad. Los principios generales relativos a las magnitudes, las unidades y los símbolos se especifican en ISO (1993) y en IUPAP (1987). Se debería utilizar el Sistema Internacional de Unidades (SI) como sistema

de unidades para la evaluación de los elementos meteorológicos incluidos en los informes destinados al intercambio internacional. La Oficina Internacional de Pesas y Medidas (BIPM) (1998) se encarga de publicar y actualizar este sistema. El Instituto Nacional de Normas y Tecnología (NIST) (1995) y la ISO (1993) publican guías para la utilización del SI. Las variables que no hayan sido definidas como un símbolo internacional por el Sistema Internacional de Magnitudes pero que se utilizan comúnmente en la meteorología, pueden encontrarse en las *International Meteorological Tables* (*Tablas meteorológicas internacionales)* (OMM, 1966) y en los capítulos correspondientes de la presente Guía.

En las observaciones meteorológicas deberían utilizarse las siguientes unidades:

a) presión atmosférica, p, en hectopascales (hPa)[5];
b) temperatura, t, en grados Celsius (°C), o T, en kelvin (K);

Nota: Las escalas de temperatura Celsius y Kelvin deberían adaptarse a la definición exacta de la Escala Internacional de Temperatura (para 2004: ITS-90, véase BIPM, 1990).

c) velocidad del viento, tanto en las observaciones de superficie como en altitud, en metros por segundo (m s^{-1});
d) dirección del viento en grados *dextrorsum* (en el sentido de las agujas del reloj) a partir del norte o en la escala 0-36, donde 36 es el viento del norte y 09 el viento del este (°);
e) humedad relativa, U, en porcentaje (%);
f) precipitación (cantidad total) en milímetros (mm) o en kilogramos por metro cuadrado (kg m^{-2})[6];
g) intensidad de la precipitación, R_i, en milímetros por hora (mm h^{-1}) o en kilogramos por metro cuadrado por segundo (kg m^{-2} s^{-1})[7];
h) equivalente en agua de la nieve en kilogramos por metro cuadrado (kg m^{-2});
i) evaporación en milímetros (mm);
j) visibilidad en metros (m);
k) irradiancia en vatios por metro cuadrado y exposición radiante en julios por metro cuadrado (W m^{-2}, J m^{-2});
l) duración de la insolación en horas (h);
m) altura de las nubes en metros (m);
n) nubosidad en octas;
o) geopotencial, utilizado en las observaciones en altitud, en metros geopotenciales tipo (m').

Nota: La altura, el nivel o la altitud se presentan con respecto a una referencia bien definida. Las referencias habituales son el nivel medio del mar (NMM), la altitud de la estación o la aeronave a 1 013,2 hPa.

El metro geopotencial tipo se define como 0,980 665 del metro dinámico; para los niveles de la troposfera, el geopotencial se aproxima en valor numérico a la altura expresada en metros.

1.5.3.2 Constantes

Se han adoptado las siguientes constantes para uso meteorológico:

a) temperatura absoluta del punto normal de hielo T_0 = 273,15 K (t = 0,00 °C);
b) temperatura absoluta del punto triple del agua T = 273,16 K (t = 0,01 °C), según se define en la ITS-90;
c) gravedad normal tipo (g_n) = 9,806 65 m s^{-2};
d) densidad del mercurio a 0 °C = $1{,}359\ 51 \cdot 10^4$ kg m^{-3}.

Los valores de otras constantes se indican en OMM (1966; 1988).

1.6 INCERTIDUMBRE DE LAS MEDICIONES

1.6.1 Mediciones meteorológicas

1.6.1.1 Generalidades

Esta sección trata de las definiciones que corresponden a la evaluación de la exactitud y a la medición de las incertidumbres en las mediciones físicas, y concluye con las especificaciones de las incertidumbres requeridas y alcanzables en meteorología. En primer lugar, se examinan algunas cuestiones que surgen particularmente en las mediciones meteorológicas.

El termino *medición* se define minuciosamente en la sección 1.6.2, pero en la mayor parte de esta Guía se utiliza en un sentido menos estricto con el

5 La unidad "pascal" es la principal unidad derivada del SI para indicar la magnitud de la presión. La unidad y símbolo "bar" es una unidad que no pertenece al SI; en cualquier documento donde se emplee, esta unidad (bar) deberá definirse en relación con el SI. Se recomienda dejar de utilizarla. Por definición, 1 mbar (milibar) ≡ 1 hPa (hectopascal).

6 Suponiendo que 1 mm sea igual a 1 kg m^{-2} independientemente de la temperatura.

7 Recomendación 3 (CSB-XII), anexo 1, adoptada mediante la Resolución 4 (EC-LIII).

significado de proceso de medición o su resultado, que también puede denominarse "observación". Una *muestra* es una sola medición, en general, una de una serie de lecturas puntuales o instantáneas de un sistema de sensores, de la que se obtiene un valor medio o suavizado para hacer una observación. En los capítulos 2 y 3 de la parte III se ofrece un enfoque más teórico de este aspecto.

Los términos *exactitud, error* e *incertidumbre* se definen minuciosamente en la sección 1.6.2, en la que se explica que la exactitud es un término cualitativo cuya expresión numérica es la incertidumbre. Esta constituye una práctica idónea y es la que se ha adoptado en la presente Guía. Anteriormente, se procedía al uso común y menos preciso de exactitud como en "una exactitud de ±*x*", que debería leerse "una incertidumbre de *x*".

1.6.1.2 Fuentes y estimaciones de error

Las fuentes de error en las diversas mediciones meteorológicas se tratan en forma detallada en los siguientes capítulos de la Guía pero, en general, pueden considerarse como la acumulación producida a través de la cadena de trazabilidad y de las condiciones de medición.

Como ejemplo para analizar la manera en que surgen los errores conviene tomar la temperatura del aire, pero también se puede adaptar fácilmente el siguiente razonamiento a la presión, al viento y a otras magnitudes meteorológicas. En lo que respecta a la temperatura, las fuentes de error en una medición individual son las siguientes:

a) Errores en los patrones internacionales, nacionales y de trabajo, y en las comparaciones realizadas entre ellos. Pueden considerarse desdeñables para aplicaciones meteorológicas.
b) Errores en las comparaciones entre los patrones de trabajo, itinerantes y/o de verificación y los instrumentos de campo utilizados en el laboratorio o en los baños líquidos sobre el terreno (si así se establece la trazabilidad). Son pequeños si el método es idóneo (por ejemplo, con una incertidumbre de ±0,1 K en el nivel de confianza del 95 por ciento, incluidos los errores mencionados en el párrafo a)), pero pueden muy bien ser mayores, según las aptitudes del operador y la calidad del equipo.
c) No linealidad, deriva, repetibilidad y reproducibilidad en el termómetro sobre el terreno y su transductor (según el tipo de elemento de termómetro).
d) Grado de eficacia de la transferencia de calor entre el elemento del termómetro y el aire en la garita meteorológica, que debería garantizar que el elemento se encuentra en equilibrio térmico con el aire (relacionado con la constante de tiempo o el coeficiente de retardo del sistema). En una garita ventilada y de diseño apropiado este error será muy pequeño, pero en otros casos puede ser grande.
e) Grado de eficacia de la garita meteorológica, que debería garantizar que el aire de la garita se encuentre a la misma temperatura que el aire inmediatamente circundante. Cuando el diseño de la garita es adecuado, este error es pequeño, pero la diferencia entre una garita eficaz y otra ineficaz puede ser de 3 °C o más, en algunas circunstancias.
f) Exposición, que debería garantizar que la garita se encuentre a una temperatura representativa de la región que se ha de vigilar. Las fuentes y sumideros de calor próximos (edificios u otras superficies no representativas que rodeen o estén por debajo de la garita) y la topografía (montículos y límites de separación entre superficies de tierra y agua) pueden dar lugar a errores importantes. Los metadatos de la estación deberían ofrecer una descripción adecuada de la exposición que se actualice periódicamente (véase el anexo 1.C) para informar a los usuarios de datos acerca de los posibles errores de exposición.

En todos los apartados anteriores surgen errores sistemáticos y errores aleatorios. Es posible reducir los efectos de las fuentes de error d) a f) si las operaciones se llevan a cabo cuidadosamente y se dispone de un terreno propicio para el emplazamiento; de lo contrario, estas fuentes pueden dar lugar a un error general muy grande. Sin embargo, a veces no se tienen en cuenta al examinar los errores, como si la calibración del sensor en un laboratorio pudiera definir completamente el error total.

En meteorología es difícil establecer el valor verdadero (Linacre, 1992). Comparando sobre el terreno instrumentos bien diseñados pueden determinarse las características de los instrumentos para dar una buena estimación de la incertidumbre derivada de los apartados a) a e) anteriores. Si se ha documentado debidamente la exposición de la estación, los efectos de la exposición imperfecta pueden corregirse sistemáticamente para algunos parámetros (por ejemplo, para el viento; véase OMM, 2002) y para otros deberían estimarse.

Si la región cuenta con suficientes estaciones fiables, un procedimiento operativo eficaz de control de calidad lo constituye la comparación de los datos de la estación con los campos analizados

numéricamente que utilizan datos de las estaciones vecinas. Las diferencias entre las observaciones individuales en la estación y los valores interpolados del campo analizado se deben a los errores en el campo, así como a la calidad del funcionamiento de la estación. Sin embargo, durante un período dado, el error medio en cada punto del campo analizado puede ser considerado cero si las estaciones circundantes son adecuadas para efectuar un buen análisis. En ese caso, es posible calcular las desviaciones media y típica de las diferencias entre la estación y el campo analizado y pueden considerarse como los errores en el sistema de medición de la estación (incluidos los efectos de exposición). La incertidumbre en la estimación del valor medio durante un largo período puede resultar, pues, muy reducida (si las circunstancias en la estación no cambian), lo cual sirve de base para estudiar el cambio climático.

1.6.2 Definiciones de mediciones y sus errores

La siguiente terminología relativa a la exactitud de las mediciones se ha extraído de ISO (2008), que contiene numerosas definiciones aplicables a las prácticas de las observaciones meteorológicas. ISO (1995) da orientaciones prácticas sumamente útiles y detalladas sobre el cálculo y la expresión de la incertidumbre en las mediciones.

Medición: serie de operaciones cuyo objetivo es determinar el valor de una magnitud.

Nota: Las operaciones pueden realizarse automáticamente.

Resultado de una medición: valor atribuido a un mesurando (la magnitud física que se mide), obtenido por medición.

Notas:

1) Cuando se da un resultado, debería precisarse si se refiere a la indicación, al resultado incorrecto o al resultado correcto, y si se han promediado varios valores.

2) La especificación completa de los resultados de una medición comprende información sobre la incertidumbre de la medición.

Resultado correcto: resultado de una medición después de corregir el error sistemático.

Valor (de una cantidad): magnitud de determinada cantidad expresada generalmente como una unidad de medición multiplicada por un número.

Ejemplo: Longitud de una varilla: 5,34 m.

Valor verdadero (de una cantidad): valor coherente con la definición de determinada cantidad.

<valor verdadero> = <valor objeto de medición> ± <incertidumbre>

Notas:

1) Valor que se obtendría con una medición perfecta.

2) Los valores verdaderos son, por su propia naturaleza, indeterminados.

Exactitud (de medición): grado de concordancia entre el resultado de una medición y un valor verdadero del mesurando.

Notas:

1) La "exactitud" es un concepto cualitativo.

2) El término "precisión" no debería utilizarse en lugar de "exactitud".

Repetibilidad (de resultados de mediciones): grado de concordancia entre los resultados de mediciones sucesivas del mismo mesurando realizadas en las mismas condiciones de medición.

Notas:

1) Estas condiciones se denominan condiciones de repetibilidad.

2) Las condiciones de repetibilidad comprenden:
   a) el mismo procedimiento de medición;
   b) el mismo observador;
   c) el mismo instrumento de medición, usado en las mismas condiciones (incluidas las meteorológicas);
   d) el mismo lugar;
   e) repetición durante un período breve.

3) La repetibilidad puede expresarse cuantitativamente en función de las características de dispersión de los resultados.

Reproducibilidad (de resultados de mediciones): grado de concordancia entre los resultados de mediciones del mismo mesurando realizadas en distintas condiciones de medición.

Notas:

1) Para que la especificación de reproducibilidad sea válida hay que especificar las condiciones que han cambiado.

2) Tales condiciones pueden comprender lo siguiente:
   a) el principio de medición;
   b) el método de medición;
   c) el observador;
   d) el instrumento de medición;
   e) el patrón de referencia;
   f) el lugar;
   g) las condiciones de utilización (incluidas las meteorológicas);
   h) el tiempo.

3) La reproducibilidad puede expresarse cuantitativamente en función de las características de dispersión de los resultados.

4) En este caso, por resultado se entiende, generalmente, los resultados corregidos.

Incertidumbre de medición (incertidumbre): parámetro no negativo que caracteriza la dispersión de los valores atribuidos al mesurando, sobre la base de la información utilizada.

Notas:
1) La incertidumbre de medición comprende componentes que surgen de efectos sistemáticos, tales como los componentes asociados con las correcciones y los valores asignados a los patrones de medición, así como con la incertidumbre relativa a las definiciones. A veces, no se corrigen los efectos sistemáticos estimados, sino que se incorporan componentes asociados a la incertidumbre.
2) El parámetro puede ser, por ejemplo, una desviación típica denominada incertidumbre típica (o un determinado múltiplo de ella) o bien la semianchura de un intervalo con una probabilidad de cobertura determinada.
3) La incertidumbre de medición comprende, en general, muchos componentes. Algunos de ellos pueden estudiarse mediante una evaluación de tipo A de la incertidumbre a partir de la distribución estadística de los valores de series de mediciones y pueden caracterizarse por desviaciones típicas. Los demás componentes, que pueden evaluarse mediante una evaluación de tipo B de la incertidumbre, también pueden caracterizarse por desviaciones típicas, evaluadas a partir de funciones de densidad de probabilidad basadas en la experiencia o en otra información.
4) En general, se sobrentiende que en una determinada información la incertidumbre de medición está asociada con un valor determinado asignado a un mesurando. Una modificación de este valor da lugar a una modificación de la incertidumbre asociada.

Error (de medición): resultado de una medición menos un valor verdadero del mesurando.

Nota: Como no puede determinarse un valor verdadero, en la práctica, se utiliza un valor verdadero convencional.

Desviación: el valor menos su valor verdadero convencional.

Error aleatorio: resultado de una medición menos la media que resultaría de un número infinito de mediciones del mismo mesurando realizadas en condiciones de repetibilidad.

Notas:
1) Error aleatorio es igual a error menos error sistemático.
2) Como solo puede tomarse un número finito de mediciones, únicamente es posible determinar una estimación del error aleatorio.

Error sistemático: media que resultaría de un número infinito de mediciones del mismo mesurando, realizadas en condiciones de repetibilidad, menos un valor verdadero del mesurando.

Notas:
1) Error sistemático es igual a error menos error aleatorio.
2) Al igual que ocurre con el valor verdadero, el error sistemático y sus causas no pueden conocerse totalmente.

Corrección: valor añadido algebraicamente al resultado no corregido de una medición para compensar un error sistemático.

1.6.3 Características de los instrumentos

Se han extraído de ISO (2008) otras propiedades de instrumentos que es preciso conocer para evaluar su incertidumbre.

Sensibilidad: cambio en la respuesta de un instrumento de medición dividido por el correspondiente cambio en el estímulo.

Nota: La sensibilidad puede depender del valor del estímulo.

Discriminación: capacidad de un instrumento de medición para responder a pequeños cambios en el valor del estímulo.

Resolución: expresión cuantitativa de la capacidad de un dispositivo de indicación para distinguir significativamente entre valores situados muy cerca de la cantidad indicada.

Histéresis: propiedad de un instrumento de medición según la cual su respuesta a determinado estímulo depende de la secuencia de los estímulos precedentes.

Estabilidad (de un instrumento): capacidad de un instrumento para mantener constantes sus características metrológicas en el tiempo.

Deriva: variación lenta con el tiempo de una característica metrológica de un instrumento de medición.

Tiempo de respuesta: intervalo entre el instante en que un estímulo está sometido a determinado cambio repentino y el instante en que la respuesta alcanza los límites especificados, y se mantiene en ellos, en torno a su valor estable definitivo.

En meteorología se utilizan frecuentemente otras definiciones, como las siguientes:

Especificaciones de tiempo de respuesta: con frecuencia se da el tiempo correspondiente al 90 por ciento del cambio instantáneo. El tiempo correspondiente al 50 por ciento del cambio instantáneo se denomina a veces semitiempo.

Cálculo del tiempo de respuesta: en la mayoría de los sistemas sencillos, la respuesta ante un cambio instantáneo es:

$$Y = A(1 - e^{-t/\tau}) \qquad (1.1)$$

donde Y es el cambio después del tiempo transcurrido t; A es la amplitud del cambio instantáneo aplicado; t es el tiempo transcurrido a partir del cambio instantáneo; y τ es una variable característica del sistema que tiene la dimensión del tiempo.

La variable τ se denomina constante de tiempo o coeficiente de inercia. Es el tiempo que tarda el instrumento, tras un cambio instantáneo, en alcanzar $1/e$ de la lectura estable definitiva.

En otros sistemas la respuesta es más complicada y no se examinará en este contexto (véase también el capítulo 2 de la parte III).

Error de inercia: error que puede darse en una serie de mediciones debido al tiempo finito de respuesta del instrumento de observación.

1.6.4 Incertidumbres de medición de un solo instrumento

Para la expresión y el cálculo de incertidumbres debería utilizarse ISO (1995), donde figura una serie de definiciones y métodos prácticos de información detallados, y una exposición completa de métodos estadísticos apropiados, con numerosos ejemplos.

1.6.4.1 Distribuciones estadísticas de las observaciones

Para determinar la incertidumbre de una medición individual, en primer lugar, se ha de considerar la aplicación de un método estadístico. Para tal fin, se dan las siguientes definiciones (ISO, 1995; 2008):

a) incertidumbre típica;
b) incertidumbre ampliada;
c) varianza, desviación típica;
d) intervalo de cobertura estadística.

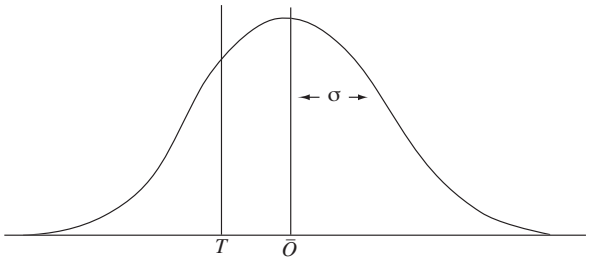


Figura 1.2. Distribución de datos en una comparación de instrumentos

Si se efectúan n comparaciones de un instrumento operativo manteniendo constantes la variable medida y todas las demás variables significativas, se establece la mejor estimación del valor verdadero utilizando un patrón de referencia, y la variable medida tiene una distribución gaussiana[8], los resultados pueden representarse como en la figura 1.2.

En esta figura T es el valor verdadero, $\bar{O}$ es la media de los n valores O observados con un instrumento y σ es la desviación típica de los valores observados con respecto a sus valores medios.

En esta situación se pueden identificar las siguientes características:

a) El error sistemático, a menudo denominado sesgo, dado por la diferencia algebraica $\bar{O} - T$. Los errores sistemáticos no pueden suprimirse pero con frecuencia pueden reducirse. Puede aplicarse un factor de corrección para compensar el efecto sistemático. Normalmente, deberían efectuarse calibraciones y ajustes adecuados para suprimir los errores sistemáticos de los sensores. Los errores sistemáticos ocasionados por efectos del medio ambiente o del emplazamiento solo pueden reducirse.
b) El error aleatorio, que surge de variaciones temporales y espaciales impredecibles o estocásticas. La medición de este efecto aleatorio puede expresarse mediante la desviación típica σ determinada tras n mediciones, donde n debería ser suficientemente grande. En principio, σ es una medición de la incertidumbre de $\bar{O}$.
c) La exactitud de la medición, que es el grado de concordancia entre el resultado de una medición y un valor verdadero del mesurando. La exactitud de un instrumento de medición es la capacidad de dar respuestas que se aproximen

8 Sin embargo, cabe señalar que algunas variables meteorológicas no siguen una distribución gaussiana. Véase la sección 1.6.4.2.3.

a un valor verdadero. Cabe señalar que la "exactitud" es un concepto cualitativo.

d) La incertidumbre de una medición, la cual representa un parámetro asociado con el resultado de una medición, que, a su vez, caracteriza la dispersión de los valores que cabe atribuir al mesurando. Las incertidumbres asociadas con los efectos aleatorios y sistemáticos causantes del error pueden evaluarse para expresar la incertidumbre de la medición.

1.6.4.2 Estimación del valor verdadero

En la práctica habitual, las observaciones se utilizan para hacer una estimación del valor verdadero. Si no existe un error sistemático o ha sido eliminado de los datos, es posible aproximarse al valor verdadero tomando la media de un gran número de mediciones independientes realizadas cuidadosamente. Cuando se dispone de pocas mediciones, el valor medio tiene una distribución propia y es posible indicar únicamente ciertos límites dentro de los cuales cabe esperar que se halle el valor verdadero. Para proceder así, se ha de elegir una probabilidad estadística (nivel de confianza) para los límites, y es preciso conocer la distribución de errores de las medias.

Natrella (1966) ofrece una explicación muy práctica y clara de este concepto y de otros afines. Una discusión más detallada aparece en Eisenhart (1963).

1.6.4.2.1 *Estimación del valor verdadero: cuando n es grande*

Cuando el número de observaciones n es grande, la distribución de las medias de las muestras es gaussiana, incluso cuando los propios errores de observación no lo son. En esta situación, o cuando se sabe por otras razones que la distribución de las medias de las muestras es gaussiana, los límites entre los cuales cabe esperar que se halle el valor verdadero de la media se obtienen a partir de las operaciones siguientes:

Límite superior: $$L_U = \bar{X} + k \cdot \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \qquad (1.2)$$

Límite inferior: $$L_L = \bar{X} - k \cdot \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \qquad (1.3)$$

donde $\bar{X}$ es el promedio de las observaciones $\bar{O}$ corregido en función del error sistemático; σ es la desviación típica de toda la población y k es un factor, de conformidad con el nivel de confianza elegido, que puede obtenerse utilizando la función de la distribución normal.

He aquí algunos valores de k:

Nivel de confianza	*90%*	*95%*	*99%*
k	1,645	1,960	2,575

El nivel de confianza utilizado en la tabla se basa en el supuesto de que el valor verdadero no se encuentre fuera del límite particular (superior o inferior) que ha de calcularse. Cuando se desee determinar el nivel de confianza de modo que el valor verdadero se encuentre entre ambos límites, hay que considerar las zonas exteriores, tanto superior como inferior. Teniendo esto presente, se puede ver que k toma el valor 1,96 para un 95 por ciento de probabilidad de que el valor verdadero de la media se encuentra entre los límites L_U y L_L.

1.6.4.2.2 *Estimación del valor verdadero: cuando n es pequeño*

Cuando n es pequeño, las medias de las muestras siguen la distribución t de Student, siempre que los errores de observación tengan una distribución gaussiana o casi gaussiana. En esta situación, para un nivel de confianza elegido, se pueden obtener los límites superior e inferior a partir de las operaciones siguientes:

Límite superior: $$L_U \approx \bar{X} + t \cdot \frac{\hat{\sigma}}{\sqrt{n}} \qquad (1.4)$$

Límite inferior: $$L_L \approx \bar{X} - t \cdot \frac{\hat{\sigma}}{\sqrt{n}} \qquad (1.5)$$

donde t es un factor (t de Student) que depende del nivel de confianza elegido y del número n de mediciones; y $\hat{\sigma}$ es la estimación de la desviación típica de toda la población, efectuada a partir de las mediciones obtenidas, utilizando:

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n} (X_i - \bar{X})^2}{n-1} = \frac{n}{n-1} \cdot \sigma_0^2 \qquad (1.6)$$

donde X_i es un valor individual O_i corregido en función del error sistemático.

He aquí algunos valores de *t*:

Nivel de confianza	*90%*	*95%*	*99%*
df			
1	6,314	12,706	63,657
4	2,132	2,776	4,604
8	1,860	2,306	3,355
60	1,671	2,000	2,660

donde *df* son los grados de libertad, relacionados con el número de mediciones por $df = n - 1$. El nivel de confianza utilizado en la tabla se basa en el supuesto de que el valor verdadero no se encuentre fuera del límite particular (superior o inferior) que ha de calcularse. Cuando se desee determinar el nivel de confianza de modo que el valor verdadero se encuentre entre los dos límites, hay que dejar un margen para el caso en que *n* sea grande. Teniendo esto presente, se puede ver que *t* toma el valor 2,306 para un 95 por ciento de probabilidad de que el valor verdadero de la media se encuentre entre los límites L_U y L_L cuando la estimación se hace a partir de nueve mediciones ($df = 8$).

Los valores de *t* se aproximan a los valores de *k* a medida que *n* es más grande, y puede verse que los valores de *k* son casi igualados por los valores de *t* cuando *df* es igual a 60. Por esta razón, se utilizan con frecuencia las tablas de *k* (en lugar de las tablas de *t*), cuando el número de mediciones de un valor medio es superior a 60, más o menos.

1.6.4.2.3 *Estimación del valor verdadero: comentarios adicionales*

Los investigadores deberían considerar si es probable que la distribución de errores sea o no gaussiana. La distribución de algunas variables, como la insolación, la visibilidad, la humedad y la altura de la base de las nubes, no es gaussiana y, por consiguiente, su tratamiento matemático ha de hacerse de conformidad con reglas válidas para cada distribución particular (Brooks y Carruthers, 1953).

En la práctica, las observaciones contienen tanto errores aleatorios como sistemáticos. En cada caso, hay que corregir el error sistemático del valor medio observado, si se sabe que existe. Al proceder así, la estimación del valor verdadero resulta imprecisa a causa de los errores aleatorios indicados por las expresiones y debido a cualquier componente desconocido del error sistemático. Deberían establecerse límites de incertidumbre del error sistemático y sumarse los correspondientes a los errores aleatorios para obtener la incertidumbre total. Sin embargo, a menos que la incertidumbre del error sistemático pueda expresarse en términos probabilísticos y combinarse debidamente con el error aleatorio, no se conocerá el nivel de confianza. Por lo tanto, conviene determinar completamente el error sistemático.

1.6.4.3 Expresión de la incertidumbre

Si se observan efectos aleatorios y sistemáticos, pero no es posible efectuar ni aplicar reducciones o correcciones, debería estimarse la incertidumbre resultante. Esta incertidumbre se determina después de realizar una estimación de la incertidumbre que surge de los efectos aleatorios y de la corrección imperfecta del resultado en función de los efectos sistemáticos. Es una práctica común expresar la incertidumbre como "incertidumbre ampliada" con respecto al "intervalo de cobertura estadística". Con el fin de guardar coherencia con la práctica común que se adopta en metrología, debería utilizarse el 95 por ciento del nivel de confianza, o $k = 2$, para todos los tipos de mediciones:

$$\langle \textit{incertidumbre ampliada} \rangle = k \cdot \sigma = 2 \cdot \sigma \qquad (1.7)$$

Por consiguiente, el valor verdadero, definido en la sección 1.6.2, puede expresarse como:

$$\langle \textit{valor verdadero} \rangle = \langle \textit{valor medido} \rangle \pm \langle \textit{incertidumbre ampliada} \rangle = \langle \textit{valor medido} \rangle \pm 2\sigma$$

1.6.4.4 Medición de valores discretos

Aunque resulta posible describir correctamente el estado de la atmósfera mediante variables o magnitudes físicas, algunos fenómenos meteorológicos se expresan en términos de valores discretos. La detección de la insolación, la precipitación o las descargas eléctricas, y la precipitación engelante constituyen ejemplos típicos de esos valores. Todos estos parámetros pueden expresarse únicamente mediante "sí" o "no". Hay una serie de parámetros, todos ellos pertenecientes al grupo de fenómenos de tiempo presente, donde existen más de dos posibilidades. Por ejemplo, es necesario distinguir entre llovizna, lluvia, nieve, granizo y sus combinaciones cuando se informa de las condiciones de tiempo presente. Para esos fines no son aplicables cálculos como los indicados anteriormente. Algunos de estos parámetros están relacionados con un valor umbral numérico (por ejemplo, la detección de la

insolación utilizando la intensidad de la radiación directa), y la incertidumbre de cualquier variable derivada (por ejemplo, la duración de la insolación) puede determinarse a partir de la incertidumbre estimada de la variable inicial (por ejemplo, la intensidad de la radiación directa). Sin embargo, este método es únicamente aplicable en el caso de los parámetros derivados, y no en el de los fenómenos típicos de tiempo presente. Aunque no pueda presentarse un método numérico sencillo, se dispone de varias técnicas estadísticas para determinar la calidad de dichas observaciones. Estas técnicas se basan en comparaciones efectuadas entre dos conjuntos de datos, uno de los cuales sirve de referencia. Tal comparación da lugar a una matriz de contingencia, que representa las frecuencias correlacionadas de los fenómenos mutuos. En la forma más sencilla, cuando una variable es booleana ("sí" o "no"), se trata de una matriz de dos por dos donde los elementos del eje diagonal muestran el número de sucesos iguales mientras que en los demás elementos de la matriz aparecen los "aciertos perdidos" y las "falsas alarmas". Una matriz de esa índole permite determinar los resultados o índices de verificación de manera que sean representativos de la calidad de la observación. Esta técnica se describe en Murphy y Katz (1985). En Kok (2000) se expone el tema a grandes rasgos.

1.6.5 Exactitud requerida

1.6.5.1 Generalidades

La incertidumbre con que debería medirse una variable meteorológica cambia de acuerdo con el fin específico para el que se requiere la medición. En general, los límites de rendimiento de un dispositivo o sistema de medición estarán determinados por la variabilidad del elemento que ha de medirse en las escalas espaciales y temporales apropiadas para la aplicación.

Puede considerarse que toda medición se compone de dos partes: la señal y el ruido. La señal constituye la magnitud que se ha de determinar, y el ruido es la parte irrelevante. El ruido puede proceder de varias fuentes: de un error de observación, porque la observación no se realiza en el momento ni en el lugar adecuados, o porque en la magnitud observada se producen irregularidades de corta duración o pequeña escala sin interés para las observaciones, y es necesario corregirlas. Suponiendo que el error de observación pudiera reducirse conforme se deseara, el ruido derivado de otras causas fijaría un límite a la exactitud. Una mayor perfección en la técnica de observación permitiría mejorar la medición del ruido, pero no daría resultados mucho mejores de la señal.

En el otro extremo, un instrumento —cuyo error sea mayor que la amplitud de la propia señal— puede proporcionar poca o ninguna información sobre la señal. Así pues, para diversos fines, las amplitudes del ruido y de la señal sirven, respectivamente, para determinar:

a) los límites de rendimiento por encima de los cuales es innecesaria la mejora; y
b) los límites de rendimiento por debajo de los cuales los datos obtenidos tendrían un valor insignificante.

Este argumento de definir y determinar los límites a) y b) anteriores fue desarrollado ampliamente por la OMM (1970) para los datos de observación en altitud. Sin embargo, las especificaciones de los requisitos no se deducen por lo general de ese razonamiento, sino de las percepciones del rendimiento que pueden lograrse en la práctica, por un lado, y de las necesidades de los usuarios de los datos, por otro.

1.6.5.2 Rendimiento requerido y alcanzable

El rendimiento de un sistema de medición comprende su fiabilidad, el capital, los gastos fijos y de amortización y la resolución espacial, pero el rendimiento que interesa en este contexto se limita a la incertidumbre (incluida la resolución de escala) y la resolución en el tiempo.

Se han formulado varias especificaciones de requisitos, y tanto las necesidades como la capacidad cambian con el tiempo. Las especificaciones señaladas en el anexo 1.D son las más fidedignas en el momento de redactarse el texto, y muchas pueden considerarse orientaciones útiles para el desarrollo, si bien no son totalmente definitivas.

Los requisitos de las variables más utilizadas en meteorología sinóptica, aeronáutica y marina y en climatología se resumen en el anexo 1.D[9], en el que solo se indican los requisitos para las mediciones de superficie que se intercambian internacionalmente.

9 Establecidos por el Equipo de expertos de la CSB sobre las necesidades de datos procedentes de estaciones meteorológicas automáticas (2004) y aprobados por el presidente de la CIMO para incluirlos en esta edición de la Guía tras celebrar consultas con los presidentes de las demás comisiones técnicas.

En OMM (2010*c*) se detallan los requisitos de los centros del Sistema Mundial de Proceso de Datos y de Predicción en materia de datos de observación para el intercambio mundial y regional. El requisito de incertidumbre para las mediciones del viento se indica por separado para la velocidad y la dirección, por ser así como se consigna la información sobre el viento.

La capacidad de los distintos sensores o sistemas de observación para cumplir los requisitos especificados cambia constantemente, a medida que avanza la tecnología relativa a instrumentos y observación. Las características de los sensores o sistemas típicos de que se dispone actualmente se indican en el anexo 1.D[10]. Debería señalarse que la incertidumbre operativa alcanzable en muchos casos no responde a los requisitos especificados. En el caso de algunas de las magnitudes, estas incertidumbres solo pueden lograrse con el equipo y los procedimientos de la máxima calidad.

Los requisitos de incertidumbre relativos a las mediciones en altitud se abordan en el capítulo 12 de la parte I.

10 Establecidas por el Equipo de expertos de la CIMO sobre tecnología y técnicas de medición en superficie (2004) y confirmadas por el presidente de la CIMO para incluirlas en la presente Guía.

ANEXO 1.A
CENTROS REGIONALES

1. Considerando la necesidad de realizar la calibración y el mantenimiento regulares de los instrumentos meteorológicos para atender las crecientes necesidades de datos meteorológicos e hidrológicos de gran calidad, la necesidad de establecer la jerarquía de trazabilidad de las mediciones respecto de las normas del Sistema Internacional de Unidades (SI), los requerimientos de los Miembros sobre la normalización de instrumentos meteorológicos y medioambientales afines, la necesidad de comparaciones y evaluaciones internacionales de instrumentos en apoyo de la compatibilidad y homogeneidad de los datos a nivel mundial, la necesidad de formar expertos en instrumentos y el papel desempeñado por los Centros Regionales de Instrumentos (CRI) de la Red mundial de sistemas de observación de la Tierra, el Programa de prevención de los desastres naturales y de atenuación de sus efectos y otros programas multisectoriales de la OMM, se ha recomendado lo siguiente:[11]

A. **Los CRI con capacidades y funciones completas** deberían contar con las capacidades siguientes para el desempeño de sus correspondientes funciones:

Capacidades:

a) un CRI debe disponer de las instalaciones y el equipo de laboratorio necesarios para desempeñar las funciones adecuadas para la calibración de instrumentos meteorológicos y medioambientales afines o tener acceso a los mismos;
b) un CRI debe mantener un conjunto de instrumentos meteorológicos patrón y establecer la trazabilidad de sus propias normas e instrumentos de medición respecto del SI;
c) un CRI debe contar con un personal directivo y técnico cualificado, con la experiencia necesaria en el desempeño de sus funciones;
d) un CRI debe desarrollar sus propios procedimientos técnicos para la calibración de instrumentos meteorológicos y medioambientales afines, empleando para ello equipos de calibración utilizados por el CRI;
e) un CRI debe desarrollar sus propios procedimientos de aseguramiento de la calidad;
f) un CRI debe participar en comparaciones interlaboratorios de instrumentos y métodos de calibración normalizados, u organizarlas;
g) un CRI debe, cuando proceda, utilizar los recursos y las capacidades de la Región como mejor convenga a esta;
h) un CRI debe, en la medida de lo posible, aplicar normas internacionales relativas a los laboratorios de calibración, como la norma ISO/IEC 17025;
i) una autoridad reconocida debe evaluar un CRI como mínimo una vez cada cinco años, para verificar sus capacidades y su rendimiento.

Funciones correspondientes:

j) un CRI debe ayudar a los Miembros de la Región a calibrar sus instrumentos nacionales patrón meteorológicos y de vigilancia medioambiental afines;
k) un CRI debe participar en intercomparaciones de la OMM y/o regionales de instrumentos u organizarlas, atendiendo a las recomendaciones pertinentes de la CIMO;
l) atendiendo a las recomendaciones pertinentes sobre el Marco de gestión de la calidad de la OMM, un CRI debe llevar a cabo aportaciones positivas a los Miembros en lo referente a la calidad de las mediciones;
m) un CRI debe asesorar a los Miembros sobre las preguntas que se planteen en materia de rendimiento de los instrumentos, su mantenimiento y la disponibilidad de material didáctico al respecto;
n) un CRI debe participar activamente en la organización de talleres regionales sobre instrumentos meteorológicos y medioambientales afines, o ayudar a ella;
o) un CRI debe cooperar con otros CRI en la normalización de las mediciones meteorológicas y medioambientales afines;
p) un CRI debe informar regularmente a los Miembros, y presentar anualmente un informe[12] al presidente de la asociación regional y a la Secretaría de la OMM acerca de los servicios ofrecidos a los Miembros y sobre las actividades realizadas.

11 Recomendación de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su decimocuarta reunión, celebrada en 2006.

12 Se recomienda utilizar la web para este fin.

B. **Los CRI con capacidades y funciones básicas** deberían contar con las capacidades siguientes para el desempeño de sus correspondientes funciones:

Capacidades:

a) un CRI debe disponer de las instalaciones y el equipo de laboratorio necesarios para desempeñar las funciones adecuadas para la calibración de instrumentos meteorológicos y medioambientales afines;
b) un CRI debe mantener un conjunto de instrumentos meteorológicos patrón[13] y establecer la trazabilidad de sus propias normas e instrumentos de medición respecto del SI;
c) un CRI debe contar con un personal directivo y técnico cualificado, con la experiencia necesaria en el desempeño de sus funciones;
d) un CRI debe desarrollar sus propios procedimientos técnicos para la calibración de instrumentos meteorológicos y medioambientales afines, empleando para ello equipos de calibración utilizados por el CRI;
e) un CRI debe desarrollar sus propios procedimientos de aseguramiento de la calidad;
f) un CRI debe participar en comparaciones interlaboratorios de instrumentos y métodos de calibración normalizados, u organizarlas;
g) un CRI debe, cuando proceda, utilizar los recursos y las capacidades de la Región como mejor convenga a esta;
h) un CRI debe, en la medida de lo posible, aplicar normas internacionales relativas a los laboratorios de calibración, como la norma ISO/IEC 17025;
i) una autoridad reconocida debe evaluar un CRI como mínimo una vez cada cinco años, para verificar sus capacidades y su rendimiento.

Funciones correspondientes:

j) un CRI debe ayudar a los Miembros de la Región a calibrar sus instrumentos nacionales patrón meteorológicos y de vigilancia medioambiental afines de conformidad con la capacidad b);
k) atendiendo a las recomendaciones pertinentes sobre el Marco de gestión de la calidad de la OMM, un CRI debe llevar a cabo aportaciones positivas a los Miembros en lo referente a la calidad de las mediciones;
l) un CRI debe asesorar a los Miembros sobre las preguntas que se planteen en materia de rendimiento de los instrumentos, su mantenimiento y la disponibilidad de material didáctico al respecto;
m) un CRI debe cooperar con otros CRI en la normalización de los instrumentos meteorológicos y medioambientales afines;
n) un CRI debe informar regularmente a los Miembros, y presentar anualmente un informe[14] al presidente de la asociación regional y a la Secretaría de la OMM acerca de los servicios ofrecidos a los Miembros y sobre las actividades realizadas.

2. Las asociaciones regionales interesadas han designado los siguientes Centros Regionales de Instrumentos: Argel (Argelia), El Cairo (Egipto), Casablanca (Marruecos), Nairobi (Kenya) y Gaborone (Botswana), para la AR I; Pekín (China) y Tsukuba (Japón) para la AR II; Buenos Aires (Argentina) para la AR III; Bridgetown (Barbados), Mount Washington (Estados Unidos de América) y San José (Costa Rica) para la AR IV; Manila (Filipinas) y Melbourne (Australia) para la AR V; Bratislava (Eslovaquia), Liubliana (Eslovenia) y Trappes (Francia) para la AR VI.

13 Para la calibración de una o más de las variables siguientes: temperatura, humedad, presión u otras especificadas por la Región.

14 Se recomienda utilizar la web para este fin.

ANEXO 1.B

CLASIFICACIONES DE EMPLAZAMIENTOS DE LAS ESTACIONES TERRESTRES DE OBSERVACIÓN EN SUPERFICIE

Las condiciones del entorno de un emplazamiento[15] pueden generar errores de medición que van más allá de las tolerancias previstas para los instrumentos. En general, se presta más atención a las características del equipo que a las condiciones del entorno donde se realizan las mediciones; sin embargo, son a menudo esas condiciones las que distorsionan los resultados, afectando su representatividad, especialmente cuando se trate de un sitio que se supone es representativo de una zona extensa (es decir, entre 100 y 1 000 km^2).

En la presente Guía figuran los criterios de exposición para varios sensores. Pero, ¿qué se tendría que hacer cuando no se den las condiciones estipuladas?

Existen emplazamientos que no cumplen con los criterios de exposición recomendados. Por consiguiente, se ha establecido una clasificación para ayudar a determinar la representatividad de un emplazamiento concreto a pequeña escala (efectos del entorno inmediato). Así, un emplazamiento de clase 1 puede considerarse como un emplazamiento de referencia, mientras que un emplazamiento de clase 5 es un lugar donde los obstáculos circundantes crean un entorno inapropiado para realizar mediciones meteorológicas que pretendan ser representativas de una zona extensa (al menos de decenas de kilómetros cuadrados) y donde, por ende, se debería evitar realizar dichas mediciones. Cuanto más baja sea la clase del emplazamiento, mayor será la representatividad de las mediciones de un área de gran extensión. Un emplazamiento con una clasificación baja (un número alto) puede seguir siendo valioso para una aplicación concreta que precise de mediciones en ese lugar en particular, incluidos los obstáculos locales.

Cada tipo de medición que se realice en un determinado emplazamiento está sujeto a una clasificación por separado.

Al vincular las mediciones con sus grados de incertidumbre, la clasificación se puede utilizar para definir la clase máxima de una estación con el fin de integrarla en una red determinada o usarla para una aplicación concreta. En un mundo perfecto, todas las estaciones ostentarían la clase 1, pero el mundo real no es perfecto y son necesarias algunas concesiones. Lo mejor es aceptar esta situación y documentarla mediante esta clasificación de emplazamientos.

A juzgar por la experiencia de Météo-France, el proceso de clasificación permite que los integrantes y los administradores de una red tengan más en cuenta los criterios de exposición y, por lo tanto, a menudo se seleccionen mejores emplazamientos. Como mínimo, el entorno escogido se reconoce y documenta en los metadatos. Evidentemente, es posible e incluso recomendable documentar de forma exhaustiva las características del emplazamiento, aunque ello podría conllevar el riesgo de incrementar la complejidad de los metadatos, lo que a menudo podría restringir su utilización operativa. Esa es la razón por la cual se ha determinado esta clasificación de emplazamientos, con el fin de condensar la información y facilitar el uso operativo de la información de los metadatos.

No se asigna un único grado de clasificación a cada emplazamiento en su conjunto. Cada parámetro que se mide en un emplazamiento dispone de su propia clasificación que, a veces, es diferente de la del resto. Si fuera necesaria una clasificación global de un emplazamiento, se podría aplicar el valor máximo de los grados de los parámetros.

Se debería revisar periódicamente la categoría de cada emplazamiento pues las condiciones del entorno pueden variar a lo largo del tiempo. Se recomienda realizar sistemáticamente, cada año, una comprobación visual: en caso de que algunas características del entorno hayan cambiado es necesario un nuevo proceso de clasificación.

Se debería actualizar la clasificación de un emplazamiento al menos cada cinco años.

15 Un “emplazamiento” es el lugar donde está instalado el instrumento.

En el texto que figura a continuación, la clasificación se ha completado (ocasionalmente) con una estimación de la incertidumbre correspondiente al lugar, que se ha de añadir a la incertidumbre proyectada de las mediciones. Esta estimación se apoya en estudios bibliográficos o en algunas pruebas comparativas.

El principal objetivo de esta clasificación consiste en documentar la presencia de obstáculos cercanos al lugar de las mediciones. Por consiguiente, puede que no se tenga en cuenta el relieve natural del paisaje si está situado a cierta distancia (por ejemplo, más de un kilómetro). Una forma de juzgar si el relieve del entorno es representativo consiste en preguntarse si cambiaría la clase al desplazarse la estación unos 500 metros. En caso de respuesta negativa, el relieve constituye una característica natural de la zona y no se ha de tener en cuenta.

En general, un terreno accidentado o un área urbana conllevan un número de clase más elevado. En esos casos se puede añadir al número de clase 4 o 5 un indicador "S" que señala un entorno o una aplicación especiales (por ejemplo, 4S).

TEMPERATURA Y HUMEDAD DEL AIRE

Los sensores situados dentro de una garita deberán montarse a una altura determinada por el servicio meteorológico (entre 1,25 m y 2 m, de acuerdo con lo indicado en la presente Guía). La altura nunca debería ser inferior a 1,25 m. El respeto del límite superior es menos estricto, ya que el gradiente de temperatura con la altura decrece con esta última. Por ejemplo, en el caso de sensores situados a alturas de entre 1,5 m y 2 m la diferencia en la temperatura es inferior a 0,2 °C.

Las principales discrepancias se deben a superficies y sombras artificiales:

a) Los obstáculos que rodean la garita influyen en el equilibrio radiativo de la misma. Al emitir una radiación infrarroja más caliente o reflejar las radiaciones, un obstáculo vertical próximo a una garita puede impedir el paso de la radiación solar o "protegerla" del enfriamiento radiativo nocturno del aire.
b) Se debería evitar la cercanía de superficies artificiales que podrían elevar la temperatura del aire. El alcance de su influencia depende de las condiciones del viento, pues este afecta a la circulación del aire. Hay que tener en cuenta las superficies reflectantes o fuentes de calor que no son naturales o que son artificiales (por ejemplo, edificios, superficies de hormigón o aparcamientos), así como los puntos de agua (por ejemplo, estanques, lagos o zonas de riego).

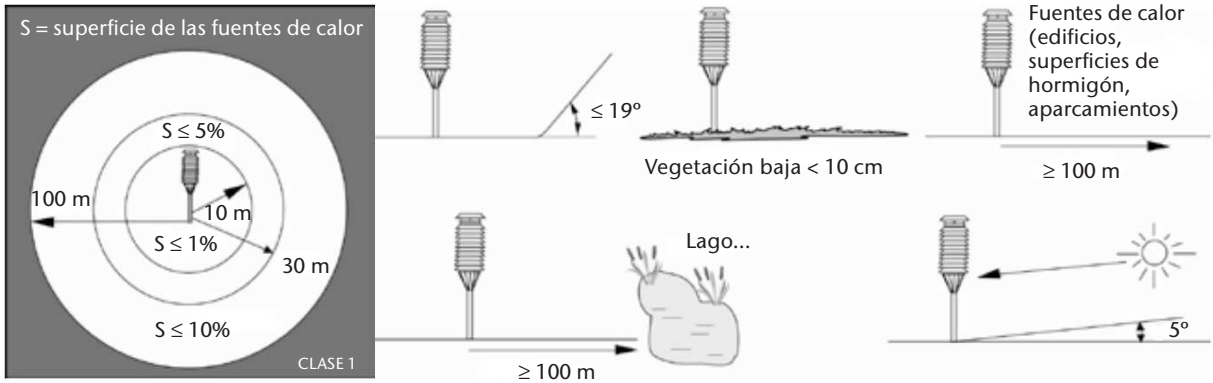
Se debería evitar la sombra de obstáculos cercanos. Sin embargo, la influencia del relieve natural no se toma en consideración para la clasificación (véase más arriba).

La altura indicada de crecimiento de la vegetación representa la altura de la vegetación bajo unas condiciones de mantenimiento "regular". Se distingue entre la altura estructural de la vegetación (según las especies locales) y la altura resultante de un mantenimiento deficiente. Por lo tanto, la clasificación de un emplazamiento determinado se asigna dando por supuesto que el lugar está correctamente conservado (salvo cuando no sea factible).

Clase 1

a) Terreno plano, horizontal, rodeado de espacios abiertos, con una pendiente inferior a 1/3 (19°).
b) Suelo cubierto con una vegetación natural y baja (menos de 10 cm) característica de la región.
c) Punto de medición situado:
   i) a más de 100 m de una fuente de calor o de una superficie reflectante (edificios, superficies de hormigón, aparcamientos, etc.);
   ii) a más de 100 m de una extensión de agua (a no ser que sea importante en la región);
   iii) fuera del alcance de cualquier proyección de sombras cuando la elevación del Sol sobrepase los 5°.

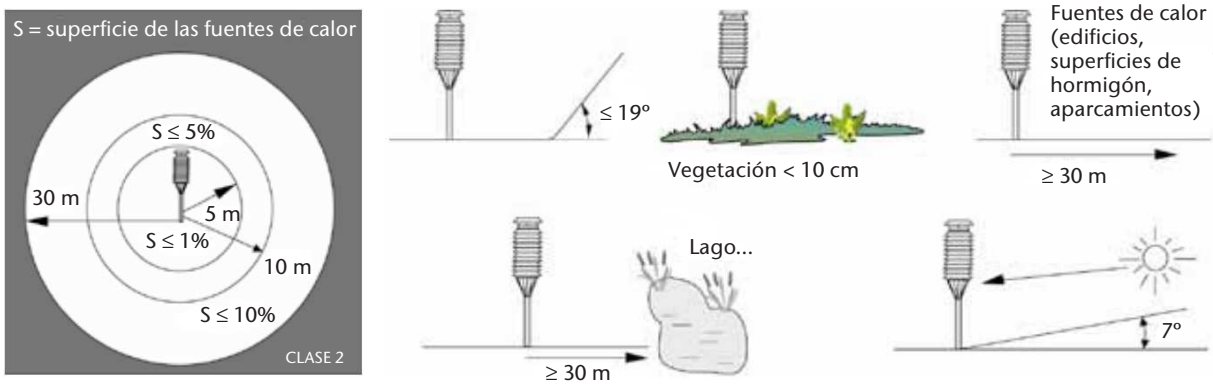
Se considera que una fuente de calor (o una extensión de agua) ejerce influencia cuando ocupe más del 10% del área circundante en un radio de 100 m alrededor de la garita, abarque el 5% de un anillo situado entre 10 m y 30 m del centro o cubra el 1% de un círculo de 10 m de radio.



Clase 2

a) Terreno plano, horizontal, rodeado de espacios abiertos, con una pendiente inferior a 1/3 (19°).
b) Suelo cubierto con una vegetación natural y baja (menos de 10 cm) característica de la región.
c) Punto de medición situado:
   i) a más de 30 m de una fuente artificial de calor o de una superficie reflectante (edificios, superficies de hormigón, aparcamientos, etc.);
   ii) a más de 30 m de una extensión de agua (a no ser que sea importante en la región);
   iii) fuera del alcance de cualquier proyección de sombras cuando la elevación del Sol sobrepase los 7°.

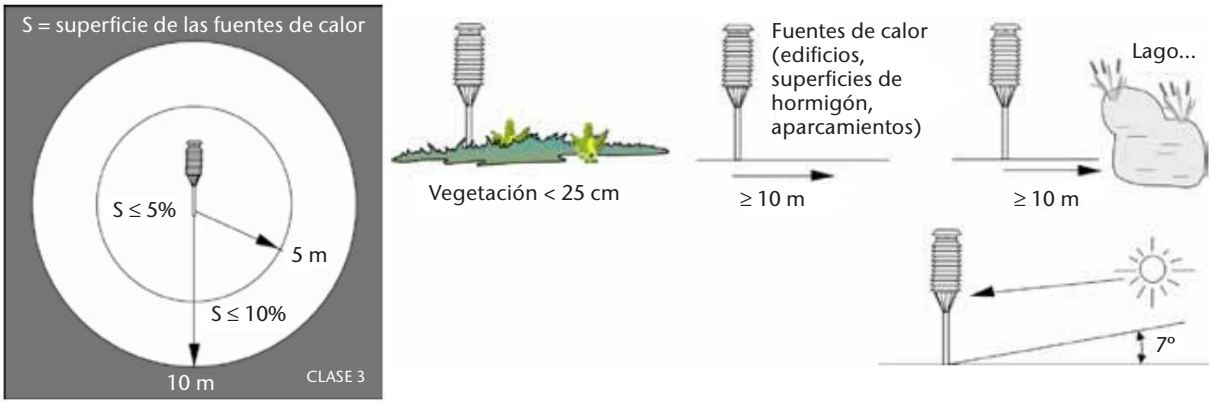
Se considera que una fuente de calor (o una extensión de agua) ejerce influencia cuando ocupe más del 10% del área circundante en un radio de 30 m alrededor de la garita, abarque el 5% de un anillo situado entre 5 m y 10 m del centro o cubra el 1% de un círculo de 5 m de radio.



Clase 3 (incertidumbre adicional estimada: 1 °C)

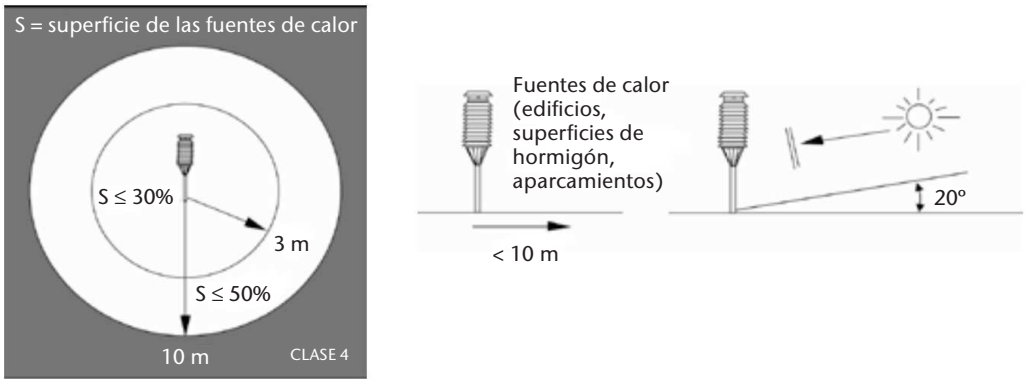
a) Suelo cubierto con una vegetación natural y baja (menos de 25 cm) característica de la región.
b) Punto de medición situado:
   i) a más de 10 m de una fuente artificial de calor o de una superficie reflectante (edificios, superficies de hormigón, aparcamientos, etc.);
   ii) a más de 10 m de una extensión de agua (a no ser que sea importante en la región);
   iii) fuera del alcance de cualquier proyección de sombras cuando la elevación del Sol sobrepase los 7°.

Se considera que una fuente de calor (o una extensión de agua) ejerce influencia cuando ocupe más del 10% del área circundante en un radio de 10 m alrededor de la garita o abarque el 5% de un círculo de 5 m de radio.



Clase 4 (incertidumbre adicional estimada: 2 °C)

a) Cerca de fuentes artificiales de calor y de superficies reflectantes (edificios, superficies de hormigón, aparcamientos, etc.) o de una extensión de agua (a no ser que sea importante en la región) que ocupen:
   i) menos del 50% de la superficie dentro de un área circular de 10 m de radio alrededor de la garita;
   ii) menos del 30% de la superficie dentro de un área circular de 3 m de radio alrededor de la garita.
b) Fuera del alcance de cualquier proyección de sombras cuando la elevación del Sol sobrepase los 20°.



Clase 5 (incertidumbre adicional estimada: 5 °C)

Emplazamiento que no cumple con los requisitos de la clase 4.

PRECIPITACIÓN

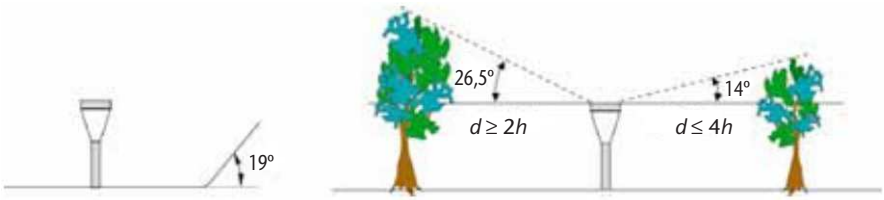
El viento es la principal fuente de alteración de las mediciones de la precipitación, a causa del efecto de los instrumentos sobre el flujo de aire. A no ser que el pluviómetro esté artificialmente protegido contra el viento, por ejemplo con un paravientos, los mejores emplazamientos a menudo se hallan en claros de bosques o de huertos, entre los árboles, en zonas de matorrales, o donde cualquier otro objeto actúe eficazmente como cortavientos, contrarrestando las corrientes que vengan de cualquier dirección. La condición ideal de una instalación consiste en colocar el equipo en un área que esté uniformemente rodeada de obstáculos de la misma altura. Se considera un obstáculo cualquier objeto con una anchura angular igual o superior a 10°.

La elección de este tipo de emplazamiento no es compatible con las restricciones referentes a la altura de otros equipos de medición. En la práctica, estas condiciones son muy poco realistas. Si los obstáculos no fueran uniformes tendrían tendencia a generar turbulencias que podrían distorsionar las mediciones, y este efecto se intensificaría en caso de precipitación sólida. Por esta razón, criterios de elevación más realistas imponen que se mantengan ciertos obstáculos a una distancia determinada aunque, de forma deliberada, no se tenga en cuenta la orientación de dichos obstáculos respecto a la dirección dominante del viento. De hecho, las fuertes precipitaciones están a menudo asociadas con factores de convección, con lo cual la dirección del viento no es necesariamente la del viento dominante. Se considera que los obstáculos tienen una altura uniforme cuando el cociente entre la altura máxima y la mínima es inferior a 2.

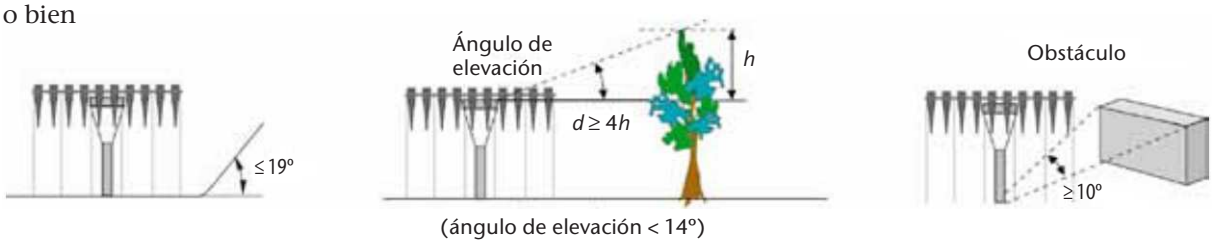
Para la altura de los obstáculos se utiliza como referencia la altura de la superficie de captación del pluviómetro.

Clase 1

a) Terreno plano, horizontal, rodeado de espacios abiertos, con una pendiente inferior a 1/3 (19°). Pluviómetro rodeado de obstáculos de altura uniforme, dentro de un ángulo de elevación de entre 14° y 26° (obstáculos a una distancia equivalente a entre 2 y 4 veces su altura).
b) Terreno plano, horizontal, rodeado de espacios abiertos, con una pendiente inferior a 1/3 (19°). Con un pluviómetro artificialmente a resguardo contra el viento en una garita, el instrumento no necesita particularmente estar protegido por obstáculos de altura uniforme. En ese caso, cualquier otro obstáculo debe situarse a una distancia de al menos 4 veces su altura.

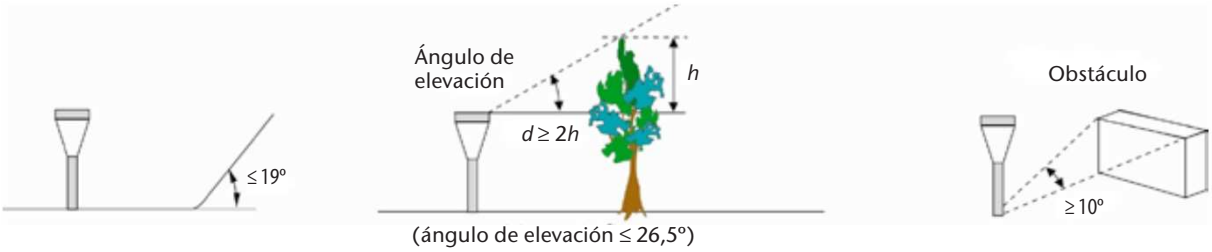


o bien



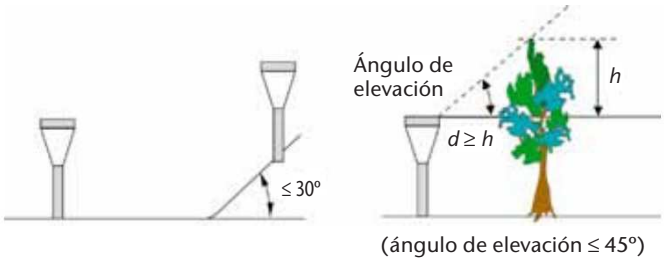
Clase 2 (incertidumbre adicional estimada: hasta 5%)

a) Terreno plano, horizontal, rodeado de espacios abiertos, con una pendiente inferior a 1/3 (19°).
b) Los posibles obstáculos deben situarse a una distancia de al menos dos veces su altura (con respecto a la altura de la superficie de captación del pluviómetro).



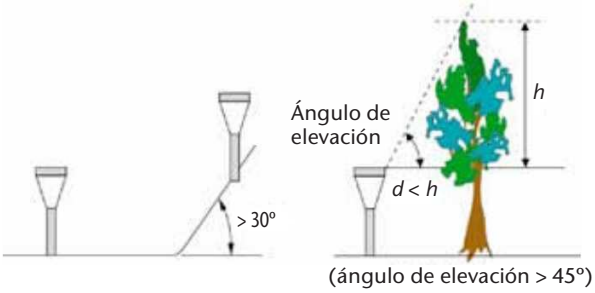
Clase 3 (incertidumbre adicional estimada: hasta 15%)

a) Terreno rodeado de espacios abiertos, con una pendiente inferior a ½ (≤ 30°).
b) Los posibles obstáculos deben situarse a una distancia mayor que la altura del obstáculo.



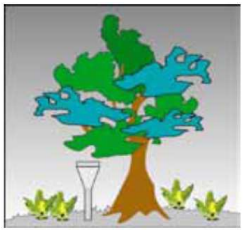
Clase 4 (incertidumbre adicional estimada: hasta 25%)

a) Terreno con una pendiente pronunciada (> 30°).
b) Los posibles obstáculos deben situarse a una distancia mayor que la mitad (½) de la altura del obstáculo.



Clase 5 (incertidumbre adicional estimada: hasta 100%)

Obstáculos situados a una distancia menor que la mitad (½) de su altura (árboles, tejados, muros, etc.).



VIENTO DE SUPERFICIE

Los criterios convencionales sobre elevación determinan que los sensores deberán situarse 10 m por encima de la superficie del suelo y en terreno abierto. En este caso se considera terreno abierto una superficie donde los obstáculos estén situados a una distancia mínima equivalente al menos a diez veces su altura.

RUGOSIDAD

Las mediciones del viento no solo se ven alteradas por los obstáculos circundantes, sino también por la rugosidad del terreno. Según la definición de la OMM, el viento de superficie para estaciones terrestres es el que sopla a una altura geométrica de 10 m y con una longitud de rugosidad de 0,03 m.

El anterior se considera como viento de referencia para el cual se conocen las condiciones exactas (10 m de altura y longitud de rugosidad de 0,03 m).

Por lo tanto, es necesario disponer de información sobre la rugosidad del terreno que rodea el emplazamiento de medición. Esa rugosidad debería utilizarse para expresar el viento medido con respecto al viento de referencia, pero se trata de un procedimiento que solo se puede aplicar cuando los obstáculos no estén demasiado cerca. Las cuestiones relacionadas con la rugosidad del terreno y con el procedimiento de corrección se describen en el capítulo 5 de la parte I de esta Guía.

A continuación, como recordatorio, se reproduce la clasificación de rugosidad que figura en el anexo del capítulo 5 de la parte I:

Clasificación del terreno realizada por Davenport (1960) y adaptada por Wieringa (1980*b*) según la longitud de rugosidad aerodinámica z_0

Clase	*Breve descripción del terreno*	z_0 (*m*)
2	Marismas, nieve; ausencia de vegetación, ausencia de obstáculos	0,005
3	Terreno llano y despejado; hierba, algunos obstáculos aislados	0,03
4	Cultivos bajos; obstáculos ocasionales grandes, $x/H > 20$	0,10
5	Cultivos altos; obstáculos dispersos, $15 < x/H < 20$	0,25
6	Parques, matorrales; numerosos obstáculos, $x/H \approx 10$	0,5
7	Grandes obstáculos regularmente distribuidos (suburbios, bosques)	1,0
8	Aglomeraciones urbanas con edificios de diversas alturas	≥ 2

Nota: En esta tabla *x* representa la distancia característica de un obstáculo a barlovento y *H* la altura de los principales obstáculos. Para una descripción más detallada y actualizada de las clases de terreno véase Davenport y otros (2000).

CLASIFICACIÓN DEL ENTORNO

La presencia de obstáculos representa, casi invariablemente, una reducción de las lecturas de los vientos medios aunque afecte en menor medida a las ráfagas de viento.

La clasificación que figura a continuación parte del supuesto de una medición efectuada a 10 m, que es la elevación estándar de una medición meteorológica.

Cuando las mediciones se realizan a una altura inferior (por ejemplo, las que se llevan a cabo a 2 m, como es el caso —a veces— de las mediciones con fines agrometeorológicos), se tiene que aplicar una clase 4 o 5 (véase a continuación) con un indicador S (situación especial).

Si existen varios obstáculos con una altura superior a 2 m, se recomienda instalar los sensores 10 m por encima de la altura media de los obstáculos. Este método permite minimizar la influencia de las barreras físicas aledañas y representa una solución permanente para eliminar parte de los efectos de ciertos obstáculos. Por otro lado, tiene el inconveniente de precisar mástiles más altos de lo normal y, por lo tanto, más caros. Su uso puede plantearse para algunos lugares y, cuando eso ocurra, la altura de los obstáculos que se habrá de tener en cuenta es la que supere el nivel de 10 m por debajo de los sensores (por ejemplo, en el caso de un anemómetro instalado a 13 m de altura, el "suelo" de referencia de los obstáculos estará a 3 m de altura y entonces se considerará que la altura efectiva de un obstáculo de 7 m es de 4 m).

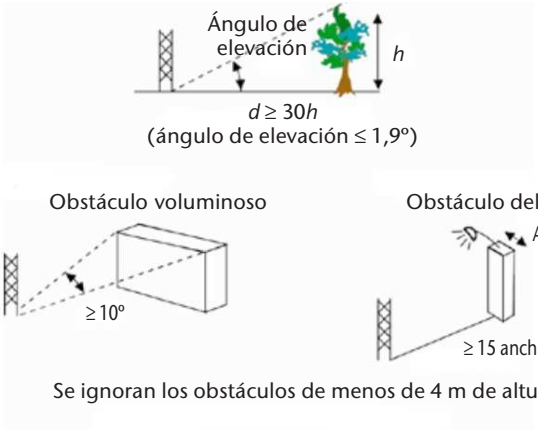
En la clasificación que figura a continuación se considera que un obstáculo es cualquier objeto con una anchura angular de más de 10°, excepto, según se señala, cuando se trate de obstáculos altos y estrechos.

Los desniveles (positivos o negativos) del paisaje que no sean característicos del mismo, se considerarán obstáculos.

Clase 1

a) El mástil debería situarse a una distancia equivalente al menos a 30 veces la altura de los obstáculos circundantes.
b) Los sensores deberían estar situados a una distancia mínima equivalente a 15 veces el ancho de los obstáculos estrechos (mástil, árboles delgados) que superen los 8 m de altura.

Se pueden ignorar los obstáculos aislados de menos de 4 m de altura.



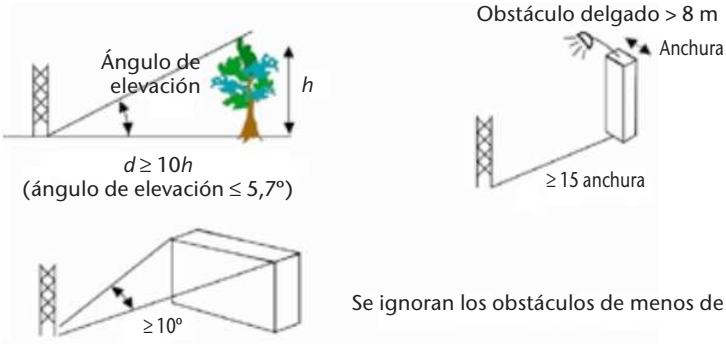
El índice de clase de rugosidad se sitúa entre 2 y 4 (longitud de rugosidad ≤ 0,1 m).

clase de rugosidad ≤ 4

Clase 2 (incertidumbre adicional estimada: hasta 30%; es posible aplicar correcciones)

a) El mástil debería situarse a una distancia de al menos 10 veces la altura de los obstáculos circundantes.
b) Los sensores deberían estar situados a una distancia mínima equivalente a 15 veces el ancho de los obstáculos estrechos (mástil, árboles delgados) que superen los 8 m de altura.

Se pueden ignorar los obstáculos aislados de menos de 4 m de altura.



El índice de clase de rugosidad se sitúa entre 2 y 5 (longitud de rugosidad ≤ 0,25 m).

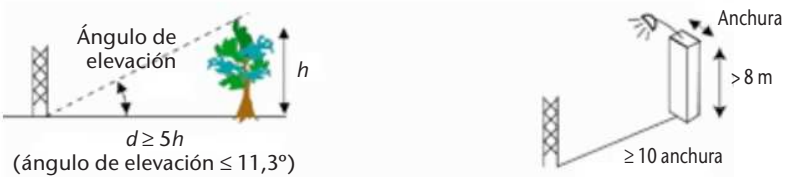
clase de rugosidad ≤ 5

Nota: Cuando el mástil esté situado a una distancia equivalente al menos a 20 veces la altura de los obstáculos circundantes, se puede aplicar una corrección (véase el capítulo 5 de la parte I). En algunas situaciones, se pueden aplicar correcciones en caso de obstáculos más cercanos.

Clase 3 (incertidumbre adicional estimada: hasta 50%; no es posible aplicar correcciones)

a) El mástil debería situarse a una distancia de al menos 5 veces la altura de los obstáculos circundantes.
b) Los sensores deberían estar situados a una distancia mínima equivalente a 10 veces el ancho de los obstáculos estrechos (mástil, árboles delgados) que superen los 8 m de altura.

Se pueden ignorar los obstáculos aislados de menos de 5 m de altura.

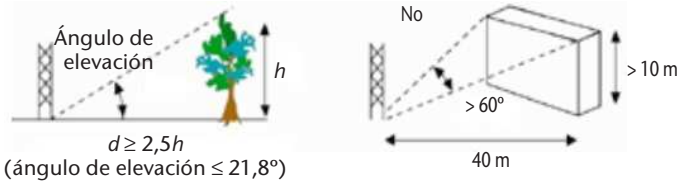


Se ignoran los obstáculos de menos de 5 m de altura

Clase 4 (incertidumbre adicional estimada: más de 50%)

a) El mástil debería situarse a una distancia de al menos 2,5 veces la altura de los obstáculos circundantes.
b) Dentro de un radio de 40 m, no hay obstáculos con anchura angular superior a 60° y altura mayor de 10 m.

Se pueden ignorar los obstáculos aislados de menos de 6 m de altura, únicamente para las mediciones realizadas a 10 m o más de altura.



Se ignoran los obstáculos de menos de 6 m de altura

Clase 5 (incertidumbre adicional estimada: no se puede definir)

Emplazamiento que no cumple con los requisitos de la clase 4.

RADIACIÓN GLOBAL Y DIFUSA

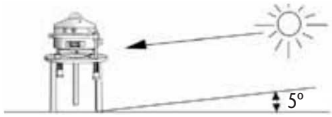
Se deberán evitar los obstáculos cercanos. En la clasificación, no se toman en cuenta las sombras proyectadas por el relieve natural. Se podrán omitir los obstáculos no reflectantes que estén más allá del horizonte visible.

Se considera que un obstáculo es reflectante cuando su índice de albedo es superior a 0,5.

La posición de referencia de los ángulos de elevación influye en el elemento sensible del instrumento.

Clase 1

a) No se proyecta ninguna sombra sobre el sensor cuando la elevación del Sol es mayor de 5°. En el caso de las regiones situadas a una latitud superior o igual a 60°, este límite se reduce a 3°.
b) No hay obstáculos reflectantes (que no proyecten sombras) con altura angular superior a 5° y una anchura angular total de más de 10°.



No proyecta ninguna sombra

No hay obstáculos (que no proyecten sombras) con una anchura angular total de más de 10°

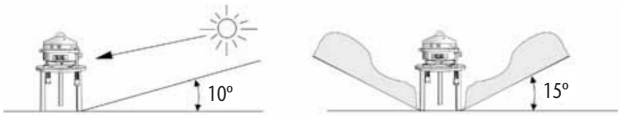
Clase 2

a) No se proyecta ninguna sombra sobre el sensor cuando la elevación del Sol es mayor de 7°. En el caso de las regiones situadas a una latitud superior o igual a 60°, este límite se reduce a 5°.
b) No hay obstáculos reflectantes (que no proyecten sombras) con altura angular superior a 7° y una anchura angular total de más de 20°.

No hay obstáculos (que no proyecten sombras) con una anchura angular total de más de 20°

Clase 3

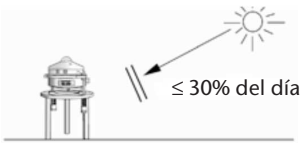
a) No se proyecta ninguna sombra sobre el sensor cuando la elevación del Sol es mayor de 10°. En el caso de las regiones situadas a una latitud superior o igual a 60°, este límite se reduce a 7°.
b) No hay obstáculos reflectantes (que no proyecten sombras) con altura angular superior a 15° y una anchura angular total de más de 45°.



No hay obstáculos (que no proyecten sombras) con una anchura angular total de más de 45°

Clase 4

Ningún día del año hay proyección de sombras durante más del 30% del día.



No hay proyección de sombras durante más del 30% del día

Clase 5

Al menos un día al año se proyectan sombras durante más del 30% del día.

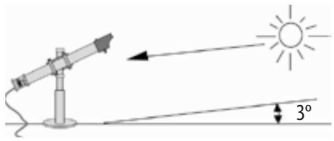
RADIACIÓN DIRECTA Y DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN

Se deberán evitar los obstáculos cercanos. En la clasificación, no se toman en cuenta las sombras proyectadas por el relieve natural. Se podrán omitir los obstáculos que estén más allá del horizonte visible.

La posición de referencia de los ángulos de elevación constituye el elemento sensible del instrumento.

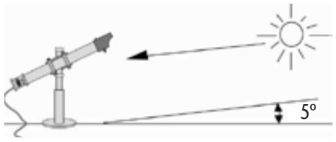
Clase 1

No se proyecta ninguna sombra sobre el sensor cuando la elevación del Sol es mayor de 3°.



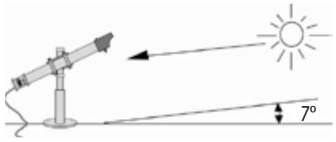
Clase 2

No se proyecta ninguna sombra sobre el sensor cuando la elevación del Sol es mayor de 5°.



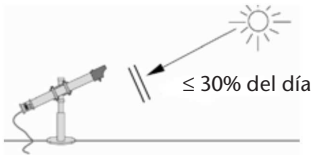
Clase 3

No se proyecta ninguna sombra sobre el sensor cuando la elevación del Sol es mayor de 7°.



Clase 4

Ningún día del año hay proyección de sombras durante más del 30% del día.



No se proyecta ninguna sombra durante más del 30% del día

Clase 5

Al menos un día al año se proyectan sombras durante más del 30% del día.

ANEXO 1.C
DESCRIPCIÓN DE LA EXPOSICIÓN EN LAS ESTACIONES

La exactitud con la que una observación describe el estado de una parte específica de la atmósfera no es la misma que la incertidumbre del instrumento, porque el valor de la observación también depende de la exposición del instrumento a la atmósfera. Esta no es una cuestión técnica, por lo que incumbe al observador de la estación o a su asistente describirla. En la práctica, rara vez se dispone de un emplazamiento ideal con una exposición perfecta y, salvo que se tengan datos suficientes sobre la verdadera exposición, no puede determinarse la fiabilidad de las observaciones (OMM, 2002).

Los metadatos de la estación deberían abarcar los siguientes aspectos de la exposición de los instrumentos:

a) altura de los instrumentos por encima de la superficie (o por debajo de ella, para la temperatura del suelo);
b) tipo de garita y grado de ventilación para la temperatura y la humedad;
c) grado de interferencia de otros instrumentos u objetos (mástiles, ventiladores, etc.);
d) microescala y topoescala de la zona circundante al instrumento, en particular:
    i) estado de la superficie del recinto, que influye en la temperatura y en la humedad; obstáculos importantes situados en las inmediaciones (edificios, vallas, árboles, etc.) y su tamaño;
    ii) grado en que el horizonte se ve obstruido para las observaciones de insolación y de radiación;
    iii) rugosidad del terreno y principal vegetación de los alrededores, que influyen en el viento;
    iv) todas las características topoescalares del terreno, como pequeñas pendientes, calzadas o superficies de agua;
    v) principales características mesoescalares del terreno, como costas, montañas o zonas urbanizadas.

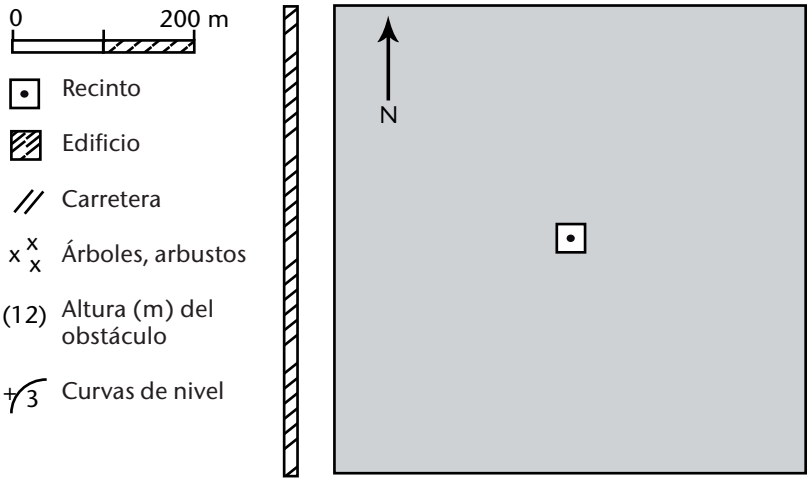
La mayoría de estas características son semipermanentes, pero debería dejarse constancia de todos los cambios significativos (crecimiento de la vegetación, nuevos edificios, etc.) en el libro de registro de la estación, indicando la fecha correspondiente.

Para documentar la exposición topoescalar, conviene utilizar un mapa con una escala no superior a 1:25 000 que muestre curvas de nivel con diferencias de elevación de ≈ 1 m. En este mapa debería señalarse la localización de edificios y árboles (indicando su altura), la cubierta de la superficie y los instrumentos instalados. En los bordes del mapa deberían indicarse las principales características del terreno más alejado (por ejemplo, zonas construidas, bosques, agua libre o colinas). Las fotografías son útiles si no se trata simplemente de primeros planos del instrumento o de la garita, sino que se han tomado a una distancia suficiente para mostrar el instrumento y el terreno circundante. Estas fotografías deberían tomarse desde todos los puntos cardinales.

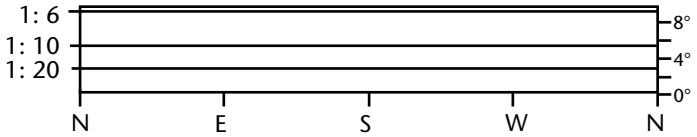
El mínimo necesario de metadatos relativos a la exposición de instrumentos puede proporcionarse rellenando la plantilla que aparece en la página siguiente para cada estación de una red (véase la figura 1.3). En OMM (2003) se da un ejemplo sobre el modo de proceder. Las clases utilizadas en este contexto para describir la rugosidad del terreno figuran en el capítulo 5 de la parte I de esta Guía. En OMM (2010*b*) se ofrece una descripción más amplia sobre el tema de los metadatos.

Estación Actualización

Elevación Latitud Longitud



Horizonte de la radiación



Temperatura y humedad Altura del sensor

¿Ventilación artificial? sí/no

Cubierta de la superficie bajo la garita

Suelo bajo la garita

Precipitación: Altura del borde del pluviómetro

Viento: Altura del anemómetro ¿Autónomo? sí/no

(Si ha respondido "no" en la pregunta anterior: altura del edificio , anchura , longitud .

Clase de rugosidad del terreno: al norte , al este , al sur , al oeste .

Observaciones:

Figura 1.3. Plantilla general para metadatos de exposición en las estaciones

ANEXO 1.D

REQUISITOS DE INCERTIDUMBRE DE LAS MEDICIONES OPERATIVAS Y RENDIMIENTO DE LOS INSTRUMENTOS

(Véanse las notas explicativas que figuran bajo este cuadro; en la primera fila se indican los números de las columnas)

1		*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*
	Variable	*Rango*	*Resolución comunicada*	*Modo de medición/ observación*	*Incertidumbre de medición requerida*	*Constante de tiempo del sensor*	*Tiempo medio de obtención*	*Incertidumbre de medición alcanzable*	*Observaciones*
1.	**Temperatura**								
1.1	Temperatura del aire	–80 — +60 °C	0,1 K	I	0,3 K para ≤ –40 °C 0,1 K para > –40 °C y ≤ +40 °C 0,3 K para > +40 °C	20 s	1 min	0,2 K	En la incertidumbre alcanzable y en la constante de tiempo efectiva puede influir el diseño de la protección del termómetro contra la radiación solar. La constante de tiempo depende de la corriente de aire sobre el sensor.
1.2	Extremos de la temperatura del aire	–80 — +60 °C	0,1 K	I	0,5 K para ≤ –40 °C 0,3 K para > –40 °C y ≤ +40 °C 0,5 K para > +40 °C	20 s	1 min	0,2 K	
1.3	Temperatura de la superficie del mar	–2 — +40 °C	0,1 K	I	0,1 K	20 s	1 min	0,2 K	
1.4	Temperatura del suelo	–50 — +50 °C	0,1 K	I		20 s	1 min	0,2 K	
2.	**Humedad**								
2.1	Temperatura del punto de rocío	–80 — +35 °C	0,1 K	I	0,1 K	20 s	1 min	0,25 K	La incertidumbre de medición depende de la desviación respecto de la temperatura del aire.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Variable	*Rango*	*Resolución comunicada*	*Modo de medición/ observación*	*Incertidumbre de medición requerida*	*Constante de tiempo del sensor*	*Tiempo medio de obtención*	*Incertidumbre de medición alcanzable*	*Observaciones*
					Temperatura de bulbo húmedo (psicrómetro)			
2.2 Humedad relativa	0 — 100%	1%	I	1%	20 s	1 min	0,2 K	Si se mide directamente y conjuntamente con la temperatura del aire (bulbo seco). Problemas de aspiración y limpieza pueden provocar grandes errores (véase también la nota 11). Ha de tenerse en cuenta el umbral de 0 °C para el bulbo húmedo.
					Estado sólido y otros			
					40 s	1 min	3%	La constante de tiempo y la incertidumbre alcanzable de los sensores de estado sólido pueden depender considerablemente de la temperatura y de la humedad.
3. Presión atmosférica								
3.1 Presión	500 — 1 080 hPa	0,1 hPa	I	0,1 hPa	2 s	1 min	0,15 hPa	Tanto la presión de la estación como la presión del NMM. La presión dinámica debida al viento puede afectar considerablemente a la incertidumbre de medición si no se toman precauciones. La compensación de temperatura inadecuada del transductor puede afectar significativamente a la incertidumbre de medición. La incertidumbre en la altitud del barómetro afecta a la presión del NMM en las mediciones a bordo de buques.
3.2 Tendencia	No especificado	0,1 hPa	I	0,2 hPa			0,2 hPa	Diferencia entre valores instantáneos.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Variable	*Rango*	*Resolución comunicada*	*Modo de medición/ observación*	*Incertidumbre de medición requerida*	*Constante de tiempo del sensor*	*Tiempo medio de obtención*	*Incertidumbre de medición alcanzable*	*Observaciones*
4.	**Nubes**							
4.1	Nubosidad	0/8 — 8/8	1/8	I	1/8	n/a	2/8	Con algoritmos de formación de nubes del período puede estimarse automáticamente la cantidad de nubes bajas.
4.2	Altura de la base de las nubes	0 m — 30 km	10 m	I	10 m para ≤ 100 m 10% para > 100 m	n/a	~10 m	La incertidumbre de medición alcanzable puede determinarse utilizando un objetivo difícil. No existe una definición clara de la altura de la base de las nubes medida con instrumentos (por ejemplo, basada en la profundidad de penetración o en la discontinuidad significativa en el perfil de extinción). Sesgo significativo durante la precipitación.
4.3	Altura de la cima de las nubes	No disponible						
5.	**Viento**							
5.1	Velocidad	0 — 75 m s^{-1}	0,5 m s^{-1}	P	0,5 m s^{-1} para ≤ 5 m s^{-1} 10% para > 5 m s^{-1}	Constante de distancia 2 — 5 m	2 y/o 10 min	0,5 m s^{-1} para ≤ 5 m s^{-1} 10% para > 5 m s^{-1}	Promedio superior a 2 y/o 10 minutos. Dispositivos no lineales. El proceso de promediado debe concebirse minuciosamente. Por lo general, la constante de distancia se expresa como duración de la respuesta.
5.2	Dirección	0 — 360°	1°	P	5°	Coeficiente de amortiguamiento > 0,3	2 y/o 10 min	5°	Promedios calculados sobre componentes cartesianas (véase la sección 3.6 del capítulo 3 de la parte III de esta Guía). Cuando se utilicen anemómetros ultrasónicos no es necesaria la constante de distancia ni la de tiempo.En el caso de las estaciones móviles, es necesario tener en cuenta el movimiento de la estación, incluida su incertidumbre.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Variable	*Rango*	*Resolución comunicada*	*Modo de medición/ observación*	*Incertidumbre de medición requerida*	*Constante de tiempo del sensor*	*Tiempo medio de obtención*	*Incertidumbre de medición alcanzable*	*Observaciones*
5.3 Ráfagas	0,1 — 150 m s^{-1}	0,1 m s^{-1}	P	10%		3 s	0,5 m s^{-1} para ≤ 5 m s^{-1} 10% para > 5 m s^{-1}	Debería registrarse la media más alta de 3 s.
6. Precipitación								
6.1 Cantidad (diaria)	0 — 500 mm	0,1 mm	T	0,1 mm para ≤ 5 mm 2% para > 5 mm	n/a	n/a	La mayor de 5% o 0,1 mm	Magnitud basada en cantidades diarias. La incertidumbre de medición depende de la buena recogida aerodinámica del pluviómetro y de la pérdida por evaporación en el pluviómetro calentado.
6.2 Espesor de la nieve	0 — 25 m	1 cm	I	1 cm para ≤ 20 cm 5% para > 20 cm	< 10 s	1 min	1 cm	Espesor medio en una zona representativa del lugar de observación.
6.3 Espesor de la acumulación de hielo en buques	No especificado	1 cm	I	1 cm para ≤ 10 cm 10% para > 10 cm				
6.4 Intensidad de la precipitación	0,02 mm h^{-1} — 2 000 mm h^{-1}	0,1 mm h^{-1}	I	(traza): n/a para 0,02 — 0,2 mm h^{-1} 0,1 mm h^{-1} para 0,2 — 2 mm h^{-1} 5% para > 2 mm h^{-1}	< 30 s	1 min	En condiciones de flujo constante en laboratorio 5% por encima de 2 mm/h, 2% por encima de 10 mm/h *In situ* 5 mm/h, y 5% por encima de 100 mm/h	Valores de incertidumbre correspondientes a precipitación líquida únicamente. El viento afecta considerablemente a la incertidumbre. Los sensores pueden mostrar un comportamiento no lineal considerable. Para < 0,2 mm h^{-1}: la constante de tiempo de los sensores solo para detección (sí/no) se ve afectada considerablemente durante la precipitación sólida cuando se utilizan pluviómetros de captación.
6.5 Duración de la precipitación (diaria)	0 — 24 h	60 s	T	n/a	60 s			Valor umbral de 0,02 mm/h.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Variable	*Rango*	*Resolución comunicada*	*Modo de medición/ observación*	*Incertidumbre de medición requerida*	*Constante de tiempo del sensor*	*Tiempo medio de obtención*	*Incertidumbre de medición alcanzable*	*Observaciones*
7.	**Radiación**								
7.1	Duración de la insolación (diaria)	0 — 24 h	60 s	T	0,1 h	20 s	n/a	La mayor de 0,1 h o 2%	
7.2	Radiación neta, exposición radiante (diaria)	No especificado	1 J m^{-2}	T	0,4 MJ m^{-2} para ≤ 8 MJ m^{-2} 5% para > 8 MJ m^{-2}	20 s	n/a	0,4 MJ m^{-2} para ≤ 8 MJ m^{-2} 5% para > 8 MJ m^{-2}	Exposición radiante expresada como sumas diarias (cantidad) de radiación (neta).
8.	**Visibilidad**								
8.1	Alcance óptico meteorológico (MOR)	10 m — 100 km	1 m	I	50 m para ≤ 600 m 10% para > 600 m — ≤ 1 500 m 20% para > 1 500 m	< 30 s	1 y 10 min	La mayor de 20 m o 20%	La incertidumbre de medición alcanzable puede depender de la causa del oscurecimiento. Magnitud que se ha de promediar: coeficiente de extinción (véase la sección 3.6 del capítulo 3 de la parte III de esta Guía). Preferencia por el promediado de valores logarítmicos.
8.2	Alcance visual en la pista (RVR)	10 m — 2 000 m	1 m	P	10 m para ≤ 400 m 25 m para > 400 m — ≤ 800 m 10% para > 800 m	< 30 s	1 y 10 min	La mayor de 20 m o 20%	De conformidad con OMM-Nº 49, volumen II, anexo A (ed. 2004) y OACI Doc. 9328-AN/908 (segunda ed., 2000). Puede que existan nuevas versiones de estos documentos en las que se especifiquen otros valores.
8.3	Luminancia de fondo	0 — 40 000 cd m^{-2}	1 cd m^{-2}	I		30 s	1 min	10%	Relacionada con 8,2 RVR.
9.	**Olas**								
9.1	Altura significativa de las olas	0 — 50 m	0,1 m	P	0,5 m para ≤ 5 m 10% para > 5 m	0,5 s	20 min	0,5 m para ≤ 5 m 10% para > 5 m	Promedio en 20 minutos para mediciones con instrumentos.
9.2	Período de las olas	0 — 100 s	1 s	P	0,5 s	0,5 s	20 min	0,5 s	Promedio en 20 minutos para mediciones con instrumentos.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Variable	*Rango*	*Resolución comunicada*	*Modo de medición/ observación*	*Incertidumbre de medición requerida*	*Constante de tiempo del sensor*	*Tiempo medio de obtención*	*Incertidumbre de medición alcanzable*	*Observaciones*
9.3	Dirección de las olas	0 — 360°	1°	P	10°	0,5 s	20 min	20°	Promedio en 20 minutos para mediciones con instrumentos.
10.	**Evaporación**								
10.1	Cantidad de evaporación en el tanque evaporimétrico	0 — 100 mm	0,1 mm	T	0,1 mm para ≤ 5 mm 2% para > 5 mm	n/a			

Notas:

1. En la columna 1 figura la variable básica.
2. En la columna 2 figura el rango común para la mayoría de las variables; los límites dependen de las condiciones climatológicas locales.
3. En la columna 3 figura la resolución más estricta determinada por el *Manual de claves* (OMM-N° 306).
4. En la columna 4:
   I = Instantánea: con el fin de excluir la variabilidad natural en la pequeña escala y el ruido, un valor medio correspondiente a un período de un minuto se considera como el mínimo y el más apropiado; los promedios para períodos de hasta 10 minutos son aceptables.
   P = Promedio: valores medios correspondientes a un período de tiempo determinado, especificados por los requisitos de codificación.
   T = Totales: totales para un período de tiempo determinado, especificados por los requisitos de codificación.
5. En la columna 5 se dan los requisitos de incertidumbre de medición recomendados para uso operativo general, es decir, los datos de nivel II conforme a FM 12, 13, 14, 15 y sus equivalentes en BUFR. Fueron adoptados por las ocho comisiones técnicas y son aplicables en meteorología sinóptica, aeronáutica, agrícola y marina, en hidrología, en climatología, etc. Estos requisitos son aplicables tanto en las estaciones meteorológicas dotadas de personal como en las automáticas conforme se establece en el *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 544). Las distintas aplicaciones pueden tener requisitos menos estrictos. El valor especificado de la incertidumbre de medición requerida representa la incertidumbre del valor comunicado con respecto al valor verdadero, e indica el intervalo en que se encuentra el valor verdadero con una probabilidad especificada. El nivel de probabilidad recomendado es 95 por ciento (k = 2), que corresponde al nivel de 2σ para una distribución normal (gaussiana) de la variable. La hipótesis de que todas las correcciones conocidas se tienen en cuenta supone que los errores en los valores comunicados tendrán un valor medio (o sesgo) próximo a cero. Todo sesgo residual debería ser pequeño en comparación con el requisito de incertidumbre de medición especificado. El valor verdadero es el valor que, en condiciones de funcionamiento, caracteriza perfectamente la variable que ha de medirse u observarse en el intervalo de tiempo, en la zona y/o en el volumen representativo requerido, teniendo en cuenta el emplazamiento y la exposición.
6. Las columnas 2 a 5 se refieren a los requisitos establecidos por el Equipo de expertos de la CSB sobre necesidades de datos procedentes de estaciones meteorológicas automáticas en 2004.
7. Las columnas 6 a 8 se refieren al rendimiento operativo típico establecido por el Equipo de expertos de la CIMO sobre tecnología y técnicas de medición de superficie en 2004.
8. La incertidumbre de medición alcanzable (columna 8) se basa en el funcionamiento del sensor en una exposición nominal y recomendada que puede alcanzarse en la práctica operativa. Debería considerarse como una ayuda práctica para que los usuarios puedan determinar requisitos alcanzables y asequibles.
9. n/a: no aplicable.
10. Es preferible el término *incertidumbre* que el de *exactitud* (es decir, incertidumbre es conforme a las normas de la ISO sobre la incertidumbre de las mediciones (ISO, 1995)).
11. La temperatura del punto de rocío, la humedad relativa y la temperatura del aire están relacionadas, y, por lo tanto, sus incertidumbres también lo están. En el promediado, la humedad absoluta es la variable principal a la que se da preferencia.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Brooks, C. E. P. y N. Carruthers, 1953: *Handbook of Statistical Methods in Meteorology*. MO 538, Meteorological Office, Londres.

Eisenhart, C., 1963: Realistic evaluation of the precision and accuracy of instrument calibration systems. National Bureau of Standards–C, Engineering and Instrumentation, *Journal of Research*, volumen 67C, número 2, abril a junio de 1963.

Instituto Nacional de Normas y Tecnología (NIST), 1995: *Guide for the Use of the International System of Units (SI)* (B. N. Taylor). Publicación especial Nº 811 del NIST, Gaithersburg, Estados Unidos de América.

Kok, C. J., 2000: *On the Behaviour of a Few Popular Verification Scores in Yes/No Forecasting*. Scientific Report, WR-2000-04, KNMI, De Bilt.

Linacre, E., 1992: *Climate Data and Resources – A Reference and Guide*. Routledge, Londres, 366 págs.

Murphy, A. H. y R. W. Katz (eds.), 1985: *Probability, Statistics and Decision Making in the Atmospheric Sciences*. Westview Press, Boulder.

Natrella, M. G., 1966: *Experimental Statistics*. National Bureau of Standards Handbook 91, Washington D. C.

Oficina Internacional de Pesas y Medidas (BIPM) / Comité Consultivo de Termometría, 1990: The International Temperature Scale of 1990 (ITS-90) (H. Preston Thomas). *Metrologia,* 1990, 27, págs. 3 a 10.

—, 1998: *The International System of Units (SI)*. Séptima edición, BIPM, Sèvres/París.

Organización de Aviación Civil Internacional (OACI), 2002: *World Geodetic System — 1984 (WGS-84) Manual*. ICAO Doc 9674-AN/946. Segunda edición, Québec.

Organización Internacional de Normalización (ISO), 1993: *ISO Standards Handbook: Quantities and Units*. ISO 31:1992, tercera edición, Ginebra.

—, 1995: *Guide to the Expression of Uncertainty of Measurement*. Publicada en nombre de BIPM/IEC/IFCC/ISO/IUPAC/IUPAP y OIML, primera edición, Ginebra.

—, 2008: *International Vocabulary of Basic and General Terms in Metrology*. Elaborado por BIPM/ISO/OIML/IEC/IFCC/IUPAC e IUPAP, tercera edición, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial (OMM), 1966: *International Meteorological Tables* (S. Letestu, ed.) (modificación de 1973), WMO-No. 188, Ginebra.

—, 1970: *Performance Requirements of Aerological Instruments* (C. L. Hawson). Nota técnica Nº 112, WMO-No. 267. TP.151, Ginebra.

—, 1983: *Guía de prácticas climatológicas*, segunda edición, OMM-Nº 100, Ginebra (versión actualizada disponible en inglés en *http://library.wmo.int/pmb_ged/wmo_100_en.pdf)*.

—, 1988: *Reglamento Técnico*. Volumen I, apéndice A, OMM-Nº 49, Ginebra.

—, 1990: *Guía de los sistemas de observación y difusión de información en los aeródromos,* OMM-Nº 731, Ginebra.

—, 1992: *Vocabulario meteorológico internacional*. Segunda edición, OMM-Nº 182, Ginebra.

—, 1993: *Siting and Exposure of Meteorological Instruments* (J. Ehinger). Informe Nº 55 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 589, Ginebra.

—, 2001: *Compendio de apuntes para la formación de personal agrometeorológico de las Clases II y III*, segunda edición, OMM-Nº 551, Ginebra.

—, 2002: Station exposure metadata needed for judging and improving the quality of observations of wind, temperature and other parameters (J. Wieringa y E. Rudel). *Ponencias presentadas en la Conferencia técnica de la OMM sobre instrumentos y métodos de observación meteorológicos y medioambientales (TECO-2002)*, Informe Nº 75 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1123, Ginebra.

—, 2003: *Guidelines on Climate Metadata and Homogenization* (P. Llansó, ed.). Informe Nº 53 del Programa Mundial de Datos y Vigilancia del Clima (PMDVC), WMO/TD-No. 1186, Ginebra.

—, 2008: *Guía de prácticas hidrológicas*. OMM-Nº 168, Ginebra.

—, 2009: *Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina*, tercera reunión, OMM-Nº 1049, Ginebra.

—, 2010*a*: *Guía de prácticas agrometeorológicas*. OMM-Nº 134, Ginebra.

—, 2010*b*: *Guía del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 488, Ginebra.

—, 2010*c*: *Manual del Sistema Mundial de Proceso de Datos y de Predicción*. Volumen I – Aspectos mundiales, apéndice II-2, OMM-Nº 485, Ginebra.

—, 2010*d*: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. Volumen I – Aspectos mundiales, OMM-Nº 544, Ginebra.

—, 2010*e*: *Weather Reporting*. Volume A – Observing stations, WMO-No. 9, Ginebra.

Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56, págs. 527 a 530.

Unión Internacional de Física Pura y Aplicada (IUPAP), 1987: *Symbols, Units, Nomenclature and Fundamental Constants in Physics*. Documento IUPAP-25 de la SUNAMCO (E. R. Cohen y P. Giacomo), reproducida de *Physica* 146A, págs. 1 a 68.

CAPÍTULO 2

MEDICIÓN DE LA TEMPERATURA

2.1 GENERALIDADES

2.1.1 Definición

La OMM (1992) define la temperatura como la magnitud física que caracteriza el movimiento aleatorio medio de las moléculas en un cuerpo físico. Cuando dos cuerpos están en contacto térmico terminan teniendo la misma temperatura, siendo este uno de los comportamientos característicos de la temperatura. Por lo tanto, la temperatura representa el estado termodinámico de un cuerpo y su valor está determinado por la dirección del flujo neto de calor entre dos cuerpos. En un sistema de este tipo, se dice que el cuerpo que pierde calor globalmente en favor del otro, se encuentra a mayor temperatura. Sin embargo, resulta difícil definir la magnitud física de la temperatura con respecto al "estado de un cuerpo". La solución que se ha encontrado consiste en definir una escala de temperaturas aprobada internacionalmente basada en puntos de congelación y en puntos triples universales[1]. La escala que se está aplicando actualmente es la Escala Internacional de Temperatura de 1990 (EIT-90)[2] y su temperatura se indica con T_{90}. Para el rango de valores meteorológicos (–80 a +60 °C) esta escala se basa en una relación lineal entre la resistencia eléctrica del platino y el punto triple del agua, definido como 273,16 kelvin (BIPM, 1990).

Para fines meteorológicos se miden las temperaturas de numerosos medios. La variable más comúnmente medida es la temperatura del aire (a diversas alturas). Otras variables son la temperatura mínima de la hierba, la del terreno, la del suelo y la temperatura del agua de mar. La OMM (1992) define la temperatura del aire como "la temperatura leída en un termómetro expuesto al aire, protegido de la radiación solar directa". Aunque esta definición no se pueda utilizar como definición de la magnitud termodinámica propiamente dicha, sirve para la mayoría de las aplicaciones.

1 El órgano autorizado en lo referente a esta escala es la Oficina Internacional de Pesas y Medidas (BIPM), Sèvres (París); véase http://www.bipm.org. El Comité Consultivo de Termometría de la BIPM es el órgano ejecutivo encargado de establecer y aplicar la EIT.

2 Se puede consultar información práctica sobre la Escala Internacional de Temperatura de 1990 en su propio sitio web: http://www.its-90.com.

2.1.2 Unidades y escalas

La temperatura termodinámica (T), expresada en kelvin (K), también conocida como "temperatura kelvin", es la temperatura básica. Un kelvin equivale a 1/273,16 de la temperatura termodinámica del punto triple del agua. En meteorología se utiliza casi siempre la temperatura (t) en grados Celsius (o "temperatura Celsius"), definida por la ecuación 2.1 (a partir de la referencia secundaria del punto de congelación del cuadro 2 del anexo):

$$t/°\mathrm{C} = T/\mathrm{K} - 273{,}15 \qquad (2.1)$$

Una diferencia de temperatura de un grado Celsius (ºC) es igual a un kelvin (K). Cabe señalar que la unidad K se utiliza sin el símbolo de grado.

En la escala termodinámica de temperaturas, las mediciones se expresan como diferencias respecto del cero absoluto (0 K), que es la temperatura a la cual las moléculas de cualquier sustancia carecen de energía cinética. La escala de temperaturas generalmente utilizada desde 1990 es la EIT-90 (véase el anexo), basada en determinados valores de temperatura asignados a ciertos estados de equilibrio reproducibles (véase el cuadro 1 del anexo), y en determinados instrumentos patrón calibrados a esas temperaturas. La EIT se definió de tal manera que la temperatura medida en esta escala coincide con la temperatura termodinámica, y cualquier diferencia está dentro de los márgenes de incertidumbre de las mediciones. Además de los puntos fijos de esta escala, existen también otros puntos de referencia secundarios (véase el cuadro 2 del anexo). Las temperaturas de interés meteorológico se obtienen mediante la interpolación entre los puntos fijos, aplicando las fórmulas normalizadas que figuran en el anexo.

2.1.3 Requisitos meteorológicos

2.1.3.1 Generalidades

Los requisitos meteorológicos para las mediciones de temperatura en meteorología están relacionados principalmente con:

a) el aire cerca de la superficie de la Tierra;
b) la superficie del terreno;

c) el suelo a diversas profundidades;
d) los niveles de superficie del mar y de los lagos;
e) la atmósfera superior.

Estas mediciones son necesarias, conjuntamente o por separado, y a escala local o mundial, para introducir datos en los modelos de predicción numérica del tiempo, para fines hidrológicos y agrícolas, y como indicadores de la variabilidad del clima. La temperatura local tiene también importancia fisiológica para las actividades cotidianas de la población mundial. Las mediciones de temperatura pueden necesitarse en forma de registros continuos, o pueden obtenerse a intervalos de tiempo diferentes. En este capítulo se examinan los requisitos relacionados con a), b) y c).

2.1.3.2 Requisitos de exactitud

El intervalo de valores, el grado de resolución de la información y la incertidumbre requeridos en las mediciones de temperatura aparecen detallados en el capítulo 1 de la parte I de esta Guía. En la práctica, puede no resultar económico proporcionar termómetros que cumplan directamente las condiciones requeridas. En cambio, se utilizan termómetros menos costosos, calibrados con arreglo a un patrón de laboratorio, introduciendo las correcciones necesarias en las lecturas obtenidas. Es preciso limitar la magnitud de las correcciones, a fin de mantener dentro de un margen los errores residuales. Los valores de funcionamiento del termómetro se escogerán, asimismo, de modo que reflejen el margen de variación del clima local. A título de ejemplo, en el cuadro inferior figura un intervalo aceptable de valores de calibración y de error para termómetros que abarcan una escala de medición típica.

Requisitos característicos de los termómetros

Tipo de termómetro	*Ordinario*	*Máxima*	*Mínima*
Ámbito de la escala (°C)	–30 a 45	–30 a 50	– 40 a 40
Intervalo de calibración (°C)	–30 a 40	–25 a 40	–30 a 30
Error máximo	< 0,2 K	0,2 K	0,3 K
Diferencia máxima entre corrección máxima y mínima dentro de la escala	0,2 K	0,3 K	0,5 K
Variación máxima de la corrección en cualquier intervalo de 10 °C	0,1 K	0,1 K	0,1 K

Todos los instrumentos de medición de temperatura deberían entregarse con un certificado que confirmara el cumplimiento de las especificaciones adecuadas en cuanto a incertidumbre de las mediciones o a prestaciones del instrumento, o bien con un certificado de calibración que indicara las correcciones que habría que aplicar para obtener la incertidumbre de medición requerida. Esta comprobación y calibración iniciales deberían ser realizadas por una institución nacional competente o por un laboratorio de calibración acreditado. Posteriormente, se verificarían los instrumentos de medición de temperatura a intervalos regulares, utilizando para ello un patrón adecuado según el instrumento o sensor a calibrar.

2.1.3.3 Tiempos de respuesta de los termómetros

Para las observaciones meteorológicas ordinarias no hay ventaja alguna en utilizar termómetros con una constante de tiempo o con un coeficiente de retardo muy pequeños, ya que la temperatura del aire fluctúa constantemente hasta en uno o dos grados en pocos segundos. Por eso, para obtener una lectura representativa con este tipo de termómetros habría que calcular la media de varias lecturas, en tanto que los termómetros con una constante de tiempo mayor tienden a suavizar las fluctuaciones rápidas. Sin embargo, una constante de tiempo demasiado grande puede dar lugar a errores si los cambios de temperatura duran períodos largos. Se recomienda que la constante de tiempo, definida como el tiempo necesario para que el termómetro registre el 63,2 por ciento de un cambio discreto de la temperatura del aire, sea de 20 segundos. La constante de tiempo depende del flujo de aire sobre el sensor.

2.1.3.4 Registro de las circunstancias en que se efectúan las mediciones

La temperatura es uno de los parámetros meteorológicos cuya medición es muy sensible a la exposición. Para los estudios sobre el clima en particular, las mediciones de temperatura resultan afectadas por el estado del entorno circundante, la vegetación, la presencia de edificios u otros objetos, la cubierta del suelo, el estado y las diferencias de diseño del escudo o de la pantalla contra las radiaciones, y otros cambios en el equipo. Por consiguiente, es importante llevar registros no solo de los datos de temperatura, sino también de las circunstancias en que se han realizado las mediciones. Esta información se conoce como metadatos (datos acerca de datos).

2.1.4 Métodos de medición

Una forma de medir la temperatura de un objeto consiste en dejar que el termómetro alcance la temperatura del objeto (es decir, ponerlo en equilibrio termodinámico con este), y efectuar entonces la medición de la temperatura de dicho termómetro. También se puede determinar la temperatura mediante un radiómetro, sin necesidad de alcanzar un equilibrio térmico.

Toda propiedad física de una sustancia que sea función de la temperatura puede servir de base para construir un termómetro. Las propiedades utilizadas generalmente en los termómetros meteorológicos son la dilatación térmica y la variación de la resistencia eléctrica con la temperatura. Los termómetros radiométricos operan en la banda infrarroja del espectro electromagnético y se utilizan, entre otras aplicaciones, para medir la temperatura desde satélites. Existe una técnica especial para determinar la temperatura del aire utilizando muestreo ultrasónico que ha sido diseñado con objeto de determinar la velocidad del aire y que, además, proporciona la velocidad media de las moléculas de aire y, por consiguiente, su temperatura (OMM, 2002*a*).

Los termómetros que indican la temperatura ambiente suelen denominarse termómetros ordinarios, y los que indican las temperaturas extremas a lo largo de un período de tiempo se denominan termómetros de máxima o de mínima.

Existen varios textos de uso corriente sobre el diseño de instrumentos y prácticas de laboratorio para la medición de temperatura, por ejemplo, Jones (1992) y Middleton y Spilhaus (1960). Teniendo en cuenta los conceptos de la termometría, cuando se trate de aplicaciones meteorológicas, habría que tratar de utilizar únicamente tecnologías específicas a causa de las limitaciones impuestas por las características del clima o del medio ambiente.

2.1.4.1 Exposición y emplazamiento de los termómetros

La radiación del sol, las nubes, el suelo y otros objetos circundantes atraviesa el aire sin modificar apreciablemente su temperatura, pero un termómetro expuesto al aire libre puede absorber una cantidad de radiación considerable. En consecuencia, su temperatura puede diferir de la temperatura verdadera del aire en una magnitud que dependerá de la intensidad de la radiación y del cociente entre la radiación absorbida y el calor disipado. Para algunos elementos de estos termómetros, como el finísimo alambre de los termómetros de resistencia de hilo descubierto, la diferencia de temperatura puede ser muy pequeña o incluso insignificante, pero con los utilizados más habitualmente la diferencia de temperatura puede alcanzar los 25 K en condiciones extremadamente desfavorables. Así pues, para asegurarse de que el termómetro esté a la temperatura verdadera del aire es necesario protegerlo de la radiación mediante una garita o protección que le sirva a la vez de soporte. Esta garita lo protegerá también de las precipitaciones, permitirá al aire circular libremente a su alrededor e impedirá que se dañe accidentalmente. Dependiendo de las corrientes de aire locales, las precipitaciones sobre el sensor bajarán las temperaturas del mismo, haciendo que este funcione como un termómetro húmedo. No obstante, la circulación de aire puede verse obstaculizada cuando se forma escarcha. Hay diversas maneras de reducir los errores de observación en tales circunstancias, entre ellas el diseño especial de las garitas o de los instrumentos de medición de la temperatura integrando, por ejemplo, ventilación artificial. Sin embargo, en el caso de la ventilación artificial, se debería evitar cuidadosamente la influencia impredecible de la combinación de deposiciones húmedas y evaporación durante los episodios de precipitaciones, lloviznas, niebla y similares. Sparks (1970) facilita información general sobre conceptos de mediciones de temperaturas aplicables en prácticas operativas.

A fin de obtener resultados representativos cuando se comparan las lecturas termométricas de lugares y momentos diferentes, es también indispensable normalizar la exposición de la garita y, por consiguiente, del termómetro propiamente dicho. En las actividades meteorológicas habituales, la temperatura del aire observada debería ser representativa del estado del aire que rodea la estación en un área lo más extensa posible, y a una altura de entre 1,2 y 2,0 m por encima del nivel del suelo. Este último dato se especifica porque en las capas más bajas de la atmósfera pueden darse importantes gradientes verticales de temperatura. El mejor lugar para realizar las mediciones es, pues, por encima del nivel del suelo, con exposición directa al sol y al viento, y libre de la sombra o proximidad de árboles, edificios u otros objetos que obstruyan. Las pendientes muy inclinadas y las depresiones del terreno están expuestas a condiciones excepcionales, por lo que convendría evitarlas. En los pueblos y ciudades, las características locales suelen ser más marcadas que en las zonas rurales. Las observaciones de temperatura en las cimas de los edificios son de dudoso valor y utilidad, debido al gradiente vertical variable de temperatura que existe en esos lugares, y al efecto del propio edificio sobre la distribución de la temperatura.

2.1.4.2 Patrones de temperatura

Patrones de laboratorio

Los laboratorios nacionales de patrones tendrán y mantendrán termómetros patrón primarios. Un laboratorio meteorológico nacional u otro laboratorio de calibración acreditado tendrán como patrón de trabajo un termómetro de resistencia de platino de gran pureza, trazado al patrón nacional. La incertidumbre de este termómetro podrá ser verificada periódicamente en una célula de punto triple del agua. El punto triple del agua está exactamente definido, y puede ser reproducido en una célula de punto triple con una incertidumbre de $1 \cdot 10^{-4}$ K.

Patrones de campo

El psicrómetro de referencia de la OMM (OMM, 1992) es el instrumento de referencia para determinar la relación entre la temperatura del aire, medida con instrumentos de superficie convencionales, y la temperatura verdadera del aire. Este instrumento ha sido diseñado como aparato autónomo y no necesita garita ni protección; es el más exacto de que se dispone para evaluar y comparar sistemas de instrumentos. No está concebido para ser utilizado en las actividades cotidianas de meteorología y permite medir temperaturas con una incertidumbre de 0,04 K (con un nivel de confianza del 95 por ciento). El capítulo 4 de la parte I contiene más información al respecto.

2.2 TERMÓMETROS DE LÍQUIDO EN CÁPSULAS DE VIDRIO

2.2.1 Descripción general

Para las observaciones de rutina de la temperatura del aire, incluidas las correspondientes a las temperaturas máxima, mínima y del termómetro húmedo, se utilizan todavía habitualmente termómetros de líquido en cápsula de vidrio. Estos termómetros indican la temperatura mediante la dilatación relativa de un líquido puro con respecto al vidrio que lo contiene. El tubo tiene una delgada perforación conectada al bulbo principal; el volumen del líquido en el termómetro es tal que el bulbo se encuentra completamente lleno, mientras que el tubo solo lo está parcialmente para todas las temperaturas a medir. Los cambios de volumen del líquido respecto de su recipiente se traducirán en cambios en la columna líquida; calibrando el instrumento mediante un termómetro patrón, será posible marcar una escala de temperatura sobre el tubo o sobre un soporte firmemente unido a aquel.

El líquido que se emplea depende del intervalo de temperaturas que se requiera; se suele utilizar el mercurio, para temperaturas superiores a su punto de congelación (–38,3 °C), o bien el alcohol etílico u otros líquidos orgánicos puros para temperaturas más bajas. El vidrio debería ser normal o borosilicatado, del tipo aprobado para su uso en termómetros. El diseño del bulbo es delgado pero suficientemente resistente para facilitar la conducción de calor hacia y desde el bulbo y su contenido. Una perforación más estrecha facilita el movimiento del líquido en el tubo para un cambio de temperatura dado, pero reduce el intervalo útil de temperatura del termómetro para una longitud determinada del tubo. Antes de graduarlo, el termómetro debería estar adecuadamente templado, a fin de atenuar los cambios lentos que se producen en el vidrio por efecto del envejecimiento.

La construcción de los termómetros meteorológicos responde a cuatro tipos principales:

a) revestidos, con la escala grabada en el tubo del termómetro;
b) revestidos, con la escala grabada en una tira de vidrio opalino fijada al tubo del termómetro en el interior del receptáculo;
c) sin revestimiento, con la graduación marcada en el tubo y montado sobre un soporte de metal, porcelana o madera donde figuran los números de la escala;
d) sin revestimiento, con la escala grabada sobre el tubo.

En algunos termómetros el vidrio del tubo forma una lente en su parte frontal para ofrecer una imagen aumentada de la columna de mercurio.

Los tipos a) y b) presentan, frente a los tipos c) y d), la ventaja de que las marcas de su escala están protegidas de la intemperie. En los dos últimos tipos es necesario volver a ennegrecer las marcas del termómetro de cuando en cuando; por otra parte, son más fáciles de construir que los de tipo a) y b). Los tipos a) y d) tienen la ventaja de ser menos propensos a los errores de paralaje (véase la sección 2.2.4). En HMSO (1980) figura información general sobre termómetros diseñados para ser utilizados en prácticas meteorológicas.

Sea cual sea el tipo que se adopte, ni el revestimiento ni la montura deberían ser demasiado voluminosos, ya que ello supondría una capacidad calorífica muy elevada. Al mismo tiempo, deberían ser suficientemente robustos para no resultar

dañados durante las manipulaciones o el transporte.

Para los termómetros de mercurio en cápsula de vidrio, especialmente los de máxima, es importante que el vacío que queda por encima de la columna de mercurio sea casi perfecto. Todos los termómetros deberían estar graduados para una inmersión total, excepto los que miden la temperatura del suelo. A continuación se exponen, en los apartados correspondientes, los requisitos especiales que deberían reunir los termómetros, según su finalidad.

2.2.1.1 Termómetros (de estación) ordinarios

Estos termómetros son los más exactos de todos los de uso meteorológico. Generalmente son del tipo de mercurio en cápsula de vidrio. Las marcas de su escala están a intervalos de 0,2 K o 0,5 K, y la escala es más amplia que la de los demás termómetros meteorológicos.

El termómetro ordinario se utiliza cubierto por una garita, para evitar errores debidos a la radiación. Un soporte lo mantiene en posición vertical, con el bulbo en el extremo inferior. El bulbo es o bien cilíndrico, o en forma de cebolla.

Un par de termómetros ordinarios puede ser utilizado como psicrómetro si uno de ellos está equipado con una vaina de bulbo húmedo[3].

2.2.1.2 Termómetros de máxima

El tipo de termómetro de máxima recomendado es el de mercurio en cápsula de vidrio, con un estrechamiento entre el bulbo y el comienzo de la escala. Dicho estrechamiento impide que la columna de mercurio descienda aunque disminuya la temperatura. Sin embargo, el observador puede "reajustar" el termómetro sujetando firmemente el extremo del bulbo hacia abajo, y sacudiendo a continuación el brazo hasta que la columna de mercurio se reunifique. Los termómetros de máxima deberían estar montados a un ángulo de unos 2 grados respecto de la horizontal, con el bulbo en el extremo inferior para que la columna de mercurio se apoye en el estrechamiento sin que la gravedad le obligue a atravesarlo. Es conveniente que la perforación se ensanche en el extremo superior del tubo, para que las partes de la columna que hayan quedado separadas se puedan unir fácilmente.

2.2.1.3 Termómetros de mínima

En lo que se refiere a los termómetros de mínima, el instrumento más habitual es un termómetro de alcohol con un índice de vidrio oscuro, de unos 2 cm de longitud, sumergido en el alcohol. En el tubo de estos termómetros hay siempre algo de aire, por lo que conviene dotarlos de una cámara de seguridad en su extremo superior, de un tamaño suficiente para que el instrumento pueda soportar una temperatura de 50 °C sin sufrir daños. Los termómetros de mínima deberían estar sustentados de manera análoga a los termómetros de máxima, en posición casi horizontal. Los termómetros de mínima pueden utilizar diversos tipos de líquidos como, por ejemplo, el alcohol etílico, el pentano o el tolueno. Es importante que el líquido sea lo más puro posible, ya que la presencia de ciertas impurezas aumenta la tendencia del líquido a polimerizarse bajo los efectos de la luz y con el paso del tiempo; la polimerización modifica los resultados de la calibración. En el caso del alcohol etílico, por ejemplo, el alcohol debería estar completamente libre de acetona.

Los termómetros de mínima se utilizan también para obtener la temperatura mínima de la hierba.

2.2.1.4 Termómetros de suelo

Para medir las temperaturas del suelo a profundidades iguales o inferiores a 20 cm se utilizan habitualmente termómetros de mercurio en cápsulas de vidrio cuyos tubos forman un ángulo recto u otro ángulo apropiado por debajo de la graduación más baja. El bulbo del termómetro se inserta en el suelo hasta la profundidad requerida, y la lectura de la escala se hace con el termómetro in situ. Estos termómetros están graduados para ser introducidos hasta la profundidad de medición. Como el resto del instrumento se mantiene a la temperatura del aire, debería haber en el extremo del tubo una cámara de seguridad que permita la expansión del mercurio.

Para medir temperaturas a profundidades superiores a 20 cm se recomienda usar termómetros de mercurio en cápsula de vidrio montados sobre tubos de madera, vidrio o plástico, con los bulbos recubiertos de cera o de pintura metálica. El conjunto termómetro/tubo se suspende o se introduce entonces en tubos de metal o de plástico de paredes

3 Las temperaturas registradas con termómetros de bulbo húmedo se explican en el capítulo 4 de la parte I.

delgadas, previamente hundidos en el suelo hasta la profundidad requerida. En climas fríos, el extremo superior del tubo externo debería sobresalir del suelo hasta una altura superior a la de la cubierta de nieve que se espere tener.

La técnica consistente en utilizar tubos verticales de acero no es adecuada para medir la variación diurna de la temperatura del suelo, particularmente en suelos secos, y los cálculos de las propiedades térmicas del suelo basados en esas mediciones podrían tener un margen de error importante a causa de la influencia del calor de la capa de superficie.

El alto valor de la constante de tiempo, como consecuencia de una mayor capacidad calorífica, permite extraer estos termómetros del tubo externo y efectuar la lectura antes de que la temperatura varíe apreciablemente respecto de la temperatura del suelo.

Cuando el suelo esté cubierto de nieve, para que el observador pueda acercarse a la línea de termómetros sin alterar la cubierta de nieve, se recomienda construir una pasarela de poco peso paralela a dicha línea. Esta pasarela debería estar diseñada de manera que su parte superior se pudiera desmontar entre una serie de lecturas y la siguiente sin alterar la cubierta de nieve.

2.2.2 Procedimientos de medición

2.2.2.1 Lectura de termómetros ordinarios

La lectura de los termómetros debería hacerse lo más rápidamente posible, a fin de evitar cambios de temperatura imputables a la presencia del observador. Dado que el menisco o índice de líquido y la escala del termómetro no están en un mismo plano, habrá que tener cuidado para evitar los errores de paralaje. Para no incurrir en estos errores, el observador deberá cerciorarse de que la línea recta definida por su ojo y el menisco o índice formen un ángulo recto con el tubo del termómetro. Como las escalas de los termómetros no contienen, por lo general, subdivisiones inferiores a la quinta parte de un grado, las lecturas redondeadas a la décima de grado más próxima, que son esenciales en psicrometría, deberán hacerse por estimación. Las correcciones por errores de escala, si las hay, deberían aplicarse a las lecturas. La lectura y puesta en estación de los termómetros de máxima y de mínima tendrían que efectuarse al menos dos veces al día y se deberían comparar con frecuencia estas lecturas con las de un termómetro ordinario para asegurarse de que no haya errores importantes.

2.2.2.2 Medición de temperaturas mínimas de la hierba

La temperatura mínima de la hierba es la temperatura más baja alcanzada a lo largo de una noche por un termómetro expuesto al aire libre sobre la hierba corta. Esta temperatura se mide con un termómetro de mínima como el que se describe en la sección 2.2.1.3. El termómetro debería estar montado sobre un soporte adecuado que lo sustente con una inclinación de unos 2 grados respecto de la horizontal, con el bulbo a menor altura que el tubo, entre 25 y 50 mm por encima del suelo, y en contacto con las puntas de la hierba. Cuando el suelo esté cubierto de nieve, el termómetro debería estar situado inmediatamente por encima de la superficie de la nieve, lo más cerca posible de esta sin llegar a tocarla.

Normalmente, el termómetro se expone a la última hora de observación antes de la puesta del sol, y la lectura se realiza a la mañana siguiente. Durante el día, el instrumento se guarda protegido por una garita, o en el interior. No obstante, en las estaciones que no cuentan con ningún observador a la puesta del sol podría ser necesario dejar el termómetro expuesto durante todo el día. En caso de un sol intenso, el alcohol del instrumento podría evaporarse y condensarse en la parte superior del tubo. Puede reducirse este efecto colocando una garita metálica negra revestida de una funda de algodón sobre el extremo del termómetro que contiene la cámara de seguridad; esta garita absorbe más radiación y alcanza, por consiguiente, una temperatura mayor que el resto del instrumento. De ese modo, si se forma vapor, este se condensará en un punto del tubo, por debajo del extremo superior de la columna de alcohol.

2.2.2.3 Medición de las temperaturas del suelo

Las profundidades típicas para las mediciones de temperatura del suelo son 5, 10, 20, 50 y 100 cm por debajo de la superficie, si bien es posible realizarlas también a otras profundidades. El lugar de medición debería ser una porción de terreno llano y despejado, de unos 75 cm^2, representativa del suelo circundante del que se deseen tomar datos. Si la superficie no fuera representativa de los alrededores, su extensión no debería ser inferior a 100 m^2. Cuando el suelo esté cubierto de nieve, es

conveniente medir también la temperatura de la cubierta de nieve. Si no hay demasiada nieve, se puede apartar del suelo antes de efectuar las lecturas, y colocarla después de nuevo en su lugar.

Al describir un emplazamiento para medir la temperatura del suelo, se debería anotar el tipo de suelo, la cubierta de suelo y el grado y dirección de la pendiente del terreno. Siempre que sea posible, se deberían indicar las constantes físicas del suelo, tales como la densidad aparente, la conductividad térmica o el contenido de humedad a la capacidad de campo. Además, se deberían incluir el nivel de la capa freática (si no estuviera a más de 5 m de la superficie) y la estructura del suelo.

En las estaciones agrometeorológicas es conveniente realizar el registro continuo de las temperaturas del suelo y del aire a diferentes niveles en la capa adyacente al suelo (desde el nivel del suelo hasta unos 10 m por encima del límite superior de la vegetación predominante).

2.2.3 Emplazamiento y exposición del termómetro

Tanto los termómetros ordinarios como los de máxima y mínima se usan siempre protegidos por una garita instalada sobre un soporte. Los termómetros de extremas van montados sobre soportes adecuados que los mantienen en un ángulo de unos 2 grados respecto de la horizontal, con el bulbo a menor altura que el tubo.

El termómetro de mínimas de la hierba se coloca y se expone en el lugar de medición tal y como se indica en la sección 2.2.2.2. En una estación en que la nieve sea persistente y de profundidad variable, puede utilizarse un soporte que permita subir o bajar el termómetro a fin de mantener la altura correcta por encima de la superficie de la nieve.

2.2.4 Causas de error en los termómetros de líquido en cápsula de vidrio

Los errores más comunes en los termómetros de líquido en cápsula de vidrio son:

a) errores elásticos;
b) errores causados por el tubo saliente;
c) errores de paralaje y errores de lectura ostensibles;
d) cambios en el volumen del bulbo producidos por la presión externa o interna;
e) capilaridad;
f) errores de división de la escala y de calibración;
g) dilatación desigual del líquido y del vidrio en el rango considerado.

Los tres últimos tipos de errores pueden minimizarse en el proceso de fabricación, e incluirse entre las correcciones que se aplicarán a los valores observados. Los tres primeros merecen cierta consideración. Los errores de tipo d) no suelen producirse cuando los termómetros se utilizan para fines meteorológicos.

2.2.4.1 Errores elásticos

Existen dos tipos de errores elásticos: reversibles e irreversibles. El primero solo reviste importancia cuando se expone un termómetro a un amplio intervalo de temperatura en un corto período de tiempo. Así, si se observa la lectura de un termómetro en el punto de ebullición y, poco después, en el punto de congelación, la temperatura indicada será un poco baja al principio, y luego aumentará lentamente hasta alcanzar el valor correcto. Este error depende de la calidad del vidrio empleado en el termómetro, y puede llegar a ser de 1 K (con vidrio de la mejor calidad no pasaría de 0,03 K) y sería proporcionalmente menor para intervalos de temperatura más reducidos. Este efecto carece de importancia en las mediciones meteorológicas, si se descarta la posibilidad de un error en la calibración original.

Los cambios irreversibles pueden tener mayor relevancia. El bulbo del termómetro tiende a contraerse lentamente a lo largo de los años, haciendo con ello que el nivel cero aumente. El mayor cambio tendrá lugar durante el primer año, y a partir de entonces el ritmo de variación disminuirá progresivamente. Esta alteración puede reducirse sometiendo el bulbo a tratamiento térmico y utilizando el vidrio más adecuado. Incluso, con el vidrio de mejor calidad, este cambio podría ser al principio de 0,01 K al año. Para que las mediciones sean precisas, especialmente con los termómetros de inspección o de comprobación, se debería volver a determinar el cero periódicamente, y aplicar las correcciones adecuadas.

2.2.4.2 Errores causados por el tubo saliente

Por lo general, los termómetros utilizados para medir la temperatura del aire están completamente rodeados de aire a una temperatura más o menos uniforme, y se calibran sumergiéndolos completamente, o solo hasta el punto más alto de la columna

de mercurio (es decir, se los calibra por inmersión total o parcial). Cuando se utiliza uno de estos termómetros para determinar la temperatura de un medio físico que no rodea el tubo, de manera que la temperatura efectiva de este sea distinta de la del bulbo, se obtendrá un error.

En las aplicaciones meteorológicas, lo más probable es que esto ocurra al comprobar la calibración de un termómetro ordinario en un recipiente que contenga otro líquido a una temperatura apreciablemente diferente de la del ambiente, y en el que solo esté sumergido el bulbo o la parte inferior del tubo.

2.2.4.3 Errores de paralaje y errores de lectura ostensibles

Si el termómetro no se observa a la altura del plano perpendicular al tubo que pasa por el punto más alto de la columna del líquido, se obtendrán errores de paralaje. El error será mayor cuanto más grueso sea el tubo del termómetro y cuanto mayor sea el ángulo entre la línea de observación efectiva y la correcta. Este error solo puede evitarse extremando la precaución en el momento de la observación. Si el termómetro es de mercurio en cápsula de vidrio y está suspendido verticalmente, como en una garita corriente, la lectura deberá efectuarse en el plano horizontal que pasa por el punto más alto de la columna de mercurio.

Generalmente, también pueden producirse errores cuando, al aproximarse para realizar la lectura, el observador altera de algún modo el medio circundante. Así pues, es necesario que el observador efectúe la lectura lo más rápido posible, redondeada a la décima de grado más próxima. Los errores de lectura ostensibles suelen tener una magnitud de 1°, 5° o 10° y se pueden evitar si el observador verifica por segunda vez las decenas y unidades del valor medido después de realizar la lectura inicial.

2.2.4.4 Errores debidos a diferencias de dilatación

El coeficiente de dilatación cúbica del mercurio es de $1{,}82 \cdot 10^{-4}$ K^{-1}, y el de la mayoría de los vidrios está comprendido entre $1{,}0 \cdot 10^{-5}$ y $3{,}0 \cdot 10^{-5}$ K^{-1}. El coeficiente de dilatación del vidrio es, pues, una fracción importante del coeficiente de dilatación del mercurio, y no es posible ignorarlo. Dado que ni los coeficientes de dilatación cúbica del mercurio y del vidrio, ni la sección transversal de la perforación del tubo, son estrictamente constantes en todo el intervalo de temperaturas y en toda la longitud del tubo que se utilice, el valor unitario de la escala variará a lo largo del tubo, por lo que, antes de utilizarlo, el termómetro debe ser calibrado por el fabricante en base a un termómetro patrón.

2.2.4.5 Errores asociados a los termómetros de alcohol

Los coeficientes de dilatación de los líquidos utilizados en los termómetros de alcohol son mucho mayores que los del mercurio, y sus puntos de congelación, mucho más bajos (el alcohol etílico se congela a –115 °C). En los termómetros de mínima se utiliza el alcohol porque es incoloro, y porque su mayor coeficiente de dilatación permite utilizar una perforación mayor. Los termómetros de este tipo son menos precisos que los de mercurio de igual precio y calidad. Además de las desventajas que generalmente presentan los termómetros de líquido en cápsulas de vidrio, los termómetros de alcohol tienen algunas peculiaridades propias:

a) Adherencia del alcohol al vidrio: a diferencia del mercurio, los líquidos orgánicos suelen mojar el vidrio, con lo cual, cuando la temperatura cae rápidamente, cierta cantidad de líquido puede quedar en las paredes de la perforación, haciendo que la lectura del termómetro sea más baja. Si el instrumento está suspendido verticalmente, el líquido irá escurriendo gradualmente hacia abajo.
b) Rotura de la columna de líquido: en la parte superior del tubo del termómetro se suelen formar gotas de líquido por evaporación y condensación. Aunque estas gotas pueden llegar a reunirse con la columna principal, podrían producirse errores al comienzo del proceso, antes de que el fenómeno sea perceptible. La columna se rompe también a veces durante el transporte. Este error se aminora durante la fabricación cuando el termómetro se sella a su temperatura más baja, de modo que contenga la cantidad máxima de aire en el tubo.
c) Cambios lentos del líquido: los líquidos orgánicos utilizados tienden a polimerizarse con el paso del tiempo y con la exposición a la luz, lo que hace que el volumen del líquido disminuya gradualmente. La presencia de impurezas puede acelerar este efecto; se ha demostrado, en particular, que la presencia de acetona en el alcohol etílico resulta muy perjudicial. Por consiguiente, habrá que extremar las precauciones al preparar el líquido para el termómetro. Este efecto podría acentuarse si se utilizan tintes para colorear el líquido, con el fin de que este sea más visible.

La reducción de los errores producidos por la rotura de la columna de líquido, y los cuidados generales de los termómetros de alcohol, se abordan al final del capítulo.

2.2.5 Comparación y calibración en condiciones reales y en laboratorio

2.2.5.1 Calibración en laboratorio

La calibración de termómetros en laboratorio debería ser realizada por instituciones nacionales especializadas o por laboratorios de calibración acreditados. Para los termómetros de líquido en cápsula de vidrio se debería utilizar un baño líquido, en el interior del cual tendría que ser posible mantener la temperatura en el valor deseado, dentro del intervalo requerido. La rapidez con que varíe la temperatura del líquido no debería rebasar los límites recomendados, y el aparato de calibración habría de disponer de algún medio para agitar el líquido. Los termómetros de referencia y los que se sometan a prueba deberían estar suspendidos independientemente del recipiente, totalmente sumergidos y sin tocar los lados.

Debería llevarse a cabo un número suficiente de mediciones para asegurarse de que las correcciones a aplicar representan el funcionamiento del instrumento en condiciones normales, con errores causados por la interpolación en cualquier punto intermedio no mayores que los errores no sistemáticos (véase el capítulo 4 de la parte III).

2.2.5.2 Comprobaciones y calibración en condiciones reales

Todos los termómetros de líquido en cápsula de vidrio experimentan cambios graduales del nivel cero. Por esta razón será conveniente comprobarlos a intervalos regulares, en términos generales una vez cada dos años. Deberían mantenerse en posición vertical, a temperatura ambiente, al menos durante 24 horas antes de comenzar el proceso de comprobación.

El punto de congelación puede comprobarse llenando casi completamente un vaso Dewar con hielo picado obtenido a partir de agua destilada, y humedeciéndolo con más agua destilada. Tanto el espacio entre los trozos de hielo como el fondo del vaso deberían estar exentos de aire. El agua debería mantenerse a 2 cm por debajo de la superficie del hielo. Un termo ordinario bastará para sumergir totalmente la mayoría de los termómetros hasta que alcancen su punto de congelación. Los termómetros deberían insertarse de manera que la columna de mercurio o de alcohol sobresaliera lo menos posible del hielo. Antes de leer la temperatura indicada se dejarían transcurrir al menos 15 minutos para que el termómetro alcanzara la temperatura del punto de fusión del hielo. Cada termómetro se debería mover hacia atrás y hacia adelante entre la mezcla, e inmediatamente se leería hasta una décima parte del intervalo de la escala. A continuación, sería preciso tomar otras lecturas a intervalos de cinco minutos y calcular un valor medio.

Para cubrir otros puntos de la escala puede tomarse como referencia un termómetro patrón itinerante o un termómetro patrón de inspección. La comparación se debería efectuar sumergiendo el termómetro de referencia junto con el termómetro o termómetros sometidos a prueba en un recipiente hondo lleno de agua. Suele ser más conveniente operar en el interior, especialmente si brilla el sol, y los mejores resultados se obtendrán cuando el agua esté a la temperatura ambiente, o próxima a ella.

Cada termómetro se comparará con el termómetro de referencia; los que sean de un mismo tipo podrán compararse entre sí. Para cada comparación, se sujetarán los termómetros con los bulbos juntos, se moverán hacia adelante y hacia atrás en el agua durante aproximadamente un minuto, y seguidamente se hará la lectura. Deberá ser factible leer ambos termómetros sin variar la profundidad de inmersión; con esta condición, los bulbos deberían estar sumergidos en el agua a la mayor profundidad posible. La mayoría de los termómetros meteorológicos están calibrados para su inmersión total; siempre y cuando la diferencia entre las temperaturas del agua y del aire no exceda de 5 K, la corrección del tubo saliente debería ser insignificante. Con frecuencia ocurre que, encontrándose los bulbos a la misma profundidad, la altura de la columna de mercurio (o de otro líquido) del termómetro sometido a comprobación no estará muy próxima a la del termómetro de referencia. Por esta razón, habría que tener cuidado para evitar los errores de paralaje.

Sería preciso llevar a cabo estas comparaciones al menos tres veces para cada par de termómetros. Para cada conjunto de comparaciones, la media de las diferencias entre lecturas no debería exceder de las tolerancias especificadas en el cuadro de la sección 2.1.3.2.

Los termómetros de suelo pueden comprobarse mediante este método, pero habría que dejarlos en

el agua durante al menos 30 minutos para que la cera en la que están introducidos los bulbos alcance la temperatura del agua. Dado que su constante de tiempo tiene un valor alto, es difícil comprobar bien los termómetros de suelo a menos que la temperatura del agua pueda mantenerse muy constante. Si la prueba se hace cuidadosamente en agua cuya temperatura no varíe más que 1 K en 30 minutos, la diferencia respecto de la lectura corregida del termómetro de referencia no debería exceder de 0,25 K.

2.2.6 Correcciones

Al ser entregados por primera vez, los termómetros (identificados por un número de serie) deberían ir acompañados de un certificado fechado que confirme que cumplen con la incertidumbre requerida, o de un certificado de calibración fechado en el que se indiquen las correcciones que se deberían aplicar a las lecturas para respetar los requerimientos de incertidumbre.

Por lo general, si el margen de error encontrado en determinados puntos del rango de un termómetro (por ejemplo, 0 °C, 10 °C, 20 °C) no excede en ningún caso de 0,05 K, no serán necesarias correcciones, y el instrumento podrá utilizarse directamente como un termómetro ordinario en garitas con ventilación natural, o como un termómetro de máxima, de mínima, de suelo o de mínima de la hierba. Si los errores de esos puntos fueran superiores a 0,05 K, debería facilitarse al observador, en el lugar de la lectura, una tabla de correcciones con instrucciones claras sobre la manera de aplicarlas.

Los termómetros para los que normalmente se deberían entregar certificados son:

a) los que se utilizan en psicrómetros ventilados;
b) los que utilizan los inspectores como patrones itinerantes;
c) los que se utilizan como referencia de calibración en el laboratorio;
d) los que se utilizan para fines especiales en los que esté justificada la aplicación de correcciones.

Si se van a utilizar en psicrómetros ventilados, convendría escoger termómetros idénticos.

2.2.7 Mantenimiento

2.2.7.1 Rotura de la columna de líquido

El fallo más habitual es la rotura de la columna del líquido, especialmente durante los desplazamientos. Los termómetros más propensos a este tipo de incidentes son los de alcohol (de mínima). Otros problemas que plantean estos termómetros son la adherencia del alcohol al vidrio y la formación de gotas de alcohol por destilación en la parte de la perforación correspondiente al soporte.

Por lo general, una columna de líquido rota puede recomponerse sujetando el termómetro con el extremo del bulbo hacia abajo y golpeándolo suave y rápidamente con los dedos o con algún objeto elástico que no sea demasiado duro. El golpeteo debería continuar durante algún tiempo (cinco minutos, si fuera necesario), pasado el cual, el termómetro debería colgarse o colocarse de pie en un recipiente adecuado, con el bulbo hacia abajo, durante al menos una hora, a fin de que el alcohol que pudiera seguir adherido al vidrio escurra hacia la columna principal. Si este procedimiento no diera resultado, un método más drástico consistirá en refrigerar el bulbo en una mezcla congelante de agua y sal, manteniendo templada la parte superior del tubo; hecho esto, el líquido caerá lentamente por destilación a la columna principal. Otra posibilidad será mantener vertical el termómetro, con el bulbo en un recipiente de agua templada, al tiempo que se golpea o sacude el tubo, sacándolo del agua en cuanto la cima del alcohol alcance la cámara de seguridad situada en la parte superior del tubo. Este método deberá emplearse con precaución, ya que el instrumento podría reventar si el alcohol invade la cámara de seguridad.

2.2.7.2 Ilegibilidad de la escala

Otro de los problemas de los termómetros de líquido en cápsula de vidrio sin revestimiento es que, con el tiempo, la escala puede llegar a ser ilegible. Esto se subsanará en la estación frotando la escala con un lápiz oscuro o con un lápiz de grafito.

2.2.8 Seguridad

El mercurio, que es el líquido más habitualmente utilizado en los termómetros de líquido en cápsula de vidrio, es tóxico si se ingiere o si se inhala su vapor. Si un termómetro se rompiera y no se limpiaran las gotitas de mercurio sería peligroso para la salud, especialmente en espacios cerrados (en el capítulo 3 de la parte I, en la sección 3.2 sobre barómetros de mercurio, se dan indicaciones sobre limpieza en caso de rotura). Además, podrían existir limitaciones para el transporte de termómetros de mercurio en aeronaves, o la obligación de adoptar medidas especiales de precaución para evitar el derrame del mercurio en caso de rotura. Convendría ser informado al respecto por la autoridad o compañía de transporte pertinente.

2.3 TERMÓGRAFOS MECÁNICOS

2.3.1 Descripción general

Los tipos de termógrafos mecánicos que aún se utilizan habitualmente están dotados de sensores bimetálicos o de tubo de Bourdon, ya que son relativamente económicos, fiables y portátiles. Sin embargo, no son fáciles de adaptar para registrar datos a distancia o electrónicamente. Estos termógrafos incorporan un mecanismo de gráfica rotatoria común a la familia de instrumentos de registro clásicos. En términos generales, los termógrafos deberían poder funcionar en un rango de temperaturas de unos 60 K, o incluso 80 K si se van a utilizar en climas continentales. Los valores de la escala estarán espaciados de modo que sea posible leer sin dificultad la temperatura a intervalos de 0,2 K, en una banda registradora de tamaño razonable. Para ello, debería disponerse lo necesario para modificar la puesta a cero del instrumento en concordancia con la estación del año. El error máximo de un termógrafo no debería exceder de 1 K.

2.3.1.1 Termógrafo bimetálico

En los termógrafos bimetálicos, el movimiento de la plumilla registradora está controlado por el cambio de curvatura de una cinta o hélice bimetálica, un extremo de la cual está rígidamente unido a un brazo fijado al armazón. Debería ser posible realizar un ajuste fino de dicho brazo, a fin de poder modificar el cero del instrumento cuando fuera necesario. Además, el instrumento debería permitir alterar los valores de la escala ajustando la longitud de la palanca que transfiere el movimiento de la lámina bimetálica a la plumilla; idealmente, sería conveniente dejar este ajuste en manos de personal autorizado. El elemento bimetálico debería estar adecuadamente protegido contra la corrosión; para ello, lo mejor sería contar con una laminación fuerte de cobre, níquel o cromo, aunque una capa de laca puede resultar adecuada en algunos climas. A una velocidad del aire de 5 m s^{-1} la constante de tiempo habitual es de unos 25 segundos.

2.3.1.2 Termógrafo de tubo de Bourdon

En este caso, la disposición general es similar a la del tipo bimetálico, pero el elemento sensible a la temperatura tiene forma de tubo metálico curvo, de sección plana y elíptica, y está relleno de alcohol. El tubo de Bourdon es menos sensible que el elemento bimetálico y, por lo general, es necesario un mecanismo multiplicador del nivel que dé una escala con valor suficiente. A una velocidad del aire de 5 m s^{-1} la constante de tiempo habitual es de unos 6 segundos.

2.3.2 Procedimientos de medición

Con objeto de mejorar la resolución de la lectura, los termógrafos se ajustarán con frecuencia, en diferentes estaciones del año, de acuerdo con el rango de temperaturas considerado en cada caso en los dos tipos de banda existentes. La fecha exacta del cambio de un conjunto de bandas a otro variará según el lugar, pero una vez que se efectúe habrá que ajustar el instrumento. Esta operación se debería llevar a cabo o bien en la garita, en un día nuboso y ventoso, a una hora en que la temperatura fuera prácticamente constante, o bien en un recinto donde la temperatura fuera constante. El ajuste se realizará aflojando el tornillo que sujeta el brazo de la plumilla a su vástago, desplazando seguidamente el brazo hasta la posición correcta, y apretando de nuevo los tornillos. A continuación, el instrumento debería permanecer tal como ha quedado, hasta que se efectuara una nueva comprobación y se introdujeran los ajustes necesarios.

2.3.3 Exposición y emplazamiento

Estos instrumentos se deberían exponer en una garita meteorológica de gran tamaño.

2.3.4 Fuentes de error

En el propio mecanismo del termógrafo, la fricción es una de las principales causas de error. Ello puede deberse a un mal alineamiento de la hélice con respecto al vástago. A menos que se coloque en su sitio exacto, la hélice actuará como un potente resorte y, si tiene un anclaje rígido, empujará el vástago principal contra uno de los laterales de la articulación. En los instrumentos modernos esto no debería suponer un problema importante ya que la fricción entre la plumilla y la banda puede reducirse al mínimo ajustando adecuadamente la suspensión de la compuerta.

2.3.5 Comparación y calibración

2.3.5.1 Calibración en laboratorio

Existen fundamentalmente dos métodos para la calibración en laboratorio de los termógrafos

bimetálicos. Uno de ellos se basa en la fijación del instrumento en una determinada posición, con el elemento bimetálico sumergido en un baño de agua. El otro consiste en instalar el termógrafo en una cámara de calibración adquirida en el mercado, equipada con un mecanismo de control de la temperatura del aire, un ventilador y un termómetro de referencia.

Las comparaciones deberían efectuarse a dos temperaturas distintas, a partir de las cuales se podrán determinar los cambios que fueran necesarios respecto del cero y del mecanismo de ampliación. Los ajustes de la escala deberían ser efectuados por personal autorizado, y solo después de consultar el correspondiente manual del fabricante del instrumento.

2.3.5.2 Comparación en condiciones reales

Dado que la constante de tiempo del instrumento puede llegar a ser la mitad de la del termómetro de mercurio ordinario, las comparaciones de rutina de las lecturas del bulbo seco y del termógrafo a horas predeterminadas no coincidirán exactamente, por lo general, aunque el instrumento funcione perfectamente. Un procedimiento mejor consiste en comprobar la lectura del instrumento en un día adecuado y a una hora en que la temperatura sea casi constante (normalmente, en un día nublado y ventoso), o bien en comparar las lecturas mínimas de la gráfica del termógrafo con la lectura del termómetro de mínima colocado en la misma garita. Seguidamente, pueden efectuarse los ajustes necesarios mediante el tornillo de regulación.

2.3.6 Correcciones

Por lo general, los termógrafos no se entregan con certificados con correcciones. Si las comprobaciones efectuadas en la estación indican que el instrumento tiene demasiados errores, y no es posible corregirlos in situ, debería enviarse el instrumento a un laboratorio de calibración apropiado para su reparación y recalibrado.

2.3.7 Mantenimiento

El mantenimiento de rutina consistirá en inspeccionar el estado general externo, el juego de las articulaciones, la inclinación del brazo registrador, el ajuste de la plumilla, el ángulo entre el brazo ampliador y el brazo registrador, y la programación del reloj del mecanismo de gráficas. Estos exámenes deberían realizarse de conformidad con las recomendaciones del fabricante. En general, habría que manipular con cuidado la hélice para evitar que sufra daños mecánicos y a fin de que se mantenga limpia. Las articulaciones del vástago también deberían mantenerse limpias y lubricarse periódicamente con una pequeña cantidad de lubricante de relojes. La mecánica del instrumento es muy simple y, si se adoptan las precauciones adecuadas para que la fricción sea mínima y para evitar la corrosión, debería prestar un buen servicio.

2.4 TERMÓMETROS ELÉCTRICOS

2.4.1 Descripción general

Los instrumentos eléctricos se utilizan mucho actualmente en meteorología para medir las temperaturas. Su virtud principal estriba en su capacidad de proporcionar una señal de salida adecuada para indicar, registrar, almacenar o transmitir a distancia datos de temperatura. Los sensores más frecuentemente utilizados son las resistencias eléctricas, los termómetros de semiconductor (termistores) y los termopares.

2.4.1.1 Termómetros de resistencia eléctrica

Una de las maneras de representar la temperatura consiste en medir la resistencia eléctrica de un material cuando esta varía de forma conocida con la temperatura de dicho material.

Para pequeñas variaciones de la temperatura el aumento de la resistencia de los metales puros es proporcional al cambio de la temperatura, según expresa la ecuación 2.2:

$$R_T = R_0[1 + \alpha(T - T_0)] \qquad (2.2)$$

donde $(T - T_0)$ es pequeño; R_T es la resistencia de una determinada cantidad del metal a la temperatura T; R_0 es su resistencia a la temperatura de referencia T_0, y α es el coeficiente de temperatura de la resistencia en las proximidades de T_0.

Tomando 0 °C como temperatura de referencia, la ecuación 2.2 se convierte en:

$$R_T = R_0(1 + \alpha \cdot t) \qquad (2.3)$$

Para cambios de temperatura mayores y para ciertas aleaciones metálicas, la ecuación 2.4 expresa esta relación con mayor exactitud:

$$R_T = R_0[1 + \alpha(T - T_0) + \beta(T - T_0)^2] \qquad (2.4)$$

Tomando 0 °C como temperatura de referencia, la ecuación 2.4 vendrá expresada como:

$$R_T = R_0(1 + \alpha \cdot t + \beta \cdot t^2) \qquad (2.5)$$

Estas ecuaciones expresan la variación proporcional de la resistencia de un termómetro real, de tal modo que los valores de los coeficientes α y β puedan obtenerse por calibración del termómetro de que se trate. A partir de esos resultados puede obtenerse la función inversa, t, en función de R. Dicha función puede expresarse en forma de serie polinomial de $(R_0 - R_T)$, es decir, $t = t(R_0 - R_T) = c_1(R_0 - R_T) + c_2(R_0 - R_T)^2 + \ldots$

Un buen termómetro de resistencia metálica satisfará los requisitos siguientes:

a) sus propiedades físicas y químicas permanecerán invariables en todo el rango de medición de temperatura;
b) su resistencia aumentará uniformemente a medida que aumente la temperatura, sin interrupción a lo largo del rango de medición;
c) influencias externas tales como la humedad, la corrosión o las deformaciones físicas no alterarán su resistencia de manera apreciable;
d) sus características se mantendrán inalteradas durante al menos dos años;
e) su resistencia y coeficiente térmico deberían ser lo suficientemente elevados como para ser utilizados en un circuito de medición.

El platino puro es el material que mejor satisface estos requisitos. Por ello, se utiliza en los termómetros patrón primarios necesarios para transferir la EIT-90 entre las distintas localizaciones de los instrumentos. Los termómetros de platino también se usan como patrones secundarios y para los sensores operativos.

En la práctica, los termómetros se someten a envejecimiento artificial antes de su utilización, y los destinados a fines meteorológicos suelen estar fabricados de aleaciones de platino, níquel o cobre y, ocasionalmente, tungsteno. Lo normal es que estén herméticamente sellados con una cubierta de cerámica. Su constante de tiempo es menor que la de los termómetros de líquido en cápsula de vidrio.

2.4.1.2 Termómetros de semiconductor

Otro tipo de elemento de resistencia habitualmente utilizado es el termistor. Se trata de un semiconductor con un coeficiente térmico de resistencia relativamente elevado, que puede ser positivo o negativo, según el material. Las mezclas de óxidos metálicos sinterizados son adecuadas para fabricar termistores, por lo general en forma de pequeños discos, varillas o esferas, y a menudo recubiertos de vidrio. El valor de la temperatura en función de la resistencia, R, del termistor viene expresado por la ecuación 2.6:

$$R = a \exp(b/T) \qquad (2.6)$$

donde a y b son constantes, y T es la temperatura del termistor expresada en kélvines.

Desde un punto de vista termométrico, los termistores presentan las ventajas siguientes:

a) su elevado coeficiente térmico de resistencia permite reducir el voltaje aplicado a través de un puente de resistencia y obtener a la vez la misma sensibilidad, reduciendo de ese modo, o incluso eliminando, la necesidad de tener en cuenta la resistencia de los conductores y sus variaciones;
b) sus elementos pueden fabricarse de muy pequeño tamaño, de modo que su baja capacidad térmica implique una constante de tiempo pequeña; sin embargo, los termistores muy pequeños, cuya capacidad térmica es baja, presentan la desventaja de que, para un valor de disipación dado, el efecto de autocalentamiento es mayor que para los termómetros grandes y, por ello, habrá que cuidar de que la disipación de energía sea baja.

La resistencia de un termistor típico varía en un factor de 100 o 200 en el intervalo de temperaturas de –40 °C a 40 °C.

2.4.1.3 Termopares

En 1821 Seebeck descubrió que en el punto de contacto entre dos metales diferentes se generaba una pequeña fuerza electromotriz. Si se construye un circuito simple con dos metales y con el punto de reunión entre estos a una misma temperatura, la fuerza electromotriz resultante será nula, ya que las dos fuerzas electromotrices generadas, una en cada unión, serán exactamente opuestas y se anularán entre sí. Si se altera la temperatura de una de

las uniones, las dos fuerzas ya no se cancelarán, y se obtendrá una fuerza electromotriz neta en el circuito; es decir, pasará corriente. Cuando haya varias uniones, la fuerza electromotriz resultante será la suma algebraica de las distintas fuerzas electromotrices. La magnitud y el signo de la fuerza electromotriz de contacto que se establece en una de las uniones, sea cual sea, dependerá de los tipos de metales unidos y de la temperatura del punto de unión, y podrá representarse empíricamente para dos metales cualesquiera, mediante la expresión:

$$(E_T - E_s) = \alpha(T - T_s) + \beta(T - T_s)^2 \qquad (2.7)$$

donde E_T es la fuerza electromotriz de contacto a una temperatura T, y E_s es la fuerza electromotriz a una temperatura de referencia T_s, siendo α y β constantes. Si hubiera dos uniones a temperaturas T_1 y T_2, la fuerza electromotriz neta E_n (la fuerza electromotriz térmica) vendrá expresada por $(E_1 - E_2)$, donde E_1 es la fuerza electromotriz a la temperatura T_1 y E_2 es la fuerza electromotriz de contacto a la temperatura T_2. El valor E_n puede representarse también mediante una fórmula cuadrática del tipo indicado para $(E_T - E_s)$ con una buena aproximación:

$$E_n = E_1 - E_2 \qquad (2.8)$$

$$E_n = a(T_1 - T_2) + b(T_1 - T_2)^2 \qquad (2.9)$$

donde a y b son constantes para los dos metales en cuestión. Para la mayoría de los fines meteorológicos, generalmente se puede prescindir del valor de b, ya que es siempre pequeño en comparación con a.

Los termopares se construyen soldando entre sí hilos de los distintos metales que se utilicen. Estas uniones pueden llegar a ser muy pequeñas, y tener una capacidad calorífica despreciable.

Para medir temperaturas se medirá la fuerza electromotriz generada cuando una de las uniones se mantiene a una temperatura de referencia conocida, dejando que la otra alcance la temperatura requerida. Mediante una calibración previa del sistema, puede establecerse una relación directa entre esta fuerza electromotriz y la diferencia de temperatura entre las dos uniones, con lo cual la temperatura desconocida se calcula sumando algebraicamente esa diferencia a la temperatura de referencia conocida.

En meteorología, los termopares se utilizan mayormente cuando se necesita un termómetro con una constante de tiempo muy pequeña, del orden de uno o dos segundos, que permita leer y registrar los valores a distancia, por lo general para tareas de investigación especiales. Cuando se desea conocer la temperatura absoluta, uno de los inconvenientes es que se necesita un recinto a temperatura constante tanto para la unión en frío como para los aparatos auxiliares destinados a medir la fuerza electromotriz generada; los termopares son especialmente útiles para medir diferencias de temperatura, ya que este tipo de situaciones no plantean este inconveniente. Con un aparato suficientemente sensible podrá lograrse una exactitud muy alta, pero será necesario efectuar calibraciones frecuentes. Las combinaciones cobre/constantán o hierro/constantán son adecuadas para las tareas meteorológicas, dado que la fuerza electromotriz que producen por grado Celsius es mayor que la que pueden generar los metales más raros y costosos que se utilizan, por lo general, para altas temperaturas.

2.4.2 Procedimientos de medición

2.4.2.1 Resistencias eléctricas y termistores

Los termómetros de resistencia eléctrica y de termistor pueden conectarse a muy distintos tipos de circuitos de medición eléctricos, muchos de los cuales son variaciones de circuitos de puente de resistencia, equilibrados o no. Para efectuar la medición en un puente equilibrado, se ajusta un potenciómetro de precisión hasta que deje de pasar corriente por un indicador; la posición del brazo del potenciómetro estará relacionada con la temperatura. En un puente no equilibrado, puede medirse la corriente de desequilibrio mediante un galvanómetro; esta, sin embargo, no es simplemente una función de la temperatura, sino que depende en parte de otros efectos. Una alternativa que evita esta situación consiste en utilizar una fuente de corriente constante para alimentar el puente y para medir el voltaje de desequilibrio, a fin de obtener la lectura de la temperatura.

En el caso de la medición a distancia, habría que tener en cuenta que el hilo que conecta el termómetro de resistencia con el puente tiene también una resistencia que varía en función de la temperatura. Para evitar estos errores pueden adoptarse las precauciones adecuadas.

Los voltímetros digitales pueden utilizarse junto con una fuente de corriente constante para medir la caída de tensión por efecto de la temperatura a lo largo del elemento que constituye el termómetro; la señal de salida puede aparecer directamente expresada en unidades de temperatura. Asimismo, la señal de salida digital puede almacenarse o

transmitirse sin pérdida de exactitud, a fin de ser utilizada más adelante. Si se desea, la señal de salida de los voltímetros digitales puede convertirse de nuevo en un voltaje analógico, por ejemplo, para alimentar un dispositivo registrador.

2.4.2.2 Termopares

Existen dos métodos principales para medir la fuerza electromotriz producida por los termopares:

a) medir la corriente producida en el circuito con un galvanómetro sensible; y
b) equilibrar la fuerza electromotriz termoeléctrica con una fuerza electromotriz conocida de manera que, de hecho, no fluya ninguna corriente por los termopares.

El método a) consiste en conectar directamente el galvanómetro en serie con las dos uniones. El método b) se utilizará, por lo general, cuando se requiera una incertidumbre de medición inferior al 0,5 por ciento. Este procedimiento no dependerá de la magnitud, ni de los cambios de la resistencia de la línea, ya que en el estado equilibrado no fluye corriente alguna.

2.4.3 Exposición y emplazamiento

Las condiciones requeridas para la exposición y el emplazamiento de los termómetros eléctricos serán, por lo general, las mismas que para los termómetros de líquido encapsulado en vidrio (véase la sección 2.2.3). Algunas excepciones son:

a) La medición de valores extremos: si el termómetro eléctrico está conectado con un sistema de registro de datos en funcionamiento constante, puede no ser necesario utilizar termómetros de máxima y de mínima por separado.
b) La medición de temperaturas de superficie: las propiedades radiativas de los termómetros eléctricos serán diferentes de las de los termómetros de líquido en cápsula de vidrio. Por consiguiente, los termómetros eléctricos expuestos como termómetros de mínima de la hierba (u otros tipos de superficie) registrarán valores diferentes de los termómetros convencionales expuestos en condiciones análogas. Estas diferencias podrán minimizarse instalando el termómetro eléctrico dentro de una cubierta de vidrio.
c) La medición de temperaturas del suelo: para medir la variación diurna de la temperatura del suelo resulta bastante inadecuado utilizar termómetros de mercurio en cápsula de vidrio introducidos en tubos de acero en posición vertical, debido a la conducción de calor desde la superficie. Pueden obtenerse lecturas mucho más representativas colocando termómetros eléctricos en clavijas de latón, insertadas a la profundidad adecuada en una cara vertical de una excavación realizada en el suelo, exenta de perturbaciones. Las conexiones eléctricas se sacan al exterior de la excavación, a través de tubos de plástico, rellenándose a continuación aquella de modo que se restablezcan, en la medida de lo posible, la estratificación y las características de drenaje originales del suelo.

2.4.4 Fuentes de error

2.4.4.1 Resistencias eléctricas y termistores

Las principales causas de error en una medición de temperatura realizada mediante termómetros de resistencia eléctrica son:

a) autocalentamiento del termómetro;
b) inadecuada compensación de la resistencia del cable conductor;
c) inadecuada compensación de las relaciones no lineales en el sensor o en el instrumento procesador;
d) cambios bruscos de la resistencia de contacto de los conmutadores.

Se produce autocalentamiento porque el paso de corriente por la resistencia genera calor, haciendo que la temperatura del termómetro se eleve por encima de la del medio circundante.

La resistencia de los conductores de conexión introducirá un error en la lectura de la temperatura, que será tanto mayor cuanto más largos sean los conductores, por ejemplo, cuando el termómetro de resistencia esté situado a cierta distancia del instrumento de medición; los errores de lectura variarán también con los cambios de temperatura de los cables. Estos errores pueden compensarse utilizando conductores adicionales, resistores estabilizadores, o una red de puentes apropiada.

Ni el termómetro de resistencia eléctrica ni el termistor son lineales a lo largo de un rango de temperaturas amplio, pero pueden arrojar un resultado aproximadamente lineal si el rango es limitado. Así pues, habrá que compensar esa falta de linealidades. Esto es aplicable sobre todo a los termistores, a fin de obtener un rango de valores de medición utilizable en meteorología.

Con el envejecimiento, la resistencia de contacto de los conmutadores puede experimentar cambios

repentinos. Estos cambios pueden ser variables y pasar inadvertidos, a menos que se realicen regularmente calibraciones del sistema (véase la sección 2.4.5).

2.4.4.2 Termopares

Las causas principales de error cuando se mide la temperatura mediante un termopar son:

a) Cambios en las resistencias de los conectores provocados por la temperatura. Este efecto puede reducirse al mínimo si los conductores son lo más cortos y compactos posible, y si se mantienen bien aislados.
b) Conducción desde la unión a lo largo del conductor cuando existe un gradiente térmico en las proximidades del punto de medición de temperatura.
c) Fuerzas electromotrices secundarias erráticas de origen térmico, producidas por la utilización de metales diferentes de los del termopar en el circuito de conexión. Por consiguiente, las diferencias de temperatura en el resto del circuito deberán ser lo más pequeñas posible; esto último es especialmente importante cuando las fuerzas electromotrices que se han de medir son pequeñas (para lo cual, será necesario realizar recalibraciones periódicas).
d) Corrientes de fugas que pueden producirse desde circuitos de potencia cercanos. Este efecto puede minimizarse mediante un apantallamiento adecuado de los conductores.
e) Corrientes galvánicas que pueden producirse si se humedecen los conductores o las uniones.
f) Cambios de temperatura del galvanómetro que alteran sus características (fundamentalmente, modificando su resistencia). Este cambio no afectará en absoluto las lecturas efectuadas mediante potenciómetro, aunque sí afectará los instrumentos de lectura directa. Este efecto puede reducirse al mínimo manteniendo la temperatura del galvanómetro lo más cercana posible a la temperatura a la que fue calibrado el circuito.
g) En la medición realizada mediante potenciómetro, cambios en la fuerza electromotriz de la pila patrón con respecto a la cual se ajusta la corriente del potenciómetro, y cambios en la corriente del potenciómetro entre ajustes, que producirán los consiguientes errores en las mediciones de la fuerza electromotriz. Por lo general, estos errores serán pequeños siempre que se trate correctamente la pila patrón y se introduzcan ajustes en la corriente del potenciómetro inmediatamente antes de efectuar una medición de temperatura.

Los errores de tipo a) y f) ponen de relieve la mayor fiabilidad del método potenciométrico cuando se requiere un alto grado de exactitud.

2.4.5 Comparación y calibración

2.4.5.1 Resistencias eléctricas y termistores

Las técnicas y procedimientos básicos para la calibración en laboratorio y para la comprobación en condiciones reales de los termómetros eléctricos serán las mismas que las usadas en los termómetros de líquido en cápsula de vidrio (véase la sección 2.2.5). En general, sin embargo, no será posible trasladar hasta un recinto interior los termómetros de resistencia ya que los conductores eléctricos normales del termómetro deberían someterse también a comprobación. Así pues, las comprobaciones tendrán que efectuarse con los termómetros en el interior de la garita. Será difícil llevar a cabo mediciones comparativas precisas de las temperaturas indicadas por el termómetro eléctrico respecto de un termómetro de referencia de mercurio en cápsula de vidrio, o de un termómetro de resistencia que indique la temperatura local, a menos que haya dos observadores. Dado que el instrumento de medición es parte integrante del termómetro eléctrico, su calibración puede comprobarse sustituyendo el termómetro de resistencia por una caja de décadas resistivas de precisión, y aplicando el equivalente en resistencia a unos incrementos de temperatura fijos de 5 K en el rango de temperaturas operativo. En cualquier punto, el error no debería exceder de 0,1 K. Normalmente, esta operación deberá ser realizada por un técnico.

2.4.5.2 Termopares

Para la calibración y comprobación de los termopares es preciso mantener las uniones en caliente y en frío a temperaturas conocidas con exactitud. Las técnicas e instrumentos necesarios para realizar este trabajo suelen ser muy especializados, y no se describirán en el presente texto.

2.4.6 Correcciones

Cuando se entregan por primera vez, los termómetros eléctricos (que tienen un número de serie) deberían ir acompañados de:

a) un certificado fechado que confirme el cumplimiento de la norma apropiada; o bien

b) un certificado de calibración fechado que indique la resistencia real en determinados puntos fijos del rango de temperaturas; estas resistencias deberían utilizarse cuando se comprobase la incertidumbre de medición del instrumento o de la interfaz del sistema antes y durante el funcionamiento; en términos generales, la diferencia entre el valor efectivo de la resistencia y el valor nominal no debería ser superior al equivalente de un error de temperatura de 0,1 o 0,2 K.

2.4.7 Mantenimiento

En las comprobaciones regulares sobre el terreno se deberían detectar cualesquiera cambios que se hubieran producido en la calibración del sistema. Estos podrían ser causados por una alteración de las características eléctricas del termómetro durante largos períodos, por el deterioro de los cables eléctricos o de sus conexiones, por una variación de la resistencia de contacto de los conmutadores, o por cambios en las características eléctricas del equipo de medición. Para determinar el origen exacto y la manera de corregir esos errores se necesitará el equipo adecuado y una formación especializada, y la tarea debería encomendarse únicamente a un técnico de mantenimiento.

2.5 PROTECCIÓN CONTRA LAS RADIACIONES

Las protecciones o garitas contra las radiaciones deberían estar diseñadas de modo que proporcionaran un recinto con una temperatura interna uniforme e igual a la del aire circundante. Deberían rodear completamente el termómetro, y protegerlo del calor radiante, de la precipitación y de otros fenómenos que podrían influir en la medición. Las garitas con ventilación forzada, en donde un ventilador dirige el aire hacia el termómetro, podrán ayudar a evitar errores cuando el microclima dentro de la garita difiera del de la masa de aire circundante. Este tipo de desviación únicamente ocurre cuando la velocidad natural del viento es muy baja (< 1 m s^{-1}). Cuando se utilice este tipo de ventilación artificial, habría que evitar cuidadosamente que se depositaran aerosoles y gotas de lluvia sobre el sensor, lo cual rebajaría su temperatura hacia la temperatura del termómetro húmedo. Para este tipo de protección, el material más adecuado podría ser el metal altamente pulimentado e inoxidable, a causa de su alta reflectividad y baja absorción de calor. No obstante, sería preferible un material aislante térmico de plástico en razón de la sencillez de su mantenimiento. Si el sistema emplea ventilación natural deberá utilizarse un material aislante térmico.

El funcionamiento de las garitas (pautas de respuesta y efectos del microclima que ocasionan errores inoportunos) depende, en gran medida, de su diseño por lo que, al diseñarlas, conviene tomar precauciones y asegurarse de que constituyen una protección contra las radiaciones y de que cuentan con una ventilación suficiente. Desde que se iniciaron las mediciones de temperatura con fines meteorológicos, se han concebido muy diversos tipos de garitas. Tras la introducción de mediciones de temperatura efectuadas en estaciones meteorológicas automáticas, se ha incrementado considerablemente la variedad de estos diseños (véase OMM, 1998*a*). Habida cuenta de los tipos diversos de aplicaciones concretas y del grado de automatización, así como de la climatología, es difícil recomendar un diseño en particular que pueda adaptarse a todas las mediciones efectuadas en cualquier lugar del mundo. Sin embargo, se han llevado a cabo muchos estudios e intercomparaciones sobre diferentes diseños y su correspondiente funcionamiento. La OMM (1972) expone con claridad información general sobre diseños de garitas. En Andersson y Mattison (1991); Sparks (2001); OMM (1998*b*; 1998*c*; 1998*d*; 2000*a*; 2000*b*; 2002*b*; 2002*c*; 2002*d*); y Zanghi (1987) se facilitan los resultados de las intercomparaciones de garitas de termómetros.

Una norma internacional, la ISO/DIS 17714, define los tipos de protección más importantes y describe los métodos para determinar o comparar el funcionamiento de las garitas (ISO, 2004).

2.5.1 Garitas de persiana

Los distintos tipos de garitas de persiana se basan, en su mayoría, en la ventilación natural. Las paredes de la garita deberían ser, preferiblemente, de doble persiana; y la base, de listones entrelazados, aunque hay otros tipos de construcción que cumplen los requisitos mencionados. El techo debería ser de dos capas, dispuestas de tal modo que el espacio entre ellas pueda ventilarse. En climas fríos, y habida cuenta de la elevada reflectividad de la nieve (hasta un 88%), la garita debería estar provista también de un doble suelo. Sin embargo, sería preciso que, al mismo tiempo, el suelo fuera fácilmente abatible o basculante, a fin de poder evacuar la nieve que pudiera entrar en caso de temporal.

El tamaño y la construcción de la garita deberían poder mantener la capacidad calorífica lo más baja

posible y dejar suficiente espacio entre los instrumentos y las paredes. Esta condición excluye toda posibilidad de contacto directo entre los elementos sensores y las paredes, y es particularmente importante en los trópicos, donde la insolación puede llegar a calentar las caras laterales hasta el punto de crear gradientes de temperatura apreciables en la garita. Debería evitarse también el contacto directo entre los elementos sensores y el soporte del termómetro. La garita debería estar pintada por dentro y por fuera con pintura blanca no higroscópica.

Cuando hay dos paredes, la capa de aire entre ellas sirve para reducir la cantidad de calor que, de otro modo, pasaría de la cara externa al recinto interior, especialmente si la insolación es intensa. Cuando la intensidad del viento es considerable, se renueva continuamente el aire que hay entre las paredes, disminuyendo con ello aún más la transmisión de calor desde las paredes externas hacia el interior.

La libre circulación de aire a través de la garita coadyuva a que la temperatura de la pared interior se adapte a los cambios del aire del ambiente. De este modo, la pared interior ejercerá una menor influencia sobre la temperatura del termómetro. Además, la libre circulación de aire en el interior de la garita permite al termómetro adaptarse a los cambios del aire circundante con mayor rapidez que si solo hubiera intercambios radiativos. Sin embargo, el aire que circula a través de la garita permanece un tiempo limitado en contacto con las paredes exteriores, lo cual puede llegar a alterar su temperatura. Este efecto resulta apreciable cuando el viento es suave y la temperatura de la pared exterior es muy diferente de la temperatura del aire. Así cabe esperar que la temperatura del aire en una garita sea mayor que la temperatura verdadera del aire en días de sol intenso y aire calmado, ligeramente menor en noches despejadas y calmadas, con un posible error de hasta 2,5 K y –0,5 K, respectivamente, en casos extremos. Pueden producirse errores adicionales por efecto del enfriamiento causado por la evaporación en una garita húmeda después de la lluvia. Todos estos errores influyen también directamente en las lecturas de otros instrumentos situados dentro de la garita, por ejemplo higrómetros, evaporímetros, etc.

Los errores debidos a variaciones de la ventilación natural pueden reducirse dotando la garita de un sistema de ventilación forzada, adecuadamente diseñado, que mantenga un caudal de ventilación constante y conocido, al menos a velocidades del viento bajas. Al diseñar estos sistemas, convendría tener cuidado de que el calor del ventilador o de otros motores eléctricos no afecte a la temperatura de la garita.

Por lo general se necesita solo una puerta, y la garita estará situada de modo que el sol no dé sobre los termómetros cuando la puerta esté abierta en el momento de la observación. En los trópicos, será necesario utilizar dos puertas para períodos del año diferentes. Análogamente, en las regiones polares (en donde los rayos solares están muy inclinados) habría que adoptar precauciones para proteger el interior de la garita de los rayos directos del sol, o bien situándola en la sombra, o bien instalando la garita sobre un soporte de forma que aquella pueda ser girada hasta un ángulo apropiado mientras la puerta esté abierta para efectuar las lecturas.

Aunque todavía la mayoría de las garitas están fabricadas de madera, algunos diseños recientes que utilizan materiales plásticos ofrecen una mayor protección frente a los efectos de la radiación, ya que mejoran el diseño de la persiana y facilitan la circulación del aire. En cualquier caso, la garita y el soporte deberían fabricarse con materiales robustos e instalarse firmemente a fin de que los errores por efecto de la vibración del viento sean mínimos en las lecturas de máxima y mínima de los termómetros. En algunas zonas donde la vibración del viento no puede amortiguarse completamente, se recomienda instalar un soporte de fijación elástico. La cubierta del suelo bajo la garita debería ser de hierba o, en los lugares en que esta no crezca, la superficie natural del lugar.

La garita debería mantenerse limpia y pintarse con regularidad; en muchos lugares, suele ser suficiente con volver a pintarla una vez cada dos años, pero en áreas con contaminación atmosférica podría ser necesario hacerlo al menos una vez al año.

2.5.2 Otras protecciones ventiladas artificialmente

La principal alternativa a la exposición en una garita de persiana, ya sea con ventilación natural o artificial, consiste en proteger el bulbo de la radiación directa colocándolo en el eje de dos protecciones cilíndricas concéntricas y produciendo una corriente de aire (de una velocidad de entre 2,5 y 10 m s^{-1}) entre ellas, alejada del bulbo del termómetro. Este tipo de exposición es normal en los psicrómetros de aspiración (véase el capítulo 4 de la parte I). En principio, las protecciones deberían ser de un material aislante térmico, aunque en los psicrómetros de Assmann son de un metal muy pulimentado con objeto de reducir la absorción de la radiación solar. La protección interior se mantiene en contacto con una corriente de aire sobre ambas caras, de modo que su temperatura, y por consiguiente

la del termómetro, pueda asemejarse mucho a la del aire. Las protecciones de este tipo suelen descansar sobre su soporte con el eje en posición vertical; la cantidad de radiación directa que penetra desde el suelo a través de la base es pequeña, y puede reducirse ampliando considerablemente la base de las protecciones bajo el bulbo del termómetro. Cuando exista ventilación artificial producida por un ventilador eléctrico, habría que tener cuidado de evitar que el calor del motor y del ventilador llegue a los termómetros.

En el diseño del psicrómetro de referencia de la OMM se tienen adecuadamente en cuenta los efectos de la radiación y el uso de ventilación artificial y de protecciones, a fin de que el termómetro esté en equilibrio a la temperatura verdadera del aire (véase el capítulo 4 de la parte I).

ANEXO

DETERMINACIÓN DE LOS PUNTOS FIJOS DE LA ESCALA INTERNACIONAL DE TEMPERATURA DE 1990

Los puntos fijos de la Escala Internacional de Temperatura de 1990 (EIT-90) que revisten interés para las mediciones meteorológicas aparecen indicados en el cuadro 1, mientras que los puntos de referencia secundarios figuran en el cuadro 2.

El método normalizado de interpolar valores entre los puntos fijos consiste en aplicar fórmulas que establecen la relación entre las indicaciones de los instrumentos patrón y los valores de la EIT-90. El instrumento patrón utilizado entre –259,34 °C y 630,74 °C es un termómetro de resistencia de platino para el cual la relación de resistencia R_{100}/R_0 es igual a 1,385 0; R_{100} es la resistencia a 100 °C, y R_0 es la resistencia a 0 °C.

Entre 0 °C y 630,74 °C, el valor de la resistencia a la temperatura t vendrá dado por la ecuación:

$$R_t = R_0(1 + A \cdot t + B \cdot t^2) \qquad (1)$$

donde R_t es la resistencia de un hilo de platino a la temperatura t, R_0 es su resistencia a 0 °C, y A y B son constantes cuyo valor se obtiene de las mediciones del valor R_t a las temperaturas del punto de ebullición del agua y del punto de congelación del zinc.

Entre –189,344 2 y 0 °C, la resistencia a la temperatura t viene dada por la ecuación:

$$R_t = R_0\,(1 + A \cdot t + B \cdot t^2 + C \cdot (t - 100) \cdot t^3) \qquad (2)$$

donde R_t, R_0, A y B se determinarán de la misma manera que en la ecuación (1), y C se obtendrá mediante una medición a la temperatura del punto de ebullición del oxígeno.

Cuadro 1. Determinación de los puntos fijos en la EIT-90

Estado de equilibrio	*Valor asignado en la EIT*	
	K	*°C*
Equilibrio entre las fases sólida, líquida y de vapor del argón (punto triple del argón)	83,805 8	–189,344 2
Equilibrio entre las fases sólida, líquida y de vapor del mercurio (punto triple del mercurio)	234,315 6	–38,834 4
Equilibrio entre las fases sólida, líquida y de vapor del agua (punto triple del agua)	273,160 0	0,01
Equilibrio entre las fases sólida y líquida del galio (punto de congelación del galio)	302,914 6	29,764 6
Equilibrio entre las fases sólida y líquida del indio (punto de congelación del indio)	429,748 5	156,598 5

Cuadro 2. Puntos de referencia secundarios y sus temperaturas en la EIT-90

Estado de equilibrio	*Valor asignado en la EIT*	
	K	*ºC*
Equilibrio entre las fases sólida y de vapor del dióxido de carbono (punto de sublimación del dióxido de carbono) a la presión atmosférica de referencia p_0 (1013,25 hPa). La temperatura t como función de la presión de vapor del dióxido de carbono viene dada por la ecuación: $t = [1{,}210\,36 \cdot 10^{-2}(p - p_0) - 8{,}912\,26 \cdot 10^{-6}(p - p_0)^2 - 78{,}464]$ °C donde p es la presión atmosférica en hPa, en el intervalo de temperaturas de 194 a 195 K	194,686	–78,464
Equilibrio entre las fases sólida y líquida del mercurio (punto de congelación del mercurio) a la presión atmosférica de referencia	234,296	–38,854
Equilibrio entre el hielo y el agua saturada de aire (punto de hielo) a la presión atmosférica de referencia	273,150	0,00
Equilibrio entre las fases sólida, líquida y de vapor del fenoxibenceno (difenil éter) (punto triple del fenoxibenceno)	300,014	26,864

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Andersson, T. e I. Mattison, 1991: *A Field Test of Thermometer Screens*. SMHI Report No. RMK 62, Norrköping.

Her Majesty's Stationery Office/Meteorological Office, 1980: *Handbook of Meteorological Instruments*. Segunda edición, volumen 2: Measurement of temperature, Londres.

Jones, E. B., 1992: *Jones' Instrument Technology*. Volumen 2: Measurement of temperature and chemical composition, cuarta edición, Butterworths-Heinemann, Oxford.

Middleton, W. E. K. y A. F. Spilhaus, 1960: *Meteorological Instruments*. Tercera edición, University of Toronto Press.

Oficina Internacional de Pesas y Medidas (BIPM) / Comité Consultivo de Termometría, 1990: The International Temperature Scale of 1990 (ITS-90) (H. Preston Thomas). *Metrologia,* 1990, 27, págs. 3 a 10.

Organización Internacional de Normalización (ISO), 2004: *Meteorología - Mediciones de la Temperatura del Aire - Métodos de prueba para comparar la eficacia de las pantallas térmicas/garitas meteorológicas y definir las características importantes*. ISO/DIS 17714, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1972: *The Effect of Thermometer Screen Design on the Observed Temperature* (W. R. Sparks). WMO-No. 315, Ginebra.

—, 1992: *Measurement of Temperature and Humidity* (R. G. Wylie y T. Lalas). Nota técnica Nº 194, WMO-No. 759, Ginebra.

—, 1998*a*: *Recent Changes in Thermometer Screen Design and their Impact* (A. Barnett, D. B. Hatton y D. W. Jones). Informe Nº 66 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 871, Ginebra.

—, 1998*b*: An investigation of temperature screens and their impact on temperature measurements (J. Warne). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos y Medioambientales (TECO-98)*, Informe Nº 70 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 877, Ginebra.

—, 1998*c*: *A thermometer screen intercomparison* (J. P. van der Meulen). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos y Medioambientales (TECO-98)*, Informe Nº 70 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 877, Ginebra.

—, 1998*d*: Comparison of meteorological screens for temperature measurement (G. Lefebvre). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos y Medioambientales (TECO-98)*, Informe Nº 70 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 877, Ginebra.

—, 2000*a*: A comparison of air temperature radiation screens by field experiments and computational fluid dynamics (CFD) simulations (A. Spetalen, C. Lofseik y P. Ø. Nordli). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos y Medioambientales (TECO-2000)*, Informe Nº 74 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1028, Ginebra.

—, 2000*b*: Temperature measurements: Some considerations for the intercomparison of radiation screens (J. P. van der Meulen). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos y Medioambientales (TECO-2000)*, Informe Nº 74 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1028, Ginebra.

—, 2002*a*: Measurement of temperature with wind sensors during severe winter conditions (M. Musa, S. Suter, R. Hyvönen, M. Leroy, J. Rast y B. Tammelin). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos y Medioambientales (TECO-2002)*, Informe Nº 75 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1123, Ginebra.

—, 2002*b*: Norwegian national thermometer screen intercomparison (M. H. Larre y K. Hegg). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos y Medioambientales (TECO-2002)*, Informe Nº 75 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1123, Ginebra.

—, 2002*c*: Results of an intercomparison of wooden and plastic thermometer screens (D. B. Hatton). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos y Medioambientales* (*TECO-2002*), Informe Nº 75 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1123, Ginebra.

—, 2002*d*: Temperature and humidity measurements during icing conditions (M. Leroy, B. Tammelin, R. Hyvönen, J. Rast y M. Musa).

Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos y Medioambientales (TECO-2002), Informe Nº 75 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1123, Ginebra.

Sparks, W. R., 1970: Current concepts of temperature measurement applicable to synoptic networks. *Meteorological Monographs*, volumen 11, número 33, pp. 247-251.

—, 2001: Field trial of Metspec screens. *Informe técnico TR19*, Met Office/OD, Wokingham, Reino Unido.

Zanghi, F., 1987: *Comparaison des Abris Météorologiques*. Memorando técnico Nº 11, Météo-France/SETIM, Trappes.

CAPÍTULO 3

MEDICIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

3.1 GENERALIDADES

3.1.1 Definición

La presión atmosférica sobre una superficie dada es la fuerza por unidad de área que ejerce sobre dicha superficie el peso de la atmósfera que está encima. La presión es, pues, igual al peso de una columna vertical de aire —que llega hasta el límite exterior de la atmósfera— sobre una proyección horizontal de la superficie.

Además de la presión real, hay que determinar también la tendencia de la presión. La tendencia de la presión describe el carácter y la cuantía de la variación de la presión atmosférica durante un período de 3 h, o de otro especificado que finalice en el momento de la observación. Consta de dos partes: la variación de la presión y la característica de la presión. La variación de la presión es la diferencia neta entre las lecturas de presión al comienzo y al final de un intervalo de tiempo especificado. La característica de la presión indica la pauta de variación de la presión durante ese período de tiempo, por ejemplo, una disminución seguida de un aumento, o un aumento seguido de un aumento más rápido.

3.1.2 Unidades y escalas

La unidad básica para las mediciones de presión atmosférica es el pascal (Pa) (o newton por metro cuadrado). Se establece la norma de añadir el prefijo "hecto" a esta unidad cuando se indica la presión con fines meteorológicos, lo que hace que el hectopascal (hPa) —que equivale a 100 Pa— sea la terminología preferente. Esta circunstancia obedece, en gran medida, a que un hectopascal equivale a un milibar (mbar), la unidad utilizada anteriormente.

Las escalas de todos los barómetros meteorológicos deberían estar graduadas en hPa. Algunos barómetros están graduados en "milímetros o pulgadas de mercurio en condiciones normales", $(\text{mm Hg})_n$ o $(\text{in Hg})_n$, respectivamente. Cuando sea evidente por el contexto que prevalecen condiciones normales, se pueden utilizar las expresiones más breves "milímetro de mercurio" o "pulgada de mercurio". En esas condiciones normales, una columna de mercurio que tenga una altura a escala verdadera de 760 $(\text{mm Hg})_n$ ejerce una presión de 1 013,250 hPa.

Serán aplicables en tales casos los factores de conversión siguientes:

1 hPa = 0,750 062 $(\text{mm Hg})_n$
1 $(\text{mm Hg})_n$ = 1,333 224 hPa

En los casos en que se aplique la relación de cálculo convencional entre la pulgada y el milímetro, es decir 1 pulgada (in) = 25,4 mm, se obtienen los factores de conversión siguientes:

1 hPa = 0,029 530 $(\text{in Hg})_n$
1 $(\text{in Hg})_n$ = 33,863 9 hPa
1 $(\text{mm Hg})_n$ = 0,039 370 08 $(\text{in Hg})_n$

Las escalas de los barómetros de mercurio para fines meteorológicos deberían graduarse de tal manera que permitan obtener lecturas de la presión verdadera directamente en las unidades normalizadas si la totalidad del instrumento se mantiene a la temperatura normal de 0 °C y el valor normal de la gravedad es 9,806 65 m s^{-2}.

Los barómetros pueden tener más de una escala grabada, por ejemplo, hPa y mm Hg, o hPa e in Hg, siempre y cuando hayan sido calibrados correctamente en condiciones normales.

Los datos sobre la presión deberían expresarse en hectopascales. En adelante, en este capítulo se utilizará solo la unidad hectopascal.

3.1.3 Requisitos meteorológicos

Los campos de presión analizados constituyen un requisito fundamental de la ciencia de la meteorología. Es imperativo que esos campos se definan con exactitud, puesto que conforman la base de todas las predicciones subsiguientes relativas al estado de la atmósfera. Las mediciones de la presión deben ser tan exactas como lo permita la tecnología, con sujeción a unos condicionantes económicos realistas, y los procedimientos de medición y calibración han de ser uniformes en todo el mundo.

Las comisiones respectivas de la OMM han fijado el nivel de exactitud necesario para que las mediciones de la presión satisfagan los requisitos de

diversas aplicaciones meteorológicas, según se describe en el anexo 1.D del capítulo 1 de la parte I, que constituye la referencia primaria para las especificaciones de la medición en esta Guía. Los requisitos son los siguientes:

Intervalo de medición:	500 – 1 080 hPa (tanto para la presión en la estación como para la presión al nivel medio del mar)
Objetivo de incertidumbre requerido:	0,1 hPa
Resolución comunicada:	0,1 hPa
Constante de tiempo del sensor:	20 s
Tiempo de promedio de lecturas:	1 min

Se considera que los barómetros nuevos deberían poder cumplir los requisitos referidos en un entorno estrictamente controlado como, por ejemplo, el de un laboratorio equipado adecuadamente. Esos requisitos determinan el objetivo de exactitud apropiado que deberán tener los barómetros antes de ser instalados en un entorno operativo.

Una vez instalados los barómetros en un entorno operativo, las limitaciones prácticas pueden hacer necesario un equipo adecuadamente diseñado para que el Servicio Meteorológico Nacional mantenga ese objetivo de exactitud. No solo el barómetro, sino también la exposición debe ser objeto de una atención especial. De todos modos, el funcionamiento de un barómetro de estación de una red operativa, si está calibrado con respecto a un barómetro patrón cuyo error de índice sea conocido y permitido, debería adaptarse a los criterios ya indicados.

3.1.4 Métodos de medición y de observación

Por lo general, las mediciones de la presión atmosférica con fines meteorológicos se realizan mediante barómetros electrónicos, barómetros de mercurio y barómetros aneroides o hipsómetros. Este último tipo de instrumentos, cuyo funcionamiento se basa en la relación entre el punto de ebullición de un líquido y la presión atmosférica, hasta el momento solo ha sido de uso limitado y, por ello, no se tratará con detenimiento en esta publicación. En OMM (1992) se encontrará un análisis muy útil del funcionamiento de los barómetros digitales (la mayoría de los cuales están provistos de lectura electrónica).

Los instrumentos de medición de la presión con fines meteorológicos (barómetros) pueden utilizarse como instrumentos operativos para medir la presión atmosférica si cumplen los requisitos siguientes:

a) Los instrumentos deben calibrarse o controlarse periódicamente con respecto a un barómetro patrón (de trabajo) mediante procedimientos aprobados. El intervalo de tiempo entre dos calibraciones debe ser lo suficientemente corto para que el error total absoluto de medición cumpla los requisitos, relativos a la exactitud, que figuran en este capítulo.
b) Toda variación de la exactitud (a largo y corto plazo) debe ser muy inferior a los márgenes de tolerancia que se especifican en la sección 3.1.3. Cuando un instrumento haya mostrado en las calibraciones una tendencia a la deriva, solo será utilizable para fines operativos si el intervalo entre calibraciones es lo suficientemente corto para asegurar el grado de exactitud requerido en todo momento.
c) Las lecturas del instrumento no deberían verse afectadas por variaciones de la temperatura. Los instrumentos serán idóneos solo si:
   i) los procedimientos para corregir las lecturas de los efectos de temperatura aseguran el grado de exactitud requerido; y/o
   ii) el sensor de presión está instalado en un entorno cuya temperatura esté estabilizada de forma que pueda conseguirse la exactitud requerida.

   Algunos instrumentos miden la temperatura del sensor de presión para compensar los efectos de la temperatura. Será necesario controlar y calibrar esas funciones de compensación cuando se efectúen las calibraciones normales.
d) El instrumento debe emplazarse en un entorno cuyas condiciones exteriores no originen errores de medición. Esas condiciones comprenden el viento, la radiación o la temperatura, los golpes y las vibraciones, las fluctuaciones del suministro eléctrico y los "choques" de presión. Debe ponerse mucho cuidado al elegir la posición del instrumento, sobre todo si es un barómetro de mercurio.
   Es importante que los observadores meteorológicos conozcan a fondo la incidencia de esas condiciones y puedan evaluar si alguna de ellas repercute o no en la exactitud de las lecturas del barómetro en uso.
e) El instrumento debería ser de lectura fácil y rápida, y su diseño debe asegurar que la desviación típica de las lecturas sea inferior a un tercio de la exactitud absoluta establecida.

f) Cuando el instrumento tenga que ser calibrado fuera de su emplazamiento, la forma de transporte del barómetro no debe afectar a su estabilidad ni a su exactitud. Entre las condiciones que pueden alterar la calibración del barómetro se encuentran los golpes y vibraciones de tipo mecánico, las desviaciones de la vertical y las fluctuaciones de presión considerables, como las que se pueden producir durante el transporte aéreo.

La mayoría de los barómetros de diseño reciente utilizan transductores, que transforman la respuesta del sensor en magnitudes relacionadas con la presión. Estas son procesadas posteriormente por circuitos de integración eléctricos apropiados o por sistemas de adquisición de datos con algoritmos de suavizado adecuados. Para la mayoría de las aplicaciones sinópticas de los barómetros será conveniente una constante de tiempo de unos 10 s (y en ningún caso superior a 20 s). En los barómetros de mercurio, la constante de tiempo es generalmente irrelevante.

En los párrafos siguientes se detallarán varios métodos generales para medir la presión atmosférica.

Tradicionalmente, el método más utilizado para medir la presión atmosférica consiste en equilibrarla con el peso de una columna de líquido. Por motivos diversos, la exactitud requerida solo puede conseguirse convenientemente si el líquido es mercurio. En general, se considera que los barómetros de mercurio poseen buena estabilidad a largo plazo y exactitud, pero están perdiendo popularidad frente a los barómetros electrónicos de exactitud similar, de mayor facilidad de lectura.

Una membrana elástica, sujeta por los bordes, se deformará si se ejerce más presión en un lado que en otro. En la práctica, ello se consigue gracias a una cápsula de metal cerrada, en la que se ha hecho un vacío total o parcial, y que contiene un muelle metálico resistente que impide que la cápsula ceda a la presión atmosférica externa. Para medir la deformación causada por la diferencia de presión entre el interior y el exterior de la cápsula se utilizan medios mecánicos o eléctricos. Este es el principio del conocido barómetro aneroide.

Se han desarrollado sensores de presión consistentes en cilindros de paredes finas —de una aleación de níquel— rodeados de vacío. La frecuencia natural de resonancia de esos cilindros varía en función de la diferencia de presión entre el interior del cilindro, que está a la presión atmosférica ambiental, y el exterior del cilindro, mantenido en el vacío.

Cada vez se utilizan con mayor frecuencia transductores de presión absoluta, basados en un elemento de cuarzo cristalino. La presión ejercida por un fuelle flexible sobre la superficie del cristal origina sobre este último una fuerza de compresión. Las propiedades piezorresistivas del cristal permiten que la aplicación de presión modifique el equilibrio de un puente de Wheatstone activo. Al equilibrar el puente, es posible determinar la presión con exactitud. Estos tipos de transductores de presión están prácticamente exentos de efectos de histéresis.

El punto de ebullición de un líquido es función de la presión a la que hierve. Una vez determinada esa función, se puede utilizar la temperatura de ebullición del líquido, en un hipsómetro, para determinar la presión atmosférica.

3.2 BARÓMETROS DE MERCURIO

Hay una tendencia creciente a abandonar los barómetros de mercurio, debido a las siguientes causas: el vapor de mercurio es altamente tóxico; el mercurio no combinado es corrosivo para las aleaciones de aluminio utilizadas en las estructuras aéreas (de ahí las reglamentaciones que prohíben el manejo o transporte de barómetros de mercurio en algunos países); para el tubo es necesario un vidrio plomado especial; el barómetro es un instrumento muy delicado y difícil de transportar; son también difíciles su mantenimiento y la limpieza del mercurio; la lectura y las correcciones del instrumento deben efectuarse manualmente; y ya se dispone de otros sensores de presión de exactitud y estabilidad equivalentes, provistos de lectura electrónica.

3.2.1 Requisitos de construcción

El principio básico del barómetro de mercurio radica en el hecho de que la presión de la atmósfera se equilibra con el peso de una columna de mercurio. En algunos barómetros la columna de mercurio se pesa en una balanza, pero para los fines meteorológicos corrientes se mide la longitud de la columna de mercurio con una escala graduada en unidades de presión.

En las estaciones meteorológicas se utilizan varios tipos de barómetro de mercurio; entre los más utilizados cabe destacar el de cubeta fija y el de Fortin. La longitud que se ha de medir es la distancia comprendida entre el extremo superior de la columna de mercurio y la superficie del mercurio de la cubeta. Está claro que cualquier alteración que se

produzca en la longitud de la columna de mercurio irá acompañada de una variación del nivel del líquido en la cubeta. En el barómetro de Fortin es posible enrasar el mercurio en la cubeta con un índice de marfil, cuyo extremo está situado en el indicador cero de la escala del barómetro. En los barómetros de cubeta fija, denominados con frecuencia barómetros de modelo Kew, no se precisa un enrase del mercurio de la cubeta, ya que la escala grabada sobre el barómetro está ideada para tener en cuenta los cambios de nivel del mercurio de la cubeta.

3.2.2 Requisitos generales

Los requisitos principales que ha de satisfacer un buen barómetro de mercurio de estación son los siguientes:

a) su exactitud debería permanecer invariable a lo largo de períodos prolongados de tiempo; en particular, sus efectos de histéresis tendrían que ser pequeños;
b) su lectura debería ser fácil y rápida, y en ella habrían de corregirse todos los efectos conocidos; los observadores que utilizan estas correcciones tienen que conocer su importancia para aplicarlas debidamente y no alterar la exactitud de las lecturas;
c) no debería perder exactitud durante el transporte;
d) el diámetro interior del tubo habría de ser, preferentemente, de 9 mm y nunca inferior a 7 mm;
e) el tubo debería prepararse y llenarse al vacío; la pureza del mercurio es muy importante: será mercurio doblemente destilado, desengrasado, repetidamente lavado y filtrado;
f) se grabará en el barómetro la temperatura real a la que se supone que la escala da lecturas correctas, en condiciones de gravedad normal; preferentemente, la escala debería estar calibrada para dar lecturas correctas a 0 °C;
g) los meniscos no deberían ser planos, salvo cuando el diámetro interior del tubo sea grande (superior a 20 mm);
h) en los barómetros marinos el error no debería exceder de 0,5 hPa en ningún punto.

El tiempo de respuesta de los barómetros de mercurio de las estaciones terrestres es habitualmente muy corto en comparación con el de los barómetros marinos y el de los instrumentos de medición de la temperatura, la humedad y el viento.

3.2.3 Condiciones normales

Dado que la longitud de la columna de mercurio de un barómetro depende de otros factores, especialmente la temperatura y la gravedad, además de la presión atmosférica, es preciso especificar las condiciones normales en las que el barómetro debería teóricamente proporcionar lecturas de la presión verdadera. Las convenciones barométricas internacionales contienen las normas que se indican a continuación.

3.2.3.1 Temperatura y densidad normales del mercurio

La temperatura normal a la que se reducen las lecturas del barómetro de mercurio para eliminar los errores relacionados con los cambios de densidad del mercurio inducidos por la temperatura es 0 °C.

Se considera que la densidad normal del mercurio a 0 °C es de $1{,}359\,51 \cdot 10^4$ kg m^{-3}; para calcular la presión absoluta mediante la ecuación hidrostática, el mercurio de la columna de un barómetro se trata como un fluido incompresible.

La densidad del mercurio impuro es diferente de la del mercurio puro. Por ello, la utilización de mercurio impuro causará errores de lectura, ya que la presión indicada es proporcional a la densidad del mercurio.

3.2.3.2 Gravedad normal

En las lecturas barométricas es necesario reducir la aceleración local de la gravedad a la gravedad estándar (normal). Se considera que el valor de la gravedad normal (g_n) es una constante convencional, $g_n = 9{,}806\,65$ m s^{-2}.

Nota: La necesidad de adoptar un valor de referencia arbitrario para la aceleración de la gravedad se explica en OMM (1966). No es posible establecer con precisión una relación entre este valor y el valor teórico o medido de la aceleración de la gravedad en condiciones especificadas, por ejemplo, a nivel del mar y latitud 45°, porque es muy probable que esos valores varíen cuando se obtengan datos experimentales nuevos.

3.2.4 Lectura de los barómetros de mercurio

Al realizar una observación con un barómetro de mercurio debería leerse primero el termómetro unido. Esta lectura tendría que llevarse a cabo con la mayor rapidez posible ya que la temperatura del termómetro puede ascender debido a la presencia del observador. Para estabilizar las superficies de mercurio debería golpearse ligeramente

el barómetro con el dedo en dos lugares: cerca del menisco y cerca de la cubeta. Si el barómetro no es de cubeta fija, se debería realizar el ajuste necesario para poner en contacto el mercurio de la cubeta con el índice fijo de referencia. Por último, debería ajustarse el nonio al menisco para tomar la lectura. El nonio está ajustado correctamente cuando su borde horizontal inferior está en contacto con la parte más alta del menisco; con una lupa debería poder verse cualquier rendija de luz filtrada entre el nonio y la parte más alta de la superficie del mercurio. En ningún caso el nonio debería "ocultar" la parte superior del menisco. El ojo del observador tendría que situarse de forma que los bordes anterior y posterior del nonio estén en la línea de visión.

3.2.4.1 Exactitud de las lecturas

La lectura debería redondearse a los 0,1 hPa más próximos. En general, no puede leerse el nonio con una exactitud mayor.

Para perfeccionar la lectura de los barómetros de mercurio se han diseñado sistemas ópticos y digitales que, aunque suelen facilitar las observaciones, pueden introducir también nuevas fuentes de error, a menos que se hayan diseñado y calibrado cuidadosamente.

3.2.4.2 Cambios en la corrección de índice

Toda variación de la corrección de índice que se aprecie durante una inspección debería evaluarse según su importancia, teniendo en cuenta los factores siguientes:

a) el historial del barómetro;
b) la experiencia del inspector en materia de comparaciones;
c) la magnitud del cambio observado;
d) la desviación típica de las diferencias;
e) la disponibilidad en la estación de un barómetro de recambio cuya corrección se conozca con exactitud;
f) el comportamiento de los patrones itinerantes durante la gira de inspección;
g) la coincidencia o discrepancia entre las lecturas de presión de la estación y las de las estaciones vecinas, reflejadas en el mapa sinóptico diario si se acepta la variación; y
h) si se hizo o no la limpieza del instrumento antes de efectuar la comparación.

La variación del error de índice en los barómetros de estación, denominada deriva, obedece a:

a) las variaciones de la depresión de capilaridad de las superficies de mercurio cuando este está contaminado; en zonas con contaminación atmosférica grave proveniente de fuentes industriales, la contaminación del mercurio puede plantear un serio problema y exigir la limpieza relativamente frecuente del mercurio y de la cubeta;
b) el ascenso de burbujas de aire hasta la cámara barométrica a través de la columna de mercurio.

Estos cambios pueden ser aleatorios, o sistemáticamente positivos o negativos, en función de la causa que los origine.

Los cambios de la corrección de índice también están causados por:

a) un error imputable al observador, por haber olvidado dar los golpecitos al barómetro antes de iniciar la lectura y no ajustar correctamente el nonio y el punto de referencia;
b) la ausencia de equilibrio de temperatura en el barómetro de la estación o en el patrón itinerante;
c) la no simultaneidad de las lecturas cuando la presión está cambiando rápidamente.

En los barómetros de Fortin, tales cambios pueden obedecer al desplazamiento accidental de la escala ajustable y a la atenuación o desaparición de las marcas que indican los puntos de referencia.

3.2.4.3 Cambios permisibles en la corrección del error de índice

Las variaciones de la corrección de índice deberían tratarse de la manera siguiente:

a) un cambio de la corrección que no exceda de 0,1 hPa se considerará despreciable, a menos que sea persistente;
b) un cambio de la corrección que exceda de 0,1 hPa, pero que no supere 0,3 hPa, puede aceptarse provisionalmente, salvo en el caso de que lo confirme, por lo menos, una inspección ulterior;
c) un cambio de la corrección que exceda de 0,3 hPa puede aceptarse provisionalmente solo cuando el barómetro se ha limpiado y no se dispone de otro de repuesto con un valor de corrección conocido; el barómetro debería reemplazarse en cuanto se disponga de otro calibrado correctamente.

Se vigilarán atentamente los barómetros cuya corrección de índice varíe según lo descrito en b) y c), y se recalibrarán o sustituirán lo antes posible.

Los criterios aplicados a los cambios de la corrección de índice en los barómetros de estación son también aplicables a los instrumentos patrones itinerantes. Las variaciones inferiores a 0,1 hPa podrán despreciarse, salvo cuando sean persistentes. Una variación mayor debería confirmarse y aceptarse únicamente después de repetidas comparaciones. Las correcciones de índice del patrón itinerante efectuadas "antes" y "después" de las visitas de inspección no deberían diferir en más de 0,1 hPa. Así pues, solo deberían emplearse como patrones itinerantes los barómetros que tengan un largo historial de correcciones coherentes.

3.2.5 Corrección de las lecturas barométricas a las condiciones normales

Para convertir las lecturas efectuadas en horas y lugares diferentes en valores utilizables de la presión atmosférica deberían realizarse las correcciones siguientes:

a) corrección del error de índice;
b) corrección por gravedad; y
c) corrección de temperatura.

En numerosas aplicaciones meteorológicas operativas se pueden obtener resultados aceptables si se tienen en cuenta las instrucciones facilitadas por el fabricante del barómetro, siempre y cuando quede claro que esos procedimientos proporcionan lecturas de presión con el grado de incertidumbre necesario. Sin embargo, cuando los resultados no sean satisfactorios o se requiera una mayor exactitud, deberían aplicarse unos procedimientos detallados que permitan efectuar las correcciones mencionadas, según se describe en el anexo 3.A.

3.2.6 Errores y fallos de los barómetros de mercurio

3.2.6.1 Incertidumbres en la temperatura del instrumento

La temperatura que indica el termómetro unido no suele ser idéntica a la temperatura media del mercurio, de la escala y de la cubeta. Se puede disminuir el error resultante mediante una exposición conveniente y un procedimiento de observación adecuado. Debe tenerse en cuenta que en un recinto cerrado suele haber un gradiente de temperatura vertical estable y apreciable, que puede arrojar diferencias considerables entre las temperaturas de las partes superior e inferior del barómetro. La utilización de un ventilador eléctrico puede evitar esa distribución de temperaturas, pero es posible que dé lugar a variaciones de presión locales, por lo que conviene desconectarlo antes de hacer la observación. En condiciones normales, el error asociado a la reducción de la temperatura no excederá de 0,1 hPa si se han tomado las precauciones mencionadas.

3.2.6.2 Vacío imperfecto de la cámara barométrica

Al calibrar un instrumento se supone, por lo general, que hay un vacío perfecto o solo una cantidad despreciable de gas por encima de la columna de mercurio. Toda variación a ese respecto dará lugar a errores en las lecturas de presión. Una manera sencilla de detectar la presencia de gas en el barómetro consiste en inclinar ligeramente el tubo y escuchar si se produce un sonido cuando el mercurio alcanza el extremo superior de la columna, o en examinar el extremo cerrado del tubo para ver si contiene alguna burbuja, cuyo diámetro no debería exceder de 1,5 mm cuando el barómetro esté inclinado. Sin embargo, no es posible detectar de ese modo la presencia de vapor de agua, ya que este se condensa cuando disminuye el volumen de la cámara barométrica. Según la ley de Boyle, el error debido al aire y al vapor de agua no saturado en la cámara barométrica será inversamente proporcional al volumen existente por encima del mercurio. La única manera satisfactoria de eliminar este error consiste en efectuar una calibración nueva en toda la escala; si el error es grande, el tubo debería ser rellenado o sustituido.

3.2.6.3 Depresión capilar de las superficies del mercurio

La altura del menisco y la depresión capilar[1] de un tubo determinado pueden variar debido al envejecimiento del tubo de vidrio, a la contaminación del mercurio, a la tendencia de la presión y a la posición del mercurio dentro del tubo. En la medida de lo posible, la altura media del menisco debería observarse durante la calibración original y consignarse su valor en el certificado del barómetro. No deberían corregirse las desviaciones respecto de la altura original del menisco, y esta información tendría que utilizarse únicamente para determinar si

1 La depresión capilar es una reducción de la altura del menisco de un líquido contenido en un tubo en el que el líquido (por ejemplo, mercurio) no moje las paredes del tubo. El menisco es convexo en su superficie superior.

es necesario o no revisar o recalibrar el barómetro. Una variación de 1 mm en la altura del menisco (de 1,8 a 0,8 mm) para un tubo de 8 mm puede ocasionar un error de aproximadamente 0,5 hPa en la lectura de presión.

Debería tenerse presente también que, en barómetros de cubeta fija, una variación grande del ángulo de contacto entre el mercurio y las paredes de la cubeta puede causar errores pequeños, pero apreciables, de la presión observada.

3.2.6.4 Falta de verticalidad

Si la parte inferior de un barómetro simétrico de longitud normal (unos 90 cm), colgado libremente, se desplaza unos 6 mm con respecto a la vertical, la presión que indique tendrá un error por exceso de unos 0,02 hPa. Por lo general, estos barómetros no se apartan tanto de la vertical verdadera.

Sin embargo, en los barómetros asimétricos esta fuente de error es más importante. Por ejemplo, si el índice de referencia de la cubeta se encuentra a unos 12 mm del eje, basta con que la cubeta se desplace tan solo 1 mm respecto de la vertical para causar un error de 0,02 hPa.

3.2.6.5 Exactitud general de las lecturas de presión corregidas

En una estación meteorológica ordinaria, la desviación típica de una sola lectura barométrica corregida no debería exceder de 0,1 hPa. Este error se deberá, en gran parte, a la incertidumbre inevitable en la corrección del instrumento, a la incertidumbre relativa a la temperatura del instrumento, y al error originado por el efecto de bombeo de las ráfagas de viento sobre la superficie del mercurio.

3.2.7 Medidas de seguridad durante el manejo del mercurio

El mercurio, se utiliza en grandes cantidades en los barómetros, y como es venenoso, su manejo exige precauciones. El mercurio en estado elemental es líquido a las temperaturas y presiones de la superficie terrestre. Allí donde hay mercurio líquido se forma vapor de mercurio. En sus estados líquido y gaseoso, el mercurio puede ser absorbido a través de la piel e inhalado como vapor.

Las propiedades del mercurio se describen en Sax (1975). En muchos países, las reglamentaciones sobre el manejo de productos peligrosos incluyen las precauciones relativas al manejo del mercurio.

Una dosis alta de mercurio puede causar envenenamiento agudo. El mercurio puede acumularse también en los tejidos duros y blandos del cuerpo humano, y una exposición prolongada, incluso a dosis bajas, puede, con el tiempo, afectar a los órganos y hasta causar la muerte. El mercurio ataca principalmente el sistema nervioso central, la boca y las encías, y sus manifestaciones sintomáticas incluyen dolor, pérdida de dientes, reacciones alérgicas, temblores y alteraciones psicológicas.

En lo que respecta a las aplicaciones barométricas, los riesgos más importantes están vinculados a los laboratorios donde los barómetros se vacían o llenan con frecuencia. Pueden plantearse también problemas en las estaciones meteorológicas, por ejemplo cuando se rompe un barómetro y no se recoge el mercurio, que puede experimentar una evaporación continua en un recinto cerrado donde hay personas trabajando.

El peligro subsiste incluso si se limpia el mercurio después de un accidente y se coloca después en un recipiente adecuado. Al manejar mercurio se tendrá en cuenta lo siguiente:

a) Los recipientes que contienen mercurio serán resistentes, se taparán convenientemente para evitar derrames y se inspeccionarán periódicamente.
b) El suelo de un recinto en el que se almacena mercurio o en el que se utilizan grandes cantidades de este metal se cubrirá con un material no poroso y sin grietas como el PVC. Las gotitas de mercurio quedarán atrapadas en las pequeñas grietas del suelo, por ejemplo entre las baldosas. Es conveniente extender el material protector unos 10 cm sobre las paredes, con lo que se eliminarán las juntas entre el suelo y las paredes.
c) No debe almacenarse mercurio en recipientes metálicos, pues reacciona con casi todos los metales, salvo el hierro, y forma una amalgama que puede ser también peligrosa. El mercurio no debería entrar en contacto con ningún objeto metálico.
d) No debe almacenarse mercurio cerca de otras sustancias químicas, especialmente aminas, amoníaco o acetileno.
e) El mercurio en grandes cantidades debería almacenarse y manipularse siempre en recintos bien ventilados. El material en bruto debería manipularse en el interior de una campana contra emanaciones, de buena calidad.
f) Nunca debería almacenarse el mercurio cerca de una fuente de calor, pues su punto de ebullición

es relativamente bajo (357 °C) y puede dar lugar a concentraciones peligrosas de vapor tóxico, especialmente en caso de incendio.

g) Cuando se manipule mercurio, tanto el recinto como el personal que trabaja en él deberían inspeccionarse con regularidad para determinar si hay exposición a dosis de mercurio peligrosas.

3.2.7.1 Vertidos y evacuación

Los dos métodos más corrientes para limpiar los vertidos de mercurio son la recogida por aspiración, utilizando un sistema como el que se describe a continuación, o la adsorción/amalgamiento del mercurio con polvo.

Los vertidos de mercurio deberían limpiarse de inmediato. El operador debería trabajar provisto de guantes o de guanteletes de PVC, gafas protectoras y, cuando el vertido sea importante, una máscara de respiración con filtro contra las emanaciones de mercurio. Con arreglo a la magnitud del vertido, se recogerá el mercurio mediante un mecanismo aspirador, y se utilizarán después adsorbentes para recoger las gotitas. Es imprescindible utilizar adsorbentes, pues de lo contrario se escaparán docenas de pequeñas gotas, de diámetro inferior a 0,02 mm, que quedarán adheridas a las superficies y no podrán ser eliminadas eficazmente por aspiración.

Los sistemas de recogida por aspiración operan haciendo pasar el mercurio por un tubo de plástico de pequeño diámetro hasta un recipiente de vidrio que contendrá por lo menos 3 cm de agua en el fondo; el extremo del tubo quedará sumergido bajo el nivel del agua del recipiente. En la cámara de aire situada sobre el agua del recipiente se introduce un extremo de otro tubo, de diámetro mayor, y se conecta el otro extremo a una aspiradora o bomba de vacío. El agua impide el paso del vapor o de las gotitas de mercurio hacia la aspiradora o bomba. Tras ello, la solución se depositará en un recipiente de plástico, claramente etiquetado, para su tratamiento posterior.

Para adsorber o amalgamar el mercurio pueden utilizarse diversos compuestos adsorbentes. En particular, el polvo de zinc, la flor de azufre o el carbono activado. Existen productos comerciales para limpiar el mercurio vertido. Se espolvorea el polvo sobre la superficie y se espera a que aquel adsorba o amalgame el mercurio. Se recoge la mezcla resultante y se coloca en un recipiente de plástico, claramente identificado, para su tratamiento posterior.

El mercurio recogido puede ser desechado o recuperado. Las autoridades locales o el proveedor pueden facilitar instrucciones para eliminar los desechos de mercurio. También el proveedor puede suministrar información sobre la recuperación y purificación del mercurio.

3.2.7.2 Incendios

El mercurio no arde, pero emite humos tóxicos en concentraciones importantes. Después de un incendio, el vapor de mercurio se condensará sobre las superficies frías más cercanas, contaminará áreas extensas y será adsorbido por las superficies porosas, como la madera quemada. En caso de incendio, se evacuará la zona y se tratará de evitar la inhalación de humos. Se informará al cuerpo de bomberos del lugar donde se encuentra el mercurio y de su cantidad.

3.2.7.3 Transporte

El transporte aéreo de mercurio o de instrumentos que contengan mercurio está regulado por la Asociación de Transporte Aéreo Internacional. El traslado por tren o por carretera está regulado, en general, por las reglamentaciones sobre el transporte de sustancias peligrosas que rigen en cada país.

Por lo común, el mercurio metálico se debe envasar en recipientes de vidrio o plástico, de capacidad inferior a 2,5 kg, claramente etiquetados, y lo suficientemente protegidos para evitar roturas. Los instrumentos que contienen mercurio deberían embalarse en una caja de cierre hermético, bien acolchada, fabricada con material resistente al mercurio.

3.3 BARÓMETROS ELECTRÓNICOS

La mayoría de los barómetros de diseño reciente están dotados de transductores que transforman la respuesta del sensor en una magnitud eléctrica relacionada con la presión, bien en forma de señales analógicas, por ejemplo, el voltaje (de corriente continua o de corriente alterna con una frecuencia relacionada con la presión real), o bien en forma de señales digitales, por ejemplo, la frecuencia de impulsos o los protocolos normalizados de comunicación de datos como, por ejemplo, RS232, RS422 o IEEE488. Las señales analógicas se pueden visualizar utilizando diversos medidores electrónicos. Para visualizar las salidas digitales, o las salidas analógicas digitalizadas, se emplean monitores y sistemas de adquisición de datos, como los utilizados en las estaciones meteorológicas automáticas.

La tecnología actual de barómetros digitales recurre a diversos niveles de redundancia para aumentar la exactitud y la estabilidad de las mediciones a largo plazo. Una técnica consiste en utilizar tres sensores de funcionamiento independiente, controlados por un microprocesador centralizado. Se puede conseguir mayor estabilidad y fiabilidad con tres barómetros completamente independientes, dotados de tres juegos de transductores de presión y de microprocesadores. Los sensores de temperatura montados en el interior de cada configuración permiten efectuar automáticamente la compensación de temperatura. La triple redundancia asegurará una excelente estabilidad a largo plazo y la exactitud de las mediciones, incluso en las aplicaciones más exigentes. Estas técnicas permiten controlar y verificar continuamente el funcionamiento individual de cada sensor.

El uso de barómetros digitales implica algunos requisitos operativos especiales, particularmente en las estaciones meteorológicas automáticas; existen recomendaciones formales para asegurar una buena práctica (véase el anexo VII *del Informe final abreviado de la undécima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación*, 1994, OMM-N° 807). Las organizaciones meteorológicas deberían:

a) controlar o reajustar la calibración de los barómetros digitales, y repetir esas operaciones regularmente (anualmente, hasta que se determine el grado de deriva);
b) asegurar una calibración frecuente de los barómetros digitales y examinar la posibilidad de usar, para este fin, los medios de calibración disponibles a nivel nacional;
c) considerar que ciertos tipos de barómetros digitales pueden ser utilizados como patrón itinerante gracias a su portabilidad y a su buena estabilidad a corto plazo;
d) considerar que la selección de un tipo específico de barómetro digital debería basarse, no solo en las especificaciones indicadas para el instrumento, sino también en las condiciones medioambientales y en las posibilidades de mantenimiento.

Los fabricantes deberían:

a) mejorar la independencia de la temperatura y la estabilidad a largo plazo de los barómetros digitales;
b) usar interfaces y protocolos de comunicación normalizados para la transmisión de datos;
c) disponer de un suministro de energía para los barómetros digitales que opere en un amplio intervalo de valores de tensión en corriente continua (por ejemplo, de 5 a 28 VDC).

3.3.1 Transductores para medir el desplazamiento de la cápsula aneroide

La medición del desplazamiento de la cápsula aneroide sin tocar el instrumento es una necesidad inherente a los aparatos de precisión que miden la presión para aplicaciones meteorológicas. Se utiliza una gran variedad de esos transductores y, en particular, detectores de desplazamiento capacitivos, detectores de desplazamiento potenciométricos, extensómetros situados en puntos estratégicos del sensor, y servosistemas fuerza/equilibrio que mantienen constantes las dimensiones del sensor, independientemente de la presión.

Todos los componentes sensibles deben colocarse en un armazón de hierro fundido, que ha de mantenerse a una temperatura constante mediante un calefactor regulado electrónicamente. Debe evitarse absolutamente la condensación de agua. Una técnica eficaz consiste en colocar un agente higroscópico (por ejemplo, cristales de gel de silicio) dentro del armazón y, para impedir la difusión del vapor de agua dentro del mismo, se puede conectar un tubo de plástico largo (de unos 25 m), de un diámetro interior no mayor de 2 mm, entre la toma de presión y la cabeza estática (véase la sección 3.8.1).

El armazón debe cerrarse herméticamente, sin por ello impedir que el compartimento donde se mide la presión esté conectado con el exterior.

3.3.2 Barómetros digitales piezorresistivos

Es posible obtener mediciones de presión atmosférica utilizando el efecto piezoeléctrico (piezorresistivo). Una configuración común consta de cuatro resistores, colocados sobre la superficie flexible de un sustrato monolítico de silicio, interconectados de manera que formen un puente de Wheatstone.

En los barómetros piezorresistivos digitales se utilizan elementos de cuarzo cristalino, axialmente cargados, que son transductores de la presión absoluta. Se ha elegido el cuarzo cristalino por sus propiedades piezoeléctricas, sus características de estabilidad de frecuencia, sus reducidos efectos de temperatura y sus características de frecuencia reproducibles con precisión. La presión aplicada en un puerto de entrada, por medio de un fuelle flexible, origina una fuerza axial ascendente que da lugar, por tanto, a una fuerza de compresión sobre el elemento de cristal de cuarzo. Puesto que este elemento es, en esencia, una membrana rígida,

toda la estructura mecánica sufre deflexiones minúsculas, con lo que queda prácticamente eliminada la histéresis mecánica.

El mencionado puente de Wheatstone plenamente activo puede consistir bien en medidores de deformación de semiconductores, o bien en medidores piezorresistivos. Estos extensómetros pueden estar unidos a un fino diafragma circular sujeto a su circunferencia, o difundidos atómicamente en una configuración de diafragma de silicio. En los dispositivos de difusión, el propio chip integrado de silicio es el diafragma. La presión aplicada confiere al diafragma una carga distribuida que, a su vez, produce un esfuerzo de flexión, con las consiguientes deformaciones a las que reacciona el extensómetro. Ese esfuerzo crea una deformación proporcional a la presión aplicada, dando lugar a un desequilibrio del puente. Así pues, la salida del puente es proporcional a la diferencia neta de la presión que actúa sobre el diafragma.

Este modo de funcionamiento se basa en el hecho de que la presión atmosférica actúa sobre el elemento sensor que abarca una pequeña celda, en la que se ha hecho el vacío, a través de la cual se somete a los resistores a esfuerzos de tracción y compresión. Debido al efecto piezoeléctrico, los valores de la resistencia cambian proporcionalmente a la presión atmosférica. Para eliminar los errores de temperatura, el sensor suele ir provisto de un termostato.

La salida del puente de Wheatstone, alimentado por corriente continua, se transforma en una señal normalizada por medio de un amplificador adecuado. Generalmente, los valores de presión se muestran en una pantalla de cristal líquido o de diodo fotoemisor.

En un modelo reciente de transductor de presión piezoeléctrico se determinan dos frecuencias de resonancia del elemento piezoeléctrico. Mediante el cálculo de una función lineal de esas dos frecuencias, y con un conjunto apropiado de variables obtenido después de la calibración, se calcula una presión utilizando un microprocesador independiente de la temperatura del sensor.

3.3.3 Barómetros de resonador cilíndrico

En los barómetros de resonador cilíndrico se emplea un elemento sensor consistente en un cilindro de paredes finas, de una aleación de níquel, que se mantiene en un modo de vibración "circular" electromagnética. La presión de entrada se mide en función de la variación que se produce en la frecuencia natural de resonancia del sistema mecánico de vibración. Los movimientos de la pared del cilindro se miden mediante una bobina convertidora, cuya señal es amplificada y devuelta a una bobina motora. La presión atmosférica que se desea medir pasa al interior del cilindro, mientras en el exterior se mantiene una referencia de vacío. En estas circunstancias, la frecuencia natural de resonancia de la vibración varía exactamente con el esfuerzo causado dentro de la pared del cilindro debido a la diferencia de presión entre sus superficies. Un aumento de presión da lugar a un incremento de frecuencia.

El delgado cilindro tiene la masa y rigidez suficientes como para hacer frente al intervalo de presiones de funcionamiento, y está montado sobre una base sólida. El cilindro está instalado en una cámara de vacío, y su entrada está conectada a la atmósfera libre para los usos meteorológicos. Dado que hay una relación unívoca entre la frecuencia natural de resonancia del cilindro y la presión, se puede calcular la presión atmosférica a partir de la frecuencia de resonancia medida. Sin embargo, hay que tener en cuenta que esa relación, determinada durante la calibración, dependerá de la temperatura y densidad del gas, por lo que habrá que introducir una compensación de temperatura; para ello se recomienda secar el aire antes de enviarlo hacia la entrada.

3.3.4 Lectura de los barómetros electrónicos

El barómetro electrónico mide la presión atmosférica del espacio circundante, o de cualquier espacio al que esté conectado mediante un tubo. Por lo general, el barómetro debería instalarse de forma que la lectura de presión se efectúe al nivel del instrumento. Sin embargo, a bordo de buques o en estaciones terrestres de poca altitud, es posible ajustar el instrumento para que indique la presión al nivel medio del mar, a condición de que la diferencia entre la presión de la estación y la del nivel del mar puedan considerarse constantes.

Con el barómetro electrónico es posible obtener lecturas exactas en un dispositivo de lectura digital, cuya escala está graduada generalmente en hPa, aunque puede ser fácilmente adaptado a otras unidades en caso necesario. Por lo general, permite también efectuar grabaciones digitales. Si el dispositivo está controlado por un microprocesador, podrá indicar la tendencia de las variaciones de la presión.

La exactitud del barómetro electrónico dependerá de la exactitud con que haya sido calibrado, de la eficacia de la compensación de temperatura (método de aire residual, medición y corrección de la temperatura, utilización de termostato), y de la deriva a lo largo del tiempo de calibración del barómetro.

En los transductores primarios es posible instalar circuitos que corrijan la falta de linealidad y los efectos de temperatura del sensor, y que conviertan los resultados de las lecturas en unidades normalizadas. Los modelos actuales más corrientes de barómetro comprenden un sensor, un microordenador (con dispositivo de visualización) y un circuito de interfaz para comunicar con los eventuales registradores de datos o con estaciones meteorológicas automáticas.

Por lo general, los barómetros electrónicos provistos de más de un transductor o elemento sensor calculan una media ponderada de los resultados de cada uno de los sensores y determinan la presión resultante con una resolución de 0,1 hPa. Durante la calibración, cada uno de los sensores puede verificarse con una resolución de 0,01 hPa, lo que no significa que la exactitud del sensor sea superior a 0,1 hPa (véase la sección 3.10.3.4).

3.3.5 Errores y fallos de los barómetros electrónicos

3.3.5.1 Deriva de calibración

La deriva de calibración es una de las fuentes principales de error de los barómetros electrónicos. Esa deriva suele ser mayor cuando el barómetro es nuevo y disminuye con el paso del tiempo. Pueden producirse saltos en los resultados de una a otra calibración.

Para mantener el barómetro en un modo de funcionamiento aceptable, habrá que verificar las correcciones de calibración aplicadas a las lecturas a intervalos relativamente frecuentes (por ejemplo, cada año), a fin de detectar y reemplazar prontamente los sensores defectuosos.

La necesidad de verificar frecuentemente la calibración de los barómetros electrónicos conlleva una carga adicional para los Servicios Meteorológicos Nacionales, en particular cuando sus redes barométricas son extensas. A la hora de estudiar la posibilidad de reemplazar los barómetros de mercurio por instrumentos electrónicos deberán tenerse en cuenta los costes de calibración vigentes.

3.3.5.2 Temperatura

Para mantener la calibración es preciso que el barómetro electrónico permanezca a una temperatura constante, de ser posible, similar a la temperatura de calibración. Por lo demás, muchos de los barómetros electrónicos que se encuentran en el mercado no disponen de control de temperatura, por lo que están expuestos a errores mayores. Una buena parte de ellos depende de la medición exacta de la temperatura del sensor y de la corrección electrónica de la presión. Se presupone la ausencia de gradiente térmico en el interior del elemento sensor del barómetro. En situaciones en las que la temperatura cambia suficientemente rápido, pueden producirse errores por histéresis a corto plazo en la presión medida.

La variación de la calibración depende también en gran medida del historial térmico del barómetro puesto que una exposición prolongada a temperaturas diferentes de las de calibración puede ocasionar desviaciones en la calibración a medio o largo plazo.

Los sistemas electrónicos del barómetro pueden ser también una fuente de error cuando no se mantienen a la misma temperatura del elemento sensor. Es muy frecuente utilizar los barómetros electrónicos en condiciones climáticas extremas, especialmente en las estaciones meteorológicas automáticas. En tales casos, el barómetro puede estar expuesto a temperaturas que exceden de las señaladas en las especificaciones de diseño y calibración proporcionadas por el fabricante.

3.3.5.3 Interferencias eléctricas

Como todos los dispositivos electrónicos de medición sensibles, los barómetros electrónicos deberían protegerse y alejarse de fuentes generadoras de campos magnéticos intensos, como transformadores, ordenadores, radares, etc. Aunque ello no suele ser un problema, puede producir un aumento del ruido que perjudicaría la precisión del dispositivo.

3.3.5.4 Naturaleza del funcionamiento

Los cambios visibles en la calibración de un barómetro electrónico pueden obedecer a que, durante la calibración, el barómetro funciona de modo diferente a como lo hace en el uso operativo. Un instrumento que funciona sin interrupciones y que, por consiguiente, está caliente, proporcionará lecturas de presión diferentes de las de un instrumento que se enciende durante unos segundos.

3.4 BARÓMETROS ANEROIDES

3.4.1 Requisitos de construcción

Las principales ventajas de los barómetros aneroides convencionales frente a los de mercurio son su tamaño reducido y su facilidad de transporte, que los hacen especialmente adecuados para su utilización en el mar o sobre el terreno. Las partes esenciales son una cámara metálica cerrada, en la que se ha hecho un vacío total o parcial, y un sistema de muelles fuertes que impide el colapso de la cámara debido a la presión atmosférica externa. Sea cual sea la presión, habrá un equilibrio entre la fuerza ejercida por los muelles y la de la presión exterior.

La cámara aneroide podrá estar fabricada con materiales (acero o aleación de cobre y berilio) cuyas propiedades elásticas permitan a la cámara actuar por sí misma como un muelle.

Es necesario disponer de algún medio que permita detectar y visualizar las deformaciones que se produzcan. El dispositivo puede consistir en un sistema de palancas que multipliquen las deformaciones y desplacen un índice sobre una escala graduada que indique la presión. Otra posibilidad es desviar un rayo de luz sobre la escala. En lugar de estas técnicas mecánicas analógicas, algunos barómetros llevan un micrómetro manual, cuyo contador indica la presión directamente en décimas de hectopascal. Se efectúa la lectura cuando el indicador luminoso señala que el micrómetro ha contactado con el aneroide. Este tipo de aneroide es portátil y robusto.

3.4.2 Requisitos de exactitud

Los principales requisitos que debe cumplir un buen barómetro aneroide son los siguientes:

a) la compensación de temperatura, de modo que las lecturas no varíen en más de 0,3 hPa para un cambio de temperatura de 30 K;
b) los errores de escala en cualquier punto no deberían exceder de 0,3 hPa, y deberían mantener esa tolerancia durante un período de un año como mínimo para usos normales;
c) la histéresis debería ser lo suficientemente pequeña para asegurar que la diferencia entre las lecturas efectuadas antes de un cambio de presión de 50 hPa y después de su retorno al valor inicial no exceda de 0,3 hPa;
d) el instrumento debería poder resistir los riesgos ordinarios de traslado sin introducir inexactitudes que rebasen los límites estipulados en los apartados anteriores.

3.4.3 Lectura de barómetros aneroides

3.4.3.1 Exactitud de las lecturas

Un barómetro aneroide debería leerse siempre en la misma posición (vertical u horizontal) en la que haya sido calibrado. Antes de proceder a la lectura debería golpearse el instrumento ligeramente. En la medida de lo posible, la lectura debería redondearse a la décima de hPa más próxima. Existen dispositivos ópticos y digitales que mejoran la exactitud de las lecturas y reducen los errores debidos a las palancas mecánicas.

3.4.3.2 Correcciones aplicadas a los barómetros aneroides

El barómetro aneroide debería ajustarse generalmente de forma que la lectura de presión se efectúe al nivel del instrumento. Sin embargo, a bordo de buques o en las estaciones terrestres de baja altitud podrá ajustarse el instrumento para que indique la presión al nivel medio del mar, siempre que se pueda considerar constante la diferencia entre la presión en la estación y la presión al nivel del mar. Deberían corregirse las lecturas de errores instrumentales pero, por lo general, se supone que la compensación de temperatura del instrumento es suficiente y que no es preciso introducir correcciones por gravedad.

3.4.4 Errores y fallos de los barómetros aneroides

3.4.4.1 Compensación incompleta de temperatura

En los barómetros aneroides, el debilitamiento del muelle causado por el aumento de temperatura hará que el instrumento indique una presión demasiado alta. Por lo general, este efecto se compensa de dos maneras distintas:

a) mediante una unión bimetálica en el sistema de palancas; o
b) dejando una cierta cantidad de gas en el interior de la cámara aneroide.

En la mayoría de los barómetros aneroides corrientes, la compensación que se obtiene mediante estos métodos es completa solo para cierto valor de la presión de compensación. Es conveniente que todos los barómetros aneroides y barógrafos utilizados en las estaciones meteorológicas estén

debidamente compensados de temperatura para todo el rango de presión. En los sistemas de lectura digitales adecuados para la automatización, tales correcciones completas pueden formar parte del sistema electrónico.

3.4.4.2 Errores de elasticidad

El barómetro aneroide puede estar expuesto a cambios de presión grandes y rápidos. Por ejemplo, una racha de viento intensa hará que el instrumento acuse un aumento de presión rápido, seguido de un retorno más gradual a su valor original. En tales circunstancias, debido a la histéresis, el barómetro dará una lectura ligeramente distinta de la presión verdadera; es posible que transcurra un lapso de tiempo considerable antes de que esa diferencia se vuelva desdeñable. Sin embargo, dado que los barógrafos y barómetros aneroides de las estaciones de superficie no suelen estar expuestos directamente a tales cambios de presión, sus errores de histéresis no son excesivos.

Los cambios lentos que experimenta el metal de la cápsula aneroide con el paso del tiempo generan también un error. Este efecto solo puede compensarse mediante comparaciones con un barómetro patrón efectuadas a intervalos periódicos, por ejemplo anuales. Un buen barómetro aneroide debería conservar una exactitud de 0,1 hPa durante un año o más. A fin de determinar las desviaciones del barómetro respecto de esa exactitud, deberían establecerse procedimientos de inspección regulares con las calibraciones y ajustes necesarios.

3.5 BARÓGRAFOS

3.5.1 Requisitos generales

De los diversos tipos de barógrafos, solo se tratará con detalle el barógrafo aneroide. A efectos sinópticos, se recomienda que las bandas de los barógrafos meteorológicos:

a) estén graduadas en hPa;
b) permitan leer diferencias de hasta 0,1 hPa;
c) tengan un factor de escala de 10 hPa por cada 1,5 cm de banda.

Además, son deseables los siguientes requisitos:

a) el barógrafo debería utilizar una unidad aneroide de primera clase (véase la sección 3.5.2);
b) el instrumento debería estar compensado de temperatura, de modo que las lecturas no varíen en más de 1 hPa para cambios de temperatura de 20 K;
c) los errores de escala no deberían ser superiores a 1,5 hPa en cualquier punto;
d) la histéresis debería ser lo suficientemente pequeña para asegurar que la diferencia entre las lecturas efectuadas antes de un cambio de presión de 50 hPa y después de su retorno al valor inicial no exceda de 1 hPa;
e) debería disponer de un sistema para señalar la hora que permita hacer las marcas sin necesidad de levantar la cubierta del instrumento; y
f) el brazo de la plumilla debería girar en un soporte cuyo eje esté inclinado, de forma que la plumilla se apoye sobre la banda por gravedad; debería contar con algún mecanismo que permita ajustar la posición de la plumilla.

Los barógrafos marinos están sujetos a requisitos especiales, que se examinan en el capítulo 4 de la parte II.

3.5.2 Construcción de barógrafos

El principio del barógrafo aneroide es similar al del barómetro aneroide, salvo que se utiliza una plumilla marcadora en vez de un índice, lo que conlleva ciertos cambios de diseño de la cápsula y, por lo general, causa una disminución de la amplificación total y un aumento de la cantidad y tamaño de las cápsulas utilizadas.

El “control” del barógrafo puede expresarse como la fuerza que se necesita para desplazar el índice una unidad de la escala (1 hPa), por lo que es igual a la fuerza necesaria para impedir que la plumilla se desplace cuando se produce un cambio de presión de 1 hPa. Se trata de un indicador de los efectos potenciales del rozamiento sobre los detalles del registro.

La fuerza necesaria para contrarrestar el movimiento de la cápsula cuando se produce un cambio de presión de 1 hPa es 100 A newtons, donde A es el área de la sección transversal efectiva de la cápsula, expresada en metros cuadrados. Si la amplificación es X, la fuerza necesaria para impedir el desplazamiento de la plumilla será igual a 100 A/X newtons, y variará como A/X. Para un tipo de cápsula y valor de escala determinados, el valor de X será en gran medida independiente de A, de modo que se puede considerar que el control de la plumilla del barógrafo varía aproximadamente con el área de la sección transversal efectiva de la cápsula.

3.5.3 Fuentes de error y de inexactitud

Además de las fuentes de error ya mencionadas con respecto a los barómetros aneroides (véase la sección 3.4.4), también es importante el rozamiento entre la plumilla y el papel. El control de la plumilla depende, en gran medida, de la sección transversal efectiva de la cápsula aneroide. En un barógrafo bien construido, el rozamiento de la plumilla es sensiblemente mayor que el rozamiento total de todos los pivotes y cojinetes del instrumento, por lo que debería prestarse especial atención para reducir esos errores, utilizando, por ejemplo, una cápsula aneroide suficientemente grande.

Un barógrafo de primera clase debería tener una incertidumbre de 0,2 hPa aproximadamente después de efectuadas las correcciones, y no debería sufrir modificaciones durante uno o dos meses. La variación barométrica leída en el barógrafo debería estar habitualmente dentro de los mismos límites.

3.5.4 Instrumentos con capacidad para el procesamiento de datos

Es posible conectar un barómetro de lectura automática a un ordenador, generalmente un microprocesador, que puede programarse para facilitar muestras de datos apropiadas. A su vez, esos datos pueden representarse gráficamente para obtener un registro similar al de un barógrafo. Existen modelos que imprimen sus propias escalas, con lo que se elimina una fuente de error.

3.5.5 Lectura del barógrafo

La lectura del barógrafo debería efectuarse sin tocar el instrumento. La marcación de la hora, así como toda inspección del instrumento que obligue a levantar la cubierta, etc., debería hacerse siempre después de terminada la lectura.

3.5.5.1 Exactitud de las lecturas

La lectura de la banda debería redondearse a la décima de hectopascal más cercana. La variación barométrica obtenida debería estar dentro de los mismos límites de resolución.

3.5.5.2 Correcciones que se aplicarán a las lecturas del barógrafo

Debería verificarse la compensación de temperatura de cada instrumento antes de utilizarlo y también ajustarse el factor de escala mediante pruebas en cámara de vacío. Cuando el barógrafo se emplea únicamente para detectar la variación barométrica, no suelen aplicarse correcciones a las lecturas. En tales casos no es importante ajustar con exactitud la posición de la plumilla. Cuando se requieran valores absolutos de presión, debería compararse el registro con las lecturas corregidas de un barómetro de mercurio o de un buen barómetro aneroide al menos una vez cada 24 horas, y los valores deseados se obtendrán por interpolación.

3.6 BARÓMETROS DE TUBO DE BOURDON

Los barómetros de tubo de Bourdon constan generalmente de un elemento sensor —que, como en el caso de la cápsula aneroide, cambia de forma por influjo de los cambios de presión (transductores de presión)— y de un transductor que convierte las variaciones de forma que sean directamente utilizables por el observador. El visualizador puede estar situado lejos del sensor. En los laboratorios de calibración se utilizan como patrones de trabajo o patrones de referencia, instrumentos digitales, precisos y estables, provistos de tubos de Bourdon de cuarzo.

3.7 VARIACIÓN BAROMÉTRICA

Las estaciones que efectúan observaciones al menos cada tres horas utilizan dos métodos:

a) la lectura de la variación en el barógrafo; o
b) el cálculo de la variación a partir de las correspondientes lecturas del barómetro, corregidas al nivel de la estación; si se ha de escoger entre un barómetro de mercurio común y un barógrafo de escala abierta de primera clase, debería optarse por este último, por las razones que se exponen a continuación.

En el supuesto de que el instrumento funcione perfectamente, el error de una sola lectura barométrica es principalmente aleatorio. Por ello, cuando se restan dos lecturas separadas para determinar la magnitud de un cambio los errores pueden ser acumulativos. Los errores del barógrafo son, en parte, de índole sistemática, por lo que en el período relativamente corto de tres horas es probable que tengan el mismo signo y, en consecuencia, disminuyan por sustracción.

Otra razón en favor del uso del barógrafo es la ventaja de no tener que corregir las lecturas barométricas al

nivel de la estación. En todo caso, se utilizará el barógrafo para determinar la característica de la variación barométrica.

Los barómetros con visualización digital resultan también muy adecuados para determinar la magnitud y las características de un cambio de presión.

3.8 REQUISITOS GENERALES DE EXPOSICIÓN

Es importante escoger cuidadosamente el lugar de emplazamiento del barómetro en la estación de observación. Los principales requisitos con respecto al lugar de exposición son: temperatura uniforme, buena iluminación, ausencia de corrientes de aire, montaje sólido y vertical, y protección contra manejos bruscos. Por consiguiente, el instrumento debería estar colgado o instalado en un recinto donde la temperatura sea constante o cambie lentamente, y en el que no se produzcan gradientes de temperatura. El instrumento debería estar protegido en todo momento de los rayos directos del sol, y tendría que estar situado lejos de cualquier aparato de calefacción y de las corrientes de aire.

3.8.1 Efecto del viento

Cabe señalar que los efectos del viento afectan a todos los tipos de barómetro. En Liu y Darkow (1989) se ofrece más información al respecto.

Cuando prevalezcan vientos racheados, el barómetro no indicará la presión estática verdadera, ya que su lectura fluctuará con la velocidad y la dirección del viento, y la magnitud y el signo de esas fluctuaciones dependerán también de la naturaleza de las puertas y las ventanas del recinto y de su orientación con respecto a la dirección del viento. En el mar, este error estará siempre presente, debido a los movimientos del barco. Un problema semejante se planteará si se instala el barómetro en una habitación con aire acondicionado.

Con frecuencia, el viento causa variaciones dinámicas de la presión en el recinto donde se encuentra el instrumento. Estas fluctuaciones vienen a añadirse a la presión estática y, con viento fuerte y racheado, pueden alcanzar una magnitud de 2 o 3 hPa. Suele resultar poco práctico corregirlas porque el efecto de "bombeo" que ejercen sobre la superficie del mercurio depende tanto de la dirección y fuerza del viento como de las condiciones locales en el lugar de emplazamiento del barómetro. Por esa razón, el "valor medio" no representa solo la presión estática verdadera. Al comparar dos barómetros instalados en dos edificios distintos, debería tenerse en cuenta la posibilidad de que el efecto del viento arroje lecturas diferentes.

Este efecto puede atenuarse en gran medida utilizando una cabeza estática entre la atmósfera exterior y la toma de entrada del sensor. Los principios detallados de funcionamiento pueden consultarse en diversas publicaciones (Miksad, 1976; United States Weather Bureau, 1963). La cubeta del barómetro de mercurio será hermética, a excepción de un conector de contacto con una cabeza especial expuesta a la atmósfera, diseñada de tal modo que asegure que la presión en su interior es la presión estática verdadera. Por lo general, los barómetros aneroides y electrónicos tienen conexiones sencillas para permitir el uso de una cabeza estática, que debería localizarse en un entorno abierto al que no afecte la proximidad de ningún edificio. El diseño de dicha cabeza requiere gran cuidado. Las cabezas de presión estática están comercialmente disponibles, pero no hay publicaciones acerca de intercomparaciones que demuestren su funcionamiento.

3.8.2 Efectos del aire acondicionado

El aire acondicionado puede generar una diferencia de presión considerable entre el interior y el exterior de una habitación. Por ello, si un barómetro va a instalarse en un recinto con aire acondicionado se recomienda incorporarle una cabeza estática para que se acople al aire exterior del edificio.

3.9 EXPOSICIÓN DEL BARÓMETRO

3.9.1 Exposición de los barómetros de mercurio

A los requisitos generales de exposición reseñados en las secciones anteriores para los barómetros de mercurio se suman otros requisitos adicionales, que se mencionan a continuación. Siempre es preferible colgar el barómetro en una pared interior. Para conseguir mediciones muy exactas, el mejor lugar es un sótano, sin ventanas ni calefacción, con un pequeño ventilador eléctrico que impida toda estratificación de la temperatura.

Se recomienda utilizar luz artificial en todas las observaciones para conseguir condiciones de

iluminación uniformes en las lecturas. Para ello, se podrá utilizar un dispositivo de iluminación que proporcione un fondo blanco y ligeramente luminoso para el menisco de mercurio y, si es necesario, para el índice. Si no se utiliza una fuente de luz, habrá que asegurarse de que el menisco y el índice tengan un fondo luminoso, que se puede conseguir utilizando vidrio esmerilado, celuloide blanco o una hoja de papel blanco. Habrá que suministrar también luz artificial para leer las escalas del barómetro y del termómetro unido. No obstante, se tomarán las precauciones necesarias para evitar que la luz artificial caliente el barómetro durante las lecturas.

El instrumento debería instalarse en un lugar desprovisto de vibraciones, preferentemente una pared sólida, y con la columna de mercurio en posición vertical. Los errores causados por la desviación respecto de la vertical son más importantes en el caso de los barómetros asimétricos, por lo que tales barómetros deberían instalarse con el eje mayor en posición vertical, de manera que el reglaje verdadero de la superficie del mercurio con respecto al índice no presente errores ni siquiera cuando los instrumentos se desvían de la vertical.

Para proteger el instrumento contra el manejo brusco, el polvo y las corrientes de aire, se recomienda colocarlo en una caja que tenga una puerta con bisagra y que disponga de ventilación suficiente a fin de evitar la estratificación del aire en su interior.

El transporte de un barómetro de mercurio debería llevarse a cabo con mucho cuidado. El método más seguro es transportarlo en posición invertida dentro de un estuche de madera provisto de una eslinga. Si ningún responsable puede encargarse de trasladar personalmente el barómetro, el transporte deberá efectuarse en un embalaje acolchado, con la cubeta en la parte más alta. Para dar la vuelta al instrumento debería procederse siempre muy lentamente, evitando cualquier movimiento violento. Antes de invertir ciertos tipos de barómetro deberán tomarse precauciones especiales.

3.9.2 Exposición de los barómetros electrónicos

El barómetro electrónico requiere una atmósfera limpia y seca, exenta de sustancias corrosivas. Este tipo de barómetro también debería mantenerse a una temperatura constante (véase la sección 3.3.5.2). El instrumento debería montarse de forma que se eviten las vibraciones y choques mecánicos, y además, sería preciso instalarlo lejos de fuentes electromagnéticas; cuando esto último no sea posible, habría que proteger los cables y el armazón.

Los barómetros con dispositivo de lectura digital tendrían que recibir una iluminación general adecuada, pero no deberían colocarse frente a una ventana u otra fuente de luz intensa.

3.9.3 Exposición de los barómetros aneroides

Los requisitos de exposición del barómetro aneroide son similares a los del barómetro de mercurio (véase la sección 3.9.1), pues cabe la posibilidad de que el instrumento no esté correctamente compensado de los efectos de la temperatura. El lugar de instalación seleccionado debería tener preferiblemente una temperatura razonablemente uniforme durante todo el día. En consecuencia, será un lugar que ofrezca protección contra los rayos del sol directos y contra otras fuentes de calor o frío que puedan causar cambios bruscos y considerables de la temperatura.

En las estaciones terrestres es conveniente instalar el barómetro aneroide cerca de uno de mercurio para efectuar comparaciones y normalizaciones (véase la sección 3.10).

3.9.4 Exposición de los barógrafos

El barógrafo debería instalarse en un lugar que ofrezca protección contra los cambios bruscos de temperatura, las vibraciones y el polvo. No debería estar expuesto a la luz solar directa ni hallarse en un lugar donde pueda ser manipulado por personas no autorizadas. La instalación sobre una almohadilla de gomaespuma permitirá disminuir los efectos de la vibración. El lugar elegido debería estar limpio y seco, y el aire relativamente exento de sustancias que pudieran causar corrosión, suciedad en el mecanismo, etc.

Con el fin de minimizar el efecto de paralaje, es importante que el frente del instrumento se encuentre a una altura conveniente para realizar la lectura al nivel del ojo en condiciones normales de funcionamiento. La exposición debería permitir que el barógrafo esté uniformemente iluminado y, en caso necesario, se utilizará luz artificial.

Cuando haya que enviarlo por avión, o transportarlo por cualquier otro medio a gran altitud, debería desconectarse el brazo de la plumilla y tomarse las precauciones necesarias para que el mecanismo soporte la sobrecarga causada al rebasarse el intervalo normal de medición del instrumento.

3.10 COMPARACIÓN, CALIBRACIÓN Y MANTENIMIENTO

3.10.1 Requisitos generales para la comparación entre barómetros

A la vista de la importancia que revisten las observaciones exactas de la presión, especialmente con fines aeronáuticos y sinópticos, y teniendo en cuenta los diversos errores posibles a los que está expuesto el barómetro de mercurio, un inspector verificará regularmente todos los barómetros de la estación. En las secciones siguientes se ofrecen algunas orientaciones sobre el equipo que deberá utilizarse en las inspecciones, la frecuencia con que deberían efectuarse y otros temas relacionados. Cuando se empleen barómetros aneroides de precisión como barómetros de estación, deberían verificarse frecuentemente (como mínimo una vez por semana) por comparación con un barómetro de mercurio, y las comprobaciones deberían consignarse en un impreso adecuado o en un libro de registro especial.

Puede prescindirse de la comparación con un barómetro de mercurio si se efectúan comparaciones diarias con un segundo barómetro aneroide instalado en la estación y con el análisis de las presiones realizadas en los alrededores de la estación. A efectos de confirmación, deberían efectuarse verificaciones semestrales mediante un patrón itinerante.

Para referirse a las diversas categorías de barómetros de un Servicio Meteorológico Nacional podrán utilizarse los símbolos siguientes:

A: barómetro patrón primario o secundario, con capacidad para realizar determinaciones de la presión independientes con una incertidumbre de 0,05 hPa o menor;

B: barómetro patrón de trabajo, de diseño adecuado para llevar a cabo comparaciones de presión periódicas y con errores conocidos, determinados por comparación con un instrumento patrón primario o secundario;

C: barómetro patrón de referencia, utilizado para comparaciones con barómetros patrón itinerantes y para comparaciones con barómetros de estación realizadas durante la inspección sobre el terreno de las estaciones de un Servicio Meteorológico Nacional;

S: barómetro (de mercurio, aneroide o electrónico) emplazado en una estación meteorológica ordinaria;

P: barómetro de mercurio, de buena calidad y exactitud, que puede trasladarse de una estación a otra sin perder su calibración;

N: barómetro aneroide de precisión, portátil y de primera calidad;

Q: barómetro digital de precisión, portátil y de primera calidad, para ser utilizado como patrón itinerante (“Q” es la primera letra del término inglés “quality”; en español, “calidad”);

M: microbarógrafo portátil de buena calidad y exactitud.

Con objeto de que todos los Servicios Meteorológicos Nacionales establezcan programas similares de corrección de barómetros, conviene que se sigan prácticas uniformes en lo que respecta a la calidad del equipo que se utilizará, la frecuencia de las comparaciones, los procedimientos que se aplicarán, los cambios permisibles en la corrección de índice, y los criterios con respecto a las medidas correctivas.

3.10.2 Equipo utilizado en las comparaciones entre barómetros

3.10.2.1 Barómetro patrón primario

Hay opiniones diferentes sobre cuál es el mejor tipo de barómetro patrón primario. En los párrafos siguientes se describen dos tipos.

Un posible patrón primario para la presión atmosférica consiste en una balanza de precisión de pesos muertos, que genera una presión calibrada en función de las masas de precisión utilizadas y del campo de gravedad local. Este tipo de barómetro es relativamente sencillo, y no está expuesto al problema de deriva excesiva que plantean los barómetros de mercurio en un ambiente contaminado.

Otro posible patrón primario puede ser un barómetro de mercurio de alta calidad, especialmente diseñado a tal efecto. El patrón primario debe poseer un alto vacío, contener mercurio muy puro, de densidad bien conocida y mantenido a una temperatura constante, y estar emplazado en un entorno protegido de la contaminación. Necesita también una escala de medida calibrada y un dispositivo de lectura óptico. Estos tipos de barómetro miden la presión absoluta con gran exactitud, mientras que las balanzas de pesos muertos son instrumentos que miden la presión manométrica.

3.10.2.2 Barómetro patrón de trabajo

El barómetro patrón de trabajo y el de referencia, así como el itinerante utilizado para las comparaciones

con los barómetros de las estaciones, deberían mantener una gran estabilidad durante períodos largos. Estos barómetros pueden ser de mercurio o electrónicos. Los de mercurio deberían tener un tubo con un diámetro interior de al menos 12 mm. También es conveniente que estos instrumentos permitan efectuar comprobaciones del vacío. Todos los instrumentos tendrían que corregirse completa y cuidadosamente con respecto a todos los errores conocidos, que deberían determinarse en dos o más comparaciones recientes con barómetros de categoría superior.

3.10.2.3 Barómetro patrón itinerante

Un barómetro patrón itinerante fiable debe mantener durante el transporte su corrección dentro de un margen de 0,1 hPa. Antes y después de cada gira, debería calibrarse con respecto al patrón de trabajo o de referencia. Una vez efectuada esta operación, no debería abrirse ni ajustarse en modo alguno en tanto no se efectúe la comparación final en la estación de origen de la gira. Para que esté debidamente protegido, el transporte se efectuará manteniéndolo en un estuche acolchado de gran calidad.

Cuando el patrón itinerante sea de mercurio debería efectuarse un examen cuidadoso antes de iniciar la gira, a fin de garantizar que el mercurio de la cubeta y del tubo estén limpios, que no haya burbujas en el tubo, y que el vacío de la cámara barométrica sea satisfactorio. Durante el manejo, embalaje y transporte de los patrones itinerantes deberían tomarse todas las precauciones necesarias para reducir al mínimo las posibles causas de variación, por leve que sea, de su corrección de índice. Deberían evitarse los movimientos rápidos y bruscos, que podrían causar el ascenso de burbujas de aire de la cubeta por el tubo del barómetro. Los patrones itinerantes de mercurio deberían transportarse en una caja de cuero o metal, debidamente acolchada, manteniendo siempre el extremo de la cubeta más alto que el tubo.

3.10.2.4 Especificaciones de los barómetros de mercurio portátiles de categoría P

Cuando se utilice un barómetro de mercurio como instrumento de categoría P, deberá estar diseñado de forma que permita comprobar el vacío, o que permita crear un vacío suficiente en la parte alta del tubo mediante una bomba de vacío. Es fundamental que exista una válvula de comprobación que cierre el tubo herméticamente. Debería presentar también una estabilidad elevada durante períodos largos, y contar con un diámetro interior del tubo de 12 mm como mínimo. Además, será conveniente disponer de un medio para determinar si la cantidad de mercurio en la cubeta fija ha permanecido constante desde su llenado original.

Como patrón itinerante se puede utilizar también un barómetro de Fortin, bien construido, con un tubo de diámetro interior no inferior a 9 mm o, preferiblemente, de 12 mm. En lo que concierne a la repetibilidad, se considera necesario un grado de exactitud de alrededor de 0,1 hPa. Los barómetros de categoría P deberían calibrarse para un amplio intervalo de presión y de temperatura, que abarque todos los valores posibles que pudieran presentarse.

3.10.2.5 Especificaciones de los barómetros electrónicos portátiles de categoría P

Los barómetros electrónicos portátiles han alcanzado ya un grado de desarrollo y fiabilidad que permite utilizarlos como barómetros de categoría P. El instrumento deberá tener un historial de fiabilidad, con correcciones asociadas a la deriva pequeñas, determinadas mediante varias comparaciones efectuadas durante un año o más con un barómetro patrón, y por encima del intervalo de presiones máximas a las que se prevé que funcionará el aparato.

Se prefiere el barómetro electrónico con varios transductores de presión controlados por un microprocesador independiente. Deberá verificarse la exactitud del mecanismo de compensación de temperatura. Las lecturas de los transductores de presión deben efectuarse sin necesidad de tocarlos, y el barómetro tiene que ser lo suficientemente robusto como para soportar los choques a los que pudiera estar expuesto durante su transporte.

3.10.3 Comparación de barómetros

3.10.3.1 Comparación internacional de barómetros

Las comparaciones internacionales de barómetros tienen una gran importancia. De 1989 a 1991 se llevó a cabo en De Bilt (Países Bajos) la Intercomparación de barómetros digitales automáticos de la OMM. Solo mediante esas comparaciones es posible asegurar la uniformidad de los patrones

nacionales de los instrumentos de medición de la presión atmosférica, y evitar con ello cualquier discrepancia en los datos de presión entre países diferentes. En la sección 3.10.4 se describe el procedimiento recomendado para realizar esas comparaciones.

El programa de comparaciones consiste en:

a) comparar el patrón de trabajo nacional B con el patrón primario o secundario A, al menos una vez cada dos años; si los barómetros A y B están situados en el mismo centro, no se necesitan patrones itinerantes;
b) comparar el patrón de referencia C con el patrón de trabajo nacional B mediante patrones itinerantes, al menos una vez cada dos años;
c) comparar el barómetro de estación S con el patrón de referencia C mediante patrones itinerantes, al menos una vez por año, o por comparación con el patrón de trabajo B cada uno o dos años, según las características conocidas de los barómetros que se utilicen. El que la comparación se realice en la estación o en un servicio central de calibración dependerá de las normativas vigentes. En este último caso no se requieren patrones itinerantes.

Se entenderá que el error de cada barómetro al final de cualquier eslabón de la cadena de comparaciones se determina con respecto al barómetro patrón primario o secundario A, de manera que los resultados de las lecturas barométricas corregidas sean absolutos en cada etapa.

3.10.3.2 Inspección de los barómetros de estación

Para inspeccionar los barómetros de estación es apropiado el modelo de Fortin, con un tubo de diámetro interior de 9 mm; consúltense, sin embargo, las restricciones sobre el transporte de instrumentos de mercurio indicadas en la sección 3.2.7.3. Como patrones itinerantes pueden utilizarse también barómetros aneroides de precisión y barómetros electrónicos, siempre que tengan la estabilidad y exactitud necesarias. Se recomienda utilizar tres o más instrumentos a la vez, con el fin de detectar inmediatamente cualquier cambio que se produzca en alguno de ellos. El barómetro aneroide que se utilice con este propósito no debe experimentar efectos de histéresis y, además, debería tener un coeficiente de temperatura despreciable. Estas características se consiguen solo con materiales y diseños especiales. Para que un instrumento se considere adecuado, resulta fundamental que el mecanismo indicador no se apoye sobre la cápsula aneroide. Los barómetros de lectura digital son muy convenientes como patrones itinerantes, siempre y cuando su estabilidad sea lo suficientemente buena.

3.10.3.3 Procedimientos de comparación de los barómetros de mercurio

En términos generales, se seguirán las instrucciones indicadas en las secciones anteriores. Deberían adoptarse con gran esmero todas las precauciones normales necesarias para el emplazamiento y las lecturas de los barómetros en la estación. Diversos estudios ponen de relieve que, si se toman las precauciones debidas, en una comparación de barómetros pueden alcanzarse normalmente lecturas con una desviación respecto al promedio no superior a 0,05 hPa.

Las lecturas comparativas de los barómetros deberían consignarse en formularios adecuados. El instrumento tendría que ir acompañado de un registro permanente de todas las comprobaciones, que incluiría información sobre la fecha de la comparación, la presión y la temperatura a la que se efectuó, y las correcciones obtenidas.

Los informes de las comparaciones de barómetros deberían enviarse a los Servicios Meteorológicos Nacionales, donde se evaluarán los errores, se calcularán y publicarán las correcciones, y se determinarán las medidas correctoras necesarias. Sería preciso mantener registros continuos de los datos de comparación de cada barómetro de estación, con objeto de estudiar su respuesta durante un período de años y de detectar sus defectos. Los registros tabulares y/o gráficos constituyen herramientas visuales útiles para un programa de control de la calidad de los barómetros.

3.10.3.4 Verificación de los barómetros electrónicos

Teniendo en cuenta el estado actual de desarrollo de los barómetros electrónicos, es importante verificar su exactitud a intervalos de un año aproximadamente. Según el procedimiento habitual, el barómetro electrónico se calibra en un centro de calibración inmediatamente antes de enviarlo a la estación meteorológica de observación. En esta última se efectuarán durante varios días lecturas coparativas de la presión entre el barómetro electrónico y el patrón itinerante. Tales lecturas deberían realizarse con todos los barómetros colocados a la misma altura, cuando la velocidad del viento sea inferior a 12 m s^{-1} y la presión sea estable o

experimente variaciones inferiores a 1 hPa h^{-1}. Un barómetro electrónico cuya diferencia media con respecto al patrón itinerante exceda de 0,25 hPa debería considerarse no apto para el servicio y tendría que ser devuelto al centro de calibración a fin de ser calibrado de nuevo.

Si fuera posible, sería aconsejable instalar dos barómetros electrónicos independientes en una estación meteorológica de observación, preferentemente uno de ellos con una deriva histórica baja. Este último será identificado por el personal del servicio de calibración atendiendo a su historial y se denominará barómetro de deriva baja. A la llegada de cada nuevo barómetro a la estación, se realizará la serie de lecturas comparativas descritas anteriormente y se establecerá la diferencia media entre el barómetro de deriva baja y el nuevo. Finalizada esta operación, deberían efectuarse lecturas diarias con ambos barómetros para luego calcular las correspondientes diferencias entre lecturas y hallar la suma acumulada de 25 diferencias. Si el barómetro de deriva baja y el nuevo presentan derivas distintas, la suma acumulada de esas 25 diferencias variará. Cuando una estación tenga un barómetro de mercurio y otro electrónico, el barómetro de deriva baja será normalmente el de mercurio. Con todo, los valores de deriva baja del barómetro de mercurio deberían verificarse mediante pruebas de calibración regulares.

Estas pruebas no constituyen una inspección o una nueva calibración del barómetro electrónico. Cada Servicio Meteorológico Nacional debería establecer procedimientos de inspección y calibración minuciosos para sus instrumentos electrónicos, utilizando como guía el método descrito anteriormente.

3.10.4 Procedimiento general recomendado para la comparación de barómetros situados en emplazamientos diferentes

La comparación de los barómetros es esencial, y debería realizarse de los siguientes modos:

a) Si se trata de comparar el barómetro "1" con el barómetro "2", una persona cualificada debería transportar tres o más patrones itinerantes, preferentemente de categoría P, desde el barómetro "1" al "2", y retornar al "1", cerrando así el circuito. Este procedimiento es aplicable tanto entre países como a nivel nacional en cada uno de ellos. De ordinario, el barómetro "1" se encuentra en el laboratorio central de una organización nacional de normalización, o en el laboratorio de un Servicio Meteorológico Nacional. El barómetro "2" está instalado en otro lugar. El transporte de instrumentos patrón de categorías N y M es facultativo, y podrá prescindirse de M si ambos emplazamientos cuentan con microbarógrafos de buena calidad.
b) A efectos de normalización, los patrones itinerantes deberían estar colocados cerca del barómetro objeto de la comparación, y todos los instrumentos estar igualmente expuestos durante 24 horas como mínimo antes de que comiencen las lecturas comparativas oficiales. Una corriente de aire generada por un ventilador eléctrico situado sobre los instrumentos ayudará a igualar sus temperaturas. La temperatura del recinto debería mantenerse en el nivel más uniforme posible.

   Nota: Debería desconectarse el ventilador antes de iniciar la comparación.
c) Cuando el patrón de categoría M indique que la presión fluctúa rápidamente, no deberían tomarse lecturas comparativas. Debería darse preferencia en las comparaciones a los períodos de calma barométrica, es decir, cuando la presión sea estable o cambie lentamente.
d) Las lecturas comparativas deberían realizarse a intervalos uniformes de no menos de 15 minutos.
e) De la experiencia se desprende que se necesitan al menos cinco lecturas comparativas para los barómetros de categoría S de las estaciones ordinarias. Para los barómetros de las categorías A, B y C, harán falta al menos diez lecturas comparativas con fines de normalización.
f) Cuando las condiciones meteorológicas lo permitan, las lecturas comparativas de estos últimos casos deberían efectuarse a presiones distintas, tanto altas como bajas.
g) En el registro debería consignarse lo siguiente: las observaciones del termómetro unido; las lecturas de los patrones itinerantes y las de los barómetros objeto de comparación; la velocidad, dirección y régimen racheado (rafagosidad) del viento; las correcciones por gravedad, por temperatura y por error instrumental; la elevación real por encima del nivel del mar del punto cero de los barómetros; y la latitud, longitud, nombre del lugar, fecha y hora de las observaciones.
h) Cuando se utilicen barómetros de categoría N, sus lecturas deberían realizarse con dos o más barómetros aneroides de precisión y corregirse respecto a una referencia común si la comparación con instrumentos de categoría A o B evidencia diferencias en la calibración. Las lecturas corregidas de los barómetros aneroides deben concordar con los márgenes de tolerancia

estipulados para el instrumento; de no ser así, la comparación se considerará inválida.

i) Cuando en la comparación se utilicen patrones itinerantes, el barómetro "1" debe ser el barómetro patrón de clase más alta disponible en el punto de partida. El barómetro "1" debería ser de categoría A, B o B_r (véase la sección 3.10.5.1), siendo la categoría C la calidad más baja aceptable. El barómetro "1" requiere llevar a cabo dos series de comparaciones con los patrones itinerantes, en los momentos siguientes:
   i) Antes de transportar a mano los patrones itinerantes desde el emplazamiento del barómetro "1" hasta el del barómetro "2".
   ii) Después de que los patrones itinerantes vuelvan a su punto de partida, tras su desplazamiento desde y hasta el emplazamiento del barómetro "2". Deberían comprobarse los resultados de las comparaciones efectuadas "antes" y "después". Si la concordancia con el barómetro "1" permanece dentro de los márgenes de tolerancia satisfactorios de los instrumentos, cabe suponer que las comparaciones entre los patrones itinerantes y el barómetro "2" permanecen también dentro de las tolerancias establecidas, siempre que se hayan adoptado las debidas precauciones durante todas las etapas del proceso de comparación. Pero si hay un desacuerdo significativo, o se tiene noticia de algún contratiempo con consecuencias perjudiciales para los instrumentos, o si, por cualquier motivo se pone en duda la validez de los datos de la comparación, se considerará que el ejercicio de comparación no tiene validez, y deberá repetirse todo el procedimiento.

j) En la medida en que sea viable, todas las discrepancias deberían estar finalmente expresadas con respecto a una lectura primaria o secundaria de un barómetro de categoría A. Con ello, se establecerá una base común para todas las comparaciones. En el informe sobre las comparaciones debería indicarse el patrón utilizado en cada caso.

   Nota: Cuando se opte por un programa en el que haya que suprimir los errores barométricos residuales, se dispondrá de un sistema homogéneo de datos barométricos de observación conformes a un solo patrón, que permitirá eliminar los errores de los gradientes horizontales de presión causados por fuentes instrumentales.

k) Será necesario comparar los instrumentos, antes y después de volver a instalar los barómetros en una estación o en un laboratorio, o de la limpieza del mercurio, a fin de detectar rápidamente la aparición de defectos.

3.10.5 Comparación regional de barómetros

3.10.5.1 Nomenclatura y símbolos

Los símbolos descriptivos de las distintas categorías de barómetros son los siguientes:

A_r: barómetro de categoría A seleccionado por acuerdo regional como patrón de referencia de los barómetros de la Región;

B_r: barómetro de categoría B que los Servicios Meteorológicos Nacionales de la Región convienen en utilizar como barómetro patrón de la Región, en caso de que esta no disponga de un barómetro de categoría A.

El anexo 3.B contiene la lista de barómetros patrón a nivel regional.

3.10.5.2 Sistema de comparación interregional

A la hora de planificar las comparaciones interregionales han de tenerse en cuenta las medidas siguientes:

a) En cada Región, los países Miembros designarán un barómetro patrón primario o secundario A que opere como A_r de la Región. Si en esta no se dispone de un barómetro primario o secundario, se designará conjuntamente un barómetro de categoría B como patrón regional para esa Región, identificado mediante el símbolo B_r. Los costos relativos determinarán si para una Región puede considerarse ventajoso designar más de un barómetro patrón.

b) Una persona competente se encargará de llevar consigo los patrones itinerantes desde una estación central equipada con un barómetro de categoría A_r hasta una Región próxima provista como mínimo de un barómetro de categoría B o B_r. Se efectuará entonces una comparación de los barómetros conforme al método descrito en la sección 3.10.3. A efectos de verificación e intercomparación, a veces resulta conveniente repetir el proceso, y comparar el barómetro B_r con un barómetro A_r de otra Región.

c) Deberían enviarse copias de los registros de la comparación a cada una de las estaciones centrales provistas de un barómetro de categoría A, y a la estación donde se encuentre el barómetro B o B_r que haya sido comparado. Asimismo, deberían enviarse resúmenes de los resultados de la comparación a todos los Servicios Meteorológicos Nacionales de la Región en que esté situado el barómetro B o B_r.

3.10.5.3 Sistema de comparación internacional dentro de una Región

Cuando se planifica una comparación internacional deben tenerse en cuenta las medidas siguientes:

a) cada Servicio Meteorológico Nacional comparará sus barómetros de categoría B con el barómetro de categoría A de la Región, si se dispone de él, mediante el sistema descrito en la sección 3.10.4; cuando sea posible, debería darse preferencia al barómetro de categoría A de la Región como instrumento patrón de toda la zona;
b) cuando en una Región no se disponga de un barómetro de categoría A, se compararán los barómetros de categoría B de los respectivos Servicios Meteorológicos Nacionales de la Región con el barómetro de categoría B_r de la Región, conforme a lo descrito en la sección 3.10.4;
c) cuando en la ejecución del programa de comparación de barómetros B y B_r participe una persona competente, convendrá que efectúe otras comparaciones con barómetros de las categorías B y C durante su viaje de ida y vuelta a la estación en que esté emplazado el barómetro B_r de la Región;
d) se prepararán copias de los registros y resúmenes de las comparaciones, que se enviarán a los organismos interesados conforme a lo indicado en el apartado c) de la sección 3.10.5.2.

3.11 AJUSTE DE LAS LECTURAS DEL BARÓMETRO A OTROS NIVELES

Para que las lecturas de barómetro efectuadas en estaciones de diferente altitud puedan ser comparadas, es preciso reducirlas al mismo nivel. Para ello se utilizan diversos métodos, aunque hasta el momento la OMM no ha recomendado ninguno en particular, salvo en el caso de las estaciones situadas a un nivel bajo.

El método recomendado ha sido descrito en OMM (1954, 1964 y 1968). En OMM (1966) se encontrará una serie completa de fórmulas que pueden utilizarse para cálculos relativos a la presión.

3.11.1 Niveles normalizados

El valor observado de la presión atmosférica debería reducirse al nivel medio del mar (véase el capítulo 1 de la parte I) en todas las estaciones en que ello sea posible con un grado de exactitud razonable. Donde esto no pueda llevarse a cabo, la estación debería comunicar, mediante acuerdo de ámbito regional, la altura geopotencial de un "nivel de presión constante" convenido, o la presión reducida a un nivel de referencia acordado para la estación. El nivel seleccionado para cada estación debería comunicarse a la Secretaría de la OMM para su difusión.

Fórmula de reducción para la presión al nivel del mar para estaciones por debajo de 750 m (de OMM, 1964, pág. 22, ecuación 2):

$$\log_{10}\frac{p_0}{p_S} = \frac{K_p \cdot H_p}{T_{mv}} = \frac{K_p \cdot H_p}{T_S + \frac{a \cdot H_p}{2} + e_S \cdot C_h} \qquad (3.1)$$

donde p_0 es la presión reducida al nivel del mar en hPa; p_S es la presión de la estación en hPa; K_p es la constante 0,014 827 5 K/mgp; H_p es la elevación de la estación en mgp; T_{mv} es la temperatura virtual media en K; T_S es la temperatura de la estación en K; $T_S = 273{,}15 + t$, donde t es la temperatura de la estación en °C; a es el valor supuesto del gradiente vertical en la columna de aire ficticia comprendida entre el nivel del mar y el nivel de elevación de la estación y es igual a 0,006 5 K/mgp; e_S es la presión de vapor en la estación en hPa; C_h es el coeficiente 0,12 K/hPa.

Esta misma fórmula se utiliza a menudo en la forma exponencial:

$$p_0 = p_S \cdot \exp\left(\frac{\frac{g_n}{R} \cdot H_p}{T_S + \frac{a \cdot H_p}{2} + e_S \cdot C_h}\right) \qquad (3.2)$$

donde g_n es la gravedad normal tipo, que toma el valor 9,806 65 m s^{-2}, y R es la constante de los gases para el aire seco, que es igual a 287,05 J kg^{-1} K^{-1}.

3.11.2 Estaciones de nivel bajo

En las estaciones de nivel bajo (es decir, las que se encuentran a una altura de menos de 50 m sobre el nivel medio del mar) las lecturas de presión deberían reducirse al nivel medio del mar añadiendo, al valor de la presión obtenido en la estación, una constante de reducción C con arreglo a la expresión siguiente:

$$C = p \cdot H_p / 29{,}27\ T_v \qquad (3.3)$$

donde p es la presión observada en la estación, expresada en hectopascales; H_p es la elevación de la estación en metros; y T_v es el valor normal anual medio de la temperatura virtual en la estación, en kélvines.

Nota: La temperatura virtual del aire húmedo es la temperatura a la que el aire seco, sometido a la misma presión, tendría la misma densidad que el aire húmedo. En OMM (1966) se indican los incrementos de temperatura virtual del aire saturado a distintas presiones y temperaturas.

Este procedimiento debería emplearse únicamente en estaciones cuya elevación sea tan baja que, si se sustituye en la ecuación anterior T_v por los valores extremos absolutos de la temperatura virtual, la desviación del resultado generada por las demás aproximaciones de la ecuación (uso de la altura en lugar de la altura geopotencial normalizada, y valores de C pequeños en comparación con p) puede despreciarse en términos comparativos.

3.12 TENDENCIA DE LA PRESIÓN Y CARACTERÍSTICA DE LA TENDENCIA DE LA PRESIÓN

En las estaciones de observación sinóptica en superficie, la tendencia de la presión y la característica de la tendencia de la presión deberían obtenerse a partir de las observaciones de la presión realizadas durante las 3 horas anteriores a la hora de observación (a lo largo de las últimas 24 horas en las regiones tropicales). La característica de la tendencia de la presión suele describirse atendiendo a la forma de la curva registrada por un barógrafo durante el período de 3 horas previo a una observación (OMM, 2010*b*). Cuando las observaciones son horarias, la magnitud y la característica pueden basarse en solo cuatro observaciones, y ello es susceptible de dar lugar a interpretaciones inexactas. Por esta razón, se recomienda determinar la característica para una frecuencia de observación mayor, por ejemplo a intervalos de 10 minutos (OMM, 1985). Se han definido nueve tipos de característica de la tendencia de la presión (OMM, 2010*a*, pág. II-4-8).

ANEXO 3.A

CORRECCIÓN DE LAS LECTURAS DEL BARÓMETRO EN CONDICIONES NORMALES

Corrección del error de índice

Los errores residuales de la graduación de la escala de un barómetro deberían determinarse mediante comparación con un instrumento patrón. Pueden contener errores que se deban a la inexactitud en la posición o en la subdivisión de la escala, a la capilaridad o a un vacío imperfecto. Los certificados de comparación con el instrumento patrón deberían especificar las correcciones que habrá que aplicar para subsanar el error de índice en no menos de cuatro puntos de la escala, por ejemplo cada 50 hPa. En un buen barómetro, estas correcciones no deberían exceder de unas décimas de hectopascal.

Correcciones por gravedad

La lectura de un barómetro de mercurio a una presión y temperatura dadas depende del valor de la gravedad, que varía a su vez con la latitud y con la altitud. Los barómetros destinados a aplicaciones meteorológicas se calibran de modo que proporcionen lecturas de la presión verdadera en condiciones de gravedad normal, es decir, 9,806 65 m s^{-2}, y será necesario corregir toda lectura efectuada para cualquier otro valor de gravedad. Para reducir esas lecturas a la gravedad normal se recomienda el método siguiente. Sean B la lectura observada del barómetro de mercurio, B_t la lectura reducida a la temperatura normal pero no a la gravedad normal, después de corregidos los errores instrumentales, B_n la lectura del barómetro reducida a la gravedad normal y a la temperatura normal, después de corregidos los errores instrumentales, B_{ca} la media climatológica de B_t en la estación, $g_{\phi H}$ la aceleración local de la gravedad (en m s^{-2}) en una estación de latitud ϕ y elevación H por encima del nivel del mar, y g_n el valor normal de la aceleración de la gravedad: 9,806 65 m s^{-2}.

Las relaciones siguientes son apropiadas:

$$B_n = B_t(g_{\phi H}/g_n) \qquad (3.A.1)$$

o bien:

$$B_n = B_t + B_t[(g_{\phi H}/g_n) - 1] \qquad (3.A.2)$$

Se puede utilizar la ecuación aproximada 3.A.3, siempre que su resultado no difiera en más de 0,1 hPa del resultado que se habría obtenido con la ecuación 3.A.2:

$$B_n = B_t + B_{ca}[(g_{\phi H}/g_n) - 1] \qquad (3.A.3)$$

La aceleración local de la gravedad, $g_{\phi H}$, debería determinarse mediante el procedimiento descrito en la sección siguiente. Debería considerarse que los valores así obtenidos forman parte de la Red internacional de normalización de la gravedad 1971 (International Gravity Standardization Net 1971, IGSN71).

Determinación de la aceleración local de la gravedad

Para determinar en una estación el valor local de la aceleración de la gravedad con un grado de precisión satisfactorio, debería utilizarse una de las dos técnicas descritas a continuación. La primera técnica consiste en utilizar un gravímetro (instrumento que mide la diferencia entre los valores de la aceleración de la gravedad en dos puntos), y la segunda se basa en las "anomalías de Bouguer". Debería darse preferencia al método del gravímetro. Si no fuera posible aplicar ninguno de esos dos métodos, podrá calcularse la aceleración local de la gravedad mediante un modelo simple de la Tierra.

Utilización de un gravímetro

Supongamos que g_1 representa el valor conocido de la aceleración local de la gravedad en cierto punto O, generalmente una estación base gravimétrica establecida por una organización geodésica, donde g_1 figura en la IGSN71, y supongamos también que g representa el valor desconocido de la aceleración local de la gravedad, expresada en el sistema gravitatorio meteorológico, en otro punto X, del que se desea obtener el valor g. Sea Δg la diferencia de aceleración de la gravedad entre los dos lugares, observada mediante un gravímetro. Es decir, el valor en el punto X menos el valor en el

punto O en un sistema congruente. En tales condiciones, g vendrá dado por la ecuación 3.A.4:

$$g = g_1 + \Delta g \qquad (3.A.4)$$

Utilización de las anomalías de Bouguer

Si no se dispone de un gravímetro, es posible utilizar las anomalías de Bouguer interpoladas (A_B) para obtener el valor de g en un punto dado. Es necesario disponer de un mapa de isohipsas de las anomalías, obtenido de una organización geodésica o de una red de estaciones gravimétricas distribuidas conforme a una densidad de al menos una estación por cada 10 000 km² (no más de 100 km de distancia entre estaciones) en las proximidades del punto.

Se pueden utilizar como referencia redes gravimétricas de densidad algo inferior, siempre y cuando la organización geodésica considere que ese método puede dar resultados más fiables que los obtenidos mediante un gravímetro.

La definición de la anomalía de Bouguer (A_B) se deduce de la ecuación 3.A.5:

$$g_s = (g_{\phi'0})s - C \cdot H + A_B \qquad (3.A.5)$$

donde $(g_{\phi'0})s$ es el valor teórico de la aceleración de la gravedad a la latitud ϕ al nivel del mar, como se deduce de la fórmula efectivamente utilizada para calcular la anomalía de Bouguer. La fórmula expresa el valor en función de la latitud en algunos sistemas. H es la elevación de la estación (en metros) sobre el nivel del mar a la que se ha medido g_s, que es el valor observado de la aceleración de la gravedad (en m s^{-2}); A_B es la anomalía de Bouguer (en m s^{-2}); y C es el factor de corrección de elevación utilizado para calcularla (por ejemplo, cuando se utiliza un valor específico de 2,67 para la gravedad de la corteza terrestre, el factor es 0,000 001 968 m s^{-2}).

Cuando se desea conocer el valor de g en una estación dada y dicho valor no ha sido medido, el valor de g_s debería calcularse mediante la ecuación 3.A.5, a condición de que el valor apropiado de A_B correspondiente al emplazamiento de la estación pueda ser interpolado a partir de los mapas de isohipsas mencionados anteriormente o de los datos que representan las anomalías de Bouguer facilitados por una red adecuada de estaciones gravimétricas.

Cálculo de la aceleración local de la gravedad

Si no fuera posible aplicar ninguno de los métodos precedentes, podrá obtenerse con menor exactitud el valor local mediante un modelo simple. Según el Sistema Geodésico de Referencia 1980, el valor teórico ($g_{\phi 0}$) de la aceleración de la gravedad al nivel medio del mar y a la latitud geográfica ϕ, se calcula mediante la ecuación 3.A.6:

$$g_{\phi 0} = 9{,}806\,20\,(1 - 0{,}002\,644\,2 \cos 2\phi + 0{,}000\,005\,8 \cos^2 2\phi) \qquad (3.A.6)$$

El valor local de la aceleración de la gravedad en un punto dado de la superficie del terreno en una estación terrestre se calcula mediante la ecuación 3.A.7:

$$g = g_{\phi 0} - 0{,}000\,003\,086\,H + 0{,}000\,001\,118\,(H - H') \qquad (3.A.7)$$

donde g es el valor local calculado de la aceleración de la gravedad, en m s^{-2}, en un punto dado; $g_{\phi 0}$ es el valor teórico de la aceleración de la gravedad en m s^{-2} al nivel medio del mar y a la latitud geográfica ϕ, calculado con arreglo a la ecuación 3.A.6 anterior; H es la elevación real del punto, en metros sobre el nivel medio del mar; y H' es el valor absoluto, en metros, de la diferencia entre la altura del punto y la altura media de la superficie real del terreno comprendida en un círculo de unos 150 km de radio centrado en el punto.

El valor local de la aceleración de la gravedad en un punto dado a la altura H sobre el nivel medio del mar sin exceder de 10 km, y cuando dicho punto esté situado sobre la superficie del agua del mar, se calcula mediante la ecuación 3.A.8:

$$g = g_{\phi 0} - 0{,}000\,003\,086\,H - 0{,}000\,006\,88\,(D - D') \qquad (3.A.8)$$

donde D es la profundidad del agua, en metros, por debajo del punto dado; y D' es la profundidad media del agua, en metros, dentro de un círculo de unos 150 km de radio en torno al punto.

En estaciones o puntos situados en la costa o en sus proximidades, el valor local de la aceleración de la gravedad debería calcularse, en la medida de lo posible, mediante las ecuaciones 3.A.7 y 3.A.8 en términos de promedio, ponderando el último término de la ecuación 3.A.7 a lo largo del área relativa de la superficie terrestre abarcada por el círculo y haciendo lo propio con el último término de la ecuación 3.A.8 a lo largo del área relativa del mar abarcada por el círculo. Posteriormente se combinan algebraicamente los valores así obtenidos para obtener una corrección que se aplicará al segundo miembro de ambas ecuaciones, según se muestra en la ecuación 3.A.9:

$$g = g_{\phi 0} - 0{,}000\,003\,086\,H + 0{,}000\,001\,118\,\alpha\,(H - H') - 0{,}000\,006\,88\,(1 - \alpha)\,(D - D') \qquad (3.A.9)$$

donde α es la fracción de superficie terrestre del área especificada, y H' y D' designan las áreas reales de tierra y de agua, respectivamente.

Correcciones de temperatura

Es necesario corregir las lecturas del barómetro a los valores que se habrían obtenido si el mercurio y la escala hubieran estado a temperaturas normales. La temperatura normal de los barómetros de mercurio es 0 °C. Por lo que respecta a las escalas, algunos barómetros las tienen de forma que proporcionan lecturas exactas a esa misma temperatura, 0 °C, aunque otros las dan a 20 °C.

La corrección de temperatura que necesitan los barómetros de cubeta ajustable (de tipo Fortin) es diferente de la que necesitan los de cubeta fija, aunque el principio básico que hace necesaria la corrección de temperatura es el mismo para ambos tipos, a saber, que el coeficiente de dilatación térmica cúbica del mercurio es diferente del coeficiente de dilatación térmica lineal de la escala. Por consiguiente, se precisa un término de corrección para los dos tipos de barómetro de mercurio.

El barómetro de cubeta fija necesita una corrección complementaria. La razón de ello es que un incremento de la temperatura del instrumento da lugar a un aumento del volumen del mercurio y de las áreas de la sección transversal de la cubeta (hierro) y del tubo (vidrio). Debido a esos cambios, el ascenso aparente del mercurio causado por el incremento de temperatura es inferior al que se produciría si las áreas permanecieran constantes. Esto sucede porque parte del mercurio del barómetro pasa a ocupar el incremento de capacidad causado por la dilatación de la cubeta y del tubo.

Por diversas razones, la escala de un barómetro de cubeta fija debe estar calibrada tomando como referencia un barómetro patrón primario de cubeta ajustable. Algunos fabricantes reducen el volumen del mercurio de manera que las lecturas del barómetro de prueba concuerden con las del barómetro patrón a 20 °C. Las lecturas de un barómetro patrón primario, cuyas escalas son exactas cuando se utiliza 20 °C como temperatura de referencia, permiten elaborar tablas de corrección para los barómetros de cubeta fija.

Correcciones de temperatura para los barómetros de mercurio

Diversos investigadores han realizado estudios exhaustivos sobre las correcciones de temperatura para los barómetros de mercurio, cuyos resultados se resumen en la tabla siguiente:

1.	a) escala correcta a 0 °C y, además,	$C_t = -B(\alpha - \beta)\cdot t$
	b) volumen de Hg correcto a 0 °C	$C_{t,V} = -B(\alpha - \beta)\cdot t - (\alpha - 3\eta)\cdot 4V/3A$
2.	escala correcta a 0 °C y volumen de Hg correcto a 20 °C	$C_{t,V} = -B(\alpha - \beta)\cdot t - (\alpha - 3\eta)\cdot (t - 20)\cdot 4V/3A$
3.	a) escala correcta a 20 °C	$C_t = -B[\alpha\cdot t - \beta\cdot(t - 20)]$
	b) volumen de Hg correcto a 0 °C	$C_{t,V} = -B\cdot t - \beta\cdot(t - 20)] - (\alpha - 3\eta)\cdot t\cdot(4V/3A)$
	c) disminución del volumen de Hg en una cantidad equivalente a 0,36 hPa	$C_{t,V} = -B(\alpha - \beta)\cdot t - (\alpha - 3\eta)\cdot t\cdot(4V/3A)$
4.	escala correcta a 20 °C y	
	a) volumen de Hg correcto a 20 °C	$C_{t,V} = -B\cdot t - \beta\cdot(t - 20)] - (\alpha - 3\eta)\cdot(t - 20)\cdot(4V/3A)$
	b) disminución del volumen de Hg en una cantidad equivalente a 0,36 hPa	$C_{t,V} = -B(\alpha - \beta)\cdot t - (\alpha - 3\eta)\cdot(t - 20)\cdot(4V/3A)$

donde:

C_t = corrección de temperatura;
$C_{t,V}$ = corrección adicional para los barómetros de cubeta fija;
B = lectura observada del barómetro;
V = volumen total de mercurio en el barómetro de cubeta fija;
A = área de sección transversal efectiva de la cubeta;
t = temperatura;
α = dilatación térmica cúbica del mercurio;
β = coeficiente de dilatación térmica lineal de la escala;
η = coeficiente de dilatación térmica lineal de la cubeta.

ANEXO 3.B
BARÓMETROS PATRÓN REGIONALES

Región OMM	*Emplazamiento*	*Categoría*[a]
I	Casablanca (Marruecos)	A_r
	Dakar (Senegal)	A_r
	Douala (Camerún)	A_r
	El Cairo (Egipto)	A_r
	Kinshasa/Binza (República Democrática del Congo)	A_r
	Nairobi (Kenya)	A_r
	Orán (Argelia)	A_r
II	Calcuta (India)	B_r
III	Buenos Aires (Argentina)	B_r
	Maracay (Venezuela, República Bolivariana de)	B_r
	Río de Janeiro (Brasil)	A_r
IV	Miami, Florida (Estados Unidos de América) (subregional)	A_r
	San Juan (Puerto Rico) (subregional)	A_r
	Toronto (Canadá) (subregional)	A_r
	Washington DC (Gaithersburg, Maryland) (Estados Unidos de América)	A_r
V	Melbourne (Australia)	A_r
VI	Londres (Reino Unido de Gran Bretaña e Irlanda del Norte)	A_r
	San Petersburgo (Federación de Rusia)	A_r
	Trappes (Francia)	A_r
	Hamburgo (Alemania)	A_r

[a] Para las definiciones de categoría, véase la sección 3.10.5.1.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Liu, H. y G. Darkow, 1989: Wind effect on measured atmospheric pressure. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology,* volumen 6, número 1, págs. 5 a 12.

Miksad, R., 1976: An omni-directional static pressure probe. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 15, págs. 1215 a 1225.

Organización Meteorológica Mundial, 1954: *Reduction of Atmospheric Pressure: Preliminary Report on Problems Involved*. Nota técnica Nº 7 de la OMM, WMO-No. 36, TP. 12, Ginebra.

—, 1964: *Note on the Standardization of Pressure Reduction Methods in the International Network of Synoptic Stations*. Nota técnica Nº 61 de la OMM, WMO-No. 154, TP. 74, Ginebra.

—, 1966: *International Meteorological Tables* (S. Letestu, ed.) (modificación de 1973), (WMO-No. 188), Ginebra.

—, 1968: *Methods in Use for the Reduction of Atmospheric Pressure*. Nota técnica Nº 91 de la OMM, WMO-No. 226, TP. 120, Ginebra.

—, 1985: Pressure tendency and discontinuity in wind (L. Bergman, T. Hovberg y H. Wibeck). *Ponencias presentadas en la tercera Conferencia técnica de la OMM sobre instrumentos y métodos de observación (TECIMO-III*), Informe Nº 22 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 50, Ginebra.

—, 1992: *The WMO Automatic Digital Barometer Intercomparison* (J. P. van der Meulen). Informe Nº 46 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 474, Ginebra.

—, 2006: *Guía de sistemas meteorológicos de observación para los servicios meteorológicos aeronáuticos*. OMM-Nº 731, Ginebra.

—, 2010*a*: *Manual del Sistema Mundial de Proceso de Datos y de Predicción*. OMM-Nº 485, Ginebra.

—, 2010*b*: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 544, Ginebra.

Sax, N. I. 1975: *Dangerous Properties of Industrial Materials*. Cuarta edición, Van Nostrand Reinhold Co., Nueva York.

United States Weather Bureau, 1963: *Manual of Barometry* (WBAN). Volumen 1, primera edición, US Government Printing Office, Washington D. C.

CAPÍTULO 4

MEDICIÓN DE LA HUMEDAD

4.1 GENERALIDADES

La humedad atmosférica, y con frecuencia también su registro continuo, es un parámetro importante en la mayoría de los ámbitos de la actividad meteorológica. En el presente capítulo se considera la medición de la humedad en la superficie terrestre o cerca de ella. Son numerosos los métodos utilizados, y es amplia la documentación sobre el tema. Wexler (1965) ofrece una amplia gama, antigua pero todavía útil, de estas técnicas de medición.

4.1.1 Definiciones

Las definiciones de los términos utilizados en el presente capítulo concuerdan con las del *Reglamento Técnico* de la OMM (OMM, 1988, apéndice B), cuyo texto se reproduce en el anexo 4.A de este capítulo.

Las definiciones simples que más se utilizan para expresar las distintas magnitudes en la medición de la humedad son las siguientes:

Razón de mezcla, r: es la relación entre la masa de vapor de agua y la masa de aire seco.

Humedad específica, q: es la relación entre la masa de vapor de agua y la masa de aire húmedo.

Temperatura del punto de rocío, T_d*:* es la temperatura a la cual el aire húmedo, saturado con respecto al agua a una presión dada, tiene una razón de mezcla de saturación igual a la razón de mezcla dada.

Humedad relativa, U: es la razón, expresada en porcentaje, entre la presión de vapor observada y la tensión del vapor saturante con respecto al agua a la misma temperatura y presión.

Presión del vapor, e′: es la presión parcial de vapor de agua en el aire.

Tensiones saturantes del vapor, e'_w *y* e'_i*:* son las presiones de vapor en el aire en estado de equilibrio con la superficie de agua o de hielo, respectivamente.

En el anexo 4.B figuran fórmulas para calcular diversas mediciones de la humedad. Estas versiones de fórmulas y coeficientes fueron adoptadas por la OMM en 1990.[1] Son útiles y suficientemente exactas para todas las aplicaciones meteorológicas ordinarias (OMM, 1989*a*).

Sonntag (1990; 1994) da fórmulas más exactas y detalladas para estas y otras magnitudes. Se presentan otras fórmulas[2] detalladas en OMM (1966, introducciones a las tablas 4.8 a 4.10) y en OMM (1988, apéndice A).[3]

4.1.2 Unidades y escalas

Las unidades y los símbolos que se utilizan normalmente para expresar las magnitudes más usadas en relación con el vapor de agua en la atmósfera son las siguientes:

a) la razón de mezcla, r, y la humedad específica, q (en kg kg^{-1});
b) la presión de vapor en el aire, e', e'_w, e'_i, así como la presión, p (en hPa);
c) la temperatura, T; la temperatura del termómetro húmedo, T_w; la temperatura del punto de rocío, T_d; y la temperatura del punto de escarcha T_f (en K);
d) la temperatura, t; la temperatura del termómetro húmedo, t_w; la temperatura del punto de rocío, t_d; y la temperatura del punto de escarcha t_f (en °C);
e) la humedad relativa, U (en porcentaje).

4.1.3 Requisitos meteorológicos

Las mediciones de humedad en la superficie terrestre sirven para el análisis y la predicción meteorológicos, para los estudios climatológicos y, en general, para muchas otras aplicaciones especiales en hidrología, agricultura, servicios aeronáuticos y estudios medioambientales. También tienen gran importancia por su vinculación con los cambios del estado del agua en la atmósfera.

En el capítulo 1 de la parte I y en el cuadro 4.1 se detallan los requisitos generales relativos al rango, la resolución y la exactitud de las mediciones de la humedad. Los grados de exactitud alcanzables que figuran en el cuadro se refieren a instrumentos de

1 Adoptado por el Consejo Ejecutivo en su 42ª reunión mediante la Resolución 6 (EC-XLII).

2 Adoptado por el Cuarto Congreso mediante la Resolución 19 (Cg-IV).

3 La corrección de errores de OMM (1988), publicada en 2000, contiene un error tipográfico; la fórmula correcta se proporciona en OMM (1966).

Cuadro 4.1. Resumen de los requisitos de rendimiento aplicables a la medición de la humedad en la superficie

Requisito	*Temperatura del termómetro húmedo*	*Humedad relativa*	*Temperatura del punto de rocío*
Rango	–10 a 35 °C	5 a 100%	Al menos 50 K entre –60 y 35 °C
Exactitud requerida[a] (incertidumbre)	0,1 K HR alta 0,2 K HR media	1% HR alta 5% HR media	0,1 K HR alta 0,5 K HR media
Incertidumbre de la observación[b]	0,2 K	3 a 5%[c]	0,5 K[c]
Resolución indicada por los códigos	0,1 K	1%	0,1 K
Constante de tiempo del sensor[d]	20 s	40 s	20 s
Intervalo de tiempo para calcular la media[e]	60 s	60 s	60 s

[a] La exactitud es la incertidumbre dada correspondiente a dos desviaciones típicas.

[b] A la humedad relativa media para instrumentos bien diseñados y de buen funcionamiento; difícil de alcanzar en la práctica.

[c] Si la medición se realiza directamente.

[d] Para usos climatológicos la constante de tiempo debe ser de 60 s (para el 63 por ciento de un cambio gradual).

[e] Para usos climatológicos el tiempo de promediado debe ser de 3 minutos.

buena calidad, que son utilizados y mantenidos adecuadamente. En la práctica, no es fácil lograr esa exactitud. En particular, el psicrómetro en una garita meteorológica sin ventilación forzada, muy utilizado todavía, dista mucho de alcanzar la exactitud deseada.

En las mediciones de humedad, las constantes de tiempo del orden de 1 minuto son adecuadas para la mayoría de las aplicaciones. Los tiempos de respuesta fácilmente alcanzables con instrumentos de buen funcionamiento se examinan en la sección 4.1.4.9.

4.1.4 Métodos de medición

Sonntag (1994) proporciona un estudio general de los avances más recientes en el campo de la higrometría.

4.1.4.1 Higrómetros

Todo instrumento utilizado para medir la humedad se denomina higrómetro. Los principios físicos que más se aplican en higrometría se indican en las secciones 4.1.4.4 a 4.1.4.8. Para obtener más información sobre los diversos métodos, véase Wexler (1965). En OMM (1989*b*) figura el informe de una comparación internacional de la OMM sobre diversos tipos de higrómetros.

4.1.4.2 Exposición: comentarios generales

Las condiciones generales para la exposición de los sensores de humedad son similares a las de los sensores de temperatura y, por lo tanto, puede utilizarse para tal fin una garita meteorológica emplazada adecuadamente. En cuanto a las condiciones particulares, es necesario:

a) proteger el instrumento de la radiación solar directa, de los contaminantes atmosféricos, de la lluvia y del viento;
b) evitar la formación de un microclima local en la estructura de la garita del sensor o en el dispositivo de muestreo; cabe señalar que la madera y numerosos materiales sintéticos adsorben o pierden vapor de agua en relación con la humedad atmosférica.

La exposición adecuada para cada instrumento se describe en las secciones 4.2 a 4.7.

4.1.4.3 Fuentes de error: comentarios generales

Los errores en las mediciones de la humedad pueden deberse a las siguientes causas:

a) la modificación de la muestra de aire, por ejemplo, por la presencia de fuentes o sumideros de calor o de vapor de agua;
b) la contaminación del sensor, por ejemplo, por el polvo y los rociones de mar;
c) los errores de calibración, incluida la corrección de la presión, el coeficiente de temperatura del sensor y la interfaz eléctrica;
d) el tratamiento inadecuado en las fases líquida y sólida (del agua);
e) el diseño inadecuado del instrumento, por ejemplo, conducción de calor por el tubo del termómetro húmedo;
f) las fallas de funcionamiento, por ejemplo, no se puede alcanzar un equilibrio estable;
g) los intervalos de muestreo o de establecimiento de la media, o de ambos, son inadecuados.

Es necesario que haya coherencia entre la constante de tiempo del sensor, el intervalo de tiempo para calcular la media y las necesidades relativas a los datos.

Las causas de error mencionadas se aplican de modo diferente a los diversos sensores de humedad. En las secciones pertinentes de este capítulo figuran más detalles al respecto.

4.1.4.4 Higrometría gravimétrica

Este método se basa en la absorción, por un desecante, del vapor de agua contenido en un volumen de aire conocido (higrómetro gravimétrico, utilizado solo para patrones primarios). En la sección 4.9 se dan algunos detalles.

El método gravimétrico permite obtener una medición absoluta del vapor de agua contenido en una muestra de aire, en términos de su razón de mezcla de humedad. Se trata, en primer lugar, de extraer el vapor de agua que contiene la muestra. Para obtener la masa del vapor de agua se pesa el agente desecante antes y después de absorber el vapor. La masa de la muestra seca se puede calcular pesando o midiendo su volumen.

El método se utiliza exclusivamente para obtener un patrón de calibración absoluto que sirva de referencia; este tipo de instrumento se encuentra sobre todo en los laboratorios nacionales de calibración.

4.1.4.5 Métodos basados en la condensación

4.1.4.5.1 Método del espejo enfriado (higrómetro de punto de rocío o de punto de escarcha)

Cuando el aire húmedo a una temperatura T, presión p y razón de mezcla r_w (o r_i) se enfría, alcanza su punto de saturación con respecto al agua (o al hielo a temperaturas más bajas), y se puede detectar sobre una superficie sólida no higroscópica un depósito de rocío (o de escarcha). La temperatura de este punto de saturación es la temperatura del punto de rocío T_d (o del punto de escarcha T_f).

El higrómetro de espejo enfriado sirve para medir la T_d o la T_f. Los sistemas más utilizados emplean una pequeña superficie reflectora de metal pulido, enfriada con un dispositivo electrónico de efecto Peltier, y un detector óptico de la condensación.

Los instrumentos que utilizan el método de condensación se usan con fines de observación, pero también pueden servir de patrón de trabajo o de referencia (véase la sección 4.4).

4.1.4.5.2 Método de solución salina calentada (higrómetro de vapor en equilibrio, llamado célula de punto de rocío)

La presión del vapor en equilibrio en la superficie de una solución salina saturada es inferior a la de una superficie similar de agua pura a la misma temperatura. Este efecto se observa en todas las soluciones salinas, pero sobre todo en el cloruro de litio, cuya presión de vapor en equilibrio es excepcionalmente baja.

Una solución acuosa salina (cuya presión de vapor en equilibrio sea inferior a la presión del vapor ambiente) puede calentarse hasta alcanzar una temperatura a la cual la presión del vapor en equilibrio exceda a la presión del vapor ambiente. En este punto, el equilibrio pasará de la condensación a la evaporación y, por último, a una fase de transición de la solución líquida a una forma de hidrato sólido (cristalina). El punto de transición puede detectarse por una disminución característica de la conductividad eléctrica de la solución cuando esta se cristaliza. La presión del vapor ambiente se deduce de la temperatura de la solución a la que se alcanza esa presión del vapor ambiente. Para ello, se coloca un termómetro en la solución, asegurándose de que se establezca un buen contacto térmico. El punto de rocío ambiente (es decir, con respecto a una superficie plana de agua pura) puede determinarse con datos empíricos, estableciendo la relación entre la presión de vapor y la temperatura del agua pura y de las soluciones salinas. El cloruro de litio es la solución salina más utilizada para este tipo de sensor.

Este método se emplea con fines de observación, especialmente en las estaciones meteorológicas automáticas (véase la sección 4.5).

4.1.4.6 Método psicrométrico

Un psicrómetro consiste básicamente en dos termómetros juntos; el elemento sensible de uno de los termómetros está cubierto de una fina capa de agua o de hielo, de ahí el término de termómetro húmedo o termómetro engelado. El elemento sensible del segundo termómetro está simplemente expuesto al aire y se llama termómetro seco. Este es el método más utilizado, y se describe con detalle en la sección 4.2.

Debido a la evaporación del agua en el termómetro húmedo, este por lo general indica una temperatura inferior a la del termómetro seco. La diferencia entre las temperaturas obtenidas con ambos termómetros es una medida de la humedad del aire; cuanto más

baja sea la humedad ambiente, más alta será la tasa de evaporación y, por lo tanto, mayor será la diferencia entre los dos termómetros, o sea la diferencia psicrométrica. La relación entre la diferencia psicrométrica y la humedad ambiente se expresa mediante una fórmula psicrométrica.

Este método se emplea mucho con fines de observación. Los instrumentos que utilizan el método psicrométrico se utilizan también con frecuencia como patrones de trabajo.

4.1.4.7 Métodos de sorción

Ciertos materiales interactúan con el vapor de agua y sufren, en sus propiedades químicas o físicas, un cambio suficientemente reversible para ser utilizado como sensor de la humedad ambiente. Estos materiales pueden adsorber o absorber el vapor de agua, siendo la adsorción la fijación de una sustancia en la superficie de otra, mientras que la absorción es la penetración de la sustancia en el cuerpo de otra. Una característica de las sustancias higroscópicas es que absorben el vapor de agua que se encuentra en la atmósfera circundante, debido a que tienen una tensión saturante del vapor inferior a la del aire circundante. Para que el fenómeno de absorción se produzca, es necesario que la presión del vapor ambiente de la atmósfera sea superior a la tensión saturante del vapor de la sustancia. A continuación se describen dos propiedades de la sorción:

a) Cambios de las dimensiones de los materiales higroscópicos: algunos materiales cambian dimensionalmente en función de la humedad. Las fibras naturales tienden a presentar proporcionalmente las mayores variaciones, y es posible utilizarlas en un transductor analógico de desplazamiento lineal si se las acopla a un sistema mecánico de palancas. Este transductor debe estar diseñado de tal modo que origine el desplazamiento de un indicador en una escala que permita la visualización, o puede ser un dispositivo electromecánico que transforme la variación de la distancia en respuesta eléctrica. El cabello humano es el material más utilizado para este tipo de higrómetro. Se pueden utilizar también fibras sintéticas, pero en vista de que el tiempo de respuesta de estas fibras es muy largo, no se debe emplear el higrómetro de fibras sintéticas a temperaturas inferiores a 10 °C. El higrómetro de cabello se describe en la sección 4.3.
Las membranas orgánicas que se obtienen de las tripas de animales domésticos, como por ejemplo la membrana de tripa de vacuno, tienen propiedades similares al cabello y se han utilizado para la medición de la humedad, pero sobre todo para instrumentos de medición en altitud.
b) Cambios en las propiedades eléctricas de los materiales higroscópicos: las propiedades eléctricas de ciertos materiales higroscópicos varían en función de la humedad relativa ambiente, y no presentan una gran dependencia térmica. Los métodos más utilizados basados en estas propiedades se describen en la sección 4.6.

Los sensores eléctricos de la humedad relativa se utilizan cada vez más en aplicaciones que exigen una lectura remota, en especial cuando se requiere la visualización directa de la humedad relativa.

Para las mediciones de la humedad relativa se emplean generalmente la resistencia eléctrica, en el caso de los sensores fabricados con material plástico tratado químicamente con una superficie conductora, y la capacidad eléctrica, si se trata de sensores cuyo funcionamiento se basa en la variación de las propiedades dieléctricas de un sólido higroscópico en función de la humedad relativa ambiente.

4.1.4.8 Absorción de la radiación electromagnética por el vapor de agua (higrómetros de absorción de rayos ultravioletas e infrarrojos)

Las moléculas de agua absorben la radiación electromagnética en un intervalo de bandas de onda y de longitudes de onda específicas. Es posible servirse de esta propiedad para obtener la medida de la concentración molecular del vapor de agua en un gas. Las regiones del espectro electromagnético más apropiadas para este tipo de aplicación son las del ultravioleta y el infrarrojo. El principio del método consiste en determinar la atenuación de la radiación en una banda de ondas que corresponda a la absorción del vapor de agua, en el trayecto entre una fuente de radiación y un dispositivo receptor. Existen dos métodos principales para determinar el grado de atenuación de la radiación, a saber:

a) la transmisión de una radiación de banda estrecha y de intensidad fija a un receptor calibrado;
b) la transmisión de una radiación en dos longitudes de onda, una que es fuertemente absorbida por el vapor de agua, y la otra que no es absorbida o lo es muy levemente.

Ambos tipos de instrumentos requieren calibraciones frecuentes, y resultan más convenientes para medir variaciones, más que niveles absolutos, de la concentración de vapor. Solo se utilizan con fines

de investigación; en la sección 4.7 se describen brevemente tales instrumentos.

4.1.4.9 Constantes de tiempo de los sensores de humedad

Para determinar la constante de tiempo de un sensor de humedad, el tiempo de respuesta del sensor a un cambio gradual de la humedad debe corresponder a una función conocida. En general, el término se refiere al tiempo que necesita el sensor para indicar el 63,2 por ciento (1/*e*) de una variación gradual en la escala de la magnitud que debe medirse (en este caso la humedad), considerando que el sensor da una respuesta de primer orden a la variación de la magnitud que se mide (es decir, la velocidad a que varía la medición es proporcional a la diferencia entre la magnitud medida y la sometida a la medición). De este modo, es posible prever que el 99,3 por ciento de la variación se producirá al cabo de un período cuya duración corresponde a cinco veces la constante de tiempo.

En el cuadro 4.2 figuran los valores de la constante de tiempo (1/*e*) para diversos tipos de sensores de humedad.

Cuadro 4.2. Constantes de tiempo de los sensores de humedad

85% de humedad relativa	*Constante de tiempo 1/e (s)*		
Tipo de sensor	*20 °C*	*0 °C*	*–20 °C*
Cabello humano ordinario	32	75	440
Cabello alisado	10	10	12
Membrana orgánica de tripa de vacuno	10	16	140
Capacidad eléctrica	1-10	1-10	1-10
Resistencia eléctrica	1-10	—	—
Psicrómetro de Assmann Higrómetros de condensación Higrómetros electrolíticos	30-50	30-50	30-50
Higrómetro óptico	< 0,01	< 0,01	< 0,01

Nota: La relación de primer orden no puede verificarse bien, sobre todo en el caso de sensores de sorción, puesto que el factor de forzamiento para el equilibrio del vapor, es decir, el gradiente local de la presión del vapor, depende de la migración local de las moléculas del vapor de agua en el cuerpo de un elemento sensible a la humedad. En general, la respuesta de primer orden será la que proporcionen los sensores que dispongan de un elemento activo fino.

4.1.4.10 Mantenimiento: comentarios generales

Deberían tenerse en cuenta los siguientes procedimientos de mantenimiento:

a) Limpieza: los sensores y sus cubiertas deberían mantenerse limpios. Algunos sensores, como el higrómetro de espejo enfriado y el de cabello, deben limpiarse periódicamente con agua destilada. Otros, especialmente los que tienen un revestimiento electrolítico, pero también los que contienen un sustrato polimérico, no se deben limpiar de esta manera. Por lo tanto, es esencial dar instrucciones claras y precisas al respecto a los observadores y al personal de mantenimiento.
b) Verificación y calibración de los instrumentos utilizados sobre el terreno: todos los sensores utilizados sobre el terreno necesitan calibración periódica. En los psicrómetros de espejo enfriado o en los higrómetros de punto de rocío calentados equipados con un detector de temperatura, la calibración de este detector podrá controlarse durante cada revisión periódica. Se realizará también una comparación con un higrómetro de trabajo de referencia, como el psicrómetro de Assmann, al menos una vez al mes.

Es posible utilizar soluciones salinas saturadas para verificar los sensores que solo necesitan una muestra de pequeño volumen. Durante la verificación se requiere una temperatura ambiente constante, y resulta difícil fiarse de su eficacia sobre el terreno.

Por otra parte, un psicrómetro de aspiración de tipo estándar, como el de Assmann, utilizado como patrón de trabajo, tiene la ventaja de que su propia integridad puede verificarse mediante la comparación de los termómetros seco y húmedo que lo componen, y de que se puede esperar una aspiración adecuada cuando el aspirador es robusto y de buen tamaño. El instrumento de referencia puede, a su vez, calibrarse a intervalos adecuados en función del tipo de instrumento.

Es importante verificar la calibración de las interfases eléctricas periódicamente y en todo su rango de funcionamiento. Para este fin, puede utilizarse un simulador en lugar del sensor. Sin embargo, siempre será necesario calibrar todo el conjunto en puntos seleccionados, debido a que la combinación de los errores de calibración del sensor y de la interfaz podría discrepar de las especificaciones del conjunto, aun cuando correspondieran a las especificaciones de cada instrumento por separado.

Las exigencias detalladas específicas para el mantenimiento de cada tipo de higrómetro descrito en este capítulo figuran en las secciones correspondientes.

4.1.4.11 Filtros de protección

En general, los sensores de humedad llevan un filtro para protegerlos contra los contaminantes que pudieran reducir su rendimiento. Cuando un sensor no se ventila artificialmente, el uso de un filtro tiende a reducir la velocidad de respuesta, impidiendo que el aire circule libremente y permitiendo que el vapor de agua entre en contacto con el elemento sensible por difusión molecular a través del material del filtro. Si bien la difusión del vapor de agua a través de algunos materiales, como los productos de celulosa, es en teoría más rápida que a través del aire en calma, la práctica muestra que las mejores velocidades de difusión se obtienen a través de las membranas porosas hidrófobas. El tamaño de los poros debe ser lo suficientemente pequeño para que el filtro atrape las partículas aerosoles perjudiciales (en un ambiente marino, se pueden encontrar grandes cantidades de partículas de sal marina cuyo diámetro mínimo puede llegar a 0,1 µm), y la porosidad debería ser suficiente para permitir una velocidad de difusión adecuada.

El tamaño del filtro, así como su porosidad, determinan la velocidad de difusión total. La aspiración mejora la difusión, pero cabe recordar que esta técnica consiste en mantener una débil presión de aire sobre el lado sensible del filtro, y que esto puede influir considerablemente en la medición.

En general, es conveniente proteger los sensores no ventilados con un material inerte e hidrófobo. Con este fin, en diversas situaciones se han utilizado con buenos resultados membranas de polímero muy porosas, fabricadas con un tipo de politetrafluoroetileno dilatado que las hace relativamente sólidas.

Se pueden utilizar filtros de metal sinterizado, pero conviene calentarlos para evitar cualquier problema de condensación. Esto no es normalmente apropiado para los sensores de humedad relativa, pero sí para los sensores de punto de rocío. Los filtros de metal sinterizado son sólidos y muy apropiados para aplicaciones que requieren aspiración, las cuales permiten utilizar filtros de gran superficie y, en consecuencia, una diferencia de presión aceptablemente pequeña.

Si la difusión no se refuerza mediante aspiración artificial se deberá tener en cuenta la relación entre la superficie del filtro y el volumen de aire del muestreo del sensor. En el caso de un sensor de sorción típico, compuesto por un sustrato plano, la configuración óptima será una membrana plana situada cerca de la superficie del sensor. Si se trata de una superficie sensible cilíndrica, se utilizará un filtro cilíndrico.

4.2 EL PSICRÓMETRO

4.2.1 Consideraciones generales

4.2.1.1 Fórmulas y tablas psicrométricas

En los siguientes párrafos se resumen los métodos empleados actualmente para establecer las tablas psicrométricas.

Generalmente, la presión del vapor e' en las condiciones de observación se obtiene mediante las siguientes fórmulas psicrométricas semiempíricas:

$$e' = e'_w(p, T_w) - Ap\,(T - T_w) \qquad (4.1)$$

y:

$$e' = e'_i(p, T_i) - Ap\,(T - T_i) \qquad (4.2)$$

donde e'_w es la presión de saturación del vapor con respecto al agua a la temperatura T_w y a la presión p del termómetro húmedo; e'_i es la presión de saturación del vapor con respecto al hielo a la temperatura T_i y a la presión p del termómetro engelado; p es la presión del aire; T es la temperatura del termómetro seco; y A es el coeficiente psicrométrico (se prefiere esta denominación a la errónea de "constante psicrométrica").

Para la mayoría de los instrumentos, la temperatura T_w del termómetro húmedo no corresponde a la temperatura termodinámica del termómetro húmedo definida en el anexo 4.A, que depende únicamente de p, T y r (la razón de mezcla de humedad). La temperatura medida con un termómetro húmedo depende también de algunas variables que están influenciadas por procesos dinámicos de transferencia térmica a través de una interfase líquido/gas (donde el gas se caracteriza por las capas laminares y turbulentas que lo componen). La descripción de un modelo termodinámico satisfactorio va más allá del ámbito de la presente publicación. En la práctica, el coeficiente psicrométrico A, que se determina de manera empírica, elimina la diferencia

entre la temperatura termodinámica y la temperatura medida con el termómetro húmedo (véase la sección 4.2.6).

En general, el coeficiente A depende del diseño del psicrómetro (sobre todo para el sistema del termómetro húmedo), del flujo de aire que pasa por el termómetro húmedo (denominado índice de ventilación), de la temperatura y de la humedad del aire. Si el índice de ventilación es bajo, A dependerá principalmente de ese índice de ventilación. Sin embargo, cuando el índice de ventilación sea de 3 a 5 m s^{-1} (para termómetros de tamaño normal) o más, el valor de A dependerá mucho menos del índice de ventilación y será prácticamente el mismo para los psicrómetros bien diseñados. El valor de A no depende mucho de la temperatura ni de la humedad, y su dependencia con respecto a estas variables se considera generalmente insignificante. El valor de A es menor cuando el termómetro húmedo está recubierto de hielo que cuando está recubierto de agua.

En las secciones siguientes se examinan las fórmulas y los coeficientes adecuados que se aplican a los diversos tipos de psicrómetros.

4.2.1.2 Características de un psicrómetro

El equipo utilizado para efectuar observaciones psicrométricas debería, en la medida de lo posible, conformarse a las recomendaciones siguientes (véanse las secciones 4.2.3 y 4.2.6):

a) A nivel del mar, y si los termómetros utilizados son como los que se emplean generalmente en las estaciones meteorológicas, el aire debería aspirarse a una velocidad no inferior a 2,2 m s^{-1} ni superior a 10 m s^{-1}. Para altitudes considerablemente distintas, estas velocidades límite del aire tendrían que ajustarse en proporción inversa a la densidad de la atmósfera.
b) Se deben proteger los termómetros secos y húmedos de los efectos de la radiación, preferentemente con un mínimo de dos pantallas. En el caso de un psicrómetro con ventilación forzada, como el de Assmann, las pantallas deben ser de metal pulido y sin pintar, separadas del resto del aparato por materiales aislantes. El material aislante térmico es preferible, en principio, e indispensable en el caso de psicrómetros con ventilación natural.
c) Si el psicrómetro está protegido por una garita con paredes de celosía y dotado de ventilación forzada, son necesarios conductos de ventilación separados para los dos termómetros. La entrada de los conductos estará situada de manera que los termómetros puedan medir la temperatura real ambiente, y su salida estará por encima de la garita a fin de evitar la recirculación del aire evacuado.
d) Conviene tomar todas las precauciones necesarias para impedir cualquier transferencia térmica significativa del motor de aspiración a los termómetros.
e) El recipiente de agua y la mecha estarán dispuestos de modo que el agua llegue al termómetro húmedo a la misma temperatura de este sin influir sobre la temperatura del termómetro seco.

4.2.1.3 Manguito del termómetro húmedo

Por lo general, el termómetro húmedo tiene una mecha de algodón, u otro material similar, bien ajustada alrededor del elemento sensible para mantener una cubierta uniforme de agua, que se aplica directamente o por capilaridad a partir de un recipiente de agua. La mecha tiene normalmente la forma de un manguito, bien ajustado alrededor del termómetro húmedo, y rebasa por lo menos en 2 cm el extremo superior del tubo del termómetro.

El material utilizado para cubrir el termómetro húmedo debe ser fino pero tupido. Antes de instalarlo, hay que lavarlo cuidadosamente con una solución acuosa de bicarbonato de sodio ($NaHCO_3$), diluida a razón de 5 gramos por litro, y enjuagarlo varias veces con agua destilada. Puede lavarse también con una solución de detergente puro y agua. Si se utiliza una mecha, se le debe dar un tratamiento análogo.

Cualquier contaminación visible de la mecha o del manguito del termómetro húmedo debería ser considerada una clara indicación de la necesidad de sustituirlo. En el manejo de la mecha y del manguito conviene proceder con gran cuidado para impedir la contaminación proveniente de las manos. Para el termómetro húmedo debería utilizarse agua destilada.

El mantenimiento adecuado del termómetro húmedo es muy importante. Se debería pedir a los observadores que cambien el manguito y la mecha periódicamente. Las sustituciones deben realizarse al menos una vez a la semana en todos los psicrómetros continuamente expuestos y, en lugares próximos al mar o en zonas polvorientas o industriales, puede ser necesario cambiar ambas partes con mayor frecuencia. Se requiere comprobar frecuentemente el depósito de agua y sustituirlo o completarlo en caso necesario.

En tiempo seco y caluroso puede ser conveniente humedecer la cubierta con agua a partir de un recipiente poroso. Así, el agua se enfriará por la evaporación que se produce en la superficie del material poroso antes de llegar al termómetro. Convendría mantener el recipiente a la sombra, pero no muy cerca del psicrómetro.

4.2.1.4 Funcionamiento del termómetro húmedo por debajo del punto de congelación

Si bien es difícil emplear el psicrómetro a temperaturas inferiores al punto de congelación, se utiliza en regiones donde se registran esas temperaturas. Cuando la temperatura del termómetro húmedo no llega a 0 °C, no es posible utilizar una mecha para transferir agua por capilaridad desde un depósito al manguito de dicho termómetro. En esas condiciones, solo debe formarse una delgada capa de hielo alrededor del manguito. Es indispensable ventilar artificialmente los termómetros, de lo contrario, será muy difícil utilizar el termómetro húmedo.

El agua utilizada debería tener, en la medida de lo posible, una temperatura próxima al punto de congelación. Si se forma una capa de hielo espeso en la parte inferior del termómetro, este debe sumergirse en el agua hasta que se derrita el hielo.

El tiempo necesario para que el termómetro húmedo alcance una lectura constante, una vez empapado el manguito, depende de la ventilación y de la temperatura real del termómetro húmedo. Un termómetro sin ventilar requiere generalmente de 15 a 45 minutos, mientras que un termómetro aspirado necesitará mucho menos tiempo. Es esencial que la nueva película de hielo sobre el depósito del termómetro se forme en el momento oportuno. Si se hacen observaciones horarias con un psicrómetro simple, será preferible que se forme una nueva capa de hielo justamente después de cada observación. Si las observaciones se llevan a cabo a intervalos más largos, el observador tendría que visitar la garita antes de cada observación, con el tiempo suficiente para permitir que se forme una nueva película de hielo sobre el depósito del termómetro. El termómetro húmedo de los psicrómetros aspirados y de los psicrómetros de honda debería mojarse inmediatamente antes de su uso.

Puede evitarse o retardarse la evaporación de la película de hielo encerrando el termómetro húmedo en un pequeño tubo de vidrio, o impidiendo la entrada de aire entre cada observación (esta última operación no debería realizarse si entraña el riesgo de que se recaliente el ventilador).

Con respecto al efecto del agua subfundida sobre el termómetro húmedo puede procederse de dos maneras:

a) Utilizar diferentes tablas según el termómetro húmedo tenga una capa de hielo o esté cubierto de agua subfundida. Para averiguar qué tabla ha de usarse, debe tocarse el termómetro húmedo con un cristal de nieve, un lápiz u otro objeto, inmediatamente después de cada observación. Si la temperatura sube a 0 °C, y después comienza a bajar otra vez, se puede suponer que el agua del termómetro húmedo estaba subfundida en el momento de la observación.
b) Utilizar una tabla apropiada para un termómetro húmedo recubierto de hielo, y favorecer el congelamiento del agua subfundida de la misma manera que para el método descrito en el apartado a). Para ahorrar tiempo y tener la seguridad de que el termómetro húmedo esté cubierto de hielo, el observador deberá procurar iniciar la congelación del agua en cada observación lo antes posible, después de humedecer el depósito del termómetro. Según el comportamiento del termómetro húmedo en el punto de congelación, generalmente se puede determinar si el depósito está cubierto de hielo o de agua subfundida. No obstante, el procedimiento recomendado es iniciar la congelación del agua en cada observación cuando se supone que la temperatura del termómetro húmedo está por debajo de 0 °C, tanto si se observa o no la reacción del termómetro después de haberlo mojado.

Aunque el primer método suele ser más rápido, implica el empleo de dos tablas, y esto puede causar cierta confusión.

4.2.1.5 Método general de observación

Sería conveniente seguir los procedimientos que figuran en el capítulo 2 de la parte I, relativos a la medición de la temperatura, además de los que se reseñan a continuación:

a) Si hay que cambiar el manguito, la mecha o el agua del termómetro húmedo, debería hacerse bastante antes de la observación. El lapso de tiempo que requiere el termómetro húmedo para indicar la temperatura apropiada depende del tipo de psicrómetro.
b) La lectura de los termómetros se redondeará a la décima de grado más próxima.

c) Siempre que sea posible, conviene leer simultáneamente los dos termómetros, durante la observación; el observador deberá cerciorarse de que el termómetro húmedo reciba suficiente agua.

4.2.1.6 Utilización de termómetros de resistencia eléctrica

Los termómetros de precisión con resistencia eléctrica de platino son muy utilizados en lugar de los termómetros de mercurio en cápsula de vidrio, sobre todo para las aplicaciones que requieren una lectura remota y una medición continua. Los aparatos, y los circuitos eléctricos de interfase seleccionados, deben cumplir los criterios de funcionamiento que se describen en el capítulo 2 de la parte I. Conviene tener mucho cuidado con el efecto de calentamiento espontáneo en los termómetros eléctricos.

Las fórmulas psicrométricas que se emplean para los aspiropsicrómetros de Assmann y que figuran en el anexo 4.B, son igualmente aplicables cuando se utilizan termómetros con resistencia de platino en lugar de termómetros de mercurio en cápsula de vidrio, teniendo en cuenta que la configuración de los elementos y los termómetros es diferente. La fórmula que se utiliza para el termómetro húmedo (agua) se aplica también a varios psicrómetros con ventilación transversal (OMM, 1989*a*).

4.2.1.7 Fuentes de error en psicrometría

Las principales fuentes de error a tener en cuenta son las siguientes:

a) Errores de índice de los termómetros: al efectuar mediciones psicrométricas es muy importante conocer los errores de índice de los termómetros para todo el intervalo real de temperaturas, y aplicar a las lecturas la corrección adecuada para esos errores antes de utilizar las tablas de humedad.
Cualquier otro error en la temperatura del termómetro húmedo o del termómetro cubierto de hielo causado por otros efectos tomará la misma forma que los errores de índice.
El cuadro 4.3 muestra, en porcentajes y para un intervalo de temperaturas reales del aire (suponiendo que el termómetro seco registra la temperatura real del aire), el error $\varepsilon(U)$ que ocasiona, en la medición de la humedad relativa, un error $\varepsilon(t_x)$ de 0,5 K y 0,1 K, respectivamente, en las lecturas de la temperatura del termómetro húmedo y del termómetro cubierto de hielo, en donde x representa el agua para $t > 0$ °C o el hielo para $t < 0$ °C, y siendo la humedad relativa, U, del 50 por ciento.

Cuadro 4.3. Error en la deducción de la humedad relativa, resultante de errores de índice $\varepsilon(t_x)$ de un termómetro húmedo o cubierto de hielo, para U = 50 por ciento

Temperatura del aire en °C	*Error en la humedad relativa $\varepsilon(U)$, en porcentaje, debido a un error en la medición del termómetro húmedo o cubierto de hielo*	
	$\varepsilon(t_x) = 0{,}5$ K	$\varepsilon(t_x) = 0{,}1$ K
–30	60	12
–20	27	5
–10	14	3
0	8	2
10	5	1
20	4	0,5
30	3	0,5
40	2	0,5
50	2	0

b) Coeficientes de retardo del termómetro: para obtener la máxima exactitud del psicrómetro es conveniente disponer lo necesario para que los termómetros seco y húmedo tengan, aproximadamente, el mismo coeficiente de retardo; si el depósito de los termómetros es del mismo tamaño, el termómetro húmedo tendrá un coeficiente de retardo mucho menor que el termómetro seco.

c) Errores relacionados con la ventilación: los errores debidos a una ventilación insuficiente pueden ser mucho más graves si se utilizan tablas de humedad inadecuadas (véanse las secciones sobre los diversos tipos de psicrómetros).

d) Errores debidos a una capa de hielo excesiva sobre el termómetro húmedo: una capa espesa de hielo sobre el depósito aumenta el retardo del termómetro, por lo tanto, se debería eliminar ese hielo inmediatamente sumergiendo el termómetro en agua destilada.

e) Errores debidos a la contaminación del manguito del termómetro húmedo o a las impurezas del agua: la presencia de sustancias que modifican la presión del vapor de agua podría causar

errores importantes. El termómetro húmedo y su manguito deberían lavarse a intervalos regulares en agua destilada para eliminar las impurezas solubles, siendo necesario efectuar esta operación con mayor frecuencia en ciertas regiones, como las zonas próximas al mar o las sometidas a contaminación atmosférica.

f) Errores debidos a la conducción térmica desde el tubo hasta el depósito del termómetro húmedo: la conducción del calor del tubo al depósito del termómetro húmedo reduce la diferencia psicrométrica, obteniéndose de esta manera valores demasiado altos de la humedad relativa. El efecto es más pronunciado en caso de humedad relativa baja, pero se puede eliminar si el manguito que cubre el depósito del termómetro húmedo rebasa al menos en 2 cm el tubo del termómetro.

4.2.2 Aspiropsicrómetro de Assmann

4.2.2.1 Descripción

Este psicrómetro está compuesto de dos termómetros de mercurio montados verticalmente, uno al lado del otro, en un marco metálico cromado o niquelado pulido, conectados por conductos a un ventilador que funciona mediante un resorte o un motor eléctrico. El depósito de uno de los termómetros tiene una mecha de muselina bien ajustada que se humedece con agua destilada antes de utilizar el termómetro. Cada uno de los termómetros se coloca en dos tubos metálicos coaxiales, muy pulidos por dentro y por fuera, que protegen los depósitos contra la radiación térmica externa. Todos los tubos están separados entre sí por un aislante térmico.

Una comparación internacional de psicrómetros de Assmann utilizados en diez países, organizada por la OMM (OMM, 1989*a*), mostró una buena concordancia entre las mediciones de las temperaturas del termómetro húmedo y el termómetro seco realizadas con psicrómetros cuyas dimensiones se aproximan a las especificaciones de origen, y cuando la velocidad del aire aspirado es superior a 2,2 m s^{-1}. Entre los aparatos disponibles en el comercio, algunos no responden totalmente a esos criterios. Un estudio más detallado se encuentra en OMM (1989*a*). Sobre el terreno, el psicrómetro de Assmann permite alcanzar la exactitud mencionada en el cuadro 4.1, y podría llegar a mejorarse significativamente si la medición se realiza con mucho cuidado.

En el anexo 4.B figura una lista de fórmulas normalizadas para calcular la humedad a partir de mediciones realizadas con el psicrómetro de Assmann[4], las cuales constituyen la base de otros tipos de psicrómetros de ventilación artificial dado que no existen mejores alternativas.

4.2.2.2 Método de observación

La mecha, que debería estar totalmente libre de grasa, se humedece con agua destilada, y habría de cambiarse cuando esté sucia o endurecida. El agua transportada por la mecha no debería entrar en contacto con la pantalla de protección contra la radiación.

Se controlará que las columnas de mercurio de los termómetros no estén fraccionadas y, cuando suceda, sería necesario corregir esa irregularidad o sustituir el termómetro.

El psicrómetro funciona normalmente con los termómetros en posición vertical. El tubo del termómetro se debe proteger de los efectos de la radiación solar girando el instrumento de manera que las pantallas laterales se encuentren en dirección al sol. Conviene inclinar el psicrómetro de manera que los orificios de aspiración queden situados en dirección al viento, teniendo siempre cuidado de no exponer los depósitos de los termómetros a la radiación solar. Cuando el viento sea fuerte y pueda afectar al funcionamiento del ventilador, se debería utilizar una pantalla de protección.

El psicrómetro debería encontrarse a la misma temperatura que el aire circundante. Si la temperatura del aire es superior a 0 °C, después de la aspiración se tendrían que tomar al menos tres medidas a intervalos de 1 minuto. Si la temperatura es inferior a 0 °C, habría que esperar a que termine el proceso de congelación y observar si la mecha está cubierta de agua o de hielo. Durante los procesos de congelación y deshielo la temperatura del termómetro húmedo se mantiene constante a 0 °C. Si la medición se lleva a cabo al aire libre, conviene repetir la operación varias veces y tomar como resultado la media de los valores obtenidos. Los termómetros deberían leerse con una resolución de 0,1 K o mejor.

El método de observación puede resumirse de la siguiente manera:

a) humedecer el termómetro húmedo;
b) dar cuerda al motor del sistema de relojería (o poner en funcionamiento el motor eléctrico);

4 Recomendada por la décima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, en 1989.

c) esperar 2 o 3 minutos, o hasta que la lectura del termómetro húmedo se estabilice;
d) leer el termómetro seco;
e) leer el termómetro húmedo;
f) verificar la lectura del termómetro seco.

4.2.2.3 Exposición y emplazamiento

Las observaciones con el psicrómetro deberían efectuarse al aire libre, manteniendo el instrumento colgado de un gancho o unido por un soporte adecuado a un poste delgado, o manteniéndolo con una mano y el brazo estirado, con los conductos de aire apenas inclinados en dirección del viento. Estos orificios tendrían que encontrarse a una altura de entre 1,2 y 2 metros por encima del nivel del terreno para las mediciones normales de la temperatura y de la humedad del aire.

Se debería hacer todo lo posible para que la presencia del observador u otra fuente cercana de calor o de vapor de agua, como el tubo de escape de un vehículo de motor, no influya en las lecturas.

4.2.2.4 Calibración

Debería verificarse periódicamente el sistema de ventilación, por lo menos una vez al mes.

Asimismo, sería necesario controlar periódicamente la calibración de los termómetros. Es posible comparar uno con otro midiendo con ambos la temperatura del termómetro seco. Debería efectuarse una comparación con un termómetro de referencia certificado, por lo menos una vez al año.

4.2.2.5 Mantenimiento

Entre las lecturas, el instrumento debería mantenerse en un recinto sin calefacción y protegido contra las precipitaciones y la radiación solar intensa. Cuando el instrumento no se utilice, sería preciso colocarlo en un estuche robusto, como el que suministra el fabricante, y mantenerlo en el interior de un local.

4.2.3 Psicrómetro de garita

4.2.3.1 Descripción

El psicrómetro de garita se compone de dos termómetros de mercurio montados verticalmente en una garita meteorológica. El diámetro de los depósitos debería ser de unos 10 mm. El depósito de uno de los termómetros está cubierto con un manguito bien ajustado que debe sobresalir unos 20 mm del tubo del termómetro. Si el psicrómetro está equipado con una mecha y un depósito de agua para mantener húmedo el manguito del termómetro húmedo, el depósito habría de localizarse preferiblemente al lado del termómetro y con la boca al mismo nivel o ligeramente por debajo de la parte superior del depósito del termómetro. La mecha debería mantenerse lo más recta posible y tendría que ser lo suficientemente larga para que el agua llegue hasta el depósito del termómetro húmedo aproximadamente a la misma temperatura del depósito y en cantidad suficiente, pero no excesiva. Si no se utiliza mecha, sería preciso proteger el termómetro húmedo de la suciedad guardándolo en un pequeño tubo de vidrio entre las lecturas.

Se recomienda aspirar artificialmente el aire del psicrómetro de garita. La velocidad del aire aspirado en ambos termómetros será de unos 3 m s^{-1}. Con ese fin, se utilizan sobre todo aspiradores eléctricos o aspiradores con mecanismo de cuerda. El aire tendría que circular en sentido horizontal a nivel de los depósitos de los termómetros, y no vertical, y se debería evacuar de manera que evite su recirculación.

El rendimiento obtenido con el psicrómetro de garita puede ser muy inferior al que se indica en el cuadro 4.1, especialmente en caso de vientos ligeros cuando la garita no está ventilada artificialmente.

Las fórmulas psicrométricas que figuran en la sección 4.2.1.1 se aplican a los psicrómetros de garita, pero con mucha incertidumbre en los coeficientes. Bindon (1965) ofrece un resumen de las fórmulas utilizadas. Si la ventilación forzada es de unos 3 m s^{-1} o más a nivel del depósito del termómetro húmedo, se pueden aplicar los valores que figuran en el anexo 4.B, con un coeficiente psicrométrico para el agua de $6{,}53 \cdot 10^{-4}$ K^{-1}. Se utilizan, no obstante, valores de 6,50 a $6{,}78 \cdot 10^{-4}$ para una temperatura del termómetro húmedo superior a 0 °C, y de 5,70 a $6{,}53 \cdot 10^{-4}$ para una temperatura del termómetro húmedo inferior a 0 °C. Para los psicrómetros de garita con ventilación natural, los coeficientes empleados varían de 7,7 a $8{,}0 \cdot 10^{-4}$ para una temperatura superior a la de congelación, y de 6,8 a $7{,}2 \cdot 10^{-4}$ para una temperatura inferior a la de congelación cuando el aire circula en la garita, lo cual ocurre probablemente casi siempre. Sin embargo, se recomienda el uso de coeficientes de hasta $12 \cdot 10^{-4}$ para el agua y de $10{,}6 \cdot 10^{-4}$ para el hielo cuando el aire no circula en la garita.

El coeficiente psicrométrico adecuado para la configuración particular de la garita, la forma del depósito del termómetro húmedo y el grado de la ventilación, se pueden determinar mediante la comparación con un patrón de trabajo o de referencia, pero se obtendrán así datos muy dispersos y será necesario llevar a cabo una gran cantidad de muestreos para obtener un resultado fiable. Incluso cuando el coeficiente se haya obtenido mediante esa serie de muestreos, seguirá habiendo un gran margen de confianza para cualquier observación; por lo tanto, no tiene justificación apartarse de las prácticas nacionales establecidas.

4.2.3.2 Método especial de observación

El método descrito en la sección 4.2.1.5 se aplica a los psicrómetros de garita. En el caso de un termómetro húmedo con ventilación natural, siempre que el agua del depósito tenga aproximadamente la misma temperatura que el aire, la lectura correcta del termómetro húmedo se obtendrá unos 15 minutos después de ajustar un nuevo manguito; si la temperatura del agua es muy diferente de la del aire, podría ser necesario esperar unos 30 minutos.

4.2.3.3 Exposición y emplazamiento

La exposición y el emplazamiento de la garita se describen en el capítulo 2 de la parte I.

4.2.4 Psicrómetros de honda o en noria

4.2.4.1 Descripción

Un pequeño psicrómetro portátil de tipo honda o noria está compuesto de dos termómetros de mercurio sujetos a una montura robusta provista de un mango que, situado en el extremo opuesto a los depósitos de los termómetros, permite girar rápidamente la montura y los termómetros sobre un eje horizontal.

La configuración del termómetro húmedo varía según el tipo de instrumento. En algunos casos, el depósito del termómetro húmedo se protege de los rayos solares con una pantalla; conviene utilizar este modelo para las mediciones meteorológicas.

Se podrían aplicar a estos psicrómetros las fórmulas psicrométricas que figuran en el anexo 4.B.

4.2.4.2 Método de observación

Deberían aplicarse las siguientes directrices:

a) todas las instrucciones relativas al manejo de los aspiropsicrómetros de Assmann se aplican también a los psicrómetros de honda;
b) los psicrómetros de honda carentes de pantalla para proteger los depósitos de los termómetros húmedos deben protegerse de la insolación de otra manera;
c) conviene leer simultáneamente los termómetros en cuanto cese la ventilación porque la temperatura del termómetro húmedo comienza a subir inmediatamente y es probable que los termómetros sufran los efectos de los rayos solares.

4.2.5 Psicrómetro calentado

El psicrómetro calentado funciona según el principio siguiente: el volumen de vapor de agua contenido en una masa de aire no se altera si esta se calienta. Gracias a esta propiedad, no es necesario mantener un termómetro engelado cuando las condiciones son de congelación.

4.2.5.1 Descripción

El aire se aspira hacia un conducto que pasa sobre un calefactor eléctrico, y luego por una cámara de medición que contiene los termómetros húmedo y seco y un depósito de agua. El circuito de control del calefactor está programado para que la temperatura del aire no sea inferior a un nivel dado, que normalmente podría ser 10 °C. La temperatura del depósito de agua se mantiene de manera similar. Así, no se hiela ni el agua del depósito ni la que humedece la mecha, siempre que la diferencia psicrométrica sea inferior a 10 K y que se asegure el funcionamiento constante del psicrómetro, incluso si la temperatura del aire desciende por debajo de 0 °C. Si la temperatura es superior a 10 °C, el calefactor puede apagarse automáticamente, y el instrumento funcionará como un psicrómetro ordinario.

Los termómetros eléctricos pueden meterse completamente en una cámara de medición, y no es necesario realizar la lectura directa.

Un segundo termómetro seco se coloca a la entrada del conducto para medir la temperatura del aire ambiente, lo que permite determinar la humedad relativa ambiente.

Los depósitos de los termómetros del psicrómetro se ventilan en dirección del eje longitudinal, a una velocidad aproximada del aire de 3 m s^{-1}.

4.2.5.2 Método de observación

El psicómetro calentado puede emplearse en estaciones meteorológicas automáticas.

4.2.5.3 Exposición y emplazamiento

El instrumento propiamente dicho debería fijarse en el exterior de la garita meteorológica. El orificio de aspiración, donde se mide la temperatura del aire ambiente, debería encontrarse en el interior de la garita.

4.2.6 Psicrómetro de referencia de la OMM

En OMM (1992) se describen el psicrómetro de referencia y los procedimientos de su utilización. Los termómetros seco y húmedo se colocan en una estructura de protección ventilada, de manera que el conjunto pueda utilizarse como un instrumento autónomo. Las principales características del psicrómetro de referencia son que se puede calcular el coeficiente psicrométrico a partir de la teoría de los intercambios de calor y de masa que se producen en el depósito del termómetro húmedo, y que este coeficiente difiere del coeficiente de los otros psicrómetros, ya que tiene un valor de $6{,}53 \cdot 10^{-4}$ K^{-1} para una humedad relativa del 50 por ciento, a 20 °C y 1 000 hPa. La temperatura del termómetro húmedo de este instrumento se acerca mucho al valor teórico (véanse los párrafos 18 y 19 del anexo 4.A). Esto se logra asegurando una evaporación particularmente eficaz en el depósito del termómetro húmedo y una reducción al mínimo de calor externo. El cuidadoso diseño del conducto y del depósito del termómetro húmedo, así como el control de la ventilación, determinan el tipo de flujo de aire sobre el depósito del termómetro húmedo. El lado externo de la doble pantalla de protección es muy reflectivo, mientras que su lado interno es oscuro; los termómetros están revestidos de un material aislante y separados por una pantalla. Las pantallas y el elemento que contiene el termómetro húmedo son de acero inoxidable a fin de reducir al mínimo la transmisión del calor.

Con el método de utilización del psicrómetro de referencia se excluye totalmente la grasa en el depósito del termómetro húmedo, incluso en las capas monomoleculares que se producen siempre al manipular cualquier parte del instrumento con los dedos. Esta es probablemente la principal razón de la estrecha relación entre el coeficiente psicrométrico de este instrumento y el valor teórico, y de su diferencia respecto de los coeficientes psicrométricos de otros instrumentos.

Con el psicrómetro de referencia se puede alcanzar una gran exactitud, un 0,38 por ciento de incertidumbre para una humedad relativa del 50 por ciento a 20 °C. La OMM también ha adoptado este instrumento como termómetro de referencia. Está diseñado para su utilización sobre el terreno, pero no es apropiado para uso habitual. Solo debería ser utilizado por personal cualificado para realizar trabajos de laboratorio muy precisos. La sección 4.9.7 trata de su uso como instrumento de referencia.

4.3 HIGRÓMETRO DE CABELLO

4.3.1 Consideraciones generales

Todo material absorbente tiende a mantener un equilibrio térmico e higrométrico con el medio ambiente. La presión del vapor de agua en la superficie de ese material se determina por la temperatura y la cantidad de agua absorbida por él. La transferencia de moléculas de agua tiende a eliminar cualquier diferencia entre esa presión y la presión del vapor de agua del aire circundante.

Se ha observado que el tamaño del cabello varía principalmente en función de la humedad relativa del aire con respecto al agua en fase líquida (para temperaturas del aire inferiores o superiores a 0 °C); y aumenta aproximadamente entre un 2 y un 2,5 por ciento para una variación de la humedad entre el 0 y el 100 por ciento. Para incrementar la relación de la superficie de un haz de cabellos con respecto a su volumen, y disminuir el coeficiente de retardo, lo que está particularmente relacionado con la utilización del instrumento a baja temperatura, se deben alisar los cabellos para obtener una sección transversal de forma elíptica y limpiar con alcohol las sustancias grasientas. Este procedimiento también ofrece una función de respuesta más lineal, pero disminuye la resistencia a la tracción. A fin de obtener mediciones exactas, es preferible disponer de un aparato equipado con un solo cabello; sin embargo, normalmente se utilizan instrumentos que tienen un haz de cabellos porque son más resistentes. Si los cabellos se tratan con sulfuro de bario (BaS) o sulfuro de sodio (Na_2S) se obtiene una mayor linealidad de la respuesta del instrumento.

Se considera que el higrógrafo o higrómetro de cabello es un instrumento apto para utilizarlo en situaciones o durante períodos en los que rara vez, o nunca, se producen niveles de humedad muy altos o muy bajos. El mecanismo del instrumento debería ser lo más sencillo posible, incluso si para ello se necesita una escala no lineal. Esto reviste particular importancia en las regiones industriales porque los contaminantes atmosféricos pueden afectar a la superficie de las partes móviles del mecanismo y aumentar la fricción entre ellas.

La velocidad de respuesta del higrómetro de cabello depende mucho de la temperatura del aire. A una temperatura de –10 °C, el retardo del instrumento es aproximadamente tres veces mayor que el retardo a 10 °C. Para temperaturas del aire comprendidas entre 0 °C y 30 °C, y humedades relativas entre el 20 por ciento y el 80 por ciento, un buen higrógrafo debería indicar el 90 por ciento de un cambio brusco de la humedad en aproximadamente 3 minutos.

Un buen higrógrafo, en perfectas condiciones, tendría que poder registrar la humedad relativa con una exactitud de ±3 por ciento a temperaturas moderadas, y con una exactitud inferior en temperaturas bajas.

Para que las mediciones realizadas a temperaturas bajas den resultados útiles, es necesario emplear un instrumento con los cabellos alisados (véase la descripción anterior).

4.3.2 Descripción

Los detalles del mecanismo de los higrómetros de cabello varían según los fabricantes. Algunos instrumentos incluyen un transductor que proporciona una señal eléctrica y pueden también disponer de una función de linealización de manera que la respuesta global del instrumento sea lineal con respecto a las variaciones de la humedad relativa.

El higrómetro de cabello más utilizado es el higrógrafo, que utiliza un haz de cabellos mantenido en ligera tensión por un pequeño resorte y conectado a un estilete de manera que amplifique sus variaciones de longitud. Al final del estilete se fija una plumilla que se mantiene en contacto con la banda de papel ajustada sobre un cilindro metálico y que registra los desplazamientos angulares del estilete. El cilindro gira sobre su eje a una velocidad constante determinada por un movimiento mecánico de relojería. La velocidad de rotación es en general igual a una revolución por día o por semana. La banda posee una escala de tiempo en abscisa que se extiende sobre la circunferencia del cilindro, y una escala de humedad en ordenada, paralela al eje del cilindro, que normalmente está en posición vertical.

El mecanismo que conecta el estilete al haz de cabellos puede incluir levas especialmente diseñadas para convertir la extensión no lineal de los cabellos, producida por las variaciones de la humedad, en un desplazamiento angular lineal del estilete.

Algunos higrómetros utilizan fibras sintéticas. Los cabellos humanos que se utilizan en los higrómetros se tratan previamente como se describe en la sección 4.3.1 para mejorar la linealidad de la respuesta y disminuir el retardo de la misma; este tratamiento implica, sin embargo, una reducción de la resistencia a la tracción.

El estilete y el mecanismo de relojería se encuentran normalmente en una cajita de cristal que permite realizar la lectura de la humedad registrada sin necesidad de mover el instrumento; el haz de cabellos sobresale de la cajita a través de una abertura hecha con tal fin. Los lados de la cajita están separados de la base compacta, pero el extremo opuesto del cabello está fijado a la cajita mediante una bisagra. Esta configuración permite acceder al cilindro y al elemento sensible que, además, puede protegerse con una caja de malla abierta.

4.3.3 Método de observación

El higrómetro de cabello siempre debe golpearse ligeramente con un dedo antes de la lectura para liberar el mecanismo de toda tensión residual. Sin embargo, debería procurarse, en la medida de lo posible, no tocar el higrógrafo entre los cambios de bandas salvo para realizar las marcas cronológicas.

El higrómetro y el higrógrafo permiten leer normalmente la humedad relativa redondeada al punto porcentual más próximo. Cabe señalar que el higrómetro de cabello mide la humedad relativa con respecto a la saturación sobre el agua en fase líquida, incluso a temperaturas por debajo de 0 °C.

La humedad del aire puede cambiar muy rápidamente y, por lo tanto, es de suma importancia efectuar con mucha exactitud las marcas cronológicas. Para ello, el estilete se debería mover solo en dirección de la humedad relativa decreciente sobre el diagrama. Al realizar ese desplazamiento, se aflojan los cabellos y con el resorte de tensión se aplica la fuerza que restablece la plumilla a su posición normal. No obstante, puede observarse un efecto de histéresis si la plumilla no regresa a su posición inicial.

4.3.4 Exposición y emplazamiento

El higrógrafo o higrómetro debería colocarse en una garita meteorológica. Como el amoníaco destruye el cabello, no se deben instalar en proximidades de establos o de plantas industriales que utilicen amoníaco.

Cuando se emplea en las regiones polares, sería preciso colocar el higrógrafo en una garita meteorológica especial que lo proteja suficientemente contra las precipitaciones y las ventiscas de nieve. Como medida preventiva, se puede, por ejemplo, recubrir la garita meteorológica con una red de mallas finas (Mullergas) para evitar la acumulación de cristales de nieve sobre los cabellos y sobre la superficie de contacto del mecanismo articulado. Este método solo debe utilizarse si no existe ningún riesgo de que los cristales de nieve mojen la red al fundirse.

4.3.5 Fuentes de error

4.3.5.1 Variaciones del cero

Por razones diversas, poco conocidas, el higrógrafo está sujeto a una variación del cero de su escala. Quizás la causa más probable sea una tensión excesiva de los cabellos. Por ejemplo, los cabellos pueden extenderse si las marcas cronológicas se hacen en dirección de la humedad relativa creciente en el diagrama, o bien porque el mecanismo del higrógrafo se atasca cuando decrece la humedad relativa. El cero puede variar también si el higrógrafo se mantiene mucho tiempo expuesto en aire muy seco, lo cual puede remediarse poniendo el instrumento durante un tiempo suficiente en aire saturado.

4.3.5.2 Errores debidos a la contaminación del cabello

La mayoría de los distintos tipos de polvo pueden ocasionar errores apreciables en las observaciones (algunas veces hasta del 15 por ciento de la humedad relativa). En la mayor parte de los casos, se pueden eliminar o reducir los errores limpiando y lavando los cabellos. Sin embargo, las sustancias nocivas encontradas en el polvo pueden destruir el cabello (véase la sección 4.3.4).

4.3.5.3 Histéresis

Tanto la respuesta del elemento sensible de cabellos como el mecanismo de registro del higrómetro presentan histéresis. En cuanto al mecanismo de registro, el empleo de un haz de cabellos permite reducir la histéresis, puesto que se puede aplicar una tensión relativamente más alta para eliminar el efecto de fricción. No hay que olvidar que, al igual que el desplazamiento de la palanca que acciona el estilete, la fuerza de fricción entre la plumilla y la banda registradora se amplifica, y que, a fin de superar esta fuerza, la tensión aplicada a los cabellos debe ser proporcionalmente mayor. Para reducir la histéresis, el resorte de tensión debe estar bien ajustado y todas las piezas del mecanismo articulado han de funcionar de manera correcta. El punto de apoyo principal y cualquier mecanismo de linealización en el mecanismo articulado representan una proporción considerable de la fricción total.

La histéresis en el elemento sensible de cabello es, en general, un efecto de corta duración derivado de los procesos de absorción y de desorción, y no es una causa importante de error una vez que se logra el equilibrio de presión del vapor. Véase la sección 4.3.5.1 relativa a la exposición prolongada a baja humedad.

4.3.6 Calibración y comparación

Las lecturas de un higrógrafo deberían verificarse lo más frecuentemente posible. Cuando los termómetros húmedo y seco se encuentran en la misma garita meteorológica que el higrógrafo es posible comparar los dos instrumentos, siempre que las condiciones sean estables para permitir la operación. De otro modo, las comparaciones sobre el terreno tienen un valor limitado debido a la diferencia en el tiempo de respuesta de los instrumentos comparados.

La calibración exacta solo puede realizarse en una cámara climatizada, y por comparación con instrumentos de referencia.

Es posible verificar el punto correspondiente al 100% de humedad envolviendo el instrumento con un tejido saturado de agua, preferentemente en el interior de un recinto a una temperatura del aire constante (sin embargo, no se podrá obtener la lectura correcta si sobre los cabellos se forma una cantidad importante de gotitas de agua).

La humedad ambiente en el interior de un local puede proporcionar un valor de humedad relativa bajo para efectuar una comparación con un psicrómetro de referencia aspirado. Procede realizar una serie de lecturas.

Es posible evaluar la estabilidad y el sesgo a largo plazo estableciendo una función de correlación a partir de comparaciones efectuadas con un psicrómetro de referencia aspirado.

4.3.7 Mantenimiento

Debería instarse a los observadores a mantener limpio el higrómetro.

Los cabellos se deben lavar frecuentemente con un cepillo suave mojado en agua destilada para eliminar el polvo o los contaminantes solubles que se hayan acumulado. Se evitará tocar los cabellos con los dedos. Conviene mantener limpios los cojinetes del mecanismo y aplicar de vez en cuando un poco de aceite fino. Las superficies de los cojinetes de todo mecanismo de linealización contribuyen en gran parte a la fricción total del mecanismo articulado, y esta puede reducirse puliendo con grafito dichas superficies. Este procedimiento puede llevarse a cabo utilizando un papel secante frotado con la mina de un lápiz de grafito.

Si el mantenimiento se hace debidamente, los cabellos pueden durar varios años en un clima templado, siempre que no estén sometidos a una contaminación atmosférica importante. Al reemplazar los cabellos, se debe proceder al ajuste y recalibración del instrumento.

4.4 HIGRÓMETRO DE PUNTO DE ROCÍO CON ESPEJO ENFRIADO

4.4.1 Consideraciones generales

4.4.1.1 Teoría

El higrómetro de punto de rocío (o de punto de escarcha) se utiliza para medir la temperatura a la cual el aire húmedo, al ser enfriado, alcanza la saturación y da lugar a la formación de un depósito de rocío (o de hielo) en una superficie sólida, que generalmente es un espejo. El depósito suele detectarse a simple vista. El principio de medición se describe en la sección 4.1.4.5 y más adelante.

La temperatura termodinámica del punto de rocío se define en relación con una superficie plana de agua pura. En la práctica, las gotitas de agua tienen una superficie curvada sobre la cual la presión del vapor saturado es más alta que para una superficie plana (lo que se conoce como efecto Kelvin). Las impurezas hidrófobas tienden a intensificar ese efecto, en tanto que las impurezas hidrosolubles ejercen el efecto contrario, y tienden a reducir la tensión saturante del vapor (efecto Raoult). Los efectos Kelvin y Raoult (que suben y bajan, respectivamente, el punto de rocío aparente) se minimizan si el tamaño crítico de la gotita es más bien grande que pequeño; esto disminuye directamente el efecto de la curvatura y atenúa el efecto Raoult al reducir la concentración de las impurezas solubles.

4.4.1.2 Principios

Si se enfría el aire húmedo a una temperatura T, presión p y razón de mezcla r_w (o r_i), este alcanza su punto de saturación con respecto a la superficie de agua libre (o a la superficie del hielo libre a temperaturas más frías), y se puede detectar un depósito de rocío (o de escarcha) sobre una superficie sólida no higroscópica. La temperatura de este punto de saturación se denomina temperatura termodinámica del punto de rocío T_d (o temperatura termodinámica del punto de escarcha T_f). La correspondiente presión de saturación del vapor con respecto al agua, e'_w (o al hielo e'_i) es una función de T_d (o de T_f), como muestran las siguientes ecuaciones:

$$e'_w(p,T_d) = f(p)\cdot e_w(T_d) = \frac{r\cdot p}{0{,}621\,98 + r} \qquad (4.3)$$

$$e'_i(p,T_f) = f(p)\cdot e_i(T_f) = \frac{r\cdot p}{0{,}621\,98 + r} \qquad (4.4)$$

El higrómetro mide la T_d o la T_f. A pesar de las grandes variaciones dinámicas de humedad en la troposfera, este instrumento puede detectar tanto las concentraciones muy altas como muy bajas del vapor de agua sirviéndose tan solo de un sensor térmico.

Para enfriar el espejo se han estado utilizando líquidos con un bajo punto de ebullición, pero este método ha sido ampliamente sustituido, salvo para muy pequeñas concentraciones de vapor de agua.

Por todo lo anterior, se hace necesario determinar si el depósito que se ha formado sobre el espejo, cuando la temperatura de la superficie es igual o inferior al punto de escarcha, es de agua subfundida o de hielo.

El higrómetro de espejo enfriado se utiliza para mediciones meteorológicas y como instrumento de referencia, tanto sobre el terreno como en laboratorio.

4.4.2 Descripción

4.4.2.1 Equipo sensor

Los sistemas más utilizados tienen una pequeña superficie reflectora de metal pulido, enfriada por un dispositivo eléctrico con efecto Peltier. El sensor consiste en un delgado espejo metálico de pequeño diámetro (2 a 5 mm), térmicamente regulado mediante un dispositivo de enfriamiento (y a veces un calefactor), y un sensor de temperatura (termopar o termómetro de resistencia de platino) fijados al reverso del espejo. El espejo debería tener una elevada conductividad térmica, una gran reflexión óptica y una gran resistencia a la corrosión, así como una baja permeabilidad al vapor de agua. Entre los materiales apropiados que se utilizan en su fabricación están el oro, la plata rodiada, el cobre cromado y el acero inoxidable.

El espejo debería estar equipado de un dispositivo (preferiblemente automático) para detectar los contaminantes que pueden aumentar o reducir el punto de rocío aparente (véase la sección 4.4.2.2), a fin de poder eliminarlos.

4.4.2.2 Equipo de detección óptica

En general, se utiliza un sistema electroóptico para detectar la formación de condensación y proporcionar al sistema de servocontrol la información que le permite regular la temperatura del espejo. Se dirige hacia el espejo un estrecho haz de luz con un ángulo de incidencia de unos 55°. La fuente de luz puede ser incandescente, pero con frecuencia se trata de un diodo fotoemisor. En los sistemas sencillos, la intensidad de la luz directamente reflejada se detecta mediante un fotodetector que regula el enfriamiento y el calentamiento a través de un mecanismo de servocontrol. La reflectancia especular de la superficie se reduce a medida que aumenta el espesor del depósito, y como no debe haber enfriamiento cuando el depósito es de poco espesor, la reducción de reflectancia varía entre el 5 y el 40 por ciento. En sistemas más complejos se utiliza un fotodetector auxiliar que detecta la luz difundida por el depósito; los dos detectores proporcionan un control muy preciso. Puede utilizarse también un segundo espejo, no enfriado, para mejorar el sistema de control.

La mayor exactitud se obtiene al controlar la temperatura del espejo para que no haya ni acumulación ni disipación de la condensación. Sin embargo, en la práctica, el sistema de servocontrol oscilará entre los valores próximos a esa temperatura. El tiempo de respuesta del espejo al calentamiento y al enfriamiento resulta esencial para la amplitud del fenómeno de oscilación, y debería ser de entre 1 y 2 segundos. El flujo de aire también es importante para mantener un depósito estable sobre el espejo. Es posible determinar la temperatura a la cual se produce la condensación con una incertidumbre de 0,05 K.

Se puede observar la formación de gotitas de agua con ayuda de un microscopio y regular manualmente la temperatura del espejo, pero ello requiere mucho tiempo y gran habilidad.

4.4.2.3 Equipo de control térmico

Un dispositivo de unión térmica de efecto Peltier no es más que una sencilla bomba de calor reversible; la polaridad de la corriente continua determina si la unión térmica absorbe el calor para enfriar el espejo o si lo libera para calentarlo. Es necesario que haya un buen contacto térmico entre el dispositivo y el reverso del espejo. Para medir temperaturas muy bajas del punto de rocío, podría requerirse un instrumento equipado con un dispositivo de efecto Peltier multigradual.

Para el control térmico se utiliza un sistema eléctrico de servocontrol que recibe la señal del subsistema del detector óptico. Los sistemas modernos se controlan con un microprocesador.

Para enfriar el espejo, se puede utilizar un fluido de bajo punto de ebullición, como el nitrógeno líquido, pero esta técnica ya no se emplea tanto. Asimismo, es posible utilizar un alambre de resistencia eléctrica para calentar el espejo, pero este sistema actualmente tampoco se utiliza, debido a la aparición de los pequeños dispositivos de efecto Peltier.

4.4.2.4 Sistema de visualización de la temperatura

La temperatura del punto de rocío de la muestra de aire que el instrumento ofrece al observador no es otra que la temperatura del espejo, tal como la mide el termómetro eléctrico situado bajo su superficie. Los instrumentos disponibles en el mercado constan, en general, de una interfaz eléctrica para el termómetro del espejo y de un visualizador digital, aunque también pueden tener salidas eléctricas digitales o analógicas que se utilizan con sistemas de registro de datos. Un registrador de banda

es muy útil para controlar el rendimiento del instrumento cuando la salida analógica proporciona un registro continuo de la señal del termómetro del espejo, pero el visualizador digital no.

4.4.2.5 Sistemas auxiliares

Se podría incorporar un microscopio que permitiera determinar visualmente si, cuando la temperatura del espejo es inferior a 0 °C, este está cubierto de gotitas de agua subfundida o de cristales de hielo. Algunos instrumentos tienen un detector montado sobre la superficie del espejo para determinar automáticamente esta diferencia (por ejemplo, un sensor capacitivo), y otros aplican un método basado en el factor de reflectancia.

Un sistema basado en un microprocesador puede incluir algoritmos para calcular y visualizar la humedad relativa. En ese caso, es importante que el instrumento pueda diferenciar correctamente un depósito de agua subfundida de un depósito de hielo.

Muchos instrumentos disponen de un sistema automático para reducir al mínimo los efectos de la contaminación. Puede consistir en un ciclo regular de calefacción que produce la evaporación de las impurezas volátiles y su eliminación con la circulación del aire. Se utilizan también sistemas con escobillas para la limpieza automática del espejo.

Para las mediciones meteorológicas, así como para la mayoría de las aplicaciones experimentales, el instrumento debe estar equipado con una pequeña bomba que aspire la muestra de aire a través de una cámara de medición. El instrumento debe estar provisto asimismo de un dispositivo capaz de controlar el flujo de aire para que sea compatible con el funcionamiento estable del sistema de servocontrol de la temperatura del espejo, y para que el tiempo de respuesta a las variaciones de la humedad sea satisfactorio. El flujo de aire óptimo depende de la humedad de la muestra de aire, y normalmente varía entre 0,25 y 1 l min^{-1}.

4.4.3 Método de observación

El buen funcionamiento del higrómetro de punto de rocío depende de que haya un flujo de aire adecuado en la cámara de medición. Con este fin, tal vez sea necesario ajustar la graduación de un regulador (que, en general, se trata de un dispositivo de estrangulamiento situado en la parte posterior de la cámara de medición) en función de las variaciones diurnas de la temperatura del aire. La graduación del flujo de aire perturbará el funcionamiento del higrómetro, e incluso, podría ser conveniente iniciar un ciclo de calefacción. Ambas operaciones deberían efectuarse con la antelación suficiente para que el instrumento se estabilice antes de realizar la lectura. El tiempo requerido dependerá del ciclo de control del instrumento utilizado. Deberían consultarse las instrucciones del fabricante para conocer la graduación del flujo de aire y los detalles pertinentes del ciclo de control del instrumento.

Sería preciso controlar con frecuencia el estado del espejo y limpiarlo cuando haga falta pues el funcionamiento normal del instrumento no implica necesariamente que el espejo esté limpio. Así pues, este último debería lavarse con agua destilada y secarlo, con mucho cuidado, con un paño suave o con un bastoncillo de algodón para eliminar todas las impurezas solubles. Se deben tomar todas las precauciones necesarias para no rayar la superficie del espejo, sobre todo si este tiene una fina capa protectora que recubre la superficie, o está dotado de un detector de agua o de hielo. Si no se utiliza un filtro de aire, la limpieza habría de efectuarse, al menos, diariamente; en cambio, si se usa un filtro de aire, debería verificarse el estado del mismo cada vez que se realiza una observación. Sería recomendable que el observador no se sitúe demasiado cerca del orificio de aspiración, y que vele para que nada obstruya el orificio que permite la evacuación del aire.

Si, al realizarse la lectura, la temperatura es igual o inferior a 0 °C, el observador tendría que determinar si el espejo está cubierto de agua subfundida o de hielo. Si el instrumento no lo indica automáticamente, habrá de observar el espejo. Se debería comprobar periódicamente el buen funcionamiento de cualquier sistema automático.

Los mejores instrumentos ofrecen una incertidumbre de ±0,3 K en un amplio intervalo de medición del punto de rocío (–60 a 50 °C).

4.4.4 Exposición y emplazamiento

Los criterios de emplazamiento del sensor son iguales a los que se aplican a cualquier higrómetro aspirado. Sin embargo, son menos estrictos que en el caso de un psicrómetro o de un sensor de humedad relativa, debido a que las variaciones de la temperatura del aire ambiente no afectan al punto de rocío o de escarcha de una muestra de aire, siempre que esa temperatura se mantenga estable por encima del punto de rocío. Por lo tanto, no es

necesario colocar el sensor en una garita meteorológica sino que debería exponerse en un espacio abierto; por ejemplo, montado sobre un poste y cubierto con una envoltura protectora, con un conducto de aspiración al nivel requerido.

También hay que disponer de un sistema de muestreo del aire. Se trata normalmente de una pequeña bomba que aspira el aire por el conducto de salida previsto en la cámara de medición y lo expulsa lejos del conducto de aspiración. Para que la técnica de muestreo tenga valor debería evitarse la recirculación del aire. En condiciones estables de funcionamiento, el contenido de vapor de agua del aire tendría que ser igual en la salida y en la entrada del sistema de aspiración. La recirculación se puede evitar situando el orificio de evacuación a mayor altura que el de aspiración, aunque esto podría no resultar eficaz en condiciones atmosféricas radiativas cuando existe un gradiente vertical de temperatura negativo.

En los instrumentos que funcionan siempre en el exterior, conviene instalar un filtro de aire que permita la circulación del mismo y que no se bloquee con frecuencia, pues un bloqueo podría ocasionar un descenso importante de la presión del aire a la vez que modificaría la temperatura de condensación en la cámara de medición. Se puede utilizar un filtro de metal sinterizado para capturar todas las partículas de aerosoles, salvo las más pequeñas. Un filtro de metal tiene la ventaja de que puede ser calentado fácilmente con un elemento eléctrico para mantenerlo seco en cualquier circunstancia. Es más sólido que el filtro de membrana y más apropiado para que pasen los flujos de aire relativamente elevados que necesita el método del espejo enfriado, en comparación con el método de sorción. Sin embargo, un filtro metálico puede ser menos resistente que algunas membranas filtrantes a la corrosión ocasionada por los contaminantes atmosféricos.

4.4.5 Calibración

El funcionamiento de un higrómetro de espejo utilizado sobre el terreno puede degradarse por diversas razones, por lo que convendría realizar periódicamente comparaciones con un instrumento de referencia, como el psicrómetro de Assmann u otro higrómetro de espejo enfriado. Si el instrumento funciona siempre sobre el terreno, tendrían que llevarse a cabo verificaciones de medición semanales. Cuando se presente la ocasión, debería verificarse su funcionamiento en el punto de rocío y en el punto de helada. Si la temperatura del espejo fuese inferior a 0 °C, habría que examinar visualmente el depósito, siempre que sea posible, para determinar si es agua subfundida o hielo.

Una verificación útil consiste en comparar la medición de la temperatura del espejo con la temperatura del aire mientras no funciona el sistema de control térmico del higrómetro. Se debería ventilar el instrumento y habría que medir la temperatura del aire en la entrada del conducto de aspiración del higrómetro. Esta verificación se hace mejor cuando las condiciones son estables y no se produce condensación. El sensor y el conducto de aire tendrían que estar protegidos de los rayos del sol en equilibrio térmico. Para realizar esa verificación se puede aumentar la velocidad del aire aspirado.

La interfaz del termómetro de espejo se puede calibrar independientemente sobre el terreno, simulando la señal del termómetro. Si se trata de un termómetro con resistencia de platino, puede utilizarse una caja estándar de simulación con resistencia de platino, o una caja de décadas de resistencias y un juego de tablas adecuadas. Se podría necesitar también una interfaz especial de simulación para el sistema de control del higrómetro.

4.5 HIGRÓMETRO DE CONDENSACIÓN DE CLORURO DE LITIO CALENTADO (CÉLULA DE PUNTO DE ROCÍO)

4.5.1 Consideraciones generales

4.5.1.1 Principios

Los principios físicos en los que se basa el método de solución salina calentada figuran en la sección 4.1.4.5.2. La presión del vapor en equilibrio en la superficie de una solución saturada de cloruro de litio es excepcionalmente baja. Por lo tanto, una solución de cloruro de litio es extremadamente higroscópica en condiciones normales de humedad atmosférica en la superficie. Si la presión del vapor ambiente es superior a la presión del vapor en equilibrio de la solución, habrá condensación del vapor de agua en la superficie de la solución (por ejemplo, a 0 °C, el vapor de agua se condensa sobre la superficie plana de una solución saturada de cloruro de litio cuando la humedad relativa alcanza solo el 15 por ciento).

Se puede obtener un dispositivo de autorregulación termodinámica calentando la solución directamente con una corriente eléctrica que la atraviese,

procedente de un aparato de voltaje constante. Conviene utilizar una corriente alterna para impedir la polarización de la solución. A medida que disminuye la conductividad eléctrica disminuye también la corriente calefactora, y se alcanza un punto de equilibrio, por lo que se mantiene una temperatura constante. Si la solución se enfría, se produce la condensación del vapor de agua, con lo que aumentará la conductividad y la corriente calefactora y se invertirá la tendencia al enfriamiento. Si la solución se calienta por encima del punto de equilibrio, el vapor de agua se evapora ocasionando un descenso de la conductividad y, por lo tanto, una disminución de la corriente calefactora al punto en que las pérdidas térmicas ocasionan un enfriamiento.

De lo anterior, se deduce que para la presión del vapor ambiente existe un límite inferior que puede medirse de esa manera a una temperatura dada. Por debajo de ese valor, la solución salina debería enfriarse para que el vapor de agua se condense. Esto equivaldría al método del espejo enfriado, salvo que en este último la condensación se produce a una temperatura más baja cuando se obtiene la saturación con respecto a una superficie de agua pura, es decir, al punto de rocío ambiente.

Este método presenta un cierto grado de incertidumbre debido a la existencia de cuatro hidratos diferentes de cloruro de litio. A ciertas temperaturas críticas, dos de los hidratos se mantienen en equilibrio con la fase acuosa, y la temperatura de equilibrio obtenida al calentar la solución varía de acuerdo a la transformación en hidrato que se produce posteriormente. En las aplicaciones meteorológicas la incertidumbre mayor ocurre a temperaturas ambiente del punto de rocío inferiores a –12 °C. Para un punto de rocío ambiente de –23 °C, la posible diferencia de la temperatura de equilibrio, según la cual se produce una de las dos transformaciones de solución de hidrato, da lugar a una incertidumbre de ±3,5 K en el valor del punto de rocío obtenido.

4.5.1.2 Descripción

El higrómetro de célula de punto de rocío mide la temperatura a la cual la presión del vapor en equilibro de una solución de cloruro de litio saturada es igual a la presión del vapor de agua ambiente. Las ecuaciones empíricas de transformación, basadas en los datos de tensión saturante del vapor para la solución de cloruro de litio y para el agua pura, permiten deducir la presión del vapor de agua y el punto de rocío ambientes con respecto a una superficie plana de agua pura. A un intervalo de temperaturas del punto de rocío que varía de –12 a 25 °C corresponde otro de temperaturas de la célula de punto de rocío de entre 17 y 71 °C.

4.5.1.3 Sensores con calefacción directa

El sensor consta de un tubo, o bobina, que en su interior alberga, en posición axial, un termómetro de resistencia. La superficie externa del tubo está cubierta con un material de fibra de vidrio (en general, una banda enrollada alrededor y a lo largo del tubo) que se impregna de una solución acuosa de cloruro de litio, combinada a veces con cloruro de potasio. Sobre la cubierta de la bobina se enrolla un hilo bifilar de plata o de oro, manteniendo el mismo espacio entre cada vuelta. Se conecta una fuente de corriente alterna a los dos extremos del enrollado bifilar; la corriente proviene normalmente del suministro eléctrico ordinario (50 o 60 Hz). La conductividad eléctrica de la solución de cloruro de litio viene determinada por su grado de concentración. La corriente circula a través de la solución, entre las vueltas adyacentes del enrollado bifilar que actúan como electrodos. La corriente calienta la solución y, por lo tanto, aumenta la temperatura.

Salvo en condiciones de muy baja humedad, la presión del vapor ambiente, a la temperatura del aire ambiente, será superior a la presión del vapor en equilibrio en la superficie de la solución de cloruro de litio, y el vapor de agua se condensará en la superficie de la solución. Dado que la corriente eléctrica calienta la solución, se alcanzará finalmente una temperatura por encima de la cual la presión del vapor en equilibrio será superior a la presión del vapor ambiente; comenzará la evaporación y aumentará la concentración de la solución.

Al estar en funcionamiento, el instrumento alcanza una temperatura de equilibrio que varía en función de la presión del vapor de agua ambiente. Por encima de esa temperatura, la concentración de la solución aumentará por evaporación, y la corriente eléctrica y la calefacción disminuirán; la solución puede sufrir entonces pérdidas de calor que darán lugar a que su temperatura descienda. Por debajo de la temperatura de equilibrio, la concentración de la solución disminuirá por condensación, la corriente eléctrica y la calefacción aumentarán, y ocasionarán un aumento de la temperatura de la solución. A la temperatura de equilibrio no se produce ni evaporación ni condensación porque la presión del vapor en equilibrio y la presión del vapor ambiente son iguales.

En la práctica, la temperatura de equilibrio medida varía en función de las características de construcción del sensor, y tiende a ser mucho más alta que la prevista a partir de datos sobre la presión del vapor en equilibrio para una solución saturada de cloruro de litio. No obstante, se obtiene una reproducibilidad suficientemente buena para poder utilizar una función de transferencia normalizada para todos los sensores construidos según las mismas especificaciones.

Una ventilación muy fuerte modifica las características de transferencia térmica del sensor, y si la ventilación tiene fluctuaciones su funcionamiento es inestable.

Para reducir al mínimo los riesgos de un impulso de corriente excesivo al conectar el higrómetro (pues la resistencia de la solución a temperatura ambiente es relativamente baja), con frecuencia se conecta al calefactor una pequeña bombilla que actúa como atenuador de corriente. Esta se selecciona de manera que, a las corrientes normales de funcionamiento de la bobina, la resistencia del filamento sea lo suficientemente baja para que el higrómetro funcione adecuadamente, mientras que la corriente operativa de la bombilla incandescente (incluso para una bobina sin resistencia eléctrica) se mantiene lo suficientemente baja para que no dañe el elemento calefactor.

La presión del vapor en equilibrio de una solución saturada de cloruro de litio varía de acuerdo al hidrato en estado de equilibrio con la solución acuosa. En el rango de temperaturas de la solución correspondientes al intervalo de los puntos de rocío entre –12 y 41 °C, el cloruro de litio es monohidratado. Por debajo de –12 °C se forma el dihidrato, y por encima de 41 °C el cloruro de litio anhidro. Cerca de los puntos de transición, el funcionamiento del higrómetro es inestable y las lecturas no son precisas. Sin embargo, si se añade una pequeña cantidad de cloruro de potasio (KCl) se puede extender el límite inferior del punto de rocío de –12 a –30 °C.

4.5.1.4 Sensores con calefacción indirecta

Se puede mejorar la exactitud del sistema descrito en la sección 4.5.1.2 si la solución de cloruro de litio se calienta indirectamente. La conductividad de la solución se mide entre dos electrodos de platino, y permite controlar un serpentín de calefacción.

4.5.2 Método operativo

Una vez tomadas las lecturas de la temperatura de equilibrio de la bobina, una función de transferencia permite obtener la temperatura del punto de rocío.

Se debería evitar cualquier alteración del sensor, pues las variaciones térmicas en la superficie de la bobina modifican la temperatura de equilibrio.

Sería preciso que el instrumento se alimentara permanentemente. Si su temperatura desciende por debajo de la de equilibrio, cualquiera que sea el tiempo que dure el enfriamiento, se producirá una condensación y el electrólito comenzará a gotear.

Se deben realizar periódicamente mediciones de control con un higrómetro de trabajo de referencia y, de ser necesario, hay que limpiar el instrumento y aplicarle de nuevo una solución de cloruro de litio.

Si el fabricante no proporciona un atenuador de corriente, se debería instalar ese dispositivo pues, de lo contrario, el sensor podría resultar dañado por una corriente demasiado alta al conectar el instrumento.

4.5.3 Exposición y emplazamiento

El higrómetro debería instalarse al aire libre, en una estructura adecuada que lo proteja de los efectos del viento y de la lluvia. El instrumento necesita también un sistema que permita mantener constante la velocidad del aire aspirado.

El calor que se desprende del higrómetro puede alterar el funcionamiento de otros instrumentos, lo cual habrá de tenerse en cuenta al seleccionar el sitio de instalación.

Los contaminantes atmosféricos afectan el funcionamiento del instrumento, sobre todo las sustancias que se disocian en solución y producen una concentración de iones importante.

4.5.4 Fuentes de error

Para medir la temperatura de equilibrio se necesita un termómetro de resistencia eléctrica; las fuentes de error son las asociadas normalmente con la termometría.

La temperatura de equilibrio obtenida está determinada por las propiedades del soluto, por lo que una presencia importante de impurezas tendrá consecuencias imprevisibles.

Las variaciones en la aspiración influyen en los intercambios térmicos y, por lo tanto, en la estabilidad del instrumento. Para que el funcionamiento sea estable, la velocidad del aire aspirado debe ser constante.

4.5.5 Calibración

Se debería realizar, al menos una vez al mes, una calibración sobre el terreno con un instrumento patrón de trabajo. La calibración de la bobina del termómetro y de la pantalla de visualización de la temperatura habría que llevarla a cabo periódicamente, como se hace con otros termómetros y sistemas de visualización operativos.

4.5.6 Mantenimiento

El cloruro de litio debería renovarse con regularidad. Esta operación podría realizarse una vez al mes, pero dependerá del nivel de contaminación atmosférica. Cuando se cambie la solución, será preciso lavar la bobina con agua destilada y aplicar luego una nueva solución. La cobertura protectora se debería limpiar al mismo tiempo.

Para preparar una nueva solución se mezclan cinco partes de cloruro de litio anhidro con 100 partes de agua destilada, en peso, es decir, 1 g de cloruro de litio anhidro por cada 20 ml de agua.

El mantenimiento del sensor de temperatura debería realizarse según las recomendaciones que se aplican a los instrumentos eléctricos utilizados para medir la temperatura del aire, pero teniendo en cuenta la diferencia en el intervalo de temperaturas medidas.

4.6 HIGRÓMETROS ELÉCTRICOS DE RESISTENCIA Y DE CAPACITANCIA

4.6.1 Consideraciones generales

Las propiedades eléctricas de algunos materiales higroscópicos varían en función de la humedad relativa ambiente, y solo presentan una pequeña dependencia térmica.

Los sensores eléctricos de humedad relativa se utilizan cada vez más en las aplicaciones que exigen una lectura remota, sobre todo cuando se requiere una visualización directa de la humedad relativa. Como muchos de esos sensores proporcionan respuestas no lineales relativas a las variaciones de humedad, los fabricantes los equipan frecuentemente con sistemas especiales de procesamiento y visualización de datos.

4.6.2 Resistencia eléctrica

En el ámbito de la meteorología se pueden utilizar sensores de plástico tratados químicamente, con una capa superficial conductora de electricidad sobre el sustrato aislante. La resistencia de la superficie varía de acuerdo con la humedad relativa ambiente. El proceso de adsorción predomina sobre el de absorción porque la parte sensible a la humedad de dicho sensor se limita a la capa superficial. Por lo tanto, este tipo de sensor es capaz de responder rápidamente a las variaciones de la humedad ambiente.

Esta clase de sensor comprende varios tipos de instrumentos electrolíticos, en los que la disponibilidad de iones conductores en un electrólito higroscópico es función de la cantidad de vapor de agua adsorbida. El electrólito puede presentarse en varias formas, por ejemplo como una solución líquida, o gel, e incluso una resina intercambiadora de iones. Para evitar la polarización del electrólito, se mide la variación de impedancia respecto de una corriente alterna en vez de una corriente continua. Puede utilizarse un suministro de corriente de baja frecuencia, ya que es la resistencia a la corriente continua la que tiene que ser medida, lo cual posibilita el uso de conductores relativamente largos entre los sensores y su interfaz eléctrica.

4.6.3 Capacitancia eléctrica

Este método se basa en las variaciones de las propiedades dieléctricas de un material sólido, higroscópico, en función de la humedad relativa ambiente. En general se utilizan para ello materiales poliméricos. El agua absorbida en el polímero modifica sus propiedades dieléctricas debido al considerable momento dipolar de la molécula de agua.

La parte sensible del sensor de humedad consiste en una delgada hoja polímera dispuesta entre dos electrodos para formar un condensador. La

impedancia eléctrica de este condensador proporciona una medida de la humedad relativa. El valor nominal de la capacitancia puede ser de apenas unos pocos o varios cientos de picofaradios, según sea el tamaño de los electrodos y el grosor del material dieléctrico. A su vez, este valor influye en el rango de la frecuencia de excitación utilizado para medir la impedancia del instrumento, que normalmente es de al menos varios kilohercios, y, por lo tanto, requiere que se hagan conexiones cortas entre el sensor y la interfaz eléctrica, a fin de reducir al mínimo los efectos de la capacitancia parásita. Por eso, la interfaz eléctrica está normalmente integrada en el sensor de capacitancia y es necesario tener en cuenta el efecto de la temperatura ambiente en el rendimiento de los componentes del circuito.

4.6.4 Método de observación

Los sensores que se basan en las variaciones de las propiedades electrónicas de materiales higroscópicos se utilizan con frecuencia en la lectura remota de la humedad relativa, y en las estaciones meteorológicas automáticas.

4.6.5 Exposición y emplazamiento

Los sensores deberían instalarse en una garita meteorológica siguiendo las instrucciones del fabricante relativas al montaje del sensor propiamente dicho. Es obligatorio utilizar filtros protectores. El contacto directo con el agua causa graves daños a los sensores que utilizan como elementos sensibles electrólitos higroscópicos; en consecuencia, habría que tener mucho cuidado para que el agua no llegue al elemento sensible de dichos sensores.

4.6.6 Calibración

Los procedimientos de calibración, tanto sobre el terreno como en laboratorio, corresponden a los utilizados para los higrómetros de cabello. Para la mayoría de sensores de este tipo existe equipo auxiliar apropiado que permite realizar controles con soluciones salinas.

4.6.7 Mantenimiento

Debería alentarse a los observadores a mantener el higrómetro en perfecto estado de limpieza (véase la sección 4.1.4.10).

4.7 HIGRÓMETROS DE ABSORCIÓN DE RADIACIÓN ELECTROMAGNÉTICA

Las moléculas de agua absorben la radiación electromagnética (REM) en un intervalo de bandas de onda y de longitudes de onda específicas; esta característica puede utilizarse para medir la concentración molecular del vapor de agua en un gas. Las regiones más utilizadas del espectro electromagnético con este fin son las del ultravioleta y el infrarrojo. Por ello, las técnicas se denominan con frecuencia higrometría óptica o, más exactamente, higrometría de absorción de la REM.

El método utiliza las mediciones de la atenuación de la radiación en una banda de ondas que corresponde a la banda de absorción del vapor de agua, a lo largo del trayecto entre la fuente de radiación y un receptor. Existen dos métodos principales para determinar el grado de atenuación de la radiación, a saber:

a) Transmisión de radiación de banda estrecha, a una intensidad fija, hacia un receptor calibrado. La fuente de radiación más utilizada es el hidrógeno. El espectro de emisión del hidrógeno comprende la línea Lyman alfa a 121,6 nanómetros, que coincide con una banda de absorción del vapor de agua en la región del ultravioleta donde los otros gases atmosféricos comunes tienen un bajo nivel de absorción. La trayectoria de medición es normalmente de unos cuantos centímetros.
b) Transmisión de radiación en dos longitudes de onda, una de las cuales es fuertemente absorbida por el vapor de agua y la otra no es absorbida, o lo es solo levemente. Si se utiliza una sola fuente para generar la radiación en ambas longitudes de onda, se puede conocer con exactitud la relación de sus intensidades emitidas, de manera que se puede determinar la atenuación de la longitud de onda absorbida midiendo la relación de sus intensidades en el receptor. Para esta técnica, la fuente térmica más utilizada es una bombilla de tungsteno con filtros, que permite aislar dos longitudes de onda en la región del infrarrojo. La medición tiene una trayectoria normalmente superior a un metro de longitud.

Los dos tipos de higrómetros de absorción de la REM requieren calibración frecuente y resultan más apropiados para medir las variaciones de la concentración de vapor que los niveles absolutos. La aplicación más conocida del higrómetro de absorción de la REM es el control de las variaciones de humedad de frecuencias muy elevadas, pues según el método no es necesario que el detector alcance

una presión del vapor de equilibrio con la muestra. La constante de tiempo de un higrómetro óptico es de unos pocos milisegundos. En la actualidad, el uso del higrómetro óptico está limitado a las actividades de investigación.

4.8 SEGURIDAD

Para medir la humedad se utilizan diversos productos químicos. El personal que manipule esos productos debería conocer siempre sus propiedades. Los productos químicos deberían conservarse en recipientes seguros, robustos y bien etiquetados, y almacenarse en un lugar adecuado. Las autoridades locales pueden prescribir las instrucciones relativas al uso de material tóxico.

Para medir la humedad se utilizan sobre todo soluciones salinas saturadas. A continuación se ofrecen algunas pautas de seguridad que deben tenerse en cuenta al emplear las sales más utilizadas:

a) Cloruro de bario ($BaCl_2$): se presenta en forma de cristales incoloros, muy solubles en agua. Es estable, pero desprende emanaciones tóxicas en caso de incendio. No presenta reacción peligrosa con el agua, los ácidos, las bases, los oxidantes ni con los combustibles. Si se ingiere produce náuseas, vómitos, dolores estomacales y diarrea. Es peligroso inhalar el polvo de esta sal. Al contacto con la piel y los ojos causa

Cuadro 4.4. Instrumentos patrón para la medición de la humedad

Instrumento patrón	*Temperatura del punto de rocío*		*Humedad relativa (%)*	
	Rango (°C)	*Incertidumbre (K)*	*Rango*	*Incertidumbre*
Patrón primario				
Requisito	–60 a –15	0,3	5 a 100	0,2
	–15 a 40	0,1	5 a 100	0,2
Higrómetro gravimétrico	–60 a –35	0,25		
	–35 a 35	0,03		
	35 a 60	0,25		
Generador de humedad patrón de dos temperaturas	–75 a –15	0,25		
	–15 a 30	0,1		
	30 a 80	0,2		
Generador de humedad patrón de dos presiones	–75 a 30	0,2		
Patrón secundario				
Requisito	–80 a –15	0,75	5 a 100	0,5
	–15 a 40	0,25		
Higrómetro de espejo enfriado	–60 a 40	0,15		
Psicrómetro de referencia			5 a 100	0,6
Patrón de referencia				
Requisito	–80 a –15	1,0	5 a 100	1,5
	–15 a 40	0,3		
Psicrómetro de referencia			5 a 100	0,6
Higrómetro de espejo enfriado	–60 a 40	0,3		
Patrón de trabajo				
Requisito	–15 a 40	0,5	5 a 100	2
Psicrómetro de Assmann	–10 a 25		40 a 90	1
Higrómetro de espejo enfriado	–10 a 30	0,5		

irritación. Lavar con agua abundante y, en caso de ingestión, procurar atención médica.

b) Cloruro de calcio ($CaCl_2$): se presenta en forma de cristales incoloros, delicuescentes. Muy soluble en agua, se disuelve con aumento del calor. Da inicio a la polimerización exotérmica del éter metilvinílico. Puede reaccionar con el cinc para liberar hidrógeno. No presenta reacción peligrosa con los ácidos, las bases, los oxidantes ni con los combustibles. Irrita la piel, los ojos y el sistema respiratorio. Si se ingiere produce irritación gástrica, y la ingestión en grandes cantidades puede causar hipercalcemia, deshidratación y lesiones renales. Lavar con agua abundante y procurar atención médica.

c) Cloruro de litio (LiCl): se presenta en forma de cristales incoloros; es estable si se mantiene seco y muy soluble en agua. Desprende emanaciones tóxicas en caso de incendio. Si se ingiere, puede modificar el balance iónico de la sangre y producir anorexia, diarrea, vómitos, vértigo y perturbaciones del sistema nervioso central; puede ocasionar también lesiones renales si la persona afectada tiene una dieta baja en sal (se debe beber mucha agua y procurar atención médica). No presenta reacción peligrosa con el agua, los ácidos, las bases, los oxidantes ni con los combustibles.

d) Nitrato de magnesio ($Mg(NO_3)_2$): se presenta en forma de cristales incoloros, delicuescentes y muy solubles en agua. Puede dar inicio a la combustión de material inflamable. La reacción con material reductor puede ser violenta y se puede descomponer espontáneamente en dimetilformamido. Desprende emanaciones tóxicas en caso de incendio (combatir el incendio con agua pulverizada). La ingestión en grandes cantidades puede resultar mortal (beber mucha agua y procurar asistencia médica). Al contacto con la piel y los ojos causa irritación (lavar con agua).

e) Nitrato de potasio (KNO_3): se presenta en forma de cristales blancos o de polvo cristalino; es muy soluble en agua. Es estable, pero desprende emanaciones tóxicas en caso de incendio (combatir el incendio con agua pulverizada). Su ingestión en grandes cantidades produce vómitos, pero se elimina rápidamente por la orina (beber mucha agua). Irrita los ojos (lavar con agua). No presenta reacción peligrosa con el agua, los ácidos, las bases, los oxidantes ni con los combustibles.

f) Cloruro de sodio (NaCl). Se presenta en forma de cristales incoloros o de polvo blanco; es muy soluble en agua. Es estable y no presenta reacción peligrosa con el agua, los ácidos, las bases, los oxidantes ni con los combustibles. Su ingestión en grandes cantidades puede ocasionar diarrea, náuseas, vómitos, respiración profunda y acelerada y convulsiones (en casos graves se debe procurar atención médica).

Los consejos relativos a la utilización sin riesgos del mercurio figuran en el capítulo 3 de la parte I.

4.9 INSTRUMENTOS DE REFERENCIA Y CALIBRACIÓN

4.9.1 Principios relativos a la calibración de los higrómetros

La precisión de la calibración de los sensores de humedad plantea problemas particulares debido, en gran parte, a la cantidad relativamente pequeña de vapor de agua que existe en una muestra de aire a temperaturas normales, pero también por la dificultad general que supone aislar y almacenar gases y, en especial, el vapor de agua. Actualmente está comenzando a surgir un orden jerárquico internacional en materia de trazabilidad de los patrones de referencia de la humedad.

El higrómetro gravimétrico permite establecer un patrón absoluto para la humedad (es decir, una materialización de la definición física de la cantidad de humedad). El psicrómetro de referencia (dentro de su limitado rango) constituye también una especie de patrón primario, ya que es posible calcular su rendimiento. La calibración de los patrones secundarios, de referencia y de trabajo se realiza en varias etapas. En el cuadro 4.4 figura un resumen de los instrumentos patrón de medición de la humedad, y sus rendimientos.

La calibración práctica sobre el terreno se realiza frecuentemente por medio de psicrómetros aspirados y sensores del punto de rocío bien diseñados como patrones de trabajo. Estos tipos específicos de patrones deben poder controlarse con patrones de niveles más altos mediante comparaciones muy cuidadosas. Todo instrumento que se utilice como patrón se tiene que calibrar individualmente para todas las variables que forman parte del cálculo de la humedad (temperatura del aire, temperatura del termómetro húmedo, temperatura del punto de rocío, etc.). También deberían controlarse otros factores que afectan el rendimiento de ese tipo de instrumento, por ejemplo el flujo de aire.

4.9.2 Frecuencia y métodos de calibración

Todos los sensores de humedad que se utilizan sobre el terreno requieren una calibración periódica. Para los psicrómetros de espejo enfriado y los higrómetros de punto de rocío calentado que usan un detector de temperatura, la calibración puede realizarse cada vez que se haga el mantenimiento de rutina. Se efectuará una comparación con un patrón de trabajo, como el psicrómetro de Assmann, al menos una vez al mes.

Conviene utilizar como patrón de trabajo un psicrómetro aspirado de tipo estándar, como el de Assmann, pues tiene la ventaja de que se puede verificar en su totalidad comparando los termómetros seco y húmedo que lo constituyen y, además, porque se sabe si funciona bien cuando el ventilador produce un sonido normal. El instrumento de referencia debería calibrarse a intervalos adecuados en función del tipo de aparato.

Se pueden utilizar soluciones salinas saturadas para los sensores que solo requieren una muestra de poco volumen. Durante la calibración, la temperatura ambiente debe mantenerse estable; por lo tanto, es difícil fiarse del resultado de dichas soluciones sobre el terreno. Cuando se utilizan soluciones salinas con fines de control se debe considerar que el valor nominal de la humedad dada para la solución salina no se remite a ningún patrón primario.

4.9.3 Calibración en el laboratorio

La calibración en el laboratorio es esencial para mantener la precisión, teniendo en cuenta lo siguiente:

a) Instrumentos patrón de trabajo y de observación: la calibración en laboratorio de instrumentos patrón de trabajo y de observación debería realizarse con la misma periodicidad que la de los termómetros en uso. Para hacerlo, el dispositivo del sensor del espejo enfriado se puede tratar separadamente de la unidad de control. El termómetro de espejo tendría que calibrarse por separado, y la unidad de control habría de calibrarse con la misma frecuencia que los demás elementos del equipo electrónico de precisión. La calibración de un instrumento de observación no requiere necesariamente ayuda de un generador de humedad si los componentes se han calibrado separadamente como se ha descrito anteriormente.
   El buen funcionamiento de un instrumento se puede verificar en un recinto con condiciones estables comparándolo con un instrumento de referencia, como el psicrómetro de Assmann o un higrómetro patrón de espejo enfriado. Si el instrumento de observación tiene un detector de hielo, convendría controlar también el buen funcionamiento de ese sistema.

b) Instrumentos de referencia y patrón: la calibración en el laboratorio de instrumentos de referencia y patrón requiere un generador de humedad de precisión y un higrómetro patrón de transferencia apropiado. Los generadores de humedad de dos presiones y de dos temperaturas permiten generar un flujo de aire adecuado, a una temperatura y un punto de rocío predeterminados. La calibración debería realizarse al menos una vez cada 12 meses y para todo el rango correspondiente a la aplicación de referencia del instrumento. La calibración del termómetro de espejo y del sistema de visualización de la temperatura debería llevarse a cabo separadamente, al menos una vez cada 12 meses.

4.9.4 Patrones primarios

4.9.4.1 Higrometría gravimétrica

El método gravimétrico permite obtener una medición absoluta del contenido de vapor de agua en una muestra de aire, en función de su razón de mezcla de humedad. Para ello se extrae el vapor de agua que contiene la muestra, utilizando un desecante cuya masa se conoce, como el pentóxido de difósforo (P_2O_5) o el perclorato de magnesio ($M_g(ClO_4)_2$). Se pesa el desecante antes y después de absorber el vapor, y la diferencia permite establecer la masa del vapor de agua. La masa de la muestra seca puede calcularse pesándola (tras la licuefacción para que sea más fácil manipular el volumen de la muestra) o midiendo su volumen (conociendo su densidad).

La complejidad del equipo necesario para llevar a cabo con exactitud el procedimiento descrito limita su aplicación al ámbito del laboratorio. Además, para obtener mediciones exactas se requiere examinar un volumen considerable de la muestra de aire; en la práctica, es necesario que el aire circule de manera constante durante varias horas, según sea la humedad del aire, a fin de que la masa de vapor de agua sea suficiente para obtener una medición exacta del peso. Por lo tanto, el método se emplea solo para obtener un patrón absoluto de referencia. Este tipo de equipo se encuentra sobre todo en los laboratorios de calibración nacional.

4.9.4.2 Generador dinámico de humedad patrón de dos presiones

Este aparato de laboratorio sirve para generar gas húmedo cuya humedad relativa se determina sobre una base absoluta. El gas portador atraviesa una cámara de saturación a la presión P_1 y pasa a una segunda cámara en la cual se produce su expansión isotérmica a una presión inferior P_2. Ambas cámaras se mantienen a la misma temperatura en un baño de aceite. Según la ley de Dalton de las presiones parciales, la humedad relativa de la mezcla vapor de agua/gas está directamente relacionada con la presión total de cada una de las dos cámaras, es decir, la presión parcial e' del vapor en la cámara de baja presión tendrá la misma relación que la presión de saturación del vapor e'_w, y la presión total en el saturador de alta presión será igual a la presión total en la cámara de baja presión. De este modo la humedad relativa U_w viene dada por la ecuación:

$$U_w = 100 \cdot e'/e'_w = 100 \cdot P_1/P_2 \qquad (4.5)$$

La relación se mantiene también en la fase sólida si el gas está saturado con respecto al hielo a la presión P_1:

$$U_i = 100 \cdot e'/e'_i = 100 \cdot P_1/P_2 \qquad (4.6)$$

4.9.4.3 Generador dinámico de humedad patrón de dos temperaturas

Este aparato de laboratorio proporciona un flujo de gas húmedo a una temperatura T_1, con una temperatura de punto de rocío o de punto de escarcha T_2. Dos baños a temperatura controlada, ambos con intercambiadores térmicos, y uno con un saturador que contiene agua o hielo, sirven para saturar la corriente de aire a la temperatura T_1, y luego para producir un calentamiento isobárico a la temperatura T_2. En los aparatos diseñados para uso práctico, el aire circula continuamente para asegurar la saturación. En los instrumentos de control el aire es aspirado a la temperatura T_2 y en baja proporción con respecto a la circulación principal.

4.9.5 Patrones secundarios

Un instrumento patrón secundario debería recibir un cuidadoso mantenimiento. Solo se sacará del laboratorio para calibrarlo con un patrón primario o para compararlo con otros patrones secundarios. Estos últimos pueden servir como patrones de transferencia de los patrones primarios.

Se puede utilizar un higrómetro de espejo enfriado como instrumento patrón secundario en condiciones controladas de temperatura, humedad y presión. Con este fin, el higrómetro debería calibrarse en un laboratorio acreditado, que proporcionará los límites de incertidumbre para todo el intervalo de funcionamiento del instrumento. Esta calibración estará directamente vinculada a un patrón primario y debería efectuarse a intervalos regulares (en general, una vez cada 12 meses).

Las consideraciones generales sobre el higrómetro de espejo enfriado figuran en la sección 4.4. Este método presenta una técnica fundamental para determinar la humedad atmosférica. Si se siguen correctamente las instrucciones del fabricante sobre el mantenimiento y la utilización del instrumento, este puede dar una medición primaria del punto de rocío o del punto de escarcha dentro de los límites de incertidumbre determinados por la correspondencia entre la temperatura de la superficie del espejo y el punto adecuado del ciclo de condensación/evaporación, y la temperatura registrada por el termómetro del espejo en el momento de la observación. Se deben tener en cuenta los efectos Kelvin y Raoult sobre la temperatura de condensación y, con respecto a cualquier variación de la presión del aire causada por la técnica de muestreo, se aplicarán las ecuaciones que figuran en la sección 4.4.1.2.

4.9.6 Patrones de trabajo (e instrumentos de referencia sobre el terreno)

Se puede utilizar un higrómetro de espejo enfriado o un psicrómetro de Assmann como patrón de trabajo para realizar las comparaciones en condiciones ambientes sobre el terreno o en el laboratorio. Con este fin, es necesario haber realizado comparaciones a nivel de patrón de referencia. Las comparaciones deberían realizarse al menos una vez cada 12 meses, en un recinto con condiciones estables. El patrón de trabajo necesita un dispositivo de aspiración apropiado para tomar muestras de aire.

4.9.7 Psicrómetro de referencia de la OMM

Este tipo de instrumento es fundamentalmente un patrón primario porque se puede calcular su rendimiento. Sin embargo, se utiliza principalmente como instrumento de referencia de alta precisión, en especial para las pruebas de homologación de

otros sistemas de instrumentos de observación. Se ha diseñado para que funcione como instrumento autónomo, cerca de una garita meteorológica o de otro instrumento de observación. Se utiliza siguiendo especificaciones precisas. Debería ser empleado por personal competente, con experiencia en trabajos de laboratorio de precisión; se prestará atención particular a la aspiración, y se tomarán las precauciones necesarias para evitar la contaminación del termómetro húmedo por contacto con los dedos o con cualquier otro objeto. Existen, no obstante, pruebas sencillas que permiten validar las lecturas en cualquier momento y que deberían realizarse frecuentemente durante el funcionamiento. En OMM (1992) se describe el psicómetro y se dan recomendaciones para su uso.

4.9.8 Soluciones salinas saturadas

Para calibrar los sensores de humedad relativa se pueden utilizar recipientes con soluciones salinas saturadas adecuadas. Las sales más utilizadas, y su humedad relativa de saturación a 25 °C, son las siguientes:

Cloruro de bario ($BaCl_2$):	90,3 por ciento
Cloruro de sodio (NaCl):	75,3 por ciento
Nitrato de magnesio ($Mg(NO_3)_2$):	52,9 por ciento
Cloruro de calcio ($CaCl_2$):	29,0 por ciento
Cloruro de litio (LiCl):	11,1 por ciento

Es importante que la solución tenga una superficie grande en comparación con la del elemento sensible y el volumen de aire incluido, para que se alcance rápidamente el equilibrio. Se requiere también un orificio de acceso hermético para el sensor de control. La temperatura del recipiente debería medirse y mantenerse a un nivel constante ya que, para la mayoría de las sales, el grado de humedad de saturación tiene un coeficiente térmico importante.

El empleo de soluciones salinas saturadas exige algunas precauciones. El personal encargado de manipular dichas sales debería conocer su grado de toxicidad y su poder corrosivo. Todas las sales mencionadas anteriormente se pueden utilizar sin peligro, pero se debe evitar su contacto con la piel, su ingestión y la salpicadura en los ojos. Las sales deberían mantenerse siempre en recipientes seguros y con etiquetas que indiquen con toda claridad los peligros que representan. Habría que tomar precauciones al disolver los cristales de cloruro de calcio en agua, porque esta manipulación ocasiona una importante emanación de calor. Los peligros que presentan estos productos químicos se detallan en la sección 4.8.

Si bien el empleo de soluciones salinas saturadas constituye un método sencillo para ajustar algunos sensores de humedad (relativa), dichos ajustes no se pueden considerar como una calibración del sensor en relación con los patrones de referencia. En la actualidad, no se ha establecido en general ningún valor (nominal) para las soluciones salinas relacionado con los patrones de referencia. Después de ajustar un sensor mediante el método de soluciones salinas saturadas, las mediciones efectuadas con el sensor se deberían controlar siempre con un patrón de calibración.

ANEXO 4.A

DEFINICIONES Y ESPECIFICACIONES DEL VAPOR DE AGUA EN LA ATMÓSFERA

(adaptado del apéndice B del Volumen I del Reglamento Técnico de la OMM (OMM-N° 49))

1) ***La razón de mezcla r*** del aire húmedo es la relación entre la masa m_v de vapor de agua y la masa m_a de aire seco con el que está asociado el vapor de agua:

$$r = \frac{m_v}{m_a} \qquad (4.A.1)$$

2) ***La humedad específica, concentración de la masa o contenido de humedad q*** del aire húmedo es la relación entre la masa m_v de vapor de agua y la masa $m_v + m_a$ de aire húmedo en que está contenida la masa m_v de vapor de agua:

$$q = \frac{m_v}{m_v + m_a} \qquad (4.A.2)$$

3) ***Concentración de vapor (densidad de vapor de agua en una mezcla) o humedad absoluta***: en una mezcla de vapor de agua y de aire seco, la concentración de vapor ρ_v se define como la relación entre la masa de vapor m_v y el volumen V ocupado por la mezcla:

$$\rho_v = \frac{m_v}{V} \qquad (4.A.3)$$

4) ***Fracción molar del vapor de agua de una muestra de aire húmedo:*** la fracción molar x_v del vapor de agua de una muestra de aire húmedo, compuesto de una masa m_a de aire seco y de una masa m_v de vapor de agua, se define como la relación entre el número de moles de vapor de agua ($n_v = m_v/M_v$) y el número total de moles de la muestra $n_v + n_a$, donde n_a indica el número de moles de aire seco ($n_a = m_a/M_a$) de la muestra en cuestión. Esto da:

$$x_v = \frac{n_v}{n_a + n_v} \qquad (4.A.4)$$

o

$$x_v = \frac{r}{0{,}621\,98 + r} \qquad (4.A.5)$$

donde r es la razón de mezcla ($r = m_v/m_a$) del vapor de agua de la muestra de aire húmedo.

5) ***La tensión de vapor e'*** del vapor de agua del aire húmedo a una presión total p y con una razón de mezcla r se define por:

$$e' = \frac{r}{0{,}621\,98 + r}\, p = x_v \cdot p \qquad (4.A.6)$$

6) ***Saturación:*** se dice que el aire húmedo está saturado, para una presión y una temperatura dadas, si su razón de mezcla es tal que el aire húmedo puede coexistir en equilibrio indiferente con una fase condensada asociada (líquida o sólida) a la misma temperatura y presión, siendo plana la superficie de contacto entre ambas fases.

7) ***Razón de mezcla saturante:*** el símbolo r_w designa la razón de mezcla saturante del aire húmedo con respecto a una superficie plana de la fase líquida asociada. El símbolo r_i designa la razón de mezcla saturante del aire húmedo con respecto a una superficie plana de la fase sólida asociada. Las fases líquidas y sólidas asociadas de referencia consisten, respectivamente, en agua casi pura y en hielo casi puro, estando presentes en una y otro un poco de aire disuelto.

8) ***Tensión saturante del vapor de la fase pura:*** la tensión saturante e_w del vapor acuoso puro con relación al agua líquida es la presión del vapor cuando se halla en estado de equilibrio indiferente con una superficie plana de agua pura a la misma temperatura y presión; lo mismo para e_i con relación al hielo; e_w y e_i son funciones que dependen solamente de la temperatura, es decir:

$$e_w = e_w(T) \qquad (4.A.7)$$

$$e_i = e_i(T) \qquad (4.A.8)$$

9) ***Fracción molar del vapor de agua en aire húmedo saturado con respecto al agua:*** la fracción molar del vapor de agua en aire húmedo saturado con respecto al agua, a una presión p y a una temperatura T, es la fracción molar x_{vw} del vapor de agua de una muestra de aire húmedo, a la misma presión p y a la misma temperatura T, que está en equilibrio estable en presencia de una superficie plana de agua que contiene la cantidad de aire

disuelto correspondiente al equilibrio. Análogamente, x_{vi} se utilizará para indicar la fracción molar saturante con relación a una superficie plana de hielo que contiene la cantidad de aire disuelto correspondiente al equilibrio.

10) ***Tensión saturante del vapor del aire húmedo:*** la tensión saturante del vapor con relación al agua líquida e'_w del aire húmedo a la presión p y a la temperatura T se define por:

$$e'_w = \frac{r_w}{0{,}621\,98 + r_w}\, p = x_{vw} \cdot p \qquad (4.A.9)$$

Análogamente, la tensión saturante del vapor con relación al hielo e'_i del aire húmedo a la presión p y a la temperatura T se define por:

$$e'_i = \frac{r_i}{0{,}621\,98 + r_i}\, p = x_{vi} \cdot p \qquad (4.A.10)$$

11) ***Relaciones entre las tensiones saturantes del vapor de la fase pura y del aire húmedo:*** en los intervalos meteorológicos de presiones y temperaturas, las siguientes relaciones tienen un error del 0,5 por ciento o menos:

$$e'_w = e_w \qquad (4.A.11)$$

$$e'_i = e_i \qquad (4.A.12)$$

12) ***La temperatura termodinámica del punto de rocío T_d*** del aire húmedo a la presión p y con una razón de mezcla r es la temperatura a la cual el aire húmedo, saturado con respecto al agua a la presión dada, tiene una razón de mezcla saturante r_w igual a la razón de mezcla dada r.

13) ***La temperatura termodinámica del punto de congelación T_f*** del aire húmedo a la presión p y con la razón de mezcla r es la temperatura a la cual el aire húmedo, saturado con respecto al hielo a la presión dada, tiene una razón de mezcla saturante r_i igual a la razón de mezcla dada r.

14) ***La temperatura del punto de rocío y del punto de congelación*** así definidas están ligadas con la razón de mezcla r y la presión p por las siguientes ecuaciones, respectivamente:

$$e'_w(p, T_d) = f(p) \cdot e_w(T_d) = x_v \cdot p = \frac{r \cdot p}{0{,}621\,98 + r} \qquad (4.A.13)$$

$$e'_i(p, T_f) = f(p) \cdot e_i(T_f) = x_v \cdot p = \frac{r \cdot p}{0{,}621\,98 + r} \qquad (4.A.14)$$

15)[1] ***La humedad relativa U_w del aire húmedo con respecto al agua,*** a la presión p y a la temperatura T, es el cociente en tanto por ciento, entre la fracción molar del vapor de agua x_v y la fracción molar del vapor de agua saturante x_{vw} que el aire tendría si estuviera saturado con respecto al agua a la misma presión p y a la temperatura T. En consecuencia será:

$$U_w = 100\left(\frac{x_v}{x_{vw}}\right)_{p,T} = 100\left(\frac{p x_v}{p x_{vw}}\right)_{p,T} = 100\left(\frac{e'}{e'_w}\right)_{p,T} \qquad (4.A.15)$$

donde los subíndices p, T indican que cada término está sometido a las mismas condiciones de presión y temperatura. La última expresión es análoga en su forma a la definición clásica fundada en la ley de Dalton de las presiones parciales.

También U_w está ligada con la razón de mezcla r por la expresión:

$$U_w = 100\,\frac{r}{r_w} \cdot \frac{0{,}621\,98 + r_w}{0{,}621\,98 + r} \qquad (4.A.16)$$

donde r_w es la razón de mezcla saturante, a la presión y temperatura del aire húmedo.

16)[1] ***La humedad relativa U_i del aire húmedo con respecto al hielo***, a la presión p y a la temperatura T, es el cociente, expresado en tanto por ciento, entre la fracción molar del vapor de agua x_v y la fracción molar del vapor de agua saturante x_{vi} que el aire tendría si estuviera saturado con respecto al hielo, a la misma presión p y temperatura T, lo que da, por analogía con las definiciones que figuran en el párrafo 15:

$$U_i = 100\left(\frac{x_v}{x_{vi}}\right)_{p,T} = 100\left(\frac{p x_v}{p x_{vi}}\right)_{p,T} = \left(\frac{e'}{e'_i}\right)_{p,T} \qquad (4.A.17)$$

17) ***La humedad relativa para temperaturas inferiores a 0 °C*** debe calcularse con respecto al agua líquida. Las ventajas de este procedimiento son las siguientes:

a) la mayor parte de los higrómetros, esencialmente sensibles a la humedad relativa, indican la humedad relativa con respecto al agua a todas las temperaturas;

1 Las ecuaciones 4.A.15 y 4.A.17 no se aplican al aire húmedo cuando la presión p es inferior a la tensión de vapor saturante del agua pura y del hielo, respectivamente, a la temperatura T.

b) la mayoría de las nubes a temperaturas inferiores a 0 °C están formadas enteramente o casi enteramente por agua líquida;
c) en general no se observan humedades relativas superiores al 100 por ciento; esto es particularmente importante en los informes sinópticos, pues la atmósfera se halla frecuentemente sobresaturada con respecto al hielo a temperaturas inferiores a 0 °C;
d) la mayoría de las observaciones de humedad relativa realizadas a temperaturas inferiores a 0 °C se expresan a partir de la saturación con respecto al agua líquida.

18) ***La temperatura termodinámica del aire húmedo medida con un termómetro húmedo*** a la presión p, temperatura T, y razón de mezcla r, es la temperatura T_w lograda por el aire húmedo al ser adiabáticamente saturado a la presión p por la evaporación en el aire húmedo de agua a la presión p y temperatura T_w y que contiene la cantidad de aire disuelto correspondiente al equilibrio con aire saturado de la misma presión y temperatura. T_w se define por la ecuación:

$$h(p,T,r) + \left[r_w(p,T_w) - r\right]h_w(p,T_w) = h\left(p,T_w,r_w(p,T_w)\right) \qquad (4.A.18)$$

donde: $r_w(p, T_w)$ es la razón de mezcla del aire húmedo saturado a la presión p y a la temperatura T_w; $h_w(p, T_w)$ es la entalpía[2] de 1 gramo de agua pura a la presión p y a la temperatura T_w; $h(p, T, r)$ es la entalpía de $1 + r_w$ gramos de aire húmedo, compuesto de 1 gramo de aire seco y de r gramos de vapor de agua, a la presión p y a la temperatura T; y $h(p, T_w, r_w(p, T_w))$ es la entalpía de $1 + r_w$ gramos de aire saturado, compuesto de 1 gramo de aire seco y de r_w gramos de vapor de agua, a la presión p y a la temperatura T_w. (Esta es una función de p y de T_w solamente, y puede designarse apropiadamente por $h_{sw}(p, T_w)$.)

Si el aire seco y el vapor de agua son considerados como gases perfectos con calores específicos constantes, la ecuación se convierte en:

$$T - T_w = \frac{\left[r_w(p,T_w) - r\right]L_v(T_w)}{c_{pa} + rc_{pv}} \qquad (4.A.19)$$

2 La entalpía de un sistema en equilibrio a la presión p y a la temperatura T se define como $E + pV$, siendo E la energía interna del sistema y V su volumen. La suma de las entalpías de las fases de un sistema cerrado es constante en los procesos isobáricos adiabáticos.

donde: $L_v(T_w)$ es el calor de vaporización del agua a la temperatura T_w; c_{pa} es el calor específico del aire seco a presión constante; y c_{pv} es el calor específico del vapor de agua a presión constante.

Nota: La temperatura termodinámica del termómetro húmedo que acabamos de definir ha sido denominada durante algún tiempo "temperatura de saturación adiabática" por los ingenieros dedicados al acondicionamiento del aire.

19) ***La temperatura termodinámica del aire húmedo medida con un termómetro recubierto de hielo*** a la presión p, temperatura T y razón de mezcla r es la temperatura T_i a la que el hielo puro a la presión p se evaporará en aire húmedo para saturarlo adiabáticamente a la presión p y a la temperatura T_i. Se trata de saturación con respecto al hielo. T_i se define por la ecuación:

$$h(p,T,r) + \left[r_i(p,T_i) - r\right]h_i(p,T_i) = h\left(p,T_i,r_i(p,T_i)\right) \qquad (4.A.20)$$

donde: $r_i(p,T_i)$ es la razón de mezcla del aire húmedo saturado a la presión p y a la temperatura T_i; $h_i(p,T_i)$ es la entalpía de 1 gramo de hielo puro a la presión p y a la temperatura T_i; $h(p,T,r)$ es la entalpía de $1 + r$ gramos de aire húmedo, compuesto de 1 gramo de aire seco y de r gramos de vapor de agua, a la presión p y a la temperatura T; y $h(p, T_i, r_i(p, T_i))$ es la entalpía de $1 + r_i$ gramos de aire saturado, compuesto de 1 gramo de aire seco y de r_i gramos de vapor de agua, a la presión p y a la temperatura T_i. (Esta es una función de p y de T_i solamente, y puede designarse apropiadamente por $h_{si}(p, T_i)$.)

Si el aire seco y el vapor de agua son considerados como gases ideales con calores específicos constantes, la ecuación se convierte en:

$$T - T_i = \frac{\left[r_i(p,T_i) - r\right]L_s(T_i)}{c_p + rc_{pv}} \qquad (4.A.21)$$

donde $L_s(T_i)$ es el calor de sublimación del hielo a la temperatura T_i.

La relación entre T_w y T_i, así definidas, y la temperatura del termómetro húmedo o del termómetro recubierto de hielo indicada por un psicrómetro dado, deben establecerse por experiencias cuidadosamente controladas, teniendo en cuenta los diferentes parámetros que influyen, por ejemplo: la ventilación, las dimensiones del depósito del termómetro y la radiación.

ANEXO 4.B

FÓRMULAS PARA EL CÁLCULO DE LAS MEDICIONES DE LA HUMEDAD

(véase también la sección 4.1.2)

Tensión del vapor saturante:

$e_w(t) = 6{,}112 \exp[17{,}62\, t/(243{,}12 + t)]$	Agua (–45 a 60 °C) (fase pura)
$e'_w(p,t) = f(p) \cdot e_w(t)$	Aire húmedo
$e_i(t) = 6{,}112 \exp[22{,}46\, t/(272{,}62 + t)]$	Hielo (–65 a 0 °C) (fase pura)
$e'_i(p,t) = f(p) \cdot e_i(t)$	Aire húmedo
$f(p) = 1{,}001\,6 + 3{,}15 \cdot 10^{-6} p - 0{,}074\, p^{-1}$	[véase la nota]

Punto de rocío y punto de escarcha:

$t_d = \dfrac{243{,}12 \cdot \ln[e'/6{,}112 f(p)]}{17{,}62 - \ln[e'/6{,}112 f(p)]}$	Agua (–45 a 60 °C)
$t_f = \dfrac{272{,}62 \cdot \ln[e'/6{,}112 f(p)]}{22{,}46 - \ln[e'/6{,}112 f(p)]}$	Hielo (–65 a 0 °C)

Fórmulas psicrométricas para el psicrómetro de Assmann:

$e' = e'_w(p, t_w) - 6{,}53 \cdot 10^{-4} \cdot (1 + 0{,}000\,944\, t_w) \cdot p \cdot (t - t_w)$	Agua
$e' = e'_i(p, t_i) - 5{,}75 \cdot 10^{-4} \cdot p \cdot (t - t_i)$	Hielo

Humedad relativa:

$U = 100\, e'/e'_w(p,t)$ %

$U = 100\, e'_w(p,t_d)/e'_w(p,t)$ %

Símbolos empleados:

t = temperatura del aire (temperatura del termómetro seco);
t_w = temperatura del termómetro húmedo;
t_i = temperatura del termómetro engelado;
t_d = temperatura del punto de rocío;
t_f = temperatura del punto de escarcha;
p = presión del aire húmedo;
$e_w(t)$ = tensión saturante del vapor en la fase pura con respecto al agua a la temperatura del termómetro seco;
$e_w(t_w)$ = tensión saturante del vapor en la fase pura con respecto al agua a la temperatura del termómetro húmedo;
$e_i(t)$ = tensión saturante del vapor en la fase pura con respecto al hielo a la temperatura del termómetro seco;
$e_i(t_i)$ = tensión saturante del vapor en la fase pura con respecto al hielo a la temperatura del termómetro engelado;
$e'_w(t)$ = tensión saturante del vapor del aire húmedo con respecto al agua a la temperatura del termómetro seco;
$e'_w(t_w)$ = tensión saturante del vapor del aire húmedo con respecto al agua a la temperatura del termómetro húmedo;
$e'_i(t)$ = tensión saturante del vapor del aire húmedo con respecto al hielo a la temperatura del termómetro seco;
$e'_i(t_i)$ = tensión saturante del vapor del aire húmedo con respecto al hielo a la temperatura del termómetro engelado;
U = humedad relativa.

Nota: En la realidad, f es una función tanto de la presión como de la temperatura, es decir, $f = f(p,t)$, tal como se expone en la introducción del cuadro 4.10 de OMM (1966). En la práctica, la dependencia de la temperatura (±0,1%) es muy inferior a la de la presión (0 a +0,6%), por lo que puede omitirse en la fórmula (véase también el capítulo 10 de OMM (1989*a*)). Sin embargo, esta fórmula solo debería utilizarse para presiones de alrededor de 1 000 hPa (es decir, medidas en superficie) y no para medidas en altitud, en las que habría que utilizar el cuadro 4.10 de OMM (1966).

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Bindon, H. H., 1965: A critical review of tables and charts used in psychrometry. En: Wexler, A. (ed.), *Humidity and Moisture*. Volumen 1, Reinhold, Nueva York, págs. 3 a 15.

Organización Meteorológica Mundial, 1966: *International Meteorological Tables* (S. Letestu, ed.) (modificación de 1973), WMO-No. 188, Ginebra.

—, 1988: *Reglamento Técnico*. Volumen I, OMM-Nº 49, Ginebra.

—, 1989*a*: *WMO Assmann* Aspiration *Psychrometer Intercomparison* (D. Sonntag). Informe Nº 34 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 289, Ginebra.

—, 1989*b*: *WMO International Hygrometer Intercomparison* (J. Skaar, K. Hegg, T. Moe y K. Smedstud). Informe Nº 38 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 316, Ginebra.

—, 1992: *Measurement of Temperature and Humidity* (R. G. Wylie y T. Lalas). Nota técnica Nº 194, WMO-No. 759, Ginebra.

Sonntag, D., 1990: Important new values of the physical constants of 1986, vapour pressure formulations based on the ITS-90, and psychrometer formulae. *Zeitschrift für Meteorologie*, volumen 40, número 5, págs. 340 a 344.

—, 1994: Advancements in the field of hygrometry. *Zeitschrift für Meteorologie*, volumen 3, número 2, págs. 51 a 66.

Wexler, A. (ed.), 1965: *Humidity and Moisture*. Volúmenes 1 y 3, Reinhold, Nueva York.

CAPÍTULO 5

MEDICIÓN DEL VIENTO DE SUPERFICIE

5.1 GENERALIDADES

5.1.1 Definiciones

El presente capítulo está basado en las definiciones siguientes (se encontrarán más detalles al respecto en Mazzarella, 1972).

La *velocidad del viento* es una magnitud vectorial tridimensional que experimenta fluctuaciones aleatorias de pequeña escala en el espacio y en el tiempo, que se superponen a un flujo organizado de mayor escala. Esta definición es la utilizada, por ejemplo, para el estudio de la contaminación atmosférica y para el aterrizaje de aeronaves. A los efectos de esta Guía, sin embargo, se considerará que el viento de superficie es fundamentalmente una magnitud vectorial bidimensional definida por dos números que representan la dirección y la velocidad. El grado de fluctuación experimentado por el viento se denomina "rafagosidad", y las diferentes fluctuaciones, "ráfagas" o "rachas".

La mayoría de los usuarios de datos sobre el viento necesitan conocer el viento horizontal medio, expresado, por lo general, en coordenadas polares de velocidad y dirección. Cada vez son más las aplicaciones que también precisan información acerca de la variabilidad o rafagosidad del viento. A tal efecto, se utilizan tres magnitudes: la ráfaga o racha máxima y las desviaciones típicas de la velocidad y de la dirección del viento.

Las *magnitudes medias* son variables (por ejemplo, la velocidad horizontal del viento) promediadas a lo largo de un período comprendido entre 10 y 60 minutos. En este capítulo se calculan principalmente promedios correspondientes a intervalos superiores a 10 minutos, como los utilizados con fines de predicción. Normalmente, las estadísticas climatológicas se basan en promedios a lo largo de horas, días y noches. En las aplicaciones aeronáuticas suelen utilizarse intervalos de promediado menores (véase el capítulo 2 de la parte II). Los períodos de promediado inferiores a unos pocos minutos no suavizan suficientemente las fluctuaciones turbulentas naturales del viento; por ello, los "promedios" o "valores medios" de períodos de 1 minuto deberían considerarse como ráfagas largas.

La *ráfaga (o racha) máxima* es la velocidad del viento máxima observada en un intervalo de tiempo determinado. En los informes meteorológicos horarios, la ráfaga máxima indica el valor extremo del viento durante la última hora completa.

La *duración de una ráfaga* expresa la duración de una ráfaga máxima observada y viene determinada por la respuesta del sistema de medición. Los sistemas de respuesta lenta suavizan los extremos y miden ráfagas suaves y prolongadas mientras que los sistemas de respuesta rápida pueden registrar ráfagas con frentes de onda abruptos y de corta duración.

Para definir la duración de una ráfaga se utiliza un proceso de medición teórica, consistente en un filtro único que arroja una media móvil de la señal de viento entrante a lo largo de t_0 segundos. Los extremos detectados tras aplicar el filtro se definen como ráfagas máximas de duración t_0. Se dice que otros sistemas de medición con diversos elementos filtrantes miden las ráfagas de duración t_0 cuando un filtro de media móvil con un tiempo de integración t_0 produce un extremo de la misma magnitud (se encontrará una discusión más detallada en Beljaars, 1987; OMM, 1987).

La *desviación típica* se calcula a partir de la expresión:

$$s_u = \sqrt{(u_i - U)^2} = \sqrt{\left(\left(\sum\left(u_i^2\right) - \left(\sum u_i\right)^2 / n\right) / n\right)} \qquad (5.1)$$

donde u es una variable dependiente del tiempo (por ejemplo, la velocidad horizontal del viento) de valor medio U y el trazo superior indica el promediado a lo largo del tiempo para n muestras, u_i. La desviación típica permite caracterizar la magnitud de las fluctuaciones de una variable dada.

La *constante de tiempo* (de un sistema de primer orden) es el tiempo necesario para que un dispositivo detecte e indique aproximadamente un 63 por ciento de un cambio de una función escalonada.

La *longitud de respuesta* corresponde, en términos aproximados, al recorrido del viento (en metros) necesario para que un anemómetro indique aproximadamente un 63 por ciento de un cambio de una función escalonada de la velocidad entrante.

El *amortiguamiento crítico* (de un sensor, como por ejemplo una veleta, cuya respuesta se describe mejor mediante una ecuación diferencial de segundo orden) es el valor de amortiguamiento que proporciona la respuesta transitoria más rápida a un cambio brusco sin sobreoscilación.

El *coeficiente de amortiguamiento* es el cociente entre el amortiguamiento real y el amortiguamiento crítico.

La *longitud de onda natural no amortiguada* es el recorrido del viento que sería necesario para que una veleta completara un período de oscilación en ausencia de amortiguamiento. Su valor es inferior en un factor $\sqrt{(1-D^2)}$ al de la longitud de onda "amortiguada" real, siendo D el coeficiente de amortiguamiento.

Se denomina *viento variable sin dirección media* tanto al viento de velocidad inferior a 6 km/h (3 nudos) que presenta una variación total en su dirección igual o superior a 60º, e inferior a 180º, con respecto a la dirección media del viento en los últimos 10 minutos, como al viento cuya variación total en su dirección es igual o superior a 180º.

5.1.2 Unidades y escalas

La velocidad del viento debería comunicarse con una resolución de 0,5 m s^{-1}, o en nudos (0,515 m s^{-1}), redondeada a la unidad más próxima, y, en los informes sinópticos, debería representar un promedio a lo largo de un período de 10 minutos. Para ciertos fines aeronáuticos se necesitan promedios que abarquen un período menor (véase el capítulo 2 de la parte II).

La dirección del viento debería expresarse en grados, redondeada a la decena más próxima, mediante una clave de cifrado 01 ... 36 (la clave 2, por ejemplo, indica que la dirección del viento está comprendida entre 15 y 25°), y debería representar un promedio a lo largo de un período de 10 minutos (véase el capítulo 2 de la parte II). La dirección del viento se define como la dirección desde la que sopla el viento y se mide en sentido dextrorso a partir del norte geográfico, es decir, del norte verdadero.

Se debería comunicar una situación de "calma" cuando la velocidad media del viento sea inferior a 1 nudo. En tales casos, la dirección se expresa con la clave 00.

La dirección del viento, en las estaciones situadas hasta a 1º del Polo Norte o a 1º del Polo Sur, debería medirse de modo que el círculo acimutal se alinee de forma que su cero coincida con el meridiano 0º de Greenwich.

La medición y comunicación de la velocidad y la dirección del viento con fines aeronáuticos en aeródromos para el despegue y aterrizaje de aeronaves presentan diferencias importantes con respecto al requisito sinóptico (véase el capítulo 2 de la parte II). En todas las estaciones de observación meteorológica, la dirección del viento se medirá a partir del valor acimutal fijado, con respecto al norte verdadero. En las observaciones aeronáuticas de aeródromo, la dirección del viento debe reflejarse y comunicarse con respecto al norte magnético con un tiempo de promediado de 2 minutos. Cuando las mediciones de viento en un aeródromo vayan a ser difundidas mediante informes sinópticos, la dirección ha de estar referenciada al norte verdadero y corresponderá a un tiempo de promediado de 10 minutos.

5.1.3 Requisitos meteorológicos

Las observaciones o mediciones del viento son necesarias para vigilar y predecir el tiempo, para estudiar el clima según la carga de viento, para determinar la probabilidad de daños causados por el viento y evaluar la energía eólica, y para estimar los flujos de superficie, por ejemplo, los datos de evaporación son necesarios para estudiar la dispersión de la contaminación atmosférica y para aplicaciones agrarias. En el anexo 1.D del capítulo 1 de la parte I se facilitan los requisitos con respecto al rendimiento. Generalmente basta con una incertidumbre de la velocidad horizontal de 0,5 m s^{-1} por debajo de 5 m s^{-1}, e inferior al 10 por ciento por encima de 5 m s^{-1}. La dirección del viento debería medirse con una incertidumbre de 5°. Además de la velocidad y la dirección medias del viento, son numerosas las aplicaciones para las que es necesario conocer la desviación típica y los valores extremos (véase la sección 5.8.2). La exactitud requerida es fácil de conseguir con los instrumentos modernos. El aspecto más delicado de la observación del viento es la exposición del anemómetro. Dado que es casi imposible encontrar un lugar en que la velocidad del viento sea representativa de un área extensa, se recomienda obtener estimaciones de los errores de exposición (véase la sección 5.9).

Muchas aplicaciones precisan datos sobre la rafagosidad del viento. Estas aplicaciones proporcionan "predicciones inmediatas" de utilidad para el despegue y aterrizaje de aeronaves, para la climatología de la carga de viento y para el estudio

Cuadro 5.1. Equivalencias de la velocidad del viento

Número de la escala Beaufort y descripción	*Equivalencia de la velocidad del viento a una altura estándar de 10 m sobre terreno llano y despejado*				*Especificaciones para estimar la velocidad sobre tierra*
	(kt)	*(m s⁻¹)*	*(km h⁻¹)*	*(mi h⁻¹)*	
0 Calma	< 1	0 – 0,2	< 1	< 1	Calma; el humo asciende verticalmente
1 Ventolina	1 – 3	0,3 – 1,5	1 – 5	1 – 3	Se define la dirección del viento por la deriva del humo y no por las veletas
2 Brisa ligera	4 – 6	1,6 – 3,3	6 – 11	4 – 7	El viento se siente en la cara; se mueven las hojas de los árboles; el viento mueve las veletas
3 Brisa suave	7 – 10	3,4 – 5,4	12 – 19	8 –12	Las hojas y ramas pequeñas se hallan en constante movimiento; ondean las banderas livianas
4 Brisa moderada	11 – 16	5,5 – 7,9	20 – 28	13 – 18	Se levantan polvo y papeles sueltos; se mueven las ramas pequeñas de los árboles
5 Brisa fresca	17 – 21	8,0 – 10,7	29 – 38	19 – 24	Los árboles pequeños con hojas empiezan a moverse; se forman pequeñas olas en estanques y lagunas
6 Brisa fuerte	22 – 27	10,8 – 13,8	39 – 49	25 – 31	Se mueven las ramas grandes de los árboles; silban los cables telegráficos; los paraguas se usan con dificultad
7 Viento fuerte	28 – 33	13,9 – 17,1	50 – 61	32 – 38	Todos los árboles se mueven; es difícil caminar contra el viento
8 Viento duro	34 – 40	17,2 – 20,7	62 – 74	39 – 46	Se rompen las ramas delgadas de los árboles; generalmente es difícil caminar contra el viento
9 Viento muy duro	41 – 47	20,8 – 24,4	75 – 88	47 – 54	Se producen ligeros daños estructurales (caen chimeneas y tejas)
10 Temporal	48 – 55	24,5 – 28,4	89 – 102	55 – 63	Se experimenta raramente tierra adentro; arranca árboles; hay daños estructurales considerables
11 Borrasca	56 – 63	28,5 – 32,6	103 – 117	64 – 72	Muy poco frecuente; ocasiona daños generalizados
12 Huracán	64 y superior	32,7 y superior	118 y superior	73 y superior	

de los problemas de dispersión de la contaminación atmosférica y la corrección de las exposiciones. Hay dos variables apropiadas para las lecturas de rutina: la desviación típica de la velocidad y la dirección del viento, y las ráfagas máximas en períodos de 3 segundos (véanse las Recomendaciones 3 y 4 (CIMO-X) (OMM, 1990)).

5.1.4 Métodos de medición y observación

El viento de superficie suele medirse utilizando una veleta y un anemómetro de cazoletas o de hélice. Cuando los instrumentos estén momentáneamente fuera de servicio o no se disponga de ellos, la dirección y la fuerza del viento pueden estimarse por métodos subjetivos (en los cuadros 5.1 y 5.2 se indican las equivalencias de velocidad del viento habitualmente utilizadas para tal fin).

Los instrumentos y técnicas específicamente examinados en este texto son solo algunos de los más convenientes de que se dispone y no constituyen una lista completa. En las referencias y bibliografía complementaria que aparecen al final de este capítulo se encontrará una lista de publicaciones apropiadas sobre el particular.

Cuadro 5.2. Equivalencias de la velocidad del viento en áreas árticas y en áreas exentas de vegetación

Número de la escala Beaufort y descripción	*Equivalencia de la velocidad del viento a una altura estándar de 10 m sobre terreno llano y despejado*				*Especificaciones para estimar la velocidad en áreas árticas y en áreas exentas de vegetación*
	(kt)	*(m s⁻¹)*	*(km h⁻¹)*	*(mi h⁻¹)*	
0 Calma	< 1	0 – 0,2	< 1	< 1	
1 Ventolina	1 – 3	0,3 – 1,5	1 – 5	1 – 3	Viento no apreciable; el humo asciende de forma casi vertical
2 Brisa ligera	4 – 6	1,6 – 3,3	6 – 11	4 – 7	El viento se siente en la cara; se mueven las hojas de los árboles
3 Brisa suave	7 – 10	3,4 – 5,4	12 – 19	8 –12	Se mueve el cabello y ondea la ropa
4 Brisa moderada	11 – 16	5,5 – 7,9	20 – 28	13 – 18	Se levantan polvo y papeles sueltos; se revuelve el cabello
5 Brisa fresca	17 – 21	8,0 – 10,7	29 – 38	19 – 24	La fuerza del viento se siente sobre el cuerpo; marca el límite del viento agradable en tierra
6 Brisa fuerte	22 – 27	10,8 – 13,8	39 – 49	25 – 31	Cierta dificultad para caminar
7 Viento fuerte	28 – 33	13,9 – 17,1	50 – 61	32 – 38	Dificultad para caminar contra el viento
8 Viento duro	34 – 40	17,2 – 20,7	62 – 74	39 – 46	Dificultad para mantener el equilibrio caminando
9 Viento muy duro	41 – 47	20,8 – 24,4	75 – 88	47 – 54	Peligro de ser derribado
10 Temporal	48 – 55	24,5 – 28,4	89 – 102	55 – 63	Arranca árboles y causa daños estructurales considerables
11 Borrasca	56 – 63	28,5 – 32,6	103 – 117	64 – 72	
12 Huracán	64 y superior	32,7 y superior	118 y superior	73 y superior	

Los sensores que se reseñan a continuación son anemómetros de cazoletas y de hélice, y veletas. Con frecuencia se hacen combinaciones de cazoletas y veleta o de hélice y veleta, así como anemómetros únicamente de hélice. Otros sensores clásicos, como el tubo de Pitot, se utilizan menos en la actualidad para las mediciones rutinarias, pero pueden dar resultados satisfactorios, mientras que los nuevos tipos en fase de desarrollo o utilizados como herramientas de investigación podrían servir para esos fines a medida que avancen las tecnologías.

Para casi todas las aplicaciones es necesario medir los promedios de velocidad y de dirección del viento. En muchas de ellas son también necesarios los datos de rafagosidad. Así pues, un sistema de medición del viento no solo consta de un sensor, sino también de un sistema de procesamiento y registro de datos. El procesamiento consiste en calcular los promedios, las desviaciones típicas y los valores extremos. En su forma más simple, el procesamiento puede efectuarse anotando la señal de viento con un registrador de plumilla y estimando la media y el extremo a partir de las lecturas del registro.

5.2 ESTIMACIÓN DEL VIENTO

En ausencia de un equipo de medición del viento, las observaciones deben efectuarse mediante estimación. Los errores de observación que esto conlleva pueden ser considerables pero, siempre que las observaciones se lleven a cabo con precaución, el método se justifica, ya que proporciona datos que de otro modo no estarían disponibles. Cuando en algunas estaciones se obtengan datos de viento mediante estimación en lugar de por medición, ya sea con carácter temporal o permanente, esta circunstancia debería quedar documentada en los registros de la

estación y estar a disposición de los usuarios de los datos.

5.2.1 Velocidad del viento

Las estimaciones se basan en el efecto del viento sobre objetos móviles. Si bien se puede utilizar prácticamente cualquier objeto sostenido por un soporte que pueda moverse libremente bajo la influencia del viento, resultarán especialmente útiles las especificaciones descriptivas de la escala Beaufort de la fuerza del viento, reproducidas en la tabla.

Para realizar las estimaciones, el observador (y el objeto sensible al viento) debe estar situado en un terreno llano abierto, carente de obstáculos en la medida de lo posible. Conviene tener siempre presente que incluso los obstáculos más pequeños pueden dar lugar a cambios importantes de la velocidad del viento y desviaciones de su dirección, especialmente a sotavento.

5.2.2 Dirección del viento

Cuando no se disponga de instrumentos o el equipo instrumental esté fuera de servicio, la dirección del viento se debería estimar observando la deriva del humo que sale por una chimenea elevada, el movimiento de las hojas, etc., en terreno abierto, o bien la orientación de un banderín o de una serpentina sujeta a un mástil alto. Podrán servir también las mangas de viento de los aeropuertos cuando la velocidad del viento sea suficiente para moverlas.

Sea cual sea el medio utilizado, es probable que se cometan errores de perspectiva, a menos que el observador se coloque de pie verticalmente bajo el indicador. Debería procurarse no confundir las turbulencias locales causadas por edificios u otros obstáculos con la deriva general del viento.

En un lugar abierto, la dirección del viento de superficie puede estimarse con bastante exactitud si el observador se coloca de cara al viento. No debería tenerse en cuenta el movimiento de las nubes, por bajas que estas sean.

5.2.3 Fluctuaciones del viento

No se deberían intentar estimar las ráfagas máximas o las desviaciones típicas sin contar con los instrumentos y dispositivos de registro apropiados.

5.3 MÉTODOS INSTRUMENTALES SIMPLES

En las estaciones donde no es posible instalar anemómetros clásicos, se podrían proporcionar al observador instrumentos simples y de muy bajo costo como ayuda para realizar mediciones algo más fiables que las obtenidas por mera estimación.

5.3.1 Velocidad del viento

En caso de utilizarse un anemómetro de mano, sería preciso configurarlo y leerlo con arreglo a las instrucciones del fabricante. La observación se debería efectuar en un lugar bien expuesto al viento, y no a sotavento de obstáculos tales como edificios, árboles o lomas. Si ello no fuera posible, el lugar de observación debería estar situado a suficiente distancia de los obstáculos, concretamente a no menos de 10 veces la altura del obstáculo y, con viento frontal o lateral, a no menos del doble de su altura.

5.3.2 Dirección del viento

La dirección puede estimarse con una veleta (o un banderín) instalada en un mástil y provista de indicadores que señalen los principales puntos cardinales. La veleta deberá observarse desde abajo y la dirección del viento podrá estimarse en el más próximo de los 16 puntos de la brújula. Si la veleta oscilara con el viento, se debe considerar que la dirección del viento es la dirección media en torno a la cual se producen las oscilaciones.

5.4 ANEMÓMETROS DE CAZOLETAS Y DE HÉLICE

Los anemómetros de cazoletas y de hélice se utilizan habitualmente para determinar la velocidad del viento. Constan de dos componentes: el rotor y el generador de señales. En los sistemas adecuadamente diseñados, la velocidad angular del rotor de cazoletas o de la hélice es directamente proporcional a la velocidad del viento o, más precisamente, en el caso del rotor de hélice, a la componente de la velocidad del viento paralela al eje de rotación. Asimismo, presentan una calibración lineal independiente de la densidad del aire, un buen cero y una gran estabilidad, y se pueden fabricar en serie fácilmente. Cerca del umbral de arranque, por ejemplo para velocidades del viento inferiores a 4 m s^{-1}, la calibración de los anemómetros de cazoletas puede desviarse considerablemente de la linealidad

cuando el brazo que conecta la cazoleta al eje de rotación es mucho más largo que el diámetro de aquella (Patterson, 1926).

El tipo de respuesta de los anemómetros de cazoletas y de hélice a las variaciones de la velocidad del viento puede expresarse en función de una longitud de respuesta, cuya magnitud es directamente proporcional al momento de inercia del rotor y, además, depende de varios factores geométricos (Busch y Kristensen, 1976; Coppin, 1982).

La mayoría de los sensores de cazoletas y de hélice reaccionan más rápidamente en caso de aceleración que de desaceleración, por lo que la velocidad media obtenida a partir de sus rotores sobrestima la velocidad media real del viento. Además, las fluctuaciones de la velocidad vertical pueden inducir un exceso de velocidad de los anemómetros de cazoletas, debido a una menor interferencia de las cazoletas en condiciones de flujo oblicuo (MacCready, 1966). El exceso de velocidad total puede llegar a ser del 10 por ciento con ciertos diseños y en determinadas condiciones de viento turbulento (anemómetros de cazoletas a 10 m de altura con una longitud de respuesta de 5 m en terreno muy accidentado; Coppin, 1982). Este efecto puede minimizarse seleccionando anemómetros de respuesta rápida: o bien de cazoletas con diseños verificados que presenten una respuesta conforme a la ley de los cosenos, o bien veletas de hélice que carezcan prácticamente de una componente vertical de exceso de velocidad. Si no fuera posible estudiar la respuesta en un túnel de viento, los anemómetros operativos podrán compararse sobre el terreno con un anemómetro calibrado (Albers, Klug y Westermann, 2000).

Tanto los rotores de cazoletas como los de hélice giran con una velocidad angular directamente proporcional a la velocidad o a la componente axial, por lo que resultan particularmente convenientes para activar diversos tipos de generadores de señales. A este respecto se han utilizado generadores de corriente alterna y continua, generadores de impulsos ópticos y magnéticos, y contadores y registradores de vueltas (OMM, 2001). La elección del generador de señales o transductor dependerá en gran medida del tipo de procesador de datos y del sistema de lectura que se utilice. Convendría asegurarse de que los cojinetes y el generador de señales tengan pares de arranque y rozamiento durante el funcionamiento bajos, y de que el momento de inercia del generador de señales no reduzca demasiado la respuesta. Cuando la transmisión se realice a larga distancia, las señales de tensión disminuirán debido a las pérdidas por resistencia del cable y serán, por consiguiente, inferiores a las señales de frecuencia en impulsos, que no resultan afectadas en la misma medida durante la transmisión.

Las características requeridas y posibles de los sensores de velocidad del viento figuran en el anexo 1.D del capítulo 1 de la parte I.

5.5 VELETAS

Para obtener una medición satisfactoria es necesario que la veleta esté bien equilibrada, de modo que no adopte una posición de preferencia cuando el eje no sea vertical. Si la veleta tiene aletas múltiples, estas deberían preferiblemente ser paralelas al eje de la veleta, ya que una veleta con dos aletas en ángulos > 10° respecto de su eje presenta dos posiciones de equilibrio, cada una de las cuales difiere considerablemente de la dirección del viento real (Wieringa y van Lindert, 1971).

La respuesta de las veletas clásicas, de pequeño amortiguamiento, a un cambio repentino de la dirección del viento se caracteriza normalmente por un movimiento excesivo y oscilaciones en torno a su posición verdadera, de tal modo que la amplitud disminuye de manera aproximadamente exponencial. Se utilizan dos variables para definir esta reacción: la "frecuencia natural no amortiguada" o "longitud de onda", y el "coeficiente de amortiguamiento", que es el cociente entre el amortiguamiento real y el crítico (MacCready, 1966; Mazzarella, 1972). Se considera que los coeficientes de amortiguamiento comprendidos entre 0,3 y 0,7 son adecuados, no presentan una sobreoscilación excesiva y tienen una respuesta razonablemente rápida (Wieringa, 1967). Cuando se desee calcular una media correspondiente a un período relativamente largo a partir de datos captados a intervalos cortos, es evidente que resultarán aceptables coeficientes de amortiguamiento menores.

El generador de señales consiste básicamente en un transductor de eje que transmite los movimientos angulares. Se han empleado dispositivos de muchos tipos con buenos resultados en potenciómetros, sincronizadores de corriente alterna y continua, discos digitales de codificación angular, cuadrantes de lectura directa y conmutadores giratorios. La elección del generador de señales dependerá en gran medida del tipo de procesador de datos y del sistema de lectura que se utilice. Convendría asegurarse de que los cojinetes y el generador de señales tienen pares de arranque y de rozamiento durante el funcionamiento bajos. El método de registro más simple consiste en acoplar una lámina

en torno a un cilindro que está en rotación con el eje de la veleta, sobre el que desciende lentamente un instrumento de plumilla.

La exactitud absoluta de las mediciones de dirección dependerá también del cuidado con que se haya alineado el instrumento respecto al norte verdadero. Las características necesarias y posibles de las veletas figuran en el anexo 1.D del capítulo 1 de la parte I.

5.6 OTROS SENSORES DE VIENTO

Para medir la velocidad y la dirección del viento pueden utilizarse diversos principios físicos, que presentan ventajas e inconvenientes. A menudo se han desarrollado sistemas nuevos para fines específicos, como las fluctuaciones de pequeña escala o los estudios de contaminación atmosférica (véase, por ejemplo, Smith, 1980). Otros tipos de sensores son:

a) Los anemómetros de tubo de Pitot, que miden el exceso de presión en un tubo que se mantiene alineado con el vector de viento mediante una veleta (véase Gold, 1936, y OMM, 1984*a*, para una descripción del anemómetro de Dines). El sistema de registro lineal de Dines aborda el problema del promediado de la velocidad causado por la relación cuadrática entre la velocidad del viento y la presión, y proporciona además unos registros útiles de la rafagosidad sin necesidad de energía eléctrica.
b) Los anemómetros sónicos, que miden el tiempo transcurrido entre la emisión y la recepción de un impulso ultrasónico que se desplaza a lo largo de una distancia fija (Kaimal, 1980). Dado que los anemómetros sónicos no tienen piezas móviles (en razón de su principio básico de funcionamiento), su durabilidad es alta y su exactitud se deteriora muy poco.
c) Los anemómetros de disco caliente (instrumentos de estado sólido desarrollados recientemente), que miden el gradiente de temperatura a través de un ensamblaje de chips proporcionando así la velocidad y la dirección del viento con un grado de exactitud acorde con las especificaciones del anexo 1.D del capítulo 1 de la parte I (Van Oudheusden y Huijsing, 1991; Makinwa, Huijsing y Hagedoorn, 2001). Son resistentes y estables en la calibración, pero la experiencia práctica con ellos es, hasta la fecha, limitada.
d) Los anemómetros de hilo caliente, que miden el enfriamiento de hilos finos a alta temperatura. Para usos operativos son bastante poco fiables, tanto por su fragilidad excesiva como por los cambios de su calibración, bastante rápidos, en entornos poco limpios o húmedos. Se recomienda no utilizarlos en condiciones de precipitación.
e) Las antiguas veletas de placa movible, que son ligeramente mejores que la ausencia total de instrumentos.
f) Las técnicas de teledetección de viento mediante ondas acústicas (sodar), luminosas (lidar) o electromagnéticas (radar), que son inhabituales en las redes meteorológicas ordinarias y no se abordarán en la presente Guía. Se encontrarán más detalles al respecto en Lenschow (1986).

5.7 SENSORES Y COMBINACIONES DE SENSORES PARA LA MEDICIÓN DE LAS COMPONENTES

Las hélices, que responden únicamente a la componente de la velocidad del viento paralela al eje de rotación del rotor, se pueden instalar perpendicularmente para obtener dos lecturas directamente proporcionales a las componentes de las direcciones del eje. Otros sensores, como los anemómetros sónicos de dos ejes, realizan la misma función, aunque necesitan de unos dispositivos electrónicos más sofisticados. Las hélices perpendiculares tienen el inconveniente de que, con ellas, es difícil de conseguir una respuesta que sea exactamente conforme a la ley de los cosenos (es decir, sensibilidad a una sola componente). También es posible utilizar una combinación de anemómetros de cazoletas y de veleta o una veleta de hélice cuando las componentes de la velocidad se calculan a partir de los valores medidos de velocidad y dirección del viento.

5.8 MÉTODOS DE PROCESAMIENTO DE DATOS

Las señales obtenidas de las combinaciones de anemómetros y veletas pueden procesarse y promediarse de muy diversas maneras. Antes de examinar los aspectos de todo el proceso de medición del viento (exposición, detección, transmisión, filtrado, registro y procesamiento de datos), conviene abordar el problema del promediado. La presente Guía trata sobre los datos siguientes: viento horizontal medio (componentes o velocidad/dirección), desviaciones típicas y ráfaga máxima.

5.8.1 Promediado

En principio, el promediado de los vectores de viento o de sus componentes es una tarea simple,

aunque plantea algunos problemas. El primero de ellos estriba en que la velocidad vectorial media en la dirección media del viento U es ligeramente inferior al promedio de todas las velocidades del viento instantáneas, generalmente en varias unidades por ciento (MacCready, 1966; Wieringa 1980*a*). En caso necesario, esta situación puede corregirse si se mide la desviación típica de la dirección del viento s_d; con respecto al cociente de U y el promedio de las velocidades del viento instantáneas, se tiene (Frenkiel, 1951):

$$U \Big/ \sqrt{\left(u_i^2 + v_i^2\right)} = 1 - s_d^2 / 2 \qquad (5.2)$$

Este efecto de turbulencia transversal al viento suele confundirse con la sobrestimación (exceso de velocidad), causando así distorsiones en la desviación típica s_u (véase la sección 5.4).

El segundo problema es la discontinuidad de la dirección del viento entre 0 y 360°. Este problema puede resolverse registrando los datos en un cilindro, ampliando la horquilla de valores del registrador (por ejemplo, hasta 540° en el caso de un dispositivo automático que conmute la horquilla de valores de 0 a 360 y de 540 a 180), o mediante un algoritmo informático que genere muestras sucesivas en una función continua añadiendo o restando 360° en caso necesario. La imposibilidad de ajustar completamente la respuesta de primer orden de un anemómetro de cazoletas y la respuesta de segundo orden de una veleta constituye un problema menor, ya que las diferencias de respuesta están reflejadas solo en la parte de las fluctuaciones que corresponde a las altas frecuencias.

Desde el punto de vista teórico, es preferible promediar las componentes que calcular por separado la media de la velocidad y de la dirección. Las diferencias son, sin embargo, muy pequeñas y, en la mayoría de las aplicaciones, los promedios de las componentes se pueden deducir fácilmente de los promedios de velocidad y de dirección. Esta consideración también es aplicable a las desviaciones típicas correspondientes. Desde el punto de vista técnico, es preferible tratar de forma independiente la velocidad y la dirección por varias razones. En primer lugar, el tratamiento por separado de las señales de la velocidad y de la dirección implica que un instrumento puede seguir funcionando cuando el otro falla. En segundo lugar, esta reducción de datos plantea menos dificultades que en aquellos casos donde haya que calcular las diversas componentes. Por último, el tratamiento independiente de la velocidad y de la dirección es compatible con los usos habituales (incluidas las claves SYNOP y SHIP).

Los promedios de la velocidad horizontal del viento se pueden obtener mediante diversos dispositivos mecánicos y eléctricos. El ejemplo más simple es posiblemente el registrador mecánico de recuento del número de revoluciones de un anemómetro de cazoletas que se utiliza habitualmente para medir el recorrido del viento durante un intervalo de tiempo de promediado previamente seleccionado. En el extremo opuesto, se pueden utilizar dispositivos muy complejos, como los generadores de impulsos eléctricos, que activan procesadores digitales para usos especiales capaces de calcular fácilmente los promedios, las ráfagas máximas y las desviaciones típicas.

Si la velocidad y la dirección del viento se registran en forma de gráfico continuo, un observador puede estimar con bastante exactitud los promedios de 10 minutos con un registrador de plumilla. La señal de viento registrada puede utilizarse también para determinar las ráfagas máximas. La lectura de los cuadrantes o medidores permitirá hacerse una idea de la velocidad del viento y de su variabilidad pero como los resultados pueden tener grandes errores, las medias no son fiables. Las lecturas instantáneas son, por consiguiente, menos apropiadas para obtener promedios de 10 minutos para informes meteorológicos ordinarios.

5.8.2 Ráfagas máximas y desviaciones típicas

El cálculo o registro de las fluctuaciones del viento es extremadamente sensible a la respuesta dinámica de todos los elementos del proceso de medición, en particular a la longitud de respuesta y al coeficiente de amortiguamiento de los sensores. Además, la respuesta dinámica del sistema en su conjunto determina la duración de las ráfagas máximas, tal como se define en la sección 5.1.1. Con los sistemas de respuesta lenta se hacen más difusos los valores extremos y se registran grandes ráfagas de pequeña amplitud, mientras que los de respuesta rápida registran ráfagas máximas intensas y breves (ráfagas de corta duración). Es evidente que la respuesta dinámica de los sistemas de medición del viento se debe diseñar adecuadamente para obtener ráfagas o desviaciones típicas que sean exactas, fiables y compatibles entre estaciones.

Antes de especificar las características de respuesta apropiadas de los sistemas de medición del viento, es necesario definir la duración de ráfaga que exija la aplicación de que se trate. Los valores extremos se utilizan principalmente como medio de aviso y para la climatología de cargas máximas sobre

edificios, construcciones y aeronaves. Es importante comprender que las ráfagas más breves no tienen ni la duración ni la extensión horizontal suficientes para causar todo su efecto dañino sobre las grandes construcciones. En OMM (1987) se concluye que la mayoría de los usuarios potenciales aceptan una duración de ráfaga de aproximadamente 3 segundos. Las ráfagas que persisten durante unos 3 segundos corresponden a un "recorrido del viento" (duración del viento multiplicada por la velocidad media) del orden de 50 a 100 m en condiciones de viento fuerte. Estos valores son suficientes para incidir en estructuras de tamaño suburbano o urbano ordinario y exponerlas íntegramente a la carga de una ráfaga potencialmente dañina.

Es fácil calcular la desviación típica de la dirección y de la velocidad del viento utilizando equipos de microcomputadora y obteniendo muestras de las señales a intervalos de aproximadamente 1 segundo. Las frecuencias de muestreo no deberían ser demasiado grandes, ya que el propio sensor aminora los resultados por encima de un múltiplo de su distancia de respuesta (Wieringa, 1980*b*). En la mayoría de los casos será adecuada una frecuencia de muestreo de 0,25 Hz, aunque todo dependerá de la distancia de respuesta del sensor y de la velocidad del viento. En el capítulo 2 de la parte III se ofrece un análisis detallado de la teoría con respecto a las señales de los sensores de muestreo.

El cálculo simultáneo de la desviación típica de la velocidad horizontal del viento en períodos de 10 minutos, junto con la detección de ráfagas con una duración de varios segundos, fija unos requisitos interesantes para los filtros electrónicos. Las ráfagas son el elemento más crítico del proceso de filtrado, por lo que en la práctica el sistema estará optimizado para ellas. Todo filtro de paso bajo utilizado para la detección de ráfagas máximas medidas con anemómetros rápidos, y suavizadas a lo largo de varios segundos, podrá reducir en hasta un 10 por ciento el valor de la desviación típica. Este resultado se puede subsanar si las variables de filtrado del proceso de medición se documentan correctamente. En la práctica, la reducción suele ser menor, ya que la desviación típica aumenta cuando la velocidad media del viento exhibe una tendencia positiva o negativa. Alternativamente, es posible registrar por separado la señal no filtrada, con el fin de medir una desviación típica sin error sistemático. En la sección siguiente se ofrecen recomendaciones con respecto a los sistemas de medición del viento y se mencionan los valores exactos de los parámetros del filtro.

Para determinar con exactitud las ráfagas máximas es conveniente muestrear la señal filtrada del viento cada 0,25 segundos (4 Hz de frecuencia). Pueden utilizarse frecuencias de muestreo menores, pero se debería tener en cuenta que en ese caso el valor máximo estimado será generalmente inferior, porque la señal filtrada puede alcanzar el valor extremo entre las muestras.

Sin contar el amortiguamiento inercial de la veleta, debería evitarse todo filtrado ulterior para determinar la dirección del viento. Ello quiere decir que la desviación típica de la dirección del viento puede calcularse dentro del 2 por ciento con la mayoría de las veletas.

Para determinar con exactitud la desviación típica de la dirección del viento será necesaria una resolución mínima del proceso de digitalización, que suele tener lugar en el eje de la veleta mediante un codificador digital. Para ello, será más que suficiente una resolución de 7 bits, puesto que así todavía se puede medir una desviación típica de 5º con una exactitud del 1 por ciento (OMM, 1987).

5.8.3 Recomendaciones relativas al diseño de los sistemas de medición del viento[1]

Los sistemas de medición del viento se pueden diseñar de muchas maneras, y resulta imposible describir todas las opciones técnicas en esta Guía. A continuación se abordan dos ejemplos habituales, uno de ellos con tratamiento principalmente analógico de señales y el otro con procesamiento digital (OMM, 1987).

El primer sistema consiste en un anemómetro con una longitud de respuesta de 5 m, un generador de impulsos que opera con una frecuencia proporcional a la velocidad de rotación del anemómetro (preferiblemente, varios impulsos por rotación), un contador de impulsos a intervalos de 0,25 segundos y un microprocesador que calcula promedios y desviaciones típicas en intervalos de 10 minutos, con unas muestras extraídas cada 0,25 segundos. El extremo se determinará a partir de promedios de 3 segundos, estableciendo la media de las 12 últimas muestras. Este proceso deberá tener lugar cada 0,25 segundos (superponiendo promedios de 3 segundos cada 0,25 segundos). La dirección del viento se mide con una veleta que tiene una longitud de onda no amortiguada de 5 m, un coeficiente de amortiguamiento de 0,3 y un codificador digital

1 Recomendado por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su décima reunión (1989).

de 7 bits capaz de sacar muestras por segundo. Cada 10 minutos el sistema calcula los promedios y las desviaciones típicas, y además verifica la continuidad de las muestras sucesivas. Si dos muestras sucesivas difieren en más de 180º, la diferencia puede corregirse sumando o restando 360º al valor de la segunda muestra. Con longitudes de respuesta de 5 m para el anemómetro y la veleta (con un coeficiente de amortiguamiento de 0,3 y una longitud de onda no amortiguada de 10 m), las desviaciones típicas de la velocidad y de la dirección del viento se reducen en torno a un 7 y un 2 por ciento, respectivamente. La duración de la ráfaga correspondiente a todo el proceso de medición (conforme se define en la sección 5.1.1) es de aproximadamente 3 segundos.

El segundo sistema consiste en un anemómetro con una longitud de respuesta de 5 m, un generador de tensión que produce un voltaje proporcional a la velocidad de rotación del anemómetro, un convertidor analógico-digital que actúa cada segundo y un dispositivo de procesamiento digital de las muestras. La parte correspondiente a la medición de la dirección del viento consta de una veleta con una longitud de onda no amortiguada de 5 m y un coeficiente de amortiguamiento de 0,3, un conversor analógico-digital que actúa cada segundo y un dispositivo de cálculo digital de los promedios y las desviaciones típicas. Para determinar las ráfagas máximas se filtrará la tensión con un filtro de primer orden y una constante de tiempo de 1 segundo, efectuando una conversión analógico-digital cada 0,25 segundos. Con respecto al filtrado, este sistema es ligeramente diferente del primero en el sentido de que las desviaciones típicas de la velocidad y de la dirección del viento se filtran en un 12 y un 2 por ciento, respectivamente, mientras que la duración de la ráfaga es de aproximadamente 3 segundos. El sistema también puede utilizarse con un registrador de plumilla conectado a la salida analógica, en lugar de al convertidor analógico-digital. En ese caso solo será posible leer promedios y valores extremos, mientras que la duración de la ráfaga será de unos 3 segundos, a menos que el registrador de plumilla responda más lentamente que el filtro de primer orden.

El procedimiento de tratamiento de señales anteriormente descrito es conforme a la Recomendación 3 (CIMO-X) (OMM, 1990), y garantiza una exactitud óptima. Sin embargo, es bastante complicado y difícil, ya que implica la superposición de promedios y una frecuencia de muestreo relativamente elevada. Para muchas aplicaciones se admite que se reduzca el ritmo de muestreo a una muestra cada 3 segundos, siempre y cuando las medias de la señal del viento se calculen cada 3 segundos (es decir, a intervalos que no se superpongan). De esta manera, la duración de las ráfagas es de unos 5 segundos y la desviación típica se reduce un 12 por ciento (Beljaars, 1987; OMM, 1987).

5.9 EXPOSICIÓN DE LOS INSTRUMENTOS DE VIENTO

5.9.1 Problemas de carácter general

La velocidad del viento aumenta de forma considerable con la altura, particularmente en terrenos accidentados. Por esa razón, se ha definido una altura estándar de 10 m por encima del terreno abierto para la exposición de los instrumentos de viento. Con respecto a la dirección del viento, el desplazamiento correspondiente a un intervalo de altura de ese orden es relativamente pequeño y se puede ignorar en las mediciones del viento de superficie. Un emplazamiento óptimo para realizar observaciones del viento es un lugar donde el viento observado es representativo del existente sobre una zona de por lo menos algunos kilómetros, o puede corregirse fácilmente para que lo sea.

En un terreno irregular, con obstáculos, o cuya superficie esté cubierta de manera no homogénea, la velocidad y la dirección del viento pueden variar considerablemente. Con frecuencia es posible introducir correcciones y empieza a disponerse de las herramientas necesarias para calcularlas. A fin de mejorar la aplicabilidad de los datos sobre el viento, las mediciones directas transmitidas a los usuarios deberían ir acompañadas de la información esencial para efectuar tales correcciones.

5.9.2 Anemómetros en tierra

La exposición normalizada de los instrumentos de viento sobre terreno llano abierto se efectúa a 10 m por encima del suelo. Se define el terreno abierto como un área en que la distancia entre el anemómetro y un obstáculo cualquiera es como mínimo 10 veces la altura de este último. Las observaciones del viento que se hacen al abrigo de hileras de árboles, edificios u otros obstáculos son de escaso valor y contienen poca información sobre el viento no perturbado. Como los obstáculos pueden abrigar fácilmente a sotavento una distancia igual a 12 o 15 veces su altura, el requisito de 10 veces la altura del obstáculo constituye un mínimo absoluto. En la práctica, suele resultar difícil encontrar un

emplazamiento bueno, o incluso aceptable, para una estación anemométrica. Nunca se insistirá lo suficiente en la importancia de escoger un emplazamiento óptimo, aunque sea difícil ofrecer unas directrices universales.

Dos aspectos son muy importantes a este respecto. En primer lugar, los sensores deberían mantenerse, en la medida de lo posible, alejados de los obstáculos locales. Cuando se efectúen mediciones de viento en la parte lateral de mástiles o torres en lugar de en su cima, los instrumentos deberían estar situados en el extremo de un brazo cuya longitud sea como mínimo el triple de la anchura del mástil o de la torre (Gill y otros, 1967). Cuando se sitúe un instrumento en lo alto de un edificio, aquel deberá elevarse como mínimo el equivalente a una anchura del edificio por encima de la cima. En segundo lugar, la situación local debería estar suficientemente documentada (Wieringa, 1983). Debería existir como mínimo un mapa de los alrededores de la estación en un radio de 2 km, con documentación sobre la localización de los obstáculos y de la vegetación y su altura, cambios de elevación del terreno, etc. Toda alteración de las inmediaciones, como la construcción de edificios o el crecimiento de árboles cercanos, debería figurar explícitamente en los libros de registro de la estación. Asimismo, debería especificarse detalladamente la instrumentación de la estación.

Cuando no sea posible conseguir una exposición normalizada, el anemómetro se puede instalar a una altura tal que sus indicaciones no resulten demasiado afectadas por los obstáculos locales y representen en la medida de lo posible las condiciones de viento que habría a 10 m en ausencia de obstáculos en las inmediaciones. Si el terreno varía poco con el acimut, ese resultado puede obtenerse situando el anemómetro a una altura superior a 10 m conforme determine la longitud de rugosidad eficaz de la superficie z_0 de las inmediaciones (véase el anexo): aproximadamente 13 m cuando $z_0 = 0{,}1$ m, y unos 19 m cuando $z_0 = 0{,}5$ m. En Wieringa (1980*b*) se pone de manifiesto que la estrategia de incrementar la altura del anemómetro no da buenos resultados cuando las condiciones de abrigo locales varían considerablemente con el acimut. En la actualidad existen procedimientos de cálculo simples para determinar el efecto de la topografía local (Walmsley y otros, 1990), y es posible utilizar la climatología de los registros de rafagosidad para determinar las correcciones de la exposición en un entorno no homogéneo (Verkaik, 2000). En Evans y Lee (1981) y Grimmond y otros (1998) se aborda este problema enfocado a las áreas urbanas (véase también el capítulo 11 de la parte II).

En condiciones meteorológicas de congelación, deben adoptarse precauciones especiales para proteger los sensores de viento contra la acumulación de aguanieve y hielo. En ciertos lugares podría ser conveniente instalar algún sistema de calefacción artificial para las partes expuestas, como por ejemplo un radiador infrarrojo controlado por un termostato. Se han diseñado protectores contra el aguanieve y el hielo para determinados tipos de instrumentos anemométricos (véase Curran y otros, 1977).

5.9.3 Anemómetros en el mar

Cada vez es mayor la necesidad de realizar mediciones del viento sobre el mar, especialmente mediante sistemas automáticos que no requieran personal (véase también el capítulo 4 de la parte II). Esta tarea plantea problemas particulares, ya que no siempre se puede respetar en un medio marino la altura de exposición normalizada de 10 m especificada para los instrumentos en tierra, debido al efecto de las olas, de la marea, o de ambos factores a la vez. La mera extrapolación de los criterios de exposición aplicables en tierra induce a pensar que, en boyas fondeadas, el anemómetro debería estar instalado a 10 m sobre la línea de flotación de la boya. Sin embargo, otras fuentes de error son a menudo más importantes que las que resultan de la variación de la altura de exposición (se encontrará una descripción al respecto en OMM, 1981). En el caso de plataformas fijas y barcos, es fundamental que los sensores de viento estén expuestos a una altura suficiente por encima de la plataforma y de su superestructura, a fin de evitar la influencia, frecuentemente considerable, de la plataforma sobre la estructura local del viento. En general, no es seguro suponer que un sensor de viento no se vea afectado por la estructura de la plataforma, aunque esté colocado a más de 10 m por encima de la altura del obstáculo más alto, a menos que la plataforma sea relativamente pequeña. En OMM (1981) se concluye que, para obtener mediciones exactas y útiles en el mar, una buena exposición debería ser más importante que la normalización de las observaciones a 10 m de altura (OMM, 1989). En la práctica, aunque se haya escogido cuidadosamente el emplazamiento de los instrumentos, con frecuencia resulta imposible evitar los errores de exposición. Para que se puedan efectuar las correcciones vinculadas con la altura y las perturbaciones del flujo es muy importante llevar un registro y reunir información detallada acerca de la localización del anemómetro y del tipo de plataforma o barco (forma y dimensión). Si la velocidad del viento se mide a una altura considerablemente superior a 10 m (es decir, cuando el factor de reducción apropiado fuese mayor que 1,2),

debería efectuarse una reducción al nivel de 10 m con arreglo a los procedimientos recomendados en el apartado siguiente, y utilizando la constante correspondiente a "mar abierto" de la tabla del anexo.

5.9.4 Corrección de la exposición

Es raro que las observaciones del viento de superficie no planteen problemas de exposición. Resulta difícil encontrar un terreno llano abierto y la mayoría de las estaciones anemométricas terrestres se ven perturbadas por los efectos topográficos, por la cobertura superficial, o por ambos (OMM, 1987; Wieringa, 1996).

Es obvio que los errores de exposición plantean problemas a los usuarios de datos anemométricos y hacen que a menudo los datos sean inutilizables. Este problema es particularmente grave en el caso de los modelos de predicción numérica, donde se tiende a analizar los campos de viento y de presión por separado. Sin embargo, los vientos de superficie solo se pueden utilizar para la inicialización si son representativos de una zona extensa, lo que significa que deben eliminarse los errores debidos a la exposición local y/o a una altura de observación no estándar.

En el caso de la exposición local, pueden efectuarse correcciones de las observaciones anemométricas solo cuando se dispone de mediciones de calidad aceptable en localizaciones no demasiado rugosas ($z_0 \leq 0{,}5$ m), y razonablemente llanas. No se debería tratar de corregir mediciones que no tengan casi relación con la media regional; por ejemplo, las observaciones de una estación anemométrica instalada en un valle profundo, donde el flujo se caracteriza por efectos catabáticos, serán importantes para las predicciones locales, pero no se podrán utilizar como medida representativa del viento a escala regional.

Si U es la velocidad del viento medida a una altura z, la velocidad del viento corregida U_c, que estaría indicada localmente a 1 m por encima de un terreno de rugosidad z_0, viene dada por la expresión:

$$U_C = U \cdot C_F \cdot C_T \cdot \frac{\ln(10/z_{0u})}{\ln(z/z_{0u})} \cdot \frac{\ln(60/z_{0u})\ln(10/z_0)}{\ln(10/z_{0u})\ln(60/z_0)} \quad (5.3)$$

donde C_F es la corrección de la distorsión del flujo, C_T es el factor de corrección debido a los efectos topográficos, z_{0u} es la longitud de rugosidad eficaz del terreno a barlovento de la estación de observación, y z_0 es la longitud de rugosidad en la aplicación (por ejemplo, un valor de celda de retícula en un modelo de predicción numérica). En esta expresión, z, z_0 y z_{0u} están especificados en metros. Los diferentes términos de corrección representan lo siguiente:

a) Distorsión del flujo: el factor de corrección C_F refleja la distorsión del flujo por objetos cercanos de gran tamaño. Es particularmente importante en los anemómetros situados en edificios, buques y plataformas marinas. La mejor manera de determinar el valor de C_F en función de la dirección del viento es por medio de la simulación con modelos en un túnel de viento (Mollo-Christensen y Seesholtz, 1967). También pueden utilizarse estimaciones basadas en el flujo potencial en torno a configuraciones simples (Wyngaard, 1981; OMM, 1984*b*). Cuando las mediciones tengan lugar en la cima de un mástil independiente, la distorsión del flujo será despreciable ($C_F = 1$).
b) Corrección topográfica: esta corrección refleja los efectos de la altura del terreno en torno a la estación anemométrica. C_T es el cociente entre la velocidad del viento promediada regionalmente (calculada a partir de las observaciones efectuadas sobre las dorsales y los valles a 10 m por encima del suelo) y la velocidad del viento observada en la estación. Por ejemplo, en el caso de una estación instalada en la cima de una colina aislada, C_T será inferior a 1 para corregir la aceleración inducida por la colina, a fin de que el resultado sea representativo de las condiciones que reinan en la zona y no solo en lo alto de la colina. En terreno llano, C_T será igual a 1. En el caso de colinas y dorsales aisladas, podrán realizarse estimaciones de C_T con la ayuda de directrices simples (Taylor y Lee, 1984). Si la topografía es más compleja, será necesario realizar cálculos con modelos sobre la base de mapas topográficos detallados del terreno que rodea las estaciones anemométricas (Walmsley y otros, 1990). Estos cálculos son bastante complicados, pero solo es necesario realizarlos una vez para cada estación, y de ellos se obtiene una tabla semipermanente de valores de C_T en función de la dirección del viento.
c) Altura de observación no estándar: este efecto se incluye simplemente en la fórmula de U_c suponiendo un perfil logarítmico combinado con la longitud de rugosidad z_{0u} del terreno a barlovento. En estaciones marinas, la reducción a la altura estándar puede ser importante, pero las correcciones de estabilidad serán relativamente pequeñas, justificando así la forma logarítmica de la reducción.
d) Efectos de rugosidad: los efectos de rugosidad a barlovento, así como los efectos producidos por los obstáculos situados en la superficie,

pueden corregirse extrapolando el perfil logarítmico de la velocidad del viento hasta una altura de 60 m con la longitud de rugosidad eficaz z_{0u} específica de la estación, y realizando una interpolación retrospectiva a 10 m con la longitud de rugosidad z_0 necesaria para la aplicación. La longitud de rugosidad z_{0u} debería ser representativa de un alcance de 2 km a barlovento de la estación, y su valor depende generalmente de la dirección del viento. En el anexo se explica la manera de estimar z_{0u}.

Si los problemas de distorsión del flujo y de topografía son despreciables o han sido corregidos, se aplicarán las correcciones de la exposición c) y d) mediante la fórmula 5.3 hasta los niveles z = 10 m y z_0 = 0,03 m. Con ello, las velocidades del viento corregidas serán equivalentes a las que habrían sido medidas en una estación anemométrica local hipotética completamente conforme con los requisitos de la OMM (10 m sobre terreno abierto). Las velocidades del viento corregidas por ese método se denominan velocidades del viento potenciales (OMM, 2001). A este respecto corresponde efectuar dos comentarios. En primer lugar, la altura de extrapolación de 60 m no debería considerarse como un valor muy estricto, pues valores comprendidos entre 40 y 80 m también serían aceptables; 60 m es aproximadamente la magnitud correcta en relación con el alcance de 2 km para el que z_{0u} es representativa, y se ha demostrado que los resultados obtenidos con esa altura son satisfactorios (Wieringa, 1986). En segundo lugar, no se pueden subestimar las correcciones de los perfiles de viento vinculadas con la estabilidad en el intervalo entre 10 y 60 m de altura, pero el efecto de la estabilidad es relativamente pequeño en la formulación actual porque las correcciones de estabilidad en las transformaciones a barlovento y a sotavento se anulan entre sí. En OMM (2000, 2001) se proporciona un ejemplo práctico de corrección aplicada a una medición de viento en un contexto operativo. Aunque la mayoría de las correcciones de exposición pueden aplicarse directamente a las mediciones, deberían darse a conocer tanto los datos no ajustados (nivel I) como los ajustados (nivel II).

5.10 CALIBRACIÓN Y MANTENIMIENTO

La calibración totalmente eficaz de los anemómetros de cazoletas y de hélice, y de las veletas, solo es posible en un túnel de viento. El funcionamiento de esos instrumentos ya se conoce bien y, si están en buenas condiciones, se puede confiar en la calibración del fabricante. Las pruebas en túneles de viento son útiles en el caso de proyectos especiales o de pruebas de prototipos de nuevos modelos.

Sobre el terreno, los anemómetros se pueden deteriorar, por lo que conviene revisarlos con regularidad. Un daño físico, la fricción de los cojinetes por la penetración de polvo o por corrosión, o una alteración del proceso de transducción (por ejemplo, una disminución de rendimiento de un generador de cazoletas o de hélice debido al desgaste de la escobilla) pueden entrañar una modificación de las características del sensor y un deterioro de la calidad de los datos anemométricos.

La inspección de trazas analógicas permitirá detectar fallos como los revelados por un cero incorrecto, un trazado escalonado debido al rozamiento, un ruido anormal (que podría percibirse a velocidades del viento bajas), una sensibilidad reducida (a velocidades bajas), y una variabilidad irregular o reducida del viento registrado.

Con ocasión de la inspección de los instrumentos y para determinar posibles daños físicos, convendría verificar el sistema de puesta a cero del anemómetro sujetando las cazoletas o la hélice, y también la orientación de la veleta, manteniéndola fija en una o varias posiciones predeterminadas. En general, los instrumentos se pueden reparar solamente en un taller.

Los componentes eléctricos y electrónicos de los instrumentos de registro o de telemetría se deberían controlar regularmente. En particular, hay que verificar el cero y el rango de funcionamiento de los sistemas de medición de la velocidad y de la dirección del viento.

ANEXO
LONGITUD DE RUGOSIDAD EFICAZ

A los efectos de corregir la exposición, es necesario definir, en función de la dirección del viento, una longitud de rugosidad z_0 que sea representativa del terreno a una distancia de 2 km a barlovento. La calidad de la corrección de los efectos de la rugosidad depende mucho de la exactitud de esa longitud de rugosidad.

En el mar, la tarea es relativamente simple debido al alcance uniforme. Puede aplicarse en estos casos la relación de Charnock para expresar la rugosidad de la superficie del mar en función de la velocidad de rozamiento u^* y de la aceleración de la gravedad g mediante la ecuación $z_{0u} = \alpha u^{*2}/g$, donde α es una constante empírica aproximadamente igual a 0,014. La velocidad de rozamiento se relaciona por la expresión $U(z) = (u^*/\kappa)\ln(z/z_{0u})$ con el perfil del viento neutro, donde κ es la constante de von Kármán (0,4) y z es la altura de observación. Estas dos ecuaciones deben resolverse por medios iterativos, para lo cual se comenzará con $z_{0u} = 0{,}0001$, y se calculará u^* a partir del perfil logarítmico, evaluando z_{0u} de nuevo y repitiendo el proceso varias veces.

Clasificación del terreno en términos de longitud de rugosidad aerodinámica z_0 según Davenport (1960), adaptada por Wieringa (1980*b*)

Clase	*Breve descripción del terreno*	z_0 *(m)*
1	Mar abierto, alcance de 5 km como mínimo	0,000 2
2	Marismas, nieve; ausencia de vegetación, ausencia de obstáculos	0,005
3	Terreno llano y despejado; hierba, algunos obstáculos aislados	0,03
4	Cultivos bajos; obstáculos ocasionales grandes, $x/H > 20$	0,10
5	Cultivos altos; obstáculos dispersos, $15 < x/H < 20$	0,25
6	Parques, matorrales; numerosos obstáculos, $x/H \approx 10$	0,5
7	Grandes obstáculos regularmente distribuidos (suburbios, bosques)	1,0
8	Aglomeraciones urbanas con edificios de diversas alturas	≥ 2

Nota: En esta tabla x representa la distancia característica de un obstáculo a barlovento y H la altura de los principales obstáculos. Para una explicación más detallada y una descripción actualizada de las clases de terreno, véase Davenport y otros (2000) (véase también la tabla 11.2 del capítulo 11 de la parte II).

Sobre tierra firme, la longitud de rugosidad en superficie, que depende de la cubierta superficial y del uso de la tierra, suele ser difícil de estimar. Un método subjetivo para determinar z_{0u} consiste en efectuar un reconocimiento visual del terreno en torno a la estación anemométrica, con ayuda de la tabla adjunta, cuya validez ha sido corroborada recientemente (Davenport y otros, 2000). Los resultados más satisfactorios se obtienen seleccionando unos sectores de dirección del viento de 30° hasta una distancia de 2 km. En condiciones de alcance muy poco homogéneas, la rugosidad eficaz debería determinarse promediando los valores de $\ln(z_{0u})$ en vez de los de z_{0u}.

La mejor manera de determinar el valor de z_{0u} consiste en aprovechar la climatología de las desviaciones típicas a lo largo de un período de un año aproximadamente. Las desviaciones típicas de la velocidad y de la dirección del viento están relacionadas con la rugosidad a barlovento a lo largo de varios kilómetros, y pueden utilizarse para estimar objetivamente z_{0u}. Conociendo la desviación típica de la velocidad del viento s_u y la de su dirección s_d (en radianes) es posible utilizar las fórmulas siguientes:

$$s_u/U = c_u \kappa [\ln(z/z_{0u})]^{-1} \qquad \text{A.1}$$

$$s_d/U = c_v \kappa [\ln(z/z_{0u})]^{-1} \qquad \text{A.2}$$

donde $c_u = 2{,}2$, $c_v = 1{,}9$ y $\kappa = 0{,}4$ para mediciones no filtradas de s_u y s_d. En el caso de los sistemas de medición descritos en la sección 5.8.3, la desviación típica de la velocidad del viento se filtra en un 12 por ciento aproximadamente y la de la dirección del viento, en un 2 por ciento aproximadamente, lo que implica que c_u y c_v se reducen a 1,94 y 1,86, respectivamente. Para aplicar las ecuaciones anteriores será necesario seleccionar situaciones de viento fuerte ($U > 4$ m s^{-1}) y promediar σ_u/U y/o σ_θ para todos los datos disponibles por cada clase de sector de viento (30° de anchura) y por cada estación del año (la rugosidad de la superficie depende, por ejemplo, de la densidad del follaje de los árboles). Será así posible determinar los valores de z_{0u} mediante las ecuaciones anteriores y la comparación de los resultados obtenidos a partir de σ_u y σ_θ

permitirá hacerse una idea del grado de exactitud conseguido.

Cuando no se disponga de información sobre la desviación típica, pero se haya determinado la ráfaga máxima para un cierto período de promediado de la velocidad del viento (10 minutos o 1 hora), también podrán utilizarse los cocientes entre esas ráfagas máximas y los promedios durante el mismo período (factores de ráfaga) para determinar z_{0u} (Verkaik, 2000). Para utilizar este método será necesario conocer la dinámica del sistema, es decir, la longitud de respuesta del sensor y el tiempo de respuesta de la cadena de registro.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Ackermann, G. R., 1983: Means and standard deviations of horizontal wind components. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22, págs. 959 a 961.

Albers, A., H. Klug y D. Westermann, 2000: Outdoor Comparison of Cup Anemometers. *DEWI Magazin*, número 17, agosto de 2000.

Beljaars, A. C. M., 1987: The influence of sampling and filtering on measured wind gusts. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 4, págs. 613 a 626.

Busch, N. E. y L. Kristensen, 1976: Cup anemometer overspeeding. *Journal of Applied Meteorology*, 15, págs. 1328 a 1332.

Coppin, P. A., 1982: An examination of cup anemometer overspeeding. *Meteorologische Rundschau*, 35, págs. 1 a 11.

Curran, J. C., G. E. Peckham, D. Smith, A. S. Thom, J. S. G. McCulloch e I. C. Strangeways, 1977: Cairngorm summit automatic weather station. *Weather*, 32, págs. 60 a 63.

Davenport, A. G., 1960: Rationale for determining design wind velocities. *Journal of the Structural Division*, American Society of Civil Engineers, 86, págs. 39 a 68.

Davenport, A. G., C. S. B. Grimmond, T. R. Oke y J. Wieringa, 2000: Estimating the roughness of cities and sheltered country. *Preprints of the Twelfth American Meteorological Society Conference on Applied Climatology* (Asheville, NC, Estados Unidos de América), págs. 96 a 99.

Evans, R. A. y B. E. Lee, 1981: The problem of anemometer exposure in urban areas: a wind-tunnel study. *Meteorological Magazine*, 110, págs. 188 a 189.

Frenkiel, F. N., 1951: Frequency distributions of velocities in turbulent flow. *Journal of Meteorology*, 8, págs. 316 a 320.

Gill, G. C., L. E. Olsson, J. Sela y M. Suda, 1967: Accuracy of wind measurements on towers or stacks. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 48, págs. 665 a 674.

Gold, E., 1936: Wind in Britain – The Dines and some notable records during the last 40 years. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 62, págs. 167 a 206.

Grimmond, C. S. B., T. S. King, M. Roth y T. R. Oke, 1998: Aerodynamic roughness of urban areas derived from wind observations. *Boundary Layer Meteorology*, 89, págs. 1 a 24.

Kaimal, J. C., 1980: Sonic anemometers. *Air-sea Interaction: Instruments and Methods* (F. Dobson, L. Hasse y R. Davis, eds.), Plenum Press, Nueva York, págs. 81 a 96.

Lenschow, D. H. (ed.), 1986: *Probing the Atmospheric Boundary Layer*. American Meteorological Society, Boston.

MacCready, P. B., 1966: Mean wind speed measurements in turbulence. *Journal of Applied Meteorology*, 5, págs. 219 a 225.

MacCready, P. B. y H. R. Jex, 1964: Response characteristics and meteorological utilization of propeller and vane wind sensors. *Journal of Applied Meteorology*, 3, págs. 182 a 193.

Makinwa, K. A. A., J. H. Huijsing y A. Hagedoorn, 2001: Industrial design of a solid-state wind sensor. *Proceedings of the First ISA/IEEE Conference*, Houston, noviembre de 2001, págs. 68 a 71.

Mazzarella, D. A., 1972: An inventory of specifications for wind-measuring instruments. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 53, págs. 860 a 871.

Mollo-Christensen, E. y J. R. Seesholtz, 1967: Wind tunnel measurements of the wind disturbance field of a model of the Buzzards Bay Entrance Light Tower. *Journal of Geophysical Research*, 72, págs. 3549 a 3556.

Organización Meteorológica Mundial, 1981: *Review of Reference Height for and Averaging Time of Surface Wind Measurements at Sea* (F. W. Dobson). Informe Nº 3 sobre actividades de meteorología marina y asuntos oceánicos, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1984*a*: *Compendio de apuntes para la formación del personal meteorológico de la Clase IV* (B. J. Retallack), Volumen II – Meteorología, segunda edición, OMM-Nº 266, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1984*b*: Distortion of the wind field by the Cabauw Meteorological Tower (H. R. A. Wessels). *Ponencias presentadas en la Conferencia técnica de la OMM sobre instrumentos y observaciones meteorológicas rentables (TECIMO)*, Informe Nº 15 sobre instrumentos y métodos de observación, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1987: *The Measurement of Gustiness at Routine Wind Stations: A Review* (A. C. M. Beljaars). Informe Nº 31 sobre instrumentos y métodos de observación, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1989: *Wind Measurements Reduction to a Standard Level* (R. J. Shearman y A. A. Zelenko). Informe Nº 22 sobre actividades de meteorología marina y asuntos oceánicos, WMO/TD-No. 311, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1990: *Informe final abreviado de la décima reunión de la*

Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, OMM-Nº 727, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1991: *Guidance on the Establishment of Algorithms for Use in Synoptic Automatic Weather Stations: Processing of Surface Wind Data* (D. Painting). Report of the CIMO Working Group on Surface Measurements, Informe Nº 47 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 452, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1995: *Manual de claves*. Volumen I.1, OMM-Nº 306, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 2000: Wind measurements: Potential wind speed derived from wind speed fluctuations measurements, and the representativity of wind stations (J. P. van der Meulen). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos y Medioambientales (TECO-2000)*, Informe Nº 74 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1028, p. 72, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 2001: *Compendio de apuntes para la formación de personal agrometeorológico de las Clases II y III* (J. Wieringa y J. Lomas), segunda edición, secciones 5.3.3 y 9.2.4, OMM-Nº 551, Ginebra.

Patterson, J., 1926: The cup anemometer. *Transactions of the Royal Society of Canada*, 20, Serie III, págs. 1 a 54.

Smith, S. D., 1980: Dynamic anemometers. *Air-sea Interaction: Instruments and Methods* (F. Dobson, L. Hasse y R. Davis, eds.). Plenum Press, Nueva York, págs. 65 a 80.

Taylor, P. A. y R. J. Lee, 1984: Simple guidelines for estimating wind speed variations due to small scale topographic features. *Climatological Bulletin*, Canadian Meteorological and Oceanographic Society, 18, págs. 3 a 22.

Van Oudheusden, B. W. y J. H. Huijsing, 1991: Microelectronic thermal anemometer for the measurement of surface wind. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 8, págs. 374 a 384.

Verkaik, J. W., 2000: Evaluation of two gustiness models for exposure correction calculations. *Journal of Applied Meteorology*, 39, págs. 1613 a 1626.

Walmsley, J. L., I. B. Troen, D. P. Lalas y P. J. Mason, 1990: Surface-layer flow in complex terrain: Comparison of models and full-scale observations. *Boundary-Layer Meteorology*, 52, pp. 259 a 281.

Wieringa, J., 1967: Evaluation and design of wind vanes. *Journal of Applied Meteorology*, 6, págs. 1114 a 1122.

Wieringa, J., 1980*a*: A revaluation of the Kansas mast influence on measurements of stress and cup anemometer overspeeding. *Boundary-Layer Meteorology*, 18, págs. 411 a 430.

Wieringa, J., 1980*b*: Representativeness of wind observations at airports. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 61, págs. 962 a 971.

Wieringa, J., 1983: Description requirements for assessment of non-ideal wind stations, for example Aachen. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 11, págs. 121 a 131.

Wieringa, J., 1986: Roughness-dependent geographical interpolation of surface wind speed averages. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112, págs. 867 a 889.

Wieringa, J., 1996: Does representative wind information exist? *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 65, págs. 1 a 12.

Wieringa, J. y F. X. C. M. van Lindert, 1971: Application limits of double-fin and coupled wind vanes. *Journal of Applied Meteorology*, 10, págs. 137 a 145.

Wyngaard, J. C., 1981: The effects of probe-induced flow distortion on atmospheric turbulence measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 20, págs. 784 a 794.

CAPÍTULO 6

MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

6.1 GENERALIDADES

En este capítulo se describen los métodos conocidos para medir la precipitación en estaciones terrestres. No se examinan las mediciones con que se trata de definir la estructura y el carácter de la precipitación, o que requieren instrumentos especializados, pues no son observaciones meteorológicas normalizadas (como la distribución del tamaño de las gotas). Las mediciones por radar y por satélite, así como las mediciones en el mar, se tratarán en la parte II.

En OMM (1992*a*; 1998) también puede encontrarse información sobre la medición de la precipitación que comprende, en particular, más detalles sobre mediciones de la capa de nieve.

El problema general de la representatividad es particularmente grave en la medición de la precipitación. Las mediciones de la precipitación son especialmente sensibles a la exposición, al viento y a la topografía, y los metadatos que describen las circunstancias de las mediciones tienen especial importancia para los usuarios de los datos.

Los análisis de los datos de precipitación son mucho más fáciles y más fiables si en las redes se utilizan los mismos pluviómetros y los mismos criterios de emplazamiento; debería tenerse muy en cuenta esta consideración a la hora de diseñar las redes.

6.1.1 Definiciones

La precipitación se define como el producto líquido o sólido de la condensación del vapor de agua que cae de las nubes o del aire y se deposita en el suelo. Dicho término comprende la lluvia, el granizo, la nieve, el rocío, la cencellada blanca, la escarcha y la precipitación de la niebla. La cantidad total de precipitación que llega al suelo en determinado período se expresa en términos de profundidad vertical de agua (o equivalente en agua en el caso de formas sólidas) que cubriría una proyección horizontal de la superficie de la Tierra. La caída de nieve o nevada se expresa también como el espesor de nieve reciente que cubre una superficie horizontal plana (véase la sección 6.7).

6.1.2 Unidades y escalas

La unidad de precipitación es la profundidad lineal, normalmente en milímetros (volumen/área) o en kg m^{-2} (masa/área) para la precipitación líquida. Las cantidades diarias de precipitación deberían leerse con una resolución de 0,2 mm y, de ser posible, con una resolución de 0,1 mm; las cantidades semanales o mensuales deberían leerse con una resolución de 1 mm (al menos). Las mediciones diarias de la precipitación deberían efectuarse a horas fijas comunes para toda la red (o redes) de interés. La precipitación inferior a 0,1 mm (0,2 mm en Estados Unidos de América) se denomina generalmente traza. La intensidad de la precipitación se expresa igualmente en medidas lineales por unidad de tiempo, normalmente milímetros por hora.

Las mediciones de las nevadas se realizan en unidades de centímetros y decenas, con una resolución de 0,2 cm. La precipitación inferior a 0,2 cm se denomina generalmente traza. La capa de nieve en el suelo se mide habitualmente a diario, en centímetros completos.

6.1.3 Requisitos meteorológicos e hidrológicos

En el anexo 1.D del capítulo 1 de la parte I se hace una declaración de carácter general sobre los requisitos de incertidumbre, rango y resolución para medir las precipitaciones, y se indica una incertidumbre alcanzable del 5 por ciento (con un nivel de confianza del 95 por ciento).

Los períodos comunes de observación son cada hora, cada tres horas y a diario, para fines sinópticos, climatológicos e hidrológicos. En algunos casos se requiere una resolución temporal mucho mayor para medir intensidades de lluvia muy elevadas en períodos muy cortos. En algunas aplicaciones se utilizan pluviómetros totalizadores,

con intervalos de observación de semanas o meses, o incluso de un año en montañas y desiertos.

6.1.4 Métodos de medición

6.1.4.1 Instrumentos

El medidor de precipitación (o pluviómetro cuando solo se tienen que medir precipitaciones líquidas) es el instrumento más frecuentemente utilizado para medir la precipitación. Generalmente se usa un recipiente abierto de lados verticales, en forma de cilindro recto, y con un embudo, si su principal finalidad es medir la lluvia. Se emplean varios tamaños y formas de la boca y altura del medidor, según los países, por lo que las mediciones no son estrictamente comparables (OMM, 1989*a*). Se mide el volumen o el peso de la captación, este último en particular para la precipitación sólida. La boca del medidor puede encontrarse a alguna de las varias alturas establecidas sobre el suelo o al mismo nivel del terreno circundante. La boca ha de estar situada por encima del espesor máximo previsto de la capa de nieve, y a una altura suficiente para evitar verse alcanzada por posibles salpicaduras desde el suelo. Para la medición de la precipitación sólida, la boca se encuentra sobre el suelo, rodeada de una protección artificial. La elevación más común en más de 100 países varía entre 0,5 m y 1,5 m (OMM, 1989*a*).

La medición de la precipitación es muy sensible a la exposición, y en particular al viento. La sección 6.2 trata de la exposición, mientras que en la sección 6.4 se examinan con cierta amplitud los errores a los que son propensos los pluviómetros, así como las correcciones que pueden aplicarse.

En este capítulo se describen asimismo otras técnicas especiales para medir diferentes tipos de precipitación (rocío, hielo, etc.) y la capa de nieve. Algunas técnicas nuevas que se están introduciendo en el uso operativo no se describen en este texto, por ejemplo, el pluviómetro óptico, que utiliza la dispersión óptica. Los informes de conferencias periódicas, como los cursillos internacionales sobre medición de la precipitación (Slovak Hydrometeorological Institute and Swiss Federal Institute of Technology, 1993; OMM, 1989*b*) y los organizados por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (OMM, 1998) constituyen fuentes útiles de información sobre los nuevos métodos que se están preparando.

Los puntos de medición de las precipitaciones son la fuente fundamental de datos para análisis zonales. Sin embargo, incluso la mejor medición de la precipitación en determinado punto solo es representativa de una zona limitada, cuyo tamaño depende de la extensión del período de acumulación, de la homogeneidad fisiográfica de la región, de la topografía local y de los procesos que intervienen en la producción de precipitaciones. Los radares, y más recientemente los satélites, se utilizan para definir y cuantificar la distribución espacial de la precipitación. Las técnicas correspondientes se describen en la parte II de la presente Guía. En principio, cabe esperar una integración adecuada de las tres fuentes de datos de precipitación zonal en las redes nacionales de precipitaciones (medidores automáticos, radar y satélite) para proporcionar estimaciones zonales de la precipitación lo suficientemente precisas a nivel operativo para una amplia gama de usuarios de datos de precipitaciones.

Pueden utilizarse como detectores meteorológicos instrumentos que detectan la precipitación e identifican su tipo, en lugar de medirla, a los que se hace referencia en el capítulo 14 de la parte I.

6.1.4.2 Medidores de referencia e intercomparaciones

Como medidores de referencia se utilizan varios tipos de aparatos. La principal característica de su diseño permite reducir o controlar el efecto del viento sobre la captación, que es la razón fundamental del diferente comportamiento de los medidores de precipitación. También se eligen para reducir los otros errores de que se trata en la sección 6.4.

Los medidores a nivel del suelo se utilizan como pluviómetros de referencia para medir la precipitación líquida. Al no haber errores inducidos por el viento, generalmente muestran una mayor precipitación que cualquier pluviómetro elevado (OMM, 1984). El pluviómetro se coloca en un hoyo, situando la boca al nivel del terreno, y a suficiente distancia del borde más próximo del hoyo para evitar salpicaduras. El hoyo debería estar cubierto por una fuerte red de plástico o de metal contra las salpicaduras, con una abertura central para la boca del pluviómetro. Es imprescindible prever un sistema que permita vaciar el agua del hoyo. En OMM (1984) se exponen diversas formas de colocar el pluviómetro en el hoyo.

El medidor de referencia para la precipitación sólida es conocido como referencia de intercomparación de doble cerca. El pluviómetro de Tretyakov, que tiene una forma peculiar de protección para desviar el viento, está rodeado por una doble barrera

vertical octogonal. Se presentan diseños y una descripción en Goodison, Sevruk y Klemm (1989), en OMM (1985), y en el informe final de la OMM sobre la intercomparación de pluviómetros de precipitación sólida (OMM, 1998).

El anexo 6.A[1] contiene recomendaciones sobre las comparaciones de medidores de precipitación con los medidores de referencia.

6.1.4.3 Documentación

La medición de la precipitación es particularmente sensible a la exposición del medidor, por lo que los metadatos sobre las mediciones han de registrarse meticulosamente para establecer un historial completo de la estación y así poder utilizarse en la realización de estudios climáticos o de otro tipo y para garantizar la calidad.

La sección 6.2 se ocupa de la información que es preciso mantener en relación con el emplazamiento, es decir: una descripción detallada del emplazamiento que incluya los ángulos verticales de los obstáculos más importantes en torno al medidor, la configuración de este, la altura de la boca del medidor sobre el suelo y la altura también sobre el suelo del instrumento utilizado para medir la velocidad del viento.

La modificación de las técnicas de observación de la precipitación, sobre todo el uso de un tipo de medidor de precipitación diferente y el cambio de emplazamiento o de altura de instalación, puede originar faltas de homogeneidad temporal en las series cronológicas de la precipitación (véase el capítulo 2 de la parte III). La utilización de tipos de medidores y de emplazamientos diferentes da lugar a heterogeneidades espaciales. Ello se debe a errores sistemáticos de la medición de las precipitaciones, principalmente a causa del viento. Puesto que las técnicas de ajuste basadas en parámetros estadísticos pueden eliminar las heterogeneidades con respecto a las mediciones de los pluviómetros más cercanos, la corrección de los errores debidos al viento que aparecen en las mediciones de precipitación puede ser una forma de eliminar el sesgo de los valores obtenidos por cualquier tipo de medidor.

En las siguientes secciones (en particular la sección 6.4) referidas a los diversos tipos de instrumentos se analizan las correcciones que pueden aplicarse a las mediciones de la precipitación. En esas correcciones hay incertidumbres, por lo que deberían conservarse tanto los registros originales como las fórmulas de corrección.

También deberían documentarse todos los cambios en los métodos de observación.

6.2 EMPLAZAMIENTO Y EXPOSICIÓN

En todo método para medir la precipitación debería tratarse de obtener una muestra representativa de la verdadera cantidad caída sobre la zona que se piensa representar con la medición, ya sea a escala sinóptica, mesoescala o microescala. Por tanto, la elección del emplazamiento, y el error sistemático de medición, son importantes. Para un análisis sobre los efectos del emplazamiento véase Sevruk y Zahlavova (1994).

La ubicación de las estaciones de precipitación en la zona de interés es importante porque el número y el emplazamiento de los medidores determinan el grado en que las mediciones representan la cantidad real de precipitación que cae en la zona. En OMM (1992*a*) se analiza extensamente la representatividad zonal para la lluvia y la nieve. En OMM (2008) figura una introducción a la literatura sobre el cálculo de la precipitación zonal y las correcciones de topografía.

Los efectos inducidos por el lugar de ubicación sobre el campo de viento en los alrededores pueden motivar excesos o deficiencias locales de la precipitación caída. En general, la distancia de cualquier objeto respecto del medidor no debería ser inferior al doble de su altura por encima de la boca del medidor. Para cada lugar debería estimarse el ángulo vertical medio de los obstáculos así como trazar un plano de la ubicación. Habría que evitar las laderas o los techos de los edificios. Los lugares elegidos para medir la nieve y/o la capa de nieve deberían estar situados, en la medida de lo posible, en puntos protegidos del viento. Los mejores emplazamientos suelen ser con frecuencia los claros de los bosques o de los huertos, entre los árboles, matorrales o arbustos, o en otros sitios en donde haya obstáculos que actúen como eficaces barreras contra el viento de todas las direcciones.

No obstante, es preferible reducir los efectos del viento, y del lugar sobre el mismo, utilizando un pluviómetro al nivel del suelo para captar la precipitación líquida, o bien forzando el flujo de

1 Recomendaciones formuladas por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión (1994).

aire para que sea horizontal por encima de la boca del medidor, aplicando las siguientes técnicas que se enumeran por orden decreciente de eficacia:

a) en zonas con vegetación densa y homogénea, la altura de la vegetación debería mantenerse al mismo nivel que la boca del pluviómetro mediante una poda regular;
b) en otras zonas, mediante la simulación del efecto citado en a), empleando estructuras de protección adecuadas;
c) utilizando paravientos alrededor del pluviómetro.

La superficie que rodea al pluviómetro puede estar cubierta de hierba corta, grava o guijarros, pero en todos los casos deberían evitarse las superficies duras y llanas como las de hormigón para impedir las excesivas salpicaduras en el interior del pluviómetro.

6.3 MEDIDORES DE PRECIPITACIÓN NO REGISTRADORES

6.3.1 Medidores ordinarios

6.3.1.1 Instrumentos

El medidor de precipitación utilizado normalmente consiste en un colector situado por encima de un embudo que da paso a un depósito, donde el agua y la nieve derretida acumuladas se almacenan entre períodos de observación. Se utilizan diversas formas de medidores en diferentes lugares del mundo, tal y como se muestra en la figura 6.1. Cuando la precipitación sólida es frecuente e importante se utilizan varias modificaciones especiales con el fin de mejorar la exactitud de la medición. Esas modificaciones

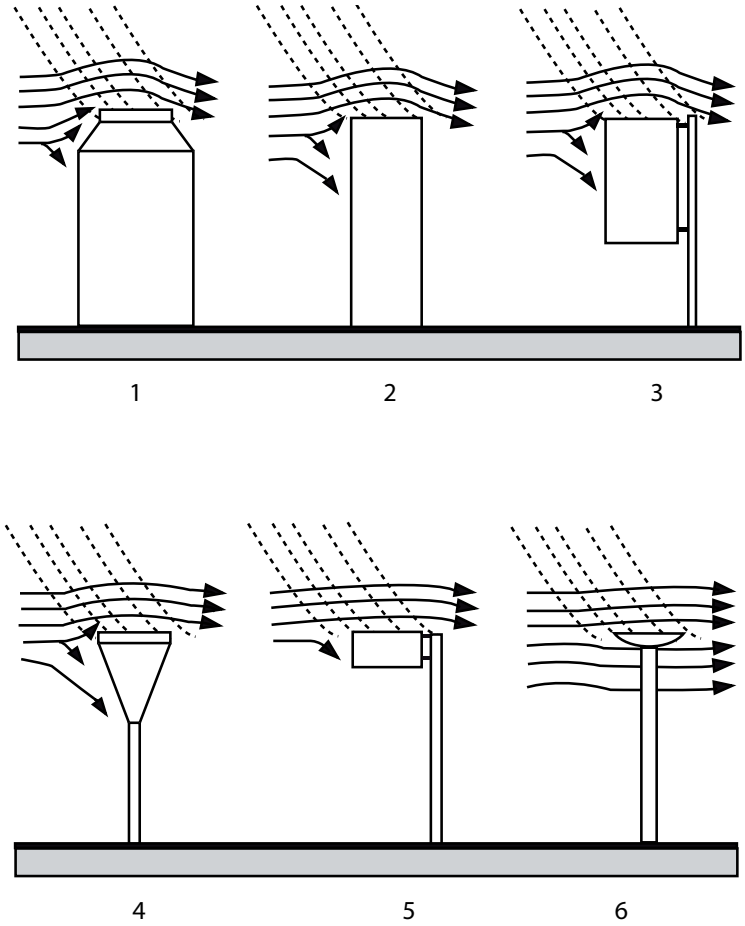


Figura 6.1. Diferentes formas de pluviómetros normalizados. Las líneas continuas muestran las líneas de corriente y las líneas discontinuas hacen lo propio con las trayectorias de las partículas de precipitación. El primer pluviómetro muestra la mayor deformación del campo de viento por encima de la boca del instrumento de medición, y el último pluviómetro muestra la menor. En consecuencia, el error inducido por el viento en el caso del primer pluviómetro es más importante que en el caso del último (Sevruk y Nespor, 1994).

comprenden la supresión del embudo del medidor al comenzar la temporada de nieve o la provisión de un dispositivo especial para impedir el arrastre de la captación (véase OMM, 1998). Los paravientos en torno al medidor reducen el error por la deformación del campo de viento sobre el mismo y por la entrada de nieve. Son aconsejables para la lluvia y esenciales para la nieve. Se utiliza una amplia variedad de medidores (véase OMM, 1989*a*).

El agua almacenada se recoge en una probeta o se vierte del depósito en una probeta, o bien se mide su nivel en el depósito directamente con una varilla graduada. El tamaño de la boca del colector no es determinante cuando se trata de precipitación líquida, pero se requiere por lo menos un área de 200 cm^2 si se esperan formas de precipitación sólidas en cantidades significativas. Tal vez lo más conveniente sea un área de 200 a 500 cm^2. Los requisitos más importantes que ha de reunir un medidor de precipitación son los siguientes:

a) El reborde de la boca del colector debería ser afilado, con una vertiente interior completamente vertical y la exterior presentando un profundo biselado; los medidores para la nieve deberían estar diseñados de manera que se disminuya al máximo la posibilidad de obturación de la boca por acumulación de nieve húmeda alrededor del reborde.
b) El área de la boca del medidor debería conocerse con una exactitud del 0,5 por ciento, y la construcción tendría que permitir que esa área permanezca constante mientras el medidor se utilice normalmente.
c) El colector debería diseñarse de modo que la lluvia no pudiera salpicar hacia dentro ni hacia fuera. Esto puede lograrse si la pared vertical es bastante profunda, y la pendiente del embudo está suficientemente inclinada (al menos 45°). Estas condiciones se ilustran en la figura 6.2.
d) La construcción debería permitir reducir al mínimo los errores por humidificación.

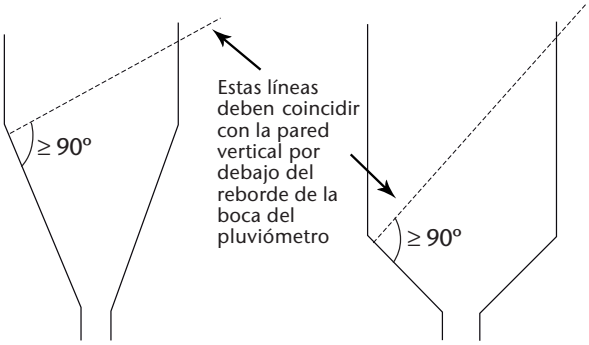


Figura 6.2. Colectores idóneos para pluviómetros

e) El depósito debería tener una entrada estrecha, suficientemente protegida de la radiación, para reducir al mínimo las pérdidas de agua por evaporación. Los medidores de precipitación que se utilicen en lugares donde solo se hacen lecturas semanales o mensuales tendrían que disponer de un diseño análogo al utilizado para las mediciones diarias, pero con un depósito de mayor capacidad y una construcción más robusta.

La probeta debería ser de vidrio o plástico transparente, con un coeficiente de dilatación térmica adecuado, y estar claramente marcada para indicar el tamaño o tipo de medidor con el que se utilizará. Su diámetro habría de ser inferior al 33 por ciento del diámetro del reborde del medidor; cuanto menor sea el diámetro relativo, mayor será la exactitud de la medición. Las graduaciones tendrían que estar grabadas con trazo fino; en general, deberían ser marcas a intervalos de 0,2 mm y líneas claras que correspondan al milímetro entero. También es conveniente marcar la línea que corresponde a 0,1 mm. El error máximo de las graduaciones no debería exceder de ±0,05 mm para la graduación de 2 mm o más, y de ±0,02 mm por debajo de esa marca.

Para medir pequeñas cantidades de precipitación con la incertidumbre adecuada, el diámetro interior de la probeta debería ir disminuyendo hacia la base. En todas las mediciones, el fondo del menisco de agua debería definir el nivel del agua, y la probeta tendría que mantenerse en posición vertical durante la lectura para evitar errores de paralaje. La repetición de las líneas principales de graduación en la cara posterior de la probeta ayuda también a reducir estos errores.

Las varillas graduadas deberían ser de madera de cedro o de otro material adecuado que no absorba demasiada agua y solo posea un efecto capilar escaso. Las varillas de madera no resultan adecuadas si se ha añadido aceite al colector para suprimir la evaporación; en este caso se deben utilizar varillas de metal o de otros materiales de los que pueda quitarse fácilmente el aceite. Las varillas no metálicas deberían tener un pie de latón para evitar el desgaste, y estar graduadas en función de las áreas relativas de la sección transversal de la boca del pluviómetro y del colector; habría que marcar las graduaciones al menos cada 10 mm, y sería preciso prever el desplazamiento de las marcas causado por el propio material de la varilla. El error máximo de la graduación de la varilla no debería exceder de ±0,5 mm en cualquier punto. Siempre que fuera posible, la medición con varilla debería verificarse utilizando una medida volumétrica.

6.3.1.2 Funcionamiento

La probeta ha de mantenerse vertical cuando se proceda a la lectura, y el observador debería ser consciente de los errores de paralaje. Sería preciso pesar o fundir la nieve recogida en los medidores de precipitación no registradores inmediatamente después de cada observación, y medirla luego utilizando una probeta con graduación normalizada. También se puede medir la precipitación captada pesándola con exactitud, procedimiento que tiene varias ventajas. Se obtiene el peso total del depósito y su contenido, y se resta la tara ya conocida. No hay peligro de que se vierta agua, y cualquier agua adherida al depósito queda incluida en el peso. Sin embargo, los métodos comúnmente utilizados son más sencillos y baratos.

6.3.1.3 Calibración y mantenimiento

Sea cual fuere el tamaño del colector elegido, la graduación de la probeta o de la varilla ha de corresponder a él. Por lo tanto, la calibración del medidor comprende la verificación del diámetro de la boca, y hay que asegurarse de que se encuentra dentro de las tolerancias admisibles. También comprende verificaciones volumétricas de la probeta o de la varilla de medición.

El mantenimiento periódico debería comprender, en todo momento, la comprobación de la nivelación del instrumento para evitar el efecto de un medidor sin nivel (véase Rinehart, 1983 y Sevruk, 1984). Según las necesidades, el depósito exterior del medidor y la graduación deberían mantenerse limpios en todo momento por ambos lados, interior y exterior, utilizando un cepillo de mango largo y agua jabonosa, y enjuagarse con agua limpia. Las partes gastadas, dañadas o rotas habría que sustituirlas en caso necesario. La vegetación que rodea al pluviómetro debería mantenerse a una altura de 5 cm (cuando proceda). La exposición debería verificarse y registrarse.

6.3.2 Medidores totalizadores

Los medidores totalizadores se utilizan para medir la precipitación total de cada estación en zonas remotas o poco habitadas. Estos pluviómetros consisten en un colector situado sobre un embudo que da paso a un depósito suficientemente grande para almacenar toda la precipitación captada a lo largo de la estación (o la captación mensual en zonas húmedas). Con objeto de reducir la evaporación se debería poner en el depósito una capa no inferior a 5 mm de un aceite adecuado u otro producto que evite la evaporación (OMM, 1972). Esta capa debería permitir el paso de la precipitación hacia la solución que haya por debajo de ella.

Conviene poner en el depósito una solución anticongelante para convertir al estado líquido toda la nieve que caiga en el interior del medidor. Es importante que la solución anticongelante esté bien distribuida. Una mezcla de 37,5 por ciento en peso de cloruro de calcio comercial (78 por ciento de pureza) y un 62,5 por ciento de agua constituye una solución anticongelante satisfactoria. También pueden utilizarse soluciones acuosas de glicoletileno o una mezcla de glicoletileno y metanol. Aunque estas últimas soluciones son más caras resultan menos corrosivas que el cloruro de calcio y protegen contra la congelación en una gama mucho más amplia de las diluciones que tienen lugar como consecuencia de la precipitación subsiguiente. El volumen de la solución que se coloque inicialmente en el depósito no debería exceder del 33 por ciento del volumen total del medidor.

En algunos países, esta solución de anticongelante y aceite se considera desecho tóxico y, por consiguiente, nocivo para el medio ambiente. Deberían recabarse de las autoridades locales para la protección del medio ambiente directrices sobre la eliminación de sustancias tóxicas.

La captación estacional de precipitación se determina pesando o midiendo el volumen del contenido del depósito (como para los medidores normales; véase la sección 6.3.1). La cantidad de aceite y solución anticongelante colocada en el depósito al comienzo de la estación, así como cualquier contracción en caso de medidas volumétricas, deben tenerse muy en cuenta. Se pueden aplicar correcciones, como para los medidores normales.

El funcionamiento y el mantenimiento de los medidores totalizadores en las zonas remotas plantea varios problemas, tales como la posibilidad de que el medidor quede cubierto de nieve o la dificultad de localizar el medidor para registrar la medición, por lo que es necesario llevar a cabo un control específico. Debería prestarse especial atención a la evaluación de la calidad de los datos que provienen de este tipo de medidores.

6.4 ERRORES Y CORRECCIONES EN LOS MEDIDORES

Conviene examinar en esta fase los errores y correcciones que se aplican hasta cierto punto a la

mayoría de los medidores de precipitación, tanto a los medidores registradores como a los no registradores. Los casos correspondientes a los medidores registradores se analizan en la sección 6.5.

En OMM (1982; 1984; 1986; y concretamente para la nieve, 1998) se encuentran reseñas completas sobre errores y correcciones. En OMM (1982) se dan detalles de los modelos utilizados actualmente para ajustar los datos brutos de las precipitaciones en Canadá, Dinamarca, Estados Unidos de América, Federación de Rusia, Finlandia y Suiza. En OMM (1989*a*) se describe cómo se llegan a producir los errores. En OMM (1986; 1989*b*) hay documentos recopilados de conferencias sobre el particular.

La cantidad de precipitación medida por los medidores utilizados normalmente puede ser inferior a la precipitación real que llega al suelo en hasta un 30 por ciento o más. Las pérdidas sistemáticas varían según el tipo de precipitación (nieve, precipitaciones mixtas de nieve y lluvia, y lluvia). El error sistemático de la medición de la precipitación sólida es en general grande, y puede alcanzar un orden de magnitud superior a los asociados normalmente a las mediciones de precipitación líquida.

Para numerosos fines hidrológicos es necesario, en primer lugar, ajustar los datos con el fin de corregir este error antes de efectuar cálculos. Por supuesto, los ajustes pueden ser inexactos (e incluso pueden empeorar las cosas). Por consiguiente, los datos originales deberían conservarse siempre como archivo básico, tanto para mantener la continuidad como para servir de base en los futuros ajustes mejorados, cuando sea posible hacerlos.

La cantidad verdadera de precipitación puede estimarse corrigiendo algunos de los diversos errores que se enumeran a continuación, si no todos:

a) error debido a la deformación sistemática del campo de viento por encima de la boca del medidor: normalmente, de 2 a 10 por ciento para la lluvia, y de 10 a 50 por ciento para la nieve;
b) error debido a la pérdida por humectación de las paredes interiores del colector;
c) error debido a la pérdida por humectación en el depósito cuando se vacía: normalmente, de 2 a 15 por ciento en el verano y de 1 a 8 por ciento en el invierno, para b) y c) conjuntamente;
d) error debido a la evaporación en el depósito (más importante en los climas cálidos): de 0 a 4 por ciento;
e) error debido a las ventiscas de nieve;
f) error debido a las salpicaduras hacia dentro y hacia fuera: de 1 a 2 por ciento;
g) errores aleatorios de observación y de los instrumentos, incluyendo las lecturas incorrectas de los medidores.

Los seis primeros errores son sistemáticos y se han enumerado por orden de importancia general. El error neto debido a las ventiscas de nieve y a las salpicaduras hacia dentro y hacia fuera del agua puede ser negativo o positivo, en tanto que los errores sistemáticos netos debidos al campo de viento y a otros factores son negativos. Como normalmente es difícil cuantificar los errores enumerados como e) y f), el modelo general para ajustar los datos procedentes de la mayoría de los medidores se representa de la siguiente forma:

$$P_k = kP_c = k(P_g + \Delta P_1 + \Delta P_2 + \Delta P_3) \qquad (6.1)$$

en donde P_k es la cantidad de precipitación ajustada; k (véase la figura 6.3) es el factor de ajuste para corregir los efectos de la deformación del campo de viento; P_c es la cantidad de precipitación captada por el colector del medidor; P_g es la cantidad medida de precipitación en el medidor; ΔP_1 es el ajuste para corregir la pérdida por humectación de las paredes interiores del colector; ΔP_2 es el ajuste para corregir la pérdida por humectación en el depósito después de vaciarlo; y ΔP_3 es el ajuste para corregir la evaporación del depósito.

Las correcciones se aplican a totales diarios o mensuales y, en algunas prácticas, a episodios de precipitación individuales.

En general, los datos suplementarios requeridos para hacer estos ajustes son la velocidad del viento en la boca del medidor durante la precipitación, el tamaño de las gotas, la intensidad de la precipitación, la temperatura y la humedad del aire, y las características del emplazamiento del medidor. Aunque la temperatura pueda afectar en algo al medidor, reduciendo su capacidad de captación, se trata de un efecto considerablemente menos importante que el de la velocidad del viento a la altura del medidor (Yang y otros, 1993; 1995). La velocidad del viento y el tipo o la intensidad de la precipitación pueden ser variables suficientes para determinar las correcciones. A veces se utiliza la velocidad del viento solamente. En los lugares donde no se realizan estas observaciones se puede recurrir a la interpolación de las observaciones realizadas en emplazamientos adyacentes, con objeto de realizar dichos ajustes, pero ha de procederse con cautela, y únicamente en lo que se refiere a datos mensuales de pluviosidad.

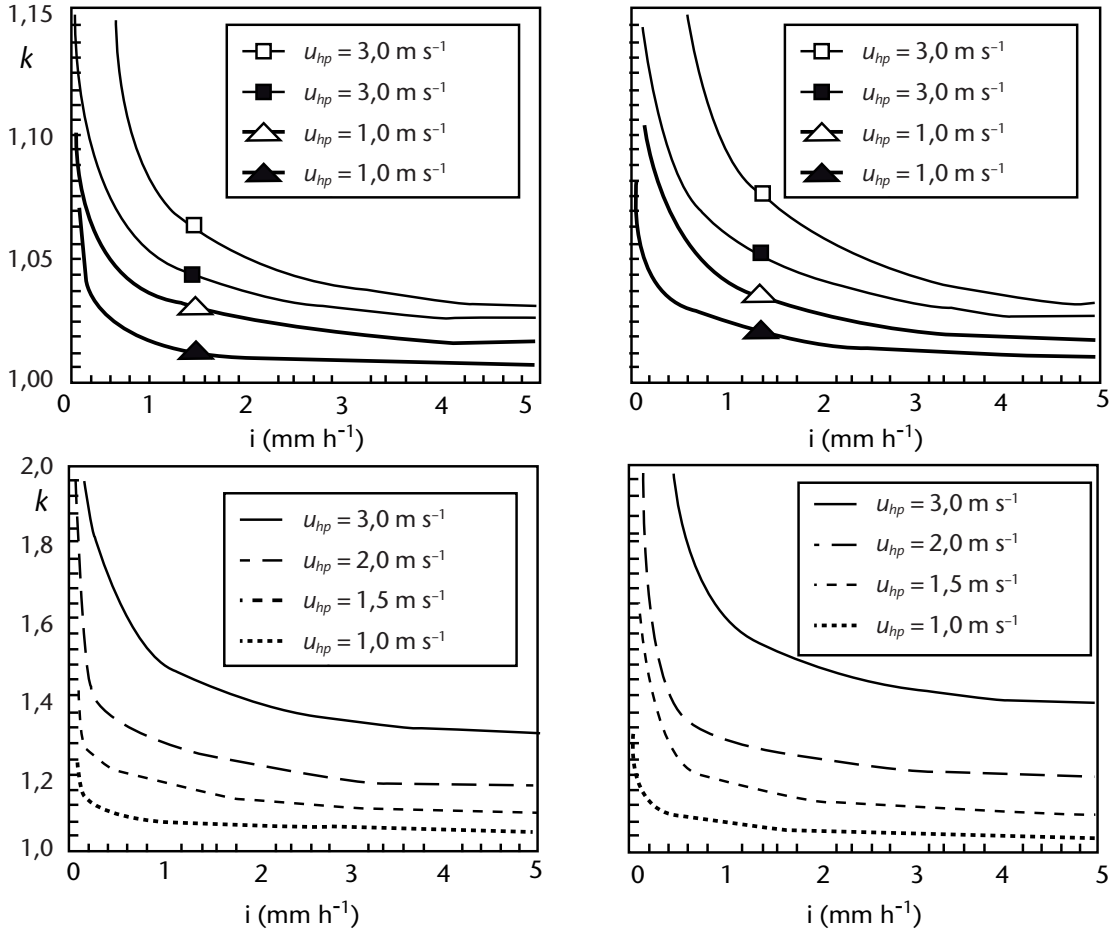


Figura 6.3. Factor de conversión *k* —definido como el cociente entre la precipitación "correcta" y la medida para la lluvia (arriba) y para la nieve (abajo)—, para dos medidores no protegidos, en función de la velocidad del viento u_{hp}, la intensidad *i* y el tipo de situación meteorológica, según Nespor y Sevruk (1999). A la izquierda figura el pluviómetro normalizado manual alemán de Hellmann, y a la derecha el pluviómetro registrador de cubeta basculante de Lambrecht. Los cuadrados y triángulos blancos de los diagramas de la parte superior de la figura se refieren a las precipitaciones orográficas y los símbolos con relleno de color negro, a los chaparrones. Hay que tener en cuenta las diferentes escalas para la lluvia y la nieve. En los medidores protegidos, *k* puede reducirse al 50 y al 70 por ciento para la nieve y para la precipitación mixta, respectivamente (OMM, 1998). Las pérdidas de calor no se tienen en cuenta en los diagramas (en Suiza, entre el 10 y el 50 por ciento de los valores medidos de nieve fresca varían con la altitud).

En la mayoría de los medidores de precipitación, la velocidad del viento es el factor ambiental más importante que contribuye a la medición insuficiente de la precipitación sólida. Esos datos deben obtenerse a partir de observaciones meteorológicas normalizadas en el emplazamiento, con el fin de proporcionar ajustes diarios. En particular, si la velocidad del viento no se mide a la altura de la boca del medidor, puede averiguarse mediante un procedimiento de reducción media de la velocidad del viento, conociendo la rugosidad de la superficie y la altura angular de los obstáculos circundantes. En el anexo 6.B[2] se describe el procedimiento propuesto, que depende mucho del lugar, y en el que para hacer la estimación hay que conocer debidamente el emplazamiento de la estación y del medidor. Los medidores protegidos captan más precipitación que los no protegidos, sobre todo en el caso de la precipitación sólida. Por lo tanto, los

2 Procedimiento para la reducción del viento recomendado por la undécima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (1994).

medidores deberían protegerse naturalmente (por ejemplo, claros de los bosques) o artificialmente (por ejemplo, paravientos Alter, tipo Nipher canadiense, Tretyakov) a fin de minimizar los efectos adversos de la velocidad del viento sobre las mediciones de la precipitación sólida (véase OMM, 1998 y 2008, para obtener información sobre el diseño de las pantallas protectoras). El tipo de configuración del paraviento, así como el tipo de medidor, alterará la relación entre la velocidad del viento y la eficacia de la captación, e influirá en la homogeneidad de los datos.

La pérdida por humectación (Sevruk, 1974*a)* es otra pérdida sistemática acumulativa en los medidores manuales que varía según la precipitación y el tipo de aparato; su magnitud depende también del número de veces que se vacía el medidor. La pérdida por humectación media puede llegar hasta 0,2 mm por observación. En estaciones sinópticas donde la precipitación se mide cada seis horas puede llegar a ser una pérdida muy importante. En algunos países la pérdida por humectación se ha calculado entre el 15 y el 20 por ciento de la precipitación medida en invierno. Una alternativa factible es la corrección de la pérdida por humectación en el momento de la observación. Dicha pérdida puede ser reducida con un pluviómetro bien diseñado. La metodología para determinar la pérdida por humectación de los medidores manuales (OMM, 1998) sería suficiente. Se recomienda reexaminar periódicamente (por ejemplo, cada cinco años) la pérdida por humectación de los medidores manuales, ya que tienden a ir cambiando a medida que el colector va envejeciendo. Las superficies internas deberían ser de un material que pueda mantenerse liso y limpio: la pintura, por ejemplo, no resulta adecuada, pero el esmalte al horno es satisfactorio. Deberían reducirse al mínimo las costuras en la construcción.

Las pérdidas por evaporación (Sevruk, 1974*b)* varían según el tipo de medidor, la zona climática y la época del año. La pérdida por evaporación constituye un problema en los medidores que no tienen en la cubeta un embudo, especialmente a finales de primavera en las latitudes medias. Se han comunicado pérdidas superiores a 0,8 mm por día. En invierno las pérdidas son mucho menores en comparación con los meses de verano, variando entre 0,1 y 0,2 mm por día. Sin embargo, estas pérdidas son acumulativas. En un medidor bien diseñado solo se expone una pequeña superficie de agua, su ventilación se reduce al mínimo, y la temperatura del agua se mantiene baja gracias a una superficie exterior reflectiva. En los medidores registradores de almacenamiento y acumulación, prácticamente se pueden eliminar los errores asociados a la evaporación mediante el uso de aceite en el colector.

Es evidente que para lograr la compatibilidad de los datos, cuando se utilizan diferentes tipos de medidores y de protección en todas las condiciones meteorológicas, resulta imperioso efectuar las correcciones de las mediciones reales. En todos los casos en que se ajustan las mediciones de la precipitación para reducir los errores, se recomienda firmemente que se publiquen los valores medidos y también los ajustados.

6.5 MEDIDORES DE PRECIPITACIÓN REGISTRADORES

El registro automático de la precipitación tiene las ventajas de que puede proporcionar una mejor resolución temporal que las mediciones manuales y de que es posible reducir las pérdidas por evaporación y por humectación. Naturalmente, está sometido a los efectos del viento de que se trata en la sección 6.4.

Por lo general se utilizan tres tipos de medidores de precipitación registradores: el de pesaje (o de pesada), el de cubeta basculante (o de balancín), y el de flotador. Solamente el medidor de pesaje resulta satisfactorio para medir todo tipo de precipitación; el uso de los otros dos se limita en gran parte a la medición de la cantidad de lluvia. Existen nuevos tipos de medidores registradores automáticos que miden la precipitación sin partes móviles utilizando dispositivos tales como sondas de capacitancia, transductores de presión, dispositivos ópticos o pequeños dispositivos de radar, capaces de proporcionar una señal electrónica que es proporcional al equivalente de la precipitación. El dispositivo de reloj que cronometra los intervalos y fecha el registro de tiempo es un componente muy importante del registrador.

6.5.1 Medidor de precipitación de pesaje (o de pesada)

6.5.1.1 Instrumentos

En estos instrumentos, el peso de un depósito y la precipitación acumulada en él se registran continuamente, bien por medio de un mecanismo dotado de un muelle, bien con un sistema de balanza de pesas. Se registra, pues, toda la precipitación, ya

sea líquida o sólida, a medida que cae. Este tipo de medidor normalmente no tiene mecanismo alguno para vaciarse por sí solo; la capacidad (es decir, la acumulación máxima entre recargas) varía de 150 a 750 mm. Los medidores registradores deben mantenerse para reducir al mínimo las pérdidas por evaporación, operación que puede realizarse añadiendo suficiente aceite u otro inhibidor de la evaporación en el depósito para que forme una película por encima de la superficie del agua. Cualquier dificultad que se plantee como consecuencia de la oscilación de la balanza debida a fuertes vientos puede reducirse con un mecanismo de amortiguación por aceite o, si dan resultado los últimos trabajos, mediante la adecuada programación por un microprocesador para eliminar este efecto en las lecturas. Los medidores de pesaje son especialmente útiles para registrar la nieve, el granizo y las precipitaciones mixtas de nieve y lluvia, debido a que la precipitación sólida no requiere fusión para poder registrarla. Para el funcionamiento en invierno, el depósito de captación se carga con una solución de anticongelante (véase la sección 6.3.2), con el fin de disolver los contenidos sólidos. La cantidad de anticongelante depende de la cantidad prevista de precipitación y de la temperatura mínima prevista en el momento de la dilución mínima.

El peso del depósito de captación, medido por un resorte calibrado, pasa de un movimiento vertical a otro angular mediante una serie de palancas o poleas. Este movimiento angular se comunica luego mecánicamente a una banda de tambor o de rodillos, o se digitaliza mediante un transductor. La exactitud de estos tipos de medidores está directamente relacionada con sus características de medición y/o de registro, que pueden variar según los fabricantes.

6.5.1.2 Errores y correcciones

Salvo el error debido a la pérdida por humectación en el depósito cuando se vacía, los medidores registradores de pesaje están expuestos a todas las demás fuentes de error analizadas en la sección 6.4. Asimismo, debería señalarse que no es posible identificar el tipo de precipitación con los medidores registradores automáticos solamente. Un importante problema con este tipo de medidores es que la precipitación, particularmente la lluvia engelante o la nieve húmeda, puede adherirse al interior de la boca del pluviómetro y no caer en la cubeta hasta algún tiempo después. Esto limita considerablemente la capacidad de los medidores registradores de pesaje para indicar el momento preciso de los fenómenos de precipitación. Otro fallo común de los medidores de pesaje es la acción del viento, sobre todo en el caso de vientos fuertes, cuando las turbulentas corrientes de aire pasan a través del depósito de captación y causan oscilaciones en el mecanismo de pesaje. Con ayuda de sistemas programables de registro de datos, los errores asociados a esos registros anómalos pueden minimizarse promediando las lecturas a breves intervalos, por ejemplo, un minuto. Puede que, a causa del mal funcionamiento del reloj del instrumento, el período o la fecha en que se asignen las captaciones sean incorrectos.

Algunos errores potenciales de los métodos manuales para medir la precipitación pueden eliminarse o al menos minimizarse mediante medidores registradores de pesaje. Los errores aleatorios de la medición unidos al error del observador humano y a ciertos errores sistemáticos, particularmente la pérdida por evaporación y por humectación, se reducen al mínimo. En algunos países, a las observaciones de trazas se les fija oficialmente un valor de cero, lo que da como resultado una subestimación errónea del total de precipitación de la estación. Este problema se minimiza con los medidores de pesaje, puesto que con el tiempo se acumularán incluso pequeñísimas cantidades de precipitación.

La corrección de los datos de medidores de pesaje sobre una base horaria o diaria puede resultar más difícil que en períodos más largos, como en el caso de los resúmenes climatológicos mensuales. A la hora de interpretar y corregir con precisión las mediciones de precipitación realizadas con medidores automáticos serán útiles los datos auxiliares procedentes de estaciones meteorológicas automáticas, como el viento a la altura del medidor, la temperatura del aire, el tiempo presente o el espesor de la nieve.

6.5.1.3 Calibración y mantenimiento

Los medidores registradores de pesaje tienen normalmente pocas partes móviles y, por lo tanto, raramente hay que calibrarlos. En general, para la calibración hay que utilizar una serie de pesas que, cuando se colocan en la cubeta o en el depósito de captación, proporcionan un valor predeterminado equivalente a una cantidad de precipitación. Las calibraciones deberían llevarse a cabo normalmente en un entorno de laboratorio y siguiendo las instrucciones del fabricante.

El mantenimiento de rutina debería efectuarse cada tres o cuatro meses, según las condiciones de la precipitación en el lugar. Habría que inspeccionar el exterior y el interior del medidor para ver si se

ha soltado o roto alguna pieza y para asegurarse de que el instrumento está nivelado. Toda lectura manual debería comprobarse con el registro de datos extraíble para garantizar la coherencia antes de retirar y anotar el registro. La cubeta o el depósito de captación deberían vaciarse, inspeccionarse, limpiarse, en caso necesario, y recargarse con aceite solamente para la operación de precipitación líquida, o con anticongelante y aceite si se prevé precipitación sólida (véase la sección 6.3.2). El dispositivo de registro se tendría que poner a cero para aprovechar al máximo el rango del medidor. En caso necesario, habría que verificar y reemplazar las cintas, el suministro de bandas de papel o la memoria digital, así como el suministro energético. Tal vez se requiera un voltímetro para poner la salida del medidor a cero cuando se utiliza un registrador de datos o para verificar el suministro de energía del medidor o del sistema de registro. Se deberán verificar los intervalos de tiempo y las fechas de los registros.

6.5.2 Pluviógrafo de cubeta basculante o de balancín

El pluviógrafo de cubeta basculante (también llamado de balancín) se utiliza para medir la intensidad de lluvia, así como los totales acumulados, pero no ofrece la exactitud necesaria a causa de importantes errores no lineales, en particular en el caso de fuertes intensidades de precipitación.

6.5.2.1 Instrumentos

El principio en el que se basa el funcionamiento de este instrumento es muy sencillo. Un ligero recipiente metálico está dividido en dos compartimentos y se halla en equilibrio inestable con respecto a un eje horizontal. En su posición normal, el recipiente se apoya en uno de los dos topes que le impiden inclinarse completamente. El agua de lluvia es conducida desde un colector hasta el compartimento que se halle más alto y, una vez que penetra una cantidad de lluvia predeterminada en el compartimento, el depósito adquiere un equilibrio inestable y se inclina sobre la otra posición de reposo. Debido a la forma de los compartimentos del depósito, el agua se vacía desde el que esté más bajo. Mientras tanto, el agua que sigue cayendo entra en el compartimento que se halle entonces más elevado. El movimiento del recipiente al inclinarse puede utilizarse para iniciar el funcionamiento de un contacto que produzca un registro discontinuo y escalonado; la distancia entre cada escalón del registro representa el tiempo requerido para que caiga determinada cantidad de lluvia. Esa cantidad no debería exceder de 0,2 mm si se quieren obtener registros detallados.

Se requiere poco tiempo, aunque sí una cantidad finita del mismo, para que el recipiente se incline, y durante la primera mitad del movimiento puede entrar más agua en el compartimento que ya contiene la cantidad calculada de lluvia. Este error puede ser apreciable con lluvia fuerte (250 mm h^{-1}) pero es posible controlarlo. El método más sencillo consiste en utilizar un dispositivo como un sifón al pie del embudo para dirigir el agua hacia los recipientes a un ritmo controlado. De esa manera se igualan las intensidades máximas de lluvia durante un período muy breve. También puede agregarse un dispositivo para acelerar el movimiento del recipiente; fundamentalmente, puede consistir en una pequeña lámina que, al recibir el impacto del agua que cae desde el colector, añade fuerza —que varía con la intensidad de la lluvia— al proceso de basculación del recipiente.

El pluviógrafo de cubeta basculante es particularmente adecuado para las estaciones meteorológicas automáticas, porque se presta a los métodos digitales. El impulso generado por un cierre de contacto puede controlarse mediante un registrador de datos e integrarse durante períodos de tiempo seleccionados con el fin de proporcionar la cantidad de precipitación. También puede utilizarse con un registrador de bandas de papel.

6.5.2.2 Errores y correcciones

Las fuentes de error del pluviógrafo de cubeta basculante difieren en cierto modo de las de otros medidores registradores, por lo que se aconsejan precauciones y correcciones especiales. Algunas de las fuentes de error son las siguientes:

a) la pérdida de agua durante la inclinación con fuerte lluvia puede reducirse al mínimo, pero no suprimirse totalmente;
b) con el diseño habitual del recipiente, la superficie de agua expuesta es grande en relación con su volumen, por lo que se pueden producir pérdidas por evaporación apreciables, especialmente en regiones cálidas; este error puede ser importante cuando la lluvia es débil;
c) la naturaleza discontinua del registro puede producir datos insatisfactorios con llovizna débil o incluso lluvia muy débil y, en particular, no es posible determinar con exactitud la hora del comienzo o del fin de la precipitación;
d) el agua puede adherirse a las paredes y al borde del recipiente, con lo que se produce un residuo

de lluvia en el mismo y un peso adicional que ha de superarse mediante la acción de inclinación; las pruebas con recipientes encerados dan una reducción del 4 por ciento del volumen requerido para el efecto basculante, con respecto a los no encerados; la calibración volumétrica puede cambiar, sin ajustar los tornillos de calibración, al variar la humectabilidad a través de la oxidación en superficie o la contaminación por las impurezas y variaciones en la tensión superficial;

e) el chorro de agua que cae del embudo en el recipiente expuesto puede dar lugar a una lectura excesiva según el tamaño, la forma y la posición de la boca;

f) el instrumento es particularmente propenso a la fricción y a una basculación inadecuada del recipiente cuando el pluviógrafo no está nivelado.

Mediante una calibración cuidadosa pueden hacerse correcciones de las partes sistemáticas de esos errores. Las mediciones de los pluviógrafos de cubeta basculante pueden corregirse con respecto a los efectos de exposición de la misma forma que en otros tipos de medidores de precipitación.

Durante la estación fría pueden utilizarse dispositivos calefactores que permitan efectuar las mediciones, sobre todo de precipitación sólida. Sin embargo, se ha observado que el rendimiento de los pluviógrafos de cubeta basculante calentados es muy deficiente debido a la aparición de grandes errores originados por el viento y por la evaporación de nieve fundida, por lo que esos pluviógrafos no se recomiendan para medir la precipitación en invierno en regiones donde las temperaturas son inferiores a 0 °C durante prolongados períodos de tiempo.

6.5.2.3 Calibración y mantenimiento

La calibración del pluviógrafo de cubeta basculante se realiza normalmente pasando una cantidad conocida de agua a través del mecanismo de inclinación a diversas velocidades, y ajustando el mecanismo al volumen conocido. Ese procedimiento debería realizarse en condiciones de laboratorio. En el anexo 6.C se facilita información sobre los procedimientos de calibración recomendados para este tipo de medidores.

En razón de las numerosas fuentes de error, las características de captación y la calibración de los pluviógrafos de cubeta basculante constituyen una interacción compleja de muchas variables. Las comparaciones diarias con el pluviógrafo normalizado pueden proporcionar factores útiles de corrección, y representan una buena práctica. Los factores de corrección pueden variar de una estación a otra y, en general, son mayores que 1,0 (sublectura) en el caso de lluvia de poca intensidad, y menores que 1,0 (sobrelectura) en el de lluvia muy intensa. La relación entre el factor de corrección y la intensidad no es lineal, sino que forma una curva.

El mantenimiento de rutina debería comprender la limpieza de la suciedad y de los residuos que se hayan acumulado en el embudo y en los recipientes, y asegurarse de que el pluviógrafo esté nivelado. Se recomienda encarecidamente sustituir una vez al año el mecanismo de inclinación por otro recién calibrado. Se deben verificar los intervalos de tiempo y las fechas de los registros.

6.5.3 Pluviógrafo de flotador

En este tipo de instrumento la lluvia pasa a un recipiente que es, en realidad, una cámara que contiene un ligero flotador. A medida que el nivel del agua de la cámara aumenta, el movimiento vertical del flotador se transmite, mediante un mecanismo adecuado, al movimiento de una plumilla que se desliza sobre una banda o a un transductor digital. Ajustando debidamente las dimensiones de la boca del colector, el flotador y la cámara, se puede utilizar cualquier escala para la banda de registro.

A fin de poder registrar la precipitación caída durante un período adecuado (en general, de 24 horas), la cámara del flotador ha de ser muy grande (en cuyo caso se obtiene, sobre la banda de registro, una escala comprimida), o bien hay que recurrir a un mecanismo que realice automáticamente y con rapidez el vaciado de la cámara del flotador cada vez que se llene, de modo que la plumilla u otro indicador regrese a la posición del cero en la banda. Habitualmente se recurre a un sifón. El proceso de funcionamiento del sifón debería comenzar precisamente en el nivel predeterminado, y sin tendencia a que el agua rebose o produzca goteos ni al principio ni al fin del período de funcionamiento del sifón, que no debería prolongarse más de 15 segundos. En algunos instrumentos, la cámara del flotador está montada sobre cuchillas que actúan de fulcro, de modo que cuando la cámara está llena se desequilibra; el ascenso del nivel del agua ayuda a que empiece a actuar el sifón, y cuando la cámara está vacía vuelve a su posición original. Otros pluviógrafos están dotados de un sifón forzado que actúa en menos de cinco segundos. Un tipo de esos sifones tiene una pequeña cámara, separada de la principal, en la que se deposita la lluvia que cae

mientras actúa el sifón. Esta cámara se vacía en la principal cuando el sifón deja de actuar, garantizando así un correcto registro de la cantidad total de lluvia.

Si existe la posibilidad de que el agua de la cámara del flotador se congele durante el invierno, debería instalarse un sistema de calefacción (preferentemente controlado por un termostato) dentro del pluviógrafo. Esto impedirá daños en el flotador y en su cámara, y permitirá registrar la lluvia durante ese período. Un pequeño elemento calefactor o una lámpara eléctrica resultan adecuados cuando existe una red eléctrica; de no ser así se pueden utilizar otras fuentes de energía. Un método práctico consiste en utilizar una pequeña resistencia arrollada a la cámara colectora, conectada con una batería de gran capacidad. La cantidad de calor suministrado debería reducirse al mínimo necesario para impedir la congelación, porque el calor puede disminuir la exactitud de las observaciones estimulando los movimientos verticales de aire por encima del pluviógrafo e incrementando además las pérdidas por evaporación.

Se ha señalado que en algunos países la captación por medidores calentados sin protección es totalmente insuficiente, a causa del viento y de la evaporación de nieve fundida, como en el caso de los medidores de pesaje (véase la sección 6.5.1.2)

El mantenimiento de este pluviógrafo es similar al del medidor de pesaje (véase la sección 6.5.1.3), salvo que la calibración se realiza utilizando un volumen conocido de agua.

6.6 MEDICIÓN DEL ROCÍO, DE LA ACUMULACIÓN DE HIELO Y DE LA PRECIPITACIÓN DE NIEBLA

6.6.1 Medición del rocío y de la humedad de las hojas

El depósito de rocío es esencialmente un fenómeno nocturno y, aunque de proporciones relativamente pequeñas y muy variable según los lugares, es de gran interés en las zonas áridas; en las regiones muy áridas puede ser del mismo orden de magnitud que la lluvia. La exposición de las hojas de las plantas a la humedad líquida del rocío, la niebla y la precipitación desempeña también una importante función en las enfermedades de las plantas, en la actividad de los insectos y en la recolección y la conservación de los cultivos.

Con el fin de evaluar la contribución hidrológica del rocío, es necesario distinguir entre el rocío formado:

a) como resultado del transporte hacia abajo de la humedad atmosférica condensada en superficies frías, denominado rocío de precipitación;
b) por el vapor de agua procedente del suelo y de las plantas y condensado en superficies frías, denominado rocío de destilación;
c) como agua exudada por hojas, conocido como gutación.

Las tres fuentes pueden contribuir simultáneamente a la formación del rocío observado, aunque solo la primera aporta agua adicional a la superficie, y la última tiene generalmente como resultado una pérdida neta. Otra fuente de humedad es la procedente de gotitas de niebla o de nube reunidas por las hojas y ramitas de la vegetación, que llegan al suelo por goteo o resbalando sobre los tallos.

La cantidad de rocío depositado en una superficie dada y en un período determinado se expresa habitualmente en kg m^{-2} o en milímetros de espesor del rocío. Siempre que fuera posible, la cantidad debería medirse con una resolución de una décima de milímetro.

La humedad de las hojas puede describirse como ligera, moderada o grande, pero sus medidas más importantes son el instante de comienzo y la duración.

En OMM (1992*b*) se analizan los instrumentos concebidos para medir el rocío y la duración de la humedad de las hojas, y también figura una bibliografía.

Se han tomado en consideración los métodos que se describen a continuación para medir la humedad de las hojas.

La cantidad de rocío depende esencialmente de las propiedades de la superficie, tales como sus propiedades radiativas, su tamaño y su aspecto (horizontal o vertical). Puede medirse exponiendo una lámina o superficie, natural o artificial, con propiedades conocidas o normalizadas, y evaluar la cantidad de rocío pesándola, observándola visualmente o utilizando alguna otra magnitud, como la conductividad eléctrica. El problema radica en la elección de la superficie, porque los resultados obtenidos instrumentalmente no son necesariamente representativos del depósito de rocío en objetos próximos. Por tanto, deberían establecerse relaciones empíricas entre las mediciones instrumentales y el depósito de rocío sobre una superficie natural, para cada serie particular de condiciones de superficie y exposición; también tendrían que

establecerse relaciones empíricas para distinguir los diferentes procesos de formación de rocío, cuando ello sea importante para la aplicación de que se trate.

Se utilizan diversos instrumentos para efectuar la medición directa de la formación, cantidad y duración de la humedad y el rocío de las hojas. Los registradores de duración del rocío utilizan elementos que cambian por sí mismos, de tal modo que indican o registran el período de humedad, o bien están dotados de sensores eléctricos en los que la conductividad eléctrica de la superficie de las hojas naturales o artificiales cambia en presencia del agua debida a la lluvia, la nieve, la niebla húmeda o el rocío. En las mediciones del rocío, la cantidad de humedad depositada en forma de precipitación o rocío se pesa y se registra. En la mayoría de los instrumentos que permiten un registro continuo es posible distinguir entre los depósitos de humedad causados por la niebla, el rocío o la lluvia, considerando el tipo de traza. El único método seguro para efectuar la medición directa del rocío neto de precipitación es utilizar un lisímetro muy sensible (véase el capítulo 10 de la parte I).

En OMM (1992*b*) se ha recomendado desarrollar, como instrumentos de referencia, dos instrumentos electrónicos particulares para medir la humedad de las hojas, y se han propuesto varios modelos de simulación de humedad de las hojas. Algunos utilizan un procedimiento de equilibrio de energía (el inverso a los modelos de evaporación), en tanto que otros utilizan correlaciones. Muchos de ellos requieren mediciones micrometeorológicas. Lamentablemente, no existe ningún método de medición normalizado reconocido para verificarlos.

6.6.2 Medición de la acumulación de hielo

El hielo puede acumularse en las superficies como resultado de varios fenómenos. La acumulación de hielo como consecuencia de la precipitación congelada, denominada con frecuencia hielo liso o cencellada transparente, representa el tipo más peligroso de condición de congelación y puede causar grandes daños a árboles, arbustos, líneas telefónicas y eléctricas, así como crear situaciones de riesgo en carreteras y en pistas de aeródromos. La escarcha (denominada generalmente helada) se forma cuando el aire con una temperatura de punto de rocío por debajo del nivel de congelación se satura por enfriamiento. La escarcha es un depósito de cristales de hielo entremezclados, formados por sublimación directa sobre objetos (normalmente de pequeño diámetro) tales como ramas de árboles, tallos de plantas, bordes de hojas, alambres, postes, etc. La cencellada blanca es un depósito de hielo opaco, de aspecto granular y color blanco o lechoso, formado por la rápida congelación de gotas de agua subfundidas al tomar contacto con un objeto expuesto.

6.6.2.1 Métodos de medición

En las estaciones meteorológicas, la observación de la acumulación de hielo es generalmente más cualitativa que cuantitativa, debido sobre todo a la falta de un sensor apropiado. Se utilizan indicadores de acumulación de hielo, normalmente de aluminio anodizado, para observar y comunicar la precipitación congelada, la helada o la congelación en forma de cencellada blanca.

Las observaciones de acumulación de hielo pueden comprender la medición de las dimensiones y el peso del depósito de hielo, así como una descripción visual de su apariencia. Estas observaciones son particularmente importantes en zonas montañosas, donde tal acumulación a barlovento de una montaña puede rebasar la precipitación normal. Para acumular hielo se puede utilizar un sistema consistente en varillas y estacas con dos pares de alambres paralelos, uno con orientación norte-sur y el otro con orientación este-oeste. Los alambres pueden estar suspendidos a cualquier nivel, y el superior de cada par debería ser desmontable. En el momento de la observación se quitan ambos alambres superiores, se colocan en un recipiente especial y se llevan al interior para proceder a la fusión y al pesado del depósito, cuya sección transversal se mide sobre los alambres más bajos fijados permanentemente.

En algunos países se utilizan instrumentos para registrar continuamente la cencellada blanca. Como sensor se emplea una varilla, un anillo o una lámina vertical u horizontal, y el aumento de la cantidad de cencellada blanca con el tiempo se registra en una banda. Para determinar la aparición y la presencia de cencellada blanca y de escarcha en una superficie nevada se recurre a un dispositivo sencillo llamado medidor de hielo, que consiste en un disco redondo de madera contrachapada, de 30 cm de diámetro, que puede moverse hacia arriba o hacia abajo y ponerse a cualquier altura de una varilla vertical fijada en el suelo. Normalmente, el disco se pone a nivel con la superficie nevada para recoger la cencellada blanca y la escarcha. La cencellada se obtiene también con un anillo de 20 cm de diámetro fijado a la varilla, a 20 cm de su extremo superior. Para la observación de depósitos de cencellada blanca se emplea un alambre o hilo de 0,2 a 0,3 mm

de diámetro, estirado entre el anillo y el extremo superior de la varilla. En caso necesario, puede retirarse y pesarse cada sensor.

6.6.2.2 Hielo en pavimentos

Se han desarrollado sensores para detectar y describir el hielo en las carreteras y en las pistas de aeródromos, y para apoyar programas de alerta y mantenimiento.

Combinando mediciones se puede detectar la nieve seca y la nieve húmeda, así como diversas formas de hielo. Con un sensor provisto de dos electrodos en conexión con el agua de la carretera se mide la conductividad eléctrica de la superficie y se distinguen rápidamente las superficies seca y húmeda. Con una segunda medición, de polarizabilidad iónica, se determina la capacidad de la superficie para soportar una carga eléctrica: se pasa una pequeña carga entre un par de electrodos durante un breve período, y los mismos electrodos miden la carga residual, que es más alta cuando hay un electrólito con iones libres, como en el caso del agua salada. Las mediciones conjuntas de la polarizabilidad y de la conductividad permiten distinguir entre superficies secas, húmedas y mojadas, helada, nieve, hielo blanco y algunas sustancias químicas descongelantes. Sin embargo, como la polarizabilidad del hielo oscuro no cristalino no se distingue de la del agua en algunas condiciones, puede que no se detecte con los dos sensores el peligroso estado de hielo oscuro. Al menos en un sistema, este problema se ha resuelto agregando una tercera medición capacitiva especializada que detecta la estructura única del hielo oscuro.

Dicho método es pasivo. Hay una técnica activa *in situ* que utiliza un elemento térmico, o un elemento térmico y otro de refrigeración, para derretir o congelar cualquier hielo o líquido presente en la superficie. Las mediciones simultáneas de temperatura y de la energía térmica relativas al ciclo de descongelación y congelación se utilizan para determinar la presencia de hielo y para estimar el punto de congelación de la mezcla en la superficie.

La mayoría de los sistemas *in situ* incluyen un termómetro para medir la temperatura en la superficie de la carretera. La calidad de la medición depende fundamentalmente de la instalación (especialmente de los materiales) y de la exposición, y hay que tratar de evitar los errores de radiación.

Se están desarrollando dos métodos de teledetección que pueden utilizarse en sistemas montados en automóviles. El primero se basa en la reflexión de la radiación infrarroja o de microondas en varias frecuencias (unos 3 000 nm y 3 GHz, respectivamente). Las reflexiones de microondas pueden determinar el espesor de la capa de agua (y, por tanto, el peligro de deslizamiento), pero no la condición de hielo. Se pueden emplear dos frecuencias de infrarrojo para distinguir entre condiciones secas, húmedas y de congelación. También se ha demostrado la dependencia de la magnitud de la potencia reflejada, en longitudes de onda de unos 2 000 nm, con respecto al espesor de la capa de hielo.

El segundo método aplica técnicas de reconocimiento de patrones a la reflexión de la luz del láser en el pavimento, para distinguir entre las superficies seca y húmeda y el hielo oscuro.

6.6.3 Medición de la precipitación de niebla

La niebla consiste en gotas de agua muy pequeñas suspendidas en la atmósfera, que forman una nube sobre la superficie terrestre. Las gotas de niebla tienen un diámetro del orden de 1 a 40 µm, y velocidades de caída comprendidas entre menos de 1 y 5 cm s^{-1} aproximadamente. En realidad, las velocidades de caída de las gotas de niebla son tan bajas que, incluso con vientos débiles, pueden desplazarse casi horizontalmente. En caso de niebla, la visibilidad horizontal es en general inferior a 5 km, y raramente se observa cuando la temperatura y el punto de rocío difieren en más de 2 °C.

A los meteorólogos les interesa generalmente más la niebla como obstrucción para la visión que como forma de precipitación. Sin embargo, desde un punto de vista hidrológico, existen zonas forestales elevadas que experimentan frecuentes episodios de niebla como resultado de la advección de nubes sobre la superficie de la montaña, de donde, si se considera solo la precipitación, se puede subestimar notablemente la entrada de agua en la cuenca (Stadtmuller y Agudelo, 1990). Más recientemente, el reconocimiento de la niebla como fuente de suministro de agua en zonas altas (Schemenauer y Cereceda, 1994*a*) y como vía de depósito de humedad (Schemenauer y Cereceda, 1991; Vong, Sigmon y Mueller, 1991) ha generado la necesidad de normalizar métodos y unidades de medición. Se han tomado en consideración los métodos de medición de la precipitación de niebla que se describen a continuación.

Aunque en el último siglo se hayan efectuado numerosas mediciones de la recogida de niebla por los árboles y diversos tipos de colectores, es difícil

comparar cuantitativamente las tasas de recogida. El instrumento de medición de la niebla más utilizado consiste en un cilindro vertical de malla metálica fijado centralmente en la parte superior de un pluviómetro, de manera que esté totalmente expuesto a la libre circulación del aire. El cilindro tiene 10 cm de diámetro en su base y 22 cm de altura, y las dimensiones de la malla son de 0,2 por 0,2 cm (Grunow, 1960). Las gotas procedentes del aire cargado de humedad se depositan en la malla y caen al colector del pluviómetro, donde se miden o registran de la misma forma que la lluvia. Ese instrumento plantea algunos problemas, como su pequeño tamaño, la falta de representatividad con respecto a la vegetación, el almacenamiento de agua en las pequeñas aberturas de la malla, y la posibilidad de que la precipitación penetre directamente en la parte del pluviómetro, con lo que se confunde la medición de depósitos de niebla. Además, el cálculo de la precipitación de la niebla, sustrayendo simplemente la cantidad de lluvia en un pluviómetro estándar (Grunow, 1963) de la del colector de niebla, conduce a resultados erróneos siempre que hay viento.

Schemenauer y Cereceda (1994*b*) proponen utilizar un colector de niebla económico normalizado de 1 m^2 y un equipo estándar de medición para cuantificar la importancia del depósito de niebla en el caso de zonas forestales elevadas, y para medir las posibles tasas de recogida en cordilleras desiertas o sin vegetación. El colector consiste en una placa plana de polipropileno con su base montada a 2 m del suelo. El colector está unido a un pluviómetro de cubeta basculante para determinar las tasas de deposición. Cuando se realizan mediciones de la velocidad del viento junto con el colector de niebla, pueden hacerse estimaciones razonables de las proporciones de niebla y de lluvia depositadas en la placa de malla vertical. Los resultados de este colector se miden en litros de agua. Como la zona de superficie es de 1 m^2, esto da una recogida en 1 m^{-2}.

6.7 MEDICIÓN DE LA CAÍDA DE NIEVE Y DE LA CAPA DE NIEVE

Los textos fidedignos sobre este tema son OMM (2008) y OMM (1992*a*), que abarcan los aspectos hidrológicos, incluidos los procedimientos, para estudiar la nieve en las zonas nivométricas. A continuación figura una reseña de algunos métodos sencillos y bien conocidos, así como un breve análisis de los instrumentos.

La precipitación de nieve es el espesor de la capa de nieve fresca depositada en el suelo durante un período dado (generalmente 24 horas). Por tanto, la precipitación de nieve no comprende la deposición por arrastre eólico o la ventisca de nieve. Para mediciones del espesor, el término "nieve" debería comprender también el hielo granulado, el hielo liso, el granizo, y la capa de nieve formada directa o indirectamente como consecuencia de la precipitación. Por espesor de la nieve se entenderá normalmente el espesor total de nieve en el suelo en el momento de la observación.

El equivalente en agua de una capa de nieve es el espesor de la capa de agua que se obtendría fundiendo la capa de nieve.

6.7.1 Espesor de la nieve caída

Las mediciones directas del espesor de la nieve fresca en suelo abierto se hacen con una regla o escala graduada. Deberían realizarse suficientes mediciones verticales, en lugares donde se considera que no hay arrastre eólico, para obtener una media representativa; en cambio, allí donde se produzca un amplio arrastre de la nieve se precisará realizar un número mayor de mediciones para obtener un espesor representativo. Habría que tomar precauciones especiales para no medir ninguna nieve caída anteriormente. Esto puede hacerse barriendo previamente una porción adecuada de terreno o cubriendo la parte superior de la superficie de la nieve antigua con un material adecuado (como madera con una superficie ligeramente rugosa, pintada de blanco) y midiendo el espesor acumulado sobre ella. En una superficie inclinada (que debería evitarse, de ser posible) las mediciones deberían realizarse verticalmente con una varilla. Cuando exista una capa de nieve caída con anterioridad, no sería correcto calcular el espesor de la nieve nueva por la diferencia entre dos mediciones consecutivas del espesor de nieve total, puesto que la nieve que cae suele comprimirse y sufrir ablación.

6.7.2 Mediciones directas del espesor de la capa de nieve

Las mediciones del espesor de la capa de nieve o nieve acumulada en el suelo se realizan con una regla o una varilla graduada similar, con la que se atraviesa la nieve hasta la superficie del suelo. En espacios abiertos puede resultar difícil obtener mediciones representativas del espesor con este método, puesto que la capa de nieve está sometida al arrastre eólico y a la redistribución por el viento, y puede haber capas de hielo que limiten la penetración de la regla. Debería garantizarse que se mide

el espesor total, incluido el de cualquier capa de hielo que pudiera existir. En cada estación de observación se efectúan y promedian varias mediciones.

Un método apropiado para medir el espesor total de la nieve en el suelo, especialmente en regiones alejadas, es disponer cierto número de estacas de nieve, pintadas con anillos de colores diversos u otra escala adecuada. El espesor de la nieve en la estaca o dispositivo de marcación puede observarse desde puntos del suelo distantes o desde una aeronave, con prismáticos o telescopios. Las estacas deberían estar pintadas de blanco para reducir al mínimo la fusión indebida de la nieve que las rodea. Los marcadores aéreos del espesor de nieve son postes verticales (de longitud variable, según sea el espesor máximo de la nieve) con traviesas horizontales montadas a alturas fijas sobre dichos postes y orientadas con referencia al punto de observación.

El uso de un dispositivo ultrasónico y económico de determinación de la distancia para obtener mediciones del espesor fiables en estaciones automáticas es otro medio factible para la observación normalizada, tanto del espesor de la capa de nieve como de la nieve recién caída (Goodison y otros, 1988). Este sensor puede utilizarse para controlar la calidad de las mediciones de registro automático al proporcionar detalles adicionales sobre el tipo, la cantidad y el momento de la precipitación. Se puede lograr una incertidumbre de ±2,5 cm.

La fórmula de corrección de la temperatura para mediciones del espesor de la nieve mediante ultrasonidos es:

$$d = d_r \sqrt{\frac{T}{273{,}15}} \qquad (6.2)$$

donde d es el espesor de la nieve en centímetros (cm); d_r es el valor bruto del espesor de la nieve en centímetros (cm); T es la temperatura del aire en kelvin (K); y $T = 273{,}15 + t$, donde t es la temperatura del aire en grados Celsius (°C).

6.7.3 Mediciones directas del equivalente en agua de la nieve

El método normal para medir el equivalente en agua es la medición gravimétrica, que se realiza utilizando un tubo de nieve para obtener una muestra. Este método sirve de base para los estudios nivométricos, procedimiento común en muchos países para medir el equivalente en agua. El método consiste en fundir cada muestra y medir su contenido líquido, o bien en pesar la muestra congelada. Para fundir la muestra puede utilizarse una cantidad medida de agua templada o una fuente de calor.

Con un muestreador de nieve apropiado pueden obtenerse muestras cilíndricas de nieve fresca, que se pesan o se funden. En OMM (2008) se describen detalles de los instrumentos y de las técnicas de muestreo disponibles. Con este método puede utilizarse un pluviómetro estándar.

Con los nivómetros se mide directamente el equivalente en agua de la nieve caída. Esencialmente, puede utilizarse también cualquier medidor de precipitación no registrador para medir el equivalente en agua de la precipitación sólida. La nieve recogida con esos tipos de medidores debería pesarse o fundirse inmediatamente después de cada observación, según se describe en la sección 6.3.1.2. El medidor de pesaje capta tanto las formas sólidas de precipitación como las líquidas, y registra el equivalente en agua de la misma manera que para las formas líquidas (véase la sección 6.5.1).

El equivalente en agua de la precipitación sólida puede estimarse asimismo utilizando la medida del espesor de la capa de nieve fresca. Esta medición se convierte en equivalente en agua mediante el empleo de una densidad específica apropiada. Si bien la relación según la cual 1 cm de nieve fresca equivale a 1 mm de agua puede utilizarse con cautela para los valores medios correspondientes a períodos largos, esto puede ser muy impreciso para una sola medición, pues la densidad específica de la nieve puede variar entre 0,03 y 0,4.

6.7.4 Colchones nivométricos

Se utilizan colchones nivométricos de varias dimensiones y materiales para medir el peso de la nieve que se acumula sobre ellos. Los colchones más comunes son planos y circulares (3,7 m de diámetro), de material cauchutado, rellenos de una mezcla anticongelante de alcohol metílico y agua o de una solución de metanol, glicol y agua. El colchón se instala sobre la superficie del suelo, al mismo nivel que él o enterrado bajo una delgada capa de tierra o de arena. Con el fin de impedir que se deteriore el equipo, y también para conservar la capa de nieve en su condición natural, se recomienda que el lugar de medición esté cercado. En condiciones normales, los colchones nivométricos pueden utilizarse durante diez años o más.

La presión hidrostática en el interior del colchón constituye una medida del peso de la nieve sobre el mismo. La medición de la presión hidrostática

mediante un registrador del nivel del líquido por flotador o, mediante un transductor de presión, constituye un método de registro continuo del equivalente en agua de la capa de nieve. Las variaciones de la exactitud de las mediciones pueden deberse a cambios de temperatura. En una capa de nieve poco profunda, los cambios diurnos de temperatura pueden originar la expansión o contracción del fluido en el colchón, lo que da indicaciones espurias de la caída de nieve o de la fusión de nieve. En zonas de grandes montañas, las fluctuaciones de la temperatura diurna no son importantes, salvo al comienzo y al final de la estación de nieves. El tubo de acceso y el equipo de medición deberían instalarse en una garita con temperatura controlada o en el suelo, para reducir los efectos térmicos.

Pueden instalarse sistemas de adquisición de datos *in situ* y/o de telemetría, para proporcionar mediciones continuas del equivalente en agua de la nieve, por medio de registradores de banda o digitales.

Las mediciones de los colchones nivométricos difieren de las efectuadas con los tubos normales de nieve, especialmente durante el período de deshielo. Son muy seguras cuando la capa de nieve no contiene capas de hielo que pueden provocar la formación de "puentes" por encima de los colchones.

La comparación del equivalente en agua de la nieve determinado mediante colchones nivométricos, con las mediciones efectuadas por el método normal de pesaje, indica que las diferencias pueden ser de un 5 a un 10 por ciento.

6.7.5 Nivómetros por radioisótopos

Los nivómetros nucleares miden el total de equivalente en agua de la capa de nieve y/o proporcionan un perfil de densidad. Se trata de métodos no destructivos de muestreo, adaptables a los sistemas de registro *in situ* y/o de telemetría. Casi todos los sistemas funcionan sobre la base del principio de que el agua, la nieve y el hielo atenúan la radiación. Al igual que ocurre con otros métodos de medición puntual, el emplazamiento en una ubicación representativa resulta fundamental para interpretar y aplicar las mediciones puntuales como índices zonales.

Los nivómetros utilizados para medir el contenido total de agua consisten en un detector de radiación y una fuente, natural o artificial. Una parte del sistema (por ejemplo, el detector o la fuente) se encuentra en la base del manto de nieve, y la otra a una altura mayor que el máximo previsto del espesor de la nieve. Al acumularse la nieve, la velocidad de cómputo del nivómetro disminuye en proporción al equivalente en agua del manto de nieve. Los sistemas que utilizan una fuente de radiación artificial se emplean en ubicaciones fijas, para obtener mediciones únicamente de ese emplazamiento. Se ha empleado con éxito un sistema que utiliza uranio de origen natural como fuente anular en torno a un solo buscapolos para medir mantos de hasta 500 mm en equivalente de agua, o 150 cm de espesor.

Un nivómetro radiactivo de perfilación situado en un lugar fijo proporciona datos sobre el equivalente total en agua de la nieve y la densidad, y permite estudiar con precisión los movimientos de agua y los cambios de densidad que se producen con el tiempo en un manto de nieve (Armstrong, 1976). Este nivómetro consiste en dos tubos paralelos, de acceso vertical, separados por aproximadamente 66 cm, que se elevan desde una base de cemento en el suelo hasta una altura superior al máximo previsto del espesor de la nieve. En uno de los tubos se suspende una fuente de rayos gamma, y en el otro un detector de centelleo de rayos gamma unido a un tubo fotomultiplicador. La fuente y el detector se disponen a la misma profundidad en el interior de la capa de nieve, y se efectúa una medición. Los perfiles de densidad vertical de la capa de nieve se obtienen efectuando mediciones a incrementos de unos 2 cm de profundidad. Un nivómetro portátil (Young, 1976), que mide la densidad de la capa de nieve por retrodispersión en vez de por transmisión de los rayos gamma, ofrece una alternativa práctica a la excavación de profundos hoyos en la nieve, en tanto que la portabilidad del instrumento permite evaluar las variaciones de densidad zonales y el equivalente en agua.

6.7.6 Radiación gamma natural

El método de medición de la nieve por radiación gamma se basa en la atenuación ejercida por la nieve en la radiación gamma procedente de los elementos radiactivos naturales existentes en la capa superior del suelo. Cuanto mayor sea el equivalente en agua de la nieve, mayor será la atenuación de la radiación. Los estudios sobre la radiación gamma terrestre pueden consistir en una medición puntual en un lugar alejado, en una serie de mediciones puntuales, o en la medición a lo largo de una línea transversal seleccionada sobre una región (Loijens, 1975). El método puede utilizarse igualmente en aeronaves. El equipo comprende un espectrómetro portátil de rayos gamma que emplea un pequeño cristal de centelleo para medir los rayos en un amplio

espectro y en las tres ventanas espectrales (a saber, emisiones de potasio, uranio y torio). Con este método, hay que efectuar mediciones de los niveles gamma en el punto o a lo largo de la línea transversal previa a la capa de nieve. Para obtener estimaciones absolutas del equivalente en agua de la nieve, es preciso corregir las lecturas a fin de tener en cuenta los cambios en la humedad de la capa superior del suelo, entre los 10 y 20 cm, así como las variaciones en la radiación de fondo resultantes de los rayos cósmicos, la deriva de los instrumentos, y la eliminación de gas radón (que es una fuente de radiación gamma) mediante la precipitación, con la consiguiente acumulación en el suelo o en la nieve. También para determinar la relación entre las velocidades de cómputo del espectrómetro y el equivalente en agua hay que efectuar primero mediciones complementarias del equivalente en agua de la nieve. La norma de referencia común es el conjunto de mediciones efectuadas con un tubo de nieve.

El método gamma natural puede utilizarse para mantos de nieve con un equivalente en agua de 300 mm; con correcciones apropiadas, su incertidumbre es de ±20 mm. La ventaja de este método con respecto al empleo de fuentes de radiación artificiales es que no existe riesgo de radiación.

ANEXO 6.A
EMPLAZAMIENTOS PARA LA INTERCOMPARACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

La Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, en su undécima reunión, celebrada en 1994, hizo la siguiente declaración sobre los emplazamientos para la intercomparación de la precipitación:

La Comisión reconoció la utilidad de los emplazamientos o centros nacionales de medición de la precipitación en los que puedan evaluarse los instrumentos y métodos de observación de la precipitación pasados, presentes y futuros sobre la base de las actuales estaciones de evaluación. Dichas estaciones deberían:

a) Utilizar las configuraciones de medidores de la precipitación recomendadas por la OMM para la lluvia (pluviómetro enterrado) y la nieve (referencia de intercomparación de doble cerca (RIDC)). La instalación y el funcionamiento seguirán las especificaciones formuladas por las comparaciones de la OMM de instrumentos sobre la precipitación. Cuando solo se obtienen datos para medir la lluvia no es necesaria una instalación conforme al RIDC.
b) Emplear tipos antiguos, actuales y nuevos de pluviómetros para el registro de la precipitación, u otros métodos de observación con arreglo a los procedimientos corrientes de funcionamiento y evaluar la exactitud y rendimiento comparándolos con los instrumentos de referencia recomendados por la OMM.
c) Realizar mediciones meteorológicas auxiliares que hagan posible la elaboración y realización de pruebas de aplicación de los procedimientos de corrección de datos sobre la precipitación.
d) Realizar el control de la calidad de los datos y archivar todos los datos concernientes a la intercomparación de la precipitación, y en particular los relativos a las observaciones meteorológicas y a los metadatos, en un formato fácilmente aceptable, de preferencia digital.
e) Funcionar ininterrumpidamente durante diez años como mínimo.
f) Poner a prueba todos los procedimientos de corrección de los datos relativos a la precipitación disponibles (especialmente los que se describen en los informes finales de las intercomparaciones de la OMM) sobre la medición de la precipitación líquida y sólida.
g) Facilitar la realización de estudios e investigación sobre las mediciones de la precipitación. No se espera que los centros se encarguen de la calibración o verificación de los instrumentos. Deberían formular recomendaciones sobre las normas nacionales de observación y deberían asimismo evaluar el impacto de los cambios de métodos de observación sobre la homogeneidad de las series temporales de precipitación en la región. El emplazamiento sería una norma de referencia para la calibración y validación de las observaciones de la precipitación realizadas por teledetección o radar.

ANEXO 6.B

PROCEDIMIENTOS QUE SE SUGIEREN PARA LA CORRECCIÓN DE LAS MEDICIONES DE LA PRECIPITACIÓN

La Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, en su undécima reunión, celebrada en 1994, hizo la siguiente declaración sobre los procedimientos que se sugieren para la corrección de las mediciones de la precipitación:

Los métodos de corrección se basan en conceptos físicos simplificados presentados anteriormente en *Instruments Development Inquiry* (Investigación sobre el desarrollo de instrumentos) (Informe nº 24 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 231). Estos métodos dependen del tipo de medidor de la precipitación utilizado. El efecto del viento en un tipo determinado de medidor de la precipitación ha sido evaluado utilizando mediciones de la intercomparación con los medidores de referencia de la OMM: el pluviómetro enterrado para la lluvia y la RIDC para la nieve, según se presenta en *International Comparison of National Precipitation Gauges with a Reference Pit Gauge* (Comparación internacional de los medidores de la precipitación nacional en relación con un pluviómetro enterrado de referencia) (Informe nº 17 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 38) y en los resultados preliminares de la Intercomparación de la OMM de mediciones de la precipitación sólida. La reducción de la velocidad del viento al nivel de la boca del pluviómetro debería efectuarse aplicando la fórmula siguiente:

$$u_{hp} = (\log hz_0^{-1}) \cdot (\log Hz_0^{-1})^{-1} \cdot (1 - 0{,}024\,\alpha)\, u_H$$

en la que u_{hp} es la velocidad del viento al nivel de la boca del pluviómetro; h es la altura de la boca del pluviómetro sobre el suelo; z_0 es la longitud de rugosidad (0,01 m para el invierno y 0,03 m para el verano); H es la altura del instrumento de medición de la velocidad del viento sobre el suelo; u_H es la velocidad del viento medida a la altura H sobre el suelo; y α es el ángulo vertical medio de los obstáculos que circundan el medidor de precipitación.

Este último depende de la exposición del emplazamiento del medidor de precipitación y puede basarse ya sea en el valor medio de las mediciones directas, en una de las ocho direcciones principales de la rosa de los vientos del ángulo vertical de los obstáculos (en 360 grados) que circundan el medidor de precipitación, o en la clasificación de la exposición utilizando metadatos almacenados en los archivos de los servicios meteorológicos. Las clases son las siguientes:

Clase	*Ángulo*	*Descripción*
Emplazamiento expuesto	0–5	Solo pocos pequeños obstáculos tales como matorrales, grupos de árboles, una casa
Emplazamiento principalmente expuesto	6–12	Pequeños grupos de árboles, matorrales, o una o dos casas
Emplazamiento principalmente protegido	13–19	Parques, linderos de bosques, centros de aldeas, granjas, grupos de casas, terrenos
Emplazamiento protegido	20–26	Bosque joven, pequeño claro de bosque, parque con árboles grandes, centros urbanos, valles profundos y angostos, terreno muy accidentado, sotavento de colinas altas

Las pérdidas por humidificación se producen con la humidificación de las paredes interiores del medidor de precipitación, y dependen de la forma y del material del medidor, así como del tipo y la frecuencia de la precipitación. Por ejemplo, cuando se trata del medidor de precipitación de Hellmann, ascienden a un promedio de 0,3 mm en un día de lluvia y a 0,15 mm en un día de nieve; los valores respectivos del medidor de Tretyakov son de 0,2 mm y 0,1 mm. La información sobre las pérdidas por humidificación para otros tipos de medidores puede hallarse en la publicación *Methods of Correction for Systematic Error in Point Precipitation Measurement for Operational Use* (WMO-No. 589).

ANEXO 6.C

PROCEDIMIENTO NORMALIZADO PARA LA CALIBRACIÓN EN LABORATORIO DE PLUVIÓMETROS DE INTENSIDAD DE LLUVIA POR CAPTACIÓN

1. Principios

El laboratorio de calibración debería estar adecuadamente preparado para realizar calibraciones de instrumentos destinadas a operaciones prácticas (véase la *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos* (OMM-Nº 8) para más detalles). Además de un sistema de referencia adecuadamente diseñado, deberían existir unos procedimientos de calibración establecidos y detalladamente documentados, y el personal tendría que haber sido adecuadamente preparado antes de emprender cualquier actividad de calibración (véase ISO 17025). El resultado de la calibración será un certificado de calibración que enuncie los resultados de la misma (incluidas las correcciones que deban introducirse) y que permita comprobar el cumplimiento de las recomendaciones pertinentes de la OMM.

En el certificado debería indicarse también la incertidumbre con respecto a la medición de la intensidad de lluvia (IL) y habrían de documentase la trazabilidad de la IL de referencia, las condiciones medioambientales (por ejemplo, la temperatura) y el método de promediado en el tiempo que se ha aplicado.

Los pluviómetros medidores de la IL se calibrarán utilizando un sistema de calibración que:

a) sea capaz de generar un flujo constante de agua para distintos valores de caudal que abarquen el rango completo de mediciones en condiciones operativas (el intervalo recomendado va de 0,2 mm h^{-1} hasta 2 000 mm h^{-1});
b) sea capaz de medir el flujo pesando la cantidad de agua durante un período determinado;
c) sea capaz de medir la señal de salida del instrumento calibrado a intervalos regulares o cuando se produzca un impulso, que es lo habitual en la mayoría de los pluviómetros de cubeta basculante.

2. Requisitos

a) El sistema de calibración debería estar diseñado para obtener incertidumbres inferiores al 1% para la IL generada, y habría que notificar y detallar estos rendimientos.
b) En el caso de los pluviómetros de cubeta basculante, se tendría que verificar el equilibrado del peso de las cubetas, a fin de garantizar una varianza mínima de la duración de la basculación durante el proceso de medición.
c) Deberían utilizarse como mínimo cinco intensidades de referencia adecuadamente espaciadas, de modo que abarquen el rango de funcionamiento completo del instrumento.
d) El número de puntos de referencia de la IL debería ser lo suficientemente grande para determinar una curva de ajuste mediante interpolación. Habría que seleccionar y espaciar adecuadamente las referencias, de modo que sea posible obtener por interpolación la curva de calibración de tal manera que la incertidumbre de la curva de ajuste sea inferior a la incertidumbre requerida para la medición, para todo el rango.
e) El cálculo del caudal se basará en las mediciones de masa y de tiempo.
f) La medición de masa tendrá una exactitud superior al 0,1%.
g) Cada prueba debería durar lo suficiente como para garantizar una incertidumbre inferior al 1% de la intensidad generada.
h) La resolución temporal máxima para la medición de las intensidades de lluvia debería ser de un segundo.
i) Con respecto a las posibles fuentes de error en las actividades de laboratorio, se tendrán presentes los aspectos siguientes:
   i) la calidad y pureza del agua utilizada para la calibración debería estar perfectamente definida;
   ii) la reproducibilidad de las condiciones de calibración tendría que ser prioritaria;
   iii) debería utilizarse un equipo de control y de registro apropiado (por ejemplo, controlado mediante un ordenador personal);
   iv) todos los sistemas de adquisición respetarán las normas de compatibilidad electromagnética para evitar impulsos parásitos.
j) Las mediciones de precipitación suelen notificarse en términos de la magnitud altura,

expresada en milímetros, aunque los pluviómetros de pesaje midan unidades de masa. Dado que la densidad de la lluvia depende de la temperatura ambiente, la relación entre la masa y la altura equivalente de lluvia introduce un desajuste que ha de ser tenido en cuenta durante la calibración y el cálculo de la incertidumbre.

k) Deberán anotarse y registrarse las condiciones medioambientales existentes durante cada calibración:
   i) fecha y hora (comienzo/final);
   ii) temperatura del aire [°C];
   iii) temperatura del agua [°C];
   iv) presión atmosférica [hPa];
   v) humedad relativa ambiente [%];
   vi) cualquier otra condición que pudiera afectar a la calibración (por ejemplo, vibraciones);
   vii) deberán estimarse las pérdidas por evaporación [mm].

l) Deberá documentarse el número de pruebas efectuadas para cada instrumento, y su descripción en unidades de tiempo y/o en número de basculaciones.

3. Procedimiento para la interpretación de los datos

a) Los resultados deberían presentarse en forma gráfica, de modo que el error relativo se represente en función de la intensidad de referencia. El error relativo se evalúa para cada caudal de referencia mediante la fórmula:

$$e = \frac{I_m - I_r}{I_r} \cdot 100\%$$

donde I_m es la intensidad medida por el instrumento, e I_r la intensidad de referencia real proporcionada al instrumento.

b) Lo ideal sería efectuar cinco pruebas —o al menos tres— por cada serie de intensidades de referencia, de modo que cada instrumento lleve asociadas cinco cantidades de error. El error medio y los valores medios de I_r e I_m se obtienen descartando los valores mínimo y máximo de e obtenidos para cada caudal de referencia y, seguidamente, evaluando la media aritmética de los tres restantes errores y de los valores de la intensidad de referencia. Para cada intensidad de referencia, debería incluirse en el informe un gráfico de barras de errores que abarque los cinco valores de error utilizados para obtener los promedios.

c) Además, puede representarse gráficamente I_r en función de I_m, donde I_m e I_r son los valores medios, calculados como se indica anteriormente; todos los datos se ajustan mediante una curva de interpolación, obtenida como curva de ajuste óptimo (resultan aceptables ajustes de tipo lineal, exponencial o polinómico de segundo orden).

d) En las gráficas de los resultados se indicarán los límites ±5% para facilitar la comparación de los resultados con las recomendaciones de la OMM.

e) Si se produjera almacenamiento de agua para un valor de la intensidad inferior al valor máximo declarado, se documentará la intensidad a la que comience el almacenamiento en el certificado de calibración, y no deberían tenerse en cuenta los valores de intensidad superiores a ese límite.

f) Además de las mediciones basadas en caudales constantes, habría que determinar la respuesta por grados de intensidad de los instrumentos pluviométricos que no son de cubeta basculante. La respuesta para cada grado debería medirse conmutando entre dos valores de flujo constante diferentes, desde 0 mm h^{-1} hasta la intensidad de referencia, y siguiendo el recorrido inverso hasta 0 mm h^{-1}. Habría que aplicar el flujo constante hasta que la señal de salida del instrumento se estabilice, es decir, hasta el momento en que puedan despreciarse los cambios o fluctuaciones ulteriores de la IL establecida con respecto a la incertidumbre de medición declarada para el sistema de referencia. La frecuencia de muestreo será de al menos una muestra por minuto para los instrumentos que lo permitan. Se supondrá que el tiempo transcurrido hasta la estabilización refleja el retardo del instrumento para medir la IL de referencia. Para conseguir mediciones certeras de la IL será necesario un retardo inferior a un minuto. El tiempo de respuesta debería estar siempre documentado en el certificado de calibración.

4. Cálculo de la incertidumbre

Deberían considerarse y cuantificarse las siguientes fuentes de incertidumbre de las mediciones:

a) generador de flujo: incertidumbre con respecto al carácter estacionario del flujo, resultante de posibles variaciones en el mecanismo de generación de flujo constante, y en particular de la

diferencia de presión en el interior del agua y en los conductos de distribución;

b) dispositivos de medición de flujo (tanto con fines de referencia como de calibración): incertidumbres atribuibles al dispositivo de pesaje, a la medición del tiempo y al retardo en la adquisición y el procesamiento de datos, y a la variación de las condiciones experimentales y ambientales, por ejemplo de la temperatura o de la humedad relativa.

Estas dos fuentes de incertidumbre son independientes entre sí; por consiguiente, puede realizarse un análisis por separado, y agregar conjuntamente los resultados a la incertidumbre total.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Armstrong, R. L., 1976: The application of isotopic profiling snow-gauge data to avalanche research. *Proceedings of the Forty-fourth Annual Western Snow Conference*. Atmospheric Environment Service, Canadá, págs. 12 a 19.

Goodison, B. E., J. R. Metcalfe, R. A. Wilson y K. Jones, 1988: The Canadian automatic snow depth sensor: A performance update. *Proceedings of the Fifty-sixth Annual Western Snow Conference*. Atmospheric Environment Service, Canadá, págs. 178 a 181.

Goodison, B. E., B. Sevruk y S. Klemm, 1989: WMO solid precipitation measurement intercomparison: Objectives, methodology and analysis. En: International Association of Hydrological Sciences, 1989: *Atmospheric deposition*. *Proceedings,* Simposio de Baltimore (mayo de 1989), publicación Nº 179 de la IAHS, Wallingford.

Grunow, J., 1960: The productiveness of fog precipitation in relation to the cloud droplet spectrum. En: *American Geophysical Union, 1960*, *Physics of precipitation*. Geophysical Monograph No. 5, *Proceedings of the Cloud Physics Conference* (3 a 5 de junio de 1959, Woods Hole, Massachusetts), publicación Nº 746, págs. 110 a 117.

Grunow, J., 1963: *Weltweite Messungen des Nebelniederschlags nach der Hohenpeissenberger Methode*. En: International Union of Geodesy and Geophysics, General Assembly (Berkeley, California, 19 a 31 de agosto de 1963), International Association of Scientific Hydrology, publicación Nº 65, 1964, págs. 324 a 342.

Loijens, H. S., 1975: Measurements of snow water equivalent and soil moisture by natural gamma radiation. *Proceedings of the Canadian Hydrological Symposium-75* (11 a 14 de agosto de 1975, Winnipeg), págs. 43 a 50.

Nespor, V. y B. Sevruk, 1999: Estimation of wind-induced error of rainfall gauge measurements using a numerical simulation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 16, número 4, págs. 450 a 464.

Organización Meteorológica Mundial, 1972: Evaporation losses from storage gauges (B. Sevruk). *Distribution of Precipitation in Mountainous Areas,* Simposio de Geilo (Noruega, 31 de julio a 5 de agosto de 1972), volumen II, Documentos técnicos, WMO-No. 326, Ginebra, págs. 96 a 102.

Organización Meteorológica Mundial, 1982: *Methods of Correction for Systematic Error in Point Precipitation Measurement for Operational Use* (B. Sevruk). Informe Nº 21 sobre hidrología operativa, WMO-No. 589, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1984: *International Comparison of National Precipitation Gauges with a Reference Pit Gauge* (B. Sevruk y W. R. Hamon). Informe Nº 17 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 38, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1985: *International Organizing Committee for the WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison*. Informe final de la primera reunión (distribuido únicamente a los participantes), Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1986: *Papers Presented at the Workshop on the Correction of Precipitation Measurements* (B. Sevruk, ed.) (Zurich, Suiza, 1 a 3 de abril de 1985). Informe Nº 21 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 104, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1989*a*: *Catalogue of National Standard Precipitation Gauges* (B. Sevruk y S. Klemm). Informe Nº 39 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 313, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1989*b*: *International Workshop on Precipitation Measurements* (B. Sevruk, ed.) (St. Moritz, Suiza, 3 a 7 de diciembre de 1989). Informe Nº 48 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 328, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1992*a*: *Snow Cover Measurements and Areal Assessment of Precipitation and Soil Moisture* (B. Sevruk, ed.). Informe Nº 35 sobre hidrología operativa, WMO-No. 749, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1992*b*: *Report on the Measurement of Leaf Wetness* (R. R. Getz). Informe Nº 38 sobre meteorología agrícola, WMO/TD-No. 478, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1998: *WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison: Final Report* (B. E. Goodison, P. Y. T. Louie y D. Yang). Informe Nº 67 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 872, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 2008: *Guía de prácticas hidrológicas*. OMM-Nº 168, Ginebra.

Rinehart, R. E., 1983: Out-of-level instruments: Errors in hydrometeor spectra and precipitation measurements. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22, págs. 1404 a 1410.

Schemenauer, R. S. y P. Cereceda, 1991: Fog water collection in arid coastal locations. *Ambio*, volumen 20, número 7, págs. 303 a 308.

Schemenauer, R. S. y P. Cereceda, 1994*a*: Fog collection's role in water planning for developing countries. *Natural Resources Forum*, volumen 18, número 2, págs. 91 a 100.

Schemenauer, R. S. y P. Cereceda, 1994*b*: A proposed standard fog collector for use in high-elevation regions. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 33, número 11, págs. 1313 a 1322.

Sevruk, B., 1974*a*: Correction for the wetting loss of a Hellman precipitation gauge. *Hydrological Sciences Bulletin*, volumen 19, número 4, págs. 549 a 559.

Sevruk, B., 1974*b*: Evaporation losses from containers of Hellman precipitation gauges. *Hydrological Sciences Bulletin*, volumen 19, número 2, págs. 231 a 236.

Sevruk, B., 1984: Comments on "Out-of-level instruments: Errors in hydrometeor spectra and precipitation measurements". *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, págs. 988 a 989.

Sevruk, B. y V. Nespor, 1994: The effect of dimensions and shape of precipitation gauges on the wind-induced error. En: M. Desbois y F. Desalmand (eds.): *Global Precipitation and Climate Change*, NATO ASI Series, I26, Springer Verlag, Berlín, págs. 231 a 246.

Sevruk, B. y L. Zahlavova, 1994: Classification system of precipitation gauge site exposure: Evaluation and application. *International Journal of Climatology*, 14(b), págs. 681 a 689.

Slovak Hydrometeorological Institute y Swiss Federal Institute of Technology, 1993: Precipitation measurement and quality control. *Proceedings of the International Symposium on Precipitation and Evaporation (*B. Sevruk y M. Lapin, eds.) (Bratislava, 20 a 24 de septiembre de 1993), volumen I, Bratislava y Zurich.

Smith, J. L., H. G. Halverson y R. A. Jones, 1972: *Central Sierra Profiling Snowgauge: A Guide to Fabrication and Operation*. USAEC Report TID-25986, National Technical Information Service, U. S. Department of Commerce, Washington D. C.

Stadtmuller, T. y N. Agudelo, 1990: Amount and variability of cloud moisture input in a tropical cloud forest. En: *Proceedings of the Lausanne Symposia* (agosto/noviembre), publicación Nº 193 de la IAHS, Wallingford.

Vong, R. J., J. T. Sigmon y S. F. Mueller, 1991: Cloud water deposition to Appalachian forests. *Environmental Science and Technology*, 25(*b*), págs. 1014 a 1021.

Yang, D., J. R. Metcalfe, B. E. Goodison y E. Mekis, 1993: True Snowfall: An evaluation of the Double Fence Intercomparison Reference Gauge. *Proceedings of the 50th Eastern Snow Conference*, Ciudad de Québec, 8 a 10 de junio de 1993, Québec (Canadá), págs. 105 a 111.

Yang, D., B. E. Goodison, J. R. Metcalfe, V. S. Golubev, E. Elomaa, T. Gunther, R. Bates, T. Pangburn, C. L. Hanson, D. Emerson, V. Copaciu y J. Milkovic, 1995: Accuracy of Tretyakov precipitation gauge: results of WMO intercomparison. *Hydrological Processes*, volumen 9, págs. 877 a 895.

Young, G. J., 1976: A portable profiling snow-gauge: Results of field tests on glaciers. *Proceedings of the Forty-fourth Annual Western Snow Conference*. Atmospheric Environment Service, Canadá, págs. 7 a 11.

CAPÍTULO 7

MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN

7.1 GENERALIDADES

Los diversos flujos de radiación recibidos y emitidos por la superficie terrestre son algunas de las variables más importantes de la economía térmica de la Tierra en su totalidad, y de cualquier punto de su superficie o de la atmósfera. Las mediciones de la radiación se emplean para:

a) estudiar las transformaciones de la energía en el sistema Tierra-atmósfera, así como sus variaciones en el tiempo y en el espacio;
b) analizar las propiedades y distribución de los componentes de la atmósfera, como los aerosoles, el vapor de agua, el ozono, etc.;
e) estudiar la distribución y variaciones de la radiación incidente, saliente y neta;
d) responder a las necesidades de la biología, la medicina, la agricultura, la arquitectura y la industria en materia de radiación;
e) verificar las mediciones de la radiación efectuadas por satélite, así como los algoritmos utilizados.

Para estas aplicaciones se requieren series periódicas de datos de los componentes de la radiación solar y terrestre en la superficie, recopilados por una vasta red de observación, así como la obtención de mediciones representativas de la radiación neta. Además de la publicación de las series de valores recopiladas por las diversas estaciones de observación, es esencial establecer climatologías de la radiación completas para evaluar de manera más precisa las variaciones diarias y estacionales de los distintos componentes radiativos del balance térmico general y, en consecuencia, para comprender mejor su relación con otros elementos meteorológicos.

En OMM (1986*a*) se encontrará una descripción muy útil del funcionamiento y diseño de las redes de estaciones radiométricas. En la parte III de esta Guía se describen los principios científicos en que se basan las mediciones, acompañados de orientaciones sobre la garantía de la calidad, que es el elemento más importante en las mediciones de radiación. La publicación *Baseline Surface Radiation Network - Operations Manual [Red de referencia para las mediciones de radiación en superficie — Manual de funcionamiento]* (OMM, 1998) ofrece una exposición general de la situación actual en materia de mediciones de radiación.

Conforme a la práctica habitual en este campo, los errores y las incertidumbres están expresados en el presente capítulo como intervalos de confianza del 66% de la diferencia respecto de la cantidad verdadera, que es similar a una desviación típica de la población de valores. En caso necesario, se indican los intervalos de confianza e incertidumbre, y las incertidumbres se estiman mediante el método de la Organización Internacional de Normalización (ISO, 1995). Por ejemplo, un 95 por ciento de incertidumbre implica que la incertidumbre indicada corresponde a un intervalo de confianza del 95 por ciento.

7.1.1 Definiciones

El anexo 7.A contiene una nomenclatura de las magnitudes radiométricas y fotométricas, basada en las definiciones recomendadas por la Comisión Internacional de las Radiaciones de la Asociación Internacional de Meteorología y Ciencias de la Atmósfera (AIMCA) y por la Comisión Internacional de Iluminación (CII). En el anexo 7.B figuran las magnitudes, las definiciones y los símbolos relativos a la radiación utilizados en aplicaciones meteorológicas.

Según su origen, las magnitudes radiativas se clasifican en dos grupos: radiación solar y radiación terrestre. En el contexto de este capítulo, el término "radiación" puede implicar un proceso o bien designar múltiples magnitudes. Por ejemplo, "radiación solar" puede significar energía solar, exposición solar o irradiancia solar (véase el anexo 7.B).

La energía solar es la energía electromagnética emitida por el Sol. La radiación solar que incide en el límite superior de la atmósfera terrestre se denomina radiación solar extraterrestre; el 97 por ciento de ella se encuentra confinado en el intervalo espectral comprendido entre 290 y 3 000 nm y se denomina radiación solar (en ocasiones, radiación de onda corta). Una parte de la radiación solar extraterrestre penetra a través de la atmósfera y llega a la superficie terrestre, mientras que otra parte se dispersa y/o es absorbida en la atmósfera por las moléculas gaseosas, las partículas de aerosoles, y las gotas de agua y cristales de hielo presentes en ella.

La radiación terrestre es la energía electromagnética de onda larga emitida por la superficie de la Tierra y por los gases, aerosoles y nubes de la atmósfera; es también absorbida parcialmente en la atmósfera. Para una temperatura de 300 K, un 99,99 por ciento de la energía de la radiación terrestre tiene una longitud de onda superior a 3 000 nm, y en torno a un 99 por ciento, superior a 5 000 nm. A temperaturas inferiores, el espectro se desplaza hacia longitudes de onda mayores.

Dado que las distribuciones espectrales de la radiación solar y terrestre apenas se superponen, con frecuencia se las trata por separado en mediciones y cálculos. En meteorología, la suma de estos dos tipos de radiación se denomina radiación total.

La luz es la radiación visible para el ojo humano. El intervalo espectral de la radiación visible se define en términos de la eficiencia luminosa espectral para un observador de referencia. El límite inferior está situado entre 360 y 400 nm y el límite superior, entre 760 y 830 nm (CII, 1987). La radiación cuya longitud de onda es inferior a 400 nm se denomina ultravioleta (UV), y la de longitud de onda superior a 800 nm radiación infrarroja. La horquilla de radiaciones UV se divide frecuentemente en tres intervalos (IEC, 1987):

UV-A:	315-400 nm
UV-B:	280-315 nm
UV-C:	100-280 nm

7.1.2 Unidades y escalas

7.1.2.1 Unidades

Para representar las variables meteorológicas de la radiación se utilizará preferentemente el Sistema Internacional de Unidades (SI). En los anexos 7.A y 7.B figura una lista general de las unidades correspondientes.

7.1.2.2 Normalización

Los Centros radiométricos mundiales, regionales y nacionales, cuyos requisitos figuran en el anexo 7.C, tienen la responsabilidad de calibrar los instrumentos radiométricos. Además, el Centro radiométrico mundial de Davos está encargado del mantenimiento de la referencia básica: el Grupo de Normalización Mundial (GNM) de instrumentos, que se utiliza para establecer la Referencia Radiométrica Mundial (RRM). Durante las comparaciones internacionales, que se organizan cada cinco años, se comparan con el GNM los instrumentos patrón de los centros regionales, y se ajustan a la RRM sus factores de calibración. Estos, a su vez, se utilizan para transferir la RRM periódicamente a los centros nacionales, que calibran sus instrumentos de red utilizando los propios instrumentos patrón nacionales.

Definición de la Referencia Radiométrica Mundial

En el pasado se han utilizado en meteorología diversas referencias o escalas radiométricas, a saber: la escala de Ångström de 1905, la escala smithsoniana de 1913 y la escala pirheliométrica internacional de 1956 (IPS 1956). Gracias a los progresos en radiometría absoluta alcanzados en los últimos años, se ha reducido mucho la incertidumbre de las mediciones de radiación. Los resultados de numerosas comparaciones efectuadas entre 15 pirheliómetros absolutos de 10 tipos diferentes han servido de base para definir una RRM. Es posible transformar las antiguas escalas en la RRM utilizando los factores de conversión siguientes:

$$\frac{\text{RRM}}{\text{escala de Ångström de 1905}} = 1{,}026$$

$$\frac{\text{RRM}}{\text{escala smithsoniana de 1913}} = 0{,}977$$

$$\frac{\text{RRM}}{\text{escala pirheliométrica internacional de 1956}} = 1{,}022$$

Se acepta que la RRM representa las unidades físicas de irradiancia total, con un margen de incertidumbre del 0,3 por ciento (99 por ciento respecto del valor medido).

Realización de la Referencia Radiométrica Mundial: Grupo de Normalización Mundial

Para garantizar a largo plazo la estabilidad de la nueva referencia se utiliza un GNM integrado por un mínimo de cuatro pirheliómetros absolutos de diseño diferente. Al incorporar los instrumentos a ese grupo, se les asigna un factor de reducción con el fin de corregir sus lecturas para referirlas a la RRM. Para formar parte del grupo, un radiómetro deberá cumplir los siguientes requisitos:

a) la estabilidad deberá superar el 0,2 por ciento del valor medido en escalas temporales de decenios;
b) la incertidumbre, para un nivel de confianza del 95 por ciento, de la serie de mediciones efectuadas con el instrumento deberá estar situada dentro de los límites de incertidumbre de la RRM;

c) el instrumento habrá de tener un diseño distinto al de los demás instrumentos del GNM.

Para verificar los criterios de estabilidad los instrumentos del GNM se comparan entre sí, al menos una vez al año, razón por la cual estos se encuentran en el Centro radiométrico mundial de Davos.

Cálculo de los valores de la Referencia Radiométrica Mundial

Para calibrar un instrumento radiométrico deberían utilizarse como referencia las lecturas de uno de los instrumentos del GNM, o las de otro que haya sido calibrado directamente con uno de los instrumentos del Grupo. En las comparaciones internacionales de pirheliómetros, el valor de la RRM se obtiene calculando la media de al menos tres instrumentos del GNM. Los valores de la RRM se establecen siempre corrigiendo las lecturas de cada instrumento del GNM con el factor de corrección individual, determinado en el momento de incorporarlo al Grupo. Dado que el cálculo del valor medio del GNM, utilizado como referencia, puede peligrar si fallan uno o más radiómetros del GNM, la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación resolvió[1] que en cada comparación internacional de pirheliómetros debería establecerse un grupo ad hoc, integrado por el ponente sobre instrumentos meteorológicos para medir la radiación (o la persona designada) y no menos de cinco miembros, entre ellos el presidente. El director de la comparación deberá participar en las reuniones del grupo en calidad de experto. El grupo debería discutir los resultados preliminares de la comparación, basándose en criterios definidos por el Centro radiométrico mundial, evaluar la referencia, y recomendar la actualización de los factores de calibración.

7.1.3 Requisitos meteorológicos

7.1.3.1 Datos que se deben comunicar

La irradiancia y la exposición radiante son las magnitudes más habitualmente registradas y archivadas, junto con sus promedios y totales a lo largo de una hora. Se utilizan también datos de períodos más cortos, hasta de un minuto, e incluso decenas de segundos (para ciertas aplicaciones energéticas). Los totales diarios de exposición radiante son valores frecuentemente utilizados, pero expresados en términos de irradiancia diaria media. Las mediciones de la extinción atmosférica deben hacerse con tiempos de respuesta muy cortos para reducir las incertidumbres derivadas de las variaciones de la masa de aire.

Para las mediciones de radiación, es particularmente importante registrar y facilitar información sobre las circunstancias en que se realizaron las observaciones. Por ejemplo, el tipo y la trazabilidad del instrumento, su historial de calibración, su ubicación en el espacio y en el tiempo, su exposición espacial y su registro de mantenimiento.

7.1.3.2 Incertidumbre

No existen unas instrucciones formalmente acordadas acerca de la incertidumbre que se requiere para la mayor parte de magnitudes relacionadas con la radiación, aunque este asunto se aborda en las secciones de este capítulo referidas a los diversos tipos de medición a la vez que se señalan las mejores prácticas con respecto a las incertidumbres aplicables a la Red de referencia para las mediciones de radiación en superficie del Sistema Mundial de Observación del Clima (OMM, 1998). Cabe señalar que, en realidad, suele ser difícil obtener mediciones de buena calidad y, para las operaciones de rutina, estas solo son posibles utilizando equipos modernos y mediciones redundantes. Algunos de los sistemas que aún se siguen utilizando distan mucho de los mejores resultados, pero su modesto desempeño ha sido aceptable para numerosas aplicaciones. Sin embargo, cada vez hay una mayor demanda de datos de la máxima calidad.

En el anexo 1.B del capítulo 1 de la parte I, se indican los valores de incertidumbre de la radiación neta y de la exposición radiante. En relación con esta última, el valor requerido de incertidumbre al 95 por ciento a lo largo de un día, establecido por la OMM para los intercambios internacionales, es de 0,4 MJ m^{-2} para valores menores o iguales a 8 MJ m^{-2}, y del 5 por ciento para valores superiores a 8 MJ m^{-2}.

7.1.3.3 Muestreo y registro

La mejor manera de satisfacer las necesidades de incertidumbre es realizar observaciones con un período de muestreo inferior a 1/e veces la constante de tiempo del instrumento, incluso cuando los datos que finalmente se registrarán sean totales integrados para períodos de hasta una hora o más. Los puntos de datos pueden ser valores totales integrados, o bien

1 Recomendado por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión (1994).

un flujo medio calculado a partir de distintas muestras. Se preferirán los sistemas de datos digitales. Son mucho menos convenientes los registradores gráficos y otros tipos de integradores, y sus valores resultantes son difíciles de mantener a un nivel de incertidumbre adecuado.

7.1.3.4 Tiempos de observación

En una red mundial de mediciones de radiación es importante que los datos sean homogéneos no solo en cuanto a la calibración sino también con respecto a los momentos en que se efectúa la observación. Por consiguiente, todas las mediciones de radiación deberían estar referidas a lo que se conoce en algunos países como tiempo local aparente, y en otros como tiempo solar verdadero. Sin embargo, en los sistemas automáticos puede ser interesante el tiempo estándar o tiempo universal, debido a su mayor facilidad de uso, aunque solo será aceptable si al reducir los datos al tiempo solar verdadero no se introduce una pérdida de información importante (es decir, si la frecuencia de muestreo y la tasa de almacenamiento son suficientemente altas, como se indica en la sección 7.1.3.3 anterior). Para la conversión de tiempo estándar a tiempo solar son útiles las fórmulas que figuran en el anexo 7.D.

7.1.4 Métodos de medición

Los instrumentos meteorológicos para medir la radiación se clasifican atendiendo a diversos criterios: el tipo de variable que se desea medir, el campo visual, la respuesta espectral, el uso principal a que se destinen, etc. La clasificación más aceptada es la que figura en el cuadro 7.1. La calidad de los instrumentos

Cuadro 7.1. Instrumentos meteorológicos para medir la radiación

Clasificación del instrumento	*Parámetro que se desea medir*	*Uso principal*	*Ángulo de visión (estereorradianes) (Véase la figura 7.1)*
Pirheliómetro absoluto	Radiación solar directa	Patrón primario	5×10^{-3} (aprox. 2,5° de semiángulo)
Pirheliómetro	Radiación solar directa	a) Patrón secundario para calibraciones b) Red	5×10^{-3} a $2{,}5 \times 10^{-2}$
Pirheliómetro espectral	Radiación solar directa en bandas espectrales anchas (por ej. con filtros OG 530, RG 630, etc.)	Red	5×10^{-3} a $2{,}5 \times 10^{-2}$
Fotómetro solar	Radiación solar directa en bandas espectrales estrechas (por ej. a 500 ± 2,5 nm, 368 ± 2,5 nm)	a) Patrón b) Red	1×10^{-3} a 1×10^{-2} (aprox. 2,3° de ángulo total)
Piranómetro	a) Radiación (solar) global b) Radiación (solar) celeste difusa c) Radiación (solar) reflejada	a) Patrón de trabajo b) Red	2π
Piranómetro espectral	Radiación (solar) global en intervalos espectrales de banda ancha (por ej. con filtros OG 530, RG 630, etc.)	Red	2π
Piranómetro diferencial	Radiación (solar) global neta	a) Patrón de trabajo b) Red	4π
Pirgeómetro	a) Radiación de onda larga ascendente (sensor hacia abajo) b) Radiación de onda larga descendente (sensor hacia arriba)	Red	2π
Pirradiómetro	Radiación total	Patrón de trabajo	2π
Pirradiómetro diferencial	Radiación total neta	Red	4π

se caracteriza por lo señalado en los apartados a) a h) que figuran unas líneas más adelante. Los instrumentos y su funcionamiento se describen en las secciones 7.2 a 7.4. En OMM (1986*a*) se indican detalladamente las características de los instrumentos y los principios según los cuales funcionan.

Los radiómetros absolutos se calibran a sí mismos; es decir, la irradiancia recibida por el sensor es reemplazada por una corriente eléctrica que puede medirse con exactitud. Sin embargo, como la sustitución no puede ser perfecta, la desviación respecto del caso ideal determina la incertidumbre de la medición de radiación.

Pero la mayoría de los sensores de radiación no son absolutos, y deben calibrarse tomando como referencia un instrumento absoluto. La incertidumbre del valor medido depende, pues, de los factores siguientes, que deberían ser conocidos para un instrumento cuyas características técnicas estén bien establecidas:

a) la resolución, es decir, la variación más pequeña de la magnitud de radiación que pueda detectar el instrumento;
b) las desviaciones de la sensibilidad a lo largo del tiempo (el cociente entre la señal eléctrica de salida y la irradiancia aplicada);
c) las variaciones de la sensibilidad debidas a alteraciones de variables medioambientales, como la temperatura, la humedad, la presión o el viento;
d) la falta de linealidad de la respuesta, es decir, las variaciones de la sensibilidad relacionadas con las variaciones de la irradiancia;

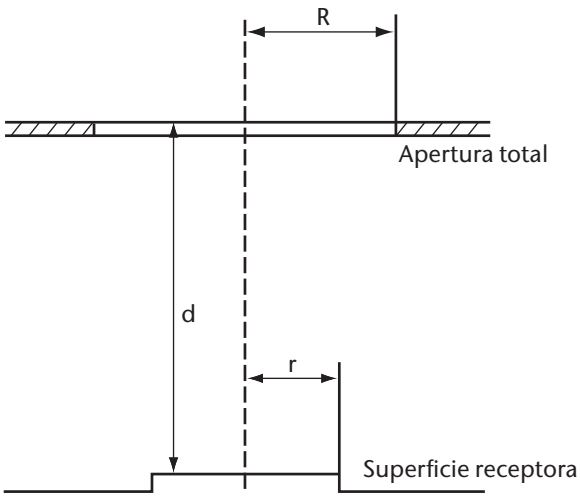


Figura 7.1. Geometría del campo visual; semiángulo de apertura, arctan R/d; ángulo de inclinación, arctan (R – r)/d

e) la desviación de la respuesta espectral respecto del valor supuesto, por ejemplo el ennegrecimiento de la superficie receptora, el efecto de la ventana de apertura, etc.;
f) la desviación de la respuesta direccional respecto a un valor esperado, es decir, respuesta cosenoidal y respuesta acimutal;
g) la constante de tiempo del instrumento o del sistema de medición;
h) las incertidumbres del equipo auxiliar.

Los instrumentos deberían seleccionarse en función de su uso final y de la incertidumbre requerida para la magnitud obtenida. Algunos instrumentos funcionan mejor en determinados climas, y para determinadas irradiancias y posiciones del Sol.

7.2 MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR DIRECTA

Para medir la radiación solar directa se utilizan pirheliómetros, cuyas superficies receptoras están dispuestas de modo que sean perpendiculares a la dirección del Sol. Haciendo uso de las aperturas, se mide solo la radiación procedente del Sol y de un estrecho anillo celeste; este último componente se denomina en ocasiones radiación circunsolar o radiación de la aureola. Los instrumentos modernos interceptan esta región en un semiángulo de unos 2,5° en ciertos modelos, y de aproximadamente 5° a partir del centro del disco solar (que se corresponden, respectivamente, con $6 \cdot 10^{-3}$ y $2{,}4 \cdot 10^{-2}$ sr). El pirheliómetro deberá estar instalado de modo que permita un ajuste rápido y gradual de los ángulos acimutal y de elevación. Generalmente, el instrumento está dotado de un visor en el que un pequeño punto de luz o una imagen del Sol coincide con una marca que indica el centro del objetivo cuando la superficie receptora es exactamente perpendicular al haz solar directo. Para realizar registros continuos, se aconseja utilizar un equipo de seguimiento automático del Sol (seguidor solar).

Para los nuevos diseños de instrumentos que miden la radiación solar directa, se recomienda que el semiángulo de apertura sea de 2,5° ($6 \cdot 10^{-3}$ sr) y el ángulo de inclinación de 1°. Para la definición de estos ángulos, consúltese la figura 7.1.

Al comparar instrumentos diseñados con diferentes geometrías de campo visual, debe tenerse en cuenta que la radiación de la aureola influirá en las lecturas tanto más cuanto mayores sean las pendientes y los ángulos de apertura. La diferencia puede llegar a ser del 2 por ciento entre las dos

aperturas anteriormente mencionadas, para una masa de aire de 1,0. Para efectuar comparaciones climatológicas de los datos de radiación solar directa en diferentes estaciones del año puede ser necesario reducir todos ellos a una distancia Sol-Tierra media:

$$E_N = E/R^2 \qquad (7.1)$$

donde E_N es la radiación solar, normalizada a la distancia media entre el Sol y la Tierra, definida como una unidad astronómica (UA) (véase el anexo 7.D); E es la radiación solar directa medida; y R es la distancia Sol-Tierra, expresada en unidades astronómicas.

7.2.1 Radiación solar directa

En el cuadro 7.2 (adaptado de ISO, 1990*a*) se indican algunas de las características de los pirheliómetros operativos (excepto cuando son patrones primarios), junto con estimaciones indicativas de las incertidumbres de las mediciones efectuadas con esos instrumentos, siempre y cuando aquellos sean utilizados por expertos y sometidos a un control de la calidad adecuado. Aunque se dispone de pirheliómetros más económicos (véase ISO, 1990*a*), si no se llevan a cabo esfuerzos por caracterizar su respuesta las incertidumbres resultantes reducen la calidad de los datos y, dado que además se necesita un seguidor solar, en la mayoría de los casos compensa utilizar un pirheliómetro de buena calidad pues el costo adicional que implica es menor. Las incertidumbres estimadas se basan en los supuestos siguientes:

a) los instrumentos están adecuadamente mantenidos, correctamente alineados y limpios;
b) los datos de un minuto y de una hora son para irradiancias con cielo despejado al mediodía solar;
c) los valores de exposición diarios son para días despejados en latitudes medias.

7.2.1.1 Pirheliómetros patrón primarios

Un pirheliómetro absoluto permite definir la escala de irradiancia total sin recurrir a fuentes o radiadores de referencia. Es necesario conocer los límites de la incertidumbre asociada a la definición pues la calidad de este dato determinará la fiabilidad del pirheliómetro absoluto. Los patrones primarios deberían utilizarse y mantenerse solo en laboratorios especializados. En OMM (1986*a*) se encontrarán detalles acerca de su construcción y funcionamiento; sin embargo, por completar esa

Cuadro 7.2. Características de los pirheliómetros operativos

Características		*Alta calidad*[a]	*Buena calidad*[b]
Tiempo de respuesta (95% de la señal)		< 15 s	< 30 s
Desplazamiento del cero (respuesta a un cambio de 5 K h^{-1} en la temperatura ambiente)		2 W m^{-2}	4 W m^{-2}
Resolución (variación mínima detectable en W m^{-2})		0,51	1
Estabilidad (porcentaje de totalidad de escala, variación anual)		0,1	0,5
Respuesta en temperatura (porcentaje de error máximo debido a la variación de la temperatura ambiente a un intervalo de 50 K)		1	2
No linealidad (porcentaje de desviación de la capacidad de respuesta a 500 W m^{-2} debido a un cambio producido en la irradiancia entre 100 W m^{-2} y 1 100 W m^{-2})		0,2	0,5
Sensibilidad espectral (porcentaje de desviación del producto del coeficiente de absorbancia espectral por el factor de transmitancia espectral con relación a la media dentro del intervalo de 300 a 3 000 nm)		0,5	1,0
Respuesta en inclinación (porcentaje de desviación en relación con la capacidad de respuesta a 0° de inclinación (horizontal) debido a un cambio de inclinación de 0° a 90° a 1 000 W m^{-2} de irradiancia)		0,2	0,5
Incertidumbre lograda con un nivel de confianza del 95% (véase más arriba)			
Totales en 1 minuto	porcentaje	0,9	1,8
	kJ m^{-2}	0,56	1
Totales en 1 hora	porcentaje	0,7	1,5
	kJ m^{-2}	21	54
Totales diarios	porcentaje	0,5	1,0
	kJ m^{-2}	200	400

Notas:

[a] Instrumentos casi al nivel de los últimos adelantos de la técnica; pueden utilizarse como patrón de trabajo; el mantenimiento solo puede realizarse en estaciones con instalaciones y personal especializados.

[b] Puede utilizarse en operaciones de red.

información, a continuación se ofrece una reseña al respecto.

Todos los pirheliómetros absolutos de diseño moderno utilizan cavidades como receptores y medidores diferenciales del flujo calorífico, calibrados eléctricamente, como sensores. En la actualidad, se ha comprobado que esta combinación es la que proporciona la menor incertidumbre posible para los niveles de radiación habituales en las mediciones de la radiación solar (es decir, hasta 1,5 kW m^{-2}).

Por lo general, la calibración eléctrica se realiza sustituyendo la energía radiativa por energía eléctrica, que se disipa en un serpentín calefactor situado lo más cerca posible del lugar en que se produce la absorción de la radiación solar.

Para determinar la incertidumbre de las mediciones efectuadas con tales instrumentos, se examinan detenidamente las propiedades físicas del instrumento y se realizan mediciones en laboratorio y/o cálculos mediante modelos para determinar las desviaciones respecto del comportamiento ideal, es decir, en qué medida será posible conseguir la sustitución por energía eléctrica. Este procedimiento se denomina caracterización del instrumento.

Los pirheliómetros absolutos deberían cumplir las especificaciones siguientes (en referencia a los instrumentos, y no a los tipos de instrumento), cuando se desee utilizarlos como patrón primario:

a) deberá caracterizarse completamente como mínimo un instrumento de una serie de radiómetros de fábrica; la incertidumbre, para un nivel de confianza del 95 por ciento, de la caracterización será inferior a 2 W m^{-2} en condiciones de cielo despejado apropiadas para la calibración (ISO, 1990*a*); la incertidumbre al 95 por ciento (para todos los componentes de la misma) de una serie de mediciones no debería exceder de 4 W m^{-2} para ninguno de los valores medidos;
b) cada instrumento de la serie deberá compararse con el que haya sido caracterizado, y ninguno de ellos debería desviarse de él en más de la incertidumbre de caracterización, conforme se haya determinado en el apartado a) anterior;
c) previa solicitud, debería facilitarse una descripción detallada de los resultados de las comparaciones y de la caracterización del instrumento;
d) para tener la seguridad de que el diseño responde a las tecnologías más recientes, deberá incorporarse su trazabilidad respecto de la RRM mediante comparación con el GNM o con otra referencia cuidadosamente determinada que sea trazable respecto al GNM. Este último requisito se cumplirá cuando una serie de mediciones presente una incertidumbre trazable al 95 por ciento de menos de 1 W m^{-2} de la RRM.

7.2.1.2 Pirheliómetros patrón secundarios

Será posible utilizar como patrón secundario un pirheliómetro absoluto que no cumpla las especificaciones de patrón primario o que no esté completamente caracterizado, siempre que haya sido calibrado mediante comparación con el GNM con una incertidumbre al 95 por ciento inferior a 1 W m^{-2} para una serie de mediciones.

Podrán utilizarse como patrones secundarios otros tipos de instrumentos con incertidumbres de medición similares o cercanas a las de los patrones primarios.

El pirheliómetro de compensación de Ångström ha sido y sigue siendo utilizado como patrón secundario conveniente para la calibración de piranómetros y de otros pirheliómetros. Fue diseñado por K. Ångström como instrumento absoluto, y en él estaba basada la escala de Ångström de 1905; en la actualidad se utiliza como patrón secundario, y debe calibrarse tomando como referencia un instrumento patrón.

El sensor consta de dos láminas de manganina platinadas, de aproximadamente 18 mm de longitud, 2 mm de anchura y unos 0,02 mm de grosor cada una, que se oscurecen con una capa de hollín de vela o con pintura óptica negra mate. En el reverso de cada lámina se acopla un termopar de cobre/constantán, de modo que la diferencia de temperatura entre las dos láminas pueda indicarse en un galvanómetro sensible o en un microvoltímetro eléctrico. En el cuadro 7.3 se indican los semiángulos de apertura y los ángulos de inclinación que resultan de las dimensiones de las láminas y el diafragma frontal.

La medición consta de tres o más ciclos, durante los cuales se ensombrece o se irradia, alternadamente, la lámina izquierda o derecha. La lámina

Cuadro 7.3. Geometría del campo visual de los pirheliómetros de Ångström

Ángulo	*Vertical*	*Horizontal*
Semiángulo de apertura	5° – 8°	~ 2°
Ángulo de inclinación	0,7° – 1,0°	1,2° – 1,6°

ensombrecida se calienta con una corriente eléctrica, ajustada de modo que la fuerza termoeléctrica del termopar y, por consiguiente, la diferencia de temperatura entre las dos láminas, sea aproximadamente igual a cero. Antes y después de cada secuencia de medición se comprobará el cero colocando a la sombra o al sol ambas láminas simultáneamente. Según el método utilizado y las instrucciones de funcionamiento del fabricante, el cálculo de la irradiancia diferirá ligeramente. El método adoptado para las comparaciones internacionales de pirheliómetros está basado en la fórmula siguiente:

$$E = K \cdot i_L \cdot i_R \qquad (7.2)$$

donde E es la irradiancia en W m^{-2}; K es la constante de calibración determinada mediante comparación con un patrón primario (W m^{-2} A^{-2}); e i_L, i_R son las intensidades de corriente, en amperios, medidas con la lámina izquierda o derecha, respectivamente, expuesta a la luz solar directa.

Antes y después de cada serie de mediciones, se ajusta eléctricamente el cero del sistema utilizando uno de los métodos anteriores, denominándose por ello los ceros "frío" (a la sombra) o "caliente" (al sol), según el caso. Para calcular la irradiancia, por lo general, se excluye la primera lectura, por ejemplo i_R, y se utilizan solo los pares $i_L - i_R$ siguientes. Cuando se compara un pirheliómetro de esas características con otros instrumentos, la irradiancia obtenida de los valores de intensidad de corriente corresponde a la media geométrica de las irradiancias solares en los instantes de las lecturas de i_L e i_R.

La instrumentación auxiliar consta de una fuente de alimentación, un dispositivo de regulación de la corriente, un indicador del cero y un monitor de corriente.

La sensibilidad del indicador del cero debería ser de aproximadamente $0{,}05 \cdot 10^{-6}$ A por cada división de la escala para una impedancia de baja entrada (< 10 Ω), o de aproximadamente 0,5 µV para una impedancia de alto nivel de entrada (> 10 Ω). En tales condiciones, una diferencia de temperatura de unos 0,05 K entre la unión del termopar de cobre-constantán causa una deflexión igual a una división de la escala, que es indicativa de que una de las láminas recibe un aporte de calor excesivo de aproximadamente un 0,3 por ciento.

La incertidumbre de la irradiancia solar directa obtenida depende en gran medida de la destreza del operador y de la calidad del sistema utilizado para medir la corriente, tanto si se trata de un miliamperímetro de bobina móvil como de un voltímetro digital que mida la diferencia de potencial entre los extremos de una resistencia patrón. El error parcial del valor de salida de la irradiancia es el doble que el correspondiente a la lectura de la intensidad de la corriente eléctrica. La corriente calefactora se envía a cada lámina mediante un conmutador, y normalmente se controla por medio de reóstatos diferentes para cada circuito. El conmutador puede utilizarse también para cortar la corriente y, de ese modo, poder determinar el cero. La resolución de los reóstatos debería ser suficiente para ajustar el indicador del cero con un margen de media división de escala.

7.2.1.3 Pirheliómetros de campo y de red

Este tipo de pirheliómetros suelen utilizar una termopila como detector y presentan una geometría del campo visual similar a la de los pirheliómetros patrón. Los modelos más antiguos suelen tener campos de visión y ángulos de inclinación mayores. Estas características de diseño tenían básicamente por objeto reducir la necesidad de un seguimiento solar exacto. Sin embargo, cuanto mayor sea el ángulo de inclinación (y de apertura), mayor será la magnitud de la radiación de la aureola detectada por el sensor, y dicha magnitud puede llegar a ser de varias unidades porcentuales cuando la profundidad óptica tiene un valor elevado y los ángulos de limitación son grandes. En los nuevos diseños de los seguidores solares, en particular los informatizados, que funcionan en modo pasivo o activo (de búsqueda del sol), ya no es necesario que los ángulos de inclinación sean mayores. Sin embargo, sigue siendo necesario un ángulo de inclinación de 1° para asegurarse de que la energía procedente del haz solar directo se distribuya uniformemente sobre el detector, admitiendo unos errores de puntería en el seguimiento solar de escasa magnitud, del orden de 0,1°.

Los usos a que se destine el pirheliómetro determinarán posiblemente el tipo de instrumento que se seleccione. Algunos modelos de tipo manual, como el actinómetro de Linke Fuessner, se utilizan principalmente para mediciones puntuales, mientras que otros, como los tipos denominados EKO, Eppley, Kipp y Zonen, y Middleton, están específicamente diseñados para la vigilancia a largo plazo de la irradiancia directa. Antes de instalar un instrumento, el usuario debe tener en cuenta las diferencias importantes que existen entre los pirheliómetros operativos, a saber:

a) el campo visual del instrumento;
b) si el instrumento mide tanto la parte del espectro de onda larga como la de onda corta (es

decir, si la apertura no tiene ninguna protección o si está protegida con una ventana de cristal o una ventana de cuarzo);

c) los métodos de compensación o de corrección en la temperatura;

d) la magnitud y la variación de la señal de irradiancia nula;

e) la posibilidad de instalar el instrumento en un sistema de seguimiento automático para la vigilancia a largo plazo;

f) hasta qué punto son iguales, para la calibración de otros pirheliómetros operativos, las diferencias a) a c) anteriores, y hasta qué punto tiene el pirheliómetro la calidad necesaria para calibrar otros instrumentos de la red.

7.2.1.4 Calibración de los pirheliómetros

Todos los pirheliómetros, salvo los absolutos, deben calibrarse mediante comparación, utilizando el Sol como fuente, con un pirheliómetro que sea trazable respecto al GNM y cuya incertidumbre de calibración probable sea igual o superior a la del pirheliómetro que se calibra.

Como todos los datos de radiación solar deben tener como referencia la RRM, los pirheliómetros absolutos hacen uso también de un factor determinado mediante comparación con el GNM, en lugar del suyo determinado individualmente. Después de la comparación (por ejemplo, durante las comparaciones internacionales de pirheliómetros organizadas periódicamente), un pirheliómetro de este tipo puede usarse como patrón para calibrar, también en este caso mediante comparación y utilizando el Sol como fuente, patrones secundarios y pirheliómetros de campo. Para calibrar instrumentos de campo pueden utilizarse también patrones secundarios, aunque se obtendrá una mayor incertidumbre.

La calidad de las calibraciones que utilizan el Sol como fuente puede depender de la influencia de la aureola si se comparan instrumentos con diferentes geometrías del campo visual. Asimismo, la calidad de los resultados dependerá de la variabilidad de la irradiancia solar cuando las constantes de tiempo y las señales de irradiancia nula de los pirheliómetros sean apreciablemente diferentes. Por último, pueden influir también en los resultados las condiciones ambientales, por ejemplo la temperatura, la presión o la irradiancia neta de onda larga. Si se necesita una calibración de muy alta calidad, deberían utilizarse solo datos obtenidos en días de cielo muy despejado y estables.

Los procedimientos de calibración de los pirheliómetros de campo están recogidos en una norma ISO (ISO, 1990*b*).

La experiencia reciente en comparaciones internacionales de pirheliómetros pone de manifiesto que un período de cinco años entre calibraciones trazables respecto al GNM debería ser suficiente para los patrones primarios y secundarios. Los pirheliómetros de campo deberían calibrarse cada uno o dos años; cuanto más prolongado sea su uso y más rigurosas las condiciones de trabajo, más frecuentemente deberían calibrarse.

7.2.2 Irradiancia solar directa espectral y medición de la profundidad óptica

En meteorología, las mediciones espectrales de la irradiancia solar directa se utilizan principalmente para determinar la profundidad óptica (véase el anexo 7.B) en la atmósfera. Se utilizan también para aplicaciones médicas, biológicas, agrarias y de energía solar.

La profundidad óptica de los aerosoles representa la extinción total, es decir, la dispersión y la absorción por aerosoles en la horquilla de tamaños de 100 a 10 000 nm de radio, para una columna de la atmósfera equivalente a la unidad de masa óptica del aire. Las partículas, sin embargo, no son el único factor que influye en la profundidad óptica. Otros componentes atmosféricos, como las moléculas de aire (dispersores de Rayleigh), el ozono, el vapor de agua, el dióxido de nitrógeno y el dióxido de carbono contribuyen también a la extinción total del haz. La mayor parte de las mediciones de la profundidad óptica se realizan para comprender mejor la concentración de aerosoles en la atmósfera. Sin embargo, también se pueden obtener mediciones de la profundidad óptica de otros componentes, como el vapor de agua, el ozono o el dióxido de nitrógeno, siempre que se seleccionen las bandas de longitud de onda apropiadas.

La profundidad óptica de los aerosoles $\delta_a(\lambda)$ a una longitud de onda específica λ se basa en la ley de Bouguer-Lambert (o ley de Beer para la radiación monocromática), y viene determinada por la expresión siguiente:

$$\delta_a(\lambda) = \frac{\ln(E_0(\lambda)/E(\lambda)) - \sum(\delta_i(\lambda)\cdot m_i)}{m_a} \qquad (7.3)$$

donde $\delta_a(\lambda)$ es la profundidad óptica de los aerosoles para una banda de longitudes de onda centrada en la longitud de onda λ; m_a es la masa de aire de los aerosoles (la unidad, para el haz vertical); δ_i es la profundidad óptica de la especie i, excepto para los aerosoles en una banda de longitudes de onda centrada en la longitud de onda λ; m_i es la masa de aire de las especies de extinción i, que no sean aerosoles; $E_0(\lambda)$ es la irradiancia solar espectral en el exterior de la atmósfera a la longitud de onda λ; y $E(\lambda)$ es la irradiancia solar espectral en la superficie terrestre a la longitud de onda λ.

El espesor óptico es la extinción total a lo largo de la trayectoria a través de la atmósfera, es decir, la masa de aire multiplicada por la profundidad óptica $m\delta$.

La turbiedad τ es la misma magnitud que la profundidad óptica, pero para calcularla se usa la base 10 en lugar de la base e en la ley de Beer, con arreglo a la expresión siguiente:

$$\tau(\lambda)\, m = \log(E_0(\lambda)/E(\lambda)) \qquad (7.4)$$

de manera que:

$$\tau(\lambda) = 2{,}301\, \delta(\lambda) \qquad (7.5)$$

En meteorología se efectúan dos tipos de mediciones: la pirheliometría de banda ancha, y la radiometría solar de banda estrecha (denominada en ocasiones fotometría solar). Dado que la profundidad óptica de los aerosoles está definida solo para una radiación monocromática o para un intervalo muy estrecho de longitudes de onda, es posible utilizarla directamente para evaluar datos del fotómetro solar, pero no para los datos del pirheliómetro de banda ancha.

Las observaciones de la profundidad óptica de los aerosoles deberían efectuarse solo cuando no haya nubes visibles en un entorno de 10° del Sol. Cuando las condiciones del cielo lo permitan, debería efectuarse el mayor número posible de observaciones a lo largo de un día, abarcando la máxima diversidad posible de masas de aire, preferiblemente en intervalos de Δm inferiores a 0,2.

Para determinar la profundidad óptica de los aerosoles podrán utilizarse solo valores instantáneos, lo que en este caso significa que el proceso de medición durará menos de 1 s.

7.2.2.1 Pirheliometría de banda ancha

La pirheliometría de banda ancha emplea un pirheliómetro cuidadosamente calibrado, equipado con filtros de vidrio de banda ancha en su parte frontal, con el fin de seleccionar las bandas espectrales de interés. En el cuadro 7.4 se resumen las características de los filtros clásicos utilizados.

Las longitudes de onda de corte dependen de la temperatura, por lo que puede ser necesaria alguna corrección de los datos medidos. Los filtros han de limpiarse adecuadamente antes de su uso. En las aplicaciones operativas, deberían comprobarse diariamente y limpiarse en caso necesario.

La obtención de la profundidad óptica de los aerosoles a partir de datos de banda ancha es un proceso muy complejo, para el que no existe un procedimiento tipificado. Pueden utilizarse tanto tablas calculadas a partir de datos obtenidos con filtros típicos como algunas hipótesis sobre el estado de la atmósfera. La fiabilidad de los resultados dependerá del grado de correspondencia entre el filtro utilizado y el de cálculo, y del grado de acierto de los supuestos adoptados con respecto a la atmósfera. En OMM (1978) se encontrarán más detalles sobre la evaluación, junto con las tablas correspondientes. En Kuhn (1972) y Lal (1972) se analizan en detalle estas técnicas.

Cuadro 7.4. Características de los filtros de vidrio Schott idealizados

Tipo Schott	*Longitud de onda (nm) de corte típico para el 50%*		*Transmisión media (3 mm de espesor)*	*Coeficiente de temperatura aproximado de la longitud de onda corta de corte (nm K⁻¹)*
	corta	*larga*		
OG 530	526 ± 2	2 900	0,92	0,12
RG 630	630 ± 2	2 900	0,92	0,17
RG 700	702 ± 2	2 900	0,92	0,18

Los coeficientes de temperatura para los filtros de tipo Schott son los que proporciona el fabricante. Las longitudes de onda de corte se ajustan a los filtros patrón empleados para la calibración. Es necesario verificar las longitudes de onda cortas y largas de corte para reducir las incertidumbres de las magnitudes obtenidas.

7.2.2.2 Radiometría (o fotometría) solar y profundidad óptica de los aerosoles

Un radiómetro (o fotómetro) solar de banda estrecha consta por lo general de un filtro de interferencia de banda estrecha y de un detector fotovoltaico, generalmente un fotodiodo de silicio. El campo visual completo del instrumento abarca 2,5°, con un ángulo de inclinación de 1° (véase la figura 7.1). Aunque teóricamente resulta sencillo obtener el valor de la profundidad óptica mediante esos dispositivos, numerosas observaciones efectuadas en el pasado no han arrojado buenos resultados. Las principales razones estriban en las variaciones de la respuesta del instrumento a causa de la rápida evolución de los factores de transmisión de los filtros y de las características de los detectores, así como de la formación insuficiente de los operadores en el caso de los dispositivos manuales. Es posible obtener unos resultados exactos si se utilizan unos procedimientos cuidadosos y se comprueba frecuentemente la estabilidad del instrumento. Este último debería calibrarse con frecuencia, preferiblemente utilizando métodos *in situ* o dispositivos de referencia mantenidos por un centro de radiaciones con experiencia en la determinación de la profundidad óptica.

En OMM (1993*a*) se encontrará información detallada sobre los radiómetros solares de banda estrecha y su funcionamiento en red.

Para calcular la profundidad óptica de los aerosoles a partir de datos de radiometría solar en banda estrecha con un grado de incertidumbre pequeño, será necesario conocer la ubicación, la presión, la temperatura y la cantidad de ozono en columna de la estación, así como la hora exacta de la medición (OMM, 2005). El cálculo más exacto de la profundidad óptica total y de los aerosoles a partir de datos espectrales a la longitud de onda λ (la longitud de onda central del filtro) se basa en la expresión siguiente:

$$\delta_a(\lambda) = \frac{\ln\left(\frac{S_0(\lambda)}{S(\lambda)R^2}\right) - \frac{P}{P_0}\delta_R(\lambda)m_R - \delta_{O_3}(\lambda)m_{O_3}\ldots}{m_a} \qquad (7.6)$$

donde $S(\lambda)$ es la lectura del instrumento (por ejemplo, en voltios o en sucesos); $S_0(\lambda)$ es la lectura hipotética correspondiente a la irradiancia solar espectral en el tope superior de la atmósfera a 1 UA (este valor puede fijarse mediante extrapolación a la masa de aire cero utilizando diversos métodos de Langley, o puede ser establecida por el centro de radiación que calibra el instrumento); R es la distancia del Sol a la Tierra (en unidades astronómicas; véase el anexo 7.D); P es la presión atmosférica; P_0 es la presión atmosférica estándar; y el segundo, tercero y siguientes términos de la línea superior son las contribuciones de Rayleigh, el ozono y otros factores de extinción. Es posible simplificar el cálculo, con resultados menos exactos, si se supone que las masas de aire relativas de cada componente son iguales.

Será necesario considerar la extinción de Rayleigh para todas las longitudes de onda, y la profundidad óptica del ozono para longitudes de onda inferiores a 340 nm y a lo largo de la banda de Chappius. Deberían considerarse las profundidades ópticas del dióxido de nitrógeno para todas las longitudes de onda inferiores a 650 nm, especialmente cuando las mediciones se efectúen en áreas expuestas a influencia urbana. Aunque hay débiles bandas de absorción del vapor de agua, incluso dentro de la región espectral de los 500 nm, se puede despreciar esa absorción para longitudes de onda inferiores a 650 nm. En OMM (1986*b*) se encontrarán más referencias en relación con la selección de la longitud de onda.

Un algoritmo simple para calcular las profundidades ópticas para la dispersión de Rayleigh es una combinación del procedimiento descrito en Fröhlich y Shaw (1980) más la corrección de Young (1981). Para un cálculo más preciso, puede utilizarse también el algoritmo de Bodhaine y otros (1999). Tanto el ozono como el dióxido de nitrógeno obedecen la ley de absorción de Beer. El Centro mundial de datos sobre el ozono de la OMM recomienda los coeficientes de absorción del ozono de Bass y Paur (1985) en la región UV, y los de Vigroux (1953) en la región visible. En Schneider y otros (1987) pueden obtenerse los coeficientes de absorción del dióxido de nitrógeno. Para reducir las longitudes de onda en las que interviene el vapor de agua pueden tenerse en cuenta los trabajos de Frouin, Deschamps y Lecomte (1990). Debido a la complejidad de la absorción del vapor de agua, deberían evitarse las bandas que reciban una influencia considerable, a menos que la cantidad de vapor de agua se obtenga mediante radiometría solar espectral.

7.2.3 Exposición

Para obtener registros continuos con un menor grado de incertidumbre, será esencial disponer de un seguidor solar exacto que no resulte influido por las condiciones medioambientales. El seguimiento deberá efectuarse dentro de un margen de 0,2°, y los instrumentos deberían inspeccionarse como mínimo una vez al día, y con mayor frecuencia si las

condiciones meteorológicas así lo requirieran (protegiéndolos contra las condiciones adversas).

El principal requisito de exposición para controlar la radiación solar directa es la ausencia de obstrucciones para el haz solar en todo momento y en cualquier época del año. Además, la selección del emplazamiento debería efectuarse de modo que la influencia de la niebla, el humo y la contaminación atmosférica sea lo más representativa posible del área circundante.

Para las observaciones continuas se utiliza normalmente una ventana que proteja el sensor y los elementos ópticos de la lluvia, la nieve, etc. Deberá procurarse que la ventana se mantenga limpia, sin que se forme condensación en su parte interior. Este tipo de cuidados son necesarios para obtener satisfactoriamente la profundidad óptica de los aerosoles, ya que una variación del 1 por ciento en la transmisión para una unidad de masa de aire se traduce en una variación de 0,010 en la profundidad óptica. Así, por ejemplo, para mediciones de transmisión a 500 nm en emplazamientos despejados al nivel del mar, una variación de 0,010 representa entre un 20 y un 50 por ciento de la profundidad óptica media de los aerosoles en invierno.

7.3 MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN CELESTE GLOBAL Y DIFUSA

La radiación global se define como la radiación solar recibida desde un ángulo sólido de 2π sr sobre una superficie horizontal e incluye la radiación recibida directamente del ángulo sólido del disco solar, así como la radiación celeste difusa dispersada al atravesar la atmósfera.

El instrumento necesario para medir la radiación solar procedente de un ángulo sólido de 2π sr sobre una superficie plana y en el intervalo espectral de 300 a 3 000 nm es el piranómetro. El piranómetro se utiliza a veces para medir la radiación solar en superficies inclinadas con respecto a la horizontal, y en posición invertida para medir la radiación global reflejada. Al medir el componente celeste difuso de la radiación solar, el componente solar directo es filtrado en el piranómetro mediante un dispositivo de sombra (véase la sección 7.3.3.3).

Los piranómetros utilizan normalmente como sensores elementos termoeléctricos, fotoeléctricos, piroeléctricos o bimetálicos. Como los piranómetros están siempre expuestos a todo tipo de condiciones meteorológicas, deberán tener un diseño robusto y resistir los efectos corrosivos del aire húmedo (especialmente en las proximidades del mar). El receptor debería estar herméticamente sellado en el interior de su caja, o bien esta deberá ser fácilmente desmontable para eliminar la humedad condensada. Cuando el receptor no está permanentemente sellado, con frecuencia se utiliza un desecante situado en la base del instrumento. Las propiedades de los piranómetros que interesan a la hora de evaluar la incertidumbre y la calidad de la medición de la radiación son: sensibilidad, estabilidad, tiempo de respuesta, respuesta cosenoidal, respuesta acimutal, carácter lineal, respuesta en temperatura, desplazamiento térmico, señal de irradiancia nula y respuesta espectral. En ISO (1990*c*) y OMM (1998) se encontrará más información sobre la utilización de los piranómetros.

En el cuadro 7.5 (adaptado de ISO, 1990*a*) se describen las características de los piranómetros para varios niveles de rendimiento, junto con las incertidumbres que es posible conseguir utilizando unas instalaciones apropiadas, un personal adecuadamente formado y un control de la calidad satisfactorio en las condiciones celestes descritas en 7.2.1.

7.3.1 Calibración de los piranómetros

La calibración de un piranómetro consiste en determinar uno o más factores de calibración, y la dependencia de los mismos con respecto a las condiciones ambientales; por ejemplo:

a) la distribución angular de la irradiancia;
b) los métodos de calibración;
c) la respuesta direccional del instrumento;
d) la inclinación del instrumento;
e) el nivel de irradiancia;
f) la irradiancia neta en onda larga para la corrección del desplazamiento térmico;
g) la distribución espectral de la irradiancia;
h) la temperatura;
i) la variación temporal.

Los usuarios de un piranómetro deberán tener presente que la incertidumbre de las observaciones aumentará cuando las condiciones de exposición del sensor se desvíen de las condiciones en que el piranómetro haya sido calibrado.

Por lo general, será necesario especificar las condiciones ambientales de la prueba, que pueden diferir considerablemente según la aplicación. Tanto el método como las condiciones deberán figurar también con detalle en el certificado de calibración.

Cuadro 7.5. Características de los piranómetros operativos

Características	*Alta calidad*[a]	*Buena calidad*[b]	*Moderada calidad*[c]
Tiempo de respuesta (95% de la señal)	< 15 s	< 30 s	< 60 s
Desplazamiento del cero: a) respuesta a 200 W m^{-2} de radiación térmica neta (ventilada) b) respuesta a un cambio de 5 K h^{-1} en temperatura ambiente	 7 W m^{-2} 2 W m^{-2}	 15 W m^{-2} 4 W m^{-2}	 30 W m^{-2} 8 W m^{-2}
Resolución (variación mínima detectable)	1 W m^{-2}	5 W m^{-2}	10 W m^{-2}
Estabilidad (variación anual, porcentaje de totalidad de escala)	0,8	1,5	3,0
Respuesta direccional para la radiación directa (margen de errores que puede producirse suponiendo que la incidencia normal de respuesta es igual para todas las direcciones, a partir de cualquier dirección, a una radiación cuya incidencia normal de irradiancia es de 1 000 W m^{-2})	10 W m^{-2}	20 W m^{-2}	30 W m^{-2}
Respuesta en temperatura (porcentaje de error máximo debido a cualquier cambio producido en la temperatura ambiente dentro de un intervalo de 50 K)	2	4	8
No linealidad (porcentaje de desviación de la capacidad de respuesta a 500 W m^{-2} debido a cualquier cambio producido en la irradiancia entre 100 y 1 000 W m^{-2})	0,5	1	3
Sensibilidad espectral (porcentaje de desviación del producto del coeficiente de absortancia espectral por el factor de transmitancia espectral con relación a la media dentro del intervalo de 300 a 3 000 nm)	2	5	10
Respuesta en inclinación (porcentaje de desviación en relación con la capacidad de respuesta a 0° de inclinación (horizontal) debido a un cambio en la inclinación de 0° a 90° a 1 000 W m^{-2} de irradiancia)	0,5	2	5
Incertidumbre lograda (con un nivel de confianza del 95%): Totales horarios Totales diarios	 3% 2%	 8% 5%	 20% 10%

Notas:

[a] Instrumentos casi al nivel de los últimos adelantos de la técnica; pueden utilizarse como patrón de trabajo; el mantenimiento solo puede realizarse en estaciones con instalaciones y personal especializados.

[b] Puede utilizarse en operaciones de red.

[c] Adaptado para redes de bajo costo en donde se acepta un rendimiento bajo.

Para calibrar los piranómetros existen diversos métodos que utilizan el Sol o fuentes de laboratorio, por ejemplo:

a) comparación con un pirheliómetro patrón para la irradiancia solar directa, y con un piranómetro en sombra y calibrado para la irradiancia celeste difusa;
b) comparación con un pirheliómetro patrón, utilizando el Sol como fuente de radiación, con un disco de sombra extraíble para el piranómetro;
c) utilización de un pirheliómetro patrón, con el Sol como fuente, y dos piranómetros que se calibrarán midiendo alternativamente las irradiancias global y difusa;
d) comparación con un piranómetro patrón, utilizando el Sol como fuente de radiación, en otras condiciones naturales de exposición (por ejemplo, cielo de nubosidad uniforme o irradiancia solar directa que estadísticamente no difiera de cero);
e) comparación en laboratorio, en un banco de pruebas ópticas con una fuente artificial de luz, con incidencia normal o con un acimut y elevación especificados, con un piranómetro similar previamente calibrado en el exterior;
f) comparación en laboratorio, con ayuda de una cámara de integración que simule la radiación celeste difusa, con un tipo similar de piranómetro previamente calibrado en el exterior.

Estos no son los únicos métodos que existen, pero generalmente se utilizan los que se indican en los apartados a), b), c) y d). Sin embargo, es esencial que, excepto en el caso de b), o bien las señales de irradiancia nula para todos los instrumentos sean conocidas, o bien se utilicen pares de piranómetros de modelos idénticos y con configuraciones idénticas. Si se hace caso omiso de estos desplazamientos y diferencias, los resultados pueden acusar un error sistemático apreciable.

Se considera que el método c) da unos resultados muy satisfactorios sin necesidad de un piranómetro calibrado.

Es difícil determinar un número concreto de mediciones necesarias para calcular el factor de calibración del piranómetro. Sin embargo, se puede calcular el error típico de la media, que debería ser inferior al límite deseado cuando se ha efectuado un número de lecturas suficiente en las condiciones deseadas. Las principales variaciones del factor de calibración obtenido (exceptuando las fluctuaciones debidas a las condiciones atmosféricas y a las limitaciones de la observación) se deben a:

a) las desviaciones respecto de la respuesta cosenoidal, particularmente para elevaciones solares inferiores a 10° (por esa razón, es mejor efectuar la calibración solo cuando la elevación solar sea superior a 30°);
b) la temperatura ambiente;
c) una nivelación imperfecta de la superficie receptora;
d) la respuesta no lineal del instrumento;
e) la irradiancia neta de onda larga entre el detector y el cielo.

El piranómetro debería calibrarse únicamente en la posición de utilización.

Cuando se utilice el Sol como fuente, debería medirse o calcularse la elevación del Sol aparente (redondeada a la centésima de grado más próxima) para ese período a partir de la hora solar (véase el anexo 7.D). Habría que anotar también la temperatura media del instrumento o del ambiente circundante.

7.3.1.1 Comparación con un pirheliómetro patrón y con un piranómetro de referencia en sombra

Este método, descrito en ISO (1993), consiste en calibrar la respuesta del piranómetro a la irradiancia global frente a la suma de las mediciones separadas de los componentes directo y difuso. Las comparaciones se deberían realizar en momentos de cielo despejado y de radiación estable (constatada mediante los registros). El componente vertical de la irradiancia solar directa se determina a partir de la señal de salida del pirheliómetro, y la irradiancia celeste difusa se mide con un segundo piranómetro mantenido constantemente a la sombra. El componente directo se elimina del piranómetro celeste difuso sombreando en su totalidad la cúpula exterior del instrumento con un disco de tamaño suficiente, instalado sobre una varilla delgada y mantenido a cierta distancia. El diámetro del disco y su distancia a la superficie del receptor deberían ser tales que el ángulo apantallado sea aproximadamente igual a los ángulos de apertura del pirheliómetro. Para calcular el ángulo de inclinación de la combinación del disco de sombra y el piranómetro debería utilizarse el radio de la cúpula exterior, en lugar del radio del sensor del piranómetro. La configuración utilizada para obtener sombra crea un efecto de ocultación respecto a una aproximación muy cercana tanto del haz solar directo como de la irradiancia celeste circunsolar percibidos por el pirheliómetro.

En días despejados, la irradiancia celeste difusa es inferior al 15 por ciento de la irradiancia global; por consiguiente, no es necesario conocer con gran exactitud el factor de calibración del piranómetro de referencia. Sin embargo, hay que procurar tener en cuenta las señales de irradiancia nula de ambos piranómetros, dado que para algunos piranómetros, en condiciones de cielo despejado, la señal de irradiancia nula puede llegar a ser un 15 por ciento de la irradiancia celeste difusa.

El factor de calibración se calcula entonces de acuerdo con la siguiente expresión:

$$E \cdot \sin h + V_s k_s = V \cdot k \qquad (7.7)$$

o bien

$$k = (E \sin h + V_s k_s)/V \qquad (7.8)$$

donde E es la irradiancia solar directa medida con el pirheliómetro (W m^{-2}); V es la señal de salida de la irradiancia global del piranómetro que se desea calibrar (μV); V_s es la señal de salida de la irradiancia celeste difusa del piranómetro de referencia en sombra (μV); h es la elevación del Sol aparente en el momento de la lectura; k es el factor de calibración del piranómetro que se desea calibrar (W m^{-2} μV^{-1}); y k_s es el factor de calibración del piranómetro de referencia en sombra (W m^{-2} μV^{-1}); todas las mediciones de señal se efectúan simultáneamente.

Los componentes directo, difuso y global variarán durante la comparación, y deberá procurarse que el muestreo y el promediado sean apropiados, para tener la seguridad de que los valores utilizados son representativos.

7.3.1.2 Comparación con un pirheliómetro patrón

Este método, descrito en ISO (1993*a*), es similar al descrito anteriormente, con la excepción de que la señal de irradiancia celeste difusa se mide con el mismo piranómetro. El componente directo se elimina temporalmente del piranómetro poniendo a la sombra en su totalidad la cúpula exterior del instrumento, conforme se indica en la sección 7.3.1.1. El período de ocultamiento depende de la estabilidad del flujo de radiación y del tiempo de respuesta del piranómetro, y en particular del intervalo de tiempo necesario para que la temperatura y la emisión en onda larga de la cúpula de vidrio alcancen el equilibrio; por lo general, un valor igual a diez veces el producto de 1/e por la constante de tiempo de la pila termoeléctrica del piranómetro debería ser suficiente.

La diferencia entre la señal de salida representativa del piranómetro en sombra y la del que está al sol se debe a la componente vertical de la irradiancia solar directa E medida por el pirheliómetro. Así:

$$E \cdot \sin h = (V_{un} - V_s) \cdot k \qquad (7.9)$$

o bien:

$$k = (S \cdot \sin h)/(V_{un} - V_s) \qquad (7.10)$$

donde E es la irradiancia solar directa representativa para un ángulo de incidencia normal medido por el pirheliómetro (W m^{-2}); V_{un} es la señal de salida representativa del piranómetro (µV) en modo de irradiancia no sombreada (o global); V_s es la señal de salida representativa del piranómetro (µV) en modo de irradiancia sombreada (o celeste difusa); h es la elevación del Sol aparente; y k es el factor de calibración (W m^{-2} µV^{-1}), que es el valor inverso de la sensibilidad (µV W^{-1} m^2).

Tanto el componente directo como el difuso variarán durante la comparación, y deberá procurarse que el muestreo y el promediado sean apropiados, con el fin de que en el cálculo se utilicen los valores representativos de las salidas correspondientes al instrumento en sombra y al sol. A fin de reducir las incertidumbres vinculadas a las señales representativas, debería efectuarse una serie continua de ciclos con y sin sombra, con valores interpolados en el tiempo para reducir las variaciones temporales de la irradiancia celeste global y difusa. Puesto que se utiliza el mismo piranómetro en modo diferencial, y que la diferencia entre las señales de irradiancia nula para la irradiancia celeste global y difusa es despreciable, no es necesario tener en cuenta las irradiancias nulas en la ecuación 7.10.

7.3.1.3 Calibración alternada utilizando un pirheliómetro

Este método hace uso del mismo equipo instrumental que el descrito en la sección 7.3.1.1, aunque solo se necesita el pirheliómetro para proporcionar datos de irradiancia calibrados (E) y se supondrá que los dos piranómetros están sin calibrar (Forgan, 1996). El método permite calibrar ambos piranómetros resolviendo dos ecuaciones simultáneas análogas a la ecuación 7.7. Se empieza reuniendo datos de la señal de irradiancia con el pirheliómetro y midiendo con un piranómetro (piranómetro A) las señales de irradiancia global (V_{gA}), mientras que el otro piranómetro (piranómetro B) mide las señales de irradiancia difusa (V_{dB}) para una horquilla de ángulos cenitales solares con cielo despejado. Una vez reunidos los datos suficientes con la configuración inicial, se intercambian los piranómetros de modo que el piranómetro A, que inicialmente medía la señal de irradiancia global, mida esta vez la señal de irradiancia difusa (V_{dA}), y viceversa con respecto al piranómetro B. Se presupone que para cada piranómetro los coeficientes de calibración difuso (k_d) y global (k_g) son iguales, y que el coeficiente de calibración del piranómetro A viene dado por:

$$k_A = k_{gA} = k_{dA} \qquad (7.11)$$

adoptando el mismo supuesto con respecto a los coeficientes del piranómetro B. Para un instante t_0 del período inicial, una versión modificada de la ecuación 7.7 será:

$$E(t_0)\sin(h(t_0)) = k_A V_{gA}(t_0) - k_B V_{dB}(t_0) \qquad (7.12)$$

Para el instante t_1 del período alterno, una vez intercambiados los piranómetros:

$$E(t_1)\sin(h(t_1)) = k_B V_{gB}(t_1) - k_A V_{dA}(t_1) \qquad (7.13)$$

Dado que las únicas incógnitas en las ecuaciones 7.12 y 7.13 son k_A y k_B, es posible resolver ambas para dos instantes cualesquiera (t_0, t_1). Los pares de dispositivos, que abarcan un intervalo de elevaciones solares, proporcionan una indicación de la respuesta direccional. La información de calibración

resultante obtenida de ambos piranómetros será representativa de los coeficientes de calibración global, y reportará prácticamente la misma información que el método 7.3.1.1, aunque sin necesidad de un piranómetro calibrado.

Al igual que con el método 7.3.1.1, si se desea obtener los coeficientes con una incertidumbre mínima este método alternante obliga a ajustar las señales de irradiancia de los piranómetros, con el fin de eliminar todo desplazamiento de la irradiancia nula estimada. Con el fin de reducir las incertidumbres resultantes de una variación de la respuesta direccional, se recomienda utilizar un par de piranómetros del mismo modelo, y efectuar los pares de observaciones cuando $\sin h(t_0) \sim \sin h(t_1)$.

El método es ideal en situaciones de vigilancia automática *in situ*, en que los tres componentes de la irradiancia solar (directo, difuso y global) son controlados de manera continua. La experiencia parece indicar que los datos necesarios para aplicar este método pueden ser obtenidos en tan solo un día, intercambiando los instrumentos en torno al mediodía solar. Sin embargo, sobre el terreno podrán prorrogarse los períodos y los días antes y después del cambio de instrumentos para la selección de los datos, siempre y cuando la calibración del pirheliómetro sea válida.

7.3.1.4 Comparación con un piranómetro de referencia

Como se describe en ISO (1992), este método consiste en utilizar simultáneamente dos piranómetros instalados horizontalmente, uno junto al otro, en el exterior y durante un período de tiempo suficiente para obtener unos resultados representativos. Si los instrumentos son del mismo modelo y tienen una misma configuración de control, uno o dos días deberían ser suficientes. Cuanto más acentuada sea la diferencia entre los tipos de configuración de los piranómetros, mayor deberá ser el período de comparación. Sin embargo, podría sustituirse un período largo por varios períodos cortos que abarquen condiciones típicas (cielo despejado, nuboso, cubierto, lluvia, nieve, etc.). El factor de calibración del instrumento se obtiene inmediatamente, pero en el caso de que los modelos de piranómetro sean diferentes, la incertidumbre resultante reflejará más probablemente la diferencia de modelos que la estabilidad del instrumento que se desea calibrar. La selección de los datos debería efectuarse cuando las irradiancias sean relativamente elevadas y varíen lentamente. Para calcular $k = R \cdot k_r$ podrá utilizarse cada uno de los valores medios del cociente R entre la respuesta del instrumento de prueba y la del instrumento de referencia, siendo k_r el factor de calibración de la referencia y k el factor de calibración que se desea obtener. Durante un período de muestreo, suponiendo que el tiempo transcurrido entre mediciones sea inferior a 1/e veces la constante de tiempo de los piranómetros, la recopilación de datos podrá tener lugar en condiciones de radiación fluctuantes.

La temperatura media de los instrumentos o la temperatura ambiente deberían registrarse durante todo el tiempo que dure la calibración en el exterior, para tener en cuenta los efectos de la temperatura.

7.3.1.5 Comparación en laboratorio

Para obtener la irradiancia directa o difusa existen dos métodos basados en la utilización de fuentes de luz artificial en laboratorio. En ambos casos, tanto el piranómetro de prueba como el piranómetro patrón de referencia están expuestos a las mismas condiciones.

Uno de los métodos consiste en exponer los piranómetros a una lámpara de filamento de tungsteno estabilizada, instalada en el extremo de un banco óptico. Para esta comparación es apropiado utilizar una lámpara halógena de 0,5 a 1,0 kW montada en una caja refrigerada por agua y con ventilación forzada, cuya emisión se limita al espectro solar por medio de una ventana de cuarzo. Es posible utilizar este tipo de lámpara siempre que el patrón y el instrumento que se desea calibrar tengan la misma respuesta espectral. Para las calibraciones en general debería utilizarse una lámpara de xenón a alta presión con filtros que reproduzcan lo mejor posible el espectro solar. Al calibrar los piranómetros de esta manera, los instrumentos deberían protegerse de los efectos de la reflexión con pantallas negras. El procedimiento habitual consiste en instalar el instrumento de referencia y medir el flujo radiante. Se retira luego el instrumento de referencia y se repite la medición utilizando el instrumento de prueba. Posteriormente, se vuelve a colocar el instrumento de referencia y se realiza otra prueba. Alternando repetidamente este procedimiento debería obtenerse una serie de datos de medición con un buen nivel de precisión (de aproximadamente un 0,5 por ciento).

El otro método consiste en utilizar un sistema lumínico de integración, como una esfera o una semiesfera iluminada por lámparas de tungsteno, y con la superficie interna de la esfera recubierta de pintura blanca difusa altamente reflectora. La

ventaja estriba en la exposición simultánea del piranómetro de referencia y del instrumento que se desea calibrar. Como la esfera o la semiesfera simulan un cielo de radiancia aproximadamente uniforme, predominan los errores angulares del instrumento a 45°. Puesto que el error cosenoidal suele ser bajo para esos ángulos, la repetibilidad de las mediciones con una esfera de integración suele estar situada en torno al 0,5 por ciento. Por lo que se refiere a la fuente utilizada para iluminar la esfera, se aplican las mismas consideraciones que para el primer método.

7.3.1.6 Comprobaciones de rutina de los factores de calibración

Para comprobar la constancia de la calibración de un piranómetro existen varios métodos, en función del equipo disponible en cada estación. Deberá aprovecharse toda oportunidad de comprobar el buen funcionamiento de los piranómetros sobre el terreno.

En las estaciones de campo en que se disponga de patrones adecuadamente conservados (pirheliómetros o piranómetros), podrán utilizarse los procedimientos de calibración básicos anteriormente descritos. Cuando no se disponga de patrones podrán utilizarse otras técnicas. Si se registra simultáneamente la radiación solar directa, pueden cotejarse ambos registros utilizando el método de calibración directa, como se explica en la sección 7.3.1.2. Se trata de una comprobación sencilla que debería efectuarse con frecuencia.

Cuando haya registros simultáneos de las radiaciones celestes global y difusa, ambos deberían cotejarse frecuentemente. En períodos de nubosidad total, las radiaciones celestes global y difusa deberían ser idénticas, de modo que podrán utilizarse esos períodos para controlar la radiación celeste difusa mediante un disco pantalla. Cuando se utilicen bandas de sombra, se recomienda retirar la banda, de modo que el piranómetro de luz celeste difusa mida la radiación global y sus datos puedan compararse con los datos simultáneos obtenidos del piranómetro global.

El registro podrá verificarse con ayuda de un patrón de trabajo itinerante enviado por la estación central de la red o por una estación cercana. Por último, si las calibraciones no se efectúan en el emplazamiento, será posible intercambiar el piranómetro con otro similar enviado por las instalaciones de calibración. Debería aplicarse uno de estos dos métodos por lo menos una vez al año. Los piranómetros utilizados para medir la radiación solar reflejada se deberían colocar en posición vertical y verificar mediante los métodos anteriormente descritos.

7.3.2 Funcionamiento de los piranómetros

Para alcanzar los niveles de incertidumbre deseables será necesario dedicar considerable atención a los detalles. Deberían evaluarse algunas propiedades de los piranómetros y de los sistemas de medición, con el fin de estimar la incertidumbre de los datos resultantes. Por ejemplo, se ha puesto de relieve que, para un registro continuo de radiación global y en ausencia de mediciones auxiliares de radiación celeste difusa y de radiación directa, una incertidumbre inferior al 5 por ciento en los totales diarios representará el resultado de un trabajo bien hecho y meticuloso. Análogamente, cuando se utilice un protocolo similar al propuesto en OMM (1998), las incertidumbres de los totales diarios podrán llegar a ser del orden del 2 por ciento.

7.3.2.1 Nivelación del sensor

Para realizar una medición exacta de la radiación global con un piranómetro es fundamental que el nivel de burbuja del instrumento indique cuándo el plano de la termopila se halla en posición horizontal. Las pruebas pueden realizarse en laboratorio sobre una mesa de nivelación óptica, utilizando el haz colimado de una lámpara cuyo ángulo de elevación sea de unos 20°. Los tornillos de nivelación del instrumento se ajustarán hasta que la respuesta sea lo más constante posible durante la rotación del sensor en sentido acimutal. Se reajustará a continuación el nivel de burbuja, en caso necesario, para señalar la posición horizontal del plano. Esta técnica se denomina nivelación radiométrica y debería coincidir con la nivelación física de la termopila. Sin embargo, ello no siempre es así si la superficie de la termopila no es de calidad uniforme.

7.3.2.2 Cambio de la sensibilidad debido a variaciones de la temperatura ambiente

La sensibilidad de los instrumentos de termopila cambia en función de las variaciones de su temperatura interna. Algunos instrumentos están equipados con circuitos integrados compensados térmicamente, con el propósito de mantener una respuesta constante para un amplio intervalo de temperaturas. El coeficiente térmico de la sensibilidad se puede

medir en una cámara de temperatura controlada. Para ello, se va variando la temperatura de la cámara a lo largo de un rango de valores apropiado, a intervalos de 10°, manteniéndola constante en cada intervalo hasta que se estabilice la respuesta de los piranómetros. Seguidamente, se ajustan los datos mediante una curva de suavizado. Si la diferencia porcentual máxima por efecto de la respuesta de temperatura es igual o superior al dos por ciento considerando todas las posibles condiciones ambientales, debería introducirse una corrección basada en el ajuste de los datos.

Si no se dispusiera de cámara de temperatura, podrá utilizarse el método de calibración con pirheliómetros (véanse la secciones 7.3.1.1, 7.3.1.2 o 7.3.1.3) a diferentes temperaturas ambiente. Convendría tener presente que no solo la temperatura puede modificar la sensibilidad, sino también, entre otros, la respuesta cosenoidal (o sea, el efecto de la elevación solar) y la no linealidad (o sea, las variaciones de la irradiancia solar).

7.3.2.3 Variación de la respuesta con la orientación

El factor de calibración de un piranómetro puede diferir en gran medida cuando el instrumento se utiliza en una orientación distinta de aquella a la que fue calibrado. La comprobación de la inclinación de los piranómetros puede efectuarse en laboratorio, o con alguno de los métodos de calibración descritos en las secciones 7.3.1.1 o 7.3.1.2. Se recomienda calibrar el piranómetro en la misma orientación en la que se utilizará. No se recomienda corregir la inclinación de ladeo a menos que la respuesta del instrumento haya sido caracterizada para una diversidad de condiciones.

7.3.2.4 Variación de la respuesta en función del ángulo de incidencia

La dependencia de la respuesta direccional del sensor respecto de la elevación y del acimut solares recibe por lo general el nombre de respuesta cosenoidal de Lambert y respuesta acimutal, respectivamente. En teoría, la respuesta en irradiancia solar del receptor debería ser proporcional al coseno del ángulo cenital del haz solar, y constante para todos los ángulos acimutales. En el caso de los piranómetros, se recomienda especificar el error cosenoidal (o la diferencia porcentual respecto de la respuesta cosenoidal teórica) para al menos dos ángulos de elevación solar, preferiblemente 30° y 10°. En el cuadro 7.5 se indica una mejor manera de determinar la respuesta direccional, así como los posibles errores para todos los ángulos.

Para determinar la variación de la respuesta en función del ángulo de incidencia deberían utilizarse solo lámparas como fuente, ya que la distribución espectral del Sol varía con el ángulo de elevación. Si se utiliza el Sol como fuente, podría observarse una variación aparente de la respuesta con el ángulo de elevación solar, que, en realidad, se trataría de una variación debida a la respuesta espectral no homogénea.

7.3.2.5 Incertidumbres en los totales horarios y diarios

Como la mayoría de los piranómetros de una red se utilizan para determinar exposiciones horarias o diarias (o expresadas como irradiancias medias), resulta evidente que las incertidumbres de esos valores revisten importancia.

En el cuadro 7.5 se enumeran las desviaciones máximas esperadas respecto del valor verdadero, excluyendo los errores de calibración. Los tipos de piranómetros de la tercera columna del cuadro 7.5 (o sea, los de calidad moderada) no son apropiados para calcular los totales horarios o diarios, aunque podrían serlo para los totales mensuales y anuales.

7.3.3 Instalación y mantenimiento de los piranómetros

El emplazamiento elegido para colocar un piranómetro debería estar libre de obstáculos por encima del plano del sensor y, al mismo tiempo, ser fácilmente accesible. Si no es posible reunir esas condiciones, el emplazamiento debería estar lo más libre posible de obstáculos que pudieran arrojar sombra en algún momento del año. El piranómetro no debería estar situado cerca de paredes de color claro o de otros objetos que pudieran reflejar sobre él la energía solar; tampoco se debería exponer a fuentes de radiación artificial.

En la mayoría de los lugares, una azotea plana constituye un buen lugar para instalar el soporte del radiómetro. Si ello no fuera posible, se utilizará un soporte instalado a cierta distancia de los edificios o de otros obstáculos. Cuando resulte posible, el emplazamiento debería estar libre de obstáculos cuya elevación sobrepase los 5°, particularmente en la horquilla de valores acimutales del amanecer y del ocaso a lo largo del año. Los demás obstáculos no deberían reducir el ángulo solar total en más

de 0,5 sr. En los casos en que ello no sea posible, deberían incluirse en la descripción de la estación datos pormenorizados sobre el horizonte y el ángulo sólido subtendido.

Antes de empezar a instalar un piranómetro debería efectuarse un reconocimiento del lugar cada vez que se modifique la ubicación de aquel o se produzca algún cambio apreciable en relación con los obstáculos de los alrededores. Un excelente método para efectuar este estudio consiste en utilizar una cámara topográfica que expone sobre el negativo un entramado de líneas del acimut y la elevación. Debería tomarse una serie de instantáneas para representar en su totalidad la distribución angular (360°), tanto de altura como de acimut, de los obstáculos que sobrepasen el plano de la superficie receptora alrededor del piranómetro. Si no se dispone de una cámara de este tipo, se pueden representar en un mapa los objetos que arrojan sombra, utilizando un teodolito o una combinación de brújula y clinómetro.

En la descripción de la estación debería figurar la altitud del piranómetro sobre el nivel del mar (es decir, la altitud de la estación más la altura del piranómetro sobre el suelo), así como su longitud y latitud geográficas. Es también muy útil disponer de un plano del lugar, dibujado a escala, en el que figure la posición del registrador, del piranómetro y de todos los cables de conexión.

La posibilidad de acceder a los instrumentos para inspeccionarlos con frecuencia es probablemente la consideración más importante a la hora de seleccionar un emplazamiento. Se recomienda encarecidamente inspeccionar los piranómetros y los registradores como mínimo una vez al día y, preferiblemente, con mayor frecuencia.

Las consideraciones anteriores son igualmente válidas para la exposición de los piranómetros instalados en buques, torres y boyas. La instalación de los piranómetros en esas plataformas es muy difícil y, en ocasiones, peligrosa. Es raro que, en esas condiciones, el funcionamiento del instrumento no esté afectado por un obstáculo importante (por ejemplo, una torre). Debido al movimiento de la plataforma, los piranómetros están sometidos a vibraciones y al oleaje. Por ello, deberían adoptarse precauciones para asegurarse de que el plano del sensor se mantiene horizontal y de que las vibraciones intensas se reducen al mínimo. Esto exige, por lo general, que el piranómetro se monte sobre unas suspensiones cardán especialmente diseñadas.

7.3.3.1 Corrección para obstáculos en un horizonte libre

Si existe alguna obstrucción al haz solar directo (fácilmente detectada en días despejados), debería corregirse el registro, siempre que sea posible, con el fin de reducir la incertidumbre.

Solo cuando haya registros independientes de las radiaciones celestes global y difusa será posible corregir el componente celeste difuso del registro de los efectos de los obstáculos. El procedimiento exige en primer lugar que se corrija el registro de radiación difusa y, luego, que se ajuste el registro de la radiación global. No debería calcularse la fracción de cielo oscurecida, sino la fracción de la irradiancia proveniente de la parte del cielo que ha sido oscurecida. La radiación incidente en ángulos inferiores a 5° contribuye muy poco al total. Dado que la radiación celeste difusa limitada a una elevación de 5° contribuye en menos de un uno por ciento a la radiación celeste global, su magnitud podrá despreciarse. Habría que prestar atención a los objetos que subtiendan ángulos iguales o superiores a 10°, así como a los que intercepten el haz solar en algún momento. Además, debe recordarse que los objetos de color claro pueden reflejar la radiación solar sobre el receptor.

Siendo rigurosos, la varianza de la radiancia celeste en el conjunto del hemisferio debería tenerse en cuenta cuando se determinen las correcciones para compensar la pérdida de radiación celeste difusa debida a los obstáculos. Sin embargo, el único procedimiento práctico consiste en suponer que la radiancia es isotrópica, es decir, idéntica en cualquier parte del cielo. Para determinar la reducción relativa de la irradiancia celeste difusa asociada a objetos obstaculizadores de tamaño finito podrá utilizarse la expresión siguiente:

$$\Delta E_{\text{celeste}} = \pi^{-1} \int_{\Phi} \int_{\Theta} \sin\theta \cos\theta \, d\theta \, d\varphi \qquad (7.14)$$

donde θ es el ángulo de elevación; φ es el ángulo acimutal, Θ es la amplitud angular de elevación del objeto, y Φ es la amplitud acimutal del objeto.

Esta expresión es válida solo para obstáculos que tienen una superficie oscura y están dispuestos de cara al piranómetro. Para otros objetos, la corrección deberá multiplicarse por un factor de reducción que dependerá de la reflectividad del objeto. El resplandor de la nieve cuando el Sol está bajo podría incluso cambiar el signo de la corrección.

7.3.3.2 Instalación de piranómetros para medir la radiación global

El piranómetro debería estar sujeto firmemente al soporte que se utilice, valiéndose para ello de los orificios practicados en las patas del trípode o en la placa de sustentación. Se deberían adoptar siempre las precauciones necesarias para evitar que el instrumento esté sometido a golpes o vibraciones mecánicos durante la instalación. Esta operación ha de efectuarse como se indica a continuación. En primer lugar, debería orientarse el piranómetro de manera que los cables que emergen o el conector estén situados al norte de la superficie receptora en el hemisferio norte (y al sur de la misma en el hemisferio austral). Con esto se reducirá al mínimo el calentamiento de las conexiones eléctricas por el Sol. Los instrumentos con termopilas Moll-Gorcynski deberían orientarse de modo que la línea de los termopares (el lado mayor de la termopila rectangular) apunte en dirección este-oeste. Según el tipo de instrumento, esta exigencia resulta a veces incompatible con la primera, pero debería ser prioritaria, ya que permitirá sombrear el conector en caso necesario. Si hay torres en las inmediaciones, el instrumento debería situarse en el lado de la torre que mira al ecuador, y lo más lejos posible de ella.

No debería permitirse que la radiación reflejada del suelo o de la base irradie el cuerpo del instrumento desde abajo. Puede utilizarse un dispositivo cilíndrico que proporcione sombra, pero hay que tener cuidado de no perturbar la ventilación natural, que deberá ser suficiente para mantener el cuerpo del instrumento a la temperatura ambiente.

A continuación debería asegurarse ligeramente el piranómetro con tornillos o clavijas de sujeción, y nivelarlo con ayuda de los tornillos niveladores y del nivel de burbuja proporcionados con el instrumento. Después habría que apretar los tornillos de sujeción, procurando no alterar el montaje para que, conforme a las indicaciones del nivel de burbuja, la superficie receptora se mantenga en posición horizontal.

El soporte o plataforma debería ser suficientemente rígido para que el instrumento esté protegido de los golpes fuertes y para que no se altere la posición horizontal de la superficie receptora, especialmente en períodos de viento fuerte y de energía solar intensa.

El cable de conexión del piranómetro con su registrador debería disponer de un conductor doble y ser impermeable. El cable tendría que estar fijado firmemente al soporte con el fin de reducir al mínimo las roturas o las desconexiones intermitentes en caso de viento. Siempre que sea posible, el cable debería estar adecuadamente soterrado y protegido bajo el suelo cuando el registrador esté situado a cierta distancia del instrumento. Se recomienda utilizar cables apantallados, conectando a tierra el piranómetro, el cable y el registrador con un conductor de baja resistencia. Al igual que en otros tipos de dispositivos termoeléctricos, conviene obtener una unión permanente cobre-cobre entre todas las conexiones antes de soldarlas. Todas las uniones expuestas deberán ser impermeables y estar protegidas de cualquier daño físico. Una vez identificada la polaridad del circuito, podrá conectarse la otra extremidad del cable al sistema de recopilación de datos, con arreglo a las instrucciones pertinentes.

7.3.3.3 Instalación de piranómetros para medir la radiación celeste difusa

Para medir o registrar por separado la radiación celeste difusa, el sensor se debe proteger de la radiación solar directa con una pantalla. Cuando se requieren registros continuos, el piranómetro se ensombrece generalmente o bien con un pequeño disco metálico que oculta el haz de luz solar con la ayuda de un seguidor solar, o bien con una banda que proporciona sombra y está montada sobre un eje polar.

El primer método implica la rotación de una varilla delgada sincronizada con el movimiento aparente del Sol. Si el seguimiento se efectúa mediante motores síncronos o almanaques solares, será esencial efectuar inspecciones frecuentes para garantizar un funcionamiento y un ajuste adecuados, ya que de otra manera los registros espurios son difíciles de detectar. El seguimiento solar mediante sistemas de búsqueda reducirá al mínimo la probabilidad de que ocurran esos problemas. El segundo método implica una presencia más frecuente del personal en el emplazamiento y la introducción de importantes correcciones en el registro para tener en cuenta la magnitud apreciable de la radiación celeste difusa interceptada por el dispositivo de sombra. Para corregir las bandas de sombra y mejorar la incertidumbre de la radiación celeste difusa obtenida en comparación con la que se obtendría utilizando un disco de seguimiento solar, será necesario partir de ciertos supuestos acerca de la distribución de la radiancia celeste y de las dimensiones de las bandas. En el anexo 7.E se describe con detalle la construcción de un anillo de sombra y las correcciones que será necesario introducir.

Una fuente de error considerable en los datos de radiación celeste difusa es la señal de irradiancia nula. Con cielo despejado, la señal de irradiancia nula es el equivalente de 5 a 10 W m^{-2}, en función del modelo de piranómetro, pudiendo llegar hasta un 15 por ciento de la irradiancia celeste difusa. En el Manual de funcionamiento de la Red de referencia para las mediciones de radiación en superficie (OMM, 1998) se indican varios métodos que permiten minimizar la influencia de la señal de irradiancia nula.

La instalación de un piranómetro para medir la radiación celeste difusa es similar a la de un piranómetro que mida la radiación global. Sin embargo, se plantea la complicación de una montura ecuatorial o de un soporte de banda de sombra. La distancia a otro piranómetro cercano debería ser lo suficientemente grande para tener la seguridad de que el anillo de sombra o el disco pantalla no le quitará luz solar a este último piranómetro. Esta consideración reviste más importancia en latitudes altas, donde el ángulo solar puede llegar a ser muy bajo.

Dado que la radiación celeste difusa con cielo despejado puede ser inferior a la décima parte de la radiación global, debería tenerse muy presente la sensibilidad del sistema de registro.

7.3.3.4 Instalación de piranómetros para medir la radiación reflejada

La altura sobre la superficie debería estar comprendida entre 1 y 2 m. En verano, el suelo debería estar cubierto de hierba segada regularmente. En regiones donde nieva durante el invierno, sería preciso disponer de un mecanismo que ajuste la altura del piranómetro con el fin de mantener una separación constante entre la nieve y el instrumento. Aunque la montura se encuentra en el campo visual del instrumento, debería estar diseñada de modo que arroje un error inferior al 2 por ciento en la medición. Habría que proporcionar un acceso fácil al piranómetro a fin de nivelarlo sin necesidad de mover la superficie situada bajo él, especialmente si es de nieve.

7.3.3.5 Mantenimiento de los piranómetros

Los piranómetros de funcionamiento continuo deberían inspeccionarse como mínimo una vez al día, y posiblemente con mayor frecuencia, por ejemplo cuando se efectúen observaciones meteorológicas. Durante esas inspecciones, debería limpiarse y secarse la cúpula de vidrio del instrumento (teniendo cuidado para no alterar las mediciones de rutina durante el período diurno). Si se aprecia la presencia de nieve helada, hielo liso, escarcha o cencellada blanca, se deberían eliminar con mucho cuidado del depósito (al menos con carácter temporal), utilizando también con moderación un fluido anticongelante, y secar luego el vidrio. Una comprobación diaria debería permitir asegurarse de que el instrumento esté nivelado, de que no se haya formado condensación en el interior de la cúpula, y de que las superficies del detector se mantengan negras.

En ciertas redes, la cúpula expuesta del piranómetro se ventila continuamente por medio de un ventilador para evitar o reducir al mínimo los depósitos en épocas de frío, y para minimizar la diferencia de temperatura entre la cúpula y la caja. La diferencia de temperatura entre el aire del ventilador y el aire ambiente no debería superar 1 K aproximadamente. Si sobre la cúpula se forma un depósito de arena o de suciedad debido a la contaminación local, la limpieza debería efectuarse con mucha suavidad, preferiblemente después de haber soplado la mayor parte del material menos adherido o tras humedecerlo un poco, para evitar que se raye la superficie, ya que esta acción abrasiva puede alterar apreciablemente las propiedades originales de transmisión del material. Los desecantes deberían estar cargados de material activo (por lo general, un gel de sílice que cambia de color) en todo momento.

7.3.3.6 Instalación y mantenimiento de piranómetros sobre plataformas especiales

Deberían adoptarse medidas especiales siempre que se instalen equipos en plataformas tan diversas como buques, boyas, torres o aeronaves. Los radiómetros instalados a bordo de buques deberían montarse sobre suspensiones cardán para compensar el movimiento de la plataforma.

Si se emplea una torre para la instalación exclusiva del equipo radiométrico, esta podrá cubrirse con una plataforma rígida, sobre la que se montarán los sensores. Los obstáculos con relación al horizonte deberían quedar del lado de la plataforma más alejado del ecuador, y los brazos de sujeción de los albedómetros deberían extenderse hacia el ecuador.

En buques, boyas y torres los radiómetros deberían instalarse a la mayor altura posible sobre la superficie del agua con el fin de minimizar los efectos de las salpicaduras de agua.

Las mediciones de la radiación desde aeronaves se han realizado con buenos resultados durante años. Sin embargo, deberá seleccionarse con cuidado el piranómetro correcto y la exposición adecuada.

Habrá de prestarse especial atención al proceso de instalación, especialmente cuando los sistemas sean de difícil acceso, a fin de asegurar la fiabilidad de las observaciones. Por ello, convendría aplicar un cierto grado de redundancia instalando sistemas de medición duplicados en determinados lugares críticos.

7.4 MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN TOTAL Y DE ONDA LARGA

La medición de la radiación total abarca tanto las longitudes de onda cortas de origen solar (entre 300 y 3 000 nm) como las longitudes de onda más largas de origen terrestre y atmosférico (entre 3 000 y 100 000 nm). Los instrumentos utilizados para este fin son los pirradiómetros, que sirven para medir las componentes ascendente o descendente del flujo de la radiación y que, utilizados en parejas, permiten medir las diferencias entre ambas componentes, que representan la radiación neta. Los pirradiómetros de un solo sensor, con una superficie activa en cada cara, se utilizan también para medir la radiación neta. Los sensores de los pirradiómetros deben tener una sensibilidad constante en todo el rango de longitudes de onda comprendidas entre 300 y 100 000 nm.

La radiación de onda larga puede medirse directamente, utilizando un pirgeómetro (también llamado pirogeómetro), o indirectamente, restando el valor medido de la radiación global del valor medido de la radiación total. La mayoría de los pirgeómetros eliminan las longitudes de onda cortas mediante filtros que presentan una transparencia aproximadamente constante para longitudes de onda largas, y son casi opacos para longitudes de onda más cortas (de 300 a 3 000 nm). Ciertos pirgeómetros, con o sin filtro, que no eliminan la radiación por debajo de los 3 000 nm, solo pueden utilizarse durante la noche.

El flujo de onda larga L^- medido por un pirgeómetro o por un pirradiómetro presenta dos componentes, el flujo de cuerpo negro debido a la temperatura superficial del elemento sensor, y el flujo radiativo medido por el receptor:

$$L^- = L^* + \sigma T_S^4 \qquad (7.15)$$

donde σ es la constante de Stefan-Boltzmann (5,670 4·10^{-8} W m^{-2} K^{-1}); T_S es la temperatura superficial subyacente (K); L^- es la irradiancia medida mediante un pirgeómetro de referencia, o calculada a partir de la temperatura de la cavidad de cuerpo negro situada en la parte superior del receptor (W m^{-2}); y L^* es el flujo radiativo en el receptor (W m^{-2}). La medición del componente de onda corta mediante un pirradiómetro se ajusta a lo descrito en la sección 7.3.

7.4.1 Instrumentos para medir la radiación de onda larga

Durante el último decenio se ha avanzado considerablemente en la medición de la radiación terrestre mediante pirgeómetros, y particularmente con la aparición de los pirgeómetros de cúpula de silicio, que son, en consecuencia, los que con mayor exactitud miden la radiación terrestre. Pese a todo, la medición de la radiación terrestre es todavía más difícil y conceptualmente menos clara que la de la irradiancia solar. En el cuadro 7.6 se encontrará un análisis de las fuentes de error.

Los pirgeómetros han evolucionado en dos direcciones. En la primera variante, la superficie receptora de la termopila está cubierta por una cúpula hemisférica en cuyo interior se deposita un filtro de interferencia. En la segunda variante, la termopila está cubierta con una lámina plana sobre la que se deposita el filtro de interferencia. En ambos casos, la superficie sobre la que se deposita el filtro de interferencia es de silicio. La primera variante proporciona un campo visual hemisférico completo, mientras que la segunda tiene, por lo general, un campo visual de 150º y la modelización del flujo hemisférico se realiza según las instrucciones del fabricante. La razón argüida a favor del último método es que las imprecisiones son mayores cuando los filtros están dentro de la cúpula hemisférica que al modelizar los flujos con menos de 30° de elevación. Ambos tipos de instrumentos funcionan según el principio de que la señal de salida medida representa la diferencia entre la irradiancia emitida por la fuente y la temperatura de radiación del instrumento como un cuerpo negro. Por lo general, la radiación terrestre obtenida mediante un pirgeómetro puede aproximarse agregando un término a la ecuación 7.15:

$$L^- = L^* + T_S^4 + k\sigma(T_d^4 - T_S^4) \qquad (7.16)$$

donde k es la sensibilidad de la cúpula del instrumento a la irradiancia infrarroja (µV/(W m^{-2}), y T_d es la temperatura del detector (K).

Cuadro 7.6. Fuentes de error en las mediciones pirradiométricas

Efectos que influyen en las mediciones	*Tipo de influencia en los pirradiómetros*		*Efectos en la exactitud de las mediciones*	*Métodos para determinar esas características*
	Con cúpula	*Sin cúpula*		
Propiedades de la pantalla	Características espectrales de transmisión	Ninguna	a) Variaciones espectrales en el coeficiente de calibración; b) efecto de la radiación incidente reducida en el detector debido a la difusión de radiación de longitud de onda corta en las cúpulas (según el espesor); c) envejecimiento y otras variaciones en los sensores	a) Determinación espectral de la extinción en la pantalla; b) medición del efecto de radiación celeste difusa o medición del efecto con ángulo de incidencia variable; c) análisis espectral; comparación con una nueva cúpula; determinación de la extinción de la cúpula
Efectos de convección	Cambios debidos a intercambios de energía no radiativa entre el sensor y el entorno de la cúpula (resistencia térmica)	Cambios por intercambios de energía no radiativa entre el sensor y el aire (variación del coeficiente de intercambio superficial)	Cambios incontrolados debidos a ráfagas de viento, importantes para calcular la divergencia del flujo radiativo en la capa inferior de la atmósfera	Estudio del comportamiento dinámico del instrumento en función de la temperatura y de la velocidad en un túnel de viento
Efectos de hidrometeoros (lluvia, nieve, niebla, rocío, escarcha) y del polvo	Variación de la transmisión espectral más el intercambio de calor no radiativo por conducción y cambio	Variación de las características espectrales del sensor y de la disipación del calor por evaporación	Variaciones debidas a cambios de las características espectrales del sensor y a transferencias de energía no radiativas	Estudio de la influencia de la ventilación forzada sobre estos efectos
Propiedades de la superficie del sensor (emisividad)	Depende de la absorción espectral de la sustancia de ennegrecimiento del sensor		Cambios en el coeficiente de calibración: a) en función de la respuesta espectral; b) en función de la intensidad y el acimut de la radiación incidente; c) en función de los efectos de la temperatura	a) Análisis espectrofotométrico de la calibración de las superficies absorbentes; b) medición de la variabilidad de la sensibilidad del sensor con el ángulo de incidencia
Efectos de la temperatura	El sensor no presenta un comportamiento lineal en función de la temperatura		Se necesita un coeficiente de temperatura	Estudio de la influencia de la ventilación forzada sobre estos efectos
Efectos de asimetría	a) Diferencias entre las capacidades y la resistencia térmicas de los sensores dispuestos hacia arriba y hacia abajo; b) diferencias en la ventilación de los sensores dispuestos hacia arriba y hacia abajo;		a) influencia sobre la constante de tiempo del instrumento; b) error en la determinación de los factores de calibración para los dos sensores	a) control de la capacidad térmica de las dos superficies del sensor; b) control de la constante de tiempo en un estrecho intervalo de temperatura

En varias comparaciones realizadas recientemente se han utilizado instrumentos de fabricación similar para una variedad de configuraciones de medición. Estos estudios han puesto de manifiesto que, tras efectuar una cuidadosa calibración, los flujos medidos por la noche concuerdan dentro de un margen del 2 por ciento, pero en períodos de radiación solar elevada la diferencia entre los instrumentos puede ser considerable. La razón de esas diferencias estriba en que la cúpula de silicio y el correspondiente filtro de interferencia pueden transmitir radiación solar y no son reflectores perfectos de la energía solar. Así pues, el sensor puede recibir una contribución de la radiación solar, calentando en consecuencia la cúpula. Esta discrepancia puede reducirse sombreando el instrumento del mismo modo que para las mediciones de la radiación solar difusa, ventilándolo como recomienda la ISO (1990*a*), y midiendo la temperatura de la cúpula y de la caja del instrumento. Basándose en los resultados de estas y otras comparaciones, deberían seguirse las recomendaciones siguientes para efectuar la medición de la radiación de onda larga:

a) cuando se utilicen pirgeómetros con circuito de batería integrado para emular las condiciones de cuerpo negro del instrumento se procurará mantener la batería en perfectas condiciones, pues el más mínimo cambio de tensión en esta incrementará apreciablemente el error de medición; siempre que fuera posible, debería sustituirse la batería del instrumento y medir las temperaturas de la caja y de la cúpula con arreglo a las instrucciones del fabricante;
b) cuando sea posible, deberían medirse las temperaturas tanto de la caja como de la cúpula del instrumento, y utilizarse esos valores para determinar la irradiancia;
c) el instrumento debería estar ventilado;
d) para obtener los mejores resultados debería colocarse el instrumento en sombra frente a la irradiancia solar directa mediante un disco pequeño de seguimiento solar, del mismo modo que para medir la radiación celeste difusa.

Estos instrumentos deberían calibrarse en los centros nacionales o regionales de calibración utilizando pirgeómetros de referencia o radiadores de cuerpo negro.

7.4.2 Instrumentos para medir la radiación total

Uno de los problemas planteados por los instrumentos que miden la radiación total radica en que no existen absorbentes con una sensibilidad absolutamente constante para todas las longitudes de onda de interés. También resulta difícil encontrar unos filtros adecuados con una transmisión constante entre 300 y 100 000 nm.

Para utilizar sensores térmicamente sensibles es necesario conocer a fondo el balance térmico del sensor. De lo contrario, será necesario reducir prácticamente a cero las pérdidas de calor del sensor debidas a la convección protegiéndolo de la influencia directa del viento. Las dificultades técnicas que conllevan tales pérdidas de calor explican, en gran medida, el que la determinación de los flujos radiativos netos sea menos precisa que la de los flujos de radiación global. De hecho, diversos laboratorios han desarrollado sus propios pirradiómetros basándose en unos principios técnicos que, según el parecer de sus expertos, son los más eficaces para reducir la transferencia de calor convectivo en el sensor. En los últimos decenios se han construido pirradiómetros que, aun sin ser perfectos, responden a unos principios de medición satisfactorios. Así pues, existe una gran variedad de pirradiómetros, que utilizan diferentes métodos para eliminar o incorporar los efectos del viento, a saber:

a) ausencia de protección, en cuyo caso se utilizan fórmulas empíricas para corregir los efectos del viento;
b) determinación de los efectos del viento mediante calefacción eléctrica;
c) estabilización de los efectos del viento por medio de ventilación artificial;
d) eliminación de los efectos del viento protegiendo el sensor.

El componente de onda larga de un pirradiómetro se describe en la ecuación 7.15.

En el cuadro 7.6 figuran las fuentes de error que pueden afectar las mediciones mediante pirradiómetros, así como los métodos propuestos para determinar esos errores.

Resulta difícil establecer la precisión que se puede obtener en la práctica. Las comparaciones *in situ* efectuadas en diferentes emplazamientos y entre diferentes modelos de pirradiómetros arrojan unos resultados que difieren entre un 5 y un 10 por ciento en las condiciones más idóneas. Para mejorar esos resultados, la comparación *in situ* debería ir precedida de un estudio exhaustivo en laboratorio, con el fin de determinar por separado los diferentes efectos.

El mayor grado de exactitud se alcanza obteniendo el valor de la radiación total mediante una medición por separado de los componentes de onda corta y de onda larga. Los métodos descritos en 7.2

Cuadro 7.7. Características de los pirradiómetros operativos

Características	*Alta calidad*[a]	*Buena calidad*[b]	*Moderada calidad*[c]
Resolución (W m^{-2})	1	5	10
Estabilidad (variación anual, porcentaje de totalidad de escala)	2%	5%	10%
Error de respuesta cosenoidal a 10º de elevación	3%	7%	15%
Error acimutal a 10º de elevación (adicional al error cosenoidal) (desviación de la media)	3%	5%	10%
Dependencia de la temperatura (–20 a 40 °C) (desviación de la media)	1%	2%	5%
No linealidad (desviación de la media)	0,5%	2%	5%
Variación de la sensibilidad espectral integrada sobre intervalos de 200 nm desde 300 hasta 75 000 nm	2%	5%	10%

Notas:

a) Instrumentos casi al nivel de los últimos adelantos de la técnica; el mantenimiento solo puede realizarse en estaciones con instalaciones y personal especializados.

b) Puede utilizarse en operaciones de red.

c) Adaptado para redes de bajo costo en donde se acepta un rendimiento bajo.

y 7.3 permiten medir la radiación de onda corta, mientras que los pirgeómetros permiten medir la radiación de onda larga.

En el cuadro 7.7 se enumeran las características de diversos pirradiómetros con distintos niveles de rendimiento, junto con las incertidumbres que cabrá esperar en las mediciones obtenidas utilizando esos instrumentos.

7.4.3 Calibración de pirgeómetros

Los pirradiómetros y los pirradiómetros diferenciales (para medir la radiación total neta) se pueden calibrar para la radiación de onda corta con los mismos métodos empleados para los piranómetros (véase la sección 7.3.1), utilizando el Sol y el cielo como fuente. En el caso de los pirradiómetros de radiación total neta de un solo sensor, la cara orientada hacia abajo se debe cubrir con una cavidad de temperatura conocida y constante.

La calibración de los radiómetros de referencia para la radiación de onda larga se realiza mejor en un laboratorio con cavidades de cuerpo negro, aunque para las mediciones de red se prefiere la comparación de instrumentos de referencia durante períodos nocturnos. En el caso de la calibración del sensor, el flujo descendente L^- se mide por separado utilizando un pirgeómetro o una cavidad de cuerpo negro. En tales casos, la señal V del flujo radiativo recibido por el instrumento (con arreglo a la ecuación 7.15) vendrá dada por:

$$V = L^* \cdot K, \text{ o bien } K = V/L^* \qquad (7.17)$$

donde V es la señal de salida del instrumento (µV); y K es su sensibilidad (µV/(W m^{-2}).

Debería comprobarse periódicamente *in situ* la sensibilidad de los instrumentos seleccionando cuidadosamente las condiciones ambientales y utilizando flujos lentamente variables. Sería preciso comprobar también periódicamente los pirgeómetros para asegurarse de que la transmisión de la radiación de onda corta no ha variado.

Es necesario comprobar periódicamente la simetría de los pirradiómetros de radiación total neta. Para ello se invertirá *in situ* el instrumento, o el par de instrumentos, y se anotará cualquier diferencia en la señal de salida. Si las diferencias entre las dos direcciones son superiores al dos por ciento de la escala completa previsible será necesario recalibrar el instrumento, pues eso significa que las velocidades de ventilación o los factores de absorción han alcanzado valores considerablemente diferentes para los dos sensores. Debería efectuarse igualmente este tipo de pruebas durante la calibración o la instalación.

7.4.4 Instalación de pirradiómetros y de pirgeómetros

Los pirradiómetros y los pirgeómetros se instalan generalmente en un lugar libre de obstáculos, o al menos que no presente obstrucciones de magnitudes angulares superiores a 5° en cualquier dirección que tenga un ángulo solar bajo durante todo el año.

Diariamente, debería comprobarse que:
a) el instrumento está nivelado;
b) cada uno de los sensores y sus dispositivos de protección están limpios y desprovistos de rocío, escarcha, nieve y lluvia;
c) las cúpulas no retienen agua (habría que secar cualquier condensación interna);
d) las superficies receptoras negras presentan emisividades muy próximas a la unidad.

Además, cuando se utilicen cúpulas de polietileno será necesario comprobar de vez en cuando que los efectos de la radiación UV no han alterado las características de transmisión. Se recomienda cambiar semestralmente la cúpula superior.

Dado que, por lo general, no es posible medir directamente la radiación solar reflejada y la radiación de onda larga ascendente exactamente a nivel de la superficie, será necesario colocar los piranómetros y los pirradiómetros a una distancia adecuada del suelo para medir esos componentes ascendentes. Tales mediciones integran la radiación emitida por la superficie que se encuentra debajo del sensor. En el caso de los piranómetros y pirradiómetros, que tienen un ángulo de apertura de 2π sr y están instalados a 2 m por encima de la superficie, el 90 por ciento de la radiación total medida es emitida por una superficie circular situada en la parte inferior con un diámetro de 12 m (ese porcentaje es de un 95 por ciento si el diámetro tiene 17,5 m, y de un 99 por ciento si el diámetro tiene 39,8 m), en el supuesto de que el sensor utilice un detector cosenoidal.

Esta característica de integrar la señal de entrada sobre una superficie circular relativamente grande resulta ventajosa cuando se trata de un terreno que presenta variaciones locales importantes de la emitancia, siempre que el pirradiómetro de radiación total neta se pueda instalar lo suficientemente lejos de la superficie para obtener un campo visual representativo del terreno local. Si el sensor se encuentra demasiado cerca de la superficie, la sombra del instrumento podrá afectar la observación, además de mostrar una parte que no es representativa del terreno. Si, en cambio, el pirradiómetro de radiación total neta está demasiado lejos de la superficie, sus lecturas pueden no ser representativas de los flujos en las proximidades de la superficie, debido a la existencia de divergencias de flujo radiativo no detectadas. Se adopta por lo general una altura de 2 m respecto de una vegetación homogénea y de baja altura; cuando la vegetación sea de mayor altura, como sucede en los bosques, la altura debería ser suficiente para eliminar adecuadamente las heterogeneidades de la superficie local.

7.4.5 Registro y reducción de datos

En general, el texto de la sección 7.1.3 es aplicable tanto a los pirradiómetros como a los pirgeómetros. Además, en las lecturas de esos radiómetros pueden influir específicamente los efectos siguientes, que deberían registrarse:
a) el efecto de los hidrometeoros (lluvia, nieve, rocío, escarcha) en instrumentos sin protección ni ventilación;
b) el efecto del viento y de la temperatura del aire;
c) la deriva del cero del sistema de datos; este efecto es mucho más importante en el caso de los pirradiómetros, que pueden arrojar valores negativos, mientras que en los piranómetros la señal de irradiancia nula es en sí misma una propiedad de la irradiancia neta en la superficie del sensor.

Debería prestarse especial atención a la posición de los instrumentos cuando para deducir la radiación de onda larga sea necesario restar un término del componente de irradiancia solar medido con un piranómetro; el pirradiómetro y el piranómetro deberían estar situados a 5 m el uno del otro, de tal modo que la influencia del entorno sobre ellos sea esencialmente la misma.

7.5 MEDICIÓN DE MAGNITUDES DE RADIACIÓN ESPECIALES

7.5.1 Medición de la luz diurna

La iluminancia es el flujo incidente de energía radiante que emana de una fuente con longitudes de onda comprendidas entre 380 y 780 nm, y se evalúa por la respuesta del ojo humano a la energía en esta región del espectro de longitudes de onda. La CII ha definido la respuesta del ojo humano a los fotones con un máximo en la capacidad de respuesta para una longitud de onda de 555 nm. La figura 7.2 y el cuadro 7.8 muestran la respuesta relativa del ojo humano normalizada a esta frecuencia.

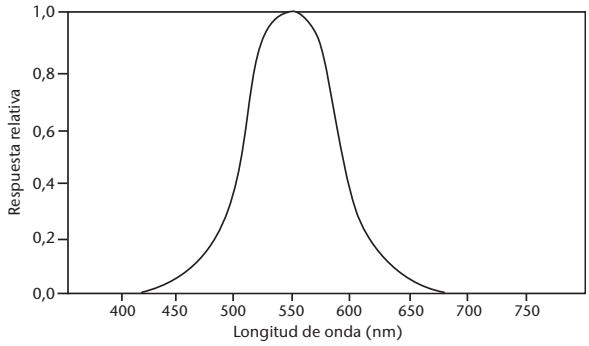


Figura 7.2. Sensibilidad luminosa relativa V(λ) del ojo humano a la visión fotópica

La eficacia luminosa se define como la relación entre la emitancia radiante (W m^{-2}) y la emitancia luminosa (lm). Es una función de la sensibilidad luminosa relativa $V(\lambda)$ del ojo humano y de un factor de normalización K_m(683) que describe el número de lúmenes emitidos por vatio de radiación electromagnética a partir de una fuente monocromática de 555,19 nm (el punto de congelación del platino), con arreglo a la expresión siguiente:

$$\Phi_v = K_m \int_{380}^{780} \Phi(\lambda) V(\lambda) d\lambda \qquad (7.18)$$

donde Φ_v es el flujo luminoso (lm m^{-2} o lux); $\Phi(\lambda)$ es el flujo radiante espectral (W m^{-2} nm^{-1}); $V(\lambda)$ es la sensibilidad del ojo humano; y K_m es una constante de normalización que relaciona las magnitudes luminosas con las de radiación. Así pues, un 99 por ciento de la radiación visible está comprendida entre 400 y 730 nm.

En el anexo 7.A se indican las magnitudes y unidades utilizadas para las variables luminosas.

7.5.1.1 Instrumentos

Los instrumentos utilizados para medir la iluminancia, o luxómetros, constan de un detector fotovoltaico, uno o más filtros para obtener una sensibilidad de acuerdo con la curva $V(\lambda)$ y, a menudo, un circuito de control de la temperatura para mantener la estabilidad de la señal. La CII ha elaborado una guía detallada para medir la luz diurna (CII, 1994), que describe los métodos que deben aplicarse para instalar los equipos, las características de los instrumentos, los procedimientos para adquirir los datos y el control inicial de la calidad.

La medición de la iluminancia global es similar a la de la irradiancia global. Sin embargo, el luxómetro patrón deberá controlarse o corregirse en función de la temperatura para un intervalo de temperaturas de –10 a 40 °C como mínimo. Además, será preciso ventilar el instrumento para evitar la condensación y/o la escarcha cubriendo la superficie exterior del elemento sensor. Normalmente, los luxómetros deberían servir para medir flujos en un rango de 1 a 20 000 lx. En esa horquilla de valores, las incertidumbres deberían mantenerse dentro de los límites que figuran en el cuadro 7.9. Estos valores se basan en las recomendaciones de la CII (1987), aunque solo para incertidumbres asociadas a medidores de iluminancia de alta calidad, destinados específicamente a medir la luz diurna externa.

Para medir la iluminancia celeste difusa pueden utilizarse los mismos principios que para la irradiancia celeste difusa. Las mediciones de la iluminancia directa deberían efectuarse con instrumentos cuyo campo visual tenga un semiángulo de apertura que no sea superior a 2,85° y un ángulo de inclinación inferior a 1,76°.

Cuadro 7.8. Valores de la eficacia luminosa espectral en la visión fotópica (unidad correspondiente a la longitud de onda de máxima eficacia)

Longitud de onda (nm)	*Visión fotópica V(λ)*	*Longitud de onda (nm)*	*Visión fotópica V(λ)*
380	0,000 04	590	0,757
390	0,000 12	600	0,631
400	0,000 4	610	0,503
410	0,001 2	620	0,381
420	0,004 0	630	0,265
430	0,011 6	640	0,175
440	0,023	650	0,107
450	0,038	660	0,061
460	0,060	670	0,032
470	0,091	680	0,017
480	0,139	690	0,008 2
490	0,208	700	0,004 1
500	0,323	710	0,002 1
510	0,503	720	0,001 05
520	0,710	730	0,000 52
530	0,862	740	0,000 25
540	0,954	750	0,000 12
550	0,995	760	0,000 06
560	0,995	770	0,000 03
570	0,952	780	0,000 015
580	0,870		

Cuadro 7.9. Características de los luxómetros

Característica	*Porcentaje de incertidumbre*
Correlación-$V(\lambda)$	2,5
Respuesta-UV	0,2
Respuesta-IR	0,2
Respuesta cosenoidal	1,5
Fatiga a 10 klx	0,1
Coeficiente de temperatura	0,1 K^{-1}
Linealidad	0,2
Tiempo de corrección	0,1 s

7.5.1.2 Calibración

Las calibraciones deberían tener como referencia una fuente luminosa patrón de tipo A con arreglo a los procedimientos descritos en CII (1987). Este equipo solo se encuentra, en general, en laboratorios nacionales de calibración. Una vez al año deberían llevarse a cabo la calibración y las pruebas relativas a las características del instrumento, que tendrían que incluir pruebas para determinar el envejecimiento, la desviación del cero, la estabilidad mecánica y la estabilidad climática. Se recomienda asimismo que, entre las calibraciones efectuadas en laboratorio, se emplee un instrumento patrón sobre el terreno para comprobar las calibraciones en cada lugar de medición.

7.5.1.3 Registro y reducción de datos

La CII recomienda que se registren las variables climatológicas siguientes:

a) iluminancia diurna celeste global y difusa sobre superficies horizontales y verticales;
b) iluminancia del haz solar directo;
c) luminancia celeste para intervalos de 0,08 sr (aproximadamente, 10°·10°) en todo el hemisferio;
d) albedo fotópico de superficies típicas como la hierba, la tierra o la nieve.

Normalmente se necesitan valores integrados horarios o diarios. Los primeros deberían referirse al tiempo solar verdadero. Para la presentación de los datos de luminancia celeste, resultan muy útiles los mapas estereográficos con isolíneas de igual luminancia.

7.6 MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA

Las mediciones de radiación ultravioleta (UV) solar se realizan para conocer cuáles son sus efectos sobre el medio ambiente y la salud del ser humano, así como para saber cuánto aumenta la radiación en la superficie terrestre como consecuencia del agotamiento de la capa de ozono (Kerr y McElroy, 1993). El espectro UV se divide convencionalmente en tres partes, a saber:

a) La radiación UV-A, que corresponde a la banda de longitudes de onda comprendidas entre 315 y 400 nm, justo fuera del espectro visible. Biológicamente no es muy activa y su intensidad en la superficie terrestre no varía con el contenido de ozono atmosférico.
b) La radiación UV-B, que corresponde a la banda de longitudes de onda comprendidas entre 280 y 315 nm. Es biológicamente activa y su intensidad en la superficie terrestre depende de la columna de ozono atmosférico, en función de la longitud de onda. Una de las manifestaciones de su actividad biológica es el efecto "eritémico", o sea, el grado de inflamación o enrojecimiento de la piel en los individuos de tez blanca.
c) La radiación UV-C, que corresponde a la banda de longitudes de onda comprendidas entre 100 y 280 nm, es completamente absorbida por la atmósfera y no se produce de manera natural en la superficie terrestre.

La banda UV-B es la que mayor interés reviste para las mediciones de la radiación UV. Una definición alternativa, aunque todavía no generalizada, consiste en utilizar la frecuencia de 320 nm, en lugar de la de 315 nm, para definir la frontera entre UV-A y UV-B.

Medir la radiación UV es difícil debido a la pequeña cantidad de energía que llega a la superficie terrestre, a la variabilidad que inducen las variaciones del nivel de ozono estratosférico, y al rápido incremento de la magnitud del flujo a medida que aumenta la longitud de onda. En la figura 7.3 se ilustran las variaciones de la irradiancia espectral entre 290 y 325 nm que ocurren en la atmósfera superior y en la superficie, expresadas en W m^{-2} nm^{-1}. La irradiancia UV global resulta muy afectada por fenómenos atmosféricos como, por ejemplo, las nubes, y en menor medida por los aerosoles de la atmósfera.

La superficie del entorno tiene también un efecto importante por la dispersión múltiple, como sucede especialmente en zonas cubiertas de nieve.

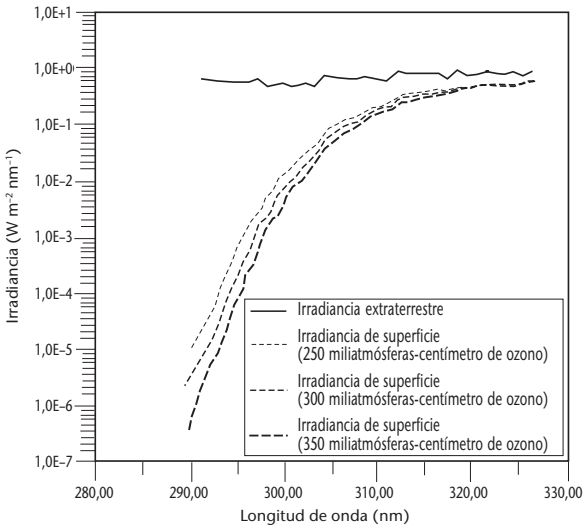


Figura 7.3. Los resultados del modelo muestran el efecto de los crecientes niveles de ozono en la transmisión de la radiación UV-B a través de la atmósfera

Las dificultades para normalizar las mediciones de radiación UV se deben a la diversidad de aplicaciones a que están destinadas. A diferencia de la mayoría de las mediciones meteorológicas, no se han establecido todavía unas normas basadas en las necesidades mundiales. En muchos países, las mediciones de la radiación UV no son encomendadas a los Servicios Meteorológicos, sino a las autoridades sanitarias o de protección del medio ambiente. Esta circunstancia, a su vez, dificulta la normalización de los instrumentos y métodos de observación.

Se han desarrollado directrices y procedimientos normalizados sobre la manera de caracterizar y calibrar los espectrorradiómetros UV y los radiómetros de filtro UV con el fin de medir la irradiancia UV solar (véase OMM, 1996, 1999*a*, 1999*b* y 2001). Aplicando los procedimientos recomendados para garantizar la calidad de los datos en emplazamientos que utilizan instrumentos de medición de la radiación UV solar será posible recopilar una valiosa base de datos sobre la radiación UV. Estos datos son necesarios para elaborar una climatología de la irradiancia UV solar en el espacio y en el tiempo, con el fin de estudiar el clima terrestre. En los documentos mencionados se ofrecen también recomendaciones acerca de los emplazamientos de medición y sobre las especificaciones de los instrumentos. El programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global (VAG) de la OMM ha establecido los requisitos relativos a las mediciones UV-B (OMM, 1993*b* y OMM, 2001), como puede verse en el cuadro 7.10.

Cuadro 7.10. Requisitos para medir la irradiancia espectral global UV-B

UV-B
1. Resolución en longitud de onda — 1,0 nm o mejor
2. Resolución temporal — 10 minutos o mejor
3. Dirección (angular) — separación en componentes directa y difusa, o mejor; radiancias
4. Estrategia de calibración minuciosa
Datos secundarios
a) *Necesarios*
1. Columna total de ozono (en 100 km)
2. Espesor óptico del aerosol
3. Albedo del suelo
4. Nubosidad
b) *Altamente recomendados*
1. Perfil lidar del aerosol
2. Distribución vertical del ozono
3. Brillo del cielo
4. Irradiancia solar global
5. Polarización de la radiancia del cenit
6. Cantidad de vapor de agua en columna

A continuación se describen algunos instrumentos con fines de información general y para ayudar a seleccionar la instrumentación apropiada.

7.6.1 Instrumentos

En el mercado existen tres tipos generales de instrumentos para medir la radiación UV. Los de la primera clase utilizan filtros de banda ancha y sirven para medir el espectro de la UV-B o la UV-A, o de toda la región ultravioleta de banda ancha que afecta la salud del ser humano. En los de la segunda clase hay uno o más filtros de interferencia que miden partes discretas del espectro UV-A y/o UV-B. La tercera clase son los espectrorradiómetros que miden secuencialmente una parte definida del espectro mediante un filtro de banda de paso fijo.

7.6.1.1 Sensores de banda ancha

La mayoría de los sensores de banda ancha están diseñados para medir un espectro UV ponderado

mediante la función eritémica propuesta por McKinlay y Diffey (1987), que se muestra en la figura 7.4. Otro espectro de acción de algunos instrumentos es el de Parrish, Jaenicke y Anderson (1982). En la elaboración de las curvas (y sus variaciones) se utilizan dos métodos para efectuar la ponderación con equipos informáticos.

Uno de los métodos utilizados para obtener la ponderación eritémica consiste en filtrar primero casi toda la luz visible de la longitud de onda con filtros de vidrio ennegrecido, para interceptar la transmisión de radiación ultravioleta. La radiación restante activa una sustancia luminiscente (fósforo) sensible a la radiación ultravioleta. A su vez, la luz verde emitida por la sustancia luminiscente se vuelve a filtrar con un vidrio de color para eliminar cualquier luz visible que no sea verde antes de golpear contra un fotodiodo de arseniuro de galio o de fosfuro de arseniuro de galio. La calidad del instrumento depende de factores tales como la calidad de la cúpula de cuarzo de protección externa, la respuesta cosenoidal del instrumento, la estabilidad de la temperatura y la capacidad del fabricante para ajustarse a la curva eritémica mediante una combinación apropiada de características del vidrio y del diodo. La estabilidad de la temperatura del instrumento es fundamental, tanto con respecto a los componentes electrónicos como a la respuesta de la sustancia luminiscente ante la radiación UV incidente. La eficacia de la sustancia luminiscente disminuye en aproximadamente un 0,5 por ciento K^{-1}, y su curva de respuesta en longitudes de onda se desvía en casi 1 nm más cada 10 K. Este último efecto es particularmente importante debido a la pendiente de la curva de radiación a esas longitudes de onda.

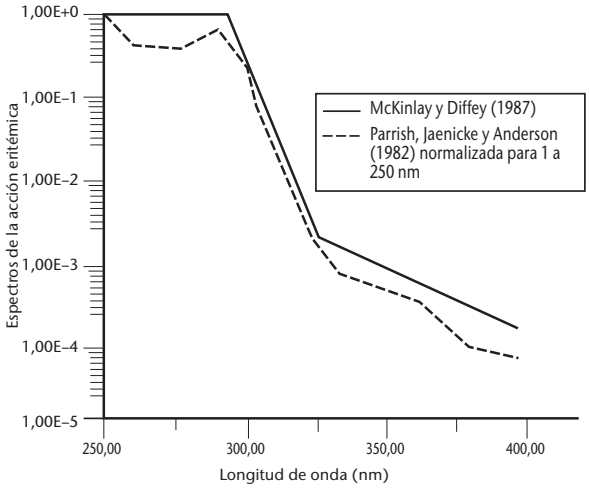


Figura 7.4. Curvas eritémicas de acuerdo con Parrish, Jaenicke y Anderson (1982) y McKinlay y Diffey (1987)

Más recientemente, se han desarrollado instrumentos que miden la irradiancia UV con ponderación eritémica utilizando un filtro de interferencia hecho de una delgada lámina de metal y unos fotodiodos de silicio fabricados especialmente con este fin. Con estos instrumentos se resuelven numerosos problemas asociados a la utilización de la sustancia luminiscente, pero solo con niveles muy bajos de respuesta del fotodiodo y de estabilidad del filtro.

Otros instrumentos de banda ancha hacen uso de una u otra técnica de medición para obtener los espectros completos mediante una combinación de filtros de vidrio o de filtros de interferencia. En los instrumentos utilizados para medir la combinación de la radiación UV-A y UV-B, la parte más estrecha del filtro de paso de banda es de tan solo 20 nm de anchura a media altura del máximo (FWHM) y la más ancha es de 80 nm FWHM. Algunos fabricantes de estos instrumentos proporcionan algoritmos simples para aproximar la dosis eritémica a partir de las mediciones no ponderadas.

El mantenimiento de estos instrumentos consiste en asegurarse de que: la cúpula esté limpia, el instrumento esté nivelado, el desecante (si va incluido) esté activo, y el sistema de calefacción/refrigeración, si lo hubiere, funcione correctamente. De lo contrario, el mantenimiento será el mismo que para los piranómetros.

7.6.1.2 Sensores de banda estrecha

La definición de banda estrecha para esta clasificación de instrumentos no es exacta. La mayor anchura de banda para los instrumentos de esta categoría es de 10 nm FWHM mientras que la más estrecha para los instrumentos comercializados es en la actualidad del orden de 2 nm FWHM.

Estos sensores utilizan uno o más filtros de interferencia para obtener información sobre una región del espectro ultravioleta. Los instrumentos más sencillos constan de un solo filtro, por lo general a una longitud de onda que puede medirse mediante un fotodiodo UV mejorado y de buena calidad. Estos instrumentos utilizan, en general, longitudes de onda cercanas a los 305 nm. El rechazo fuera de banda de dichos filtros debería ser igual o superior a 10^{-6} en toda la región sensible del detector. Los instrumentos de este tipo, de mayor calidad, utilizan un dispositivo Peltier de enfriamiento para

mantener la temperatura constante en el entorno de 20 °C, o bien calentadores que eleven las temperaturas del filtro y el diodo del instrumento por encima de la temperatura ambiente normal, por lo general a 40 °C. Sin embargo, esta última alternativa reduce considerablemente la vida útil de los filtros de interferencia. Una variante de este tipo de instrumento emplea un tubo fotomultiplicador en lugar de un fotodiodo, permitiendo así medir con exactitud la energía de las longitudes de onda más cortas y las intensidades más bajas para todas las longitudes de onda medidas.

Los fabricantes de instrumentos que utilizan más de un solo filtro suelen proporcionar algún medio para reconstruir el espectro completo de la radiación ultravioleta mediante relaciones modelizadas desarrolladas en torno a las longitudes de onda medidas. Los instrumentos que sirven para una sola longitud de onda se emplean también para completar la resolución temporal y espacial de redes de espectrómetros más complejos, o para controlar con exactitud a largo plazo las bandas determinadas, a fin de detectar las tendencias de la radiación en el medio ambiente.

Los instrumentos deben construirse de modo que la radiación atraviese el filtro con una incidencia prácticamente normal, de modo que se evite el desplazamiento de longitud de onda hacia longitudes de onda más cortas. Así, por ejemplo, una desviación de 10° respecto de la incidencia normal puede inducir un desplazamiento de la longitud de onda de 1,5 nm, en función del índice de refracción del filtro. El efecto de la temperatura puede ser también importante, ya que modifica en 0,012 nm K^{-1} aproximadamente la longitud de onda central en filtros muy estrechos (< 1 nm).

El mantenimiento de los instrumentos de un solo filtro es similar al de los instrumentos de banda ancha. Para los instrumentos que tienen varios filtros en un sistema de rueda móvil, el mantenimiento obligará a verificar la alineación de la rueda. Se recomienda también probar periódicamente el suministro eléctrico de alta tensión para los instrumentos equipados con un fotomultiplicador y controlar la calidad de los filtros.

7.6.1.3 Espectrorradiómetros

Los instrumentos más sofisticados del mercado son los que utilizan rejillas cuadriculadas u holográficas para dispersar la energía incidente en un espectro. La baja energía de la radiación UV en comparación con la del espectro visible requiere un fuerte rechazo fuera de banda, y esto se consigue utilizando un monocromador doble o filtros de obstrucción, que solo transmiten la radiación UV, junto con un monocromador simple. Generalmente se utiliza un tubo fotomultiplicador para medir la señal de salida del monocromador. Algunos instrumentos más económicos utilizan un fotodiodo o series de detectores acoplados por carga, pero no permiten medir la energía en las longitudes de onda más cortas del espectro UV-B y, en general, presentan más problemas asociados con la luz difusa.

Para comprobar el funcionamiento de los instrumentos se dispone actualmente de varios sistemas de autocontrol. Las pruebas electrónicas incluyen la verificación del funcionamiento del fotomultiplicador y del sistema de conversión de analógico a digital. Para comprobar si sus elementos ópticos funcionan adecuadamente es preciso probar el instrumento empleando lámparas internas de mercurio y lámparas halógenas de cuarzo normalizadas. Aunque estos procedimientos no proporcionan unos datos de calibración absolutos, el operador puede obtener información sobre la estabilidad del instrumento, tanto con respecto a la alineación espectral como a la intensidad.

Los instrumentos disponibles en el mercado permiten medir desde longitudes de onda de unos 290 nm hasta la media visible, en función del tipo de construcción y de configuración. La anchura de banda de las mediciones suele estar comprendida entre 0,5 y 2,0 nm. El tiempo necesario para completar un barrido completo de la rejilla dependerá tanto de la resolución de la longitud de onda como del espectro total que ha de medirse. Los tiempos de barrido espectral en la región UV y parte de la región visible (de 290 a 450 nm) con pequeños pasos de longitud de onda van desde los menos de 60 segundos por barrido en el caso de los rápidos espectrorradiómetros modernos hasta los 10 minutos aproximadamente con ciertos tipos de espectrorradiómetros convencionales de alta calidad.

Para llevar a cabo la medición rutinaria de la radiación UV se recomienda que el instrumento esté protegido de los efectos del medio ambiente o que haya sido fabricado de manera que la energía que incide sobre un receptor se transmita a un espectrómetro situado en un recinto climatizado. En ambos casos, será necesario desarrollar nuevas ópticas para que la respuesta uniforme sea inferior para las elevaciones solares bajas.

Para mantener los espectrorradiómetros de medición de la radiación UV-B se necesitan operadores *in* situ bien preparados capaces de ocuparse de los

instrumentos. La complejidad de este instrumento exige que se sigan cuidadosamente las instrucciones de mantenimiento del fabricante.

7.6.2 Calibración

La calibración de todos los sensores de la banda UV-B es muy importante y, al mismo tiempo, muy difícil. Se encontrarán directrices sobre la calibración de los espectrorradiómetros UV y los radiómetros de filtro UV en OMM (1996, 1999*a*, 1999*b* y 2001) y en las publicaciones científicas sobre el particular. A diferencia de los piranómetros, que pueden tener como referencia un conjunto de instrumentos patrón mantenidos en la RRM, estos sensores se deben calibrar con fuentes de luz o con detectores de trampa (o de interrupción). Estos últimos instrumentos, que se prevé se utilizarán en la calibración a largo plazo de instrumentos de filtros de banda estrecha, aún no son fáciles de conseguir. Por consiguiente, la utilización de lámparas patrón, calibradas con instrumentos de los laboratorios nacionales de referencia, continúa siendo el procedimiento más utilizado para calibrar los sensores que miden la radiación UV-B. Muchos países no disponen de laboratorios capaces de calibrar lámparas en la región ultravioleta, de modo que estas se calibran tomando como referencia instrumentos del Instituto Nacional de Normas y Tecnología (NIST) de Estados Unidos de América, o del Instituto Federal de Física y Tecnología (PTB) de Alemania.

Se estima que, en las mediciones puntuales a 300 nm y en las condiciones más rigurosas, actualmente solo es posible conseguir una incertidumbre del 5 por ciento. La incertidumbre de medición de los totales diarios es aproximadamente la misma, en el mejor de los casos. Las variaciones rápidas de la nubosidad y/o de las profundidades ópticas de las nubes en el lugar de medición hacen necesarios barridos espectrales rápidos y pequeños saltos en el tiempo de muestreo entre barridos espectrales consecutivos, con el fin de obtener unos totales diarios representativos de la irradiancia espectral UV. Las mediciones de la irradiancia eritémica podrían presentar incertidumbres comprendidas entre el 5 y el 20 por ciento, dependiendo de varios factores, como la calidad de los procedimientos o del equipo. En los párrafos siguientes se examinan las fuentes de error, que abarcan:

a) las incertidumbres asociadas a las lámparas patrón;
b) la estabilidad de los instrumentos, y en particular del filtro espectral y, en los instrumentos más antiguos, de los coeficientes de temperatura;
c) los efectos del error cosenoidal;
d) el hecho de que la calibración de un instrumento varía con la longitud de onda y de que:
   i) el espectro de una lámpara patrón no es igual al espectro que se mide;
   ii) el espectro de la irradiancia UV-B que se mide varía considerablemente con el ángulo cenital solar.

La utilización de lámparas patrón como fuentes de calibración arroja grandes incertidumbres en las longitudes de onda más cortas, incluso aunque la transferencia de la calibración sea perfecta. Así, por ejemplo, a 350 nm la incertidumbre asociada a la irradiancia normalizada es del orden del 1,3 por ciento; para transferirla a una lámpara patrón se añadirá otro 0,7 por ciento de incertidumbre adicional. Las incertidumbres de la calibración disminuyen a medida que aumenta la longitud de onda. Debe tenerse también en cuenta la instalación y el manejo de las lámparas patrón, pues incluso variaciones tan pequeñas como un 1 por ciento de la corriente, por ejemplo, pueden generar errores del flujo UV de hasta un 10 por ciento o más en las longitudes de onda más cortas. Las mediciones incorrectas de la distancia entre la lámpara y el instrumento que se desea calibrar pueden dar lugar también a errores del orden del 1 por ciento, ya que la ley de la inversa del cuadrado se aplica a la calibración. En Webb y otros (1994) se analizan varios aspectos de la incertidumbre vinculada al uso de lámparas patrón en la calibración de espectrorradiómetros utilizados para medir la región ultravioleta o la región visible.

Aunque los instrumentos de banda ancha son los menos onerosos, también son los más difíciles de calibrar. Los problemas relacionados con estos instrumentos se deben a la compleja serie de filtros utilizada para medir la radiación que entra en la señal eritémica, y a la circunstancia de que la naturaleza espectral de la atmósfera varía con la masa de aire y con la cantidad de ozono. Incluso cuando la calibración del instrumento es perfecta, gracias a la utilización de lámparas calibradas como fuente, la diferencia entre el espectro solar medido y el espectro de la lámpara influye en la incertidumbre de las mediciones finales. El empleo de lámparas de deuterio de alta señal de salida y de un monocromador doble, así como una cuidadosa selección de los filtros, facilitará la calibración de estos instrumentos, pero son muy pocos los laboratorios que pueden hacerlo.

Los sensores de banda estrecha son más fáciles de calibrar que los sensores de banda ancha porque las variaciones de las intensidades de la fuente de calibración que pasan por el filtro de banda de paso

de longitud de onda son más pequeñas. Los detectores de trampa (o de interrupción) se podrían utilizar de manera efectiva para sensores de banda estrecha, pero hasta el momento solo se han empleado en proyectos de investigación. Al recalibrar estos instrumentos, ya tengan uno o varios filtros, deberá procurarse que las características espectrales de los filtros no hayan cambiado con el tiempo.

La calibración de un espectrómetro no presenta problemas, suponiendo que el instrumento haya tenido el mantenimiento adecuado. Una vez más, debe insistirse en que la transferencia de la lámpara patrón resulta difícil, debido al cuidado que ha de tenerse para realizar la calibración (véase más arriba). El instrumento debería calibrarse en la misma posición en que se efectuarán las mediciones, ya que muchos espectrorradiómetros se ven afectados negativamente por los cambios de orientación. Al calibrar un espectrómetro se debería comprobar también la exactitud del posicionamiento de la longitud de onda del monocromador, verificar cualquier cambio que pueda producirse en la alineación del elemento óptico interno y su limpieza y efectuar una prueba general de los elementos electrónicos. Se aconseja asimismo comprobar periódicamente el rechazo fuera de banda, posiblemente mediante el barrido de un rayo láser de helio cadmio (λ = 325 nm).

La mayoría de los fabricantes de instrumentos con filtro aconsejan realizar una calibración al año como mínimo. Los espectrorradiómetros deberían calibrarse como mínimo dos veces al año, y con mayor frecuencia si no disponen de sistemas de autocontrol para las señales de salida del fotomultiplicador o de la selección de la longitud de onda. En todo caso, las calibraciones absolutas de los instrumentos deberían efectuarlas técnicos cualificados en sus emplazamientos con arreglo a un calendario predeterminado. Las fuentes utilizadas para la calibración deberán garantizar que esta tendrá como referencia los patrones de radiación absolutos que se conservan en los institutos meteorológicos nacionales certificados. Si los resultados de las rutinas de garantía de la calidad aplicadas en los emplazamientos mostraran una variación apreciable del rendimiento de un instrumento o modificaciones de su nivel de calibración con el paso del tiempo, podría necesitarse una calibración adicional entre dos calibraciones programadas. Todas las calibraciones deberían basarse en la experiencia y en la documentación de que se disponga en el emplazamiento, así como en directrices y procedimientos como los publicados en OMM (1996, 1999*a*, 1999*b* y 2001). Además de las calibraciones absolutas de los instrumentos, las intercomparaciones entre las fuentes utilizadas para la calibración (por ejemplo, lámparas de calibración) y los instrumentos de medición son útiles para detectar y eliminar las incoherencias o las diferencias sistemáticas entre los instrumentos de la estación en diferentes emplazamientos.

ANEXO 7.A

NOMENCLATURA DE LAS MAGNITUDES RADIOMÉTRICAS Y FOTOMÉTRICAS

1) Magnitudes radiométricas

Nombre	*Símbolo*	*Unidad*	*Relación*	*Comentarios*
Energía radiante	Q, (W)	J = W s	–	–
Flujo radiante	Φ, (P)	W	$\Phi = \frac{dQ}{dt}$	Potencia
Densidad del flujo radiante	(M), (E)	W m^{-2}	$\frac{d\Phi}{dA} = \frac{d^2Q}{dA \cdot dt}$	Flujo radiante de cualquier origen que atraviesa un elemento de superficie
Exitancia radiante	M	W m^{-2}	$M = \frac{d\Phi}{dA}$	Flujo radiante de cualquier origen que emerge de un elemento de superficie
Irradiancia	E	W m^{-2}	$E = \frac{d\Phi}{dA}$	Flujo radiante de cualquier origen que incide sobre un elemento de superficie
Radiancia	L	W m^{-2} sr^{-1}	$L = \frac{d^2\Phi}{d\Omega \cdot dA \cdot \cos\theta}$	La radiancia es una magnitud conservativa en un sistema óptico
Exposición radiante	H	J m^{-2}	$H = \frac{dQ}{dA} = \int_{t_1}^{t_2} E\, dt$	Puede utilizarse para sumas diarias de radiación global, etc.
Intensidad radiante	I	W sr^{-1}	$I = \frac{d\Phi}{d}$	Puede utilizarse solo para radiación saliente de “fuentes puntuales”

2) Magnitudes fotométricas

Nombre	*Símbolo*	*Unidad*
Cantidad de luz	Q_v	lm · s
Flujo luminoso	Φ_v	lm
Exitancia luminosa	M_v	lm m^{-2}
Iluminancia	E_v	lm m^{-2} = lx
Exposición luminosa	H_v	lm m^{-2} s = lx · s
Intensidad luminosa	I_v	lm sr^{-1} = cd
Luminancia	L_v	lm m^{-2} sr^{-1} = cd m^{-2}
Densidad del flujo luminoso	(M_V; E_V)	lm m^{-2}

3) Características ópticas

Característica	*Símbolo*	*Definición*	*Comentarios*
Emisividad	ε	$\varepsilon = \frac{M_\varepsilon}{M_{\varepsilon=1}}$	$\varepsilon = 1$ para un cuerpo negro
Absortancia	α	$\alpha = \frac{\Phi_a}{\Phi_i}$	Φ_a y Φ_i son los flujos radiantes absorbido e incidente, respectivamente
Reflectancia	ρ	$\rho = \frac{\Phi_r}{\Phi_i}$	Φ_r es el flujo radiante reflejado
Transmitancia	τ	$\tau = \frac{\Phi_t}{\Phi_i}$	Φ_t es el flujo radiante transmitido a través de una capa o una superficie
Profundidad óptica	δ	$\tau = e^{-\delta}$	En la atmósfera, δ se define en la vertical. El espesor óptico oblicuo es igual a $\delta/\cos\theta$, donde θ es el ángulo cenital aparente

ANEXO 7.B

MAGNITUDES METEOROLÓGICAS, SÍMBOLOS Y DEFINICIONES DE RADIACIÓN

Magnitud	*Símbolo*	*Relación*	*Definiciones y comentarios*	*Unidades*
Radiación descendente	$\Phi\downarrow$[a] $Q\downarrow$ $M\downarrow$ $E\downarrow$ $L\downarrow$ $H\downarrow$	$\Phi\downarrow = \Phi_g\downarrow + \Phi_l\downarrow$ $Q\downarrow = Q_g\downarrow + Q_l\downarrow$ $M\downarrow = M_g\downarrow + M_l\downarrow$ $E\downarrow = E_g\downarrow + E_l\downarrow$ $L\downarrow = L_g\downarrow + L_l\downarrow$ $H\downarrow = H_g\downarrow + H_l\downarrow$ (g = global) (l = onda larga)	Flujo radiante descendente Energía radiante descendente Exitancia radiante descendente[b] Irradiancia descendente Radiancia descendente Exposición radiante descendente para un intervalo de tiempo determinado	W J (W s) W m^{-2} W m^{-2} W m^{-2} sr^{-1} J m^{-2} por intervalo de tiempo
Radiación ascendente	$\Phi\uparrow$[a] $Q\uparrow$ $M\uparrow$ $E\uparrow$ $L\uparrow$ $H\uparrow$	$\Phi\uparrow = \Phi_r\uparrow + \Phi_l\uparrow$ $Q\uparrow = Q_r\uparrow + Q_l\uparrow$ $M\uparrow = M_r\uparrow + M_l\uparrow$ $E\uparrow = E_r\uparrow + E_l\uparrow$ $L\uparrow = L_r\uparrow + L_l\uparrow$ $H\uparrow = H_r\uparrow + H_l\uparrow$	Flujo radiante ascendente Energía radiante ascendente Exitancia radiante ascendente Irradiancia ascendente Radiancia ascendente Energía radiante ascendente por unidad de área para un intervalo de tiempo determinado	W J (W s) W m^{-2} W m^{-2} W m^{-2} sr^{-1} J m^{-2} por intervalo de tiempo
Radiación global	$E_g\downarrow$	$E_g\downarrow = E\cos\theta_\odot + E_d\downarrow$	Irradiancia hemisférica sobre una superficie horizontal ($\theta_\odot$ = *ángulo cenital solar aparente*)[c]	W m^{-2}
Radiación celeste: radiación solar difusa descendente	$\Phi_d\downarrow$ $Q_d\downarrow$ $M_d\downarrow$ $E_d\downarrow$ $L_d\downarrow$ $H_d\downarrow$		Subíndice d = difusa	Iguales a las de radiación descendente
Radiación de onda larga ascendente/descendente	$\Phi_l\uparrow$, $\Phi_l\downarrow$ $Q_l\uparrow$, $Q_l\downarrow$ $M_l\uparrow$, $M_l\downarrow$ $E_l\uparrow$, $E_l\downarrow$ $H_l\uparrow$, $H_l\downarrow$		Subíndice l = onda larga. Si solo se considera la radiación atmosférica, puede añadirse el subíndice a; por ejemplo, $\Phi_{l,a}\uparrow\sigma\sigma$	Iguales a las de radiación descendente
Radiación solar reflejada	$\Phi_r\uparrow$ $Q_r\uparrow$ $M_r\uparrow$ $E_r\uparrow$ $L_r\uparrow$ $H_r\uparrow$		Subíndice r = reflejada (pueden utilizarse los subíndices s (especular) y d (difusa) si se distingue entre ambos componentes)	Iguales a las de radiación descendente
Radiación neta	Φ^* Q^* M^* E^* L^* H^*	$\Phi^* = \Phi\downarrow - \Phi\uparrow$ $Q^* = Q\downarrow - Q\uparrow$ $M^* = M\downarrow - M\uparrow$ $E^* = E\downarrow - E\uparrow$ $L^* = L\downarrow - L\uparrow$ $H^* = H\downarrow - H\uparrow$	Los subíndices g o l han de añadirse a cada uno de los símbolos cuando solo se consideren magnitudes de radiación neta de onda corta o de onda larga	Iguales a las de radiación descendente

Magnitud	*Símbolo*	*Relación*	*Definiciones y comentarios*	*Unidades*
Radiación solar directa	E	$E = E_0\tau$ $\tau = e^{-\delta/\cos\theta_\odot}$	τ = transmitancia atmosférica δ = profundidad óptica (vertical)	W m^{-2}
Constante solar	E_0		Irradiancia solar, normalizada a la distancia media Sol-Tierra	W m^{-2}

[a] Pueden utilizarse los símbolos – o + en lugar de ↓ o ↑ (por ejemplo, $\Phi^+ \equiv \Phi\uparrow$).

[b] La exitancia es el flujo radiante que emerge de la unidad de superficie; la irradiancia es el flujo radiante recibido por unidad de superficie. Para la densidad de flujo en general puede utilizarse el símbolo M o E. Aunque no se recomienda específicamente, puede introducirse también el símbolo F, definido como Φ/superficie.

[c] En el caso de superficies inclinadas, $\theta_\odot$ es el ángulo comprendido entre la normal a la superficie y la dirección hacia el Sol.

ANEXO 7.C

REQUISITOS QUE DEBEN REUNIR LOS CENTROS RADIOMÉTRICOS MUNDIALES, REGIONALES Y NACIONALES

Centros radiométricos mundiales

Los Centros radiométricos mundiales fueron designados por el Comité Ejecutivo en su 30ª reunión (Resolución 11 (EC-XXX)), celebrada en 1978, para servir de centros de calibración internacional de radiómetros meteorológicos utilizados como patrón en las estaciones de la red mundial y para mantener los instrumentos patrón necesarios para ese fin.

Cada Centro radiométrico mundial deberá cumplir los siguientes requisitos:

1. a) poseerá y mantendrá un grupo de al menos tres pirheliómetros absolutos estables, con una incertidumbre trazable al 95 por ciento de menos de 1 W m^{-2} de la Referencia Radiométrica Mundial; y en condiciones estables de cielo despejado y soleado con irradiancias directas superiores a 700 W m^{-2}, es previsible que el 95 por ciento de las mediciones individuales de irradiancia solar directa esté dentro de un margen de 4 W m^{-2} de la irradiancia; el Centro radiométrico mundial de Davos será el encargado de mantener el Grupo de Normalización Mundial utilizado para establecer la Referencia Radiométrica Mundial;
   b) impartirá formación para especialistas en radiación;
   c) el personal del centro debería velar por la continuidad de las operaciones y contar con científicos competentes con amplia experiencia en radiometría;
   d) adoptará todas las medidas necesarias para asegurar en todo momento la calidad más alta posible de sus instrumentos patrón y de sus equipos de prueba;
   e) ejercerá como centro de transferencia de la Referencia Radiométrica Mundial a los centros regionales;
   f) contará con los equipos de laboratorio y las instalaciones externas necesarios para poder comparar simultáneamente gran número de instrumentos y para efectuar la reducción de los datos;
   g) seguirá muy de cerca o emprenderá iniciativas que conduzcan a mejorar los instrumentos patrón y/o los métodos utilizados en radiometría meteorológica;
   h) será evaluado por un organismo internacional o por expertos de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (CIMO) al menos cada cinco años, para verificar la trazabilidad de las mediciones de radiación solar directa; o bien:
2. a) creará y mantendrá un archivo de datos de radiación solar de todos los Estados Miembros de la OMM;
   b) el personal del centro debería velar por la continuidad de las operaciones y contar con científicos competentes con amplia experiencia en radiometría;
   c) adoptará todas las medidas necesarias para asegurar en todo momento la calidad más alta posible de su base de datos así como del acceso a la misma;
   d) será evaluado por un organismo internacional o por expertos de la CIMO al menos cada cinco años.

Centros radiométricos regionales

Un Centro radiométrico regional es un centro designado por una Asociación Regional para servir de centro de comparaciones intrarregionales de instrumentos radiométricos en la Región y para mantener los instrumentos patrón necesarios para ese fin.

Un Centro radiométrico regional cumplirá las condiciones siguientes antes de ser designado como tal y continuará cumpliéndolas una vez que haya sido designado:

a) poseerá y mantendrá un grupo normalizado de al menos tres pirheliómetros estables, con una incertidumbre trazable al 95 por ciento de menos de 1 W m^{-2} del Grupo de Normalización Mundial; y en condiciones estables de cielo despejado y soleado con irradiancias directas

superiores a 700 W m^{-2}, es previsible que el 95 por ciento de las mediciones individuales de irradiancia solar directa esté dentro de un margen de 6 W m^{-2} de la irradiancia;

b) uno de los radiómetros deberá ser comparado mediante una comparación aprobada por la CIMO de la OMM o calibrado, al menos cada cinco años, tomando como referencia el Grupo de Normalización Mundial;

c) los radiómetros patrón se compararán entre sí al menos una vez al año para comprobar la estabilidad de cada uno de los instrumentos; si la proporción media, basada en un mínimo de 100 mediciones y con una incertidumbre inferior al 0,1 por ciento al 95 por ciento, hubiera cambiado más de un 0,2 por ciento, y si no fuera posible identificar el instrumento defectuoso, se efectuará una recalibración en uno de los Centros radiométricos mundiales antes de que se vuelva a utilizar el patrón en cuestión;

d) dispondrá de las instalaciones y el equipo de laboratorio necesarios para comprobar y mantener la exactitud del equipo de medición auxiliar o tener acceso a los mismos;

e) proporcionará las instalaciones externas necesarias para poder comparar simultáneamente los radiómetros patrón nacionales de la Región;

f) el personal del centro debería velar por la continuidad de las operaciones y contar con un científico competente, con amplia experiencia en radiometría;

g) será evaluado por un organismo nacional o internacional, o por expertos de la CIMO, al menos cada cinco años, para verificar la trazabilidad de las mediciones de radiación solar directa.

Centros radiométricos nacionales

Un Centro radiométrico nacional es un centro designado a nivel nacional para servir de centro de calibración, normalización y comprobación de los instrumentos utilizados en la red nacional de estaciones radiométricas, y para mantener el instrumento patrón nacional necesario para ese fin.

Un Centro radiométrico nacional deberá satisfacer los requisitos siguientes:

a) poseerá y mantendrá al menos dos pirheliómetros como referencia nacional para la calibración de instrumentos de radiación de la red nacional de estaciones radiométricas, con una incertidumbre trazable al 95 por ciento de menos de 4 W m^{-2} de la representación regional de la Referencia Radiométrica Mundial; y en condiciones estables de cielo despejado y soleado con irradiancias directas superiores a 700 W m^{-2}, es previsible que el 95 por ciento de las mediciones individuales de irradiancia solar directa esté dentro de un margen de 20 W m^{-2} de la irradiancia;

b) uno de los radiómetros patrón nacionales deberá ser comparado con un patrón regional, al menos cada cinco años;

c) los radiómetros patrón nacionales se compararán entre sí al menos una vez al año para comprobar la estabilidad de cada uno de los instrumentos; si la proporción media, basada en un mínimo de 100 mediciones y con una incertidumbre inferior al 0,2 por ciento al 95 por ciento, hubiera cambiado más de un 0,6 por ciento, y si no fuera posible identificar el instrumento defectuoso, se efectuará una recalibración en uno de los Centros radiométricos regionales antes de que se vuelva a utilizar el patrón en cuestión;

d) dispondrá de las instalaciones y los equipos necesarios para comprobar el funcionamiento de los instrumentos utilizados en la red nacional o tener acceso a los mismos;

e) el personal del centro debería velar por la continuidad de las operaciones, y contar con un científico competente, con experiencia en radiometría.

Los Centros radiométricos nacionales se encargarán de preparar y mantener al día toda la información técnica necesaria para el funcionamiento y el mantenimiento de la red nacional de estaciones radiométricas.

Deberían adoptarse disposiciones para la recopilación y el análisis periódico de los resultados de todas las mediciones de la radiación efectuadas en la red nacional de estaciones radiométricas, con el fin de asegurar su exactitud y fiabilidad. Si esa labor la realiza algún otro organismo, el Centro radiométrico nacional deberá mantener un estrecho contacto con él.

Lista de Centros radiométricos mundiales y regionales

CENTROS RADIOMÉTRICOS MUNDIALES

Davos	(Suiza)
San Petersburgo[2]	(Federación de Rusia)

CENTROS RADIOMÉTRICOS REGIONALES

Región I (África):	
El Cairo	(Egipto)
Jartum	(Sudán)
Kinshasa	(República Democrática del Congo)
Lagos	(Nigeria)
Tamanrasset	(Argelia)
Túnez	(Túnez)
Región II (Asia):	
Pune	(India)
Tokio	(Japón)
Región III (América del Sur):	
Buenos Aires	(Argentina)
Santiago	(Chile)
Huayao	(Perú)
Región IV (América del Norte, América Central y el Caribe):	
Toronto	(Canadá)
Boulder	(Estados Unidos de América)
Ciudad de México/Colima	(México)
Región V (Suroeste del Pacífico):	
Melbourne	(Australia)
Región VI (Europa):	
Budapest	(Hungría)
Davos	(Suiza)
San Petersburgo	(Federación de Rusia)
Norrköping	(Suecia)
Trappes/Carpentras	(Francia)
Uccle	(Bélgica)
Lindenberg	(Alemania)

2 Funciona principalmente como Centro mundial de datos de radiación con arreglo al Plan estratégico de la Vigilancia de la Atmósfera Global.

ANEXO 7.D
FÓRMULAS ÚTILES

Consideraciones generales

Todos los datos astronómicos pueden calcularse con ayuda de las tablas que figuran en los almanaques náuticos o de las tablas de efemérides. No obstante, a continuación se ofrecen algunas fórmulas aproximadas para uso práctico. En Michalsky (1988*a*, *b*), tras haberse comparado varios grupos de fórmulas aproximadas, se concluye que las mejores son las ecuaciones señaladas como aproximaciones convenientes en el *Almanaque Astronómico* del Observatorio Naval de Estados Unidos de América (United Status Naval Observatory, 1993), que se reproducen a continuación para mayor comodidad.

Posición del Sol

Para determinar la ubicación real del Sol se necesitan los valores siguientes:

a) el año;
b) el día del año (por ejemplo, el 1 de febrero es el día 32);
c) la hora fraccionada, expresada en tiempo universal (UT) (por ejemplo, horas + minutos/60 + número de horas respecto del meridiano de Greenwich);
d) la latitud en grados (positiva en sentido norte);
e) la longitud en grados (positiva en sentido este).

Para determinar la fecha juliana (JD), el *Almanaque Astronómico* determina la JD presente a partir de un valor inicial fijado el mediodía del 1 de enero de 2000 UT. Su valor es 2 451 545,0. La JD a determinar puede obtenerse de:

$$\text{JD} = 2\,432\,916{,}5 + \text{delta} \cdot 365 + \text{ajuste} + \text{día} + \text{horas}/24$$

donde: delta = año – 1949
ajuste = parte entera de (delta/4)

La constante 2 432 916,5 es la JD para las 0000 (medianoche) del 1 de enero de 1949, y se utiliza simplemente por razones prácticas.

Utilizando la fecha anterior pueden calcularse las coordenadas eclípticas mediante los pasos siguientes (L, g y l se expresan en grados):

a) $n = \text{JD} - 2\,451\,545$;
b) L (longitud media)
$= 280{,}460 + 0{,}985\,647\,4 \cdot n \quad (0 \le L < 360°)$;
c) g (anomalía media)
$= 357{,}528 + 0{,}985\,600\,3 \cdot n \quad (0 \le g < 360°)$;
d) l (longitud eclíptica)
$= L + 1{,}915 \cdot \sin(g) + 0{,}020 \cdot \text{sen}(2g) \quad (0 \le l < 360°)$;
e) ep (oblicuidad de la eclíptica)
$= 23{,}439 - 0{,}000\,000\,4 \cdot n$ (grados).

Conviene señalar que, según las instrucciones, deberían añadirse o restarse todos los múltiplos de 360° hasta que el valor final esté comprendido en el intervalo especificado.

A partir de las ecuaciones anteriores es posible calcular las coordenadas celestes, es decir, la ascensión recta (ra) y la declinación (dec), mediante las expresiones siguientes:

$$\tan(ra) = \cos(ep) \cdot \sin(l)/\cos(l)$$

$$\sin(dec) = \sin(ep) \cdot \sin(l)$$

Para convertir las coordenadas celestes en coordenadas locales, es decir, para pasar de la ascensión recta y la declinación al acimut (A) y la altitud (a), conviene utilizar el ángulo horario local (h). Este se calcula determinando, en primer lugar, el tiempo sideral medio en Greenwich (GMST, en horas) y el tiempo sideral medio local (LMST, en horas):

$$\text{GMST} = 6{,}697\,375 + 0{,}065\,709\,824\,2 \cdot n + \text{hora (UT)}$$

donde: $0 \le \text{GMST} < 24$ h

$$\text{LMST} = \text{GMST} + (\text{longitud este})/(15°\ \text{h}^{-1})$$

A partir del LMST se calcula el ángulo horario (ha) mediante la expresión siguiente (ha y ra se expresan en grados):

$$ha = \text{LMST} - 15 \cdot ra \qquad (-12 \le ha < 12\ \text{h})$$

Antes de que el Sol llegue al meridiano, el ángulo horario es negativo. Debería obrarse con cautela al utilizar este término porque algunos investigadores en materia solar emplean un término opuesto para designar lo mismo.

La elevación solar (el) y el acimut solar (az) se pueden calcular de la siguiente manera (az y el se expresan en grados):

$$\sin(el) = \sin(dec) \cdot \sin(lat) + \cos(dec) \cdot \cos(lat) \cdot \cos(ha)$$

y:

$$\sin(az) = -\cos(dec)\cdot\sin(ha)/\cos(el)$$

$$\cos(az) = (\sin(dec) - \sin(el)\cdot\sin(lat)/(\cos(el)\cdot\cos(lat))$$

donde el acimut es positivo a partir de 0° norte hacia el este.

Al objeto de considerar la refracción atmosférica y para obtener la elevación solar aparente (h) o el ángulo cenital solar aparente, el *Almanaque Astronómico* propone utilizar las ecuaciones siguientes:

a) Una expresión sencilla para la refracción R para ángulos cenitales inferiores a 75°:

$$r = 0°{,}004\,52\,P\tan z/(273 + T)$$

donde z es la distancia cenital en grados; P es la presión en hectopascales; y T es la temperatura en grados Celsius.

b) Para ángulos cenitales superiores a 75° y altitudes inferiores a 15° se recomienda la fórmula aproximada siguiente:

$$r = \frac{P(0{,}159\,4 + 0{,}019\,6a + 0{,}000\,02a^2)}{[(273 + T)(1 + 0{,}505a + 0{,}084\,5a^2)]}$$

donde a es la elevación (90° – z), siendo $h = el + r$, y el ángulo cenital solar aparente, $z_0 = z + r$.

Distancia Sol-Tierra

La excentricidad actual de la órbita que describe la Tierra alrededor del Sol es pequeña, pero apreciable, hasta el punto de que el cuadrado de la distancia Sol-Tierra, R, y por consiguiente la irradiancia solar en la superficie terrestre, varía en un 3,3 por ciento respecto de la media. En unidades astronómicas (UA), con una incertidumbre de 10^{-4}:

$$R = 1{,}000\,14 - 0{,}016\,71\cdot\cos(g) - 0{,}000\,14\cdot\cos(2g)$$

donde g es la anomalía media definida anteriormente. La excentricidad solar se define como el cuadrado del cociente entre la distancia media del Sol a la Tierra (1 UA, R_0) y la distancia real del Sol a la Tierra:

$$E_0 = (R_0/R)^2$$

Masa de aire

Para calcular la extinción es necesario conocer la longitud que recorre la radiación a través de la atmósfera, denominada "masa de aire óptica absoluta". La masa de aire relativa para un componente atmosférico arbitrario, m, es la relación que existe entre la masa de aire a lo largo del recorrido oblicuo y la masa de aire en la dirección vertical; es, pues, un factor de normalización. Considerando una atmósfera estratificada en planos paralelos sin refracción, m es igual a $1/\text{sen}\,h_0$ o $1/\cos z_0$.

Hora local aparente

La hora solar media, en la que se basa nuestra hora civil, está vinculada al movimiento de un cuerpo imaginario denominado Sol medio, que se considera dotado de un movimiento en el ecuador celeste a una velocidad uniforme igual a la velocidad media del movimiento del Sol verdadero. La diferencia entre esta hora fija adoptada como referencia y la hora local aparente variable se denomina "ecuación del tiempo", Eq, y puede ser positiva o negativa en función de la posición relativa del Sol medio y del Sol verdadero. Así pues:

$$LAT = LMT + Eq = CT + LC + Eq$$

donde LAT es la hora local aparente (denominada también hora solar verdadera o TST), LMT es la hora local media; CT es la hora civil (referida a un meridiano estándar y, por consiguiente, denominada también hora estándar); y LC es la corrección de longitud (4 min por cada grado). LC es positiva cuando el meridiano local se encuentra al este del estándar, y viceversa.

Para calcular Eq en minutos puede utilizarse la aproximación siguiente:

$$Eq = 0{,}017\,2 + 0{,}428\,1\cos\Theta_0 - 7{,}351\,5\sin\Theta_0 - 3{,}349\,5\cos 2\Theta_0 - 9{,}361\,9\sin 2\Theta_0$$

donde $\Theta_0 = 2\pi d_n/365$ en radianes, o $\Theta_0 = 360 d_n/365$ en grados, y donde d_n es el número del día, que varía desde cero para el 1 de enero hasta 364 para el 31 de diciembre de un año normal, o hasta 365 de un año bisiesto. El error máximo de esta aproximación es de 35 segundos (que resulta excesivo para ciertos fines, como la determinación de la masa de aire).

ANEXO 7.E

RADIACIÓN CELESTE DIFUSA — CORRECCIÓN DEL EFECTO DEL ANILLO DE SOMBRA

El anillo de sombra se monta sobre dos carriles orientados paralelamente al eje de la Tierra, de tal modo que el centro del anillo coincida con el piranómetro durante el equinoccio. El diámetro del anillo varía entre 0,5 y 1,5 m, y la razón entre la anchura y el radio, b/r, entre 0,09 y 0,35. El ajuste del anillo en función de la declinación solar se realiza deslizándolo a lo largo de los carriles. La longitud de la banda de sombra y la altura del montaje de los carriles con respecto al piranómetro se determinan a partir de la posición del Sol en el solsticio de verano; cuanto mayor es la latitud, más larga será la banda de sombra y más bajos se encontrarán los carriles.

Varios autores como, por ejemplo, Drummond (1956), Dehne (1980) y Le Baron, Peterson y Dirmhirn (1980), han propuesto fórmulas para calcular las correcciones que deben efectuarse a las mediciones de la radiación celeste para tener en cuenta la parte no medida a causa de la banda de sombra. Para un anillo en el que $b/r < 0{,}2$, la radiación D_v perdida durante un día puede expresarse en la forma siguiente:

$$D_v \approx \frac{b}{r}\cos^3\delta \int_{t_{orto}}^{t_{ocaso}} L(t)\cdot \sin h_{\odot}(t)\,dt$$

donde δ es la declinación del Sol; t es el ángulo horario del Sol; t_{orto} y t_{ocaso} son los ángulos horarios en el orto y en el ocaso, respectivamente, para un horizonte matemático (Φ es la latitud geográfica, $t_{orto} = -\,t_{ocaso}$ y $\cos t_{orto} = -\tan\Phi\cdot\tan\delta$); $L(t)$ es la radiancia celeste durante el día; y $h_{\odot}$ es la elevación solar.

A partir de esta expresión, y adoptando ciertos supuestos sobre la radiancia celeste, es posible determinar un factor de corrección f:

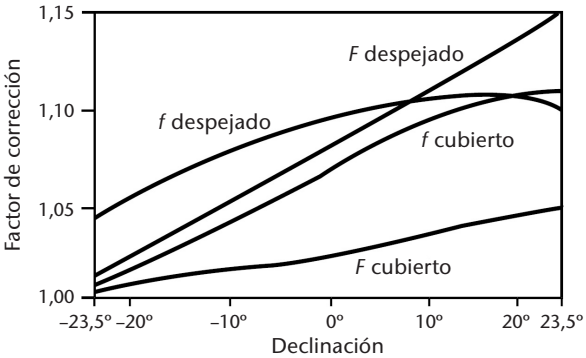
$$f = \frac{1}{1 - \dfrac{D_v}{D}}$$

donde D es la radiación celeste no oscurecida. La figura del presente anexo muestra un ejemplo de los valores de este factor de corrección, para cielos despejados y cubiertos, comparados con las correspondientes curvas empíricas. Es evidente que las desviaciones respecto de las curvas teóricas dependen de los factores climatológicos de la estación y que deberían determinarse experimentalmente comparando el instrumento que está provisto de un anillo de sombra con otro cuya sombra provenga de un disco de desplazamiento automático. Si no se dispusiera de datos experimentales para a la estación, deberían utilizarse datos calculados para cielos cubiertos con la relación b/r correspondiente. Así pues:

$$\frac{D_v}{D_{cubierto}} = \frac{b}{r}\cos^3\delta(t_{ocaso} - t_{orto})$$

$$\cdot \sin\Phi\cdot\sin\delta + \cos\Phi\cdot\cos\delta\cdot(\sin t_{ocaso} - \sin t_{orto})$$

donde δ es la declinación del Sol; Φ es la latitud geográfica; y t_{orto} y t_{ocaso} son los ángulos horarios del Sol para el orto y el ocaso, respectivamente (véase más arriba una explicación detallada).



Comparación entre los factores de corrección calculados y determinados empíricamente para un anillo de sombra, con $b/r = 0{,}169$; f indica las curvas calculadas, F las empíricas (según Dehne, 1980).

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Bass, A. M. y R. J. Paur, 1985: The ultraviolet cross-sections of ozone: I, The Measurements. *Atmospheric Ozone* (C. S. Zerefos y A. Ghazi, eds.), Reidel, Dordrecht, págs. 606 a 610.

Bodhaine, B. A., N. B. Wood, E. G. Dutton y J. R. Slusser, 1999: On Rayleigh optical depth calculations. *Journal of Atmosheric and Oceanic Technology,* 16, págs. 1854 a 1861.

Comisión Electrotécnica Internacional (IEC), 1987: *International Electrotechnical Vocabulary*. Chapter 845: Lightning, IEC 60050-845.

Comisión Internacional de Iluminación (CII), 1987: *Methods of Characterizing Illuminance Meters and Luminance Meters*. ICI-No. 69.

—, 1994: *Guide to Recommended Practice of Daylight Measurement*. ICI-No. 108.

Dehne, K., 1980: Vorschlag zur standardisierten Reduktion der Daten verschiedener nationaler Himmelsstrahlungs-Messnetze. *Annalen der Meteorologie* (Neue Folge), 16, págs. 57 a 59.

Drummond, A. J., 1956: On the measurement of sky radiation. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, Serie B, 7, págs. 413 a 436.

Forgan, B. W., 1996: A new method for calibrating reference and field pyranometers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology,* 13, págs. 638 a 645.

Fröhlich, C. y G. E. Shaw, 1980: New determination of Rayleigh scattering in the terrestrial atmosphere. *Applied Optics*, volumen 19, número 11, págs. 1773 a 1775.

Frouin, R., P.-Y. Deschamps y P. Lecomte, 1990: Determination from space of atmospheric total water vapour amounts by differential absorption near 940 nm: Theory and airborne verification. *Journal of Applied Meteorology*, 29, págs. 448 a 460.

Kerr, J. B. y T. C. McElroy, 1993: Evidence for large upward trends of ultraviolet-B radiation linked to ozone depletion. *Science*, 262, págs. 1032 a 1034.

Kuhn, M., 1972: Die spektrale Transparenz der antarktischen Atmosphäre. Teil I: Meßinstrumente und Rechenmethoden. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, Serie B, 20, págs. 207 a 248.

Lal, M., 1972: On the evaluation of atmospheric turbidity parameters from actinometric data. *Geofísica Internacional*, volumen 12, número 2, págs. 1 a 11.

Le Baron, B. A., W. A. Peterson e I. Dirmhirn, 1980: Corrections for diffuse irradiance measured with shadowbands. *Solar Energy*, 25, págs. 1 a 13.

McKinlay, A. F. y B. L. Diffey, 1987: A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin. En: W. F. Passchier y B. F. M. Bosnjakovic (eds.), *Human Exposure to Ultraviolet Radiation: Risks and Regulations,* Elsevier, Ámsterdam, págs. 83 a 87.

Michalsky, J. J., 1988*a*: The astronomical almanac's algorithm for approximate solar position (1950-2050). Solar Energy, volumen 40, número 3, págs. 227 a 235.

—, 1988*b*: Errata. The astronomical almanac's algorithm for approximate solar position (1950-2050). *Solar Energy,* volumen 41, número 1.

Organización Internacional de Normalización (ISO), 1990*a*: *Solar Energy – Specification and Classification of Instruments for Measuring Hemispherical Solar and Direct Solar Radiation*. ISO 9060.

—, 1990*b*: *Solar Energy – Calibration of Field Pyrheliometers by Comparison to a Reference Pyrheliometer*. ISO 9059.

—, 1990*c*: *Solar Energy – Field Pyranometers – Recommended Practice for Use*. ISO/TR 9901.

—, 1992: *Solar Energy – Calibration of field pyranometers by comparison to a reference pyranometer*. ISO 9847.

—, 1993: *Solar Energy – Calibration of a pyranometer using a pyrheliometer*. ISO 9846.

—, 1995: *Guide to the Expression of Uncertainty of Measurement*. Publicada en nombre de BIPM/IEC/IFCC/ISO/IUPAC/IUPAP y OIML, primera edición, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1978: *Manual internacional de las operaciones de medida de la contaminación general atmosférica*, OMM-Nº 491, Ginebra.

—, 1986*a*: *Revised Instruction Manual on Radiation Instruments and Measurements*. Programa Mundial de Investigaciones Climáticas, publicación Nº 7 , WMO/TD-No. 149, Ginebra.

—, 1986*b*: *Recent Progress in Sunphotometry: Determination of the Aerosol Optical Depth*. Environmental Pollution Monitoring and Research Programme, Informe No. 43, WMO/TD-No. 143, Ginebra.

—, 1993*a*: *Report of the WMO Workshop on the Measurement of Atmospheric Optical Depth and Turbidity* (Silver Spring, Estados Unidos de América, 6 a 10 de diciembre de 1993), Informe Nº 101 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD-No. 659, Ginebra.

—, 1993*b*: *Informe de la segunda reunión de los administradores de investigaciones sobre el ozono de las Partes en el Convenio de Viena para la Protección de la Capa de Ozono* (Ginebra, 10 a 12 de marzo

de 1993). Informe Nº 32 del Proyecto de Investigación y Vigilancia del Ozono Mundial de la OMM, Ginebra.

—, 1996: WMO/*UMAP Workshop on Broad-band UV Radiometers* (Garmisch-Partenkirchen, Alemania, 22 a 23 de abril de 1996). Informe Nº 120 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD-No. 894, Ginebra.

—, 1998: *Baseline Surface Radiation Network (BSRN): Operations Manual*. WMO/TD-No. 879, Ginebra.

—, 1999*a*: *Guidelines for Site Quality Control of UV Monitoring*. Informe Nº 126 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD-No. 884, Ginebra.

—, 1999*b*: *Report of the LAP/COST/WMO Intercomparison of Erythemal Radiometers* (Tesalónica, Grecia, 13 a 23 de septiembre de 1999). Informe Nº 141 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD-No. 1051, Ginebra.

—, 2001: *Instruments to Measure Solar Ultraviolet Radiation*. Part 1: Spectral instruments. Informe Nº 125 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD-No. 1066, Ginebra.

—, 2005: *WMO/GAW Experts Workshop on a Global Surface-Based Network for Long Term Observations of Column Aerosol Optical Properties* (Davos, Suiza, 8 a 10 de marzo de 2004). Informe Nº 162 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD-No. 1287, Ginebra.

Parrish, J. A., K. F. Jaenicke y R. R. Anderson, 1982: Erythema and melanogenesis action spectra of normal human skin. *Photochemistry and Photobiology,* 36, págs. 187 a 191.

Rüedi, I., 2001: *International Pyrheliometer Comparison IPC-IX, Results and Symposium*. MeteoSwiss Working Report No. 197, Davos y Zurich.

Schneider, W., G. K. Moortgat, G. S. Tyndall y J. P. Burrows, 1987: Absorption cross-sections of NO_2 in the UV and visible region (200-700 nm) at 298 K. *Journal of Photochemistry and Photobiology*, A: *Chemistry,* 40, págs. 195 a 217.

United States Naval Observatory, 1993: *The Astronomical Almanac*, Nautical Almanac Office, Washington DC.

Vigroux, E., 1953: Contribution à l'étude expérimentale de l'absorption de l'ozone. *Annales de Physique*, 8, págs. 709 a 762.

Webb, A. R., B. G. Gardiner, M. Blumthaler y P. Foster, 1994: A laboratory investigation of two ultraviolet spectroradiometers. *Photochemistry and Photobiology*, volumen 60, número 1, págs. 84 a 90.

Young, A. T., 1981: On the Rayleigh-scattering optical depth of the atmosphere. *Journal of Applied Meteorology*, 20, págs. 328 a 330.

CAPÍTULO 8

MEDICIÓN DE LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN

8.1 GENERALIDADES

El término "insolación" está vinculado al brillo del disco solar que rebasa la luz difusa del fondo del cielo, o a la aparición de sombras por detrás de los objetos iluminados, fenómeno que el ojo humano puede observar mejor. Así pues, tiene más relación con la radiación visible que con la energía radiada en otras longitudes de onda, aunque ambos aspectos son inseparables. Sin embargo, en la práctica la primera definición se estableció directamente mediante el heliógrafo de Campbell-Stokes (véase la sección 8.2.3), instrumento relativamente sencillo, que detecta la luz solar cuando la energía de los rayos solares, concentrada mediante una lente especial, quema una cartulina negra especial. Dicho registrador fue introducido en las estaciones meteorológicas ya en 1880, y se sigue utilizando en muchas redes. Debido a que no se establecieron normas internacionales para las dimensiones y la cualidad de las partes especiales, la aplicación de diferentes leyes del principio dio como resultado diferentes valores de duración de la insolación.

Para homogeneizar los datos de la red mundial de duración de la insolación, se recomendó como referencia (OMM, 1962) un diseño especial del heliógrafo de Campbell-Stokes, denominado "heliógrafo de referencia provisional" (HRP). La mejora conseguida mediante esta "definición instrumental" sería efectiva solo durante el período provisional necesario para encontrar una definición física precisa, que permitiera diseñar heliógrafos automáticos y conseguir la aproximación más perfecta posible a la "escala" representada por el HRP. Respecto a esta última condición, se aconsejó decididamente establecer un umbral de la irradiancia solar directa que correspondiera al umbral de combustión de los heliógrafos de Campbell-Stokes. Las investigaciones realizadas en diversas estaciones mostraron que el umbral de irradiancia necesario para quemar la cartulina variaba entre 70 y 280 W m^{-2} (Bider, 1958; Baumgartner, 1979). Sin embargo, otros estudios realizados especialmente con el HRP en Francia dieron como resultado un valor medio de 120 W m^{-2}, que fue finalmente propuesto como umbral de la irradiancia solar directa para determinar la duración efectiva de la insolación[1]. En cuanto a la dispersión de los resultados de las pruebas, se acepta un umbral de exactitud del 20 por ciento en la especificación de los instrumentos. Como sensor de referencia para detectar el umbral de irradiancia se recomendó un pirheliómetro. Parece necesario fijar el ángulo de visión del pirheliómetro para obtener otros dispositivos de referencia más perfeccionados (véanse las secciones 7.2 y 7.2.1.3 del capítulo 7 de la parte I).

8.1.1 Definición

Según OMM (2003)[2], la duración de la insolación correspondiente a un período determinado se define como la suma de los subperíodos durante los cuales la irradiancia solar directa supera 120 W m^{-2}.

8.1.2 Unidades y escalas

La magnitud física de la duración de la insolación (*SD*) es, evidentemente, el tiempo. Las unidades que se emplean son el segundo o la hora. Con fines climatológicos, se utilizan expresiones tales como "horas por día" u "horas de insolación diaria", así como porcentajes de magnitudes, como "duración de la insolación diaria relativa", en los que la *SD* puede referirse a la duración de la insolación extraterrestre posible o a la duración de la insolación máxima posible (SD_0 y SD_{max}, respectivamente). El período de medición (día, decenio, mes, año, etc.) es un dato importante que se agrega a la unidad.

8.1.3 Requisitos meteorológicos

Los requisitos sobre el rendimiento se indican en el capítulo 1 de la parte I. Las horas de insolación deberían medirse con una incertidumbre de ±0,1 h y una resolución de 0,1 h.

Puesto que el número de las transiciones del umbral de radiación solar directa, y lo abrupto de las mismas, determinan la posible incertidumbre de la duración de la insolación, los requisitos meteorológicos de los heliógrafos se relacionan

1 Recomendación 10 (CIMO-VIII), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su octava reunión (1981).

2 Recomendación 16 (CIMO-X), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su décima reunión (1989).

fundamentalmente con las condiciones climatológicas de la nubosidad (OMM, 1985).

Con cielo despejado, solo los valores horarios correspondientes al orto y al ocaso pueden ser erróneos (según la cantidad de polvo), debido a un umbral ajustado incorrectamente o a las dependencias espectrales.

En el caso de las nubes dispersas (cúmulos, estratocúmulos), la transición puede resultar abrupta, y la irradiancia del cielo cubierto medida con el pirheliómetro es generalmente inferior a 80 W m^{-2}, por lo que se necesitarán pocos requisitos de ajuste del umbral. Pero el ángulo de visión del sensor podrá influir en el resultado cuando cerca del Sol se encuentre una aglomeración de nubes brillantes.

Se requerirá la máxima precisión cuando las capas de nubes altas (cirros, altoestratos), con pequeñas variaciones del espesor óptico, atenúen la irradiancia solar directa hasta alcanzar unos 120 W m^{-2}. Tanto el ángulo de visión como la precisión del ajuste del umbral resultarán eficaces.

Los requisitos de los heliógrafos varían según el emplazamiento y la estación, y según el tipo de nubes predominantes. La nubosidad se puede describir mediante tres intervalos de duración relativa de la insolación diaria SD/SD_0 (véase la sección 8.1.2), a saber: "cielo cubierto" cuando ($0 \leq SD/SD_0 < 0{,}3$); "nubes dispersas" cuando ($0{,}3 \leq SD/SD_0 < 0{,}7$) y "tiempo bueno" cuando ($0{,}7 \leq SD/SD_0 \leq 1{,}0$). En general, los resultados para el cielo cubierto muestran el porcentaje más alto de desviaciones de la referencia.

8.1.3.1 Aplicación de los datos de duración de la insolación

Una de las primeras aplicaciones de los datos de *SD* consistió en caracterizar el clima de los lugares, especialmente los referentes a centros de reposo. En esa aplicación se tuvo en cuenta también el efecto psicológico que una cantidad considerable de luz solar tiene en el bienestar de los seres humanos. Es utilizada todavía por algunas autoridades locales para promover destinos turísticos.

La descripción de las condiciones de tiempo pasado, por ejemplo de un mes, suele contener la evolución de los datos de *SD* diarios.

Para esos campos de aplicación, una incertidumbre de alrededor del 10 por ciento de los valores de *SD* medios fue aceptable durante varios decenios.

8.1.3.2 Correlaciones con otras variables meteorológicas

La correlación más importante entre la duración de la insolación y la radiación solar global, *G*, se expresa mediante la llamada fórmula de Ångström:

$$G/G_0 = a + b \cdot (SD/SD_0) \qquad (8.1)$$

donde G/G_0 es el denominado índice de claridad (relacionado con la irradiación global extraterrestre), y SD/SD_0 es la duración de la insolación correspondiente (relacionada con el valor de *SD* de radiación extraterrestre posible); y *a* y *b* son constantes que tendrán que ser determinadas mensualmente. Se observó que la incertidumbre de las medias mensuales de la irradiación global diaria obtenida de esta manera, a partir de los datos del heliógrafo de Campbell-Stokes, es inferior al 10 por ciento en el verano, y que aumenta hasta un 30 por ciento durante el invierno, según información concerniente a estaciones alemanas (Golchert, 1981).

La fórmula de Ångström lleva implícita la correlación inversa entre la nubosidad y la duración de la insolación. Esa relación no se cumple cuando la cubierta nubosa es alta y delgada y, obviamente, tampoco en el caso de campos de nubes que no ocultan el Sol, de manera que el grado de la correlación inversa depende, ante todo, de la magnitud del conjunto de datos estadísticos (Stanghellini, 1981; Angell, 1990). Una mejor exactitud de los datos de *SD* reducirá la dispersión de los resultados estadísticos, pero incluso los datos perfectos solo pueden generar resultados suficientes sobre una base estadística.

8.1.3.3 Requisitos de los registradores automatizados

Debido a que cada vez más lugares disponen de electricidad, la autosuficiencia del heliógrafo de Campbell-Stokes está perdiendo importancia. Además, la necesidad de cambiar la cartulina quemada todos los días plantea problemas en las estaciones meteorológicas automáticas o con escaso personal. Otras razones fundamentales que abogan por la sustitución de los heliógrafos de Campbell-Stokes por nuevos procedimientos de medición automatizados son las de no incurrir en los gastos de las evaluaciones visuales y obtener de los soportes de datos resultados más precisos, que permitan procesar directamente los datos por medios informáticos.

8.1.4 Métodos de medición

A continuación se ofrece un resumen de los métodos utilizados para medir la duración de la insolación y los tipos de instrumentos correspondientes:

a) Método pirheliométrico. Se detectan con un pirheliómetro las transiciones de la irradiancia solar directa hasta el umbral de 120 W m^{-2} (según la Recomendación 10 (CIMO-VIII)). Los valores de la duración se pueden leer en contadores de tiempo activados por las transiciones ascendentes o descendentes.

   Tipo de instrumento: pirheliómetro combinado con un discriminador de umbral electrónico o informatizado, y un contador de tiempo.

b) Método piranométrico:
   i) Se mide con piranómetros la irradiancia solar global (*G*) y la difusa (*D*) para obtener la irradiancia solar directa que se emplea para establecer el valor de umbral de la OMM; lo demás es igual al apartado a) anterior.

      Tipo de instrumento: todos los sistemas radiométricos que consisten en dos piranómetros ajustados y un dispositivo de protección contra la luz solar, combinados con un discriminador de umbral electrónico o informatizado y un contador de tiempo.

   ii) Medición con un piranómetro de la irradiancia solar global (*G*) para estimar la duración de la insolación.

      Tipo de instrumento: piranómetro combinado con un dispositivo electrónico o informatizado capaz de calcular valores medios en períodos de 10 minutos y de irradiancia solar global (*G*) mínima y máxima durante esos períodos.

c) Método de quemado. Se determina el efecto de umbral de la combustión del papel causada por la radiación solar directa enfocada (efecto de calentamiento de la energía solar absorbida). La duración se lee en la traza de combustión.

   Tipo de instrumento: heliógrafo de Campbell-Stokes, especialmente la versión HRP recomendada (véase la sección 8.2).

d) Método por contraste. Se determinan los contrastes de insolación producidos entre algunos sensores ubicados en posiciones diferentes con respecto al Sol, con la ayuda de una diferencia específica de las señales de salida de los sensores, que corresponde a un equivalente del umbral recomendado por la OMM (establecido por comparación con valores de *SD* de referencia); lo demás es igual al apartado b) anterior.

   Tipo de instrumento: detectores compuestos por varios sensores especialmente diseñados (la mayoría equipados con células fotovoltaicas), combinados con un discriminador electrónico y un contador de tiempo.

e) Método de barrido. Se determina la irradiancia procedente de pequeños sectores del cielo explorados o barridos continuamente, con respecto a un equivalente del umbral de irradiancia recomendado por la OMM (establecido por comparación con valores de *SD* de referencia).

   Tipo de instrumento: receptores de un sensor equipados con un dispositivo de barrido especial (por ejemplo, un espejo o un diafragma giratorio), combinados con un discriminador electrónico y un contador de tiempo.

Los métodos de medición de la duración de la insolación que se describen a continuación son ejemplos de cómo aplicar los principios mencionados anteriormente. Los instrumentos utilizados con estos métodos, excepto el heliógrafo de Foster con conmutador, participaron en la Comparación de mediciones automáticas de la duración de la insolación de la OMM efectuada en Hamburgo entre 1988 y 1989, y en la comparación de piranómetros y heliógrafos electrónicos realizada por la Asociación Regional VI en Budapest en 1984 (OMM, 1986).

La descripción del heliógrafo de Campbell-Stokes que figura en la sección 8.2.3 es relativamente detallada, puesto que sigue siendo generalizado su uso en las redes nacionales, y ello exige tener en cuenta las especificaciones y las reglas de evaluación recomendadas por la OMM (téngase presente, no obstante, que este método no está ya recomendado[3], puesto que no registra con suficiente coherencia la duración efectiva de la insolación).

En Coulson (1975), Hameed y Pittalwala (1989), y Sonntag y Behrens (1992) se pasa revista a la historia de los heliógrafos.

3 Véase la Recomendación 10 (CIMO-VIII).

8.2 INSTRUMENTOS Y SENSORES

8.2.1 Método pirheliométrico

8.2.2.1 Generalidades

Este método, consecuencia directa de la definición de insolación de la OMM (véase la sección 8.1.1), y que por lo tanto se recomienda para obtener valores de referencia de la duración de la insolación, necesita un pirheliómetro a prueba de intemperie y un seguidor solar fiable para orientar el radiómetro de manera automática o, al menos, semiautomática con respecto a la posición del Sol. Se puede modificar el método si se utiliza un pirheliómetro cuyo ángulo de visión influye en la irradiancia medida cuando las nubes rodean al Sol.

Se puede controlar el umbral de insolación mediante la comparación continua de la salida del pirheliómetro con el voltaje de umbral equivalente $V_{th} = 120\ \mathrm{W\ m^{-2}} \cdot R\mu V \mathrm{W^{-1}\ m^2}$, cálculo que se puede efectuar a partir de la capacidad de respuesta R del pirheliómetro. Se detecta una transición del umbral cuando $\Delta V = V - V_{th}$ cambia el signo. El contador de tiempo conectado funciona cuando $\Delta V > 0$.

8.2.1.2 Fuentes de error

Todavía no se ha llegado a un acuerdo para definir el ángulo de visión (véanse las secciones 7.2 y 7.2.1.3 del capítulo 7 de la parte I). Los resultados de dos pirheliómetros con ángulos de visión diferentes pueden arrojar grandes diferencias, en especial cuando el Sol está rodeado de nubes. Además, los errores típicos de los pirheliómetros (efecto de inclinación, dependencia de la temperatura, comportamiento no lineal y desviación nula) dependen del tipo de pirheliómetro. Se registran errores más importantes cuando la alineación con el Sol no es perfecta o la ventana de entrada está cubierta por lluvia o nieve.

8.2.2 Método piranométrico

8.2.2.1 Generalidades

El método piranométrico utilizado para obtener datos sobre la duración de la insolación se basa en la relación fundamental entre la radiación solar directa (I) y las radiaciones solares global (G) y difusa (D):

$$I \cdot \cos\zeta = G - D \qquad (8.2)$$

donde ζ es el ángulo solar cenital, siendo $I \cdot \cos\zeta$ la componente horizontal de I. Para que la ecuación 8.2 se cumpla exactamente, el ángulo de visión del piranómetro que está en la sombra y mide D debe ser igual al ángulo de visión del pirheliómetro (véase el capítulo 7 de la parte I). Además, los intervalos espectrales y las constantes de tiempo de los pirheliómetros y de los piranómetros deben coincidir en la mayor medida posible.

Cuando no se disponga de un pirheliómetro que siga al Sol, pero se cuente con medidas de G y D obtenidas por un piranómetro asistido por ordenador, el criterio de insolación de la OMM conforme a la ecuación 8.2 puede expresarse así:

$$(G - D)/\cos\zeta > 120\ \mathrm{W\ m^{-2}} \qquad (8.3)$$

que es aplicable a lecturas instantáneas.

Las modificaciones de este método en estaciones diferentes guardan relación, ante todo, con:

a) el tipo de piranómetro seleccionado;
b) el dispositivo que produce la sombra (un anillo o un disco de sombra con un dispositivo de seguimiento de la trayectoria solar) y su geometría de sombras (ángulo de sombra);
c) la corrección de las pérdidas debidas al anillo de sombra.

Como modificación especial, cabría señalar la sustitución del criterio de la ecuación 8.3 por una fórmula de parametrización obtenida estadísticamente (a fin de evitar la determinación del ángulo solar cenital) para las aplicaciones en los sistemas más simples de adquisición de datos (Sonntag y Behrens, 1992).

El método piranométrico que utiliza un solo piranómetro para estimar la duración de la insolación se basa en los dos supuestos siguientes acerca de la relación entre irradiancia y nubosidad:

a) Un cálculo bastante exacto de la irradiancia global potencial en la superficie terrestre, basado en el valor calculado de la irradiación extraterrestre (G_0), teniendo en cuenta la disminución debida a la dispersión en la atmósfera. El factor de disminución depende de la elevación solar h y de la turbiedad T de la atmósfera. El cociente entre la irradiancia global medida y ese valor calculado de la irradiancia global con cielo despejado es un buen indicador de la presencia de nubes.
b) Una diferencia evidente entre los valores mínimo y máximo de la irradiancia global, medida durante un intervalo de 10 minutos, presupone que las nubes ocultan temporalmente el Sol. Por

otra parte, cuando no existe tal diferencia no hay insolación, o solo la hay durante el intervalo de 10 minutos (es decir, $SD = 0$, o $SD = 10$ min).

Basándose en esos supuestos, es posible utilizar un algoritmo (Slob y Monna, 1991) para calcular la *SD* diaria a partir de la suma de los valores de *SD* cada 10 minutos. Utilizando ese algoritmo, se determina *SD* para intervalos sucesivos de 10 minutos (es decir, $SD_{10\text{min}} = f \cdot 10$ min, donde f es la fracción del intervalo con insolación, $0 \leq f \leq 1$). El factor de disminución depende en gran medida de la trayectoria óptica de la luz solar viajando a través de la atmósfera. Dado que esa trayectoria está relacionada con la elevación del Sol, $h = 90° - z$, el algoritmo discrimina entre tres zonas horarias. Aunque por lo general $f = 0$ o bien $f = 1$, se presta especial atención al intervalo $0 < f < 1$. Este algoritmo figura en el anexo. La incertidumbre se cifra en aproximadamente 0,6 horas para las sumas diarias.

8.2.2.2 Fuentes de error

Según la ecuación 8.3, los errores de medición de la irradiancia solar global y difusa se propagan al calcular la irradiancia solar directa y se intensifican considerablemente por el aumento de los ángulos solares cenitales. Por tanto, la exactitud de las correcciones por pérdida de energía solar difusa debida al uso de anillos de sombra (OMM, 1984*a*) y la selección de la calidad del piranómetro resultan importantes a la hora de reducir el nivel de incertidumbre de los resultados.

8.2.3 El heliógrafo de Campbell-Stokes (método de quemado)

El heliógrafo de Campbell-Stokes se compone esencialmente de una superficie esférica de vidrio montada concéntricamente en una sección de un recipiente esférico cuyo diámetro es tal que los rayos del Sol caen perfectamente enfocados sobre una banda sujeta a las ranuras del recipiente. El método de sujeción de la esfera difiere conforme el instrumento se vaya a emplear en latitudes polares, templadas o tropicales. Para conseguir resultados positivos, tanto el segmento esférico como la esfera han de fabricarse con gran precisión, y el diseño de la armadura permitirá centrar la esfera en él con exactitud. El segmento esférico tiene tres pares de ranuras superpuestas para colocar las bandas de registro correspondientes a las distintas estaciones del año (una para los dos equinoccios); sus longitudes y formas se seleccionan de modo que se adapten a la óptica geométrica del sistema. Cabe destacar que el problema antes mencionado de la traza de combustión que se produce bajo condiciones de nubosidad diferentes indica que este instrumento, y desde luego cualquier otro instrumento que emplee este método, no proporciona datos exactos sobre la duración de la insolación.

En el cuadro inferior se resumen los requisitos y las características principales de un heliógrafo de Campbell-Stokes de la versión HRP. Un heliógrafo que se vaya a emplear como HRP debería satisfacer las especificaciones detalladas proporcionadas por el Servicio Meteorológico de Reino Unido, y las

Características del heliógrafo de Campbell-Stokes (versión HRP)

Esfera de vidrio		*Segmento esférico*		*Bandas de registro*	
Forma:	uniforme	Material:	bronce industrial o metal de durabilidad equivalente	Material:	cartulina de buena calidad, no muy sensible a la humedad
Diámetro:	10 cm	Radio:	73 mm	Ancho:	ajustado, dentro de 0,3 mm
Color:	muy tenue o incoloro	Características adicionales:	a) línea de mediodía central grabada transversalmente por la cara interior;	Grosor:	0,4 ± 0,05 mm
Índice de refracción:	1,52 ± 0,02		b) ajuste de la inclinación del segmento a la horizontal, según la latitud;	Efecto de la humedad:	dentro del 2 por ciento
Distancia focal:	75 mm para la luz "D" del sodio		c) base doble con dispositivos para nivelación y ajuste del acimut	Color:	oscuro, homogéneo, no se notan diferencias con luz diurna difusa
				Graduaciones:	líneas horarias impresas en negro

bandas de registro HRP deberían cumplir las especificaciones detalladas por el Servicio Meteorológico de Francia.

8.2.3.1 Ajustes

Al instalar un heliógrafo se deben efectuar los ajustes siguientes:

a) nivelar la base;
b) ajustar el segmento esférico, de modo que la línea central de la banda equinoccial se corresponda con el ecuador celeste (la escala de latitud marcada en el soporte del segmento esférico facilita esta operación);
c) el plano vertical que pasa por el centro de la esfera y la marca de mediodía del segmento esférico deben estar en el plano del meridiano geográfico (ajuste norte-sur).

La mejor manera de comprobar si un heliógrafo cumple la condición estipulada en c) consiste en observar la marca o traza dejada por el sol del mediodía aparente local en la banda de registro; si el instrumento está orientado y ajustado correctamente, esa marca o traza debe caer exactamente en la línea de mediodía del segmento esférico o de la banda de registro.

8.2.3.2 Evaluación

Para conseguir resultados uniformes con los heliógrafos de tipo Campbell-Stokes es especialmente importante seguir estrictamente las instrucciones que se dan a continuación para evaluar los registros (heliogramas) de los HRP. La duración efectiva total de la insolación diaria debería determinarse señalando en el borde de una banda del mismo tipo las longitudes correspondientes a cada marca o traza, y midiendo la longitud total así obtenida del registro a lo largo de la banda, redondeada a la décima de hora más próxima. Al evaluar el heliograma debería procederse como sigue:

a) en el caso de una marca o traza de combustión bien definida y de extremos redondos, debería reducirse la longitud en cada extremo en una magnitud igual a la mitad del radio de curvatura de la extremidad de la marca; normalmente, esto corresponderá a una reducción de la longitud total de cada traza de 0,1 horas;
b) en el caso de trazas de combustión circulares, la longitud medida debería ser igual a la mitad del diámetro de la traza; si hay más de una traza circular en el heliograma del día, bastaría considerar dos o tres marcas como equivalentes a 0,1 horas de sol; cuatro, cinco o seis trazas como equivalentes a 0,2 horas de sol; y así sucesivamente, a intervalos de 0,1 horas;
c) cuando la traza no es más que una línea estrecha, debería medirse la longitud total de la misma, aunque la banda de registro esté solo ligeramente descolorida;
d) cuando la anchura de la traza bien definida se reduzca temporalmente por lo menos un tercio, debería restarse de la longitud total 0,1 horas por cada una de dichas reducciones de anchura, sin que el máximo sustraído rebase la mitad de la longitud total de la traza.

Para evaluar los errores aleatorios y sistemáticos que se producen al examinar los heliogramas, y a fin de asegurar la objetividad de los resultados de la comparación, se recomienda que las evaluaciones de cada uno de los instrumentos comparados sean efectuadas sucesiva e independientemente por dos o más personas familiarizadas con este tipo de trabajo.

8.2.3.3 Versiones especiales

Dado que el heliógrafo de Campbell-Stokes estándar no registra toda la insolación recibida durante los meses de verano en las estaciones situadas en latitudes que superan los 65°, algunos países utilizan versiones modificadas.

Una de las posibilidades consiste en utilizar dos heliógrafos de CampbeIl-Stokes que funcionen en sentidos opuestos, es decir, instalar uno de la manera habitual, y el otro de cara al norte.

En muchos climas puede ser necesario calentar el sistema para evitar la formación de escarcha y rocío. Las comparaciones efectuadas en climas como los del norte de Europa, entre instrumentos calentados y no calentados, han mostrado que la insolación que no se mide con la versión normal, pero que sí se registra con un sistema de calentamiento, es del orden del 1 por ciento de la media mensual en verano, y del orden del 5 al 10 por ciento en invierno.

8.2.3.4 Fuentes de error

Los errores de este registrador se deben, en su mayoría, a que la cartulina o banda de combustión depende de la temperatura y la humedad, y también de la combustión excesiva, especialmente cuando hay nubes dispersas (Ikeda, Aoshima y Miyake, 1986).

En latitudes medias y altas, los valores correspondientes a la mañana muestran frecuentes perturbaciones ocasionadas por el rocío o la escarcha.

8.2.4 Dispositivos de evaluación por contraste

El heliógrafo de Foster con conmutador es un dispositivo óptico que fue introducido en la red de Estados Unidos de América en 1953 (Foster y Foskett, 1953). Consiste en un par de fotocélulas de selenio, una de las cuales está protegida de la luz solar directa por un anillo de sombra. Las células están corregidas de forma que cuando no hay luz solar directa no se genera ninguna señal. El conmutador se activa cuando la irradiancia solar directa rebasa unos 85 W m^{-2} (Hameed y Pittalwala, 1989). La posición del anillo de sombra requiere ajuste solo cuatro veces al año para concordar con los cambios estacionales de la trayectoria aparente del Sol en el cielo.

8.2.5 Dispositivos de barrido y evaluación por contraste

8.2.5.1 Generalidades

En la Comparación de mediciones automáticas de la duración de la insolación de la OMM, efectuada en el Centro de Radiación de la AR VI en Hamburgo (Alemania) entre 1988 y 1989, se compararon varios sensores optoelectrónicos diferentes, o sea, dispositivos de barrido y evaluación por contraste (véase, por ejemplo, OMM 1984*b*). En el informe de esta comparación figuran descripciones detalladas de todos los instrumentos y sensores que participaron en ese evento.

8.2.5.2 Fuentes de error

La distribución de las nubes en el cielo o la radiación solar reflejada por el entorno pueden afectar los resultados, tanto por los procedimientos diferentes que se utilizan para evaluar el contraste como por los ángulos de visión de las células, que son relativamente grandes. Las células fotovoltaicas de silicona sin filtros presentan típicamente una respuesta máxima en el infrarrojo cercano y una dependencia de los resultados con respecto al espectro de la radiación solar directa.

Dado que los ángulos de visión de este dispositivo (con un campo de visión relativamente pequeño, rectangular y en forma de ranura) difieren considerablemente del ángulo de visión del pirheliómetro de referencia (que tiene un campo de visión circular y simétrico), la distribución de las nubes alrededor del Sol puede causar desviaciones con respecto a los valores de referencia.

Debido al pequeño ángulo de visión, una cúpula de vidrio con impurezas puede ser una fuente específica de incertidumbre. Debería considerarse, asimismo, la capacidad de respuesta espectral del sensor además del error asociado a la elevación solar. En la actualidad se piensa que tan solo uno de los registradores comercializados, que utiliza un detector piroeléctrico, está exento de efectos espectrales.

8.3 EXPOSICIÓN DEL HELIÓGRAFO

Los tres aspectos fundamentales que deben observarse para hacer una exposición correcta del heliógrafo son:

a) Los sensores deberían estar sujetos firmemente a un soporte rígido a excepción de los sensores SONI (OMM, 1984*b*) que, por su diseño, pueden instalarse también en boyas.
b) El sensor debería proporcionar una vista ininterrumpida del Sol en todas las épocas del año, y durante todo el período en que se encuentre a más de 3° por encima del horizonte. Esta recomendación se puede modificar en los casos siguientes:
   i) las antenas pequeñas u otras obstrucciones de anchura angular pequeña (≤ 2°) son aceptables cuando no se puede cambiar de emplazamiento; en este caso, deberían documentarse perfectamente las posiciones, elevaciones y anchuras angulares de las obstrucciones, y sería preciso estimar la pérdida potencial de horas de insolación a unas horas y días determinados mediante cálculos astronómicos del trayecto solar aparente;
   ii) en regiones montañosas (por ejemplo, en los valles) las obstrucciones naturales son aceptables como factor del clima local y deberían documentarse como se indica en el párrafo anterior.
c) El emplazamiento no debería estar rodeado de superficies que puedan reflejar una cantidad apreciable de radiación solar directa hacia el sensor. La radiación reflejada puede influir principalmente en los resultados de los dispositivos de medición por contraste. Algunos medios de evitar esas interferencias consistirían en no utilizar pintura blanca y en mantener las superficies cercanas limpias de nieve o protegerlas con pantallas.

En los apartados antes mencionados se hace referencia a un ajuste del eje del sensor. Los fabricantes de ciertos sensores recomiendan inclinar el eje según la estación del año.

8.4 FUENTES GENERALES DE ERROR

La incertidumbre de la duración de la insolación registrada por tipos diferentes de instrumentos y métodos fue constatada en forma de desviación de los valores de referencia de la OMM para las condiciones meteorológicas de Hamburgo (Alemania) entre 1988 y 1989.

Los valores de referencia son también algo inciertos debido a la incertidumbre del factor de calibración del pirheliómetro utilizado y a la magnitud de su ángulo de visión (dependencia respecto de la aureola). En el caso de valores únicos, convendría tener también en cuenta la constante de tiempo.

Las fuentes generales de incertidumbre son:

a) la calibración del registrador (ajuste del umbral de irradiancia equivalente (véase la sección 8.5));
b) la variación típica de la respuesta del registrador debida a las condiciones meteorológicas (por ejemplo, temperatura, nubosidad, polvo), y a la posición del Sol (por ejemplo, errores de dirección, espectro solar);
c) el ajuste deficiente y la inestabilidad de partes importantes del instrumento;
d) la evaluación simplificada o errónea de los valores medidos;
e) procedimientos erróneos para medir el tiempo;
f) polvo y humedad en superficies ópticas y del detector;
g) niveles bajos de mantenimiento.

8.5 CALIBRACIÓN

Antes de exponer algunos métodos de calibración convendría realizar los siguientes comentarios generales:

a) no se dispone de un método normalizado para calibrar los sensores de *SD*;
b) en las calibraciones efectuadas al aire libre hay que emplear el método pirheliométrico para obtener datos de referencia;
c) debido a las diferencias existentes entre el diseño de los sensores de *SD* y los instrumentos de referencia, y también con respecto a la variabilidad natural de las condiciones de medición, hay que establecer los resultados de la calibración mediante comparaciones de largo período (algunos meses);
d) en general, la calibración de los sensores de *SD* necesita de un procedimiento específico para ajustar sus valores de umbral (electrónicamente en el caso de los dispositivos optoeléctricos, y mediante programas informáticos en los sistemas piranométricos);
e) si se utilizan dispositivos optoeléctricos con salida analógica, la duración del período de calibración debería ser relativamente corta;
f) el método de interior (en el que se utiliza una lámpara) es recomendable, ante todo, para efectuar las pruebas periódicas de la estabilidad de los instrumentos utilizados en condiciones reales;

8.5.1 Métodos de exterior

8.5.1.1 Comparación de los datos de duración de la insolación

Los valores de referencia SD_{ref} se medirán simultáneamente con los valores de la duración de la insolación SD_{cal} del sensor que se está calibrando. Como instrumento de referencia debería utilizarse un pirheliómetro montado en un dispositivo de seguimiento solar combinado con un discriminador de umbral de irradiancia (véase la sección 8.1.4). Otra posibilidad consiste en utilizar un heliógrafo de una precisión determinada recalibrado regularmente. Puesto que el requisito de exactitud del umbral de insolación de un sensor varía según las condiciones meteorológicas (véase la sección 8.1.3), los resultados de la comparación se obtendrán estadísticamente a partir de series de datos de períodos largos.

Cuando el método se aplica a la serie total de datos de un período (en condiciones de nubosidad típicas), el primer resultado de la calibración es la relación $q_{tot} = \Sigma_{tot} SD_{ref} / \Sigma_{tot} SD_{cal}$.

Para $q > 1$ o $q < 1$, la tensión de umbral equivalente se ajustará a valores menores y mayores, respectivamente. Dado que el grado del ajuste necesario no guarda una correlación grande con q_{tot}, harán falta otros períodos de comparaciones para validar por iteración el acercamiento al umbral ideal mediante la aproximación $q_{tot} = 1$. La duración de un período de calibración total puede ser de tres a seis meses en las latitudes medias de Europa. Por consiguiente, convendría que las instalaciones de calibración de la red de sensores puedan calibrar varios sensores simultáneamente. (El empleo de q_{tot} como factor de corrección de los valores ΣSD arroja resultados fiables solo si los períodos que se evalúan presentan las mismas formas de nubes que las prevalecientes durante el período de calibración. En consecuencia, este método no es recomendable).

Si el método se aplica a series de datos que se seleccionan sobre la base de unas condiciones de

medición específicas (por ejemplo, nubosidad, ángulo de elevación solar, duración de la insolación relativa, hora del día), tal vez sea posible, por ejemplo, encontrar estadísticamente factores $q_{sel} = \Sigma_{sel} SD_{ref} / \Sigma_{sel} SD_{cal}$ para tipos de nubosidad diferentes. Esos factores se podrían utilizar también para corregir series de datos cuya nubosidad ha sido claramente especificada.

Por otra parte, se recomienda ajustar la tensión de umbral equivalente, especialmente si se tienen en cuenta los valores de q_{sel} para las condiciones de nubosidad menos propicias (como los cirros o los altoestratos). Se requiere también un procedimiento iterativo para validar el ajuste; según las condiciones meteorológicas prevalecientes, se necesitarán varias semanas o meses para realizar las comparaciones.

8.5.1.2 Comparación de señales analógicas

Este método está restringido a los sensores de *SD* que tienen una salida analógica que responde linealmente a la irradiancia solar directa recibida, al menos en el intervalo de menos de 500 W m^{-2}. La comparación entre la irradiancia de referencia medida con un pirheliómetro y la salida analógica medida simultáneamente debería efectuarse en horas de cielo despejado o en otros intervalos con irradiancia solar directa ligeramente variable por debajo de 500 W m^{-2}.

El análisis por regresión lineal de esas series de datos genera una recta de mejor ajuste, a partir de la cual se puede obtener la tensión de umbral equivalente a 120 W m^{-2}. Cuando este resultado de calibración se desvíe de la tensión certificada en más de ±20 por ciento, el umbral del sensor se debería ajustar al valor nuevo.

En el caso de sensores de respuesta espectral pronunciada, se deberían eliminar los datos medidos a ángulos de elevación solar bajos alrededor de 120 W m^{-2}, debido a la fuerte falta de comportamiento lineal causada por el espectro, a menos que la tensión de umbral en el orto y en el ocaso sea de interés especial. La tensión de umbral equivalente se obtendrá a partir de valores de irradiancia más altos.

8.5.1.3 Método del umbral de irradiancia efectiva media

El denominado método del umbral de irradiancia efectiva media (MEIT) se basa en la determinación, hora por hora, del umbral de irradiancia efectiva media I_m del sensor que se calibra.

En el primer paso de este método hay que determinar los valores $SD_{ref}(h_k, I(n))$ de *SD* a partir de las mediciones pirheliométricas controladas por ordenador para las horas h_k y las irradiancias de umbral ficticio $I(n)$ entre 60 y 240 W m^{-2} (esto significa que $I(n) = (60 + n)$ W m^{-2} con $n = 0, 1, 2, \ldots 180$). En el segundo paso, el valor horario de *SD* del detector, $SD(h_k)$, se comparará con $SD_{ref}(h_k, I(n))$ para encontrar el valor $n = n_k$ para el cual $SD(h_k)$ es igual a $SD_{ref}(h_k, I(n_k))$, donde $I(n_k)$ representa el valor del MEIT de la hora h_k: $I_m(h_k) = (60 + n_k)$ W m^{-2}. Si no se encuentra directamente n_k, tendrá que ser interpolado a partir de valores adyacentes.

En el tercer paso se ajustará la tensión de umbral equivalente del registrador si la desviación relativa entre un valor del MEIT I_m y el umbral ideal de 120 W m^{-2} es superior a ±20 por ciento. El valor medio debería arrojar, por ejemplo, un promedio mensual debido a la gran dispersión de las desviaciones de los valores horarios del MEIT.

El método no es aplicable a horas en las que predominan las transiciones de umbral rápidas; el gradiente medio de una hora debería ser inferior a 5 W m^{-2} s^{-1}. Los valores del MEIT no son representativos del conjunto total de datos correspondientes al período de calibración.

8.5.2 Método de interior

Dado que en un recinto interior resulta difícil simular la distribución de los flujos solares directo y difuso, solo se puede recomendar una "calibración de reserva", aplicable a los sensores de *SD* que tienen una tensión de umbral equivalente ajustable. El equipo de prueba de laboratorio consiste en una fuente de radiación estabilizada (de preferencia con un espectro solar aproximado), un soporte para efectuar un ajuste local preciso del sensor de *SD* y un sensor de *SD* (cuidadosamente calibrado en exterior) que se emplea como referencia. Los sensores de referencia y de prueba deberían ser del mismo modelo.

Al comienzo del procedimiento de prueba, se dispone el sensor de referencia precisamente en el haz de la lámpara, de manera que la salida analógica o el "heliógrafo de conmutador" habitual indiquen 120 W m^{-2}. A continuación, se sustituye de manera precisa el dispositivo de referencia por el de prueba, cuya tensión de umbral equivalente se ajustará lo necesario para activar el conmutador o para conseguir un equivalente de 120 W m^{-2}. Se comprobará la repetibilidad de los resultados intercambiando repetidas veces los instrumentos.

8.6 MANTENIMIENTO

El mantenimiento ordinario que efectuarán los técnicos consiste en:

a) Limpieza. Todos los sensores necesitan una limpieza cotidiana de las ventanas de entrada, especialmente los dispositivos de barrido, cuyos ángulos de visión son pequeños. Los instrumentos que no tengan dispositivos para evitar el rocío y la escarcha deberían limpiarse más de una vez en ciertos días.
b) Comprobación. Habría que comprobar diariamente la rotación de las partes (de barrido) especiales, y también los valores de verificación del sistema de adquisición de datos.
c) Cambios de registro. En el caso de los heliógrafos de Campbell-Stokes se cambiará la cartulina todos los días; en otros dispositivos se reemplazarán periódicamente los registradores de datos apropiados.
d) Ajustes. Hay que efectuar ajustes cuando el fabricante recomienda que se modifique la inclinación del sensor según la estación del año o, eventualmente, después de temporales fuertes.

Los ingenieros o técnicos se encargarán del mantenimiento de las partes especiales de los sensores y de los sistemas de adquisición de datos utilizados conforme a las instrucciones de los manuales correspondientes.

ANEXO

ALGORITMO PARA ESTIMAR LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN A PARTIR DE MEDICIONES DE LA IRRADIANCIA GLOBAL DIRECTA

(véase Slob y Monna, 1991, 15 págs.)

La estimación del valor de *SD* diario se basa en la suma de las fracciones *f* a intervalos de 10 minutos, es decir, $SD = \Sigma SD_{10}$, donde $SD_{10} = f \leq 10$ min. En la práctica, $f = 0$ (insolación nula, cielo cubierto), pero se presta especial atención a los valores tales que $0 < f < 1$ (parcialmente soleado, parcialmente cubierto). Dado que la correlación entre la *SD* y la irradiación global, medida horizontalmente, depende de la elevación del Sol (*h*), la discriminación se efectúa en primer lugar en términos de sin(*h*).

Son aplicables las variables siguientes:

- h Ángulo de elevación del Sol, en grados
- G Irradiancia global sobre una superficie horizontal, en W m^{-2}
- I Irradiancia directa sobre una superficie perpendicular a la dirección del Sol, en W m^{-2}
- D Radiación difusa sobre una superficie horizontal, en W m^{-2}
- T_L Turbiedad de Linke (adimensional)

Para los valores medidos de *G*, se verifica:

- G representa un promedio en 10 minutos de la irradiancia global medida
- G_{min} representa el valor mínimo de la irradiancia global, medido durante el intervalo de 10 minutos
- G_{max} representa el valor máximo de la irradiancia global, medido durante el intervalo de 10 minutos ($G_{min} \leq G \leq G_{max}$)

Ecuaciones utilizadas:

$G_0 = I_0 \sin(h)$, $I_0 = 1\,367$ W m^{-2} (para la irradiancia extraterrestre)

$I = I_0 \exp(-T_L/(0{,}9 + 9{,}4 \sin(h)))$, $I_0 = 1\,367$ W m^{-2}

$c = (G - D)/(I \sin(h))$, donde

$T_L = 4$ y

$D = 1{,}2 G_{min}$ si $(1{,}2 G_{min} < 0{,}4)$; en caso contrario, $D = 0{,}4$

Elevación del Sol	sin(h) < 0,1, h < 5,7°	0,1 ≤ sin(h) ≤ 0,3, 5,7° ≤ h ≤ 17,5°		sin(h) ≥ 0,3 h ≥ 17,5°					
Otros criterios	No hay otros criterios de decisión	¿Es $G/G_0 \leq \{0{,}2 + \sin(h)/3 + \exp(-T_L/(0{,}9 + 9{,}4 \sin(h))\}$ con $T_L = 6$?		¿Es $G_{max}/G_0 < 0{,}4$?					
				Si "sí"	Si "no"				
					¿Es $G_{min}/G_0 > \{0{,}3 + \exp(-T_L/(0{,}9 + 9{,}4 \sin(h))\}$ con $T_L = 10$?				
		Si "sí"	Si "no"		Si "sí"	Si "no"			
						¿Es $G_{max}/G_0 > \{0{,}3 + \exp(-T_L/(0{,}9 + 9{,}4 \sin(h))\}$ y $G_{max} - G_{min} < 0{,}1\, G_0$ con $T_L = 10$?			
						Si "sí"	Si "no"		
							$c < 0$	$0 \leq c \leq 1$	$c > 1$
Resultado	$f = 0$	$f = 0$	$f = 1$	$f = 0$	$f = 1$	$f = 1$	$f = 0$	$f = c$	$f = 1$

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Angell, J. K., 1990: Variation in United States cloudiness and sunshine duration between 1950 and the drought year of 1988. *Journal of Climate*, 3, págs. 296 a 308.

Baumgartner, T., 1979: Die Schwellenintensität des Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes an wolkenlosen Tagen. *Arbeitsberichte der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt*, número 84, Zurich.

Bider, M., 1958: Über die Genauigkeit der Registrierungen des Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, serie B, volumen 9, número 2, págs. 199 a 230.

Coulson, K. L., 1975: *Solar and Terrestrial Radiation. Methods and Measurements*. Academic Press, Nueva York, págs. 215 a 233.

Foster, N. B. y L. W. Foskett, 1953: A photoelectric sunshine recorder. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 34, págs. 212 a 215.

Golchert, H. J., 1981: Mittlere Monatliche Globalstrahlungsverteilungen in der Bundesrepublik Deutschland. *Meteorologische Rundschau*, 34, págs. 143 a 151.

Hameed, S. e I. Pittalwala, 1989: An investigation of the instrumental effects on the historical sunshine record of the United States. *Journal of Climate*, 2, págs. 101 a 104.

Ikeda, K., T. Aoshima y Y. Miyake, 1986: Development of a new sunshine-duration meter. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, volumen 64, número 6, págs. 987 a 993.

Jaenicke, R. y F. Kasten, 1978: Estimation of atmospheric turbidity from the burned traces of the Campbell-Stokes sunshine recorder. *Applied Optics*, 17, págs. 2617 a 2621.

Organización Meteorológica Mundial, 1962: *Abridged Final Report of the Third Session of the Commission for Instruments and Methods of Observation*. WMO-No. 116 R. P. 48, Ginebra.

—, 1982: *Informe final abreviado de la octava reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación*. OMM-Nº 590, Ginebra.

—, 1984*a*: Diffuse solar radiation measured by the shade ring method improved by a new correction formula (K. Dehne). *Ponencias presentadas en la Conferencia técnica de la OMM sobre instrumentos y observaciones meteorológicas* rentables *(TECIMO)*. Informe Nº 15 sobre instrumentos y métodos de observación, Ginebra, págs. 263 a 267.

—, 1984*b*: A new sunshine duration sensor (P. Lindner). *Ponencias presentadas en la Conferencia técnica de la OMM sobre instrumentos y observaciones meteorológicas* rentables (TECIMO). Informe Nº 15 sobre instrumentos y métodos de observación, Ginebra, págs. 179 a 183.

—, 1985: Dependence on threshold solar irradiance of measured sunshine duration (K. Dehne). *Ponencias presentadas en la Conferencia técnica de la OMM sobre instrumentos y métodos de observación (TECIMO III)*. Informe Nº 22 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 50, Ginebra, págs. 263 a 271.

—, 1986: *Radiation and Sunshine Duration Measurements: Comparison of Pyranometers and Electronic Sunshine Duration Recorders of RA VI* (G. Major). Informe Nº 16 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 146, Ginebra.

—, 1990: *Informe final abreviado de la décima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación*, OMM-Nº 727, Ginebra.

—, 2003: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 544, Ginebra.

Painter, H. E., 1981: The performance of a Campbell-Stokes sunshine recorder compared with a simultaneous record of normal incidence irradiance. *The Meteorological Magazine*, 110, págs. 102 a 109.

Slob, W. H. y W. A. A. Monna, 1991: *Bepaling van een directe en diffuse straling en van zonneschijnduur uit 10-minuutwaarden van de globale straling*. KNMI TR136, de Bilt.

Sonntag, D. y K. Behrens, 1992: Ermittlung der Sonnenscheindauer aus pyranometrisch gemessenen Bestrahlungsstärken der Global-und Himmelsstrahlung. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, número 181.

Stanghellini, C., 1981: A simple method for evaluating sunshine duration by cloudiness observations. *Journal of Applied Meteorology*, 20, págs. 320 a 323.

CAPÍTULO 9

MEDICIÓN DE LA VISIBILIDAD

9.1 GENERALIDADES

9.1.1 Definiciones

La visibilidad se definió por primera vez con fines meteorológicos como una magnitud que debe estimar un observador humano, y las observaciones así realizadas tienen diversas y numerosas aplicaciones. Sin embargo, la estimación de la visibilidad abarca muchos factores subjetivos y físicos, y la magnitud meteorológica esencial, que es la transparencia de la atmósfera, puede medirse objetivamente, y está representada por el alcance óptico meteorológico (MOR, por sus siglas en inglés).

El *alcance óptico meteorológico* es la longitud del trayecto en la atmósfera, necesario para reducir el flujo luminoso de un haz colimado procedente de una lámpara de incandescencia, a una temperatura de color de 2 700 K, hasta el 5 por ciento de su valor inicial, evaluándose el flujo luminoso por medio de la función de luminosidad fotométrica de la Comisión Internacional de Iluminación (CII).

La visibilidad, la visibilidad meteorológica (durante el día) y la visibilidad meteorológica durante la noche[1] se definen como la máxima distancia a la que puede verse y reconocerse un objeto negro de dimensiones adecuadas (situado cerca del suelo) cuando se observa contra un fondo de cielo durante el día o que podría verse y reconocerse durante la noche si la iluminación general se elevase al nivel diurno normal (OMM, 1992*a*; 2003).

El *alcance visual (meteorológico)* es la distancia a la que el contraste entre un objeto y su fondo es exactamente igual al umbral de contraste visual de un observador (OMM, 1992*a*).

La *luz del aire* es la luz procedente del Sol y el cielo que se difunde hacia los ojos de un observador por las partículas suspendidas en la atmósfera (y, hasta cierto punto, por moléculas del aire) que se encuentran en el cono de visión del observador. Quiere decirse que la luz del aire llega al ojo en la misma forma que la radiación celeste difusa llega a la superficie terrestre. La luz del aire es el principal factor que limita la visibilidad horizontal diurna de objetos negros, porque sus contribuciones, integradas a lo largo del cono de visión entre el ojo y el objeto, elevan la luminancia aparente de un objeto negro suficientemente alejado a un nivel indistinguible desde el cielo del fondo. A diferencia de la estimación subjetiva, la mayor parte de la luz del aire que penetra en el ojo del observador tiene su origen en porciones de su cono de visión que se encuentran bastante cerca de él.

Las cuatro magnitudes fotométricas siguientes se definen en detalle en diversas normas, tales como las de la Comisión Electrotécnica Internacional (IEC, 1987):

a) *flujo luminoso* (símbolo: F (o Φ), unidad: lumen) es una magnitud que se obtiene a partir del flujo radiante, evaluando la radiación con arreglo a su acción sobre el observador fotométrico estándar de la CII;
b) *intensidad luminosa* (símbolo: I, unidad: candela (cd) o lm sr^{-1}) es el flujo luminoso por unidad de ángulo sólido;
c) *luminancia* (símbolo: L, unidad: cd m^{-2}) es la intensidad luminosa por unidad de superficie;
d) *iluminancia* (símbolo: E, unidad: lux o lm m^{-2}) es el flujo luminoso por unidad de superficie.

El *coeficiente de extinción* (símbolo σ) es la proporción de flujo luminoso perdido por un haz colimado, emitido por una fuente incandescente a una temperatura de color de 2 700 K, al recorrer el trayecto de una unidad de distancia en la atmósfera. El coeficiente es una medida de atenuación debida a la absorción y a la dispersión.

El *contraste de luminancia* (símbolo C) es el cociente de la diferencia entre la luminancia de un objeto y su fondo, y la luminancia del fondo.

El *umbral de contraste* (símbolo ε) es el valor mínimo del contraste de luminancia que puede detectar el ojo humano, es decir, el valor que permite distinguir

1 Con objeto de evitar confusiones, por regla general, la visibilidad durante la noche no debería definirse como "la máxima distancia a la que puede verse e identificarse una luz específica de moderada intensidad" (véase el Informe final abreviado de la undécima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (OMM-Nº 807)). Si las observaciones sobre visibilidad tuvieran que hacerse en base a una evaluación de las fuentes de luz, se recomienda definir el alcance visual especificando con precisión la intensidad adecuada de luz y su aplicación, como en el caso del alcance visual en pista. Sin embargo, en su undécima reunión, la CIMO acordó seguir investigando en los ámbitos que así lo requirieran, para resolver las dificultades prácticas que plantea la aplicación de esta definición.

un objeto de su fondo. El umbral de contraste varía según el individuo.

El *umbral de iluminancia* (símbolo E_t), es la mínima iluminancia, en el ojo, para la detección de focos luminosos puntuales en un fondo de luminancia especificada. Por lo tanto, el valor E_t varía según las condiciones de iluminación.

El *factor de transmisión* (símbolo T) se define, para un haz colimado procedente de un foco incandescente a una temperatura de color de 2 700 K, como la fracción de flujo luminoso que permanece en el haz después de atravesar un recorrido óptico de determinada longitud en la atmósfera. El factor de transmisión se denomina también coeficiente de transmisión. Los términos transmitancia o fuerza transmisiva de la atmósfera se utilizan también cuando está definido el trayecto, es decir, cuando tiene una longitud específica (por ejemplo, en el caso del transmisómetro). En este caso, T se multiplica a menudo por 100 y se expresa en porcentaje.

9.1.2 Unidades y escalas

La visibilidad meteorológica o alcance óptico meteorológico (MOR) se expresa en metros o kilómetros. La distancia de medición varía según la aplicación. En tanto que para los fines de la meteorología sinóptica la escala de lecturas del MOR se extiende desde menos de 100 m hasta más de 70 km, el rango de medición puede ser más restringido en otras aplicaciones. Así ocurre con la aviación civil, donde el límite superior puede ser de 10 km. Este rango puede reducirse aún más cuando se aplica a la medición del alcance visual en pista en condiciones de aterrizaje y despegue con visibilidad reducida. Para el alcance visual en pista solo se requiere entre 50 y 1 500 m (véase el capítulo 2 de la parte II). Para otras aplicaciones, como el tráfico por carretera o marítimo, pueden aplicarse diferentes límites, según las necesidades y los lugares en que se efectúen las mediciones.

Los errores de medición de la visibilidad aumentan en proporción con la misma, lo cual se tiene en cuenta en las escalas de medición. Tal hecho se refleja en la clave utilizada para los informes sinópticos, empleando tres segmentos lineales con una resolución decreciente, a saber, de 100 a 5 000 m en intervalos de 100 m, de 6 km a 30 km en intervalos de 1 km, y de 35 km a 70 km en intervalos de 5 km. Esta escala permite comunicar la visibilidad con una resolución mejor que la exactitud de la medición, salvo cuando la visibilidad es inferior a unos 1 000 m.

9.1.3 Requisitos meteorológicos

El concepto de visibilidad se utiliza ampliamente en meteorología de dos modos diferentes. En primer lugar, es uno de los elementos que sirven para identificar las características de una masa de aire, especialmente para las necesidades de la meteorología sinóptica y la climatología. En este caso, la visibilidad debe ser representativa del estado óptico de la atmósfera. En segundo término, es una variable operativa que corresponde a criterios específicos o aplicaciones especiales. Para este fin, se expresa directamente en términos de la distancia a la que pueden verse señales o luces específicas.

Una de las aplicaciones especiales más importantes corresponde a los servicios meteorológicos para la aviación (véase el capítulo 2 de la parte II).

La medición de la visibilidad utilizada en meteorología debería estar exenta de la influencia de condiciones extrameteorológicas, pero relacionada simplemente con los conceptos intuitivos de visibilidad y con la distancia a la que pueden verse objetos comunes en condiciones normales. El alcance óptico meteorológico se ha definido para atender tales requisitos, es adecuado para métodos instrumentales de día y de noche, y tiene relaciones bien comprendidas con otras mediciones de visibilidad. El MOR ha sido adoptado oficialmente por la OMM como la medición de la visibilidad para usos generales y aeronáuticos (OMM, 1990*a*). También ha sido reconocido por la Comisión Electrotécnica Internacional (IEC, 1987) para aplicaciones relativas a óptica atmosférica y señalización visual.

El MOR está relacionado con la noción intuitiva de visibilidad a través del umbral de contraste. En 1924, Koschmieder, seguido por Helmholtz, propuso un valor de 0,02 para ε. Otros autores han propuesto valores distintos, que varían entre 0,007 7 y 0,06, e incluso 0,2. El valor más pequeño produce una estimación mayor de la visibilidad en determinadas condiciones atmosféricas. Para fines aeronáuticos, se acepta que ε es mayor que 0,02, y se considera como 0,05 puesto que, para un piloto, el contraste de un objeto (señales en la pista) con respecto al terreno circundante es muy inferior al de un objeto contra el horizonte. Se supone que cuando un observador puede ver y reconocer un objeto negro contra el horizonte, el contraste aparente del objeto es 0,05 y, conforme se explica a continuación, esto lleva a la elección de 0,05 como factor de transmisión adoptado en la definición del MOR.

En el capítulo 1 de la parte I se tratan los requisitos de incertidumbre.

9.1.4 Métodos de medición

La visibilidad es un fenómeno psicofísico complejo, regido principalmente por el coeficiente de extinción atmosférica asociado con partículas sólidas y líquidas mantenidas en suspensión en la atmósfera; la extinción se debe principalmente a la dispersión, más que a la absorción de la luz. Su estimación está sujeta a variaciones en la percepción individual y en la capacidad interpretativa, así como en las características del foco luminoso y el factor de transmisión. Por consiguiente, toda estimación visual de la visibilidad es subjetiva.

Cuando la visibilidad es estimada por un observador humano no depende solo de las características fotométricas y de las dimensiones del objeto que se percibe, o debe percibirse, sino también del umbral de contraste del observador. De noche, depende de la intensidad de los focos luminosos, de la iluminancia de fondo y, si es estimada por un observador, de la adaptación a la oscuridad de los ojos del observador y del umbral de iluminancia de este. La estimación de la visibilidad durante la noche es particularmente problemática. En la sección 9.1.1, la primera definición de visibilidad durante la noche se da en términos de visibilidad equivalente de día, para tener la seguridad de que no se producen cambios artificiales al estimar la visibilidad al amanecer o al anochecer. La segunda definición tiene aplicaciones prácticas, especialmente con fines aeronáuticos, pero no es la misma que la primera, y normalmente da resultados distintos. Por supuesto, ambas son imprecisas.

Hay métodos instrumentales para medir el coeficiente de extinción a partir del cual puede calcularse el MOR. Esto permite calcular la visibilidad, conociendo los umbrales de contraste y de iluminancia, o asignándoles valores convenidos. Sheppard (1983) ha señalado que:

> "para atenerse estrictamente a la definición (del MOR) habría que montar un proyector y un receptor de características espectrales apropiadas en dos plataformas que pudieran separarse, por ejemplo a lo largo de una vía férrea, hasta que la transmitancia sea del 5 por ciento. Cualquier otro método da solo una estimación del MOR".

Sin embargo, se utilizan instrumentos fijos porque se supone que el coeficiente de extinción es independiente de la distancia. Algunos instrumentos miden la atenuación directamente, y otros miden la dispersión de la luz para obtener el coeficiente de extinción. Esto se describe en la sección 9.3. El breve análisis de la física de la visibilidad, en este capítulo, puede ser útil para comprender las relaciones entre las diversas mediciones del coeficiente de extinción, y para considerar los instrumentos utilizados para medirlo.

Percepción visual: visión fotópica y escotópica

Las condiciones de percepción visual se basan en la medición de la eficiencia fotópica del ojo humano con respecto a la radiación monocromática en el espectro de luz visible. Los términos *visión fotópica* y *visión escotópica* se refieren a las condiciones diurnas y nocturnas, respectivamente.

El adjetivo *fotópico* se refiere al estado de adaptación del ojo a las condiciones diurnas de luminancia ambiente. De manera más precisa, el estado fotópico se define como la respuesta visual de un observador con visión normal, al estímulo luminoso incidente sobre la fóvea retiniana (la parte central más sensible de la retina). La fóvea permite distinguir detalles finos y colores en estas condiciones de adaptación.

En el caso de visión fotópica (visión por medio de la fóvea), la eficacia luminosa relativa del ojo varía con la longitud de onda de la luz incidente. La eficacia luminosa del ojo en la visión fotópica presenta un máximo para la longitud de onda de 555 nm. La curva de respuesta para la eficacia relativa del ojo en las diversas longitudes de onda del espectro visible puede establecerse tomando como valor de referencia la eficacia a una longitud de onda de 555 nm. Así se obtiene la curva de la figura 9.1, adoptada por la Comisión Internacional de Iluminación para un observador normal.

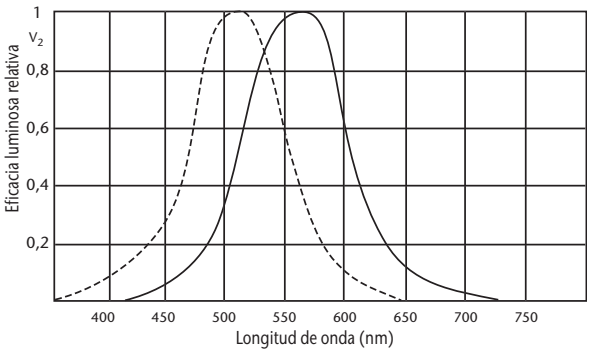


Figura 9.1. Eficacia luminosa relativa del ojo humano para la radiación monocromática. La línea continua indica la visión durante el día, mientras que la línea de puntos se refiere a la visión nocturna.

Se dice que la visión nocturna es escotópica (visión en que intervienen los bastones de la retina en lugar de la fóvea). Los bastones, la parte periférica de la retina, no tienen sensibilidad a colores ni a detalles finos, pero son particularmente sensibles a intensidades luminosas bajas. En la visión escotópica, la máxima eficacia luminosa corresponde a una longitud de onda de 507 nm.

Para la visión escotópica se requiere un largo período de adaptación, de hasta 30 minutos, en tanto que para la visión fotópica se necesitan solo dos minutos.

Ecuaciones básicas

Las ecuaciones básicas para medir la visibilidad son las de la ley de Bouguer-Lambert:

$$F = F_0 e^{-\sigma x} \tag{9.1}$$

donde F es el flujo luminoso recibido tras una longitud de trayecto x en la atmósfera y F_0 es el flujo para $x = 0$. Diferenciando, obtenemos:

$$\sigma = \frac{-dF}{F} \cdot \frac{1}{dx} \tag{9.2}$$

Obsérvese que esta ley es válida únicamente para la luz monocromática, pero puede aplicarse a un flujo espectral con buena aproximación. El factor de transmisión es:

$$T = F/F_0 \tag{9.3}$$

Las relaciones matemáticas entre el MOR y las diversas variables que representan el estado óptico de la atmósfera pueden deducirse de la ley de Bouguer-Lambert.

A partir de las ecuaciones 9.1 y 9.3 podemos escribir:

$$T = F/F_0 = e^{-\sigma x} \tag{9.4}$$

Si se aplica esta ley a la definición del MOR, $T = 0{,}05$, entonces $x = P$ y puede escribirse lo siguiente:

$$T = 0{,}05 = e^{-\sigma P} \tag{9.5}$$

Por lo tanto, la relación matemática del MOR respecto del coeficiente de extinción es:

$$P = (1/\sigma) \cdot \ln(1/0{,}05) \approx 3/\sigma \tag{9.6}$$

en donde ln es el logaritmo en base e o logaritmo natural. Combinando la ecuación 9.4, después de deducida de la ley de Bouguer-Lambert, y la ecuación 9.6, se obtiene la siguiente ecuación:

$$P = x \cdot \ln(0{,}05)/\ln(T) \tag{9.7}$$

Esta fórmula se utiliza como base para medir el MOR con transmisómetros, en donde x es, en este caso, igual a la línea de base del transmisómetro a en la ecuación 9.14.

Visibilidad meteorológica diurna

El contraste de luminancia es:

$$C = \frac{L_b - L_h}{L_h} \tag{9.8}$$

donde L_h es la luminancia del horizonte y L_b es la luminancia del objeto.

La luminancia del horizonte tiene su origen en la luz de aire difusa procedente de la atmósfera a lo largo de la línea de visibilidad del observador.

Cabría señalar que si el objeto es más oscuro que el horizonte, entonces C es negativo, y si el objeto es negro ($L_b = 0$), entonces $C = -1$.

Koschmieder estableció en 1924 una relación, conocida posteriormente como ley de Koschmieder, entre el contraste aparente (C_x) de un objeto, visto contra el cielo sobre el horizonte por un observador distante, y su contraste inherente (C_0), es decir, el contraste que tendría el objeto contra el horizonte visto desde una distancia muy corta. La relación de Koschmieder puede expresarse así:

$$C_x = C_0 e^{-\sigma x} \tag{9.9}$$

Esta relación es válida siempre y cuando el coeficiente de dispersión sea independiente del ángulo del acimut, y que haya iluminación uniforme a lo largo de todo el trayecto entre el observador, el objeto y el horizonte.

Cuando se ve un objeto negro contra el horizonte ($C_0 = -1$), y el contraste aparente es de –0,05, la ecuación 9.9 se reduce a:

$$0{,}05 = e^{-\sigma x} \tag{9.10}$$

Si se compara este resultado con la ecuación 9.5 se verá que cuando la magnitud del contraste aparente de un objeto negro, visto contra el horizonte, es 0,05, ese objeto se encuentra en el MOR(P).

Visibilidad meteorológica nocturna

La distancia a que puede verse de noche una luz (señal de visibilidad nocturna), no está simplemente relacionada con el MOR. No solo depende del MOR y de la intensidad de la luz, sino también de la iluminancia en el ojo del observador procedente de otras fuentes luminosas.

En 1876, Allard propuso la ley de atenuación de la luz desde un foco puntual de intensidad conocida (I) como una función de la distancia (x) y del coeficiente de extinción (σ). La iluminancia (E) de un foco luminoso puntual viene dada por:

$$E = I \cdot x^{-2} \cdot e^{-\sigma x} \qquad (9.11)$$

Cuando la luz es apenas visible, $E = E_t$ y puede escribirse:

$$\sigma = (1/x) \cdot \ln \{I/(E_t \cdot x^2)\} \qquad (9.12)$$

Teniendo en cuenta que $P = (1/\sigma) \cdot \ln(1/0{,}05)$, en la ecuación 9.6, podemos escribir:

$$P = x \cdot \ln(1/0{,}05)/\ln(I/(E_t \cdot x^2) \qquad (9.13)$$

Esta relación entre el MOR y la distancia a la que pueden verse las luces se presenta en la sección 9.2.3. La aplicación de esta ecuación a las observaciones visuales se describe en la sección 9.2.

9.2 ESTIMACIÓN VISUAL DEL ALCANCE ÓPTICO METEOROLÓGICO

9.2.1 Generalidades

Un observador meteorológico puede medir la estimación visual del MOR utilizando objetos naturales o artificiales (grupos de árboles, rocas, torres, campanarios, iglesias, faros, etc.).

Cada estación debería preparar un diagrama o plano de los objetos utilizados para las observaciones, mostrando sus distancias y posiciones con respecto al observador. El plano habría de incluir los objetos adecuados para las observaciones diurnas y las nocturnas. El observador ha de prestar también especial atención a las variaciones direccionales significativas del MOR.

Las observaciones deberían hacerlas observadores con visión normal, debidamente entrenados y, además, deberían realizarse habitualmente sin ayuda de ningún sistema óptico adicional (prismáticos, telescopio, teodolitos, etc.) y, preferiblemente, no a través de una ventana, sobre todo cuando se observan los objetos por la noche. Sería preciso que el ojo del observador se encontrase a una altura normal sobre el suelo (alrededor de 1,5 m); por consiguiente, las observaciones no deberían efectuarse desde plantas superiores de torres de control u otros edificios elevados. Esto es particularmente importante cuando la visibilidad es deficiente.

Cuando la visibilidad varía entre diferentes direcciones, el valor registrado o comunicado puede depender del uso que se piense hacer del informe. En los mensajes sinópticos, debería comunicarse el valor más bajo, pero en los informes para la aviación habría que seguir las orientaciones dadas en OMM (1990*a*).

9.2.2 Estimación del alcance óptico meteorológico durante el día

En las observaciones diurnas, las estimaciones visuales constituyen una buena aproximación del verdadero valor del MOR.

Siempre que reúnan los requisitos que se especifican a continuación, para las observaciones diurnas debería seleccionarse el mayor número posible de objetos a diferentes distancias y elegirse únicamente objetos negros, o casi negros, que resalten sobre el horizonte contra el cielo. Los objetos de color claro o situados cerca de un fondo terrestre deberían evitarse en la medida de lo posible. Esta precaución es particularmente importante cuando el sol da directamente sobre el objeto. Si el albedo de este no excede del 25 por ciento aproximadamente, no se producirá un error superior al 3 por ciento cuando el cielo esté cubierto, pero podría ser mucho mayor si brilla el sol. Así pues, un edificio de color blanco no constituiría una referencia apropiada, pero en cambio un grupo de árboles oscuros sería adecuado, excepto cuando estuviera fuertemente iluminado por la luz solar. Si ha de utilizarse un objeto situado contra un fondo terrestre, tendría que hallarse bastante separado del fondo, es decir, a una distancia de al menos la mitad de la que existe entre el objeto y el punto de observación. Un árbol situado en el borde de un bosque, por ejemplo, no representaría una referencia apropiada para observaciones de visibilidad.

Para que las observaciones sean representativas deberían efectuarse utilizando objetos que abarquen un ángulo superior a 0,5° desde el ojo del observador. Un objeto que abarque un ángulo inferior a

este se hace invisible a una distancia menor que otros de mayores dimensiones en las mismas circunstancias. Puede ser útil advertir que un orificio de 7,5 mm de diámetro practicado en una cartulina y mantenido a la distancia del brazo abarca este ángulo aproximadamente; por lo tanto, un objeto de referencia visual observado a través de una abertura de este tipo debe ocuparla por completo. Al mismo tiempo, sin embargo, un objeto de esta clase no debería abarcar un ángulo superior a 5°.

9.2.3 Estimación del alcance óptico meteorológico durante la noche

A continuación se describen varios métodos que pueden utilizarse para estimar el MOR por la noche a partir de observaciones visuales de la distancia de percepción de fuentes luminosas.

Cualquier fuente de luz puede emplearse como objeto de visibilidad, siempre que la intensidad en la dirección de observación esté bien definida y sea conocida. No obstante, por lo general es conveniente utilizar luces que puedan considerarse como fuentes puntuales, y cuya intensidad no sea mayor en ninguna dirección que en otra, y no se encuentre confinada en un ángulo sólido demasiado pequeño. Debe tenerse cuidado para garantizar la estabilidad óptica y mecánica de la fuente luminosa.

Sería necesario establecer una clara distinción entre las fuentes conocidas como focos puntuales, en cuyas proximidades no existan otras fuentes o áreas luminosas, y los grupos de luces, aun cuando estén separados entre sí. En el último caso, una disposición de tal naturaleza puede afectar a la visibilidad de cada fuente considerada por separado. Para las mediciones de la visibilidad por la noche, únicamente se recomienda el empleo de focos puntuales debidamente distribuidos.

Debería advertirse que las observaciones nocturnas, utilizando objetos iluminados, pueden resultar afectadas en gran medida por la iluminación de los alrededores, por efectos fisiológicos de deslumbramiento y por otras luces, aun cuando estas se encuentren fuera del campo de visión y, más específicamente, si la observación se realiza a través de una ventana. Así pues, solo puede realizarse una observación precisa y fiable desde una posición en la oscuridad y debidamente elegida.

Por otra parte, no puede pasarse por alto la importancia que revisten los factores fisiológicos, ya que constituyen una considerable fuente de dispersión de las mediciones. Es esencial que las efectúen únicamente observadores cualificados dotados de visión normal. Además, es preciso dejar transcurrir un período (generalmente de 5 a 15 minutos) de adaptación, durante el cual los ojos se acostumbren a la oscuridad.

A efectos prácticos, la relación entre la distancia de percepción de una fuente luminosa por la noche y el valor del MOR puede expresarse de dos modos diferentes:

a) para cada valor del MOR, dando el valor de intensidad luminosa del foco, de modo que exista una correspondencia directa entre la distancia a la que es apenas visible y el valor del MOR;
b) para un foco de determinada intensidad luminosa, dando la correspondencia entre la distancia de percepción de la luz y el valor del MOR.

Este segundo método es más sencillo y también más práctico, puesto que no sería fácil instalar focos luminosos de distinta intensidad a distancias diferentes. El método entraña la utilización de focos luminosos ya existentes o que se instalen en torno a la estación, y la sustitución de I, x y E_t en la ecuación 9.13 por los valores correspondientes para las fuentes luminosas disponibles. De esta forma, los Servicios Meteorológicos pueden establecer tablas para los valores del MOR en función de la luminancia de fondo y de las fuentes de luz de intensidad conocida. Los valores que deben asignarse al umbral de iluminancia E_t varían considerablemente de acuerdo con la luminancia ambiente. Deberían utilizarse los valores siguientes, considerados como valores medios del observador:

a) $10^{-6,0}$ lux en el crepúsculo y al amanecer, o cuando exista una luz apreciable procedente de fuentes artificiales;
b) $10^{-6,7}$ lux con la luz de la luna o cuando no haya oscurecido aún del todo;
c) $10^{-7,5}$ lux en completa oscuridad o cuando no haya más luz que la de las estrellas.

En los cuadros 9.1 y 9.2 figuran las relaciones entre el MOR y la distancia de percepción de fuentes luminosas para cada uno de los métodos anteriores con condiciones de observación distintas. Han sido elaborados para orientar a los Servicios Meteorológicos en la selección o instalación de luces para la observación de la visibilidad nocturna y en la preparación de instrucciones relativas al cálculo de los valores del MOR para sus observadores.

Una bombilla incandescente normal de 100 vatios proporciona un foco luminoso de 100 candelas aproximadamente.

Cuadro 9.1. Relación entre el MOR y la intensidad de una fuente puntual apenas visible para tres valores de E_t

MOR	*Intensidad luminosa (en candelas) de lámparas apenas visibles a las distancias indicadas en la columna P*		
P (m)	*Crepúsculo ($E_t = 10^{-6,0}$)*	*Luz lunar ($E_t = 10^{-6,7}$)*	*Oscuridad completa ($E_t = 10^{-7,5}$)*
100	0,2	0,04	0,006
200	0,8	0,16	0,025
500	5	1	0,16
1 000	20	4	0,63
2 000	80	16	2,5
5 000	500	100	16
10 000	2 000	400	63
20 000	8 000	1 600	253
50 000	50 000	10 000	1 580

Cuadro 9.2. Relación entre el MOR y la distancia a la cual es apenas visible una fuente puntual de 100 candelas para tres valores de E_t

MOR	*Distancia de percepción (en metros) de una lámpara de 100 candelas en función del valor del MOR*		
P (m)	*Crepúsculo ($E_t = 10^{-6,0}$)*	*Luz lunar ($E_t = 10^{-6,7}$)*	*Oscuridad completa ($E_t = 10^{-7,5}$)*
100	250	290	345
200	420	500	605
500	830	1 030	1 270
1 000	1 340	1 720	2 170
2 000	2 090	2 780	3 650
5 000	3 500	5 000	6 970
10 000	4 850	7 400	10 900
20 000	6 260	10 300	16 400
50 000	7 900	14 500	25 900

En vista de las sustanciales diferencias producidas por variaciones relativamente pequeñas en los valores del umbral visual de iluminancia y por diferentes condiciones de iluminación general, es evidente que la finalidad del cuadro 9.2 no es proporcionar un criterio absoluto de visibilidad, sino indicar la necesidad de calibración de las luces empleadas para la estimación nocturna del MOR, y asegurar en la mayor medida posible, que las observaciones nocturnas efectuadas en diferentes lugares y por distintos Servicios sean comparables.

9.2.4 Estimación del alcance óptico meteorológico en ausencia de objetos distantes

En ciertos lugares (llanuras abiertas, barcos, etc.), o cuando el horizonte esté limitado (valle u hondonada), o donde no haya objetos situados a distancia tal que permita determinar la visibilidad, es imposible hacer estimaciones directas, salvo para visibilidades relativamente bajas. En tales casos, a menos que se disponga de métodos instrumentales, los valores del MOR superiores a aquellos para los que existen puntos de referencia han de estimarse a partir de la transparencia general de la atmósfera. Esto puede hacerse registrando el grado de claridad con el que se distinguen los objetos de visibilidad más lejanos. La distinción de perfiles y rasgos característicos, con pequeña o ninguna difuminación de colores, constituye una indicación de que el MOR es superior a la distancia entre el objeto de visibilidad y el observador. Por otra parte, la observación de objetos de visibilidad indistinguibles es una indicación de la presencia de calima o de otros fenómenos que reducen el MOR.

9.2.5 Exactitud de las observaciones visuales

Generalidades

Las observaciones de objetos deberían efectuarlas observadores debidamente entrenados y dotados de lo que generalmente se denomina visión normal. Este factor humano tiene considerable importancia en la estimación de la visibilidad en condiciones atmosféricas determinadas, puesto que la capacidad de percepción y de interpretación visual varía de una persona a otra.

Exactitud de las estimaciones visuales del alcance óptico meteorológico durante el día

Las observaciones muestran que las estimaciones del MOR basadas en mediciones instrumentales concuerdan razonablemente con las estimaciones de visibilidad durante el día. La visibilidad y el MOR deberían ser iguales si el umbral de contraste del observador es de 0,05 (utilizando el criterio de reconocimiento) y el coeficiente de extinción es el mismo en las proximidades del instrumento y del observador.

Analizando 1 000 mediciones, Middleton (1952) llegó a la conclusión de que el umbral medio de relación de contraste en un grupo de diez jóvenes

aviadores entrenados como observadores meteorológicos era de 0,033, con un rango, para las distintas observaciones, que variaba entre menos de 0,01 y más de 0,2. Sheppard (1983) ha señalado que cuando se representan los datos de Middleton en una escala logarítmica muestran una buena concordancia con una distribución gaussiana. Si los datos de Middleton representan condiciones de observación normales, cabe esperar que las estimaciones de visibilidad durante el día sean aproximadamente un 14 por ciento superiores, por término medio, a las del MOR con una desviación típica del 20 por ciento del MOR. Estos cálculos concuerdan perfectamente con los resultados de la Primera Intercomparación de Mediciones de Visibilidad (OMM, 1990*b*), en la que se observó que durante el día las estimaciones de visibilidad de los observadores eran un 15 por ciento superiores a las mediciones instrumentales del MOR. El rango intercuartílico de las diferencias entre el observador y los instrumentos fue del orden del 30 por ciento del MOR medido, que corresponde a una desviación típica del 22 por ciento, aproximadamente, si la distribución es gaussiana.

Exactitud de las estimaciones visuales del alcance óptico meteorológico durante la noche

En el cuadro 9.2 de la sección 9.2.3 puede verse fácilmente lo erróneos que pueden llegar a ser los valores del MOR si se basan simplemente en la distancia a la que es visible la luz ordinaria, sin tener debidamente en cuenta la intensidad de la luz y las condiciones de visión. Esto destaca la importancia de dar instrucciones precisas y explícitas a los observadores y de dispensar formación para las observaciones de visibilidad.

Debe señalarse que, en la práctica, no siempre es fácil utilizar los métodos y los cuadros descritos anteriormente para preparar diagramas de objetos luminosos. Los focos luminosos utilizados como objetos no se encuentran necesariamente bien situados pues su intensidad no es estable o conocida, ni constituyen siempre fuentes puntuales. Con respecto a este último aspecto, las luces pueden consistir en haces anchos o estrechos, agrupados, o incluso de diferentes colores con respecto a los cuales difiere la sensibilidad del ojo. Debe tenerse gran cautela en el uso de tales luces.

La estimación del alcance visual de las luces puede producir estimaciones fiables de visibilidad únicamente de noche, cuando las luces y su fondo se eligen cuidadosamente, las condiciones de visión del observador se controlan con sumo cuidado y puede consagrarse considerable tiempo a la observación, para tener la seguridad de que los ojos del observador se adaptan plenamente a las condiciones de visión. Los resultados de la Primera Intercomparación de Mediciones de Visibilidad de la OMM (OMM, 1990*b*) muestran que durante las horas de oscuridad, las estimaciones de visibilidad de los observadores eran aproximadamente un 30 por ciento más altas que las mediciones instrumentales del MOR. El rango intercuartílico de diferencias entre el observador y los instrumentos fue solo ligeramente mayor que el observado durante el día (entre el 35 y el 40 por ciento, aproximadamente, del MOR medido).

9.3 LA MEDICIÓN DEL ALCANCE ÓPTICO METEOROLÓGICO CON INSTRUMENTOS

9.3.1 Generalidades

La adopción de ciertas hipótesis permite convertir las mediciones con instrumentos en el MOR. No siempre conviene utilizar un instrumento para las mediciones diurnas si en las observaciones directas puede emplearse un número adecuado de objetos de visibilidad. Sin embargo, un instrumento para la medición de la visibilidad es con frecuencia útil en las observaciones nocturnas, o cuando no se dispone de objetos de visibilidad, o bien para sistemas automáticos de observación. Los instrumentos para la medición del MOR pueden clasificarse en una de las dos categorías siguientes:

a) los que miden el coeficiente de extinción o el factor de transmisión de un cilindro horizontal de aire, donde la atenuación de la luz se debe tanto a la dispersión como a la absorción por partículas en el aire a lo largo del trayecto del haz luminoso;
b) los que miden el coeficiente de dispersión de la luz de un pequeño volumen de aire; en la niebla natural, la absorción es con frecuencia insignificante y puede considerarse que el coeficiente de dispersión es el mismo que el coeficiente de extinción.

Ambas categorías comprenden instrumentos utilizados para mediciones visuales por un observador e instrumentos que utilizan una fuente luminosa y un dispositivo electrónico con una célula fotoeléctrica o un fotodiodo para detectar el haz de luz emitido. El principal inconveniente de los tipos visuales es que pueden producirse sustanciales errores si el observador no dispone de tiempo suficiente para que sus ojos se adapten a las condiciones (particularmente de noche).

A continuación se describen las principales características de estas dos categorías de instrumentos para medir el MOR.

9.3.2 Instrumentos para medir el coeficiente de extinción

Instrumentos telefotométricos

Se han diseñado diversos telefotómetros para efectuar la medición diurna del coeficiente de extinción comparando la luminancia aparente de un objeto distante con la del fondo celeste (por ejemplo, telefotómetro de Lohle), pero no se utilizan normalmente para las mediciones corrientes debido a que, como ya se ha dicho, es preferible emplear las observaciones visuales directas. No obstante, estos instrumentos pueden ser útiles para extrapolar el MOR más allá del objeto más alejado.

Medidor de extinción visual

Es un instrumento que se utiliza muy fácilmente de noche, con una luz distante que reviste la forma de un filtro neutro graduado, que reduce la luz en una proporción conocida y puede ajustarse hasta que la luz empieza a dejar de ser visible. La indicación del medidor proporciona una medida de la transparencia del aire entre la luz y el observador, y a partir de esta puede calcularse el coeficiente de extinción. La exactitud global depende fundamentalmente de las variaciones de sensibilidad del ojo y de las fluctuaciones de la intensidad radiante del foco luminoso. El error aumenta proporcionalmente al MOR.

La ventaja de este instrumento es que permite medir valores del MOR con razonable grado de exactitud en una distancia de 100 m a 5 km, utilizando solamente tres luces bien espaciadas, en tanto que sin él, si se quiere lograr el mismo grado de exactitud, es indispensable emplear una serie más compleja de luces. Sin embargo, el método de utilización de este instrumento (determinando el punto de aparición o desaparición de la luz) influye considerablemente en la exactitud y en la homogeneidad de las medidas.

Transmisómetros

La utilización de un transmisómetro es el método más común para medir el coeficiente de extinción medio en un cilindro horizontal de aire entre un transmisor, que proporciona un foco luminoso modulado de potencia media constante, y un receptor provisto de un fotodetector (generalmente un fotodiodo en el punto focal de una lente o espejo parabólico). La fuente luminosa más utilizada es una lámpara halógena o tubo de descarga de pulsos de xenón. La modulación del foco luminoso impide la perturbación causada por la luz solar. El factor de transmisión lo determina la salida del fotodetector, lo que permite calcular el coeficiente de extinción y el MOR.

Como las estimaciones del MOR por transmisómetros se basan en la pérdida de luz procedente de un haz colimado, que depende de la dispersión y de la absorción, están estrechamente relacionadas con la definición del MOR. Un buen transmisómetro, debidamente mantenido, que funcione en su rango de mayor precisión, proporciona una aproximación muy buena al MOR real.

Existen dos tipos de transmisómetros:

a) aquellos en que el transmisor y el receptor se encuentran en unidades diferentes y a una distancia conocida entre sí, representados en la figura 9.2;

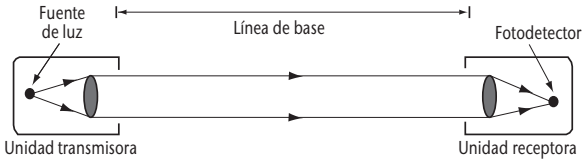


Figura 9.2. Transmisómetro de doble extremo

b) aquellos en que el transmisor y el receptor se encuentran en la misma unidad, reflejándose la luz emitida por un espejo o retrorreflector remoto (el haz de luz se desplaza hasta el reflector y vuelve), representados en la figura 9.3.

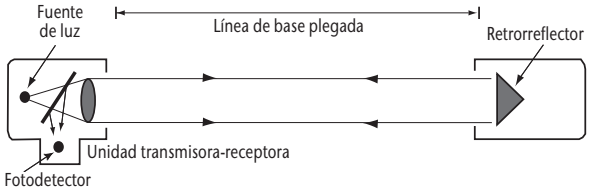


Figura 9.3. Transmisómetro de un solo extremo

La distancia cubierta por el haz luminoso entre el transmisor y el receptor se denomina generalmente línea de base, y puede variar entre unos cuantos metros y 150 m (incluso 300 m), según el rango de

valores del MOR que deba medirse y las aplicaciones a las que estén destinadas las mediciones.

Como se ha visto en la expresión del MOR en la ecuación 9.7, la relación:

$$P = a \cdot \ln(0{,}05)/\ln(T) \qquad (9.14)$$

en donde a es la línea de base del transmisómetro, es la fórmula básica para las mediciones con transmisómetros. Su validez depende de los supuestos de que la aplicación de las leyes de Koschmieder y de Bouguer-Lambert es aceptable y que el coeficiente de extinción a lo largo de la línea de base del transmisómetro es la misma que en la trayectoria entre un observador y un objeto en el MOR. La relación entre el factor de transmisión y el MOR es válida para las gotitas de niebla, pero cuando la visibilidad se reduce a causa de otros hidrometeoros como la lluvia o la nieve, o litometeoros como la ventisca alta de arena, los valores del MOR deben tratarse con mucha prudencia.

Para que las mediciones sean aceptables durante un largo período, el flujo luminoso ha de permanecer constante durante ese período. Cuando se utiliza luz halógena, el problema del envejecimiento del filamento de la bombilla es menos importante y el flujo permanece más constante. Ahora bien, algunos transmisómetros utilizan sistemas de retroalimentación (detectando y midiendo una pequeña porción del flujo emitido), lo que da más homogeneidad del flujo luminoso en función del tiempo o permite compensar cualquier cambio.

Como veremos en la sección relativa a la exactitud de las mediciones del MOR, el valor adoptado para la línea de base del transmisómetro determina el rango de mediciones del MOR. En general, se acepta que este rango es de entre 1 y 25 veces, aproximadamente, la longitud de la línea de base.

Otro perfeccionamiento del principio de medición con transmisómetros consiste en utilizar dos receptores o retrorreflectores a diferentes distancias para ampliar el límite inferior (línea de base corta) y el límite superior (línea de base larga) del rango de medición del MOR. Estos instrumentos se denominan "de línea de base doble".

En algunos casos de línea de base muy corta (unos cuantos metros), se ha utilizado un fotodiodo como fuente luminosa, es decir, una luz monocromática cercana al infrarrojo. Sin embargo, en general, se recomienda utilizar luz policromática en el espectro visible con el fin de obtener un coeficiente de extinción representativo.

Medición de la visibilidad con tecnología lidar

La técnica lidar (*LIght Detection And Ranging*, es decir, detección y localización por ondas luminosas) descrita en los párrafos sobre nefobasímetros láser, en el capítulo 15 de la parte I, puede emplearse para medir la visibilidad cuando el haz se dirige horizontalmente. El perfil de resolución del alcance de la señal retrodispersada S, depende de la señal de salida S_0, de la distancia x, del coeficiente de retrodispersión β, y del factor de transmisión T, de modo que:

$$S(x) \sim S_0 \cdot 1/x^2 \cdot \beta(x) \cdot T^2 \text{ donde } T = \int -\sigma(x)\,dx \qquad (9.15)$$

En caso de que la atmósfera presente un horizonte homogéneo, β y σ son constantes y el coeficiente de extinción σ está determinado por solo dos puntos del perfil:

$$\ln(S(x) \cdot x^2/S_0) \sim \ln\beta - 2\sigma x \qquad (9.16)$$

En una atmósfera que no sea homogénea, las magnitudes que dependan del alcance de $\beta(x)$ y de $\sigma(x)$, se pueden separar aplicando el algoritmo de Klett (Klett, 1985).

Cuando el MOR se acerca a los 2 000 m, se vuelve insuficiente la exactitud de la técnica lidar.

9.3.3 Instrumentos para medir el coeficiente de dispersión

La atenuación de la luz en la atmósfera se debe a la dispersión y a la absorción. Este último término puede adquirir mayor significado en presencia de contaminantes en las proximidades de zonas industriales, cristales de hielo (niebla engelante) o polvo. Sin embargo, en general, el factor de absorción es insignificante, y el fenómeno de dispersión debido a la reflexión, la refracción y la difracción en las gotas de agua constituye el principal factor de reducción de la visibilidad. El coeficiente de extinción puede considerarse entonces igual al coeficiente de dispersión, por lo que para estimar el MOR puede utilizarse un instrumento que mida el último coeficiente.

La medición se realiza mejor concentrando un haz de luz en un pequeño volumen de aire, y determinando, por medios fotométricos, la proporción de luz dispersada en un ángulo sólido suficientemente grande y en direcciones que no sean críticas. Siempre que se proteja completamente contra la interferencia de otras fuentes de luz, o que se module el foco luminoso, este tipo de instrumento puede

utilizarse de día y de noche. El coeficiente de dispersión b es una función que puede escribirse como sigue:

$$b = \frac{2\pi}{\Phi_v}\int_0^{\pi} I(\phi)\sin(\phi)d\phi \qquad (9.17)$$

donde Φ_v es el flujo que penetra en el volumen de aire V e $I(\Phi)$ es la intensidad de la luz dispersada en dirección Φ con respecto al haz incidente.

Cabe señalar que para determinar con precisión b hay que medir e integrar la luz dispersada fuera del haz en todos los ángulos. Con los instrumentos prácticos se mide la luz dispersada en un ángulo limitado, basándose en una elevada correlación entre la integral limitada y la integral completa.

En estos instrumentos se utilizan tres métodos de medición: retrodispersión, dispersión frontal y dispersión integrada en un ángulo de gran apertura:

a) *retrodispersor:* en este instrumento (figura 9.4) un haz de luz se concentra en un pequeño volumen de aire delante del transmisor; el receptor está situado en el mismo compartimento, debajo del foco luminoso, donde recibe la luz retrodispersada por el volumen de aire de la muestra. Varios investigadores han tratado de hallar una relación entre la visibilidad y el coeficiente de retrodispersión, pero en general se acepta que la correlación no es satisfactoria.

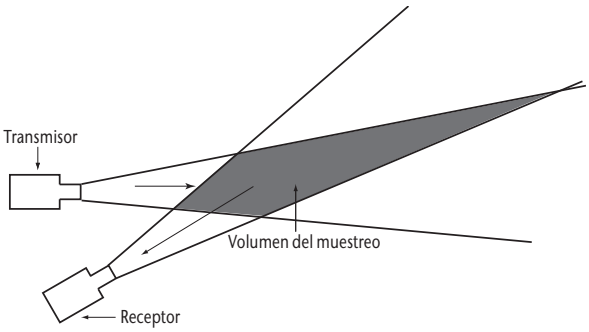


Figura 9.4. Retrodispersión medida por el medidor de visibilidad

b) *dispersor frontal:* varios autores han mostrado que el mejor ángulo es el comprendido entre 20 y 50°. Por lo tanto, los instrumentos comprenden un transmisor y un receptor; el ángulo entre los haces es de 20 a 50°. Otra disposición consiste en colocar un solo diafragma a media distancia entre el transmisor y el receptor, o dos diafragmas, cada uno a corta distancia del transmisor o del receptor. En la figura 9.5 se ilustran las dos configuraciones utilizadas.

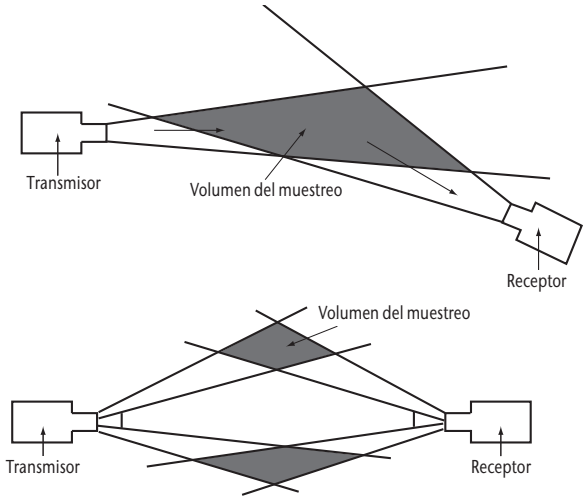


Figura 9.5. Medidor de visibilidad utilizado para medir la dispersión frontal en dos configuraciones

c) *dispersor en un ángulo de gran apertura:* este instrumento, ilustrado en la figura 9.6, conocido como nefelímetro integrador, se basa en el principio de medir la dispersión en el ángulo más abierto posible, siendo el ideal el de 0 a 180°, aunque en la práctica es de alrededor de 0 a 120°. El receptor se coloca perpendicularmente al eje de la fuente de luz que ilumina sobre un ángulo amplio. Aunque, en teoría, tal instrumento debería proporcionar una mejor estimación del coeficiente de dispersión que otro que mida un pequeño rango de ángulos de dispersión, en la práctica es más difícil impedir que la presencia del instrumento modifique el coeficiente de extinción en el aire muestreado. Los nefelímetros integradores no se usan mucho para medir el MOR, pero se emplean con frecuencia para medir contaminantes.

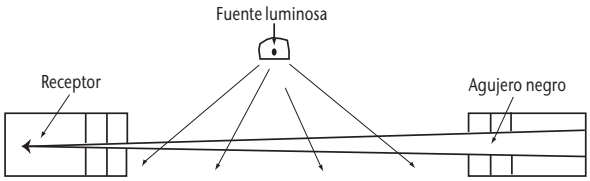


Figura 9.6. Medidor de visibilidad que mide la luz dispersada en un ángulo de gran apertura

En todos los instrumentos anteriores, como en el caso de la mayoría de los transmisómetros, los receptores comprenden células fotodetectoras o fotodiodos. Se utiliza luz pulsada (por ejemplo, una descarga de elevada intensidad en xenón).

Estos instrumentos requieren poco espacio (en general de 1 a 2 m). Por eso son útiles cuando no se dispone de objetos de visibilidad o fuentes de luz (barcos, arcenes, etc.). Como la medición se refiere a un volumen de aire muy pequeño, la representatividad de las mediciones sobre el estado general de la atmósfera en el emplazamiento puede ponerse en duda. Sin embargo, esta representatividad puede mejorarse promediando varias muestras o mediciones. A veces, también pueden suavizarse los resultados eliminando valores extremos.

La utilización de esta clase de instrumentos se ha limitado con frecuencia a aplicaciones concretas (por ejemplo, medir la visibilidad en carreteras o determinar si hay niebla o no) o cuando son adecuadas mediciones menos precisas del MOR. Ahora se emplean en un mayor número de sistemas automáticos de observaciones meteorológicas debido a que pueden medir el MOR sobre una gran distancia y a que son relativamente poco susceptibles a la contaminación en comparación con los transmisómetros.

9.3.4 Emplazamiento y exposición de los instrumentos

Los instrumentos de medición deberían situarse en posiciones que garanticen que las mediciones sean representativas para los fines perseguidos. En consecuencia, para fines sinópticos generales, los instrumentos deberían instalarse en lugares sin contaminación atmosférica local; por ejemplo, humo, contaminación industrial, polvo de las carreteras.

El volumen de aire en el que se mide el coeficiente de extinción o el coeficiente de dispersión debería encontrarse normalmente al nivel del ojo del observador; aproximadamente a 1,5 m sobre el suelo.

Habría que tener presente que los transmisómetros y los instrumentos de medición del coeficiente de dispersión deberían instalarse de modo que el sol no se encuentre en el campo óptico del detector en ningún momento del día, bien montándolo con un eje óptico norte-sur (a ±45°) horizontalmente, para latitudes de hasta 50°, o bien utilizando un sistema de pantallas o deflectores.

Para fines aeronáuticos, las mediciones han de ser representativas de las condiciones del aeropuerto. Tales condiciones, que se refieren más concretamente a las operaciones en los aeropuertos, se describen en el capítulo 2 de la parte II.

Los instrumentos deberían instalarse con arreglo a las indicaciones de los fabricantes. Habría que prestar especial atención a corregir la alineación de los transmisores y receptores del transmisómetro, y a corregir el ajuste del haz de luz. Los postes en que se montan los transmisores y los receptores deberían ser mecánicamente estables (aun siendo frágiles cuando se instalan en los aeropuertos) para evitar toda desalineación debida al movimiento del terreno durante las heladas y, en particular, durante el deshielo. Además, la instalación no debe deformarse a causa de la tensión térmica a la que están expuestos.

9.3.5 Calibración y mantenimiento

Con objeto de obtener observaciones satisfactorias y fiables, los instrumentos de medición del MOR deberían hacerse funcionar y mantenerse en las condiciones prescritas por los fabricantes, y conservarse continuamente en buen estado de funcionamiento. Se debería lograr un rendimiento óptimo, mediante verificaciones regulares y una calibración conforme a las recomendaciones de los fabricantes.

La calibración con muy buena visibilidad (más de 10 a 15 km) debería efectuarse regularmente. Hay que evitar calibraciones erróneas debido a las condiciones atmosféricas. Por ejemplo, en el caso de fuertes corrientes ascendentes, o después de una lluvia intensa, se producen en la capa de aire próxima al suelo considerables variaciones del coeficiente de extinción, y si se utilizan varios transmisómetros en el emplazamiento (como en el caso de los aeropuertos), se observa dispersión en sus mediciones. En tales condiciones no debería procederse a realizar la calibración.

Debe señalarse que, en el caso de la mayoría de los transmisómetros, las superficies ópticas tienen que limpiarse regularmente, y ha de planificarse un servicio diario para ciertos instrumentos, sobre todo en los aeropuertos. Los instrumentos deberían limpiarse durante perturbaciones atmosféricas importantes, o después de ellas, puesto que la lluvia o los chubascos violentos, unidos a un viento fuerte, pueden cubrir los sistemas ópticos con un gran número de gotas de agua y partículas sólidas, lo que origina importantes errores de medición del MOR, y lo mismo se aplica a las nevadas, que pueden bloquear los sistemas ópticos. Con frecuencia se colocan sistemas de calefacción delante de los sistemas ópticos para mejorar el rendimiento de los instrumentos en tales condiciones. A veces se utilizan sistemas de ventilación para reducir dichos problemas y no tener que realizar limpiezas frecuentes. Sin embargo, hay que decir que esos sistemas de ventilación y de calefacción pueden

generar corrientes de aire más caliente que el aire circundante e influir adversamente en la medición del coeficiente de extinción de la masa de aire. En zonas áridas, las tempestades de arena o la ventisca alta de arena pueden bloquear el sistema óptico, e incluso dañarlo.

9.3.6 Fuentes de error en las mediciones del alcance óptico meteorológico y estimaciones de exactitud

Generalidades

Todos los instrumentos operativos prácticos para las mediciones del MOR muestrean una región relativamente pequeña de la atmósfera, en comparación con la explorada por un observador humano. Los instrumentos solo pueden proporcionar una medición exacta del MOR cuando el volumen de aire que muestrean es representativo de la atmósfera en torno al punto de observación, en un radio igual al del MOR. Es fácil imaginar una situación, con niebla desigual o lluvia o tempestad de nieve local, en que la lectura del instrumento sea engañosa. Pero la experiencia ha mostrado que tales situaciones no son frecuentes y que, controlando continuamente el MOR con un instrumento, a menudo se detectan cambios del MOR antes de que pueda reconocerlos un observador sin ninguna ayuda. No obstante, hay que ser prudentes al interpretar mediciones del MOR realizadas con instrumentos.

Otro factor que debe tenerse presente al analizar la representatividad de las mediciones es la homogeneidad de la propia atmósfera. En todos los valores del MOR, el coeficiente de extinción de un pequeño volumen de la atmósfera fluctúa normalmente con rapidez y de manera irregular, y las distintas mediciones del MOR con dispersómetros y transmisómetros de línea de base corta, sin sistema incorporado de suavizado o de promediado, muestran una considerable dispersión. Por lo tanto, es necesario tomar numerosas muestras y suavizarlas o promediarlas para obtener un valor representativo del MOR. El análisis de los resultados de la Primera Intercomparación de Mediciones de Visibilidad de la OMM (1990*b*) indica que, en la mayoría de los instrumentos, no se consigue nada utilizando un promedio de tiempo superior a un minuto, pero para los instrumentos que experimentan más perturbaciones es preferible un tiempo medio de dos minutos.

Exactitud de los telefotómetros y de los medidores de extinción visual

Es difícil realizar mediciones visuales basadas en el coeficiente de extinción, y la principal fuente de error es la variabilidad y la incertidumbre del funcionamiento del ojo humano. Esos errores se describen en las secciones relativas a los métodos de estimación visual del MOR.

Exactitud de los transmisómetros

Las fuentes de error en las mediciones de los transmisómetros pueden resumirse como sigue:

a) alineación incorrecta de transmisores y receptores;
b) insuficiente rigidez y estabilidad de los soportes del transmisor y del receptor (congelación y deshielo del suelo, tensión térmica);
c) envejecimiento y centrado incorrecto de las lámparas;
d) error de calibración (visibilidad demasiado reducida o calibración realizada en condiciones inestables que afectan al coeficiente de extinción);
e) inestabilidad de la electrónica del sistema;
f) transmisión remota del coeficiente de extinción en forma de señal de corriente de baja intensidad que está sujeta a la interferencia de los campos electromagnéticos (sobre todo en los aeropuertos); es preferible digitalizar las señales;
g) perturbación debida a la salida o la puesta del sol, y a la deficiente orientación inicial de los transmisómetros;
h) contaminación atmosférica que ensucia los sistemas ópticos;
i) condiciones atmosféricas locales (chubascos de lluvia y fuertes vientos, nieve) que dan lecturas de coeficiente de extinción no representativas, o difieren de la ley de Koschmieder (nieve, cristales de hielo, lluvia, etc).

El uso de un transmisómetro debidamente calibrado y bien mantenido debería proporcionar buenas mediciones representativas del MOR si el coeficiente de extinción en la trayectoria óptica del instrumento es representativo del coeficiente de extinción en todo el MOR. Sin embargo, la distancia a la que un transmisómetro puede proporcionar mediciones exactas del MOR es limitada. Puede trazarse una curva de error relativo del MOR diferenciando la fórmula del transmisómetro básica (véase la ecuación 9.7). En la figura 9.7 se muestra cómo varía el error relativo con la transmisión suponiendo que la incertidumbre en la medida del factor de transmisión T es del 1 por ciento.

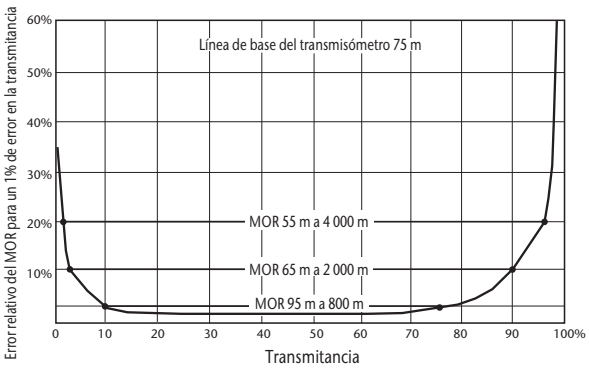


Figura 9.7. Error en las mediciones del MOR en función de un 1 por ciento de error en la transmitancia

Este valor del 1 por ciento de error de transmisión, que puede considerarse correcto para muchos instrumentos más antiguos, no comprende la deriva del instrumento, la suciedad de los componentes ópticos ni la dispersión de las mediciones debidas al propio fenómeno. Si la incertidumbre aumenta hasta alrededor del 2 al 3 por ciento (teniendo en cuenta los otros factores), los valores de error relativo indicados en el eje vertical del gráfico han de multiplicarse por el mismo factor de 2 o 3. Debe señalarse asimismo que el error de medición relativo del MOR aumenta exponencialmente en cada extremo de la curva, determinando así los límites superior e inferior del rango de medición del MOR. El ejemplo mostrado por la curva indica el límite del rango de medición si se acepta un error del 5, 10 o 20 por ciento en cada extremo del rango medido, con una línea de base de 75 m. También puede deducirse que para las mediciones del MOR entre los límites de 1,25 y 10,7 veces la longitud de la línea de base, el error relativo del MOR debería ser bajo, y del orden del 5 por ciento, suponiendo que el error de T sea del 1 por ciento. El error relativo del MOR supera el 10 por ciento cuando el MOR es inferior a 0,87 veces la longitud de la línea de base, o más de 27 veces esa longitud. Cuando el rango de medición se extiende todavía más, el error aumenta rápidamente y resulta inaceptable.

Sin embargo, los resultados de la Primera Intercomparación de Mediciones de Visibilidad de la OMM (OMM, 1990*b*) mostraron que los mejores transmisómetros, debidamente calibrados y mantenidos, pueden proporcionar mediciones del MOR con un error típico del 10 por ciento aproximadamente, cuando el MOR es hasta 60 veces superior a su línea de base.

Exactitud de los dispersómetros

Las principales fuentes de error en las mediciones del MOR con dispersómetros son las siguientes:

a) error de calibración (visibilidad demasiado reducida o calibración realizada en condiciones inestables que afectan al coeficiente de extinción);
b) falta de repetibilidad en el procedimiento o en los materiales cuando se utilizan dispersómetros opacos para la calibración;
c) inestabilidad de la electrónica del sistema;
d) transmisión remota del coeficiente de dispersión en forma de señal de corriente de baja intensidad o tensión que está sujeta a la interferencia de los campos electromagnéticos (sobre todo en los aeropuertos); es preferible digitalizar las señales;
e) perturbación debida a la salida o la puesta del sol, y a la deficiente orientación inicial del instrumento;
f) contaminación atmosférica que ensucia los sistemas ópticos (estos instrumentos son mucho menos sensibles a la suciedad en cuanto a su óptica que los transmisómetros, pero una suciedad considerable influye);
g) condiciones atmosféricas (lluvia, nieve, cristales de hielo, arena, contaminación local, etc.) que dan un coeficiente de dispersión diferente del coeficiente de extinción.

Los resultados de la Primera Intercomparación de Mediciones de Visibilidad de la OMM (OMM, 1990*b*) muestran que a valores reducidos del MOR, los dispersómetros son generalmente menos exactos que los transmisómetros y presentan mayor variabilidad en sus lecturas. También hay pruebas de que los dispersómetros, como clase, resultan más afectados por la precipitación que los transmisómetros. Sin embargo, los mejores dispersómetros muestran poca o ninguna susceptibilidad a la precipitación y proporcionan estimaciones del MOR con una desviación típica de alrededor del 10 por ciento en un rango aproximado del MOR de 100 m a 50 km. Casi todos los dispersómetros de la Intercomparación presentaron un error sistemático importante en parte de su rango de medición. Los dispersómetros mostraron muy poca susceptibilidad a la contaminación de sus sistemas ópticos.

Se puede consultar información general sobre las diferencias entre dispersómetros y transmisómetros en OMM (1992*b*).

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Comisión Electrotécnica Internacional (IEC), 1987: *International Electrotechnical Vocabulary*. Chapter 845: Lighting, IEC 50.

Klett, J. D., 1985: Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Applied Optics*, 24, págs. 1638 a 1643.

Middleton, W. E. K., 1952: *Vision Through the Atmosphere*. University of Toronto Press, Toronto.

Sheppard, B. E., 1983: Adaptation to MOR. *Preprints of the Fifth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation* (Toronto, 11 a 15 de abril de 1983), págs. 226 a 269.

Organización Meteorológica Mundial, 1989: *Guía del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 488, Ginebra.

—, 1990*a*: *Guía de los sistemas de observación y difusión de información en los aeródromos,* OMM-Nº 731, Ginebra.

—, 1990*b*: *The First WMO Intercomparison of Visibility Measurements: Final Report*. (D. J. Griggs, D. W. Jones, M. Ouldridge y W. R. Sparks). Informe Nº 41 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 401, Ginebra.

—, 1992*a*: *Vocabulario meteorológico internacional*. Segunda edición, OMM-Nº 182, Ginebra.

—, 1992*b*: Visibility measuring instruments: Differences between scatterometers and transmissometers (J. P. van der Meulen). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación (TECO-92)*. (Viena, Austria, 11 a 15 de mayo de 1992), Informe Nº 49 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 462, Ginebra.

—, 2003: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 544, Ginebra.

CAPÍTULO 10

MEDICIÓN DE LA EVAPORACIÓN

10.1 GENERALIDADES

10.1.1 Definiciones

El *Glosario Hidrológico Internacional* (OMM/UNESCO, 1992) y el *Vocabulario Meteorológico Internacional* (OMM, 1992) proporcionan (aunque cabe señalar algunas diferencias) las definiciones siguientes:

Evaporación (real): Cantidad de agua que se evapora de una superficie de agua libre o del terreno.

Transpiración: proceso por el cual el agua de la vegetación pasa a la atmósfera en forma de vapor.

*Evapotranspiración real (*o *evapotranspiración efectiva):* cantidad de agua evaporada del suelo y de las plantas cuando el terreno se encuentra con su contenido natural de humedad.

*Evaporación potencial (*o *evaporatividad):* Cantidad de vapor de agua que puede ser emitida por una superficie de agua pura, por unidad de superficie y por unidad de tiempo, en las condiciones existentes.

Evapotranspiración potencial: Cantidad máxima de agua que puede evaporarse en un clima dado por una cubierta vegetal continua bien dotada de agua. Incluye la evaporación del suelo y la transpiración por la vegetación en un intervalo de tiempo dado y en una región determinada. Se expresa en altura de agua.

Cabe señalar que cuando se utilice el término *evapotranspiración potencial*, se deberán indicar claramente los tipos de evaporación o transpiración de los que se trate. En OMM (1994) se pueden consultar más detalles sobre estos términos.

10.1.2 Unidades y escalas

La tasa de evaporación se define como la cantidad de agua que se evapora de una unidad de superficie por unidad de tiempo. Puede expresarse como la masa o el volumen de agua líquida que se evapora de esta forma. Habitualmente, se trata de la altura del agua líquida que vuelve a la atmósfera por unidad de tiempo, evaporándose desde toda la superficie que se examina. La unidad de tiempo es normalmente el día, y la cantidad de evaporación debería expresarse en milímetros (OMM, 2003). Según el tipo de instrumento, la resolución de las medidas varía generalmente de 0,1 a 0,01 mm.

10.1.3 Requisitos meteorológicos

Las estimaciones de la evaporación a partir de superficies de agua libre y del suelo, así como la evapotranspiración a partir de superficies cubiertas por vegetación, desempeñan un papel de gran importancia en la modelización hidrológica y en los estudios hidrometeorológicos y agrícolas, por ejemplo en lo que respecta al diseño y a la explotación de los embalses y de las redes de riego y de drenaje.

Los requisitos de rendimiento se dan en el capítulo 1 de la parte I. Para los totales diarios, el rango exterior extremo va de 0 a 100 mm, con una resolución de 0,1 mm. La incertidumbre, al 95 por ciento del nivel de confianza, debería ser de ±0,1 mm para cantidades menores de 5 mm, y del ±2 por ciento para cantidades mayores. Se ha propuesto la cifra de 1 mm como margen de error factible. En principio, los instrumentos normales podrían alcanzar estos requisitos de exactitud, pero las dificultades con la exposición y el manejo práctico son la causa de errores mucho mayores (OMM, 1976).

Los factores que influyen en la tasa de evaporación de cualquier cuerpo o superficie se pueden dividir de manera general en dos grupos, a saber, los factores meteorológicos y los factores propios de la superficie; cualquiera de ellos puede limitar el valor de la tasa. A su vez, los factores meteorológicos se pueden subdividir en variables energéticas y aerodinámicas. La evaporación del agua líquida exige una energía que existe abundantemente en la naturaleza en forma de radiación solar y terrestre. Las variables aerodinámicas, como la velocidad del viento a nivel de la superficie y la diferencia de la presión de vapor entre la superficie y la atmósfera que se halla en contacto con ella, rigen la tasa de transferencia del vapor de agua evaporada.

Conviene hacer una distinción entre las situaciones en las que existe agua libre en la superficie y las que no. Entre los principales factores que entran en juego cabe señalar la cantidad y el estado del

agua, así como también las características de la superficie que influyen en el proceso de transferencia hacia la atmósfera o a través de la superficie del cuerpo que se examina. La resistencia a la transferencia de humedad hacia la atmósfera depende, por ejemplo, de la rugosidad de la superficie; en las regiones áridas y semiáridas, la extensión y la forma de la superficie desempeñan también un papel fundamental. La transpiración vegetal depende de factores meteorológicos y de las características de la superficie mencionadas anteriormente, y también depende en gran medida de las características y de las reacciones de las plantas y especialmente del número, tamaño y grado de apertura de los estomas. La resistencia de los estomas a la transferencia de humedad indica una reacción diurna, pero también depende considerablemente de la humedad del suelo donde crecen las raíces.

La cantidad de agua del suelo para las raíces y para la evaporación de los suelos desnudos depende de los suministros capilares, es decir, de la textura y de la composición del suelo. La evaporación proveniente de lagos y de embalses se ve influida por el calor acumulado en la masa de agua.

En general, para estimar la evaporación y la evapotranspiración se aplican métodos indirectos, ya sea efectuando mediciones puntuales con un instrumento o medidor, o realizando cálculos a partir de otras variables meteorológicas cuantificadas (OMM, 1997).

10.1.4 Métodos de medición

Actualmente, es imposible medir directamente la evaporación o la evapotranspiración proveniente de amplias extensiones naturales de agua o de tierra firme. Sin embargo, se han elaborado diversos métodos indirectos, basados en mediciones puntuales u otros cálculos que dan resultados aceptables.

Los evaporímetros, entre los que se distinguen los atmómetros y las cubetas o los tanques de evaporación, sirven para medir la pérdida de agua en una superficie saturada estándar. Estos instrumentos no permiten medir directamente ni la evaporación de superficies naturales de agua, ni la evapotranspiración real o potencial. Por consiguiente, los valores obtenidos deberán corregirse para obtener estimaciones fiables de la evaporación de los lagos y de la evapotranspiración real y potencial de superficies naturales.

Los evapotranspirómetros (o lisímetros) son recipientes que se instalan bajo la superficie del suelo y se rellenan de tierra en la que pueden cultivarse vegetales. Se trata de dispositivos polivalentes que permiten estudiar diferentes fases del ciclo hidrológico en condiciones naturales. Es posible hacer estimaciones de la evapotranspiración (o de la evaporación en caso de suelo desnudo) midiendo y equilibrando el conjunto de los otros elementos del balance hídrico que intervienen en el recipiente, a saber, la precipitación, el drenaje subterráneo y las variaciones del contenido de agua del volumen de suelo en cuestión. Habitualmente, se elimina la escorrentía de superficie. Se pueden utilizar también los evapotranspirómetros para medir la evaporación o la evapotranspiración potencial del suelo (según esté o no cubierto de vegetación), haciendo que la humedad del suelo corresponda a la capacidad del terreno.

Las estimaciones relativas a embalses o lagos, parcelas o pequeñas cuencas vertientes pueden obtenerse mediante un balance hídrico, un balance energético, un estudio aerodinámico y medios complementarios. Estas últimas técnicas se examinan en la sección 10.5.

Cabe señalar que los diferentes evaporímetros o lisímetros representan tipos de mediciones físicamente diferentes. Los factores de ajuste para obtener, a partir de estas mediciones, estimaciones de la evaporación o de la evapotranspiración reales o potenciales de los lagos son necesariamente diferentes. Por consiguiente, es necesario que estos instrumentos y su modo de exposición se describan también con gran detenimiento y precisión, de tal forma que el usuario comprenda lo mejor posible las condiciones de medición.

Para obtener más información sobre todos estos métodos se puede consultar OMM (1994).

10.2 ATMÓMETROS

10.2.1 Tipos de instrumentos

Un atmómetro es un instrumento que mide la pérdida de agua de una superficie porosa mojada. Las superficies mojadas están constituidas o bien por esferas, cilindros o láminas de cerámica porosa, o bien por discos de papel de filtro, todos saturados de agua. En el caso del atmómetro de Livingstone, el elemento evaporante es una esfera de aproximadamente 5 cm de diámetro, conectada con un depósito de agua mediante un tubo de vidrio o de metal; la presión atmosférica que se ejerce sobre la superficie de agua contenida en el depósito mantiene

la esfera saturada. El atmómetro de Bellani consiste en un disco de porcelana porosa sujeto en la parte alta por un embudo de cerámica barnizada, donde llega agua procedente de una probeta graduada que sirve a la vez de depósito y de dispositivo de medición. En cuanto al evaporímetro de Piche, su elemento evaporante es un disco de papel de filtro unido a la parte baja de un tubo graduado e invertido, cerrado por un extremo, que contiene agua destinada a humidificar el disco de papel; las medidas sucesivas del volumen de agua que queda en el tubo indican la cantidad de agua perdida por evaporación en un momento dado.

10.2.2 Mediciones realizadas mediante atmómetros

Aunque a menudo se considera que los atmómetros proporcionan una medida relativa de la evaporación de la superficie de las plantas, las indicaciones de los atmómetros no tienen en realidad una relación con la evaporación efectiva de las superficies naturales.

Las lecturas de evaporímetros de Piche, con una exposición a la sombra cuidadosamente uniformizada, se han utilizado con cierto éxito para calcular el factor aerodinámico, multiplicación de una función del viento y el déficit de tensión de saturación del vapor, necesario para estimar la evaporación mediante, por ejemplo, el método de combinación de Penman, tras obtener correlaciones locales entre ellas.

Aunque puede establecerse empíricamente una relación entre la pérdida de agua en los atmómetros y la de una superficie natural, es posible que se obtenga una relación diferente para cada tipo de superficie y para combinaciones climáticas diferentes. Los atmómetros deberían seguir siendo útiles para los estudios a pequeña escala, gracias especialmente a su tamaño reducido, a su bajo costo y a su consumo mínimo de agua. Pueden instalarse redes densas de atmómetros en superficies reducidas para llevar a cabo estudios micrometeorológicos. Por otra parte, no se recomienda que se utilicen estos instrumentos para evaluar los recursos hídricos si se dispone de otros datos.

10.2.3 Fuentes de error en los atmómetros

Para que los atmómetros puedan funcionar correctamente, es condición indispensable que sus superficies evaporantes se mantengan limpias. Las superficies sucias afectarán considerablemente la tasa de evaporación, de una forma comparable a la de un depósito de termómetro húmedo en psicrometría.

Además, las diferencias de exposición tienen a menudo un efecto considerable en las mediciones de la evaporación. Esto se aplica sobre todo a la exposición al movimiento del aire alrededor de la superficie evaporante, cuando el instrumento está situado a la sombra.

10.3 EVAPORÍMETROS DE CUBETA Y TANQUES DE EVAPORACIÓN

Las cubetas y los tanques de evaporación existen en una gran variedad de formas, dimensiones y modos de exposición. Entre los diversos tipos de cubetas y de tanques disponibles, se describen a continuación la cubeta estadounidense de clase A, la cubeta rusa GGI-3000 y el tanque ruso de 20 m^2. Estos instrumentos se utilizan hoy en día ampliamente como evaporímetros estándar en las redes de observación, y se han estudiado sus características de funcionamiento en diversas condiciones climáticas y en distintas latitudes y altitudes. Los datos de la cubeta que permiten obtener estos instrumentos están en relación estable, aunque compleja y dependiente de la zona climática, con los elementos meteorológicos que rigen la evaporación, en la medida en que se apliquen detenidamente las instrucciones relativas a su instalación y exposición.

Se ha recomendado adoptar el tanque ruso de 20 m^2 como evaporímetro de referencia internacional.

10.3.1 Cubeta estadounidense de clase A

La cubeta estadounidense de clase A está constituida por un cilindro de 25,4 cm de profundidad y 120,7 cm de diámetro. El fondo de la cubeta se coloca a una altura de 3 a 5 cm por encima del nivel del terreno, sobre un marco de madera que sirve de plataforma. Así pues, el aire puede circular libremente por debajo de la cubeta, el agua que se estanca sobre el terreno en caso de lluvia no toca el fondo de la cubeta y esta puede inspeccionarse sin dificultad. La cubeta propiamente dicha tiene 0,8 mm de espesor y está fabricada con hierro galvanizado, cobre o metal monel, y habitualmente no está pintada. La cubeta se llena de agua hasta 5 cm del borde (lo que se conoce como nivel de referencia).

El nivel del agua se mide mediante un instrumento en forma de gancho, o con un punto fijo de

referencia. El instrumento en forma de gancho consiste en una escala móvil y un calibrador dotado de un gancho, cuyo extremo toca la superficie del agua cuando el instrumento está bien ajustado. Un tubo estabilizador, de unos 10 cm de diámetro y 30 cm de profundidad, dotado de un orificio en el fondo, elimina cualquier ondulación que pueda formarse en la cubeta y sirve también de soporte al instrumento en forma de gancho durante las observaciones. La cubeta se llena cuando la escala indica que el nivel de agua ha bajado más de 2,5 cm con respecto al nivel de referencia.

10.3.2 Evaporímetro ruso de cubeta GGI-3000

De forma cilíndrica, con un fondo cónico, el evaporímetro ruso de cubeta GGI-3000 tiene una superficie de 3 000 cm^2 y una profundidad de 60 cm. Se lo entierra dejando su borde a 7,5 cm por encima de la superficie del suelo. En el centro de la cubeta se encuentra un índice en forma de tubo metálico sobre el que se instala una probeta volumétrica para llevar a cabo las observaciones de la evaporación. La probeta está equipada con una válvula que se abre hasta que el agua que contiene esté al mismo nivel que el agua del tanque. Se cierra entonces la válvula y se mide con precisión el volumen de agua que contiene la probeta. Conociendo la dimensión de la probeta, se determina entonces la altura de agua por encima del índice del tubo metálico a partir de ese volumen. Una aguja unida al tubo metálico que actúa de índice muestra la altura a la cual se debería ajustar el nivel de agua de la probeta. Este nivel no debería descender a más de 5 mm por debajo del índice, ni elevarse a más de 10 mm por encima de la punta de la aguja. Habitualmente se instala a un lado de la cubeta GGI-3000 un pluviómetro GGI-3000 cuyo colector tiene una superficie de 3 000 cm^2.

10.3.3 Tanque ruso de 20 m^2

De forma cilíndrica y con fondo plano, este tanque tiene una superficie de 20 m^2, un diámetro de aproximadamente 5 m y una profundidad de 2 m. Construido en láminas de hierro soldadas de 4 a 5 mm de espesor, se entierra dejando que el borde sobrepase 7,5 cm de la superficie del suelo. El interior del tanque y sus superficies externas expuestas al aire están pintados de blanco. El tanque está dotado de un depósito de llenado y de un tubo de estabilización en el que se ha instalado un índice tabular sobre el que se coloca la probeta volumétrica para medir el nivel de agua que contiene el tanque. Dentro del tubo de estabilización, al lado del tubo índice, hay una pequeña varilla que termina en una punta afinada que indica la altura a la que se debe ajustar el nivel del agua. Dicho nivel no debería descender a más de 5 mm por debajo de la punta de la aguja ni elevarse a más de 10 mm. Un tubo lateral de vidrio graduado, fijado al tanque de llenado, indica la cantidad de agua añadida al tanque y da una verificación aproximada de la medición que facilita la probeta.

10.3.4 Medición realizada mediante cubetas y tanques de evaporación

La tasa de evaporación a partir de una cubeta o de un tanque se obtiene midiendo la variación del nivel de su superficie de agua libre. Esto puede hacerse mediante los dispositivos descritos anteriormente en el caso de las cubetas de clase A y de las cubetas GGI-3000.

Existen varios tipos de cubetas de evaporación automáticas. El nivel del agua de la cubeta se mantiene constante mediante un dispositivo que permite una aportación de agua suplementaria procedente de un embalse auxiliar o evacuando el agua aportada por las precipitaciones. La cantidad de agua añadida o evacuada queda registrada. En otros tanques o cubetas, el nivel de agua se mide permanentemente mediante un flotador situado en el tubo de estabilización y conectado con un aparato registrador.

Varias técnicas de estimación de la evaporación y de la evapotranspiración a partir de superficies naturales, cuya pérdida de agua se trata de evaluar, están basadas en las mediciones realizadas mediante cubetas de evaporación. Estas mediciones son interesantes porque reflejan, en cualquier caso, el impacto del conjunto de las variables meteorológicas, y porque los datos obtenidos por este medio están disponibles inmediatamente y para cualquier período determinado. Por consiguiente, las cubetas de este tipo se suelen utilizar para obtener información de forma constante sobre la evaporación en el marco de una red de observación.

10.3.5 Exposición de las cubetas y de los tanques de evaporación

Las cubetas y los tanques de evaporación generalmente están expuestos de tres formas diferentes:

a) enterrados en el suelo; la mayor parte del tanque está entonces por debajo del nivel del suelo, pero la superficie evaporante está al mismo nivel, o aproximadamente, que la superficie circundante;

b) por encima del suelo; la cubeta entera y la superficie evaporante están entonces ligeramente por encima del suelo;
c) instalados en plataformas fijas flotantes en lagos o en otras masas de agua.

Las estaciones de medición de la evaporación deberían situarse en un emplazamiento relativamente plano y libre de obstáculos (árboles, edificios, arbustos, refugios para instrumentos, etc.). Cuando estos obstáculos sean pequeños, tendrían que estar alejados a una distancia que sea al menos igual a cinco veces su altura, y a diez veces su altura si se trata de un grupo de obstáculos. El terreno debería ser lo suficientemente amplio para que las medidas no estén perturbadas por posibles rociones o por los efectos del borde de una zona cultivada o de otro tipo de terreno. Estos efectos pueden abarcar más de 100 m. El terreno debería estar vallado para proteger los instrumentos e impedir que los animales vayan a beber de la cubeta. Sin embargo, sería preciso que la valla estuviera construida de tal forma que no afecte el régimen de viento sobre la cubeta.

Es importante que la capa del terreno que se ha elegido como emplazamiento de la estación de evaporación se mantenga en un estado lo más cercano posible a su estado natural con respecto a la zona circundante. La hierba, la maleza, etc. deberían cortarse a menudo para que no sobrepasen el borde de las cubetas enterradas (es decir, 7,5 cm). Este límite de 7,5 cm para la altura de la hierba se aplica también a las cubetas de clase A. En ningún caso habría que instalar este tipo de evaporímetro sobre un zócalo de hormigón, sobre asfalto o sobre una capa de grava, ni tampoco debería instalarse a la sombra.

10.3.6 Fuentes de error de las cubetas y de los tanques de evaporación

Los modos de exposición de los tanques de evaporación ofrecen diversas ventajas, pero son también fuentes de errores de medición.

Los tanques instalados sobre el suelo son poco costosos y fáciles de montar y de mantener. El agua que contienen se mantiene más limpia que la de los tanques enterrados, porque corre menos peligro de ensuciarse por salpicones o por la tierra levantada por el viento. Cualquier pérdida por goteo que se produzca después de la instalación puede detectarse y repararse fácilmente. Sin embargo, la cantidad de agua evaporada es mayor que en las cubetas enterradas, principalmente debido a la energía radiante adicional que absorben sus paredes laterales. Pueden eliminarse en parte los efectos perjudiciales de la radiación en las paredes utilizando cubetas cubiertas de aislante, pero esto aumenta el costo, infringiría las instrucciones de construcción estándar y cambiaría la estabilidad de las relaciones mencionadas en la sección 10.3.

Al enterrar la cubeta se eliminan parcialmente los efectos perjudiciales, tales como la radiación en las paredes laterales o los intercambios térmicos entre la cubeta y la atmósfera. Sin embargo, los inconvenientes son:
a) el agua se ensucia más rápidamente y la cubeta es más difícil de limpiar;
b) las posibles pérdidas por goteo son más difíciles de detectar y de reparar;
c) la altura de la vegetación alrededor de la cubeta se convierte en un factor crítico; además, entre la cubeta enterrada y el suelo se producen intercambios térmicos considerables, cuya amplitud depende de gran número de factores y, especialmente, del tipo de suelo, de su contenido en agua y de la densidad de la capa vegetal.

Las cubetas flotantes dan una aproximación más precisa de la evaporación que ocurre en la superficie de un lago que las cubetas, enterradas o no, instaladas en la orilla, a pesar de que las cubetas flotantes tienen un poder de acumulación térmico diferente del de los lagos. Sin embargo, están influenciadas por el lago en el que se hallan y, por consiguiente, no constituyen un buen indicador de la evaporación que se produce. Las observaciones son sumamente difíciles de realizar ya que a menudo las salpicaduras falsean los datos. Por último, la instalación y la explotación de estas cubetas son costosas.

Independientemente del modo de exposición, lo más importante es que la cubeta sea de material inoxidable y que esté ensamblada de tal forma que se reduzca al mínimo el peligro de pérdidas por goteo.

Las lluvias intensas y los vientos violentos tienden a hacer que el agua desborde de las cubetas, lo cual puede falsear completamente las mediciones.

El nivel del agua en el evaporímetro es un factor importante. Si contiene demasiada agua, un 10 por ciento (o más) de la lluvia que cae puede desbordar fuera de la cubeta, lo cual hace que se sobrestime la evaporación. Si el nivel es demasiado bajo, la tasa de evaporación se subestimará (aproximadamente un 2,5 por ciento por cada centímetro sobre el nivel de referencia de 5 cm en las regiones templadas), debido a que el borde de la cubeta proyecta

demasiada sombra y protege en exceso el agua que contiene. Cuando se deja que el nivel baje demasiado, la superficie del agua se calienta más y aumenta la tasa de evaporación.

Se aconseja que se limiten las fluctuaciones del nivel de agua, o bien por medios automáticos, o bien reajustando el nivel cada vez que se hace una lectura, o también quitando agua cuando el nivel alcanza el límite superior fijado o añadiéndola cuando alcanza el límite inferior.

10.3.7 Mantenimiento de las cubetas y de los tanques de evaporación

Debería llevarse a cabo al menos una vez por mes una inspección, prestando especial atención a la detección de las pérdidas por goteo. Habría que limpiar la cubeta tantas veces como sea necesario para evitar la acumulación de desperdicios, el depósito de sedimentos, así como la formación de espuma y de películas de aceite. Se recomienda verter en el agua de la cubeta una pequeña cantidad de sulfato de cobre o de cualquier otro producto que pueda limitar el crecimiento de algas.

En caso de helada, se debería desprender completamente el hielo que se adhiera a las paredes de la cubeta y medir el nivel de agua mientras el hielo flota. Siempre y cuando se actúe así, el hecho de que una parte del agua esté helada no tiene una gran repercusión sobre el nivel de agua. Si el hielo es demasiado grueso para poder romperlo, debería posponerse la medición hasta que ello sea posible y determinar entonces la evaporación teniendo en cuenta este plazo.

A menudo es necesario proteger la cubeta contra los pájaros y otros animales pequeños, sobre todo en las regiones áridas y tropicales. Para este fin, se puede utilizar:

a) Repelentes químicos. Hay que velar entonces por que estos productos no modifiquen de forma considerable las características del agua que contiene el evaporímetro.
b) Una malla de alambre fijada sobre la cubeta. Este tipo de protección estándar se utiliza corrientemente en diversos lugares; impide que los pájaros y los demás animales beban el agua de la cubeta, pero reduce también las pérdidas por evaporación interceptando una parte de la radiación solar y limitando el movimiento del aire sobre la superficie del agua. Con el objeto de poder evaluar el error relacionado con el efecto de la malla sobre el campo de viento, así como las características térmicas de la cubeta, es aconsejable comparar los valores obtenidos mediante una cubeta protegida con los que se obtienen mediante una cubeta corriente en emplazamientos donde no hay ninguna interferencia. Las pruebas realizadas con una protección cilíndrica, constituida por una malla de acero con celdillas hexagonales de 25 mm, situada en un chasis con barras de acero de 8 mm de diámetro, han indicado una disminución sistemática de un 10 por ciento de la tasa de evaporación en tres lugares diferentes durante un período de dos años.

10.4 EVAPOTRANSPIRÓMETROS (LISÍMETROS)

En las publicaciones técnicas se describen varios tipos de lisímetros. Se dan detalles sobre determinados instrumentos utilizados en los diversos países en OMM (1966,1994).

En general, un lisímetro consiste en un recipiente interior lleno de una muestra de suelo, y con paredes de retención, o en un recipiente exterior, así como en dispositivos especiales que permiten medir la percolación o las variaciones del contenido en agua del suelo.

A nivel internacional, no existe un lisímetro universal normalizado para medir la evapotranspiración. La superficie de estos instrumentos varía de 0,05 a unos 100 m^2, y su profundidad lo hace de 0,1 a 5,0 m. Según el método de funcionamiento, se pueden clasificar en lisímetros de balanza y los que no lo son. Cada uno de estos instrumentos ofrece ventajas e inconvenientes, y la elección del lisímetro depende del problema que se vaya a estudiar.

Los lisímetros de percolación (es decir, los que no son de balanza) solo permiten realizar mediciones a largo plazo, a no ser que sea posible medir el contenido en agua del suelo por otro método independiente y seguro. Se utilizan lisímetros de percolación de gran superficie para estudiar el balance hídrico y la evapotranspiración en el caso de una capa vegetal bien desarrollada en altura y profundamente arraigada (árboles adultos, por ejemplo). Los modelos más pequeños y sencillos, utilizados en el caso de un suelo desnudo o todavía recubierto de hierba o de plantas cultivadas, suelen dar excelentes resultados para las aplicaciones prácticas en condiciones de humedad; son fáciles de instalar, su mantenimiento es poco costoso y, por lo tanto, se integran bien en las redes de observación.

Salvo que se utilice un tipo de microlísímetro simple para medir la evaporación del suelo, los lisímetros de balanza son mucho más costosos. Sin embargo, ofrecen la ventaja de dar estimaciones fiables y precisas de valores a corto plazo de la evapotranspiración, siempre y cuando se hayan tomado las precauciones indispensables en materia de diseño, manejo y elección del emplazamiento.

Se han elaborado varias técnicas de pesaje basadas en diversos principios de mecánica y de hidráulica. Los lisímetros pequeños más sencillos generalmente se levantan de sus zócalos y se instalan en una balanza mecánica mediante grúas móviles. A veces su recipiente se instala de forma permanente en una balanza mecánica con objeto de realizar registros continuos. Se simplifica considerablemente el sistema de pesaje y de registro utilizando celdas de carga equipadas con extensómetros de una resistencia eléctrica variable. Los sistemas hidráulicos de pesaje se basan en el principio de desplazamiento de los fluidos provocado por el empuje de un recipiente flotante (se habla en este caso de lisímetro flotante) o en el principio de variaciones de la presión del líquido que interviene en las celdas de carga hidráulicas.

Se recomienda que se empleen grandes lisímetros de balanza registradores para efectuar mediciones de precisión en los centros de investigación, y para llevar a cabo la normalización y la parametrización de otros sistemas de medición de la evapotranspiración, así como la modelización de este proceso. Los pequeños modelos de lisímetros de balanza resultan útiles y adecuados para las instalaciones de red. En cuanto a la utilización de microlisímetros para medir la evaporación a partir del suelo, este es un fenómeno relativamente nuevo.

10.4.1 Mediciones realizadas mediante lisímetros

En cuanto a los lisímetros, la tasa de evapotranspiración puede estimarse mediante la ecuación general del balance hídrico aplicada a sus recipientes. La evapotranspiración es igual a la precipitación/irrigación, menos la percolación menos la variación del almacenamiento de agua.

Por consiguiente, los programas de observación realizados en parcelas en las que están instalados lisímetros incluyen observaciones de la precipitación, de la irrigación, de la percolación y de la variación del almacenamiento de agua en el suelo. También resulta conveniente completar estos programas con las observaciones del crecimiento y del desarrollo de las plantas.

Es preferible medir la precipitación (y, si procede, la irrigación) al nivel del suelo por métodos normalizados. El agua de percolación se recoge en un tanque y su volumen puede medirse a intervalos regulares o registrarse. Para evaluar con precisión la variación del almacenamiento, se emplean las minuciosas técnicas gravimétricas descritas anteriormente. Cuando se realice el pesaje, convendría proteger el lisímetro de los efectos de la carga ejercida por el viento.

El método volumétrico da buenos resultados cuando se trata de evaluar la evolución a largo plazo de la evapotranspiración; permite medir la cantidad de la precipitación y la magnitud de la percolación. Se toma por hipótesis que la variación del almacenamiento tiende hacia cero durante el período de observación. Además, es posible determinar la variación del contenido en agua del suelo estableciendo una relación entre la humedad del suelo con su propio poder de retención, al principio y al final de ese periodo.

10.4.2 Exposición de los evapotranspirómetros

Las observaciones de la evapotranspiración deberían ser representativas de la capa vegetal y de las condiciones de humedad de los alrededores de la estación en general (OMM, 2003). Para que las tasas de evapotranspiración medidas sean representativas, convendría que el suelo y la capa vegetal del lisímetro sean idénticos a los de la zona circundante y que las perturbaciones provocadas por la presencia de instrumentos se minimicen. A continuación, se indican las principales exigencias en materia de exposición de lisímetros.

Para preservar las propiedades hidromecánicas del suelo, se recomienda instalar un solo bloque (monolítico) en el recipiente. Cuando el suelo es ligero y bastante homogéneo, y el recipiente es de gran tamaño, basta rellenar este último, capa por capa, en el mismo orden y con la misma densidad que en el perfil natural.

Para simular el drenaje natural, hay que velar por que este proceso se realice libremente en el fondo del recipiente. La textura del suelo obliga a veces a utilizar una bomba de vacío para conseguir artificialmente la aspiración necesaria.

Salvo en el caso de los microlisímetros que sirven para medir la evaporación del suelo, los lisímetros deberían ser suficientemente amplios y profundos, y su borde, tan bajo como sea posible para que la

capa vegetal pueda crecer libremente y de forma representativa.

En general, la elección del emplazamiento de los lisímetros está sujeta a las mismas exigencias relativas a la superficie expuesta al viento que las cubetas de evaporación (los instrumentos deberían instalarse fuera de la zona de influencia de edificios, árboles aislados, otros instrumentos meteorológicos, etc.). Para reducir al mínimo los efectos de advección, conviene emplazar los lisímetros a una distancia suficiente (es decir, por lo menos a 100 o a 150 m) del borde, viento arriba de la zona circundante. La atenuación de los efectos de advección es particularmente importante cuando se trata de realizar mediciones en la superficie de tierras irrigadas.

10.4.3 Fuentes de error en las mediciones realizadas con lisímetros

Las mediciones realizadas mediante lisímetros son objeto de diversos errores relacionados con las perturbaciones de las condiciones naturales debidas a los propios instrumentos. Entre las principales fuentes de error, cabe señalar:

a) el crecimiento limitado del sistema de raíces;
b) la modificación de la difusión turbulenta que resulta de la discontinuidad en la cubierta forestal entre el interior del lisímetro y la zona circundante (esta discontinuidad puede corresponder al círculo delimitado por el recipiente y las paredes de retención del lisímetro, o puede ser la consecuencia de disparidades en la cubierta forestal propiamente dicha);
c) el desequilibrio térmico entre el lisímetro y la zona circundante causado por:
   i) el aislamiento térmico del instrumento con respecto al subsuelo;
   ii) los efectos térmicos del aire ascendente o descendente que circula entre el recipiente y las paredes de retención;
   iii) la modificación de las propiedades térmicas del suelo, debida al cambio de su textura y de su contenido en agua;
d) la equivalencia insuficiente del balance hídrico relativo al instrumento y a la zona circundante, debida a:
   i) la perturbación de la estructura del suelo;
   ii) el drenaje inadecuado;
   iii) la filtración vertical en las paredes;
   iv) la interrupción de la escorrentía y de los movimientos laterales del agua en el suelo.

Algunas disposiciones permiten reducir los errores de las mediciones obtenidas mediante lisímetros, como el ajuste de la temperatura bajo el recipiente o la instalación de aros de bridas con objeto de disminuir la filtración vertical en las paredes. Si bien es primordial tener que diseñar con gran detenimiento los lisímetros, también es importante conseguir una buena representatividad de las diversas plantas o del suelo utilizados para estudiar la zona en cuestión. Además, el terreno en el que está instalado el lisímetro deberá ser perfectamente representativo del medio natural de los alrededores.

10.4.4 Mantenimiento de los lisímetros

Se deben tomar ciertas medidas para preservar la representatividad de la capa vegetal que se halla dentro de los lisímetros. Todas las actividades agrícolas o de otro tipo (siembra, fertilización, siega, etc.) deberían realizarse de la misma forma y en el mismo momento en el recipiente y en la zona circundante. Para evitar los errores debidos a anomalías de las precipitaciones, habría que mantener las plantas que se encuentran cerca o dentro del recipiente en posición vertical, y hacer lo necesario para que las hojas y los tallos rotos no vuelvan a caerse en la superficie del lisímetro.

El mantenimiento de los dispositivos técnicos varía en función del tipo de instrumento y no puede describirse aquí.

Se recomienda comprobar, por lo menos una vez al año, que los lisímetros no sufren pérdidas por goteo, cubriendo su superficie para impedir la evapotranspiración y verificando durante un período de unos días si la cantidad de agua drenada es igual a la cantidad de agua añadida en la superficie.

10.5 ESTIMACIÓN DE LA EVAPORACIÓN A PARTIR DE SUPERFICIES NATURALES

Al examinar los factores que influyen en la evaporación, tal como se indica en la sección 10.1.3, se observa que la tasa de evaporación a partir de una superficie natural difiere necesariamente de la tasa calculada mediante un evaporímetro expuesto a las mismas condiciones atmosféricas, debido a la disparidad de las propiedades físicas de las dos superficies evaporantes.

En la práctica, las tasas de evaporación y de evapotranspiración en superficies naturales presentan mucho interés, tanto si se trata de la evaporación de los embalses o de los lagos, como de la evaporación

en cultivos o incluso de la evaporación de superficie en amplias extensiones, tales como las cuencas fluviales.

Las estimaciones de superficie de la evapotranspiración son especialmente difíciles de obtener en regiones que tienen características de superficie y modos de utilización de los suelos diferentes (OMM, 1966; 1997).

Los métodos más adecuados para la estimación de la evaporación de los lagos y de los embalses son el balance hídrico, el balance energético, los enfoques aerodinámicos, el método que combina ecuaciones aerodinámicas y ecuaciones del balance energético, así como la utilización de una relación de complementariedad entre la evaporación real y la evaporación potencial. Se dispone además de técnicas de evaporación, a partir de una cubeta, que permiten determinar un coeficiente lago-cubeta. Este coeficiente, que varía según el tipo de cubeta y su modo de exposición, también depende de las condiciones climáticas (véase OMM, 1985; 1994 (capítulo 37)).

Se pueden obtener valores puntuales o de superficie de la evapotranspiración, sin limitación de agua, a partir de superficies cubiertas de vegetación, evaluando la evapotranspiración potencial (o evapotranspiración de los cultivos de referencia) mediante los métodos utilizados en el caso de los lagos, después de adaptarlos a las condiciones propias a la capa vegetal. Algunos métodos utilizan, para cada tipo de vegetación (como sería el tipo de cultivo) coeficientes que varían según su fase de desarrollo, así como un valor integrado de la resistencia estomática relativa a esa vegetación en su conjunto.

Para calcular la evaporación de referencia diaria (24 horas) de la vegetación a partir de la temperatura media diaria del aire y de la radiación global total diaria, el Instituto Real de Meteorología de los Países Bajos emplea el procedimiento establecido por G. F. Makkink (Hooghart, 1971), a saber:

Presión de saturación del vapor a la temperatura del aire T:

$$e_s(T) = 6{,}107 \cdot 10^{7{,}5 \cdot \frac{T}{237{,}3 + T}} \qquad \text{hPa}$$

Pendiente de la curva de la presión de saturación del vapor de agua con respecto a la temperatura T:

$$\Delta(T) = \frac{7{,}5 \cdot 237{,}3}{(237{,}3 + T)^2} \cdot \ln(10) \cdot e_s(T) \qquad \text{hPa/°C}$$

Constante psicrométrica:

$$\Delta(T) = 0{,}646 + 0{,}000\,6\,T \qquad \text{hPa/°C}$$

Calor específico de la evaporación del agua:

$$\lambda(T) = 1\,000 \cdot (2\,501 - 2{,}38 \cdot T) \qquad \text{J/kg}$$

Densidad del agua:

$$\rho = 1\,000 \qquad \text{kg/m}^3$$

Radiación global (total en 24 horas):

$$Q \qquad \text{J/m}^2$$

Temperatura del aire (promedio de 24 horas):

$$T \qquad \text{°C}$$

Evaporación diaria de referencia de la vegetación:

$$E_r = \frac{1\,000 \cdot 0{,}65 \cdot \delta(T)}{\{\delta(T) + \gamma(T)\} \cdot \rho \cdot \lambda(T)} \cdot Q \qquad \text{mm}$$

Nota: La constante 1 000 se aplica para la conversión de metros a milímetros; la constante 0,65 es una constante empírica típica.

Al establecer una relación entre la tasa medida de evapotranspiración real y las estimaciones de la tasa de evapotranspiración potencial, sin limitación de agua, relacionando luego el valor normalizado así obtenido con el contenido en agua del suelo, el déficit hídrico del suelo o el potencial hídrico en la zona de las raíces, es posible obtener coeficientes que permiten calcular la tasa de evapotranspiración real para un suelo con un contenido de agua determinado.

Se consigue estimar más directamente los valores puntuales de la evapotranspiración real a partir del suelo, observando, mediante un muestreo constante, las variaciones del contenido de agua del suelo o midiendo dicha evapotranspiración con una mayor exactitud mediante un lisímetro de balanza. Otros métodos se basan en mediciones de la turbulencia (correlación del flujo turbulento, por ejemplo) o del perfil (métodos de observación en la capa límite y, a dos alturas, método del balance energético basado en la relación de Bowen). Estos métodos son mucho más costosos y exigen instrumentos y sensores especiales para medir la humedad, la velocidad del viento y la temperatura. Las estimaciones obtenidas, válidas para los tipos de suelo y de cubierta forestal estudiados, pueden utilizarse como valores de referencia independientes,

con miras a la elaboración de relaciones empíricas para la modelización de la evapotranspiración.

Las dificultades que plantea la evaluación de la evapotranspiración a nivel de las cuencas fluviales se deben a la disparidad de las características de superficie, que ocasiona una tasa de evapotranspiración variable en el marco de la zona estudiada. Cuando se quieren obtener valores a corto plazo, es indispensable basarse en relaciones empíricas para estimar la evapotranspiración. Si se lleva a cabo un estudio sobre un período de tiempo más largo (con objeto de reducir al mínimo los efectos de almacenamiento), se puede utilizar el método del balance hídrico para evaluar la evapotranspiración de la cuenca (véase OMM, 1971). Para llevar a cabo estimaciones sobre amplias extensiones se puede utilizar el método basado en el balance hídrico de la atmósfera, que permite deducir la tasa de evapotranspiración de superficie de los datos de radiosondeo. Para obtener más detalles sobre estos métodos, sobre las ventajas que ofrecen y sobre sus límites de aplicación se puede consultar el capítulo 38 de OMM (1994).

Es difícil medir la evaporación de una capa de nieve, y los resultados probablemente no sean más exactos que los que se pueden obtener por el cálculo de la evaporación del agua.

Para medir la evaporación de un manto de nieve, en numerosos países se utilizan evaporímetros de polietileno o de plástico incoloro, y las observaciones solo se hacen cuando no nieva.

La evaporación de una capa de nieve se puede estimar utilizando la ecuación de la difusión turbulenta y teniendo en cuenta las observaciones de la humedad del aire y de la velocidad del viento efectuadas en la superficie de la capa de nieve y a uno o dos niveles por encima de dicha capa. Estas estimaciones son más fiables cuando los valores de la evaporación se calculan para períodos de cinco días o más.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Hooghart, J. C. (ed.), 1971: *Evaporation and Weather*. TNO Committee of Hydrological Research, Technical Meeting 44, Proceedings and Information No. 39, TNO, La Haya.

Organización Meteorológica Mundial, 1966: *Measurement and Estimation of Evaporation and Evapotranspiration*. Nota técnica Nº 83, WMO-No. 201.TP. 105, Ginebra.

—, 1971: *Problems of Evaporation Assessment in the Water Balance* (C. E. Hounam). Informe OMM/DHI Nº 13, WMO-No. 285, Ginebra.

—, 1973: *Atmospheric Vapour Flux Computations for Hydrological Purposes* (J. P. Peixoto). Informe OMM/DHI Nº 20, WMO-No. 357, Ginebra.

—, 1976: *The CIMO International Evaporimeter Comparisons*. WMO-No. 449, Ginebra.

—, 1977: *Hydrological Application of Atmospheric Vapour-Flux Analyses* (E. M. Rasmusson). Informe Nº 11 sobre hidrología operativa, WMO-No. 476, Ginebra.

—, 1985: *Casebook on Operational Assessment of Areal Evaporation*. Informe Nº 22 sobre hidrología operativa, WMO-No. 635, Ginebra.

—, 1992: *Vocabulario meteorológico internacional*. Segunda edición, OMM-Nº 182, Ginebra.

—, 1994: *Guía de Prácticas Hidrológicas*. Quinta edición, OMM-Nº 168, Ginebra.

—, 1997: *Estimation of Areal Evapotranspiration*. Technical Reports in Hydrology and Water Resources No. 56, WMO/TD-No. 785, Ginebra.

—, 2003: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. Volumen I — Aspectos mundiales, OMM-Nº 544, Ginebra.

—/Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO), 1992: *Glosario Hidrológico Internacional*. OMM-Nº 385, Ginebra.

CAPÍTULO 11

MEDICIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO

11.1 GENERALIDADES

La humedad del suelo es un componente importante del ciclo hidrológico atmosférico, tanto a la pequeña escala de los usos agrarios como para modelizar en gran escala la interacción entre la tierra y la atmósfera. La vegetación y los cultivos dependerán siempre en mayor medida de la humedad disponible al nivel de las raíces que de la precipitación. La realización de un balance hídrico, no solo para planificar el riego sino también para programar las fechas reales de la irrigación, requiere disponer de información a nivel local relativa a la humedad del suelo. Cuando se conoce el grado de humedad del suelo, es más fácil predecir el riesgo de crecidas repentinas o la aparición de nieblas.

Sin embargo, la humedad del suelo es una variable que rara vez se observa de forma regular en las estaciones meteorológicas. La documentación sobre la humedad del suelo se limitaba por lo general a la descripción del "estado del terreno" según las tablas de cifrado 0901 y 0975 de la OMM, dejando que hidrólogos, técnicos agrarios y otros colectivos se encargaran de su medición. En torno a 1990, aumentó el interés de los meteorólogos por medir la humedad del suelo. En parte, ello se debía a que, tras los estudios pioneros de Deardorff (1978), los modelos atmosféricos numéricos en distintas escalas se prestaban mejor al tratamiento de los flujos de calor sensible y latente en las capas superficiales del suelo. Además, las técnicas de medición de la humedad del suelo recién desarrolladas son más fáciles de aplicar en las estaciones meteorológicas que la mayoría de los métodos clásicos.

Atendiendo a la creciente necesidad de determinar la humedad del suelo, se examinarán aquí los métodos e instrumentos más habitualmente utilizados, junto con sus ventajas y desventajas. Se mencionarán, asimismo, algunas técnicas de observación menos habituales.

11.1.1 Definiciones

La determinación de la humedad del suelo mide el contenido de agua o el potencial hídrico de los suelos.

Contenido de agua en el suelo

El contenido de agua del suelo es un valor que expresa la masa o el volumen de agua contenido en el suelo, mientras que el potencial hídrico del suelo expresa la energía hídrica presente en este. La relación entre el contenido y el potencial no es universal, y depende de las características del suelo local; por ejemplo, la densidad o la textura de los suelos.

En términos de masa, el contenido de agua del suelo se expresa mediante el contenido gravimétrico de humedad del suelo, θ_g, definido como:

$$\theta_g = M_{\text{agua}}/M_{\text{suelo}} \qquad (11.1)$$

donde M_{agua} es la masa de agua contenida en la muestra de suelo, y M_{suelo} es la masa de suelo seco contenida en la muestra. En meteorología, los valores de θ_g se expresan habitualmente en términos porcentuales.

Dado que la precipitación, la evapotranspiración y el transporte de solutos son variables habitualmente expresadas en términos de flujo, las expresiones volumétricas del contenido de agua son a menudo más útiles. Para una muestra de suelo, el contenido volumétrico de humedad del suelo, θ_v, se define como sigue:

$$\theta_v = V_{\text{agua}}/V_{\text{muestra}} \qquad (11.2)$$

donde V_{agua} es el volumen de agua contenido en la muestra de suelo, y V_{muestra} es el volumen total de suelo seco + aire + agua de la muestra. Una vez más, el cociente se expresa por lo general en valores porcentuales. La relación entre el contenido gravimétrico y el contenido volumétrico de humedad es la siguiente:

$$\theta_v = \theta_g(\rho_b/\rho_w) \qquad (11.3)$$

donde ρ_b es la densidad aparente del suelo seco, y ρ_w es la densidad del agua del suelo.

La técnica básica para medir el contenido de agua en el suelo es el método gravimétrico, que se describe en la sección 11.2. Dado que este se basa en

mediciones directas, constituye el método de referencia con respecto al cual se comparan todos los demás. Por desgracia, el muestreo gravimétrico es destructivo, y hace imposible repetir las mediciones en una misma muestra de suelo. Debido a las dificultades que conlleva una medición exacta de los volúmenes de suelo seco y de agua, el contenido volumétrico de agua no se suele determinar directamente.

Potencial hídrico del suelo

El potencial hídrico del suelo describe la energía presente en el agua del suelo, y es un parámetro importante para analizar el transporte hídrico, las estimaciones de almacenamiento de agua y las relaciones entre el suelo, las plantas y el agua. Una diferencia de potencial hídrico entre dos puntos del suelo indica una tendencia del agua a fluir del potencial alto al bajo. Cuando el suelo se está secando, el potencial hídrico es más negativo, y aumenta el trabajo necesario para extraer agua de él. Ello dificulta la absorción del agua por las plantas, con lo que el potencial hídrico de la planta disminuye, ocasionándole estrés vegetal y, en casos extremos, una marchitez acusada.

Por lo común, el potencial hídrico es un indicador de la capacidad del agua del suelo para realizar un trabajo o, en el caso del potencial negativo, el trabajo necesario para extraer agua del suelo. El potencial hídrico total ψ_t, que combina los efectos de todos los campos de fuerza, viene dado por:

$$\psi_t = \psi_z + \psi_m + \psi_o + \psi_p \qquad (11.4)$$

donde ψ_z es el potencial gravitacional, basado en la elevación por encima del nivel medio del mar; *m* es el potencial matricial, es decir, el efecto de succión debido a la atracción del agua por la matriz del suelo; *o* es el potencial osmótico, debido a los efectos energéticos de los solutos en el agua; y *p* es el potencial de presión, que es la presión hidrostática existente bajo una superficie de agua.

Los potenciales que no están relacionados con la composición del agua o del suelo se denominan, en conjunto, potencial hidráulico, ψ_h. En suelos saturados, su valor viene expresado mediante $\psi_h = \psi_z + \psi_p$, mientras que en suelos no saturados se expresa mediante la igualdad $\psi_h = \psi_z + \psi_m$. Cuando en un estudio aparezca la expresión "potencial hídrico", posiblemente denotado en la forma ψ_w, será aconsejable consultar la definición del autor, ya que el término ha sido utilizado tanto para $\psi_m + \psi_z$ como para $\psi_m + \psi_o$.

Los gradientes de los distintos potenciales no siempre serán muy eficaces como inductores de flujo. Así, por ejemplo, ψ_o necesita una membrana semipermeable para inducir el flujo, y ψ_p existirá en condiciones de saturación o encharcamiento, aunque la mayoría de las aplicaciones prácticas se efectúan en suelos no saturados.

11.1.2 Unidades

Al resolver las ecuaciones del balance de masa o de continuidad del agua, hay que recordar que los componentes de los parámetros de contenido hídrico son dimensionales. El contenido gravimétrico de agua es el peso del agua del suelo contenido en una unidad de peso de ese mismo suelo (kg de agua/kg de suelo seco). Del mismo modo, el contenido volumétrico de agua es una fracción volumétrica (m^3 de agua/m^3 de suelo).

La unidad básica para expresar el potencial hídrico es la energía (en julios, kg m^2 s^{-2}) por unidad de masa, J kg^{-1}. Alternativamente, la energía por unidad de volumen (J m^{-3}) es equivalente a la presión, expresada en pascales (Pa = kg m^{-1} s^{-2}). En el pasado, se utilizaba el bar (= 100 kPa), la atmósfera (= 101,32 kPa) o la libra por pulgada cuadrada (= 6,895 kPa). Una tercera clase de unidades corresponde a la presión ejercida por una columna de agua o de mercurio expresada en (centí)metros, o energía por unidad de peso. La relación entre esas tres clases de unidades de potencial es la siguiente:

$$\psi\,(\mathrm{J\ kg^{-1}}) = \gamma \times \psi\,(\mathrm{Pa}) = [\psi\,(\mathrm{m})]/g \qquad (11.5)$$

donde $\gamma = 10^3$ kg m^{-3} (densidad del agua) y g = 9,81 m s^{-2} (aceleración de la gravedad). Dado que el potencial hídrico del suelo presenta un rango de valores amplio, suele expresarse en unidades logarítmicas, por lo general en términos de altura de presión de agua. Una unidad habitualmente utilizada para esa magnitud es la denominada pF, igual al logaritmo en base 10 del valor absoluto de la columna de agua expresada en centímetros.

11.1.3 Requisitos meteorológicos

El suelo está constituido por partículas individuales y conglomerados de material mineral y orgánico, separados por huecos o poros llenos de aire y agua. La magnitud relativa del espacio que ocupan los poros disminuye a medida que aumenta el tamaño de los granos del suelo (aunque intuitivamente cabría esperar lo contrario). El movimiento del agua líquida a través del suelo depende del tamaño, de

la forma y, en general, de la geometría del espacio de los poros.

Si se añade una gran cantidad de agua a un volumen de suelo por lo demás "seco", parte de ella escurrirá rápidamente por efecto de la gravedad a través de las grietas y canales de tamaño relativamente mayor. El resto tenderá a desplazar parte del aire contenido en los huecos entre partículas, empezando por los poros de mayor tamaño. En términos generales, se producirá el avance de un "frente húmedo" claramente definido en sentido descendente a través del suelo, creando a su paso una capa de espesor creciente en la que quedará retenida toda la humedad que no puede ser arrastrada por gravedad. Al llegar a ese punto, se dice que la capa del suelo ha alcanzado la "capacidad de campo", que para la mayoría de los suelos se alcanza cuando $\psi \approx 10$ kPa (pF ≈ 2). No hay que confundir este estado con la indeseable situación del suelo "saturado", en que todos los huecos porosos están ocupados por agua. Después de un episodio de saturación, por ejemplo tras una lluvia intensa, el suelo necesita por lo general al menos 24 horas para alcanzar la capacidad de campo. Cuando el contenido de humedad desciende por debajo de esa capacidad, el limitado movimiento de agua que sobreviene en el suelo se produce, en parte, en forma líquida y, en parte, en fase de vapor por destilación (en función de los gradientes de temperatura del suelo) y, en ocasiones, por transporte en las raíces de las plantas.

Las raíces de las plantas presentes en el volumen de suelo extraerán agua líquida de las películas de agua que rodean las partículas de suelo con las que están en contacto. La tasa de extracción dependerá del potencial de humedad del suelo. Se alcanzará un punto en que las fuerzas que retienen las películas de humedad adheridas a las partículas del suelo son inferiores a la fuerza de succión de las raíces. Las plantas no pueden ya absorber agua y pierden turgencia: la humedad del suelo ha alcanzado el "punto de marchitez permanente", que en la mayoría de los casos ocurre cuando el potencial hídrico del suelo llega a –1,5 MPa (pF = 4,2). En agricultura, se considera generalmente que el agua del suelo disponible para las plantas es la cantidad de agua que corresponde al intervalo comprendido entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente, que varía considerablemente según los suelos: en suelos arenosos puede ser inferior al 10 por ciento en términos volumétricos, mientras que en suelos con mayor abundancia de materia orgánica puede llegar a superar el 40 por ciento en volumen.

Por lo general, es deseable conocer el contenido y el potencial de humedad del suelo en función de la profundidad. Los modelos de evapotranspiración son aplicables, en su mayoría, a profundidades pequeñas (decenas de centímetros); en las aplicaciones agrarias, se necesita información sobre la humedad a la profundidad de las raíces (del orden de un metro); y los modelos de circulación general de la atmósfera incorporan varias capas hasta unos cuantos metros de profundidad. A efectos hidrológicos y del balance hídrico (por ejemplo, en modelos de escorrentía a escala de cuenca de captación, o para calcular los efectos sobre las propiedades del suelo en términos de resistencia mecánica, conductividad térmica o difusividad), se necesita información sobre el contenido hídrico del suelo en capas profundas. El grado de exactitud necesario para determinar el contenido de agua y la resolución espacio-temporal requerida variarán según la aplicación. Un problema habitual es la heterogeneidad de numerosos suelos, que hace que un solo punto de observación no pueda aportar información absoluta sobre la humedad del suelo regional, sino únicamente un conocimiento relativo acerca de su variación.

11.1.4 **Métodos de medición**

Los métodos e instrumentos disponibles para evaluar el agua de los suelos admiten tres tipos de clasificaciones. La primera está basada en una distinción entre la determinación del contenido de agua y la determinación del potencial hídrico. La segunda, basada en un método denominado "directo", hace necesario disponer de un volumen de terreno suficientemente representativo del que pueda obtenerse gran número de muestras de suelo para someterlas a una evaluación destructiva en laboratorio. Los métodos indirectos consisten en utilizar un instrumento colocado en el suelo para medir alguna propiedad de este relacionada con su humedad. La tercera clasificación está basada en la aplicabilidad práctica de cada método, teniendo en cuenta el trabajo habitualmente necesario, el grado de dependencia respecto de la disponibilidad de laboratorios, la complejidad de la operación y la fiabilidad del resultado. Además, es necesario comparar los costos preliminares de la instrumentación adquirida con los costos posteriores de las actividades ordinarias de observación local y procesamiento de datos.

Algunas referencias, como las de OMM (1968, 1989, 2001) y Schmugge, Jackson y McKim (1980), son muy útiles para comprender los problemas prácticos, pero como los métodos de medición dieléctrica no se desarrollaron hasta bien entrado el decenio de 1980, las referencias demasiado

antiguas no deberían ser muy de fiar en lo que se refiere a la selección de métodos prácticos.

Para determinar el contenido hídrico del suelo hay cuatro posibles maneras de proceder. En primer lugar, el método clásico de determinación gravimétrica de la humedad, que es simple y directo. En segundo lugar, la lisimetría, que es una alternativa no destructiva de las mediciones gravimétricas; consiste en pesar, de manera ocasional o continua, un recipiente relleno de suelo para conocer las variaciones de la masa total contenida, que pueden deberse parcial o enteramente a variaciones de la humedad del suelo (los lisímetros se abordan con mayor detalle en el capítulo 10 de la parte I). En tercer lugar, es posible determinar indirectamente el contenido de agua utilizando diversas técnicas radiológicas, como la dispersión de neutrones o la absorción gamma. En cuarto lugar, el contenido de agua puede determinarse a partir de las propiedades dieléctricas del suelo, por ejemplo mediante reflectometría de dominio temporal.

El potencial hídrico del suelo puede medirse utilizando varios métodos indirectos, en particular mediante tensiómetros, bloques de resistencia eléctrica o psicrómetros de suelo. Ninguno de estos instrumentos es actualmente eficaz para todo el rango de valores del potencial hídrico. Para una descripción más extensa de los métodos de medición de la humedad del suelo, son útiles los manuales actualizados de Klute (1986), Dirksen (1999), y Smith y Mullins (que figuran en las referencias como Gardner y otros, 2001, y Mullins, 2001).

11.2 MEDICIÓN GRAVIMÉTRICA DIRECTA DEL CONTENIDO HÍDRICO DEL SUELO

El contenido gravimétrico de humedad del suelo θ_g se determina, por lo general, directamente. Para ello, se toman muestras de suelo de unos 50 g utilizando las herramientas más apropiadas disponibles (palas, barrenas de muestreo manuales en espiral, barrenas de muestreo de cubeta, e incluso tubos de perforación de propulsión eléctrica), de modo que se altere lo menos posible la estructura del suelo de la muestra (Dirksen, 1999). Inmediatamente a continuación debería colocarse la muestra en un recipiente estanco, exento de grietas, previamente pesado e identificado. Dado que las muestras serán introducidas en un horno, el recipiente tendría que poder resistir temperaturas altas sin fundirse ni perder una masa apreciable. Lo más habitual es utilizar latas de aluminio, aunque convendría utilizar recipientes no metálicos si las muestras van a ser secadas en hornos de microondas en laboratorio. Cuando sea necesario transportar las muestras a gran distancia, debería sellarse el recipiente con cinta adhesiva para evitar la pérdida de humedad por evaporación.

Las muestras y el recipiente son pesados en el laboratorio tanto antes como después del secado, de modo que la diferencia representará la masa de agua inicialmente presente en la muestra. El secado consiste en colocar el recipiente, abierto, en un horno eléctrico a 105 °C hasta que la masa se estabiliza en un valor constante. El tiempo de secado varía, por lo general, entre 16 y 24 horas. Obsérvese que el secado a 105 °C ± 5 °C encaja en la definición habitualmente aceptada de "contenido de agua en el suelo", que responde al propósito de medir solo el contenido de agua "libre", no fijada a la matriz de suelo (Gardner y otros, 2001).

Cuando las muestras de suelo contienen cantidades considerables de materia orgánica podría tener lugar una oxidación excesiva a 105 °C, en cuyo caso se perdería parte de la materia orgánica de la muestra. Aunque es difícil especificar la temperatura a partir de la cual la oxidación será excesiva, un descenso de 105 a 70 °C en la temperatura del horno parece ser suficiente para evitar pérdidas apreciables de materia orgánica, aunque los valores del contenido hídrico así obtenidos podrían ser demasiado bajos. Será necesario comprobar y notificar las temperaturas del horno y los tiempos de secado.

Un método también eficaz es el secado en horno de microondas para determinar el contenido gravimétrico de agua (Gee y Dodson, 1981). Consiste en elevar rápidamente la temperatura del agua en el suelo hasta llegar al punto de ebullición para, seguidamente, mantenerla constante durante cierto período por efecto del calor absorbido por evaporación del agua. Sin embargo, en cuanto la energía absorbida por el agua del suelo excede de la necesaria para evaporar el agua, la temperatura aumenta rápidamente. Este método debería utilizarse con precaución, ya que las temperaturas pueden llegar a ser lo suficientemente altas como para derretir los recipientes de plástico cuando la muestra de suelo contienen piedras.

El contenido gravimétrico de agua en suelos minerales naturalmente secos (25 °C) suele ser inferior al 2 por ciento aunque, a medida que el suelo se aproxima al estado saturado, el contenido hídrico puede alcanzar valores comprendidos entre el 25 y el 60 por ciento, según el tipo de suelo. El contenido volumétrico de agua en el suelo, θ_v, puede ser tan

bajo como el 10 por ciento en suelos naturalmente secos, y tan alto como entre el 40 y el 50 por ciento en suelos minerales próximos a la saturación. Para determinar θ_v es necesario medir la densidad del suelo, por ejemplo recubriendo un terrón con parafina y pesándolo en aire y en agua, o utilizando algún otro método (Campbell y Henshall, 2001).

El contenido hídrico de los suelos pedregosos o cubiertos de gravilla puede inducir gravemente a error. Cuando las piedras ocupan un volumen apreciable del suelo, modifican la medición directa de la masa del mismo sin afectar en la misma medida a su porosidad. Así, por ejemplo, el contenido gravimétrico de agua puede ser del 10 por ciento para una muestra de suelo con una densidad aparente de 2 000 kg m^{-3}; en cambio, el contenido hídrico de esa misma muestra constituida por un material más fino (sin piedras ni gravilla) sería del 20 por ciento para una densidad aparente del suelo fino de 1 620 kg m^{-3}.

Aunque el contenido gravimétrico de agua de la fracción de suelo más fino, $\theta_{g,\text{fino}}$, es el valor habitualmente utilizado para efectuar comparaciones espaciales y temporales, podría ser también necesario determinar el contenido volumétrico de agua de un suelo cubierto de gravilla. Este último valor podría ser importante para calcular el volumen de agua en una zona radicular. La relación entre el contenido gravimétrico de agua del suelo más fino y el contenido volumétrico de agua aparente viene dada por:

$$\theta_{\text{v,pedregoso}} = \theta_{\text{g,fino}}(\rho_b/\rho_v)(1 + M_{\text{piedras}}/M_{\text{fino}}) \quad (11.6)$$

donde $\theta_{\text{v,pedregoso}}$ es el contenido volumétrico de agua aparente del suelo que contiene piedras o gravilla, y M_{piedras} y M_{fino} son las masas de las fracciones de suelo pedregoso y fino, respectivamente (Klute, 1986).

11.3 CONTENIDO HÍDRICO DEL SUELO: MÉTODOS INDIRECTOS

La capacidad de retención de agua del suelo es función de la textura y estructura del mismo. Al tomar una muestra de suelo, el material que se desea evaluar resulta alterado, por lo que se modifica también su capacidad de retención de agua. Los métodos indirectos para medir el agua del suelo son útiles, ya que permiten obtener información en un mismo lugar mediante gran número de observaciones sin alterar el sistema hídrico del suelo. Además, la mayoría de los métodos indirectos determinan el contenido volumétrico de agua en el suelo sin necesidad de determinar la densidad de este.

11.3.1 Métodos radiológicos

Para medir el contenido hídrico del suelo pueden utilizarse dos métodos radiológicos diferentes. Uno de ellos es el método de dispersión neutrónica, ampliamente utilizado, basado en la interacción entre neutrones de alta energía (rápidos) y núcleos de los átomos de hidrógeno del suelo. El otro método mide la atenuación de los rayos gamma al atravesar el suelo. En ambos métodos se utiliza un equipo portátil para efectuar múltiples mediciones en puntos de observación permanentes, y que debe ser cuidadosamente calibrado, preferiblemente con el mismo suelo en que se va utilizar el equipo.

Cuando se utilice un dispositivo emisor de radiación es necesario adoptar ciertas precauciones. El fabricante suministrará una protección que deberá ser utilizada en todos los casos. El único momento en que la sonda abandona la protección es durante su introducción en el tubo de acceso al suelo. Si se aplican las directrices y reglamentaciones sobre protección radiológica estipuladas por el fabricante y por las autoridades sanitarias, no habrá que temer la exposición a unos niveles de radiación excesivos, sea cual sea la frecuencia de uso. No obstante, con independencia del dispositivo que se utilice para emitir la radiación, el operario debería ir provisto de algún tipo de película dosimétrica que permita evaluar los niveles de exposición personal y registrarlos mensualmente.

11.3.1.1 Método de dispersión neutrónica

El método de detección neutrónica de la humedad del suelo (Visvalingam y Tandy, 1972; Greacen, 1981) consiste en insertar en la tierra una sonda que contenga una fuente de neutrones altamente energéticos (rápidos) y un contador de neutrones lentos. Los núcleos de hidrógeno, de masa aproximadamente igual a la de los neutrones, ralentizan estos por colisión con una eficacia más de diez veces superior a la de casi todos los demás núcleos del suelo. Dado que la mayor parte del hidrógeno del suelo se encuentra en forma de moléculas de agua, la densidad de neutrones lentos "termalizados" en las proximidades de la sonda de neutrones es aproximadamente proporcional al contenido volumétrico de agua del suelo.

Al cabo de varias colisiones, una fracción de los neutrones ralentizados llegará nuevamente a la sonda y

a su contador. Cuando el contenido hídrico del suelo es alto, no son muchos los neutrones capaces de recorrer grandes distancias antes de resultar termalizados y perder eficacia, con lo cual un 95 por ciento de los neutrones contabilizados que retornan proviene de un volumen de suelo relativamente pequeño. En suelos húmedos, el "radio de influencia" puede ser de tan solo 15 cm, mientras que en suelos secos podría llegar hasta los 50 cm. Así pues, el volumen de suelo medido variará en función del contenido de agua, y no será posible resolver las capas finas. Por consiguiente, este método resulta menos apropiado para localizar las discontinuidades del contenido de agua, y no será posible utilizarlo eficazmente en los 20 cm superiores del suelo, debido a la discontinuidad entre este y el aire.

Las sondas de neutrones pueden presentar diversas configuraciones de fuente y detector, pero lo más apropiado es disponer de una sonda con un detector doble y una fuente central, por lo general dentro de un recipiente cilíndrico. Esta configuración crea una zona de influencia prácticamente esférica, y propicia una relación más lineal entre el recuento de neutrones y el contenido de agua en el suelo.

Para sujetar una sonda neutrónica a los principales componentes electrónicos del instrumento se utiliza un cable, de modo que sea posible hacer descender la sonda por un tubo de acceso previamente instalado. El tubo de acceso debería ser de una sola pieza y contar con un espesor suficiente (como mínimo, 1,25 mm) para ser rígido, pero no hasta el punto de ralentizar apreciablemente los neutrones. Deberá estar fabricado de material no corrosivo (por ejemplo, acero inoxidable, aluminio o plástico), aunque debería evitarse el policloruro de vinilo, ya que absorbe los neutrones lentos. Por lo general, un tubo recto de 5 cm de diámetro será suficiente para hacer descender la sonda por él sin que se atasque. Habría que tener cuidado al instalar el tubo de acceso para no dejar huecos de aire entre el tubo y la matriz del suelo. Por encima de la superficie del suelo deberían sobresalir como mínimo 10 cm del tubo, a fin de que la caja que contiene los componentes electrónicos pueda ser instalada sobre el tubo de acceso. Sería preciso que todos los tubos de acceso estuvieran dotados de una caperuza desmontable para impedir la entrada del agua de lluvia.

Para conseguir un grado mayor de uniformidad de los resultados en los experimentos, no se compara directamente el contenido de agua del suelo con el número de neutrones lentos detectados, sino con un coeficiente de recuento (CR) definido como:

$$CR = C_{\text{suelo}}/C_{\text{fondo}} \qquad (11.7)$$

donde C_{suelo} es el recuento de neutrones termalizados detectados en el suelo, y C_{fondo} es ese mismo recuento realizado en un medio físico de referencia. En la actualidad, todas las sondas neutrónicas van acompañadas de un patrón de referencia para las calibraciones de fondo, por lo general referidas al agua. El patrón que alojará la sonda debería tener como mínimo un diámetro de 0,5 m, de modo que pueda representar un medio físico "infinito". La calibración que determina el valor de C_{fondo} puede consistir en una serie de diez lecturas de un minuto, posteriormente promediadas, o en una única lectura de una hora. El valor de C_{suelo} se determina promediando varias lecturas de suelo para una determinada profundidad o ubicación. A efectos de calibración, lo más apropiado es tomar tres muestras en torno al tubo de acceso y promediar los contenidos de agua correspondientes al CR medio calculado para esa profundidad. Deberían evaluarse al menos cinco contenidos de agua diferentes para cada valor de la profundidad. Aunque algunas curvas de calibración pueden ser similares, habría que efectuar una calibración por separado para cada valor de profundidad. La mayoría de las sondas tienen un período de duración superior a 10 años.

11.3.1.2 Atenuación de rayos gamma

Si el método neutrónico mide el contenido volumétrico de agua en una esfera de gran tamaño, la absorción de rayos gamma permite explorar una capa delgada. En la actualidad, los dispositivos de rayos gamma de dos sondas se utilizan principalmente en laboratorio desde que se hizo posible el uso de métodos dieléctricos en condiciones reales. Ello se debe también a que los rayos gamma son más peligrosos que los dispositivos de dispersión de neutrones, y al costo relativamente elevado de las operaciones con rayos gamma.

Para un coeficiente másico de absorción dado, es posible establecer una relación entre las variaciones en la atenuación de la radiación gamma y los cambios de la densidad total del suelo. Puesto que la atenuación de los rayos gamma se debe a la masa, no es posible determinar el contenido de agua a menos que se conozca la atenuación de la radiación gamma debida a la densidad local del suelo seco y que ese valor permanezca invariable cuando se modifica el contenido de agua. Por ello, no es fácil determinar con exactitud el contenido hídrico del suelo a partir de la diferencia entre los valores de atenuación de la densidad total y la densidad del suelo seco.

En comparación con la dispersión de neutrones, la atenuación de rayos gamma presenta la ventaja de

facilitar mediciones exactas a escasos centímetros por debajo de la interfase aire-superficie. Aunque el método presenta una resolución muy elevada, el escaso volumen de suelo evaluado arrojará una mayor variación espacial debido a las heterogeneidades del suelo (Gardner y Calissendorff, 1967).

11.3.2 Características dieléctricas del agua del suelo

Cuando se sitúa un medio físico en el campo eléctrico de un capacitor o de una guía de onda, su influencia sobre las fuerzas eléctricas del campo viene expresada como el cociente entre las fuerzas que se manifiestan en el medio físico y las que se manifestarían en el vacío. Ese cociente, denominado permitividad o "constante dieléctrica", es para el agua líquida, en promedio, unas veinte veces mayor que para el suelo seco, debido a que las moléculas de agua son dipolos permanentes. Las propiedades dieléctricas del hielo, y las del agua ligada a la matriz de suelo, son comparables a las del suelo seco. Por consiguiente, el contenido volumétrico de agua libre en el suelo puede determinarse a partir de las características dieléctricas del suelo húmedo mediante métodos de medición fiables, rápidos y no destructivos, evitando así los peligros que conllevan los aparatos radiactivos. Además, tales métodos dieléctricos pueden estar totalmente automatizados para la adquisición de datos. Con el fin de evaluar las características dieléctricas del agua del suelo, existen en la actualidad dos métodos ampliamente utilizados que emplean material disponible en el mercado: la reflectometría de dominio temporal y la medición en dominio de frecuencias.

11.3.2.1 Reflectometría de dominio temporal

La reflectometría de dominio temporal es un método que determina la constante dieléctrica del suelo monitorizando el desplazamiento de un impulso electromagnético emitido a lo largo de una guía de onda constituida por un par de varillas paralelas insertadas en el suelo. El impulso se refleja en el otro extremo de la guía de onda, y su velocidad de propagación, inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la constante dieléctrica, puede ser medida de manera satisfactoria por medios electrónicos.

La fórmula más utilizada para expresar la relación entre las características dieléctricas del suelo y el contenido hídrico del mismo, obtenida experimentalmente por Topp, Davis y Annan (1980), es la siguiente:

$$\theta_v = -0{,}053 + 0{,}029\varepsilon - 5{,}5 \cdot 10^{-4}\varepsilon^2 + 4{,}3 \cdot 10^{-6}\varepsilon^3 \quad (11.8)$$

donde ε es la constante dieléctrica del sistema hídrico del suelo. Esta relación empírica ha demostrado ser aplicable a gran número de suelos, y es bastante independiente de la textura y del contenido de gravilla (Drungil, Abt y Gish, 1989). Sin embargo, en suelos de baja densidad o con un contenido orgánico elevado es conveniente efectuar una calibración específicamente referida al suelo. Para mezclas de suelo complejas ha resultado útil la ecuación de De Loor (Dirksen y Dasberg, 1993).

En general, las sondas paralelas están separadas por una distancia de 5 cm y su longitud puede variar entre 10 y 50 cm; las varillas de la sonda pueden ser de cualquier sustancia metálica. El volumen de la muestra es esencialmente un cilindro de varios centímetros de radio en su base que circunda las sondas paralelas (Knight, 1992). El cable coaxial que comunica la sonda con la unidad de procesamiento de la señal no debería tener una longitud superior a unos 30 m. Es posible obtener perfiles del agua del suelo utilizando un conjunto de sondas insertadas en tierra, dispuestas horizontalmente a profundidades distintas y conectadas con un registrador de datos directos mediante un multiplexor.

11.3.2.2 Medición en dominio de frecuencias

Mientras que la reflectometría de dominio temporal se basa en la utilización de frecuencias de microondas en el rango de los gigahercios, los sensores de dominio de frecuencias miden la constante dieléctrica a una única frecuencia de microondas en megahercios. La sonda dieléctrica de microondas utiliza un cable coaxial abierto en un extremo y un solo reflectómetro en la punta de la sonda para medir la amplitud y la fase a una frecuencia dada. Las mediciones del suelo toman el aire como medio de referencia, y se calibran normalmente con bloques dieléctricos y/o líquidos de propiedades dieléctricas conocidas. La utilización de líquidos para la calibración tiene la ventaja de que se puede mantener un contacto eléctrico perfecto entre la punta de la sonda y el material (Jackson, 1990).

Puesto que la punta de la sonda es pequeña, solo se puede estimar un volumen de suelo pequeño, por lo que el contacto con este resulta crucial. Por ello, este método es excelente para mediciones puntuales o en laboratorio, pero podría suscitar problemas de variabilidad espacial si se utiliza en condiciones reales (Dirksen, 1999).

11.4 INSTRUMENTACIÓN PARA MEDIR EL POTENCIAL HÍDRICO DEL SUELO

Los instrumentos básicos capaces de medir el potencial de la matriz de suelo son suficientemente económicos y fiables para ser utilizados en programas de monitoreo en condiciones reales. No obstante, para cada instrumento el rango de valores de potencial hídrico accesibles es limitado. Los tensiómetros operan bien solo en suelos húmedos, mientras que los bloques de resistencia funcionan mejor en suelos moderadamente secos.

11.4.1 Tensiómetros

El instrumento más utilizado y barato para medir el potencial de agua es el tensiómetro. Es un aparato sencillo, que generalmente consiste en una taza de cerámica porosa y un tubo de plástico cilíndrico sellado que la conecta a un registrador de presión situado en la parte superior del cilindro. Este tipo de aparatos mide el potencial matricial, ya que los solutos pueden desplazarse libremente por la taza porosa.

El tensiómetro establece una condición de seudoequilibrio con el sistema hídrico del suelo. La taza de cerámica porosa actúa como una membrana a través de la cual fluye el agua, por lo que debe estar saturada en todo momento para que funcione adecuadamente. Por consiguiente, al comenzar la medición todos los poros de la taza y del tubo se llenan de agua desprovista de aire. Una vez instalado, el tensiómetro estará expuesto a potenciales hídricos negativos del suelo, que harán pasar el agua del tensiómetro a la matriz de suelo que lo rodea. El desplazamiento del agua desde el tensiómetro creará un potencial negativo (es decir, una succión) en el cilindro del tensiómetro, de la que quedará constancia en el dispositivo registrador. Ese dispositivo puede ser un tubo simple en forma de U lleno de agua y/o mercurio, un medidor de vacío de tipo Bourdon o un transductor de presión (Marthaler y otros, 1983).

Cuando aumenta el potencial hídrico del suelo, el agua regresa desde este hasta el tensiómetro, arrojando así una lectura menos negativa del potencial hídrico. Ese intercambio de agua entre el suelo y el tensiómetro, así como la exposición de este último a potenciales negativos, hará que los gases disueltos sean expulsados de la solución y formen burbujas de aire. La formación de burbujas de aire alterará las lecturas de presión en el cilindro del tensiómetro, y arrojará lecturas erróneas. Una limitación añadida estriba en que el tensiómetro tiene un límite práctico de funcionamiento de $\psi \approx -85$ kPa. A partir de –100 kPa (≈ 1 atm), el agua hervirá a temperatura ambiente, formando burbujas de vapor de agua que destruirán el vacío en el interior del cilindro del tensiómetro. Por consiguiente, será necesario vaciar de aire los cilindros ocasionalmente mediante una bomba manual de vacío, para rellenarlos posteriormente.

Cuando hay sequía, cantidades significativas de agua pueden pasar del tensiómetro al suelo. Por ello, el aparato puede alterar la condición misma que debería medir. Una prueba adicional de este proceso es el hecho de que los tensiómetros excavados acumulan frecuentemente un crecimiento abundante de raíces alrededor de la taza de cerámica. Normalmente, cuando el tensiómetro actúa como "irrigador", se pierde tanta agua a través de la taza que resulta imposible mantener el vacío en el cilindro, con lo que el medidor del tensiómetro quedará inutilizado.

Antes de instalar el tensiómetro, pero después de haberlo llenado de agua y sacado los gases, la taza deberá permanecer húmeda durante el transporte desde el laboratorio hasta el lugar de medición. Esto puede conseguirse envolviéndola en trapos mojados o sumergiéndola en un recipiente con agua. En el terreno, se cavará un hoyo de tamaño y profundidad apropiados. El hoyo debería ser lo suficientemente grande para posibilitar un ajuste apropiado en todas sus caras, y lo suficientemente profundo para que el tensiómetro asome por encima de la superficie del suelo permitiendo realizar las operaciones de extracción de aire y rellenado. Puesto que la taza debe permanecer en contacto con el suelo, en suelos pedregosos podría ser beneficioso preparar un poco de barro fino con la tierra del hoyo y verterlo en él antes de instalar el tensiómetro. Convendría también asegurarse de que el hoyo se rellena de forma apropiada, apisonando bien la tierra para evitar que se formen depresiones donde el agua podría quedar encharcada alrededor del aparato. Esta última precaución reducirá al mínimo el desplazamiento del agua por las paredes del cilindro, que crearía unas condiciones de agua no representativas del suelo.

Aunque la parte del tensiómetro que queda expuesta al exterior es pequeña, la intercepción de la radiación solar podría inducir una dilatación térmica del cilindro superior del tensiómetro. Del mismo modo, los gradientes de temperatura entre la superficie del suelo y la taza podrían ocasionar una dilatación o una contracción térmica del cilindro

inferior. Para minimizar el riesgo de falsas lecturas del potencial hídrico por efecto de la temperatura, el cilindro del tensiómetro debería estar protegido del sol y fabricado con materiales no conductores, y habría que efectuar las lecturas a la misma hora de cada día, preferiblemente en las primeras horas de la mañana.

Una novedad a este respecto es el tensiómetro osmótico, en que el tubo del medidor se rellena de una solución de polímero para obtener mejores resultados en suelos secos. Para una información más detallada sobre los tensiómetros, véanse Dirksen (1999) y Mullins (2001).

11.4.2 Bloques de resistencia eléctrica

Los bloques de resistencia eléctrica, pese a ser insensibles a los potenciales hídricos en condiciones de humedad, son un complemento excelente de los tensiómetros. Están constituidos por unos electrodos insertados en algún tipo de material poroso que al cabo de unos dos días alcanza un estado de cuasiequilibrio con el suelo. Los materiales más habituales de los bloques eléctricos son los tejidos de nailon, la fibra de vidrio y el yeso, con un rango de funcionamiento que va desde –50 kPa (para el nailon) o –100 kPa (para el yeso) hasta –1 500 kPa, aproximadamente. El tamaño típico de estos bloques es de 4 cm × 4 cm × 1 cm. Los bloques de yeso duran varios años, aunque su vida se acorta cuando los suelos son muy húmedos o salinos (Perrier y Marsh, 1958).

Este método determina el potencial hídrico en función de la resistencia eléctrica, medida mediante un puente de corriente alterna (por lo general, ≈ 1 000 Hz), ya que la corriente continua crea efectos de polarización. Sin embargo, cuando el suelo es salino la resistencia disminuye, e indica una humedad del suelo superior a la real. Los bloques de yeso son menos sensibles a los efectos de la salinidad del suelo, ya que los electrodos están continuamente expuestos a una solución saturada de sulfato de calcio. La señal de salida de los bloques de yeso deberá corregirse en temperatura (Aggelides y Londra, 1998).

Puesto que los bloques de resistencia no sobresalen del terreno, son excelentes para las redes semipermanentes de perfiles de potencial hídrico en medios agrarios, siempre que la instalación haya sido cuidadosa y sistemática (OMM, 2001). Al instalar los bloques de resistencia, resulta conveniente hacer una pequeña zanja para los conductores de plomo antes de cavar el hoyo para los bloques, con el fin de minimizar el desplazamiento de agua desde los conductores hacia los bloques. En condiciones reales, podría suceder que la contracción y expansión del suelo interrumpiese el contacto con los bloques. Por otra parte, los bloques de resistencia no afectan a la distribución de las raíces vegetales.

Los bloques de resistencia son relativamente baratos. Sin embargo, hay que calibrarlos uno por uno. Para ello, el método habitual consiste en saturar los bloques en agua destilada, sometiéndolos después a una presión predeterminada en un dispositivo de placa de presión (Wellings, Bell y Raynor, 1985), y aplicando como mínimo cinco presiones diferentes antes de su instalación sobre el terreno. Por desgracia, la resistencia es menor a lo largo de una curva de secado que de humectación, lo cual da lugar a errores de histéresis en condiciones reales, debido a que los bloques de resistencia se equilibran lentamente con la humedad variable del suelo (Tanner y Hanks, 1952). Como las curvas de calibración de los bloques de resistencia varían con el tiempo, deberán calibrarse antes de su instalación y habrá que comprobarlos con regularidad posteriormente, tanto en el laboratorio como sobre el terreno.

11.4.3 Psicrómetros

Los psicrómetros se utilizan como patrón para otras técnicas en las investigaciones de laboratorio con muestras de suelo (Mullins, 2001), aunque se dispone también de una versión para trabajar sobre el terreno, denominada psicrómetro de Spanner (Rawlins y Campbell, 1986). Este último consta de un termopar en miniatura instalado en una pequeña cámara de pared porosa. El termopar se enfría por el efecto de Peltier, hasta que se deposita condensación sobre la unión del circuito. Cuando el agua se evapora, disminuye la temperatura y se genera una corriente que se mide mediante un dispositivo. Ese tipo de mediciones responde con rapidez a las variaciones del potencial hídrico del suelo, pero son muy sensibles a la temperatura y a la salinidad (Merrill y Rawlins, 1972).

El potencial hídrico más bajo asociado generalmente con una captación activa de agua por las plantas corresponde a una humedad relativa de entre el 98 y el 100 por ciento. Esto significa que, para medir con exactitud el potencial hídrico del suelo con un margen de 10 kPa, sería necesario controlar la temperatura con márgenes inferiores a 0,001 K. Por consiguiente, el uso de psicrómetros de campo será

lo más apropiado para los potenciales matriciales bajos, inferiores a –300 kPa. Además, los componentes del instrumento difieren en su capacidad térmica, por lo que las fluctuaciones diurnas de la temperatura del suelo pueden inducir gradientes de temperatura en el psicrómetro (Brunini y Thurtell, 1982). Por tanto, los psicrómetros de Spanner no deberían utilizarse a profundidades inferiores a 0,3 m, y las lecturas tendrían que efectuarse a la misma hora todos los días, preferiblemente en las primeras horas de la mañana. En resumen, la psicrometría de suelos constituye un método difícil de utilizar y exigente, incluso para los expertos.

11.5 TELEDETECCIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO

Se ha mencionado ya que un único punto de observación no permite conocer en términos absolutos el valor regional de la humedad del suelo, sino tan solo su variación en términos relativos, ya que los suelos son con frecuencia muy heterogéneos. En la actualidad, sin embargo, es posible efectuar mediciones con instrumentos desde el espacio utilizando técnicas de teledetección para determinar la humedad de los suelos en su capa superior. Por consiguiente, es posible efectuar una interpolación en mesoescala para estimar las tasas de evapotranspiración, evaluar el estrés de las plantas, etc., y facilitar así la introducción de datos sobre el balance de humedad en los modelos meteorológicos (Jackson y Schmugge, 1989; Saha, 1995). Gracias a ello, ha aumentado considerablemente la utilidad de los procedimientos de determinación de la humedad del suelo en las estaciones meteorológicas, ya que las mediciones satelitales requieren "datos verdaderos" para conseguir una exactitud absoluta. Además, la medición en estaciones es necesaria para obtener información sobre la humedad en las capas más profundas del suelo, que no pueden ser observadas desde satélites o aeronaves. Se indican aquí algunos de los principios de la medición aérea de la humedad del suelo; para una información más detallada, véase el capítulo 8 de la parte II.

La teledetección es posible gracias a dos propiedades inhabituales del agua de los suelos. En primer lugar, como ya se ha visto en el contexto de la reflectometría de dominio temporal, la constante dieléctrica del agua es un orden de magnitud mayor que la de los suelos secos en el rango de las microondas. En teledetección, esta peculiaridad puede ser utilizada de manera pasiva o activa (Schmugge, Jackson y McKim, 1980). La teledetección pasiva analiza las emisiones naturales en microondas de la superficie terrestre, mientras que la teledetección activa evalúa la retrodispersión de una señal emitida desde un satélite.

La respuesta de un radiómetro de microondas abarcará valores de emisividad comprendidos entre 0,95 y 0,6, o inferiores en el caso de las mediciones en microondas pasivas. En las mediciones de radar activas desde satélite, se observa un aumento de aproximadamente 10 decibelios en la señal de retorno a medida que el suelo se humedece. La emisión en microondas se denomina temperatura de brillo T_b, y es proporcional a la emisividad β y a la temperatura de la superficie del suelo, T_{suelo}, o:

$$T_b = \beta T_{suelo} \qquad (11.9)$$

donde T_{suelo} está expresado en kélvines, y β depende de la textura, de la rugosidad y de la vegetación del suelo. La cubierta vegetal influirá en los componentes del suelo. El contenido volumétrico de agua se relaciona con la retrodispersión activa total, S_t, mediante la expresión:

$$\theta_v = L(S_t - S_v)(RA)^{-1} \qquad (11.10)$$

donde L es un coeficiente de atenuación de la vegetación; S_v es la retrodispersión causada por la vegetación; R es un término vinculado a la rugosidad de la superficie del suelo; y A es un término que refleja la sensibilidad de la humedad del suelo.

En consecuencia, la respuesta en microondas al contenido hídrico del suelo puede expresarse mediante una relación empírica. La profundidad de muestreo en el suelo es del orden de 5 a 10 cm. La técnica pasiva es robusta, pero su resolución en píxeles no puede ser inferior a 10 km, ya que las antenas de satélite tienen un tamaño limitado. La resolución en píxeles de las mediciones de radar activas desde satélite es más de 100 veces mejor, pero la detección activa es muy sensible a la rugosidad de la superficie y hace necesaria una calibración tomando como referencia los datos de superficie.

La segunda característica del agua del suelo desde el punto de vista de la teledetección es el valor relativamente elevado de su capacidad calorífica y de su conductividad térmica. Por ello, los suelos húmedos tienen una gran inercia térmica. En consecuencia, si la nubosidad no interfiere, es posible utilizar la teledetección del rango diurno de la temperatura superficial para estimar la humedad del suelo (Idso y otros, 1975; Van de Griend, Camillo y Gurney, 1985).

11.6 SELECCIÓN DEL EMPLAZAMIENTO Y TAMAÑO DE LA MUESTRA

Deberían efectuarse observaciones normalizadas del suelo en las estaciones principales, a varias profundidades desde 10 cm hasta 1 m, e incluso más si hubiera una gran infiltración en profundidad. La frecuencia de observación habría de ser aproximadamente semanal. Las mediciones indirectas no tendrían que efectuarse necesariamente en el recinto meteorológico, sino en sus proximidades, bajo una superficie natural suficientemente horizontal que sea representativa del entorno no cultivado.

La representatividad de los puntos en que se observa la humedad del suelo es limitada, debido a la alta probabilidad de que se produzcan variaciones apreciables de la estructura del suelo (porosidad, densidad, composición química), tanto horizontal como verticalmente. Las variaciones horizontales del potencial hídrico del suelo suelen ser relativamente menores que las del contenido hídrico del suelo. Las determinaciones del contenido gravimétrico de agua son solo fiables en el punto de medición, siendo necesario tomar un gran número de muestras para describir adecuadamente el estado de humedad del suelo del emplazamiento. A fin de estimar el número de muestras n necesarias en un emplazamiento local para calcular el contenido hídrico del suelo con un grado de exactitud observado (L), el tamaño de la muestra podrá obtenerse a partir de la fórmula siguiente:

$$n = 4(\sigma^2/L^2) \qquad (11.11)$$

donde σ^2 es la varianza de la muestra generada en un experimento de muestreo preliminar. Por ejemplo, suponiendo que el muestreo preliminar haya arrojado un valor (típico) σ^2 del 25 por ciento y que el grado de exactitud necesario esté comprendido en un margen del 3 por ciento, se necesitarían 12 muestras del emplazamiento (suponiendo que el contenido de agua presenta una distribución normal en todo el emplazamiento).

Un enfoque regional consiste en dividir el área en estratos que reflejen la uniformidad de ciertas variables; por ejemplo, una respuesta hidrológica similar, una misma textura del suelo, el tipo de suelo, la cubierta de vegetación, la pendiente, etc. En cada estrato puede efectuarse un muestreo independiente, procediéndose después a recombinar los datos ponderando los resultados de cada estrato en función de su superficie relativa. El factor más importante que rige la distribución del agua del suelo en cuencas de escasa pendiente es la topografía, que suele ser un criterio suficiente para establecer una división en unidades espaciales de respuesta homogénea. Análogamente, los pastizales en pendiente deberán ser objeto de un muestreo más intenso que las tierras de cultivo llanas. Sin embargo, la presencia de vegetación tiende a aminorar las variaciones de la humedad del suelo causadas por la topografía.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Aggelides, S. M. y P. A. Londra, 1998: Comparison of empirical equations for temperature correction of gypsum sensors. *Agronomy Journal*, 90, págs. 441 a 443.

Brunini, O. y G. W. Thurtell, 1982: An improved thermocouple hygrometer for in situ measurements of soil water potential. *Soil Science Society of America Journal*, 46, págs. 900 a 904.

Campbell, D. J. y J. K. Henshall, 2001: Bulk density. En: K. A. Smith y C. E. Mullins, *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods*, Marcel Dekker, Nueva York, págs. 315 a 348.

Deardorff, J. W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83, págs. 1889 a 1904.

Dirksen, C., 1999: *Soil Physics Measurements*. Catena Verlag, Reiskirchen, Alemania, 154 págs.

Dirksen, C. y S. Dasberg, 1993: Improved calibration of time domain reflectometry soil water content measurements. *Soil Science Society of America Journal*, 57, págs. 660 a 667.

Drungil, C. E. C., K. Abt y T. J. Gish, 1989: Soil moisture determination in gravelly soils with time domain reflectometry. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineering*, 32, págs. 177 a 180.

Gardner, C. M. K., D. A. Robinson, K. Blyth y J. D. Cooper, 2001: Soil water content. En: K. A. Smith y C. E. Mullins, *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods*, Marcel Dekker, Nueva York, págs. 1 a 64.

Gardner, W. H. y C. Calissendorff, 1967: Gamma-ray and neutron attenuation measurement of soil bulk density and water content. *Proceedings of the Symposium on the Use of Isotope and Radiation Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies* (Estambul, 12-16 de junio de 1967). International Atomic Energy Agency, Viena, págs. 101 a 112.

Gee, G. W. y M. E. Dodson, 1981: Soil water content by microwave drying: A routine procedure. Soil *Science Society of America Journal*, 45, págs. 1234 a 1237.

Greacen, E. L., 1981: *Soil Water Assessment by the Neutron Method*. CSIRO, Australia, 140 págs.

Idso, S. B., R. D. Jackson, R. J. Reginato y T. J. Schmugge, 1975: The utility of surface temperature measurements for the remote sensing of sun for soil water status. *Journal of Geophysical Research*, 80, págs. 3044 a 3049.

Jackson, T. J., 1990: Laboratory evaluation of a field-portable dielectric/soil moisture probe. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28, págs. 241 a 245.

Jackson, T. J. y T. J. Schmugge, 1989: Passive microwave remote sensing system for soil moisture: Some supporting research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 27, págs. 225 a 235.

Klute, A. (ed.), 1986: *Methods of Soil Analysis, Part 1: Physical and Mineralogical Methods*. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, Estados Unidos de América, 1188 págs.

Knight, J. H., 1992: Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content. *Water Resources Research*, 28, págs. 2345 a 2352.

Marthaler, H. P., W. Vogelsanger, F. Richard y J. P. Wierenga, 1983: A pressure transducer for field tensiometers. *Soil Science Society of America Journal*, 47, págs. 624 a 627.

Merrill, S. D. y S. L. Rawlins, 1972: Field measurement of soil water potential with thermocouple psychrometers. *Soil Science*, 113, págs. 102 a 109.

Mullins, C. E., 2001: Matric potential. En: K. A. Smith y C. E. Mullins, *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods*. Marcel Dekker, Nueva York, págs. 65 a 93.

Organización Meteorológica Mundial, 1968: *Practical Soil Moisture Problems in Agriculture*. Nota técnica Nº 97, WMO-No. 235.TP.128, Ginebra.

—, 1989: *Land Management in Arid and Semi-arid Areas*. Nota técnica Nº 186, WMO-No. 662, Ginebra.

—, 2001: *Compendio de apuntes para la formación de personal agrometeorológico de las Clases II y III* (J. Wieringa y J. Lomas). Segunda edición, OMM-Nº 551, Ginebra.

Perrier, E. R. y A. W. Marsh, 1958: Performance characteristics of various electrical resistance units and gypsum materials. *Soil Science*, 86, págs. 140 a 147.

Rawlins, S. L. y G. S. Campbell, 1986: Water potential: Thermocouple psychrometry. En: A. Klute (ed.), *Methods of Soil Analysis – Part 1: Physical and Mineralogical Methods*. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, Estados Unidos de América, págs. 597 a 618.

Saha, S. K., 1995: Assessment of regional soil moisture conditions by coupling satellite sensor data with a soil-plant system heat and moisture balance model. *International Journal of Remote Sensing*, 16, págs. 973 a 980.

Schmugge, T. J., T. J. Jackson y H. L. McKim, 1980: Survey of methods for soil moisture

determination. *Water Resources Research*, 16, págs. 961 a 979.

Tanner, C. B. y R. J. Hanks, 1952: Moisture hysteresis in gypsum moisture blocks. *Soil Science Society of America Proceedings*, 16, págs. 48 a 51.

Topp, G. C., J. L. Davis y A. P. Annan, 1980: Electromagnetic determination of soil water content: Measurement in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16, págs. 574 a 582.

Van de Griend, A. A., P. J. Camillo y R. J. Gurney, 1985: Discrimination of soil physical parameters, thermal inertia and soil moisture from diurnal surface temperature fluctuations. *Water Resources Research*, 21, págs. 997 a 1009.

Visvalingam, M. y J. D. Tandy, 1972: The neutron method for measuring soil moisture content: A review. *European Journal of Soil Science*, 23, págs. 499 a 511.

Wellings, S. R., J. P. Bell y R. J. Raynor, 1985*: The Use of Gypsum Resistance Blocks for Measuring Soil Water Potential in the Field*. Report No. 92, Institute of Hydrology, Wallingford, Reino Unido.

CAPÍTULO 12

MEDICIÓN DE LA PRESIÓN, LA TEMPERATURA Y LA HUMEDAD EN ALTITUD

12.1 GENERALIDADES

12.1.1 Definiciones

Para las mediciones en altitud en las que se utiliza una radiosonda son pertinentes las siguientes definiciones de la OMM (1992; 2003*a*):

Radiosonda: instrumento destinado al transporte por globo con dispositivos sensibles a una o más variables meteorológicas (presión, temperatura, humedad, etc.) y con un transmisor de radio para enviar a la estación de observación los datos obtenidos durante su ascenso a través de la atmósfera.

Observación de radiosonda: observación de las variables meteorológicas en altitud, generalmente de la presión atmosférica, de la temperatura y de la humedad, por medio de una radiosonda.

Nota: la radiosonda puede estar unida a un globo o puede ser lanzada desde un avión o desde un cohete (sonda con paracaídas).

Estación de radiosondeo: estación en la que se efectúan, con instrumentos electrónicos, observaciones en altitud de la presión, la temperatura y la humedad atmosféricas.

Observación en altitud: observación meteorológica efectuada, directa o indirectamente, en la atmósfera libre.

Estación de observación en altitud, estación de observación sinóptica en altitud, estación aerológica: estación en superficie a partir de la cual se realizan observaciones en altitud.

Sondeo: determinación de una o más variables meteorológicas en altitud por medio de un instrumento que asciende transportado por un globo, una aeronave, una cometa, un planeador, un cohete, etc.

En este capítulo se tratará principalmente de los sistemas de radiosonda. Las mediciones para las que se utilizan plataformas especiales, equipo especializado o que se hacen indirectamente por métodos de teledetección se analizarán en diversos capítulos de la parte II de esta Guía. Los sistemas de radiosonda se utilizan normalmente para medir la presión, la temperatura y la humedad relativa. En la mayoría de los emplazamientos con fines operativos, el sistema de radiosonda se emplea también para la determinación del viento en altitud (véase el capítulo 13 de la parte I). Además, algunas radiosondas se lanzan con sistemas de detección de componentes atmosféricos tales como la concentración de ozono o la radiactividad. Esas mediciones adicionales no se tratan con detalle en el presente capítulo.

12.1.2 Unidades utilizadas en las mediciones en altitud

Las unidades de medición de las variables meteorológicas en las observaciones por radiosonda son el hectopascal para la presión, el grado Celsius para la temperatura, y el porcentaje para la humedad relativa. La humedad relativa se comunica con relación a la presión de vapor saturado sobre una superficie de agua, incluso a temperaturas inferiores a 0 °C.

La unidad de altura geopotencial utilizada en las observaciones en altitud es el metro geopotencial, definido como 0,980 665 metros dinámicos. En la troposfera, el valor de la altura geopotencial es aproximadamente igual al de la altura geométrica expresada en metros.

En los cálculos de las radiosondas deberían utilizarse los valores de las funciones y constantes físicas adoptados por la OMM (1988).

12.1.3 Requisitos meteorológicos

12.1.3.1 Datos de radiosondas para operaciones meteorológicas

Las mediciones en altitud de la temperatura y de la humedad relativa son dos de las principales mediciones utilizadas en la inicialización de los análisis de los modelos de predicción numérica del tiempo para la predicción meteorológica operativa. Las radiosondas proporcionan la mayoría de las mediciones de la temperatura y de la humedad relativa *in situ* sobre tierra, en tanto que las radiosondas lanzadas desde islas remotas o desde buques ofrecen

una cobertura limitada sobre los océanos. Las temperaturas, con resolución en la vertical similar a las radiosondas, pueden ser observadas por aviones durante las fases de ascenso, descenso o cuando vuelan a nivel de crucero. Las observaciones desde aeronaves se utilizan para complementar las observaciones realizadas con radiosondas, en particular sobre zonas marinas. Las observaciones por satélite de la distribución de la temperatura y del vapor de agua tienen una menor resolución vertical que las mediciones con radiosondas o aeronaves. Las observaciones por satélite son las que más influyen en los análisis de la predicción numérica del tiempo sobre los océanos y otras zonas del globo donde las observaciones con radiosondas y aeronaves son escasas o inexistentes.

Las mediciones exactas de la estructura vertical de los campos de temperatura y vapor de agua en la troposfera son sumamente importantes para toda clase de predicciones, especialmente para las regionales y locales. Las mediciones indican la estructura existente de las capas de nubes o de niebla en el plano vertical. Además, la estructura vertical de los campos de temperatura y vapor de agua determina la estabilidad de la atmósfera, y consiguientemente, la cantidad y el tipo de nubes a predecir. Las mediciones por radiosonda de la estructura vertical pueden proporcionarse generalmente con suficiente exactitud para responder a la mayoría de las necesidades de los usuarios. Sin embargo, los errores sistemáticos negativos en las mediciones de la humedad relativa realizadas con radiosondas en las nubes con elevada humedad originan problemas para los análisis de la predicción numérica del tiempo, si no se compensa el error.

Las mediciones de alta resolución de la estructura vertical de la temperatura y de la humedad relativa son importantes para los estudios de contaminación ambiental (por ejemplo, para conocer el espesor de la capa límite atmosférica). Se necesita también una elevada resolución en la vertical para predecir los efectos de la refracción atmosférica sobre la propagación de la radiación electromagnética o de las ondas sonoras.

La aviación civil, la artillería y otras aplicaciones balísticas, como los lanzamientos de vehículos espaciales, tienen necesidades operativas de mediciones de la densidad del aire a determinadas presiones (obtenidas a partir de las mediciones de la temperatura y de la humedad relativa por radiosonda).

Las observaciones por radiosonda son esenciales en los estudios del cambio climático en altitud. De ahí la importancia de llevar registros adecuados de los sistemas utilizados en las mediciones, así como de cualesquiera cambios que se produzcan en los procedimientos de funcionamiento o corrección empleados con el equipo. A este respecto, ha sido necesario determinar los cambios en los instrumentos y prácticas de las radiosondas que se han producido desde que estas se utilizan con carácter regular (véase, por ejemplo, OMM, 1993*a*). En los estudios sobre el cambio climático basados en mediciones por radiosonda se requiere una gran estabilidad en los errores sistemáticos de las mediciones efectuadas con radiosonda. Sin embargo, los errores en las primeras mediciones por radiosonda de algunas variables meteorológicas, en particular la humedad relativa y la presión, eran demasiado grandes para proporcionar referencias a largo plazo aceptables a todas las altitudes comunicadas por las radiosondas. Por lo tanto, era preciso introducir mejoras y cambios en la concepción de las radiosondas. Además, debido a las limitaciones de gasto en las operaciones meteorológicas, el material fungible de las radiosondas tiene que ser siempre económico, si se quiere seguir utilizándolas en forma generalizada. Por eso, los usuarios tienen que aceptar ciertos compromisos en la exactitud de medición de los sistemas, teniendo en cuenta que los fabricantes de radiosondas producen sistemas que se utilizan en un amplísimo rango de condiciones meteorológicas:

1 050 a 5 hPa para la presión,
50 a –90 °C para la temperatura,
100 a 1 por ciento para la humedad relativa,

pudiendo mantenerse los sistemas en funcionamiento seguro y continuo cuando se operan con lluvia intensa, alrededor de tormentas y en condiciones de fuerte engelamiento.

12.1.3.2 Relaciones entre las mediciones en altitud por satélite y por radiosonda

Los sistemas de observación por satélite desde el nadir no miden la estructura vertical con la misma exactitud o grado de confianza que los sistemas de radiosonda o aeronave. Con los actuales sistemas de sondeo por satélite de la temperatura y del vapor de agua se observan las radiancias ascendentes de la emisión de dióxido de carbono o vapor de agua en el infrarrojo, o bien la emisión de oxígeno o vapor de agua en las frecuencias de microondas (véase el capítulo 8 de la parte II). La radiancia observada por un canal de satélite se compone de emisiones atmosféricas desde un intervalo de alturas en la atmósfera. Ese intervalo está determinado por la distribución de gases emisores en el plano vertical y por la absorción atmosférica en las

frecuencias del canal. La mayoría de las radiancias procedentes de los canales de temperatura del satélite se aproximan a las temperaturas de la capa media para una capa de al menos 10 kilómetros de espesor. La distribución en altura (función de ponderación) de la radiancia observada en el canal de temperatura variará hasta cierto punto con la ubicación geográfica. Esto se debe a que las propiedades de transferencia radiativa de la atmósfera dependen poco de la temperatura. Las concentraciones del gas emisor pueden variar algo con la ubicación y con las nubes; los aerosoles y el polvo volcánico pueden modificar también el intercambio térmico radiativo. Por eso, las principales observaciones de sondeo de la temperatura por satélite proporcionan buena resolución horizontal y cobertura espacial en el mundo entero para capas de espesor relativamente grande en el plano vertical, pero tal vez sea difícil especificar en un lugar determinado la distribución en ese plano de la emisión atmosférica observada.

La mayoría de las radiancias troposféricas observadas por los canales de vapor de agua satelitales desde el nadir tienen su origen en capas de la atmósfera de un espesor de 4 a 5 kilómetros. Las presiones de las capas atmosféricas que contribuyen a las radiancias observadas por un canal de vapor de agua varían con la ubicación en mucho mayor grado que en el caso de los canales de temperatura. Esto se debe a que el espesor y la presión central de la capa observada dependen notablemente de la distribución del vapor de agua en la vertical. Por ejemplo, las capas observadas en un canal de vapor de agua dado alcanzarán su menor nivel cuando la troposfera superior sea muy seca. Las radiancias del canal de vapor de agua observadas dependen de la temperatura del vapor de agua. Por ello, la distribución de este en la vertical solo puede deducirse una vez que se dispone de mediciones adecuadas de la estructura vertical de la temperatura.

Los sistemas satelitales de observación del limbo pueden proporcionar mediciones de la estructura de la atmósfera con una mayor resolución vertical que los sistemas de nadir; un ejemplo de este tipo de sistema son las mediciones de temperatura y vapor de agua obtenidas mediante radioocultación utilizando un sistema de posicionamiento mundial (GPS). Esta técnica consiste en medir la estructura vertical a lo largo de trayectorias horizontales de 200 kilómetros en adelante (Kursinski y otros, 1997).

Esa es la razón de que en las técnicas desarrolladas para utilizar información de sondeo por satélite en modelos de predicción numérica del tiempo se emplee información de otros sistemas de observación, en particular radiosondas y aeronaves. Tal información puede estar contenida en una estimación inicial de la estructura vertical en determinado lugar, obtenida de los campos de los modelos de predicción, o se encuentra en catálogos de posible estructura vertical basada en mediciones de radiosonda típicas de la ubicación geográfica o del tipo de masa de aire. Además, las mediciones por radiosonda se usan para referenciar las observaciones procedentes de diferentes satélites o de observaciones efectuadas desde distintos ángulos de visión mediante determinado canal de satélite. Las comparaciones pueden realizarse directamente con las observaciones de radiosonda o indirectamente a través de la influencia de las mediciones de radiosondas en la estructura vertical de los campos de predicción numérica.

De ahí que los sistemas de sondeo por radiosonda y satélite sean sistemas de observación complementarios y constituyan un sistema de observación global más fiable cuando se utilizan conjuntamente.

12.1.3.3 Altitud máxima de las observaciones por radiosonda

Las observaciones por radiosonda se utilizan generalmente para efectuar mediciones hasta altitudes de unos 35 kilómetros. Sin embargo, en muchas observaciones mundiales las altitudes no son superiores a unos 25 kilómetros, debido al elevado costo de los globos y del gas necesario para elevar el equipo hasta las presiones más bajas. En muchos sistemas de radiosonda, los errores de temperatura aumentan rápidamente en presiones bajas. Por ello, algunos de los sistemas disponibles no son apropiados para la observación a las presiones más bajas.

Los problemas de contaminación de los sensores durante el vuelo y las muy largas constantes de tiempo de la respuesta de los sensores, a baja temperatura y presión, circunscriben a la troposfera la utilidad de las mediciones de la humedad relativa por radiosonda.

12.1.3.4 Requisitos de exactitud

En esta sección y en la siguiente se resumen los requisitos de exactitud de las radiosondas y se comparan con los resultados obtenidos en la práctica. En las secciones posteriores se consideran de manera más pormenorizada el rendimiento y las fuentes de error.

Los requisitos prácticos de exactitud de las observaciones por radiosonda figuran en el anexo 12.A. En OMM (1970) se describe un método muy útil respecto al rendimiento de los sistemas de instrumentos, que tiene que ver con el diseño del sistema. El rendimiento se basa en la variabilidad atmosférica observada. Se definen dos límites:

a) el límite de rendimiento por encima del cual es innecesario introducir mejoras para diversos fines;
b) el límite de rendimiento por debajo del cual los datos obtenidos tendrían un valor desdeñable para diversos fines.

En los cuadros 1 a 4 del anexo 12.B figuran los límites de rendimiento obtenidos en OMM (1970) para las mediciones de viento en altitud y de temperatura, humedad relativa y altura geopotencial mediante radiosonda.

12.1.3.5 Temperatura: requisitos y rendimiento

La mayoría de los sistemas de radiosonda modernos miden la temperatura en la troposfera con un error típico situado entre 0,1 y 0,5 K. El rendimiento asociado a esos errores normalmente está dentro de un factor de tres del límite óptimo del rendimiento sugerido en el cuadro 2 del anexo 12.B. Lamentablemente, en las regiones tropicales se siguen observando, en algunas redes de radiosonda, errores típicos superiores a 1 K. En esas estaciones las mediciones quedan fuera del límite de rendimiento más bajo del cuadro 2 del anexo 12.B, y entran en la categoría de las mediciones cuyo valor es desdeñable para el fin especificado.

En la estratosfera, a presiones superiores a unos 30 hectopascales la exactitud de medición de la mayoría de las radiosondas más recientes es similar a la obtenida en la troposfera. Por lo tanto, en esa parte de la estratosfera los errores de medición de las radiosondas corresponden aproximadamente al doble del límite óptimo de rendimiento especificado. A presiones inferiores a 30 hectopascales, en los modelos más antiguos de radiosonda aumentan rápidamente los errores con el descenso de la presión, y en algunos casos se aproximan al límite en que dejan de ser útiles para el fin especificado. El rápido aumento en los errores de medición de la temperatura por radiosonda a muy baja presión se debe a un incremento de los errores de temperatura asociados a la radiación infrarroja y solar, junto con un rápido aumento de los errores en las altitudes asignadas a las temperaturas. A presiones muy bajas, incluso errores relativamente pequeños en las mediciones de presión mediante radiosonda causarán errores grandes en la altitud, y por consiguiente, en la temperatura comunicada (véase la sección 12.1.3.7).

12.1.3.6 Humedad relativa

Con las radiosondas modernas, los errores en las mediciones de humedad relativa corresponden, como mínimo, al doble o al triple del límite de rendimiento óptimo con humedad relativa elevada, según el cuadro 3 del anexo 12.B para la troposfera por encima de la capa límite convectiva. Además, los errores en las mediciones de humedad relativa por radiosonda aumentan a medida que disminuye la temperatura. En algunos tipos de sensores, los errores a temperaturas inferiores a –40 °C pueden rebasar el límite a partir del cual las mediciones carecen de valor para el fin especificado.

12.1.3.7 Alturas geopotenciales

Los errores de altura geopotencial determinados mediante observaciones por radiosonda difieren según la altitud corresponda a un nivel de presión especificado o a un punto de inflexión dado en la estructura de temperatura o de humedad relativa, como la tropopausa. El error $\varepsilon_z(t_1)$ en la altura geopotencial en un instante dado del vuelo viene expresado por:

$$\varepsilon_z\left(t_1\right) = \frac{R}{g}\int_{p_0}^{p_1}[\varepsilon_T(p) - \frac{\delta T}{\delta p}\varepsilon_p(p)]\frac{dp}{p} + \frac{R}{g}\int_{p_1}^{p_1+\varepsilon_p(p_1)} [T_v(p) + \varepsilon_T(p) - \frac{\delta T}{\delta p}\varepsilon_p(p)]\frac{dp}{p} \qquad (12.1)$$

donde p_0 es la presión en superficie; p_1 es la presión verdadera en el instante t_1; $p_1 + \varepsilon_p(p_1)$ es la presión real indicada por la radiosonda en el instante t_1; $\varepsilon_T(p)$ y $\varepsilon_p(p)$ son los errores en las mediciones de temperatura y presión mediante radiosonda, respectivamente, en función de la presión; $T_v(p)$ es la temperatura virtual a la presión p; y R y g son las constantes de los gases y gravitacional especificadas en OMM (1988).

Para un nivel de presión tipo dado, p_s, la presión del límite superior de integración en el cálculo de la altitud tiene un valor especificado, y no está sujeto a los errores de presión de las radiosondas.

Cuadro 12.1. Errores en la altura geopotencial (m)

(Errores típicos en niveles tipo, ($\varepsilon_z(p_s)$), y en niveles significativos, ($\varepsilon_z(t_1)$), para determinados errores de temperatura y de presión, en niveles especificados o próximos a estos. Los errores son similares en latitudes septentrionales y meridionales).

	300 hPa	*100 hPa*	*30 hPa*	*10 hPa*
Error de temperatura $\varepsilon_T = 0{,}25$ K, error de presión $\varepsilon_p = 0$ hPa				
Niveles tipo y significativos	9	17	26	34
Error de temperatura $\varepsilon_T = 0$ K, error de presión $\varepsilon_p = -1$ hPa				
25°N				
Nivel tipo	3	12	–2	24
Nivel significativo	27	72	211	650
50°N verano				
Nivel tipo	3	5	1	–20
Nivel significativo	26	72	223	680
50°N invierno				
Nivel tipo	3	5	6	–4
Nivel significativo	26	70	213	625

Por consiguiente, el error en la altura geopotencial del nivel de presión tipo se reduce a:

$$\varepsilon_z(p_s) = \frac{R}{g}\int_{p_0}^{p_s}[\varepsilon_T(p) - \frac{\delta T}{\delta p}\varepsilon_p(p)]\frac{dp}{p} \qquad (12.2)$$

En el cuadro 12.1 se muestran los errores de altura geopotencial causados por errores del sensor de la radiosonda en atmósferas tipo. Como puede verse, los geopotenciales de determinados niveles de presión pueden medirse muy bien, lo cual es apropiado para análisis sinópticos y numéricos de superficies de presión constante. Sin embargo, pueden obtenerse errores grandes en las altitudes de niveles significativos tales como la tropopausa y otros puntos de inflexión, y es posible calcular otros niveles entre los niveles tipo.

Los grandes errores de altura en la estratosfera, resultantes de los errores del sensor de presión de 2 o 3 hectopascales, probablemente tengan mayor importancia en las mediciones rutinarias en los trópicos, donde siempre hay importantes gradientes de temperatura en la vertical a lo largo de toda la estratosfera. Las concentraciones de ozono en la estratosfera tienen también gradientes pronunciados en la vertical, y los errores de asignación de altura introducen errores apreciables en los informes de las ozonosondas en todas las latitudes.

Los requisitos de rendimiento óptimo respecto a las altitudes de las superficies isobáricas en una red sinóptica, según se indica en el cuadro 4 del anexo 12.B, imponen condiciones muy estrictas para la exactitud de las mediciones por radiosonda. Por ejemplo, las mejores radiosondas modernas darían resultados que podrían considerarse ya satisfactorios si los errores de altura fueran equivalentes a cinco veces el rendimiento óptimo en la troposfera, y a un orden de magnitud mayor que el rendimiento óptimo en la estratosfera.

12.1.4 Métodos de medición

En esta sección se tratan los métodos de radiosonda en términos generales. La instrumentación y los procedimientos se detallan en otras secciones.

12.1.4.1 Condicionamientos en el diseño de las radiosondas

Al diseñar una radiosonda hay que aceptar ciertos condicionantes. Se ha observado que las mediciones

de temperatura más fiables son las que se realizan cuando los sensores están expuestos sin protección en la parte superior de la radiosonda, lo cual conduce también a una exposición directa a la radiación solar. En la mayoría de las radiosondas modernas, el sensor de temperatura va provisto de un revestimiento para minimizar el calentamiento solar. Durante el tratamiento de los datos, se introducen además correcciones de la programación para tener en cuenta el calentamiento solar residual. Casi todos los sensores de humedad relativa requieren algún tipo de protección contra la lluvia. Una cubierta o conducto de protección reduce la ventilación del sensor y, por lo tanto, la velocidad de respuesta del sistema de detección en su conjunto. La cubierta o el conducto son también una fuente de contaminación después de atravesar una nube. En la práctica, sin embargo, el requisito de protección contra la lluvia o el hielo para los sensores de humedad relativa es, generalmente, más importante que la exposición completa al aire exterior. Por ello, en un sensor de humedad relativa se utilizan habitualmente cubiertas o conductos de protección. Los sensores de presión se instalan generalmente en el interior, para reducir al mínimo los cambios de temperatura del sensor durante el vuelo y para evitar conflictos con la exposición de los sensores de temperatura y humedad relativa.

Otras características importantes en el diseño de una radiosonda son la fiabilidad, la robustez, la ligereza de peso y unas dimensiones reducidas. Dado que se dispone de técnicas modernas de multiplexación electrónica, es también importante muestrear los sensores de la radiosonda aplicando una elevada frecuencia de muestreo. Si fuera posible, esta frecuencia debería ser superior a aproximadamente una muestra por segundo, que representa una separación mínima entre muestras del orden de 5 metros en la vertical. Como por lo general la radiosonda se utiliza solo una vez, o en todo caso muy pocas veces, deberá estar diseñada para la producción en serie a bajo costo. La facilidad y la estabilidad de calibración son muy importantes, ya que las radiosondas han de almacenarse con frecuencia durante largos períodos (más de un año) antes de utilizarlas. (Muchas de las estaciones más importantes del Sistema Mundial de Observación del Clima, por ejemplo en la región antártica, se encuentran en emplazamientos en que no es posible la entrega de radiosondas más de una vez al año).

Una radiosonda debería poder transmitir una señal inteligible al receptor terrestre con un alcance oblicuo de al menos 200 kilómetros. El voltaje de la batería de la radiosonda varía con el paso del tiempo y con la temperatura. Por consiguiente, la radiosonda ha de concebirse de manera que acepte variaciones de su batería sin perder exactitud en la medición ni presentar una deriva inaceptable de la radiofrecuencia de transmisión.

12.1.4.2 Radiofrecuencias utilizadas por las radiosondas

En el cuadro 12.2 se muestran las bandas del espectro de frecuencias radioeléctricas utilizadas actualmente en la mayoría de las transmisiones por radiosonda. Corresponden a las atribuciones de ayudas a la meteorología especificadas en el reglamento sobre radiofrecuencias del Sector de Radiocomunicaciones de la Unión Internacional de Telecomunicaciones (UIT).

Cuadro 12.2. Frecuencias primarias utilizadas por las radiosondas en las bandas de frecuencia de ayuda a la meteorología

Banda de radiofrecuencias (MHz)	*Carácter*	*Regiones de la UIT*
400,15 – 406	Primario	Todas
1 668,4 – 1 700	Primario	Todas

Nota: La mayoría de los sistemas de radar fabricados e instalados en la Federación de Rusia operan en una banda de radiofrecuencias centrada en 1 780 MHz.

La frecuencia radioeléctrica finalmente seleccionada para las operaciones de radiosonda en un emplazamiento dado dependerá de varios factores. En lugares donde es habitual la presencia de vientos fuertes en altitud, los alcances oblicuos hasta la radiosonda son normalmente grandes, y las elevaciones de los globos, frecuentemente muy bajas. En tales circunstancias, se seleccionará normalmente la banda de 400 MHz, porque en ella se logra más fácilmente que en la banda de 1 680 MHz un buen enlace de comunicación entre la radiosonda y el sistema terrestre. Cuando los vientos en altitud no son tan fuertes, lo normal es que la selección de la frecuencia esté determinada por el método utilizado para medir el viento en altitud (véase el capítulo 13 de la parte I). La banda de frecuencias de 400 MHz se emplea generalmente cuando se opta por el sistema de ayuda a la navegación, y la banda de 1 680 MHz, cuando se utilizan radioteodolitos o antenas de seguimiento con el sistema de radiosonda.

Las frecuencias radioeléctricas enumeradas en el cuadro 12.2 se atribuyen en base compartida con otros servicios. En algunos países, el organismo nacional de radiocomunicaciones ha asignado parte de las bandas a otros usuarios, y no se dispone de la banda completa para las operaciones de radiosonda. En otros países, en los que se instala un gran número de radiosondas formando una densa red, hay unas especificaciones estrictas sobre la deriva de las radiofrecuencias y la anchura de banda ocupada por cada vuelo.

Las organizaciones que se propongan lanzar radiosondas deberían verificar que disponen de la frecuencia radioeléctrica apropiada para su utilización, y que no interferirán en las operaciones de radiosonda del Servicio Meteorológico Nacional.

Actualmente se ejercen fuertes presiones, con el apoyo de los organismos gubernamentales de radiocomunicaciones, para mejorar la eficiencia de uso de las frecuencias radioeléctricas. Así pues, en el futuro las operaciones de radiosonda deberán compartir el espectro con una mayor diversidad de usuarios. En muchos países, los sistemas de radiosonda en banda ancha que ocupen la mayor parte del espectro disponible de las bandas de ayuda a la meteorología no podrán funcionar. Por consiguiente, en la mayoría de los países los preparativos para el futuro deberían basarse en el principio de que los transmisores y receptores de las radiosondas tendrán que operar en anchuras de banda muy inferiores a 1 MHz, con el fin de evitar señales interferentes. La estabilidad del transmisor podría tener que ser superior a ±5 kHz en países con redes de radiosonda densas, y no inferior a unos ±200 kHz en la mayoría de los demás países.

Los Servicios Meteorológicos Nacionales tienen que mantener contacto con las autoridades nacionales de radiocomunicaciones para que las atribuciones de frecuencias radioeléctricas sigan siendo adecuadas, y asegurarse de que sus operaciones estén protegidas de interferencias. En las operaciones de radiosonda será necesario también evitar la interferencia con, o desde, otras plataformas de recopilación de datos que transmitan a los satélites meteorológicos entre los 401 y los 403 MHz, con enlaces descendentes, desde los satélites meteorológicos, comprendidos entre los 1 690 y los 1 700 MHz, y con operaciones de comando y de adquisición de datos para satélites meteorológicos, en un limitado número de emplazamientos, entre los 1 670 y los 1 690 MHz.

12.2 ELECTRÓNICA DE LAS RADIOSONDAS

12.2.1 Características generales

El diseño básico de una radiosonda comprende normalmente las tres partes principales siguientes:

a) los sensores y las referencias;
b) un transductor electrónico, que convierte las señales de salida de los sensores y de las referencias en señales eléctricas;
c) el transmisor de radio.

En los sistemas de radiovientosonda (véase el capítulo 13 de la parte I) habrá también un equipo electrónico para la recepción y retransmisión de señales de radionavegación, o un equipo electrónico del sistema transpondedor para utilizarlo con radares secundarios.

Por lo general, las radiosondas son necesarias para medir más de una variable meteorológica. Se utilizan señales de referencia para compensar la inestabilidad en la conversión entre la salida del sensor y las señales de telemetría transmitidas. Por eso se necesita un método de conmutación entre varios sensores y referencias con arreglo a un ciclo previamente determinado. La mayoría de las radiosondas modernas utilizan conmutadores electrónicos que operan a gran velocidad, normalmente con un ciclo de medición que dura entre 1 y 2 segundos. Esta frecuencia permite muestrear las variables meteorológicas a intervalos de altura comprendidos entre 5 y 10 metros para las velocidades de ascenso normales.

12.2.2 Suministro de energía para radiosondas

Las baterías de las radiosondas deberían tener la capacidad suficiente para alimentar la radiosonda durante el tiempo de vuelo requerido en todo tipo de condiciones atmosféricas. Para los ascensos de radiosonda hasta los 5 hectopascales, las baterías de las radiosondas deberían tener la capacidad suficiente para suministrar las corrientes necesarias hasta tres horas, puesto que los ascensos a menudo se retrasan y los períodos de vuelo pueden durar hasta dos horas. Si se van a utilizar datos obtenidos durante el descenso, será necesario que el funcionamiento dure tres horas. Las baterías deberían ser lo más ligeras posible, y permitir un almacenamiento prolongado. Asimismo, tendrían que ser inocuas

para el medio ambiente después de utilizarlas. Numerosas radiosondas modernas pueden tolerar grandes cambios en la tensión de salida durante el vuelo. Hay, pues, dos tipos de baterías muy utilizadas: la batería seca y la activada por agua.

Las baterías secas presentan la ventaja de estar muy extendidas y ser baratas, debido a su gran volumen de producción en el mundo. Sin embargo, tienen como posible inconveniente un período de almacenamiento limitado. Además, la tensión de salida puede variar más durante la descarga que en el caso de las baterías activadas por agua.

En las baterías activadas por agua se utiliza normalmente una combinación de cloruro de cobre y de azufre. Las baterías pueden ser almacenadas durante largos períodos. En las baterías activadas por agua, las reacciones químicas generan calor interno, reducen la necesidad de aislamiento térmico y ayudan a estabilizar la temperatura del equipo electrónico de la radiosonda durante el vuelo. Esas baterías no se fabrican en gran escala para otros usuarios. Por ello, lo normal es que los productores de radiosondas las fabriquen directamente.

Habrá que poner cuidado para que las baterías no entrañen un riesgo medioambiental después de caer al suelo, una vez que el globo haya explotado.

12.2.3 Métodos de transmisión de datos

12.2.3.1 Transmisores de radio

Existen diseños de transmisores muy variados. Hasta los 400 MHz se utilizan principalmente los circuitos de estado sólido, en tanto que los osciladores de válvula (cavidad) pueden utilizarse a 1 680 MHz. Algunos diseños de transmisor modernos suelen estar controlados por cristal para asegurar una buena estabilidad de la frecuencia durante el sondeo. Es importante asegurar una adecuada estabilidad de la frecuencia durante la manipulación en tierra antes del lanzamiento y durante el vuelo. A 400 MHz, los tipos de radiosonda más utilizados deberán tener una salida de potencia del transmisor inferior a 250 mW. A 1 680 MHz, ese mismo tipo de radiosondas tiene una potencia de salida de aproximadamente 330 mW. La modulación del transmisor varía según el tipo de radiosonda. En el futuro, sería preferible que los fabricantes de radiosondas normalizaran la transmisión de datos desde la radiosonda hasta la estación en tierra. En cualquier caso, las autoridades de radiocomunicación exigirán, en muchas regiones del mundo, que en el futuro los transmisores de radiosonda cumplan ciertas especificaciones, de tal modo que la ocupación del espectro de radiofrecuencias se reduzca al mínimo y otros usuarios puedan compartir las bandas de frecuencias radioeléctricas designadas para la ayuda a la meteorología (véase la sección 12.1.4.2).

12.3 SENSORES DE TEMPERATURA

12.3.1 Requisitos generales

Los mejores sensores de temperatura modernos tienen una velocidad de respuesta a las variaciones de temperatura lo suficientemente rápida para asegurar que el error sistemático debido a la inercia térmica durante un ascenso sea inferior a 0,1 K a través de una capa cualquiera de 1 kilómetro de espesor. A las velocidades de ascenso típicas de las radiosondas, esto se logra en la mayoría de los lugares con una constante de tiempo de respuesta del sensor inferior a 1 segundo en la parte inicial del ascenso. Además, los sensores de temperatura deberían estar diseñados de manera que estén lo más exentos posible de errores de radiación introducidos por la radiación solar directa o retrodispersada, o por el intercambio de calor en el infrarrojo. Los errores del infrarrojo pueden evitarse utilizando revestimientos en los sensores que tengan una baja emisividad en esa región del espectro electromagnético. En el pasado, los sensores pintados de blanco más utilizados tenían una elevada emisividad en el infrarrojo. Las mediciones obtenidas mediante tales sensores podían causar errores significativos debido al intercambio de calor en el infrarrojo (véase la sección 12.8.3.3).

Los sensores de temperatura deberán ser también suficientemente robustos para soportar la sacudida durante el lanzamiento, y lo suficientemente estables para conservar una calibración exacta durante varios años. Lo mejor sería que la calibración de los sensores de temperatura tuviera la suficiente capacidad de reproducción para que no fuera necesario hacer calibraciones de sensores individuales. Los principales tipos de sensores de temperatura utilizados normalmente son los termistores (semiconductores resistivos de cerámica), los sensores capacitivos, los sensores bimetálicos y los termopares.

La razón de respuesta del sensor se mide normalmente en función de la constante de tiempo de la respuesta, τ. Esa variable se define (como se indica

en la sección 1.6.3 del capítulo 1 de la parte I) mediante la expresión:

$$dT_e/dt = 1/\tau \cdot (T_e - T) \qquad (12.3)$$

donde T_e es la temperatura del sensor y T es la temperatura del aire verdadera.

La constante de tiempo se define, pues, como el tiempo requerido para responder en un 63 por ciento a un cambio repentino de temperatura. La constante de tiempo del sensor de temperatura es proporcional a la capacidad térmica e inversamente proporcional a la razón de transferencia de calor por convección desde el sensor. La capacidad térmica depende del volumen y de la composición del sensor, en tanto que la transferencia de calor procedente del sensor depende del área de la superficie del sensor, del coeficiente de transferencia de calor y de la velocidad de la masa de aire que fluye sobre el sensor. El coeficiente de transferencia de calor depende poco del diámetro del sensor. Por eso, las constantes de tiempo de respuesta de los sensores de temperatura fabricados con determinado material son aproximadamente proporcionales a la relación entre el volumen del sensor y su superficie. En consecuencia, los sensores finos con una gran superficie son los más eficaces para obtener una respuesta rápida. La variación de la constante de tiempo de respuesta con la velocidad de la masa del flujo de aire puede expresarse como:

$$\tau = \tau_0 \cdot (\rho \cdot v)^{-n} \qquad (12.4)$$

donde ρ es la densidad del aire, v la velocidad del aire sobre el sensor y n una constante.

Nota: Para un sensor expuesto sobre un saliente del cuerpo de la radiosonda, v correspondería a la velocidad de ascenso, pero la velocidad del aire sobre el sensor puede ser menor que la velocidad de ascenso si el sensor estuviera montado en un conducto interno.

El valor de n varía entre 0,4 y 0,8, según la forma del sensor y la naturaleza del flujo de aire (laminar o turbulento). En el cuadro 12.3 se muestran valores representativos de la constante de tiempo de respuesta de los modelos antiguos de sensor de temperatura para presiones de 1 000, 100 y 10 hPa, y para una velocidad de ascenso de 5 m s^{-1}. Estos valores se han deducido de una combinación de pruebas en laboratorio y comparaciones con sensores de respuesta muy rápida durante el ascenso en pruebas de comparación de radiosondas. Como ya se ha indicado, los modernos sensores capacitivos y termistores de tipo perla tienen constantes de tiempo de respuesta inferiores a 1 segundo a 1 000 hPa.

Cuadro 12.3. Constantes de tiempo típicas de respuesta de sensores de temperatura de radiosondas

Sensor de temperatura	*τ a 1 000 hPa (s)*	*τ a 100 hPa (s)*	*τ a 10 hPa (s)*
Termistor de varilla, de 1,3 mm de diámetro	3	8	21
Termistor de tipo perla moderno (valores generales)	< 1	< 3	< 7
Termocondensador de tipo perla, de 1,2 mm de diámetro	2,5	6	15
Termocondensador de alambre, de 0,1 mm de diámetro	0,4	1	2,5
Sensor bimetálico	5 – 8	12 – 20	No disponible

12.3.2 Termistores

Normalmente, los termistores se fabrican con material de cerámica cuya resistencia cambia con la temperatura. Los sensores tienen una elevada resistencia, que disminuye con la temperatura absoluta. La relación entre la resistencia, R, y la temperatura, T, puede expresarse aproximadamente como:

$$R = A \cdot \exp(B/T) \qquad (12.5)$$

donde A y B son constantes. La sensibilidad a las variaciones de temperatura es muy alta, pero la respuesta a esas variaciones dista de ser lineal, porque la sensibilidad disminuye aproximadamente con el cuadrado de la temperatura absoluta. Como la resistencia del termistor es muy alta, normalmente de decenas de miles de ohmios, el autocalentamiento debido a la tensión aplicada al sensor es insignificante. Se pueden fabricar termistores muy pequeños y, por tanto, obtener velocidades de respuesta rápidas. El calentamiento solar de un moderno termistor de chip está situado en torno a 1 °C a 10 hPa.

12.3.3 Termocondensadores

Los termocondensadores se fabrican normalmente con un material de cerámica cuya permitividad varía con la temperatura. La cerámica utilizada es normalmente de titanato de bario-estroncio. Este material ferroeléctrico tiene un coeficiente de temperatura de la permitividad del orden de 10^{-2} por grado Celsius. El coeficiente de temperatura es

positivo a temperaturas inferiores al punto de Curie y negativo a temperaturas superiores a ese punto. Los sensores actuales pueden tener un diámetro de 0,1 mm aproximadamente. Este sensor mide el cambio de capacitancia entre dos hilos de platino finos separados por una cerámica de vidrio (véase Turtiainen, Tammela y Stuns, 1995). Proporciona una velocidad de respuesta mejor, y los errores debidos al calentamiento solar son inferiores a 1 °C a 10 hPa.

12.3.4 Termopares

En una radiosonda nacional se utilizan también como sensores de temperatura uniones de termopares cobre-constantán (OMM, 1989*a*). Se emplean hilos de 0,05 mm de diámetro para formar la unión externa del termopar, que proporcionan un sensor de respuesta muy rápida. La relación entre la fuerza electromotriz térmica y la diferencia de temperatura entre el sensor y su referencia es una relación física establecida. La referencia del termopar está instalada en el interior de la radiosonda, en un entorno de temperatura relativamente estable. Para medir esta temperatura de referencia se utiliza una resistencia de cobre. Con el fin de obtener temperaturas exactas, hay que compensar también la fuerza electromotriz dispersa introducida en las conexiones adicionales entre el sensor y las referencias internas.

12.3.5 Exposición

La manera más apropiada de exponer los sensores de temperatura de las radiosondas es situándolos sobre el cuerpo principal de la radiosonda (bajo el cuerpo de una radiosonda descendente). Así, el aire calentado o enfriado por contacto con el cuerpo de la radiosonda o con los soportes del sensor no puede fluir por encima del sensor. Ello se consigue habitualmente montando el sensor en un brazo o saliente que lo mantiene en la posición deseada durante el vuelo. Para conseguir una estabilidad de funcionamiento a largo plazo, esa posición debe ser reproducible, y no variar de un vuelo a otro. Se conseguirá una buena exposición a bajas presiones si los soportes y las conexiones eléctricas del sensor son tan delgados que los errores debidos al calentamiento o al enfriamiento, por la conducción térmica a lo largo de las conexiones, resultan insignificantes.

Con este método de exposición, los sensores de temperatura de la radiosonda están directamente expuestos a la radiación solar y al entorno infrarrojo en la atmósfera. Los sensores reciben radiación solar durante los sondeos diurnos, e intercambian en todo momento radiación de onda larga con el suelo y con el espacio aéreo. La magnitud de los errores de radiación depende muy poco del tamaño y de la forma de los sensores, puesto que los coeficientes de transferencia térmica convectiva apenas dependen del tamaño del sensor. Por eso, pueden obtenerse pequeños errores de radiación con sensores de reducido tamaño, pero solo cuando el revestimiento del sensor proporciona una baja absorción tanto de la radiación solar como de la radiación de onda larga. El revestimiento deseado puede lograrse mediante la deposición de una fina capa metálica. Muchas pinturas blancas presentan una elevada absorción en el infrarrojo y no son el revestimiento ideal para un sensor de radiosonda.

Otra consecuencia de exponer el sensor de temperatura sobre el cuerpo de la radiosonda es que, en el ascenso a través de precipitaciones o de nubes, el sensor puede quedar recubierto de una capa de agua o de hielo. Es muy importante que el diseño del sensor permita eliminar eficientemente el agua y el hielo. En primer lugar, la evaporación del agua o del hielo del sensor al salir de una nube y penetrar en capas más secas enfriará el sensor por debajo de la temperatura ambiente verdadera. En segundo lugar, la absorcividad en el infrarrojo de un sensor de temperatura que permanece recubierto de hielo a lo largo del vuelo difiere de la habitual. Por consiguiente, en las mediciones obtenidas mediante sensores recubiertos de hielo se introducirá un error sistemático anormal, debido al intercambio térmico en el infrarrojo, particularmente a bajas presiones.

Los sensores bimetálicos y sus soportes absorben demasiada radiación diurna al estar expuestos sin protección por encima de la radiosonda. Por consiguiente, este tipo de sensor ha de estar protegido con un blindaje contra la radiación. El blindaje debería impedir que la radiación llegue al sensor directamente, o después de múltiples reflexiones. Las superficies internas del blindaje tendrían que mantenerse a temperaturas próximas a la temperatura atmosférica verdadera, y no habrían de influir en la temperatura del aire que incide en el sensor. El blindaje no debería reducir en modo alguno la ventilación del sensor de temperatura, ni retener agua o hielo al ascender a través de nubes y de precipitaciones.

Aunque es posible conseguir un rendimiento aceptable del blindaje frente a la radiación a presiones elevadas, se hace cada vez más difícil cumplir todos esos requisitos a bajas presiones. Para conseguir una buena absorción de la radiación entrante hay que ennegrecer la superficie interna del blindaje, pero ello conlleva un fuerte acoplamiento de esas

superficies con los campos de radiación externos solar e infrarrojo. A bajas presiones, se produce un calentamiento o enfriamiento sustancial de las superficies internas de los blindajes respecto de la temperatura de la atmósfera circundante. Por consiguiente, cuando se utilizan blindajes contra la radiación, las mediciones de temperatura fiables llegan a ser, en poco tiempo, impracticables a las presiones más bajas. Un diseño intermedio del blindaje puede consistir en dos cilindros delgados de aluminio pulido dispuestos coaxialmente, con una separación de 1 o 2 cm.

12.4 SENSORES DE PRESIÓN

12.4.1 Aspectos generales

Los sensores de presión de las radiosondas han de mantener la exactitud a lo largo de un rango dinámico muy amplio que abarca desde 3 hasta 1 000 hPa, con una resolución de 0,1 hPa para la mayor parte de los valores del rango, y una resolución de 0,01 hPa para presiones inferiores a 100 hPa. Las variaciones de presión se identifican normalmente mediante una pequeña variación eléctrica o mecánica. Por ejemplo, la deflexión máxima típica de una cápsula aneroide es de unos 5 mm, por lo que el transductor utilizado con el sensor deberá resolver un desplazamiento de unos 0,5 µm. Es preciso compensar también las variaciones de la calibración originadas por las variaciones de temperatura del sensor durante el ascenso. Esas variaciones de temperatura pueden ser de varias decenas de grados, a menos que el sensor de presión esté instalado en un entorno estabilizado.

Por consiguiente, los sensores de presión se instalan por lo general en el interior de la radiosonda, para minimizar las variaciones de temperatura. En algunos casos, se rodea el sensor con bolsas de agua para reducir el enfriamiento. Cuando se utilizan baterías activadas por agua, el calor generado por la reacción química en la batería se utiliza para compensar el enfriamiento interno de la radiosonda. Sin embargo, incluso en este caso, la radiosonda debe estar diseñada de manera que se evite la generación de gradientes de temperatura a través del sensor y de sus componentes eléctricos. Si un sensor de presión se encuentra en un medio con una temperatura activamente controlada, el conjunto del sensor debería instalarse en la radiosonda en tal posición que la contaminación térmica procedente del conjunto del sensor de presión no pueda interferir en las mediciones de temperatura o de humedad relativa.

El sensor de presión y su transductor suelen estar diseñados de manera que la sensibilidad aumente al disminuir la presión. La constante de tiempo de respuesta de los sensores barométricos de radiosonda es generalmente muy pequeña, y los errores debidos a la inercia del sensor no son importantes.

12.4.2 Cápsulas aneroides

Las cápsulas aneroides se utilizan como sensor de presión en la mayoría de las radiosondas. En los diseños de radiosonda antiguos las cápsulas tenían normalmente entre unos 50 y 60 mm de diámetro. Los sensores están fabricados de un metal cuyo coeficiente elástico es independiente de la temperatura. La deflexión de la cápsula aneroide puede medirse mediante un dispositivo externo que requiere una articulación mecánica entre la cápsula y el transductor de la radiosonda, o mediante un dispositivo interno (véase la sección 12.4.3).

La sensibilidad aneroide depende principalmente de la superficie efectiva de la cápsula y de su elasticidad. Las cápsulas pueden estar diseñadas para que produzcan una deflexión linealmente proporcional a la presión o para que sigan alguna otra ley, por ejemplo una dependencia aproximadamente logarítmica respecto de la presión. La estabilidad de la calibración de la cápsula a largo plazo mejora generalmente acondicionando las cápsulas. Ello se consigue sometiendo las cápsulas a un gran número de ciclos recorriendo todo su rango de valores de funcionamiento, tanto por lo que se refiere a la presión como a la temperatura.

Cuando el aneroide se utiliza engastado mecánicamente a un transductor, el sensor acusa por lo general un efecto de histéresis de 1 a 2 hPa. Ese efecto ha de tenerse en cuenta durante la calibración del sensor. El cambio de presión durante la calibración tiene que ser del mismo orden que el observado en las condiciones de sondeo reales. El engaste mecánico con el transductor de la radiosonda consiste generalmente en un sistema que amplifica el movimiento de la cápsula mediante un brazo que acciona los contactos de conmutación o los contactos resistivos. Para obtener un funcionamiento satisfactorio, ha de reducirse al mínimo el rozamiento con el fin de evitar los movimientos discontinuos del brazo y la histéresis del sistema del sensor.

12.4.3 Cápsula aneroide (capacitiva)

En numerosos diseños modernos de radiosonda se utilizan cápsulas aneroides de diámetro menor (30 mm o menos), midiéndose directamente la deflexión de la cápsula mediante un condensador interno. Con tal fin se utiliza un condensador de placas paralelas formado por dos placas, cada una de ellas fijadas directamente a un lado de la cápsula. La capacitancia, C, será, pues:

$$C = \epsilon \cdot S/e \qquad (12.6)$$

donde S es el área superficial de cada placa, e es la distancia entre placas, y ϵ es la constante dieléctrica. Como e es una función directa de la deflexión de la cápsula, la capacitancia C representa una medición eléctrica directa de la deflexión. En muchos sensores de radiosonda, cada placa del condensador se fija al lado opuesto de la cápsula mediante engastes que pasan a través de los agujeros de la otra placa. Con esa configuración, e disminuye cuando baja la presión. La sensibilidad del sensor capacitivo es:

$$-\epsilon \cdot S/e^2 \cdot de/dp \qquad (12.7)$$

Este valor será máximo cuando e sea pequeña, y la presión, mínima. El sensor capacitivo descrito es más difícil de fabricar, pero más apropiado para las mediciones en altitud, pues la sensibilidad puede ser diez veces mayor a 10 hPa que a 1 000 hPa. El valor de la capacitancia suele estar próximo a 6 pF.

En general, las cápsulas aneroides capacitivas están conectadas a un oscilador electrónico de resistencia-capacitancia (RC) acompañado de condensadores de referencia. Esa disposición es necesaria para medir variaciones de capacidad muy pequeñas (por ejemplo, un 0,1 por ciento en un máximo de 6 pF) sin perturbaciones apreciables del oscilador como consecuencia de los cambios de temperatura, el suministro de energía o el envejecimiento. Es difícil conseguir tan alta estabilidad en un oscilador, a un precio reducido. Sin embargo, una solución es multiplexar la entrada al oscilador entre el sensor de presión y dos condensadores de referencia. Se conecta un condensador de referencia C_1 solo al oscilador, después en paralelo con C_p, el condensador del sensor de presión, y posteriormente en paralelo con una segunda referencia C_2 para proporcionar una referencia en toda la escala.

Por lo general, la calibración de un sensor capacitivo aneroide dependerá bastante de la temperatura. Esa dependencia puede compensarse o mediante referencia a un condensador externo con un coeficiente de temperatura de magnitud similar, o durante el procesamiento de los datos en el sistema de tierra, utilizando los coeficientes de calibración de fábrica. La corrección aplicada durante el procesamiento dependerá de la temperatura interna medida cerca del sensor de presión. En la práctica, ambas técnicas de compensación pueden ser necesarias para conseguir el grado de exactitud requerido.

12.4.4 Sensores de silicio

La utilización del silicio ha evolucionado tan rápidamente que es ya posible fabricar sensores de presión fiables con ese material. Se crea una pequeña cavidad a partir de un agujero practicado en una capa gruesa de semiconductor. Se cubre el agujero con una capa muy delgada de silicio, y se mantiene la cavidad a muy baja presión. La cavidad se comportará como un sensor de presión, y la presión atmosférica se detectará a partir de la deflexión de la capa de silicio.

Un segundo método para detectar la deflexión del silicio consiste en utilizar un sensor capacitivo. En este caso, se reviste con una delgada capa metálica la capa de silicio en la cavidad, y se utiliza una segunda capa metálica como placa de referencia. La deflexión de la cubierta de silicio se mide a partir de la variación de la capacitancia entre las dos capas. Este tipo de sensor depende mucho menos de la temperatura que el sensor medidor de deformación, y su uso está actualmente muy extendido. Dado que el sensor es muy pequeño, es posible evitar los errores de calibración de los sensores aneroides capacitivos de mayor tamaño, introducidos por las variaciones de los gradientes de temperatura a través del sensor aneroide y de su equipo electrónico durante un ascenso.

12.4.5 Utilización de observaciones de altura geométrica en lugar de observaciones mediante un sensor de presión

12.4.5.1 Generalidades

En la actualidad es posible efectuar observaciones de altura geométrica mediante radiosondas por GPS que descodifican las señales de los satélites de posicionamiento mundial, a diferencia de las radiosondas antiguas por GPS, que no descodificaban las señales. Las observaciones de altura geométrica

son lo suficientemente exactas (de 10 a 20 m) para calcular la presión en un instante dado durante el vuelo, basándose en las observaciones de presión, temperatura y humedad relativa en superficie. Los valores de presión calculados serán más exactos que las mediciones obtenidas mediante los mejores sensores de presión de radiosonda en la estratosfera.

Cuando se utiliza un radar para determinar el viento, las mediciones de la altura pueden ofrecer una alternativa a la utilización de un sensor de presión de radiosonda, pero los valores de altura no serán tan exactos como los que es posible obtener mediante las radiosondas GPS. Los errores en los datos de altura obtenidos por radar dependerán de la manera en que se instale y calibre cada radar. Así pues, será mucho más difícil conseguir la coherencia entre estaciones, para las mediciones de presión y altura geopotencial en una red nacional de mediciones en altitud que dependa de las mediciones de altura por radar, que en una que utilice alturas GPS o sensores de presión. La eliminación del sensor de presión en las radiosondas GPS debería posibilitar ahorros considerables en el costo de las radiosondas, pero será también necesario comprobar las necesidades de los usuarios de los modelos no hidrostáticos de predicción numérica del tiempo que se están introduciendo, ya que las mediciones directas de presión y de altura geopotencial en la troposfera podrían ser más convenientes cuando el equilibrio hidrostático no representa las condiciones atmosféricas.

12.4.5.2 Método de cálculo

En OMM (1986) figuran varios algoritmos para calcular la altura geométrica a partir de observaciones de determinación del viento por radar del alcance oblicuo y de la elevación, y para la conversión de alturas geométricas en alturas geopotenciales. En OMM (1991) se indica el algoritmo real utilizado con sistemas de radar secundarios en la Federación de Rusia. Si se utilizan las observaciones de altura por radar en sustitución de las observaciones de un sensor de presión, hay que calcular las alturas que será necesario corregir para tener en cuenta los efectos de la curvatura de la Tierra y la refracción de las ondas radioeléctricas. Las correcciones de la refracción pueden efectuarse aplicando promedios estacionales de los perfiles atmosféricos, pero para conseguir la exactitud óptima de la presión podría ser necesario efectuar correcciones de altura según las condiciones que se observen en los distintos vuelos.

12.4.5.3 Fuentes de errores de la altura en las mediciones por radar

En el capítulo 13 de la parte I se consideran los efectos de los errores de observación en las mediciones por radar con respecto a la determinación del viento. Sin embargo, en las alturas obtenidas por radar, los errores de elevación (aleatorios y sistemáticos) son mucho más importantes que en el caso del viento. El error sistemático en el alcance oblicuo es también más crítico en el caso de la altura que en el de las mediciones del viento. Por consiguiente, con los radares que proporcionan mediciones del viento satisfactorias se dan a menudo errores de elevación y de alcance oblicuo que impiden medir la altura (y, por lo tanto, la presión) con la máxima calidad.

Pueden aparecer errores sistemáticos de elevación pequeños, pero apreciables, debido a diversas razones:

a) desalineación de los ejes de rotación del acimut y de la elevación del radar durante la fabricación; para evitarlo, en las especificaciones del fabricante debe señalarse concretamente el grado de exactitud requerido;
b) errores en la nivelación del radar durante la instalación y en el establecimiento del dato de elevación cero en la horizontal;
c) diferencias entre los ejes eléctricos y mecánicos de las antenas de seguimiento, introducidas posiblemente cuando se reparan o se sustituyen componentes eléctricos del radar.

Pueden aparecer errores introducidos por el sistema transductor que mide el ángulo de elevación del radar desde la posición mecánica de la antena de seguimiento.

También se pueden producir errores sistemáticos en el alcance oblicuo debido a:

a) un retardo en el disparo del circuito temporizador o una compensación incorrecta del retardo de la señal en el detector electrónico del radar;
b) error en la frecuencia del calibrador de alcance.

Así pues, en los sistemas de radiosonda que operan sin sensores de presión y se basan exclusivamente en las mediciones de altura por radar es preciso efectuar verificaciones y ajustes frecuentes de los radares, como parte del mantenimiento rutinario de la estación. Tales sistemas no son apropiados para utilizarlos en países donde los servicios de apoyo técnico son limitados.

12.5 SENSORES DE HUMEDAD RELATIVA

12.5.1 Aspectos generales

El funcionamiento satisfactorio de un sensor de humedad relativa de una radiosonda se basa en el rápido intercambio de moléculas de agua entre el sensor y la atmósfera. Para que un sensor de humedad relativa proporcione mediciones fiables a través de la troposfera ha de poder resolver hasta un 1 por ciento de presiones de vapor de agua saturada comprendidas entre 46 hPa a 30 °C hasta, al menos, 0,06 hPa a –50 °C. A temperaturas inferiores a 0 °C, los sensores de humedad relativa deberían calibrarse para registrar la humedad relativa con respecto a una superficie de agua.

Los sensores de humedad relativa más modernos coinciden bastante a temperaturas superiores a unos –70 °C, y presentan una estructura de humedad relativa similar en la vertical. Sin embargo, a menudo resulta muy difícil que un sensor de humedad relativa funcione de manera satisfactoria a temperaturas y presiones muy bajas. Si se obstaculiza el libre intercambio de moléculas de agua entre el sensor y la atmósfera cuando disminuye la temperatura durante un ascenso, la contaminación del sensor —debida a elevadas concentraciones de vapor de agua en las primeras fases del ascenso— puede causar errores sistemáticos sustanciales en las mediciones del sensor a las temperaturas más bajas.

La constante de tiempo de respuesta de un sensor de humedad relativa aumenta mucho más rápidamente durante el ascenso de la radiosonda que la constante de tiempo del sensor de temperatura. En el cuadro 12.4 se indican los valores aproximados de la constante de tiempo de respuesta para tres tipos de sensores. Esos valores representan la constante de tiempo de respuesta para variaciones de la humedad relativa comprendidas entre el 70 y el 30 por ciento, aproximadamente. Las constantes de tiempo de respuesta de los sensores de membrana orgánica de tripa de vacuno para una temperatura dada son mucho mayores cuando estos están expuestos a una humedad relativa muy alta o muy baja.

Los sensores de higristor de carbón se instalan normalmente dentro de un tubo protector, en el interior de la radiosonda, y los sensores de película delgada se suelen instalar sobre un soporte en el exterior de la radiosonda, protegido de las precipitaciones gracias a una cubierta. Sin embargo, en las pruebas recientes de comparación de radiosondas no se ha observado ninguna diferencia significativa en las constantes de tiempo de respuesta de los sensores capacitivos de película delgada de uso generalizado a temperaturas superiores a –70 °C.

Los condensadores de película delgada tienen normalmente constantes de tiempo de respuesta mucho menores que los higristores de carbón a temperaturas inferiores a –40 °C, y empiezan a ser el tipo de sensor de humedad relativa más habitual en casi todas las radiosondas modernas. Los condensadores de película delgada pueden tener una constante de tiempo de respuesta de dos minutos a temperaturas tan bajas como –60 °C.

La calibración de la mayoría de los sensores de humedad relativa depende de la temperatura. La corrección de esa dependencia ha de aplicarse durante el procesamiento de los datos por el equipo de tierra si se quiere obtener en la mayor parte de la troposfera la exactitud señalada para el sensor a temperatura ambiente en laboratorio.

La mayoría de los sensores de humedad relativa han de protegerse contra la contaminación debida a la precipitación en las primeras fases del ascenso. La evaporación de la contaminación de las cubiertas protectoras, de las superficies de los conductos internos o de los soportes del sensor en la primera fase del vuelo puede introducir también errores en la humedad relativa comunicada.

Ninguno de los sensores operativos de humedad relativa de una radiosonda son lo suficientemente

Cuadro 12.4. Constante de tiempo de respuesta del sensor de humedad relativa, τ (en segundos), para un rango de temperaturas

Sensor	*τ a 20 °C*	*τ a 0 °C*	*τ a –20 °C*	*τ a –30 °C*	*τ a –60 °C*
Membrana orgánica de tripa de vacuno	6	20	100	200	No utilizable
Higristor de carbón	0,3	1,5	9	20	No fiable
Condensador de película delgada	0,3	1,5	9	20	60 – 200[a]

[a] Véanse los resultados en Miloshevich y otros (2004).

fiables para proporcionar mediciones de humedad relativa de buena calidad a bajas temperaturas y a bajas presiones en la estratosfera.

12.5.2 Condensadores de película delgada

En la mayoría de los diseños de radiosonda modernos se utilizan actualmente sensores capacitivos de película delgada. El primer sensor de uso generalizado se basaba en la variación de la constante dieléctrica de una película de polímero con la presión de vapor de agua ambiente. El electrodo inferior del condensador se fabricaba mediante el grabado químico de una placa revestida de vidrio metalizado (por lo general, de 4 mm^2 y 0,2 mm de espesor), posteriormente recubierta con una capa de polímero activo de 1 µm de espesor, aproximadamente. El electrodo superior se implantaba sobre esa superficie de polímero mediante la técnica de evaporación en vacío, y era permeable al vapor de agua. La capacitancia del sensor era una función casi lineal de la humedad relativa, y la temperatura dependía poco de la calibración. Las investigaciones posteriores en laboratorio sobre el rendimiento del sensor mostraron que la histéresis era relativamente pequeña (menos del tres por ciento de humedad relativa), siempre y cuando el sensor no estuviera contaminado por la precipitación depositada en los electrodos. Tras varios años de uso práctico, se agregó un fino revestimiento al electrodo superior para mejorar la estabilidad del rendimiento en las ascensiones con humedad. La calibración del sensor A-Humicap utilizado con la radiosonda Vaisala RS80 producía un ligero error sistemático a temperaturas muy bajas, debido a que el comportamiento no lineal de la curva de calibración verdadera era apreciable a esas temperaturas. En Miloshevich y otros (2001) y en Leiterer y otros (2005) se proponen correcciones para ese efecto.

Un sensor más moderno (H-Humicap) utilizaba un polímero diferente, que era más estable cuando se empleaba en condiciones de humedad. Este sensor requería una calibración polinomial de un orden más alto que el diseño anterior, pero ese tipo de procesamiento de datos es actualmente posible en los sistemas terrestres de radiosonda, que en su mayoría están totalmente automatizados. Aunque este sensor era más estable en condiciones de humedad, acusaba igualmente las consecuencias de la contaminación después de atravesar nubes de gran espesor en niveles bajos.

Con el diseño más reciente del sensor Vaisala de humedad relativa, la contaminación aportada por las nubes se elimina calentando periódicamente el sensor de humedad relativa durante el vuelo (Paukkunen, 1995). Para que el rendimiento de los sensores de película delgada sea óptimo hay que proceder a una minuciosa calibración en la fábrica para todo el rango de temperaturas de la troposfera de las que se comunicarán las mediciones. Miloshevich y otros (2004) han publicado información más detallada sobre las diferencias de respuesta de esos sensores, que son más fácilmente apreciables a temperaturas muy bajas cerca de la tropopausa.

Desde 1995, los usuarios han comprendido que los dos principales sensores capacitivos en uso (Vaisala A-Humicap y Vaisala H-Humicap) podrían acusar un error sistemático apreciable en seco debido a la contaminación química de los sensores; véase, por ejemplo, Wang y otros (2002). Las radiosondas utilizadas poco después de su entrega por la fábrica estaban correctamente calibradas pero, tras permanecer almacenadas durante un año entero, adolecían de un error sistemático considerable al ser utilizadas en seco, que podía llegar a ser de un 11 por ciento en condiciones de humedad relativa alta. La contaminación química provenía del estireno gasesoso emitido por el cuerpo de la radiosonda. Una observación continuada reveló que la tasa de contaminación variaba de cuando en cuando en las radiosondas utilizadas en régimen operativo. Esa contaminación química prosiguió en magnitud variable incluso después de que Vaisala rediseñara el embalaje de la radiosonda RS80. Con los nuevos sensores Vaisala, que pueden estar calentados por impulsos, se elimina toda contaminación química calentando el sensor durante los procedimientos de comprobación en tierra, antes del lanzamiento de la radiosonda.

12.5.3 Higristores de carbón

Los sensores de higristor de carbón se componen de partículas de carbón finamente suspendidas en una película higroscópica. Una versión moderna del sensor consiste en una tira de poliestireno (de aproximadamente 1 mm de espesor, 60 mm de longitud y 18 mm de anchura) revestida de una fina película higroscópica con partículas de carbón. Los electrodos están revestidos a ambos lados del sensor. Las variaciones de la humedad relativa ambiente entrañan cambios de dimensión de la película higroscópica, de modo que la resistencia aumenta progresivamente con la humedad. La resistencia con una humedad relativa del 90 por ciento es aproximadamente 100 veces superior al valor obtenido con una humedad relativa del 30 por ciento.

Pueden aplicarse correcciones para la dependencia de la temperatura durante el tratamiento de los datos. Por lo general, los sensores están instalados en un conducto situado en el interior del cuerpo de la radiosonda para minimizar la influencia de la capa de precipitación e impedir el calentamiento solar directo del sensor.

Para utilizar con éxito este tipo de sensor se requiere un proceso de fabricación debidamente controlado, de manera que no haya que determinar individualmente la dependencia de la temperatura. Los higristores se someterán por lo general a muchos ciclos de estabilización a lo largo de un rango de valores de humedad relativa a temperatura ambiente en la fábrica, para reducir la histéresis subsiguiente del sensor durante el ascenso de la radiosonda. La resistencia del sensor puede ajustarse a un valor normalizado durante la fabricación raspando parte de la película de carbón. En este caso, las variables pueden ser comunicadas con el valor adecuado de resistencia estándar para las condiciones especificadas, y los sensores pueden intercambiarse entre radiosondas sin proceder a nuevas calibraciones. Es preciso mantener herméticamente cerrado el sensor hasta que se utilice, y no manipular la superficie higroscópica durante la inserción en el engaste del sensor de la radiosonda. Es difícil fabricar sensores con calibración estable en condiciones de elevada humedad, y la reproducibilidad de las mediciones del sensor en condiciones de baja humedad es, con frecuencia, deficiente.

12.5.4 Sensores de membrana orgánica de tripa de vacuno

La piel de tripa de vacuno (peritoneo de vaca) se sigue utilizando en las principales redes. La longitud de una pieza de membrana orgánica de tripa de vacuno varía entre el 5 y el 7 por ciento para una variación de humedad de entre el 0 y el 100 por ciento. Aunque se pueden obtener mediciones útiles a temperaturas superiores a –20 °C, la respuesta del sensor es muy lenta a temperaturas más bajas (véase el cuadro 12.4). Los sensores de piel de tripa de vacuno acusan también una histéresis apreciable cuando se exponen a bajas humedades.

La piel de tripa de vacuno utilizada en los instrumentos de medición de las variables de humedad debería ser de una sola capa y sin barnizar, con un espesor de aproximadamente 0,03 mm. La piel debería estar montada con una tensión de unos 20 g cm^{-1} de anchura y aclimatarse durante varias horas, en una atmósfera saturada, sometida a esa tensión. Para minimizar la histéresis conviene acondicionar la variable manteniéndola durante 20 minutos en una atmósfera saturada, antes de su calibración y utilización. La calibración habría que efectuarla durante un ciclo de humedad relativa de condiciones húmedas a condiciones secas. La variable ha de protegerse de la lluvia durante el vuelo.

La constante de tiempo de respuesta del sensor es mucho más alta que los valores citados en el cuadro 12.4 para humedades muy altas y muy bajas (McIlveen y Ludlam, 1969). Por eso, resulta difícil evitar el error sistemático en las mediciones con membrana orgánica de tripa de vacuno durante un ascenso (error sistemático bajo con mucha humedad, y alto con poca humedad), incluso en la troposfera inferior.

12.5.5 Exposición

En las ascensiones de las radiosondas es normal que se produzcan rápidas variaciones de la humedad relativa, de amplitud superior al 25 por ciento. La medición exacta de esas variaciones es importante para los usuarios. Sin embargo, para efectuar las mediciones con exactitud habrá que ventilar bien el sensor de humedad relativa, que también deberá quedar protegido, en la medida de lo posible, de la deposición de agua o hielo en su superficie o en sus soportes, y del calentamiento solar.

Por consiguiente, los sensores de humedad relativa de menor tamaño, como por ejemplo los condensadores de película delgada, se instalarán en un soporte externo. El sensor podrá cubrirse con una pequeña tapa protectora, o se podrán calentar los sensores periódicamente para eliminar la contaminación por agua o hielo de las nubes o de la niebla. El diseño de la tapa resulta crucial, y será esencial asegurarse de que permite la ventilación del sensor de humedad durante el ascenso de la radiosonda.

Los sensores de mayor tamaño se instalarán normalmente en un conducto interno o en un gran ducto protector en la parte superior o lateral del cuerpo de la radiosonda. El diseño del ducto deberá comprobarse para tener la seguridad de que el aire que penetra en él garantiza una ventilación adecuada en el sensor durante el ascenso. El ducto debería estar también concebido de manera que pueda eliminarse con la mayor rapidez posible el hielo o el agua de las nubes o de fuertes precipitaciones. El conducto tendría que proteger el sensor de la radiación solar incidente, y no debería permitir una retrodispersión apreciable de la radiación solar en el sensor. Hay que tener especial cuidado

en el diseño del ducto si se desea evitar la contaminación de las nubes en los niveles superiores. Las cubiertas protectoras o los revestimientos del conducto no deberían ser higroscópicos.

12.6 EQUIPO DE LA ESTACIÓN TERRESTRE

12.6.1 Características generales

El diseño detallado del equipo terrestre de una estación de radiosonda dependerá del tipo de radiosonda que se utilice. Sin embargo, la estación de tierra contendrá siempre los elementos siguientes:

a) una antena y un receptor radioeléctrico para recibir las señales procedentes de la radiosonda;
b) un equipo para descodificar la modulación de las señales de la radiosonda y convertirlas en unidades meteorológicas;
c) un equipo para presentar las mediciones meteorológicas al operador de manera que puedan transmitirse a los usuarios los mensajes requeridos.

En caso necesario, es posible agregar otros elementos de equipo para las mediciones de viento (por ejemplo, una interfaz de radar, o seguidores Loran C o GPS).

La señal de salida del descodificador debería introducirse generalmente en un ordenador para almacenar y posteriormente tratar y corregir los datos.

Los sistemas modernos de estaciones de tierra pueden comprarse como equipo completo de determinado fabricante, o bien instalarse a partir de distintos módulos procedentes de diversas fuentes. Si la asistencia de mantenimiento va a estar principalmente a cargo del fabricante o de sus agentes, y no de los operadores, tal vez convenga optar por un sistema integrado. Un sistema compuesto de varios módulos puede adaptarse más fácilmente a diferentes tipos de radiosonda. Esto puede conseguirse agregando descodificadores apropiados, sin el costo adicional de tener que comprar el resto del sistema terrestre integrado ofrecido por cada fabricante. El tipo de sistema modular puede ser la opción preferida para los operadores que disponen de su propia capacidad técnica y de apoyo informático, independiente de un determinado fabricante de radiosondas. Los sistemas construidos mediante módulos han suscitado problemas en los diez últimos años, debido a la complejidad de su comprobación y a los problemas que plantea la adaptación de la programación de corrección estándar del fabricante para usos no tipificados mediante un sistema de procesamiento diferente.

Nota: La electrónica moderna avanza tan rápidamente que a los fabricantes les resulta difícil proporcionar todo el apoyo que pudiera necesitar un sistema integrado determinado durante un período mayor de diez o quince años. Por eso, al planificar los gastos a largo plazo deberían considerarse unos ciclos de sustitución de unos diez años para los sistemas de tierra integrados.

12.6.2 Programación para el procesamiento de datos

Un programa informático adecuado para un sistema terrestre de radiosonda es mucho más complejo que el que se requiere meramente para evaluar, por ejemplo, alturas geopotenciales de niveles tipo a partir de datos exactos. Hay que rechazar las mediciones de mala calidad y elaborar procedimientos de interpolación para subsanar las pequeñas cantidades de datos que falten. Existe un riesgo enorme de que un programador que no esté realmente capacitado en la técnica de radiosondeo realice simplificaciones aparentemente válidas que puedan dar lugar a errores muy significativos en ciertas circunstancias. Por ejemplo, si la recepción desde la radiosonda es deficiente, será arriesgado permitir una interpolación excesiva de datos utilizando técnicas matemáticas que resultarán inestables cuando la calidad de los datos sea generalmente mala, pero muy estables cuando la calidad sea generalmente buena. Además, ciertos problemas de recepción de señal y errores de presión en las proximidades del lanzamiento se compensarán a veces ajustando el tiempo asociado con los datos entrantes. Puede que ello no cause errores apreciables en las mediciones comunicadas, pero imposibilitará casi enteramente la verificación del rendimiento del sensor de la radiosonda en pruebas comparativas.

Por consiguiente, resultará esencial utilizar los servicios de especialistas o asesores en materia de radiosondas para controlar todos los aspectos de la programación[1]. Para conseguir un programa informático adecuado serán necesarios, generalmente, los conocimientos especializados de un programador profesional. El programa abarcará los medios de visualización e interactivos que necesite el operador, y deberá ser robusto, sin que falle fácilmente

[1] Recomendación 2 (CIMO-XII), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su duodécima reunión (1998).

al ser utilizado por operadores inexpertos. En el pasado decenio se han necesitado al menos dos o tres años para desarrollar, en colaboración con las pruebas de los Servicios Meteorológicos Nacionales, la mayoría de los programas informáticos de los sistemas terrestres de radiosonda comerciales. Las pruebas fueron efectuadas por operadores y personal de pruebas muy cualificados, hasta que el programa tuvo un funcionamiento completamente fiable. Los operadores pudieron utilizar luego debidamente el programa del sistema de tierra sin necesitar una gran especialización informática.

Los programas del sistema de tierra deberían estar bien documentados, e incluir descripciones claras de los algoritmos utilizados.[2] El sistema global tendría que concebirse de manera que permita simulaciones de sondeos con fines de prueba y comparación. Se propone la utilización de registros de datos en bruto y conocidos de la presión, la temperatura y la humedad para verificar la fiabilidad de los nuevos programas desarrollados. Los errores de programación constituyen con frecuencia factores limitadores de la exactitud de los informes de datos procedentes de los mejores tipos de radiosonda.

12.7 OPERACIONES DE RADIOSONDAS

12.7.1 Correcciones de control inmediatamente antes del uso

Se recomienda verificar siempre la exactitud de medición de la radiosonda en un entorno controlado antes de lanzarla. Esas verificaciones de control deberían hacerse cuando la radiosonda esté dispuesta para el vuelo, y unos minutos antes de lanzarla, con objeto de no enviar radiosondas averiadas. Un objetivo más consiste en mejorar la exactitud mediante el ajuste de pequeñas variaciones en la calibración que pudieran haberse producido en el transporte de la radiosonda hasta el lugar del lanzamiento y durante el almacenamiento.

Estas verificaciones de control han de realizarse en el interior. Pueden efectuarse en una cámara ventilada, con sensores de temperatura y humedad relativa de referencia de exactitud adecuada para atender las especificaciones del usuario. Luego puede verificarse la humedad relativa a humedad ambiente y a humedades inferiores y superiores, en caso necesario. Si no se dispone de un psicrómetro de referencia, pueden generarse los niveles de humedad conocidos mediante soluciones salinas saturadas o mediante gel de sílice.

Las diferencias entre las mediciones por radiosonda y las lecturas de control pueden utilizarse para ajustar las curvas de calibración de los sensores antes del vuelo. Los sensores utilizados para controlar la radiosonda han de verificarse regularmente, a fin de evitar derivas a largo plazo en los errores de calibración. Con un ajuste adecuado del programa de calibración de la radiosonda se mejora generalmente, hasta cierto punto, la reproducibilidad de las mediciones de la radiosonda en vuelo. El tipo de ajuste necesario dependerá de las razones de la desviación de la calibración después de la calibración inicial durante la fabricación, y variarán según el tipo de radiosonda.

Si se observan grandes diferencias con relación a las mediciones de control, tal vez haya que rechazar la radiosonda, por no corresponder a la especificación del fabricante, y devolverla para que se sustituya. Al adquirir las radiosondas habrá que convenir con el fabricante de las mismas las máximas diferencias tolerables en las verificaciones en tierra.

Es aconsejable controlar también el rendimiento de la radiosonda cuando se transporta al área de lanzamiento. Habría que comprobar igualmente los informes procedentes de la radiosonda por lo que respecta a la coherencia con las observaciones de superficie en la estación inmediatamente antes del lanzamiento.

En vista de la importancia de esta fase de la operación de las radiosondas, la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación recomienda que[3]:

a) el rendimiento de los sensores de presión, temperatura y humedad relativa de las radiosondas debería verificarse en un entorno controlado, como una cabina de calibración o un equipo de comprobación de la línea de base antes de los lanzamientos;
b) la comprobación de la línea de base tendría que efectuarse, en lo posible, de forma automática, a fin de eliminar la posibilidad de errores de los operadores;
c) las observaciones de temperatura y humedad relativa en las estaciones inmediatamente antes de los lanzamientos se tendrían que verificar también, comparándolas con las observaciones

[2] Véase la Recomendación 2 (CIMO-XII).

[3] Recomendación 9 (CIMO-XI), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión (1994).

normalizadas de temperatura y humedad relativa de superficie;

d) los sensores utilizados como referencia deberían ser como mínimo tan exactos como los de la radiosonda, y calibrarse periódicamente con arreglo a las instrucciones del fabricante.

12.7.2 Métodos de despliegue

Las radiosondas son transportadas, generalmente, por globos, y se elevan a una velocidad comprendida entre 5 y 8 m s^{-1}, según la especificación y las características del globo utilizado (véase el capítulo 10 de la parte II). Esas velocidades de ascenso permiten completar con puntualidad las mediciones: unos 40 minutos para alcanzar 16 kilómetros, y unos 90 minutos para llegar a altitudes superiores a 30 kilómetros, con lo que la información puede transmitirse rápidamente a los centros de predicción. Los diseños y el emplazamiento de los sensores de temperatura y humedad relativa en la radiosonda están destinados generalmente a proporcionar una ventilación adecuada para una velocidad de ascenso del orden de 6 m s^{-1}. Las correcciones aplicadas a la temperatura para tener en cuenta los errores de calentamiento solar solo son válidas, por lo general, para las velocidades de ascenso especificadas.

La radiosonda transmite información a una estación de tierra, que se encuentra generalmente en un lugar fijo. Sin embargo, con los avances de la tecnología moderna, los equipos de tierra de radiosonda totalmente automáticos tienen ahora muy pequeñas dimensiones, por lo que se despliegan fácilmente como sistemas móviles en barcos, o en pequeñas camionetas o remolques en tierra.

Las radiosondas descendentes lanzadas desde aeronaves de investigación utilizan paracaídas para reducir la velocidad de descenso. Los sensores de temperatura van instalados en el fondo de la radiosonda. Las velocidades de descenso son generalmente de unos 12 m s^{-1}, a fin de completar la medición de la radiosonda en un cuarto de hora aproximadamente. La elevada velocidad de descenso permite a una aeronave desplegar suficientes radiosondas descendentes con un espaciamiento en la horizontal apropiado para la investigación en mesoescala (menos de 50 kilómetros). Las transmisiones de la radiosonda descendente se reciben y procesan en la aeronave. Se están desarrollando sistemas que permitirán tomar y transmitir lecturas directas y funcionar automáticamente bajo el control del programa, y también se están elaborando sistemas para efectuar el despliegue de radiosondas descendentes mediante aeronaves sin piloto.

12.7.3 Procedimientos para el lanzamiento de radiosondas

Una vez preparada la radiosonda para el lanzamiento, deberían comprobarse las mediciones meteorológicas con las mediciones en superficie, bien en una cámara de calibración interna o en el exterior, comparándolas con observaciones de superficie en un abrigo ventilado. Esto es necesario porque la radiosonda puede haber sufrido daños durante el transporte desde la fábrica, podría haber fallos de fabricación, o podrían haberse producido cambios en las calibraciones del sensor durante el almacenamiento. Las radiosondas cuyas mediciones tengan errores superiores a los límites especificados en el contrato de compra deberían devolverse al fabricante, para que sean sustituidas.

Generalmente, las radiosondas se lanzan a mano o utilizando un medio auxiliar desde un hangar o abrigo. La complejidad del abrigo y de los procedimientos de lanzamiento dependerán del gas utilizado para inflar el globo (véase el capítulo 10 de la parte II), y de la fuerza y dirección de los vientos de superficie en el lugar. En el lanzamiento con fuertes vientos se utilizan devanadores que permiten desplegar lentamente la cuerda de suspensión de la radiosonda una vez lanzada. Con vientos de superficie muy fuertes hacen falta devanadores que desenrollen la cuerda de suspensión a velocidades tan pequeñas como entre 0,5 y 1 m s^{-1}.

En el mercado existen sistemas de lanzamiento automático de radiosonda, que pueden suponer ahorros de costo en estaciones de radiosonda con personal dedicado exclusivamente a tales operaciones. En cambio, pueden no resultar adecuados en condiciones de gran exposición donde los vientos de superficie son, por lo general, muy fuertes.

Cuando los usuarios necesitan una estructura vertical exacta en la capa límite atmosférica, las observaciones en superficie incluidas en el informe de altitud deberían obtenerse en un lugar próximo al del lanzamiento de la radiosonda. El lugar de lanzamiento tendría que ser también representativo de las condiciones de la capa límite correspondientes a la red sinóptica de superficie en la zona. Es preferible que el operador (o sistema automático) haga la observación de superficie inmediatamente después de lanzar el globo, y no antes. El operador debería estar atento para introducir las observaciones de superficie en el sistema de tierra antes del lanzamiento, ya que las condiciones meteorológicas pueden variar si hay un retardo importante en la operación de lanzamiento (por ejemplo, cuando el globo estalla antes de

lanzarlo o hay demoras en el control del tránsito aéreo).

Como los sensores de la radiosonda solo son fiables cuando la ventilación es correcta, es preciso que se cumpla esta condición antes del lanzamiento si se quiere medir la estructura vertical correcta en la capa límite atmosférica. Cuando llueve, será necesario proteger de algún modo los sensores de la radiosonda antes del lanzamiento. En esos casos ha de utilizarse un abrigo ventilado para ayudar a poner la radiosonda en condiciones de lanzamiento.

12.7.4 Suspensión de la radiosonda durante el vuelo

La radiosonda no debe suspenderse demasiado cerca del globo durante el vuelo, porque el globo es fuente de contaminación para las mediciones de temperatura y humedad relativa. A medida que asciende el globo, va quedando una estela de aire calentado por el contacto con la superficie del globo durante el día, y enfriado algo durante la noche. Esa estela puede resultar también contaminada con vapor de agua procedente de la superficie del globo después del ascenso, al atravesar las nubes. La longitud de suspensión necesaria para que las mediciones por radiosonda no sufran una contaminación apreciable procedente de la estela del globo varía con la altitud máxima de observación. Ello se debe a que el calentamiento o enfriamiento de la estela del globo es más fuerte en las presiones más bajas. Una longitud de suspensión de 20 metros puede ser suficiente para impedir errores apreciables en globos que ascienden solo hasta 20 kilómetros. Sin embargo, para los que llegan a 30 kilómetros o más es mejor utilizar una longitud de suspensión de unos 40 metros (véase, por ejemplo, OMM, 1994*a*).

Nota: Al estudiar la influencia de la estela del globo en las mediciones por radiosonda es esencial asegurarse de que los sensores de la radiosonda utilizados para la investigación tienen una exposición correcta. Los sensores han de instalarse de manera que sea imposible que el aire que haya estado en contacto con otras superficies de la radiosonda fluya sobre dichos sensores durante el ascenso. Las posibles fuentes de contaminación térmica o por vapor de agua en las radiosondas son las superficies internas de los conductos protectores, los soportes del sensor o las superficies externas del cuerpo de la radiosonda.

12.7.5 Seguridad pública

El diseño de la radiosonda habrá de corresponder a la reglamentación vigente sobre la seguridad del tránsito aéreo en cuanto a tamaño, peso y densidad, con lo que la radiosonda no debería causar daños importantes en caso de colisión con una aeronave o de ser absorbida por el motor de esta. En muchos países, la autoridad nacional de tránsito aéreo publica reglamentos que rigen el uso de los globos en vuelo libre. Con frecuencia hay que registrar oficialmente ante las autoridades de control del tránsito aéreo los emplazamientos para el lanzamiento de globos. Tales lanzamientos podrán estar prohibidos o permitidos solo con la autorización expresa de los controladores del tránsito aéreo en ciertos lugares. Antes de establecer nuevas ubicaciones para el lanzamiento de globos habrá que cerciorarse de cuál es la situación con respecto a autorización de los vuelos.

En algunos países, los reglamentos de seguridad exigen que en la suspensión de la radiosonda vaya amarrado un paracaídas u otro medio de reducir la velocidad de descenso después de estallar el globo, con el fin de proteger a las personas en general frente a posibles daños. El paracaídas deberá reducir la velocidad de descenso cerca de la superficie a menos de unos 6 m s^{-1}. Los restos del globo, después de estallar, reducen generalmente la velocidad de descenso en niveles inferiores. Pero, a veces, la mayor parte del globo se separa del mecanismo de vuelo después de estallar, y las velocidades de descenso son muy rápidas, a menos que se utilice un paracaídas.

Es importante que las radiosondas sean inocuas para el medio ambiente después de que vuelvan a la tierra o caigan en el mar, tanto si son recogidas por una persona o por un animal, como si se dejan descomponerse.

12.8 ERRORES DE LAS RADIOSONDAS

12.8.1 Consideraciones generales

12.8.1.1 Tipos de error y referencias posibles

En esta sección se consideran con detalle los errores conocidos en relación con los sensores de radiosonda. Los errores consiguientes en la altura geopotencial calculada se tratan en la sección 12.1.3.7.

Los errores en las mediciones por radiosonda pueden dividirse en tres categorías (OMM, 1975):

a) errores sistemáticos característicos del tipo de radiosonda en general;

b) error de la sonda, que representa la variación de los errores que persisten a través de capas espesas en la vertical para determinado tipo de radiosonda de un vuelo al siguiente;
c) errores aleatorios en las distintas observaciones, que producen la dispersión superpuesta al error de la sonda a lo largo de un ascenso.

Todavía sigue siendo difícil comparar los datos de las radiosondas con referencias absolutas. Sin embargo, las mediciones efectuadas con radares de seguimiento de alta precisión, o las mediciones de altura mediante GPS, permiten cuantificar los errores sistemáticos en las mediciones de altura geopotencial. Esos resultados pueden utilizarse posteriormente para conocer los errores sistemáticos en las mediciones del sensor de presión de la radiosonda, pues es sabido que los errores en las mediciones de la temperatura son relativamente pequeños.

La mayoría de las nuevas radiosondas miden temperaturas durante la noche que se sitúan en un rango de ±0,2 K a una altitud de 30 kilómetros (OMM, 2005*a*). Por eso, durante la noche se pueden identificar errores sistemáticos que apartan las mediciones por radiosonda de ese valor de consenso. Aún no es posible efectuar comparaciones de temperatura durante el día con la misma certidumbre. Por ejemplo, la temperatura media en la misma prueba se sitúa en un rango de ±0,5 K a una altitud de 30 kilómetros. Sin embargo, la técnica exacta de medición de temperatura desarrollada por la NASA, que utiliza tres termistores, ofrece un medio de analizar las mediciones diurnas (Schmidlin, Sang Lee y Ranganayakamma, 1995).

Las mediciones de humedad relativa pueden verificarse con humedades elevadas cuando las radiosondas pasan a través de nubes a temperaturas más altas de 0 °C. La estructura vertical de la humedad relativa comunicada por las radiosondas, incluida la presencia de capas muy secas, puede validarse mediante comparaciones con mediciones de lidar Raman.

En la mayor parte de las pruebas de comparación de radiosondas, los resultados de un diseño de radiosonda se comparan con los de otro para obtener una estimación de sus diferencias sistemáticas. Los valores del error de la sonda y de los errores aleatorios pueden estimarse generalmente utilizando el método apropiado para calcular las desviaciones típicas de las diferencias entre los dos tipos de radiosonda. Las mayores series de pruebas de comparaciones realizadas desde 1984 han sido las de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM (OMM, 1987; 1991; 1996*a*) y las pruebas efectuadas en Brasil (2001) y en Mauricio (2005). En las secciones siguientes se mencionan los resultados de esas pruebas y de otras sujetas a las mismas normas llevadas a cabo en Reino Unido de Gran Bretaña e Irlanda del Norte, Estados Unidos de América y Suiza.

12.8.1.2 Fuentes de error distintas de las originadas por el diseño, la calibración y la exposición del sensor

Es muy importante verificar cuidadosamente las radiosondas antes del vuelo, pues los errores en los valores de medición para controlar los datos utilizados en el ajuste de las calibraciones pueden producir errores importantes en las mediciones efectuadas durante el ascenso. Hay que evitar también los errores de observación en los datos de superficie obtenidos en un abrigo estándar, e incluidos luego en el mensaje de la radiosonda. Si se produce un error en la presión de superficie, afectará a todas las alturas geopotenciales calculadas. Por esa misma razón, es importante que la observación de la presión en superficie corresponda a la altitud oficial de la estación.

Hoy en día, los errores aleatorios en las mediciones con radiosondas modernas son generalmente pequeños. Ello se debe a la mejora de la electrónica de la radiosonda y de la multiplexación, a una mayor fiabilidad de los enlaces de telemetría de los datos con la estación de tierra, y a un tratamiento automático de datos fiable en dicha estación. De ahí que los errores aleatorios sean generalmente menos importantes que los errores sistemáticos en las radiosondas y que la variación en el rendimiento y la calibración del sensor entre un vuelo y otro (error de sonda). Sin embargo, los errores aleatorios pueden resultar considerables si durante el vuelo se produce un fallo parcial de la radiosonda, si hay interferencias causadas por otras radiosondas que utilicen una frecuencia de transmisión similar, o si las radiosondas se encuentran a grandes distancias oblicuas y bajas elevaciones incompatibles con las especificaciones del receptor y de las antenas del equipo de tierra.

Por ello, los errores en las mediciones por radiosonda pueden no deberse solo al diseño del sensor y a problemas de calibración durante la fabricación, sino también a problemas de recepción de la señal de la radiosonda en tierra y a las repercusiones sobre el subsiguiente procesamiento de datos. Cuando la recepción de la señal es deficiente, el programa de tratamiento de datos interpolará, a menudo, valores entre las mediciones ocasionales consideradas válidas. En tales casos, es fundamental que el

operador conozca la magnitud de la interpolación de datos que se produce. La calidad de los datos puede ser tan mala que deba ponerse fin al vuelo y lanzarse otra radiosonda.

Los errores de programación en sistemas automáticos se producen muchas veces en circunstancias especiales difíciles de conocer sin una amplia experimentación. Generalmente, los errores se deben a la omisión por inadvertencia de una rutina necesaria en una situación especial o a una combinación de acontecimientos que un operador especializado trata por lo general instintivamente.

12.8.2 Errores relacionados con la presión

Mediante la Comparación internacional de radiosondas de la OMM y sus pruebas asociadas, donde se han utilizado radares para comprobar el rendimiento del sensor barométrico, se han estimado los errores sistemáticos y el error de la radiosonda (variación de dos desviaciones típicas de un vuelo a otro). Los resultados se muestran en el cuadro 12.5. El rango de valores de los errores sistemáticos representa generalmente la dispersión de los resultados de varias pruebas. Sin embargo, en esos casos, cuando se realiza una prueba sin radar para la comprobación cruzada del rendimiento del sensor barométrico, esta puede no ser más que un indicio de incertidumbre en la estimación de los errores.

Las cápsulas aneroides podían alterar la calibración a menos que se hubieran aclimatado debidamente sometiéndolas a numerosos ciclos de presión para su rango de valores de funcionamiento antes de utilizarlas. Las correcciones de programación aplicadas durante el procesamiento de los datos, pero basadas en lecturas de control en tierra antes del lanzamiento, ayudaban a reducir esos errores. No obstante, en las correcciones basadas en las verificaciones en tierra se siguió una norma de corrección de errores fija en todo el rango de valores de funcionamiento. En la práctica, las diferencias en la calibración del sensor barométrico eran más variables en el rango de valores de funcionamiento. Esto se observó en el caso de un sistema muy utilizado en el cual las correcciones de programación eliminaban solamente alrededor de la mitad de la variación observada en las verificaciones de control en tierra antes del vuelo.

Los errores de histéresis durante el ascenso deberían eliminarse en gran parte en la calibración, pero resultan importantes si se utilizan las observaciones efectuadas durante el descenso, en cuyo caso habría que aplicar las correcciones apropiadas. Los errores debidos a la reacción en las conexiones mecánicas deberían reducirse en la mayor medida posible. Si el instrumento de presión no está a la temperatura adecuada se producirán errores sistemáticos al aplicar las correcciones de temperatura.

Los sistemas aneroides básicos representados en el cuadro 12.5 son el VIZ 1392 (baroconmutador), incluido como referencia histórica, y el chino SMG (enlace mecánico con la radiosonda que transmite el código). Los errores sistemáticos en todos los sensores aneroides no siempre fueron pequeños debido a diversas razones, como las calibraciones

Cuadro 12.5. Estimaciones del error sistemático y del error de la radiosonda (de un vuelo a otro) para la presión, obtenidas de los sistemas de radiosonda seleccionados a partir de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM y sus pruebas asociadas

Tipo de radiosonda	*Error del sistema a 850 hPa (hPa)*	*Error del sistema a 100 hPa (hPa)*	*Error del sistema a 10 hPa (hPa)*	*Error de la sonda a 850 hPa (hPa)*	*Error de la sonda a 100 hPa (hPa)*	*Error de la sonda a 10 hPa (hPa)*
Vaisala RS80	1,0 a 0,5	–1 a –0,5	–0,5 a 0	1	0,6	0,4
Vaisala RS92	< 0,5	< 0,3	< 0,2	0,8	0,4	0,2
VIZ MKII	0 a 1	0,7 a 1,1	0,3 a 0,7	1,6	0,6	0,4
Meisei RS2-91	0,2 a 1	–0,1 a 0,5	–0,2 a 0,2	1	0,6	0,6
Graw DFM-97	< ±1	< 0,3	< 0,2	2	0,8	0,4
VIZ 1392	–0,1 a 0,5	–0,5 a 0,1	–0,5 a –0,2	3,6	1,6	1
SMG (China)	–3,3 a –1,8	–2,5 a –0,8	–1,3 a 0,5	5	3	2,6
MRZ (Federación de Rusia)	–1,5 a –0,5	–1,2 a –0,8	0 a 0,2	7	3,5	0,5
Altura del GPS	–2 a 0	–0,4 a 0	–0,2 a 0	1 a 2	0,4 a 1	0,1 a 0,3

deficientes en fábrica, las dificultades para la verificación en tierra de ciertos tipos de radiosonda, o una compensación de la temperatura inadecuada durante el ascenso. Los errores de presión de las sondas variaban generalmente entre 1 y 4 hPa. Las evidencias derivadas de comparaciones con los datos sobre alturas obtenidos por radar indican que las radiosondas anteriores, con un tipo de sensor similar, producían errores mayores que los aquí indicados.

Todas las radiosondas Vaisala RS80, VIZ MKII, Graw DFM-97 y Meisei RS2-91 tienen sensores aneroides capacitivos, pero difieren en el diseño. Los errores de la sonda de los aneroides capacitivos son mucho menores que en los otros tipos de aneroides, y los valores son generalmente inferiores a 1 hPa para casi todas las presiones. Sin embargo, las cápsulas aneroides capacitivas pueden tener importantes errores sistemáticos, sobre todo cuando varía la temperatura interna de la radiosonda y se crean gradientes de temperatura en el sensor y en su equipo electrónico. El error sistemático resultante puede ser mayor que la variación del rendimiento del sensor de un vuelo a otro. El error sistemático con aneroides capacitivos no es por lo general superior a ±1,5 hPa con altas presiones, ni a ±1,0 hPa con presiones muy bajas. Pero los errores pueden ser más importantes si los sensores barométricos experimentan un choque térmico muy fuerte durante el lanzamiento, algo que puede ocurrir en condiciones polares, si no se ha aclimatado la radiosonda a las condiciones externas antes de lanzarla.

El modelo Vaisala RS92 tiene un sensor de chip de silicio, y no acusa los efectos del choque térmico, lo cual explica sus bajos errores sistemáticos.

Cuadro 12.6. Estimaciones del error sistemático y del error de la sonda (dos desviaciones típicas) para los sensores de temperatura seleccionados, en funcionamiento nocturno, a partir de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM y sus pruebas asociadas (utilizando el rendimiento de la referencia del tipo NASA-ATM de tres termistores como referencia arbitraria para las estimaciones del error sistemático)

Sensor de temperatura	*Error del sistema a 300 hPa (K)*	*Error del sistema a 100 hPa (K)*	*Error del sistema a 30 hPa (K)*	*Error del sistema a 10 hPa (K)*	*Error de la sonda a 30 hPa (K)*	*Error de la sonda a 10 hPa (K)*
Termocondensador, aluminizado, Vaisala RS80	0,2 a 0,5 [a] 0,2 a 0,5 [b] 0,9 a 1,2 [c]	0,2 a 0,5 [a] 0,2 a 0,5 [b] 1,0 a 1,3 [c]	0,2 a 0,5 [a] 0,5 a 0,8 [b] 1,0 a 1,3 [c]	0,3 a 0,8 [a] 0,7 a 1,2 [b] 1 a 1,5 [c]	0,2	0,4
Termocondensador de alambre, aluminizado, Vaisala RS92	< 0,2	< 0,3	< 0,2	< 0,3	0,2	0,2
Termistor de varilla, pintura blanca, VIZ	–0,3 a 0,2	–0,4 a 0,3	–0,7 a 0,3	–2,2 a –0,6	0,4	0,6
NASA-ATM, tres termistores, calibración VIZ	Referencia (arbitraria)	Referencia (arbitraria)	Referencia (arbitraria)	Referencia (arbitraria)	0,2	0,2
Termistor de chip, aluminizado, Sippican MKII	< 0,2	< 0,3	< 0,2	< 0,3	0,2	0,4
Termistor de varilla pequeño, RS2-91 aluminizado, Meisei	–0,3 a 0	±0,2	±0,2	–0,4 a 0	0,2	0,4
Termistor de varilla, pintura blanca, MRZ (Federación de Rusia)	0,2	0,2	–0,3	–0,8	1	1
Termistor de tipo perla pequeño, pintura blanca, MODEM (trópicos)	–0,4 a 0	±0,2	–0,5 a –0,8	–1,6 a –1,8	0,5	0,9
Espiral bimetálico con protección contra la radiación, SMG (China)	0,2	0,2	–0,3	–1,8	0,8	2

[a] Las temperaturas del RS80 no se han modificado durante el procesamiento de datos, como en el sistema de corrección V93.

[b] Las temperaturas del RS80 se han modificado durante el procesamiento de datos utilizando el sistema de corrección V86.

[c] Las temperaturas del RS80 se han modificado durante el procesamiento de datos utilizando el sistema de corrección V80.

Los errores del sistema ruso MRZ que se muestran en el cuadro 12.5 corresponden a mediciones de presión obtenidas de datos de altura de radar secundario, y no de mediciones del sensor barométrico. Los radares rusos comparados se encontraban en un estado de reparación óptimo. La altura GPS indica la calidad de los valores de presión obtenidos en la comparación de radiosondas de Mauricio, efectuada mediante radiosondas capaces de medir alturas a partir de señales GPS. Resulta evidente la mejora de las observaciones de presión que se obtiene mediante GPS, en comparación con los sistemas de radar secundarios.

Las consecuencias de los errores de presión que se indican en el cuadro 12.5 en las temperaturas comunicadas pueden juzgarse teniendo en cuenta que un error de presión de 1 hPa produce, en promedio, un error de temperatura de –0,1 K a 900 hPa, de –0,3 K en la troposfera superior (a 200 hPa en los trópicos), de ±0,5 K a 30 hPa (variable en función de las condiciones estivales e invernales a unos 55°N) y de hasta 1 K, como mínimo, en la mayoría de los casos a 10 hPa.

12.8.3 Errores relacionados con la temperatura

12.8.3.1 Calibración

En el cuadro 12.6 se resume el rendimiento relativo de los sensores de temperatura durante la noche, en las mediciones efectuadas en la Comparación internacional de radiosondas de la OMM y sus pruebas asociadas. Los resultados representan el rendimiento típico promediado de, al menos, 15 vuelos de prueba. Se utilizaron como referencia arbitraria las mediciones efectuadas con el tipo de radiosonda NASA-ATM de tres termistores de varilla calibrados por VIZ Inc. La incertidumbre absoluta de esta referencia es probablemente de unos 0,2 K. Cuando se atribuye a un tipo de sensor un rango de errores sistemáticos, ese intervalo de valores representa la dispersión de la diferencia sistemática observada en cierto número de pruebas.

Los errores de calibración de un sensor de temperatura durante un ascenso pueden deberse a errores de calibración en fábrica. También puede haber pequeñas variaciones en el sensor o en sus contactos eléctricos, e inestabilidades en el sistema de transductor de la radiosonda y en las referencias durante el almacenamiento, o durante el ascenso. Por lo general, la deriva del sensor o del transductor durante el almacenamiento puede corregirse parcialmente a lo largo del tratamiento de los datos mediante ajustes basados en verificaciones en tierra antes del vuelo. Se espera que las diferencias de valores en el cuadro 12.6 entre los sensores aluminizados (es decir, Vaisala RS80 sin corrección de la programación, Vaisala RS92, Meisei RS2-91 y Sippican MKII) y la referencia se deban meramente a errores de calibración o a pequeñas inestabilidades en las conexiones eléctricas con los sensores.

En el cuadro 12.6 figuran solamente los errores de la sonda para presiones de 30 hPa y 10 hPa, puesto que en los sensores de temperatura más modernos los errores de la sonda presentan pocas variaciones entre la superficie y el nivel de 30 hPa.

12.8.3.2 Inercia térmica

La mayoría de los sensores de temperatura de radiosonda utilizados actualmente (excepto los resistores de alambre, los termopares y los termistores o termocondensadores variables de tamaño muy reducido) tienen constantes de tiempo de respuesta lo suficientemente grandes para que sea necesario efectuar correcciones cuando se requiere una exactitud óptima. Para una velocidad de ascenso V y un gradiente de temperatura uniforme dT/dz, los errores de inercia térmica, ϵ_τ, para un sensor con una constante de tiempo de respuesta τ, vendrán dados por la expresión:

$$\epsilon_\tau = -\tau \cdot V \cdot dT/dz \qquad (12.8)$$

En la baja troposfera, $V \cdot dT/dz$ suele ser del orden de –0,03 K s^{-1}, por lo que una constante de tiempo de respuesta de 3 segundos dará lugar a errores de inercia del orden de 0,1 K. En la troposfera superior, $V \cdot dT/dz$ suele ser aproximadamente –0,05 K s^{-1}, por lo que una constante de tiempo de respuesta de 5 segundos dará lugar a errores de inercia del orden de 0,25 K. A presiones mucho más bajas, cercanas a 10 hPa, el valor $V \cdot dT/dz$ en una capa de 1 kilómetro de espesor puede ser de 0,015 K s^{-1} aproximadamente, por lo que una constante de tiempo de respuesta de 18 segundos para el sensor de temperatura dará lugar a unos errores de inercia en la temperatura media de la capa del orden de –0,3 K. Cuando hay fuertes inversiones de temperatura, los gradientes de temperatura pueden ser superiores a 4 K por 100 m. Así pues, para períodos breves durante un ascenso, los errores de temperatura pueden ser mucho mayores que los valores anteriormente indicados para capas de 1 km de espesor.

Las constantes de tiempo de respuesta utilizadas en los ejemplos anteriores son características de los

sensores de radiosondas de uso muy extendido. Los sensores bimetálicos y los termistores utilizados por la Federación de Rusia en la Comparación internacional de radiosondas de la OMM tienen constantes de tiempo de respuesta que pueden duplicar al menos las constantes de aquellos.

12.8.3.3 Intercambio térmico radiativo en el infrarrojo

Numerosas pinturas blancas utilizadas en los sensores de radiosonda tienen una emisividad relativamente alta en el infrarrojo (superior a 0,8). Por ello, el intercambio térmico con el fondo infrarrojo puede producir errores apreciables en las mediciones de temperatura. El flujo ascendente en el infrarrojo que incide sobre el sensor se compone de las emisiones procedentes de la superficie y de las capas atmosféricas situadas por debajo de la radiosonda. El flujo descendente en el infrarrojo suele ser mucho menor, y se compone de las emisiones atmosféricas provenientes de las capas situadas por encima de la radiosonda. Los flujos en el infrarrojo cambian a medida que asciende la radiosonda. Para una estructura de temperatura vertical dada, los flujos en el infrarrojo varían también notablemente de un vuelo a otro, según la presencia de nubes en las proximidades del ascenso.

Cuando la radiación infrarroja emitida por el sensor se equilibra con la absorción de los flujos en el infrarrojo procedentes del entorno atmosférico, el sensor se encuentra en equilibrio radiativo, y proporcionará una lectura correcta. Cuando hay poca nubosidad, las temperaturas de equilibrio disminuyen al ascender la radiosonda. En la estratosfera, las temperaturas de equilibrio radiativo suelen ser de unos –60 °C con poca nubosidad en capas altas y medias, aunque los valores precisos variarán con la temperatura de la superficie, con el estado de esta y con la humedad en la troposfera. Por consiguiente, cuando las temperaturas en la estratosfera se aproximan a –60 °C, los errores en el infrarrojo son generalmente pequeños.

Los errores en el infrarrojo afectan a las observaciones diurnas y nocturnas, aunque los ejemplos aquí considerados se limitan a las mediciones nocturnas para facilitar la identificación de los errores. Los errores sistemáticos de los termistores pintados de blanco dependerán, en términos de promedio climatológico, de la temperatura media del aire y, por tanto, variarán con la latitud y con la nubosidad media en las redes nacionales más extensas. Los efectos de los errores de intercambio térmico en el infrarrojo durante la noche pueden verse en las mediciones de los termistores VIZ y MODEM y de los termistores rusos del cuadro 12.6. A presiones altas, esos sensores dan temperaturas próximas a la de referencia, pero a presiones bajas las temperaturas comunicadas son mucho más bajas. Para presiones inferiores a 30 hPa en las pruebas consideradas, la temperatura de equilibrio radiativo durante la noche fue generalmente muy inferior a las temperaturas atmosféricas reales. Por consiguiente, la radiación infrarroja emitida por el sensor de temperatura era superior a la radiación infrarroja absorbida por el sensor procedente del entorno atmosférico y del sensor enfriado a una temperatura inferior a la verdadera.

Cuando las temperaturas atmosféricas son muy bajas, la temperatura de equilibrio radiativo durante la noche puede ser más alta que la temperatura atmosférica. El sensor de temperatura emite menos radiación de la que absorbe del entorno atmosférico, con lo que el sensor dará lecturas superiores a la verdadera. En los trópicos cabe esperar errores positivos no inferiores a 0,5 K cuando las temperaturas caen por debajo de –80 °C en capas circundantes de la tropopausa, especialmente cuando la nubosidad en altitud es escasa. En pruebas realizadas en las islas británicas se observaron errores de temperatura positivos mayores de 0,5 K a presiones inferiores a 30 hPa en vuelos en que las temperaturas del aire eran inferiores a –75 °C. Sensores similares dieron errores de alrededor de –1,7 K aproximadamente a 10 hPa para temperaturas de –40 °C a 10 hPa.

En el cuadro 12.6 se muestra que los termistores de varilla pintados de blanco y los MODEM experimentaban una mayor variación en los errores sistemáticos durante la noche, y un mayor error de la sonda que los sensores Vaisala RS92, RS80 y Sippican MKII. Ello se debió fundamentalmente a la variación en los errores de intercambio térmico en el infrarrojo de una prueba a otra, más que a unas mayores variaciones en las respectivas calibraciones en fábrica. En una prueba realizada en Reino Unido, los errores de los termistores de varilla pintados de blanco variaron en hasta 0,5 K debido a los cambios en las nubes altas, en que la estructura de la temperatura atmosférica presentaba una pequeña variación con el tiempo (OMM, 1994*b*). De un vuelo a otro, el entorno infrarrojo varía tanto con la nubosidad y con la temperatura de superficie que es muy difícil corregir los errores en un vuelo determinado sin disponer de un modelo completo de transferencia radiativa.

El intercambio térmico en el infrarrojo influye también en las mediciones efectuadas con sensores

instalados en conductos o pantallas contra la radiación cuando las superficies internas de los ductos están pintadas de negro. Las superficies negras de los ductos se enfrían o calientan por la radiación infrarroja de manera similar a los sensores pintados de blanco anteriormente descritos. La temperatura del aire que pasa a través del ducto se altera por el contacto con las superficies negras. Parte de ese aire fluye luego sobre el sensor de temperatura. El error de temperatura resultante parece ser de signo y magnitud similares a los errores de los termistores de varilla blancos (véanse, por ejemplo, los errores del sensor bimetálico para el SMG (China), en el cuadro 12.6).

12.8.3.4 Calentamiento debido a la radiación solar

Todos los sensores de temperatura de las radiosondas mostrarán errores por calentamiento en los vuelos diurnos a causa de la radiación solar incidente. En la práctica no se han conseguido blindajes contra la radiación ni revestimientos reflectantes totalmente eficaces. Por eso, hay que tener en cuenta los errores sistemáticos debidos a la radiación solar que llega al sensor directamente o después de múltiples reflexiones en el interior de la pantalla contra las radiaciones. En la mayoría de los sistemas modernos se aplican, durante el procesamiento de datos, correcciones de la programación para compensar el calentamiento. Esos sistemas de corrección se obtienen habitualmente a partir de estudios especiales sobre las diferencias de temperatura entre el día y la noche (tomando en consideración la verdadera variación diurna de la temperatura debida a las mareas atmosféricas) junto con modelos de calentamiento solar. La corrección se expresa luego en función de la elevación solar durante el ascenso. En la corrección se pueden tener también en cuenta las velocidades reales de ascenso, pues los errores por ventilación y calentamiento variarán si la velocidad del ascenso difiere de las condiciones de prueba normales. Con bajas elevaciones solares (menores de 10°) los errores por calentamiento son muy sensibles a las variaciones de la elevación solar. Por eso, si en la programación de la corrección no se actualiza la elevación solar durante el vuelo se

Cuadro 12.7. Diferencias de temperatura diurna y nocturna para tipos de sensores de radiosondas seleccionados, y estimaciones de los errores de temperatura de la sonda durante el día (dos desviaciones típicas) con elevaciones solares superiores a 20°

Sensor de temperatura	*Diferencias día-noche del sistema a 300 hPa (K)*	*Diferencias día-noche del sistema a 100 hPa (K)*	*Diferencias día-noche del sistema a 30 hPa (K)*	*Diferencias día-noche del sistema a 10 hPa (K)*	*Error diurno de la sonda a 30 hPa (K)*	*Error diurno de la sonda a 10 hPa (K)*
Termocondensador, aluminizado, Vaisala RS92	0,15	0,3	0,4	0,6	0,3	0,6
Termocondensador, aluminizado, Vaisala RS80	0,9	1,3	2,2	2,8[b]	0,6	1
Termistor de chip Sippican, aluminizado	0,5	0,7	1,1	1,3	0,3	0,6
Termistor de varilla, pintura blanca, VIZ[a]	0,4	1	1,6	2,5	0,8	1,2
Termistor de varilla pequeño, aluminizado, Meisei RS2-91	0,6[b]	1,3[b]	2,0[b]	2,5[b]	0,9	1,3
Termistor de varilla, pintura blanca, MRZ (Federación de Rusia)	1[b]	1,8[b]	3,3	5,1	1,2	1,4
Espiral bimetálico con protección contra la radiación, SMG (China)	0,8[b]	1,3[b]	3,4[b]	9,9[b]	1,4	3

[a] En las mediciones no suele corregirse la programación antes de la entrega a los usuarios (mayo de 1996).

[b] Valores utilizados en el sistema de corrección de la programación durante la Comparación internacional de radiosondas de la OMM; otros valores se han estimado por comparaciones directas con las mediciones de la radiosonda NASA-ATM de tres termistores.

producirán errores apreciables en la corrección de los vuelos durante el amanecer o durante el ocaso.

Un sistema de corrección sencillo solo funcionará eficazmente en determinadas condiciones de nubosidad y de superficie, y no proporcionará una corrección adecuada en todas las condiciones de vuelo que puedan presentarse. Por ejemplo, en numerosas ascensiones desde emplazamientos costeros, la radiosonda se adentra en el mar. Con cielo despejado, el bajo albedo en la superficie del mar reducirá la radiación solar retrodispersada en un factor de dos o tres, en comparación con las condiciones atmosféricas medias durante el vuelo. En tales circunstancias, las correcciones de la programación sobre la base de las condiciones medias serán como mínimo un 20 por ciento demasiado grandes. Por otra parte, en los ascensos sobre nubes altas de gran espesor con un albedo muy alto, la retrodispersión puede ser mayor de lo habitual, y la corrección de la programación subestimará la corrección requerida.

En el cuadro 12.7 figura un resumen de los errores diurnos-nocturnos de los tipos de radiosonda más utilizados. Estos datos constituyen o bien los valores utilizados en los sistemas de corrección de la programación, o bien los valores reales obtenidos en las pruebas de comparación de radiosondas, que incluyen comparaciones con las mediciones de la radiosonda NASA-ATM de tres termistores. Los valores reales referidos a las mediciones de la NASA tienen probablemente una incertidumbre de 0,2 K para presiones altas, y de 0,3 K para las presiones más bajas.

En los sistemas normalizados de corrección de la programación anteriormente descritos la incertidumbre que cabe esperar es del 20 por ciento. Ello se debe a la posible variación en la radiación retrodispersada causada por cambios en el albedo de las nubes y de la superficie. La incertidumbre asociada a los errores sistemáticos de temperatura corregidos para tener en cuenta el calentamiento solar será de, como mínimo, 0,2 K a 100 hPa, y de al menos 0,5 K a 10 hPa para la mayoría de los sensores antiguos del cuadro 12.7. El calentamiento solar de los sensores de termistor Vaisala RS92 y Sippican es de dos a cuatro veces inferior que el mejor de los sensores antiguos del cuadro 12.7. Esto se ha conseguido produciendo sensores más pequeños con una respuesta más rápida, conservando al mismo tiempo la reducida absorcividad de los sensores actuales en el espectro visible.

Las correcciones requeridas en los sistemas ruso y chino a valores de presión bajos son mucho mayores que en los otros sistemas. Muchos de los tipos de radiosonda utilizados antes de 1980 tenían características de error similares al sensor chino. Los mayores errores por calentamiento en las radiosondas antiguas se debían al uso de sensores y soportes con una absorción más elevada en las longitudes de onda visibles que en la mayoría de los sensores modernos. Por esa razón, estos sensores más antiguos necesitaban blindajes contra la radiación. Durante el ascenso, las radiosondas giran y rotan como un péndulo suspendido del globo, por lo que el aire calentado por contacto con los soportes del sensor, con las superficies internas de los blindajes contra la radiación o con el cuerpo de la radiosonda, fluye ocasionalmente sobre el sensor instalado en el blindaje contra la radiación. Ese calentamiento indirecto aumenta rápidamente cuando disminuye la presión en la estratosfera.

El calentamiento solar de la mayoría de los sensores varía también notablemente con la orientación del sensor respecto al Sol. Las variaciones de la orientación de un vuelo a otro, así como las variaciones en la radiación retrodispersada de un vuelo a otro, generan en todas las radiosondas errores mayores durante el día que durante la noche. Además, son muchos los fabricantes que no instalan el sensor de temperatura sobre los soportes circundantes. Ello hace que, cuando la radiosonda se desplaza durante el vuelo, en ciertas posiciones el aire fluya sobre los soportes y a continuación sobre el sensor, produciendo impulsos positivos en los valores de temperatura comunicados. Esos impulsos pueden llegar a alcanzar 1 °C a 10 hPa. Los impulsos de calentamiento son fáciles de reconocer cuando se lanzan radiosondas en los equipos utilizados en las comparaciones de la OMM, ya que las radiosondas rotan de manera muy regular durante el vuelo. En tales situaciones, un filtrado adecuado de los datos en bruto puede eliminar hasta cierto punto los impulsos positivos.

12.8.3.5 Deposición de hielo o agua sobre el sensor

Otra fuente de error de temperatura es la formación de una capa de agua o de hielo sobre el sensor de temperatura, lo que originará un enfriamiento psicrométrico (por el efecto del bulbo húmedo) del sensor de temperatura, una vez que la humedad relativa atmosférica haya descendido a menos del 100 por cien en una fase posterior del ascenso. Si el sensor tiende a captar agua o hielo, en lugar de eliminar rápidamente la precipitación, pueden deteriorarse buena parte de las mediciones de temperatura durante el ascenso. De noche, un

revestimiento de hielo hará que un sensor aluminizado se comporte como un sensor negro en el infrarrojo, lo que entraña un gran enfriamiento a bajas presiones en las condiciones que se presentan normalmente.

Además, si el agua depositada sobre el sensor se congela cuando el sensor penetra en un aire más frío, el calor latente liberado aumentará la temperatura hacia los 0 °C. Si un sensor queda recubierto de hielo y entra en una capa más caliente, la temperatura no aumentará por encima de 0 °C hasta que se funda el hielo. Por eso, los valores comunicados de las capas isotérmicas cerca de los 0 °C en condiciones de humedad, deberían tratarse con cierta cautela.

12.8.4 Errores relacionados con la humedad relativa

12.8.4.1 Calibración

Los errores en las mediciones de humedad relativa pueden deberse a cambios en la calibración durante el almacenamiento. Este problema será probablemente más acusado con los sensores de humedad

Cuadro 12.8. Diferencias sistemáticas y error de la sonda (dos desviaciones típicas) para varios sensores de humedad relativa (HR), en funcionamiento nocturno (excluidos los ascensos a través de nubes bajas), para temperaturas superiores a –20 °C, a partir de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM y sus pruebas asociadas

Sensor de humedad	*Diferencias sistemáticas (80-90 por ciento HR) (%HR)*	*Diferencias sistemáticas (40-60 por ciento HR) (%HR)*	*Diferencias sistemáticas (10-20 por ciento HR) (%HR)*	*Error de sonda (80-90 por ciento HR) (%HR)*	*Error de sonda (40-60 por ciento HR) (%HR)*	*Error de sonda (10-20 por ciento HR) (%HR)*
Condensador de película delgada, Vaisala RS80, AHumicap (condiciones secas)	–2 (supuesta)	–1 (supuesta)	2 (supuesta)	6	6	4
Condensador de película delgada, Vaisala RS80, H-Humicap (condiciones secas)	–1	0	0	6	6	4
Condensador de película delgada, Vaisala RS92, calentamiento por impulsos (todas las condiciones)	0 a –2	0	0	2 a 4	2 a 6	3
Condensador de película delgada, Meisei RS2-91 (todas las condiciones)	–9 a 2	–2 a 5	–2	6	6 a 8	6
Higristor de carbón, VIZ MKII (todas las condiciones)	4 a 10	–4 a 4	–20 a 10	10	4 a 16	6 a 20
Condensador de película delgada, MODEM (todas las condiciones)	0 a 8	0 a 7	0 a 5	4 a 8	3 a 8	4 a 6
Higristor de carbón, VIZ 1392 (condiciones secas)	4	–3	12	8	8	12
Sensor de piel de tripa de vacuno, Federación de Rusia y Reino Unido (condiciones secas)	–8	–1	9	12	18	16

relativa que con los sensores de temperatura o de presión. Hay que seguir paso a paso las instrucciones del fabricante sobre el almacenamiento de los sensores y los preparativos para utilizarlos.

Durante la fabricación, es frecuente que la calibración de los distintos sensores se realice solo en unos pocos puntos (menos de tres) prefijados de humedad relativa, y tal vez solo a una temperatura (véase, por ejemplo, Wade, 1995). En muchos casos, la dependencia de la temperatura con respecto a la calibración del sensor no es verificada individualmente, o lo es por series, pero también en este caso se supone que sigue unas curvas determinadas en un número de pruebas limitado. Las calibraciones de los sensores varían frecuentemente en varios puntos porcentuales de humedad relativa de una serie a otra, como puede verse en las mediciones en nubes de niveles bajos (Nash, Elms y Oakley, 1995). Ello puede deberse a procedimientos de calibración erróneos durante la fabricación. Por ejemplo, el rendimiento real del sensor en determinada serie puede diferir de las curvas de calibración normalizadas ajustadas a las verificaciones de humedad previamente fijadas. Por otra parte, ello podría deberse a la variación entre series en la estabilidad de los sensores durante el almacenamiento.

En el cuadro 12.8 se resumen las diferencias sistemáticas entre los sensores más utilizados que han sido probados en la Comparación internacional de radiosondas de la OMM. En Nash, Elms y Oakley (1995) se encontrarán resultados más detallados sobre las pruebas anteriores. En las pruebas realizadas antes de 2000, los datos utilizados se limitaron a vuelos en que las radiosondas no atravesaban nubes bajas. Esos sensores no se habrían llegado a humedecer o contaminar a causa de la precipitación. En pruebas más recientes, y dado que la mayoría de los sensores han exhibido una mejor estabilidad y protección frente a la contaminación en las nubes, es posible combinar los resultados obtenidos en la mayoría de las condiciones. Los resultados aquí indicados se han limitado también a vuelos nocturnos para eliminar las complicaciones debidas al calentamiento solar.

Las comparaciones del cuadro 12.8 se han limitado a temperaturas superiores a –20 °C. En este caso, las constantes de tiempo de respuesta del condensador de película delgada y del higristor de carbón son similares y suficientemente rápidas para evitar que se produzcan errores sistemáticos apreciables debidos a la lenta respuesta del sensor. La piel de tripa de vacuno puede responder razonablemente bien a las variaciones rápidas de humedad relativa a esas temperaturas. Sin embargo, la lentísima respuesta del sensor cuando hay mucha o poca humedad contribuye a las diferencias sistemáticas que se muestran en el cuadro 12.8.

El rendimiento del sensor Vaisala RS80 A-Humicap se utilizó como referencia arbitraria para vincular las pruebas anteriores del cuadro 12.8, y en pruebas más recientes efectuadas en Brasil y Mauricio se ha utilizado también el higrómetro "Snow White" de Meteolabor, de espejo enfriado, como patrón de trabajo. Los errores del modelo RS80-A se dedujeron de las pruebas de laboratorio efectuadas con un número limitado de sensores y una calidad de medición operativa en nubes bajas. Sería erróneo pensar que el rendimiento medio atribuido a la referencia arbitraria se aproxima en más de un ±3 por ciento de humedad relativa a los errores absolutos reales de las mediciones con radiosonda.

El higristor de carbón VIZ MKII es un sensor más pequeño que el utilizado en la radiosonda VIZ 1392. Ambos utilizan algoritmos diferentes para describir la calibración, proporcionados por el fabricante.

Los resultados del cuadro 12.8 indican que para varios sensores de uso generalizado hay que revisar las curvas de calibración típicas utilizadas desde hace muchos años, en particular con mucha y poca humedad (véase también Garand y otros, 1992). Se podrían revisar numerosos algoritmos utilizados para describir el rendimiento del sensor (véase, por ejemplo, Wade, 1994), puesto que el procesamiento automático de datos permite utilizar algoritmos más complejos para representar la calibración del sensor. En el caso de Sippican, se está desarrollando un sensor capacitivo en sustitución del higristor de carbón, que fue evaluado en la Comparación de radiosondas de la OMM que tuvo lugar en Mauricio.

Con respecto al condensador de película delgada Meisei, fue rediseñado tras la Comparación de radiosondas de la OMM que tuvo lugar en Japón con objeto de eliminar un error sistemático bajo en niveles de humedad altos, y el nuevo sensor fue puesto en funcionamiento en 1999.

En Mauricio, la tapa protectora de aluminio podría haber sido la causa del bajo error sistemático, debido a su elevada conductividad térmica y a la obstrucción de la ventilación en torno al sensor. En abril de 2006, la tapa de aluminio fue sustituida por una de plástico, de baja conductividad térmica, a fin de evitar la conducción de calor hacia el interior, y se incrementó el diámetro interior de la tapa para permitir una mejor ventilación del sensor.

La exactitud de la calibración con humedad alta es esencial para los usuarios que desean introducir información sobre las radiosondas en modelos de predicción numérica del tiempo. La exactitud de la calibración con humedad relativa baja es de la mayor importancia para la investigación climatológica y científica.

Con el fin de obtener mediciones operativas de buena calidad, los operadores deberán comprobar minuciosamente el rendimiento de los sensores de humedad relativa en régimen operativo mientras se prepara el lanzamiento. Cuando hay sensores de condensador de película delgada, es importante eliminar la contaminación química antes de su uso, a menos que se pueda asumir que los sensores han permanecido exentos de contaminación durante su almacenamiento desde su entrega por el fabricante. Los operadores deberían mantener también registros de la humedad relativa comunicada cuando las radiosondas atraviesan capas de nubes a niveles bajos. Esta información tiene que ser enviada a los proveedores de manera que puedan tomarse medidas correctoras si la calibración del sensor es claramente deficiente con valores de humedad altos.

Frecuentemente, los errores de humedad en la sonda no son constantes a lo largo de todo el rango de humedad relativa. La calibración del sensor Vaisala utilizada durante el vuelo se ajusta mediante una comprobación en tierra con valores de humedad muy bajos inmediatamente antes del lanzamiento. Por consiguiente, las mediciones del sensor Vaisala son las más reproducibles de un vuelo a otro con baja humedad relativa. Por otra parte, los procedimientos de calibración utilizados con higristores de carbón proporcionan un grado de exactitud óptimo en las proximidades del 30 por ciento de humedad relativa. A menudo, los errores de la sonda de los higristores de carbón VIZ son mayores con una humedad relativa muy baja que con valores de humedad medios y altos. Los errores de la sonda de los sensores de piel de tripa de vacuno son mayores que los de los otros sensores, debido en parte a las lentas velocidades de respuesta y a los errores de histéresis que se examinan en la sección siguiente.

12.8.4.2 Respuesta lenta e histéresis del sensor

Como puede verse en el cuadro 12.4, la velocidad de respuesta de casi todos los materiales de detección de humedad es inferior a la óptima a bajas temperaturas en la troposfera superior. A temperaturas más altas, en la troposfera, las velocidades de respuesta de algunos sensores, como los de piel de tripa de vacuno y los de cloruro de litio, son también demasiado lentas para evitar la aparición de errores sistemáticos en capas secas o húmedas. Sin embargo, una constante de tiempo de respuesta lenta podría introducir solamente un error sistemático inicial apreciable en mediciones con condensadores de película delgada e higristores de carbón a temperaturas inferiores a unos –20 °C. La respuesta del higristor de carbón es muy lenta a temperaturas inferiores a –40 °C.

Los condensadores de película delgada pueden coadyuvar a mantener útil la capacidad de medición a temperaturas inferiores a –70 °C, incluso cuando la fiabilidad de la calibración se deteriora hasta cierto punto a temperaturas más bajas. Por ejemplo, para una humedad relativa comprendida entre el 30 y el 70 por ciento, los sensores de condensador de película delgada Vaisala RS92, a –60 °C, dan unos valores de humedad relativa un 14 por ciento más altos que los del tipo A de Vaisala, como se evidenció en la Comparación de radiosondas de la OMM en Brasil. Esos mismos sensores coinciden con un pequeño margen porcentual a temperaturas más altas (véase el cuadro 12.8). La desviación típica de las diferencias entre las mediciones con los dos tipos de sensores a –60 °C para ese rango de humedad relativa fue de aproximadamente un 4 por ciento. Miloshevich y otros (2001) y Leiterer y otros (2005) han propuesto correcciones del error de calibración del modelo A-Humicap.

Como la humedad relativa puede alcanzar valores muy altos y disminuir luego a valores bajos varias veces durante un ascenso, la histéresis del sensor es también más problemática con sensores de humedad que con sensores de presión o de temperatura. En muchos sensores, los errores de histéresis se limitan a un pequeño porcentaje en humedad relativa, pero los errores pueden ser mayores en sensores como los de piel de tripa de vacuno. Los errores de histéresis se atenúan solo parcialmente mediante una estabilización completa del sensor durante la fabricación.

12.8.4.3 Diferencias entre la temperatura del sensor y la temperatura atmosférica verdadera

El punto de rocío comunicado en los mensajes de radiosonda TEMP se determina a partir de la presión de vapor de agua en un momento dado del vuelo. Esa presión de vapor se obtiene generalmente multiplicando la presión de vapor de saturación

calculada a partir de la temperatura de la radiosonda por el valor de la humedad relativa medido por la radiosonda. Si la temperatura del sensor de humedad relativa no corresponde a la temperatura comunicada por la radiosonda, el punto de rocío indicado será erróneo. Ello sucede tanto de día como de noche si la inercia térmica del sensor de humedad relativa es notablemente superior a la del sensor de temperatura. Si la temperatura del sensor es inferior en 0,5 K a la temperatura atmosférica verdadera a una temperatura próxima a 20 °C, la humedad relativa comunicada por el sensor será un 97 por ciento de la humedad relativa verdadera, aproximadamente, lo que dará un error del –1,5 por ciento para una humedad relativa del 50 por ciento. A medida que disminuye la temperatura hasta –10 °C, y luego hasta –30 °C, la misma inercia térmica del sensor hace que la humedad relativa comunicada descienda hasta el 96 por ciento, y luego hasta el 95 por ciento del valor verdadero.

Durante los vuelos diurnos, el calentamiento directo por radiación solar puede producir también un notable calentamiento del sensor de humedad relativa. Además, el sensor puede resultar calentado indirectamente por el aire que ha fluido previamente sobre las cubiertas protectoras de contacto o las paredes del ducto calentadas directamente por la radiación solar. Brousaides y Morrissey (1974) cuantificaron los errores que podían aparecer con las radiosondas VIZ. Cole y Miller (1995) estudiaron los errores que podían ocurrir cuando se lanzaron radiosondas Vaisala RS80 desde abrigos deficientemente ventilados en las regiones tropicales.

Las diferencias diurnas entre las medidas obtenidas con el higristor de carbón y con el condensador de película delgada en las primeras fases de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM se aproximaban mucho a los valores obtenidos de noche. Así, aunque ambos tipos de sensor deben arrojar algún error negativo causado por el calentamiento solar directo o indirecto del sensor de humedad relativa, los errores eran de magnitud similar en los dos tipos de sensores.

Una comparación reciente utilizando observaciones de teledetección desde un mismo emplazamiento (radiómetros de microondas o vapor de agua con GPS) ha confirmado que hay una diferencia entre el día y la noche en las mediciones de humedad relativa de las radiosondas modernas; véase, por ejemplo, Turner y otros (2003) y OMM (2005*b*). Esa diferencia puede deducirse también a partir de recientes comparaciones con el higrómetro Snow White, ya que sus mediciones son relativamente coherentes del régimen diurno al nocturno a temperaturas superiores a –50 °C. En los trópicos, las diferencias del día a la noche en las mediciones de humedad relativa, realizadas con sensores de los tipos Vaisala RS80-A y RS90 en condiciones de humedad altas poco después del lanzamiento, eran de un 5 por ciento aproximadamente de la humedad relativa (Comparación de radiosondas de la OMM, Brasil, 2002). En la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, efectuada en Mauricio (2005*a*), los recubrimientos de las superficies en torno al sensor Vaisala RS92 se modificaron para reducir el calentamiento solar y el error asociado a este último fue solo del 2 al 3 por ciento cerca de la superficie, y en torno al 5 por ciento a 6 kilómetros. A 11 kilómetros y a una temperatura de –40 °C, la diferencia del día a la noche en el caso del sensor Vaisala con respecto al Snow White había aumentado alrededor de un 9 por ciento.

12.8.4.4 Humectación o engelamiento en las nubes

Cuando se compararon los rendimientos de los sensores de humedad relativa antiguos después de atravesar nubes bajas o niebla (en cuyo caso los sensores de la temperatura externa se humedecen manifiestamente), las diferencias sistemáticas entre las mediciones de cada sensor no se aproximaron a las del cuadro 12.8. En particular, las diferencias sistemáticas entre las mediciones realizadas con el condensador de película delgada Vaisala y las del higristor de carbón VIZ con una humedad relativa del 0 al 70 por ciento incrementan al menos en un 10 por ciento la humedad relativa por término medio (véase Nash, Elms y Oakley, 1995). Ambos tipos de sensor presentaban posibles errores adicionales en condiciones de humedad, aunque los mecanismos que los causaban eran bastante diferentes para cada tipo.

Los condensadores de película delgada Vaisala, junto con las cubiertas protectoras del sensor, suelen experimentar una cierta contaminación en nubes bajas. Al salir de una nube en condiciones de fuerte engelamiento, los sensores pueden indicar una humedad relativa hasta un 30 por ciento más elevada. Los errores positivos debidos a la contaminación del sensor se sitúan generalmente en el rango del 1 al 20 por ciento de la humedad relativa. En algunos casos, la contaminación puede durar solo unos pocos minutos, pero en otros puede seguir afectando a las mediciones en la estratosfera superior. El calentamiento de los sensores durante el ascenso elimina la contaminación más rápidamente en el sensor Vaisala RS92, aunque las

versiones de RS92 que se calientan solo hasta –40 °C se contaminan en nubes superiores, y las versiones que se calientan hasta –60 °C no experimentan tanta contaminación. A temperaturas inferiores a –70 °C, la presión de vapor de saturación es muy baja, y hay que efectuar comprobaciones adicionales por si fuera necesario descontaminar los sensores a temperaturas tan bajas para obtener unos resultados fiables.

Las calibraciones con el higristor de carbón VIZ no son muy estables cuando los sensores están expuestos a una humedad relativa elevada durante largos períodos de tiempo en laboratorio. Si los sensores se humedecen durante el ascenso o están expuestos a condiciones de mucha humedad, la calibración suele variar al salir de la nube. Por efecto de esa variación, la humedad relativa indicada durante el resto del vuelo desciende entre un 1 y un 15 por ciento, en promedio, en comparación con los valores de humedad relativa indicados en condiciones secas.

De ahí que las mediciones de humedad relativa en la troposfera superior después de haber atravesado capas nubosas en la troposfera inferior deban ser tratadas con más cautela que las realizadas en condiciones secas.

12.8.5 Errores relacionados con la programación

Son muchos los errores u omisiones de la programación que pueden aparecer en un sistema terrestre de radiosonda. Se deberán efectuar pruebas exhaustivas antes de poner en marcha la programación nueva o modificada[4].

Los operadores de las estaciones de radiosonda deberían mantenerse atentos a toda indicación de resultados erróneos. Algunos errores pueden producirse solo en determinadas circunstancias meteorológicas. En consecuencia, tal vez sería necesario reunir pruebas sobre numerosos ascensos para que la naturaleza de los errores o de las omisiones resulte evidente. Si se quiere que la detección de averías sea eficaz es esencial que el operador disponga de una visualización de datos interactiva e integral, y de unos archivos completos de la información recibida de la radiosonda.

[4] Véase la Recomendación 4 (CIMO-XII), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su duodécima reunión (1998).

12.9 COMPARACIÓN, CALIBRACIÓN Y MANTENIMIENTO

12.9.1 Comparaciones

La calidad general de las mediciones operativas de la altura geopotencial realizadas con radiosondas (y, por lo tanto, las mediciones de temperatura promediadas a través de capas de gran espesor) se monitoriza en determinados centros de predicción comparando las alturas geopotenciales a presiones normalizadas con predicciones a corto plazo (a 6 horas vista) procedentes de modelos globales de predicción numérica del tiempo para la misma ubicación. Las estadísticas se resumen en promedios mensuales que se utilizan tanto para identificar cuándo la calidad de las mediciones es inferior a la normal como los importantes cambios sistemáticos que se producen en el rendimiento de la radiosonda. El Centro europeo de predicción meteorológica a medio plazo, situado en Reading (Reino Unido de Gran Bretaña e Irlanda del Norte), es el principal centro designado actualmente por la Comisión de Sistemas Básicos para esa labor, aunque otros centros nacionales de predicción pueden producir igualmente estadísticas similares.

Los errores aleatorios en las mediciones de altura geopotencial (y, por consiguiente, de temperatura) pueden identificarse también en distintas estaciones mediante análisis de las variaciones de las series cronológicas de mediciones de altura geopotencial, a 100 hPa o presiones inferiores, en que la variabilidad atmosférica es generalmente pequeña de un día al siguiente. La compatibilidad entre los resultados obtenidos mediante este método y los obtenidos mediante comparaciones con campos de predicción a corto plazo figura en OMM (1989*b*).

El rendimiento de las radiosondas o de sus sensores puede investigarse en laboratorio con cámaras de pruebas debidamente equipadas, en las que pueda controlarse la temperatura y la presión para simular las condiciones de vuelo.

La mejor manera de realizar investigaciones detalladas sobre el rendimiento de los sensores de temperatura, presión y humedad relativa en vuelo es utilizar pruebas de comparaciones de radiosondas en que se lancen juntos en el mismo globo varios tipos de radiosonda. En el anexo 12.C se ofrecen directrices para organizar las intercomparaciones de radiosondas y para el establecimiento de emplazamientos de prueba. Al probar el desarrollo de una nueva radiosonda es aconsejable disponer como mínimo de otros dos tipos que permitan comparar

el nuevo diseño. Las características de error de las otras radiosondas deberían haberse establecido en pruebas anteriores. Un emplazamiento ideal para las pruebas de comparación proporcionaría un método independiente para medir las alturas de las radiosondas durante el vuelo. Esto puede conseguirse mediante mediciones efectuadas con un radar de gran precisión (o un receptor y procesador GPS capaz de efectuar mediciones de altura exactas cuando vuela con las radiosondas). Una medición segura de la altura permite obtener estimaciones fiables del error sistemático en las mediciones del sensor barométrico. Esta circunstancia constituye una ventaja, puesto que los errores sistemáticos de muchos sensores de presión ampliamente utilizados dependen en alguna medida de las condiciones durante el ascenso, y de la antigüedad de los sensores.

12.9.1.1 Evaluación de la calidad utilizando predicciones a corto plazo

En los mejores modelos globales de predicción numérica del tiempo, el error aleatorio en las predicciones a corto plazo (a 6 horas vista) de las alturas geopotenciales de 100 hPa se sitúa entre 10 y 20 m en la mayoría de las regiones del mundo. Esos errores corresponden a un error de temperatura, en la capa media desde la superficie hasta los 100 hectopascales, comprendido entre 0,15 y 0,3 K. Así, la comparación con los campos de predicción proporciona una buena sensibilidad para la detección de los errores de la sonda en temperatura, si esos errores son mayores que unos 0,3 K. Como referencia, se utilizan en esta comparación campos de predicción en lugar de campos de análisis. Los campos de predicción ofrecen una referencia en la que influyen menos los errores sistemáticos en las alturas geopotenciales de las mediciones por radiosonda locales que los campos de análisis meteorológicos. Sin embargo, los campos de predicción a 6 horas tendrán pequeños errores sistemáticos y no deberían considerarse como referencia absoluta. La incertidumbre en el error sistemático del campo de predicción es como mínimo de 10 m a 100 hPa. Las diferencias sistemáticas de las predicciones a partir de las mediciones de determinada estación de radiosonda varían según los centros de predicción al menos en esta magnitud. Además, los errores sistemáticos en los campos de predicción pueden variar también con el tiempo en magnitudes similares, cuando se mejoran los modelos de predicción y las técnicas de asimilación de datos. Ahora bien, las comparaciones con los campos de predicción en los centros principales de control de las operaciones ofrecen indicaciones claras de las estaciones de radiosonda y de los tipos de radiosonda en cuyos informes hay grandes errores sistemáticos. En OMM (2003*b*) figura el examen más reciente de los errores de radiosonda en la red global para altitudes de hasta 30 hPa.

12.9.1.2 Evaluación de la calidad utilizando series cronológicas atmosféricas

Los errores aleatorios en las mediciones de radiosonda pueden estimarse a partir de series cronológicas de mediciones de altura geopotencial muy poco espaciadas, en niveles de presión en que dichas altitudes solo cambian lentamente con el tiempo. Los niveles de presión adecuados son 100, 50 o 30 hPa. Para las observaciones de radiosonda efectuadas a intervalos de 12 horas, esto se consigue calculando la diferencia entre la observación a +12 h e interpolando linealmente en el tiempo entre las observaciones a 0 y +24 h. Se calculan a continuación más diferencias incrementando el tiempo en pasos de 24 horas a lo largo de las series cronológicas. Después es posible estimar los errores aleatorios en las mediciones de radiosonda a partir de la desviación típica de las diferencias. Durante gran parte del año, este procedimiento es similar en sensibilidad a la comparación realizada con los campos de predicción. Una excepción a este respecto puede estar determinada por las condiciones invernales en latitudes medias y altas, en que las alturas geopotenciales a 100 hPa varían a veces muy rápidamente en un breve período.

Los valores medios de las diferencias de las series cronológicas pueden proporcionar información sobre las diferencias entre el día y la noche en las mediciones de temperatura con radiosonda. En la interpretación de las diferencias entre el día y la noche hay que tener en cuenta la variación diaria real en la altura geopotencial causada por las mareas diurnas y semidiurnas. Las diferencias reales entre el día y la noche en latitudes medias para alturas geopotenciales de 100 hPa pueden llegar a 30 m entre las observaciones efectuadas a las 1800 y a las 0600 hora local (Nash, 1984), en tanto que las diferencias del día a la noche entre observaciones realizadas a las 1200 y a las 0000 hora local se encuentran generalmente en el rango de 0 ± 10 m.

En las distintas estaciones de radiosonda conviene llevar registros de la variación existente en las series cronológicas de mediciones de la altura geopotencial a 100 hPa y en los incrementos de la altura geopotencial (100 a 30 hPa). De esa manera, los operadores pueden verificar si hay grandes anomalías en las mediciones durante el ascenso.

12.9.1.3 Pruebas de comparación de radiosondas

Las pruebas de comparación de radiosondas permiten comparar independientemente, en función del tiempo, el rendimiento de los sensores de presión, temperatura y humedad relativa en las radiosondas.

Las pruebas de laboratorio deberían realizarse en instalaciones similares a las requeridas para la calibración detallada de las radiosondas por el fabricante. Estas pruebas pueden utilizarse para comprobar si la calibración de la radiosonda es adecuada; por ejemplo, el grado en que la calibración depende de la temperatura del sensor. Sin embargo, en laboratorio es difícil simular condiciones atmosféricas reales para los errores de radiación y de humectación o engelamiento de los sensores. Como mejor se examinan los errores procedentes de esas fuentes es efectuando comparaciones durante los ascensos reales.

Para comparar mediciones durante ascensos reales hay que sincronizar con la mayor exactitud posible los momentos en que se llevan a cabo los muestreos en los diferentes sistemas; lo ideal es que el margen de error de la sincronización sea inferior a ±1 s. En los últimos años se ha desarrollado un conjunto de programas informáticos para apoyar las pruebas de las comparaciones de radiosondas de la OMM (OMM, 1996*b*). Esos programas permiten almacenar todas las muestras de radiosonda en una base de datos de comparaciones, para que los científicos de los proyectos las cotejen inmediatamente después de un vuelo de prueba. Es importante examinar con toda rapidez las muestras comparativas durante una prueba. En esos casos, se puede identificar rápidamente cualquier problema de muestreo originado por los procedimientos de prueba (por ejemplo, interferencia entre radiosondas) o alguna avería en las radiosondas, iniciando las investigaciones adicionales apropiadas. La programación permite además producir, en una forma adecuada para su publicación, las estadísticas finales de las comparaciones de radiosondas.

En las pruebas iniciales de los nuevos diseños de radiosonda tal vez no merezca la pena efectuar muchos vuelos de comparación, pues las principales averías pueden ser detectadas con un reducido número de ellos. Sin embargo, estará justificada una investigación en mayor escala cuando los sistemas se encuentren en avanzada fase de desarrollo. A medida que existen posibilidades de reproducir las mediciones de la mayoría de las radiosondas modernas, se pueden obtener mediciones útiles de errores sistemáticos de temperatura y presión efectuando entre 10 y 15 vuelos en una condición dada (por ejemplo, un momento del día). No se debe suponer que los vuelos diurnos en todas las elevaciones solares tendrán el mismo error, por lo que sería preferible organizar las pruebas para obtener como mínimo entre 10 y 15 vuelos comparativos con una elevación solar análoga. Como mejor se vinculan las mediciones del rendimiento del sensor de temperatura con otros resultados de pruebas es efectuando comparaciones nocturnas. El vínculo debería basarse en mediciones de radiosonda con sensores de alambre o aluminizados y no con sensores en que se produzcan importantes errores en el intercambio térmico en el infrarrojo. Si se pudiera mantener una serie continua de vuelos comparativos (alternando día y noche), será posible utilizar la técnica de las series cronológicas atmosféricas para estimar la magnitud de las diferencias entre el día y la noche en las mediciones de temperatura.

Como ya se ha señalado, las series más amplias de pruebas comparativas realizadas en los últimos años fueron las de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM. Los primeros resultados que se obtuvieron han sido publicados en OMM (1987; 1991; 1996*a*; 2003*c*; 2005*a*). Los resultados de esas pruebas constituyeron la base de la información que figura en los cuadros 12.5 a 12.8.

La primera Comparación internacional de radiosondas tuvo lugar en Payerne (Suiza) en 1950. Las diferencias sistemáticas medias entre las presiones y las temperaturas de las radiosondas fueron de 4 hPa y 0,7 K, con errores aleatorios (dos desviaciones típicas) de 14 hPa y 2 K. Esos valores deberían compararse con los resultados de los sistemas modernos que aparecen en los cuadros 12.5 a 12.7. Los resultados de una segunda comparación realizada en el mismo lugar en 1956 mostraron que era necesario mejorar la exactitud aplicando correcciones de radiación a las lecturas de la temperatura. Los errores de presión y temperatura al nivel de 50 hPa eran muy grandes en la mayoría de las radiosondas, y aumentaban rápidamente a niveles más altos, especialmente durante el día. En 1973 tuvo lugar en Trappes (Francia) una comparación regional en la que se identificaron importantes errores de calibración en algunas radiosondas, mediante un sensor de temperatura bimetálico con un considerable error de radiación del orden de 10 K.

12.9.2 Calibración

Será preciso conocer los métodos de calibración utilizados por los fabricantes antes de adquirir radiosondas en grandes cantidades. También habrá que comprobar si son adecuados los procedimientos de control de la calidad para tener la seguridad de que la exactitud de las mediciones se mantendrá durante la producción en serie. Los compradores deberían tener presente que tal vez haya que tolerar ciertos niveles especificados de error y fallo del producto para que el costo de la radiosonda siga siendo aceptable. Sin embargo, la tasa de error de las radiosondas en vuelo no debería superar el 1 o 2 por ciento cuando se trate de fabricantes fiables.

A menos que los sensores de radiosonda puedan producirse en grandes series para ofrecer las posibilidades de reproducibilidad y exactitud requeridas por los usuarios, será necesario calibrar los instrumentos y los sensores individualmente. Incluso cuando los sensores pueden ser producidos en grandes series para responder a un conjunto convenido de comprobaciones del rendimiento normalizadas, es necesario verificar con mayor detalle diversas muestras representativas elegidas al azar. En el proceso de calibración deberían simularse, en la mayor medida posible, las condiciones de presión y temperatura de vuelo. Habría que realizar las calibraciones normalmente en condiciones de presión y temperatura decrecientes. Probablemente deberá comprobarse la humedad relativa en otra instalación. Los sensores de referencia utilizados durante la calibración deberían ajustarse a normas nacionales y ser verificados a intervalos adecuados en laboratorios normalizados. Las referencias deberían poder funcionar en todo el rango de valores de temperatura requerido para las mediciones de radiosonda.

El diseño del aparato calibrador necesario varía mucho según se trate de calibrar la radiosonda en su conjunto o de probar sus instrumentos meteorológicos con independencia del transmisor de la radiosonda, en cuyo caso podrá utilizarse un aparato mucho más pequeño. Las instalaciones de calibración deberían ser adecuadas para abarcar el rango de valores de presión y temperatura que probablemente se darán en los sondeos reales. Tendría que ser posible mantener estable la cámara de calibración para cualquier valor deseado mejor que ±0,2 hPa min^{-1} para la presión, ±0,25 K min^{-1} para la temperatura, y 1 por ciento de humedad relativa por minuto. Las condiciones en la cámara de calibración deberían medirse con errores sistemáticos inferiores a ±0,2 hPa para la presión, ±0,1 K para la temperatura, y ±1 por ciento para la humedad relativa. Habría que disponer los termómetros de referencia en la cámara de calibración de modo que sea posible identificar el rango de temperaturas en el espacio ocupado por los sensores que se calibren, y que no debería exceder de 0,5 K. Se deberían efectuar suficientes mediciones para tener la seguridad de que las curvas de calibración representan el rendimiento de los sensores con la exactitud que necesitan los usuarios. Los sensores barométricos cuyas variaciones de temperatura no se hayan compensado totalmente se calibrarán a más de una temperatura. Ello puede ser ventajoso si la cámara de calibración de temperatura es también apropiada para evaluar las unidades de presión.

La calibración de la humedad se efectúa en un aparato aparte. Por ejemplo, una cámara en la que se hace circular aire rápidamente a través de un psicrómetro ventilado o de un higrómetro de punto de rocío, y seguidamente a través de uno de cuatro recipientes que contienen, respectivamente, agua caliente, soluciones saturadas de nitrato sódico y de cloruro de calcio, y gel de sílice. Cada uno de los recipientes se puede intercalar en el sistema de circulación por medio de una válvula múltiple, de modo que se obtengan fácilmente humedades relativas del 100, 70, 40 y 10 por ciento. La desviación típica de la variación de la humedad relativa no debería exceder del 1 por ciento en el espacio ocupado por las unidades calibradas.

Un medio alternativo para la calibración de la humedad consiste en utilizar un conducto o cámara ventilada con una mezcla de aire procedente de dos recipientes, uno de ellos permanentemente saturado con agua, y el otro mantenido seco mediante gel de sílice, controlándose manualmente la humedad relativa de la mezcla con una válvula que regula las cantidades relativas que penetran en el conducto.

Debido a la importancia de calibrar los tipos o series de radiosondas, la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación insta a los Miembros a efectuar pruebas de muestras seleccionadas de radiosondas en condiciones de laboratorio a escalas nacional y regional, con el fin de garantizar que las calibraciones facilitadas por los fabricantes sean válidas[5].

---

[5] Recomendación 9 (CIMO-XI), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión (1994).

12.9.3 Mantenimiento

Las tasas de avería en el sistema terrestre deberían ser pequeñas en los sistemas de radiosonda que utilizan elementos de electrónica moderna, siempre y cuando se proporcione la debida protección contra las descargas eléctricas cerca de las antenas. El fabricante debería poder prestar asesoramiento acerca de un conjunto adecuado de piezas de repuesto para el sistema. Si fallara un módulo del sistema terrestre, generalmente deberá ser sustituido por otro mientras el averiado es devuelto al fabricante para su reparación.

Los requisitos de mantenimiento de los sistemas de radiosonda que efectúan mediciones de la altura por radar para sustituir las mediciones de presión son muy diferentes. En este caso, se debería contar en toda la red con personal de mantenimiento local especializado (tanto mecánicos como electricistas). Esto es esencial para seguir teniendo una buena capacidad de localización de averías y para evitar la deriva a largo plazo de los errores sistemáticos en altura.

12.10 CÁLCULOS E INFORMACIÓN

No existen procedimientos normalizados prescritos para computar las observaciones de radiosonda. El principal problema consiste en seleccionar los niveles para reproducir con exactitud y eficiencia el perfil de temperatura y humedad en función del geopotencial a partir de los datos obtenidos por las radiosondas. Se encontrarán directrices al respecto en OMM (1986) y en los procedimientos de cifrado convenidos por la OMM (1995) (Clave FM 35-X Ext. TEMP).

12.10.1 Procedimientos de cálculo e información de las radiosondas

Las mediciones en altitud suelen ser utilizadas como datos de entrada para efectuar predicciones numéricas del tiempo mediante una serie de promedios por capas, cuyo espesor depende de la escala del movimiento atmosférico correspondiente a la predicción. Las capas no tienen por qué estar necesariamente centradas en presiones o altitudes estándar, sino que se centrarán habitualmente en niveles que varían cuando lo hace la presión en superficie. Así pues, la variación de la temperatura y de la humedad relativa entre los niveles estándar del informe de observación en altitud deberá ser comunicada con un grado de exactitud suficiente para garantizar que el procedimiento de información no degrade la exactitud de las medias de las capas utilizadas en las predicciones numéricas.

Antes de 1980, los operadores trataban manualmente la mayoría de las mediciones por radiosonda sirviéndose de diversos medios de cálculo auxiliares. Esos métodos se basaban en la selección de un número limitado de niveles significativos para representar la medición de la radiosonda, posiblemente unos 30 niveles para un vuelo hasta los 30 kilómetros. Las claves de la OMM reflejan las dificultades de condensar en un breve mensaje, por métodos manuales, un gran volumen de información sobre la estructura vertical. Las reglas de cifrado permitían interpolaciones lineales en altura entre niveles significativos que difieren de las mediciones originales en hasta ±1 K para la temperatura, en ±15 por ciento para la humedad relativa en la troposfera, y en hasta ±2 K para la temperatura en la estratosfera. Se esperaba que los operadores no permitieran la persistencia de grandes errores de interpolación en capas profundas en la vertical.

En los sistemas terrestres modernos de radiosonda, el uso de sistemas informáticos económicos pero potentes permite alcanzar velocidades de muestreo mucho más altas para el almacenamiento y tratamiento de los datos de las mediciones por radiosonda que con los cálculos manuales. El tratamiento manual de las mediciones de radiosonda introduce casi siempre errores innecesarios en los cálculos de las observaciones en altitud, que deberían eliminarse cuanto antes.

Sin embargo, no es sencillo automatizar el procedimiento de selección para niveles significativos de los mensajes TEMP. Los algoritmos de que se dispone para la generación automática de mensajes de observaciones en altitud presentan frecuentemente grandes defectos. Por ejemplo, cuando hay pocas variaciones pronunciadas de la humedad relativa en la vertical, los sistemas automáticos permiten muchas veces la extensión —a lo largo de varios kilómetros en la vertical— de grandes errores de interpolación de la temperatura. Además, los algoritmos dan lugar también frecuentemente a grandes errores sistemáticos entre la estructura comunicada de la humedad relativa y las mediciones originales sobre capas de hasta 500 metros de espesor. Esto resulta inaceptable para los usuarios, sobre todo en la capa límite atmosférica y cuando las radiosondas atraviesan una nube. La interpolación entre niveles significativos en las nubes deberá aproximarse a la humedad relativa máxima observada en la nube.

Por consiguiente, los operadores tienen que verificar los informes automáticos para determinar si los procedimientos de cifrado introducen errores sistemáticos importantes entre el informe de observación en altitud y las mediciones originales de la radiosonda. El operador tiene que insertar también a veces niveles adicionales para eliminar errores innecesarios. A menudo es más fácil producir mensajes TEMP con errores sistemáticos aceptables si se adopta una práctica nacional consistente en reducir los límites de ajuste de la temperatura de la OMM a la mitad de la magnitud anteriormente indicada. Además, con la mejora de las comunicaciones meteorológicas debería poder reducirse también la aproximación en los informes de observación en altitud utilizando la clave BUFR.

12.10.2 **Correcciones**

Según se desprende claramente de las secciones anteriores, la variación en el rendimiento de los sensores de radiosonda como consecuencia de la amplia diversidad de condiciones que se dan durante el ascenso de la radiosonda es demasiado grande para poder representarla mediante una simple calibración obtenida a determinada temperatura. El procesamiento de datos moderno permite utilizar algoritmos de calibración más complejos, que proporcionan mediciones de mayor exactitud que las conseguidas con sistemas manuales. Es esencial que esos algoritmos estén debidamente documentados y se debería informar a los usuarios cuando se introduzcan importantes mejoras o modificaciones en aquellos. En los registros archivados en las estaciones de radiosonda deberían figurar los números de modelo de las radiosondas utilizadas y una referencia adecuada a los algoritmos fundamentales utilizados en el procesamiento de datos.

En todas las mediciones de temperatura por radiosonda hay errores debidos a la radiación. La mayoría de las veces, no pueden compensarse totalmente porque dependen de la distribución de las nubes y del estado de la superficie, así como de la orientación de la radiosonda durante el ascenso y de la elevación solar. Buena parte de los usuarios, ajenos a los Servicios Meteorológicos, no conocen las características de error habituales de los sensores de radiosonda nacionales utilizados. Por consiguiente, se recomienda aplicar siempre durante el procesamiento de los datos una corrección de la radiación (basada en el rendimiento del sensor previsto en condiciones normales). Los detalles de esa corrección de la radiación tendrían que registrarse y conservarse en los archivos de la estación, junto con los registros adecuados de los datos originales en bruto de las observaciones por radiosonda, si así lo exige la práctica nacional.

Los errores de intercambio térmico en el infrarrojo plantean un problema particular para la corrección, pues esos errores no son independientes de la temperatura de la atmósfera. Los errores de calentamiento solar en el caso de los sensores metálicos (por ejemplo, aluminizados) y pintados de blanco son similares (véase el cuadro 12.7). Por eso, es preferible dejar de utilizar lo antes posible pintura blanca con gran emisividad en el infrarrojo como revestimiento del sensor, en vez de elaborar sistemas muy complejos de corrección de los errores de intercambio térmico en el infrarrojo.

Del mismo modo, tampoco es aconsejable tratar de corregir errores de calentamiento de la radiación solar generalmente altos por medio de la programación, en vez de eliminar las fuentes adicionales de calentamiento, posicionando correctamente el sensor con respecto a sus soportes e hilos de conexión, y al cuerpo de la radiosonda.

Dada la importancia de la manera en que se aplican las correcciones, la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación[6] insta a los Miembros a:

a) corregir los datos de observación en altitud obtenidos en las diversas estaciones de observación en altitud del Sistema Mundial de Observación, y ponerlos a disposición de los usuarios;
b) poner en conocimiento de los usuarios de datos los cambios en la metodología utilizada para corregir los informes, de manera que estos puedan ajustarse, si así se desea;
c) archivar las observaciones de altitud corregidas y no corregidas, y preparar registros de las correcciones efectuadas para las aplicaciones climatológicas; el método que se utilizará debería ser determinado a nivel nacional;
d) informar a la OMM del método de corrección aplicado.

[6] Recomendación 8 (CIMO-XI), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión (1994).

ANEXO 12.A

REQUISITOS DE INCERTIDUMBRE (ERROR TÍPICO) DE LAS MEDICIONES EN ALTITUD EN METEOROLOGÍA SINÓPTICA, INTERPRETADOS PARA LAS MEDICIONES CONVENCIONALES EN ALTITUD Y DEL VIENTO

Variable	*Rango*	*Requisito de incertidumbre*
Presión	Desde la superficie hasta 100 hPa	1 hPa a 2 hPa cerca de 100 hPa
	100 a 10 hPa	2 por ciento
Temperatura	Desde la superficie hasta 100 hPa	0,5 K
	100 a 10 hPa	1 K
Humedad relativa	Troposfera	5 por ciento (HR)
Dirección del viento	Desde la superficie hasta 100 hPa	5°, para menos de 15 m s^{-1} 2,5° a velocidades más altas
	Desde 100 hasta 10 hPa	5°
Velocidad del viento	Desde la superficie hasta 100 hPa	1 m s^{-1}
	Desde 100 hasta 10 hPa	2 m s^{-1}
Altura geopotencial de nivel significativo	Desde la superficie hasta 100 hPa	1 por ciento cerca de la superficie, disminuyendo a 0,5 por ciento a 100 hPa

ANEXO 12.B

LÍMITES DE RENDIMIENTO PARA VIENTOS EN ALTITUD Y PARA TEMPERATURA, HUMEDAD RELATIVA Y ALTURA GEOPOTENCIAL MEDIDAS POR RADIOSONDA

Cuadro 1. Resumen de los límites de rendimiento de los equipos de sondeo de viento

Para estudiar los sistemas mesoescalares en todos los niveles y ubicaciones parece apropiado un límite inferior *a*) de 0,5 m s^{-1}

Región	*Nivel de presión (hPa)*	*Altitud (km)*	*Uso local*		*Uso sinóptico*		*Uso climatológico*		*Intensidad del viento a la que el equipo de sondeo debe poder operar*		*Comentarios*
			a)	*b*)	*a*)	*b*)	*a*)	*b*)	*a*)	*b*)	
Troposfera extratropical			0,8 aumentando hasta 1,5 cerca de la tropopausa	6 aumentando hasta 10[a]	1 aumentando hasta 2 cerca de la tropopausa	4 aumentando hasta 7[b]	1 aumentando hasta 2 cerca de la tropopausa	5[c] aumentando hasta 10[c]	40[d] aumentando hasta 80[d] cerca de la tropopausa	18[d] aumentando hasta 37[d] cerca de la tropopausa	En ciertas ubicaciones, puede ser necesario operar con vientos de 50 m s^{-1} en la troposfera inferior y de 150 m s^{-1} cerca de la tropopausa
Troposfera ecuatorial			0,8 aumentando hasta 1,5[e] cerca de la tropopausa	4 aumentando hasta 7[f]	1 aumentando hasta 2 cerca de la tropopausa	3 aumentando hasta 6[g]	1 aumentando hasta 2 cerca de la tropopausa	5[h]	20 aumentando hasta 60 cerca de la tropopausa	10 aumentando hasta 40 cerca de la tropopausa	Se ignora la necesidad de sondeos en ciclones tropicales
Estratrosfera extratropical	50 30 10 5 0,7	20 24 31 36 50	0,7 0,7 1 1,2 (1,5)	3[i] 2 3 3 4	0,7 0,7 1 1,2 (1,5)	5[i] 3,6 5,5 7 13	0,7 0,7 1 1,2 (1,5)	Muy variable según la estación del año, la altitud y el lugar	75[k] 100[k] 200	No especificado	
Estratrosfera ecuatorial	50 31 11 5 0,7	20 24 31 36 50	0,7 0,7 1 1 1,5	5 5 2 10	0,7 0,7 1 1,2 1,5	5 5 10	0,7 0,7 1 1,2 1,5	5 5 10	40[l] 45[l] 100[l]	No especificado	Con fines de investigación, se necesitan perfiles de viento con resolución vertical elevada y unos errores de observación tan pequeños como sea posible

[a] El límite menos estricto *b*) es de 30 m s^{-1} (invierno, Atlántico Norte).

[b] El límite menos estricto *b*) es de 20 m s^{-1} (invierno, Atlántico Norte).

[c] Estos límites se refieren a los límites menos estrictos *b*) para la parte sistemática del error. Los valores correspondientes de la desviación vectorial típica de la parte aleatoria del error son de 10 m s^{-1} aumentando hasta 15 m s^{-1} cerca de la tropopausa. En muchas regiones donde existen cuantiosos datos de buena calidad, son adecuados unos límites *b*) más estrictos.

[d] Para el viento medio entre 0 y 40 000 pies (0 a 12 km) en invierno; en el sur de Inglaterra, el límite *a*) es de 60 m s^{-1} y el *b*) de 27 m s^{-1}; en el sur de Japón, donde se dan la mayoría de las condiciones extremas, el límite *a*) es de 80 m s^{-1} y el *b*) de 50 m s^{-1}.

[e] Es posible que haya poco o ningún aumento con la altura en áreas considerables, dando un límite *a*) de 1 m s^{-1} en la troposfera superior.

[f] El límite menos estricto *b*) es de 15 m s^{-1} (principalmente en invierno, cerca de la frontera tropical).

[g] El límite menos estricto *b*) es de 12 m s^{-1} (principalmente en invierno, cerca de la frontera tropical).

[h] Estos son los límites menos estrictos *b*) para la parte sistemática del error. Los valores correspondientes de la desviación vectorial típica de la parte aleatoria del error son de 5 m s^{-1}, aumentando hasta 10 m s^{-1} en la troposfera superior.

[i] Los límites menos estrictos *b*) en invierno son de 11 y 13 m s^{-1} a 50 y 30 hPa, respectivamente; de 20 a 25 m s^{-1} entre 10 y 5 hPa, e incluso valores superiores a 1 hPa. Estos valores se refieren a las medias de corto período (un solo mes); los valores aún más altos se refieren a las medias de largo período (por ejemplo, períodos que abarquen varios inviernos), aunque las distribuciones en esos ejemplos corresponderán probablemente a modelos múltiples.

[j] Los límites menos estrictos *b*) en invierno son de 6, 7, 10, 12 y 16 m s^{-1} a 50, 30,10, 5 y 0,7 hPa, respectivamente.

[k] Para el viento medio entre 0 y 100 000 pies (0 a 30 km) en la peor estación del año (invierno) en el sur de Inglaterra, el límite *a*) es de 45 m s^{-1} y el *b*) de 26 m s^{-1}.

[l] Estos vientos máximos en cada nivel no se producen simultáneamente a todos los niveles. Estos valores son estimaciones de cada uno de los vientos más fuertes que sucederán probablemente durante los períodos en que se combinan las oscilaciones en períodos de 26 meses y las anuales para producir el promedio de viento más intenso. Los vientos medios en las capas profundas serán considerablemente inferiores a estos valores, debido a la escasa correlación entre niveles en capas profundas.

Notas:

Límite *a*) — Límite de error a partir del cual es innecesaria cualquier mejora para el fin especificado.

Límite *b*) — Límite de error a partir del cual los datos obtenidos no servirán para el fin especificado.

(Los valores varían notablemente con la estación del año y el lugar; los errores son errores vectoriales típicos expresados en m s^{-1} si no se indica otra cosa).

A menos que se especifique otra cosa, los valores se refieren a mediciones de viento promediadas a lo largo de una capa de 300 a 400 m de espesor en la troposfera, y de 600 a 800 m de espesor en la estratosfera, centrada en el nivel comunicado.

Cuadro 2. Resumen de los límites de rendimiento para los sondeos aerológicos de temperatura

Región	*Nivel de presión (hPa)*	*Altitud (km)*	*Uso local*		*Uso sinóptico*		*Uso climatológico*		*Rango de temperaturas*	*Comentarios*
			a)	*b)*	*a)*	*b)*	*a)*	*b)*		
Troposfera extratropical			0,15	3,0[a] (2,0 entre 30º y 40º de latitud)	0,15	2,0	0,15	2,0[b]	–80 a +40	
Troposfera ecuatorial	Troposfera inferior		0,15	1,0	0,15	0,7	0,15	1,0[b]	–100 a +40	
	Troposfera superior		0,15	1,5	0,15	1,0	0,15	1,5[b]		
Estratosfera extratropical	200		0,3	4[c]	0,3	3,8	0,3	1,5[f]		
	100		0,3	3	0,3	1,4	0,3	1,5		
	50		0,3	1,5	0,3	0,7	0,3	1,5		
	10		0,3	1,5	0,3	0,7	0,3	1,5	–100 a +50	
	5		0,3	2[d]	0,3	0,9	0,3	2[c]		
	(5)	35	0,3	4[d]	0,3		0,3	4[c]		
		50	0,3	6[e]	0,3	2,0	0,3	6[d]		
Estratosfera ecuatorial	100		0,3	2[g]	0,3	1	0,3	2[h]		El ciclo de temperatura de 26 meses en la estratosfera media se considera que es una variación climatológica más que un cambio climático
	50		0,3	2	0,3	1	0,3	2		
	10		0,3	3	0,3	1,5	0,3	3	–100 a +20	
		35	0,3	3,5	0,3	1,5	0,3	3,5		
		50	0,3	4,5	0,3	2	0,3	4,5		

[a] El límite más alto *b*) es de 7 °C (sobre los continentes, en invierno).

[b] Estos valores se refieren a la parte sistemática del error.

[c] Todos los valores de esta columna están sujetos a un incremento considerable en invierno.

[d] Obsérvese que se indican dos límites *b*) para un mismo nivel para distintas series de observaciones. Ambos valores pueden ser demasiado grandes, debido a los errores instrumentales de las observaciones en que se basan.

[e] Para 50 km, este valor contrasta con el determinado para 35 km. Por otra parte, el valor indicado puede ser demasiado grande. Probablemente sea más realista un valor comprendido entre 4 y 5 ºC.

[f] Todos los valores de esta columna se refieren a desviaciones típicas de los errores aleatorios. Unos errores algo mayores en la estratosfera inferior, y bastante mayores en la estratosfera superior, podrían facilitar información de alguna utilidad en invierno. Los valores del límite *b*) referentes a la parte sistemática del error son muy variables (véase la sección 5.4.6 de OMM (1970)).

[g] Todos los valores de esta columna están basados en la variabilidad aparente de la atmósfera según las mediciones. Dicha variabilidad incluye errores instrumentales de observación, que son aleatorios de un sondeo a otro. Estas aportaciones pueden llegar a ser importantes, dada la naturaleza de los instrumentos considerados (véase la sección 5.5.3 de OMM (1970)).

[h] Todos los valores de esta columna se refieren a desviaciones típicas de los errores aleatorios. En el caso de referencia, el error sistemático de las mediciones de temperatura para usos climatológicos debería ser igual a cero.

Notas:

Límite *a*) — Error típico de la temperatura por debajo del cual es innecesario introducir mejoras para diversos fines.

Límite *b*) — Límite de error por encima del cual los datos obtenidos tendrían un valor desdeñable para diversos fines.

(La mayoría de los valores varían sustancialmente con la estación del año y el lugar; los errores son errores típicos en °C si no se indica otra cosa).

A menos que se especifique otra cosa, estos valores hacen referencia a mediciones de temperatura promediadas a lo largo de una capa de 30 a 40 m de espesor en la estratosfera, centrada en el nivel notificado.

Cuadro 3. Resumen de los límites de rendimiento de los instrumentos aerológicos para la medición de humedad

Capa	*Para uso local*				*Para uso sinóptico*				*Para uso climatológico*				*Comentarios*
	a)		*b*)		*a*)		*b*)		*a*)		*b*)		
	ºC	*HR (%)*	*ºC*	*HR (%)*	*ºC*	*HR (%)*	*ºC*	*HR (%)*	*ºC*	*HR (%)*	*ºC*	*HR (%)*	
La capa convectiva y turbulenta cercana al suelo	0,5	3	5	30	0,5	3	5	30	0,5	3	1,5[a]	10[a]	Los errores sistemáticos en un solo sondeo deberían ser inferiores a 0,15 °C (1% HR) si fuera posible, de modo que el contenido medio de agua en una columna de aire pudiera especificarse con mayor exactitud que el contenido de agua en un nivel específico
La troposfera situada por encima de la capa convectiva	0,2[b] con mucha humedad	1[b]	10	30	0,2[b]	1[b]	10	30	0,5	3	1,5[a]	10[a]	Requisitos adicionales para la medición de gradientes de humedad muy pronunciados por radiometeorología
	2,5[c] con baja humedad	10[c]	10	30	2,5[c] con baja humedad	10[c]	10	30	0,5	3	1,5[a]	10[a]	

[a] Estos valores se refieren a las partes sistemáticas del error, que son constantes de un sondeo a otro para determinados niveles.

[b] Parece más factible la determinación directa de la presencia de agua.

[c] Los errores sistemáticos en un solo sondeo no deberían exceder de 1,5 °C (5 por ciento de HR).

Notas:

Límite *a*) — Límite de error del punto de sublimación, del punto de rocío o de la humedad relativa por debajo del cual es innecesaria cualquier mejora para el fin especificado.

Límite *b*) — Límite de error del punto de sublimación, del punto de rocío o de la humedad relativa a partir del cual la observación no serviría para los fines especificados.

(Los valores correspondientes de humedad relativa son sugerencias alternativas, no conversiones estrictas).

Cuadro 4. Resumen de los requisitos de rendimiento para la determinación de la altitud de las superficies isobáricas y de los puntos notables

Región	*Nivel de presión (hPa)*	*Uso local*		*Uso sinóptico*		*Uso climatológico*		*Comentarios*
		a)	*b*)	*a*)	*b*)	*a*)	*b*)	
Latitudes medias y altas	Troposfera inferior	5	45[a]	1,5[d]	25[e]	1,5[f]		Los límites de las superficies isobáricas en la mesosfera no se han evaluado en detalle (véase la sección 7.3.5 de OMM (1970))
	300	10	80[b]	1,5	70		Grande[g]	
	100	10	45[c]	1,5	35	1,5	Normal	
	50	10	30[c]	1,5	10			
	30	10	30[c]	1,5	20	1,5	Muy grande	
	10		30[c]	1,5	40	1,5		
	5		40[c]	1,5	60	1,5		Los errores aleatorios de altura, con una desviación típica de 85 m en cada estación y a cualquier nivel, estarían asociados a un error cuadrático medio de la componente del viento de 10 m s^{-1} al nivel de las latitudes medias, suponiendo que la distancia entre estaciones fuese de 1 000 km
	1		50[c]	1,5	110	1,5		
Cinturón ecuatorial	Troposfera inferior	5	20	1,5	12[i]	1,5[f]	20[j]	
	700	5	10	1,5	12	1,5	20	
	300	10	25	1,5	12	1,5	20	
	100	10	50[h]	1,5	12	1,5	20	
	10		50[h]	1,5	12	1,5	20	
	1		50[h]	1,5	12	1,5	20	
Todas las latitudes		Altitud de los niveles significativos						
				15	600			

[a] El valor más bajo de *b*) en latitudes bajas (20°) en verano es de aproximadamente 15 m.

[b] El valor más alto de *b*) es de 240 m (invierno, Atlántico Norte). El valor más bajo de *b*) es de aproximadamente 25 m (baja latitud de 20° en verano).

[c] Estos valores son mucho mayores en invierno; del orden de 100 m a 50 hPa, aumentando hasta 500 m a 5 hPa y hasta 650 m a 1 hPa.

[d] Los valores de esta columna varían probablemente con la latitud desde unos 1,5 m en latitudes bajas hasta 3 m en latitudes altas.

[e] Los valores de esta columna son típicos para una distancia de 300 km entre estaciones en latitudes medias en la dirección normal al viento. Varían con la latitud según lo señalado en el cuadro XXVIII de OMM (1970). Los valores de la estratosfera corresponden al verano; aumentan considerablemente en invierno, por ejemplo, hasta 50 m a 50 hPa (véase la sección 7.3.5 de OMM (1970)). Los límites adecuados para la desviación típica de los errores aleatorios en estaciones únicas son los valores tabulados divididos por $\sqrt{2}$, si las desviaciones típicas en las estaciones son iguales.

[f] Los valores de esta columna hacen referencia a los errores sistemáticos o a los errores típicos de los valores medios de gran número de sondeos.

[g] Siempre que se disponga de muestras suficientemente numerosas, el límite *b*) está controlado por factores distintos de los errores instrumentales de observación que afectan a las determinaciones de la altura geopotencial (véase la sección 7.3.6 de OMM (1970)).

[h] Estos valores varían considerablemente en función de las circunstancias; a diferentes horas pueden decrecer o aumentar hasta unas tres veces su magnitud.

[i] Los errores aleatorios con desviaciones típicas de 25 m a cualquier nivel tienen alguna utilidad, pero degradan el espaciamiento efectivo de la red.

[j] Los valores de esta columna hacen referencia al error típico de los valores medios de un período corto (por ejemplo, un mes). Los valores correspondientes de la desviación típica del error instrumental, que son aleatorios de un sondeo a otro, son de $20\sqrt{nm}$, donde *n* es el número de observaciones disponibles para calcular la media.

Notas:

Límite *a*) — Límite de error a partir del cual es innecesaria cualquier mejora para el fin especificado.

Límite *b*) — Límite de error a partir del cual los datos obtenidos no servirán para el fin especificado.

(Los valores son desviaciones típicas de los errores aleatorios, a menos que se indique otra cosa; las unidades son metros geopotenciales).

ANEXO 12.C

DIRECTRICES PARA ORGANIZAR INTERCOMPARACIONES DE RADIOSONDAS Y PARA EL ESTABLECIMIENTO DE EMPLAZAMIENTOS DE PRUEBA[7]

PARTE I — DIRECTRICES PARA LA ORGANIZACIÓN DE INTERCOMPARACIONES DE RADIOSONDAS

1. Introducción

1.1 Estas directrices presuponen que los procedimientos que adopten diversas instalaciones de prueba concuerdan con los establecidos por otras organizaciones nacionales e internacionales. Presuponen también que se creará un comité organizador de participantes (Miembros) interesados en la comparación de radiosondas, y que se incluirá como mínimo a un no participante que pueda aportar directrices para realizar la intercomparación. La incorporación de un no participante independiente es importante para evitar la parcialidad durante la planificación de las intercomparaciones. Deberá considerarse también si el personal de los fabricantes de las radiosondas debería participar activamente, o si la preparación y lanzamiento de las radiosondas debería encomendarse a personal independiente que se ocupe de las operaciones.

1.2 Todas las intercomparaciones difieren entre sí hasta cierto punto; por ello, estas directrices tienen que contemplarse solo como una lista de comprobación general que abarque las tareas que han de realizarse. El comité organizador introducirá las modificaciones necesarias, como se soliciten, sin que ello afecte a la validez de los resultados y de la evaluación científica.

1.3 Los informes finales de intercomparaciones previas y los informes de las reuniones de planificación de otros comités organizadores podrían servir de ejemplo acerca de los métodos que es posible adoptar para la intercomparación. Tales informes deberían obrar en poder de la Secretaría de la OMM, que los facilitará en caso necesario.

2. Objetivos de las intercomparaciones

2.1 Los objetivos de la intercomparación deberán ser claros, indicando lo que se espera de la prueba y señalando la manera en que se difundirán los resultados. El comité organizador estará encargado de examinar los resultados que se espera obtener de la intercomparación de radiosondas, así como de identificar y anticiparse a los posibles problemas. Su papel consistirá en aportar directrices, aunque deberá preparar también una descripción clara y detallada de los objetivos principales, y acordar los criterios que se aplicarán para evaluar los resultados. El comité organizador debería determinar también la mejor manera de garantizar el éxito de la intercomparación, basándose para ello en los conocimientos ya existentes y en la experiencia adquirida en intercomparaciones anteriores.

3. Lugar, fecha y duración de la intercomparación

3.1 La instalación anfitriona debería proporcionar al comité organizador y a los participantes una descripción del emplazamiento e instalaciones propuestos para la intercomparación (lugares, etc.), de las condiciones medioambientales y climatológicas, y de la topografía del lugar. La instalación anfitriona debería nombrar también a un jefe o director de proyecto, que se encargará de las operaciones cotidianas y que ejercerá como punto de contacto.

3.2 El comité organizador debería visitar el emplazamiento propuesto para determinar la idoneidad de sus instalaciones y, en caso necesario, proponer modificaciones. Una vez que el comité organizador haya acordado que el lugar y las instalaciones son adecuados, el jefe de proyecto debería preparar una descripción medioambiental para distribuirla entre los participantes. El jefe de proyecto, que estará al corriente del calendario de actividades de su instalación, decidirá la fecha en que comenzará la intercomparación, así como su duración. Se entregará al comité organizador una copia del calendario de actividades.

3.3 Además de decidir la fecha de comienzo de la intercomparación, el jefe de proyecto debería

[7] Informe final abreviado con resoluciones y recomendaciones de la duodécima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (OMM, Nº 881), anexo II.

proponer unas fechas en que las instalaciones estuvieran disponibles para situar en ellas el equipo de los participantes y para conectar los sistemas de adquisición de datos. Habría que dar tiempo a todos los participantes para que comprobaran y pusieran a prueba sus equipos antes de iniciar la intercomparación, además de un período de tiempo para que los operadores se familiarizaran con los procedimientos de la instalación.

4. Participación

4.1 Conforme proceda, el jefe de proyecto y/o el comité organizador deberían invitar a los Miembros a participar, por conducto del Secretario General de la OMM. Sin embargo, una vez conocidos los participantes, el jefe de proyecto debería ocuparse de todos los contactos posteriores.

4.2 El jefe de proyecto debería redactar un borrador de cuestionario detallado que será enviado por el Secretario General a cada participante para recabar información sobre todos los tipos de instrumentos que se prevé intercomparar. Se espera que los participantes informen de sus necesidades en materia de espacio, comunicaciones y conexiones especiales de sus equipos, y de las características de sus programas informáticos. Deberían proporcionar también una documentación adecuada que describiera sus instrumentos en tierra y en los globos.

4.3 Es importante que los participantes informen de los procedimientos de calibración de las radiosondas tomando como referencia unos patrones reconocidos. Aunque es de esperar que las radiosondas intercomparadas sean de uso operativo, es posible que no sea siempre ese el caso; podría considerarse la posibilidad de que participen nuevos tipos de radiosonda o radiosondas de investigación, si así lo acuerdan todos los participantes, el jefe de proyecto y el comité organizador.

5. Responsabilidades

5.1 Participantes

5.1.1 Los participantes serán responsables de transportar su propio equipo y de los costos que conlleve dicho transporte.

5.1.2 Los participantes deberían instalar y retirar sus propios equipos con el conocimiento del jefe de proyecto. La instalación anfitriona ayudará al embalaje y desembalaje conforme sea apropiado.

5.1.3 Los participantes aportarán todos los accesorios necesarios, los equipos de montaje para instalación en tierra, los cables de señal y eléctricos, las piezas de repuesto y los fungibles específicos de su sistema. Los participantes dispondrán de las instrucciones y manuales pormenorizados (si hiciera falta la asistencia de la instalación anfitriona) necesarios para la instalación, utilización, mantenimiento y, en su caso, calibración de los equipos.

5.2 Instalación anfitriona

5.2.1 La instalación anfitriona debería ayudar a los participantes a desembalar e instalar el equipo conforme sea necesario, y les proporcionará espacio de almacenamiento para alojar los fungibles, las piezas de repuesto y los manuales.

5.2.2 La instalación anfitriona debería proporcionar el equipo auxiliar necesario, si dispusiera de él.

5.2.3 En caso necesario, la instalación anfitriona debería ayudar a los participantes a conectar el equipo de adquisición de datos de aquella.

5.2.4 La instalación anfitriona se asegurará de que se cumplen adecuadamente todas las obligaciones jurídicas en relación con las mediciones en altitud (por ejemplo, las reglamentaciones aeronáuticas y la utilización de frecuencias del país anfitrión).

5.2.5 La instalación anfitriona podrá proporcionar información sobre alojamiento, transporte local y apoyo logístico diario, aunque no estará obligada a sufragar el costo de alojamiento del personal.

6. Reglas durante la intercomparación

6.1 El jefe de proyecto ejercerá el control de todas las pruebas y mantendrá un registro de todos los lanzamientos de globos, así como toda la información pertinente sobre las radiosondas utilizadas en el vuelo y sobre las condiciones meteorológicas.

6.2 Se permitirán modificaciones del equipo o de los programas informáticos con el conocimiento y la aquiescencia del jefe de proyecto. Será necesario notificarlo a los demás participantes. El jefe de proyecto mantendrá un libro de registro que contendrá anotaciones sobre todos los equipos que participan en la comparación y todas las modificaciones introducidas.

6.3 Se permitirán las reparaciones menores (sustitución de fusibles, etc.) que no afecten al rendimiento de los instrumentos. Debería informarse al

jefe de proyecto de tales reparaciones, para que aquel anote la información en su libro de registro.

6.4 Previa notificación al jefe de proyecto, se permitirá a los participantes comprobar la calibración y mantener el equipo si para ello fuera necesario un especialista o aparatos específicos.

6.5 Todo problema que pudiera influir en los resultados de la intercomparación o en el rendimiento de los equipos deberá ser abordado por el jefe de proyecto.

7. Adquisición de datos

7.1 El comité organizador debería dar su conformidad a los procedimientos de adquisición de datos, tales como la frecuencia de medición, los intervalos de muestreo, el promediado de datos, la reducción de datos (que podría limitarse a un solo participante), los formatos de datos, el control de la calidad en tiempo real, el control de la calidad tras el análisis y los informes con los datos.

7.2 Todo el equipo y los programas informáticos de adquisición de datos que proporcione la instalación anfitriona deberían comprobarse adecuadamente antes de comenzar la intercomparación.

7.3 El plazo que deba transcurrir entre la observación y la entrega de los datos al jefe de proyecto será determinado por este mismo, y convenido por los participantes. Una hora después de que finalice la observación (el estallido del globo) podría considerarse un período adecuado.

7.4 La responsabilidad de comprobar los datos antes de efectuar el análisis, así como los pasos a seguir para el control de la calidad y la entrega de los datos finales, recaerán en el jefe de proyecto.

7.5 El medio físico utilizado para el almacenamiento de los datos será una decisión del jefe de proyecto, después de haber considerado las capacidades de la instalación anfitriona, pero el medio que se utilice para entregar los datos de la prueba final a los participantes podría variar, en función de la capacidad informática de cada participante. El jefe de proyecto debería tener también conocimiento de esas necesidades.

7.6 El jefe de proyecto será responsable de entregar los datos finales a todos los participantes y, por consiguiente, la instalación anfitriona deberá poder recibir todos los archivos de datos de cada uno de ellos.

8. Procesamiento y análisis de datos

8.1 Análisis de datos

8.1.1 Antes de comenzar la intercomparación propiamente dicha, debería fomentarse y decidirse un marco de trabajo para efectuar el análisis de datos. El marco así decidido debería figurar en el plan experimental.

8.1.2 Los participantes deberán acordar los métodos de conversión de datos, los algoritmos de calibración y corrección, los términos y abreviaturas, las constantes, y una descripción completa de los métodos de análisis estadístico propuestos.

8.1.3 El comité organizador debería verificar la idoneidad de los procedimientos de análisis seleccionados.

8.1.4 El comité organizador debería examinar los resultados de la intercomparación, y considerar el contenido y las recomendaciones del informe final.

8.2 Procesamiento de datos y disponibilidad de bases de datos

8.2.1 Todos los datos esenciales de carácter meteorológico y medioambiental serán almacenados en una base de datos para su uso y análisis posterior por los participantes. El jefe de proyecto asumirá el control de esos datos.

8.2.2 Una vez finalizada la intercomparación, el jefe de proyecto proporcionará una colección completa de los datos de los participantes a cada uno de estos.

9. Informe final de la intercomparación

9.1 El jefe de proyecto elaborará el borrador de informe final, que será presentado al comité organizador y a los miembros participantes para que formulen comentarios y propongan modificaciones al respecto. Debería especificarse un plazo de tiempo para remitir las respuestas.

9.2 Los comentarios y modificaciones deberían ser devueltos al jefe de proyecto, remitiendo también una copia al comité organizador.

9.3 Cuando esté listo el borrador de informe final modificado, se debería enviar al comité organizador, que en caso necesario podría reunirse para debatir el asunto, o dar su asentimiento al documento final.

9.4 Después de que el comité organizador haya aprobado el documento final para su publicación, este debería enviarse a la Secretaría para que la OMM lo publique y distribuya.

10. Comentarios finales

10.1 El comité organizador podría acordar que los resultados intermedios fueran presentados solo por el jefe de proyecto y que los participantes presentaran un número limitado de datos en las conferencias técnicas, aunque los datos de sus propias pruebas podrán ser utilizados sin limitaciones. Una vez que la Secretaría de la OMM haya planificado la fecha de publicación del informe final, la Organización pondrá los datos a disposición de todos los Miembros que los soliciten. A partir de ese momento, los Miembros serán libres de analizar los datos y de exponer los resultados en reuniones y publicaciones.

PARTE II — DIRECTRICES PARA ESTABLECER LOS EMPLAZAMIENTOS DE PRUEBAS

1. Introducción

1.1 En apoyo de la estabilidad a largo plazo del sistema mundial de observación en altitud, es esencial tener en todo momento capacidad para efectuar comparaciones cuantitativas de radiosondas. Los actuales sistemas operativos de radiosondas, así como los nuevos, deberán cotejarse con las referencias durante el vuelo, con carácter periódico. Los Miembros tendrán que asegurarse de que se mantiene un número mínimo de emplazamientos de prueba con la infraestructura necesaria para efectuar pruebas de comparación de radiosondas.

1.2 La experiencia acumulada desde 1984 con las series de intercomparaciones de radiosondas de la OMM ha puesto de manifiesto que es necesario disponer de una variedad de emplazamientos para poder comparar las radiosondas en diversas condiciones de vuelo.

1.3 El rendimiento de los sensores de humedad relativa depende en particular de las condiciones durante la prueba; por ejemplo, de la cantidad de nubes y lluvia encontradas durante el ascenso, o de la mayor o menor humedad en la superficie.

1.4 Los errores de temperatura diurnos dependen del albedo solar y, por consiguiente, del albedo superficial y de la cobertura nubosa. Así pues, los errores de temperatura que aparezcan en emplazamientos costeros podrían diferir considerablemente de los continentales. Los errores en el infrarrojo de los sensores de temperatura dependerán no solo de las condiciones en la superficie y de la distribución de las nubes, sino también de la temperatura atmosférica. Por tanto, los errores de temperatura en el infrarrojo en los trópicos (por ejemplo, cerca de la tropopausa) serán bastante diferentes que en las latitudes medias.

1.5 En numerosos casos, los errores de los sistemas de observación del viento en altitud dependerán de la distancia que recorra el globo desde el lugar del lanzamiento (y también de la elevación del globo con respecto al lugar del lanzamiento). Por ello, las pruebas de comparación deberán abarcar situaciones en que los vientos en altitud sean tanto débiles como intensos.

2. Medios necesarios en los emplazamientos

2.1 Los emplazamientos apropiados para las pruebas deberían disponer de edificios o de espacio de oficinas suficiente para proporcionar áreas de trabajo donde se desenvuelvan las operaciones de cuatro sistemas diferentes, como mínimo.

2.2 El emplazamiento debería disponer de mediciones en superficie de alta calidad con respecto a la temperatura, la humedad relativa, la presión y el viento medidos en las proximidades del lugar de lanzamiento de la radiosonda. Sería conveniente contar con buenas mediciones adicionales de temperatura, presión y humedad relativa que sirvan de referencia.

2.3 El lugar de la prueba debería disponer de un método que permita medir en términos absolutos la altura geopotencial durante los vuelos de prueba (o mediante un radar de seguimiento o por medio de una radiosonda con sistema de posicionamiento mundial (GPS) capaz de determinar la altura con exactitud).

2.4 Los sistemas de observación suplementarios (nefobasímetros por láser, lidares de aerosol, lidares de humedad relativa, radiómetros e interferómetros de utilización en tierra) podrían ser también útiles.

2.5 El emplazamiento deberá recibir autorización de las autoridades nacionales de control de tránsito aéreo para el lanzamiento de globos de mayor tamaño (3 000 g) con cargas útiles de hasta 5 kg. El hangar donde se almacenen los globos deberá tener capacidad para afrontar el lanzamiento de globos de tales tamaños.

3. Ubicaciones geográficas sugeridas

3.1 Para facilitar la realización de pruebas por los principales fabricantes, se sugiere utilizar o establecer emplazamientos de prueba en latitudes medias de América del Norte, Europa y Asia. Lo ideal sería que en cada una de esas regiones hubiera como mínimo dos emplazamientos, uno representativo de las condiciones costeras (marinas), y otro de las condiciones existentes en un lugar continental.

3.2 Además, se sugiere determinar como mínimo dos ubicaciones de prueba en áreas tropicales, particularmente para los sensores de humedad relativa.

3.3 Si los principales emplazamientos de prueba antes indicados no proporcionaran unas muestras adecuadas de las condiciones extremas para los sensores de humedad relativa (por ejemplo, condiciones muy secas en niveles bajos), podría ser necesario identificar otros emplazamientos de prueba en lugares áridos, o donde las temperaturas en superficie fueran muy frías (inferiores a –30 °C en invierno).

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Brousaides, F. J. y J. F. Morrissey, 1974: Residual temperature-induced humidity errors in the National Weather Service radiosonde. *Final Report AFCRL-TR-74-0111*, Instrument Paper No. 215.

Cole, H. L. y E. Miller, 1995: A correction for low-level radiosonde temperature and relative humidity Measurements. *Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 32 a 36.

Garand, L., C. Grassotti, J. Hallé y G. L. Klein, 1992: On differences in radiosonde humidity-reporting practices and their implications for numerical weather prediction and remote sensing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, volumen 73, págs. 1417 a 1423.

Kursinski, E. R., G. A. Hajj, J. T. Schofield, R. P. Linfield y K. R. Hardy, 1997: Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research*, volumen 102, págs. 23429 a 23466.

Leiterer, U., H. Dier, D. Nagel, T. Naebert, D. Althausen, K. Franke, A. Kats y F. Wagner, 2005: Correction method for RS80-A Humicap humidity profiles and their validation by Lidar backscattering profiles in tropical cirrus clouds. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 22, págs. 18 a 29.

McIlveen, J. F. R. y F. H. Ludlam, 1969: The lag of the humidity sensor in the British radiosonde. *Meteorological Magazine*, volumen 98, págs. 233 a 246.

Miloshevich, L. M., A. Paukkunen, H. Vomel y S. J. Oltmans, 2004: Development and validation of a time-lag correction for Vaisala radiosonde humidity measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 21, págs. 1305 a 1327.

Miloshevich, L. M., H. Vömel, A. Paukkunen, A. J. Heymsfield y S. J. Oltmans, 2001: Characterization and correction of relative humidity measurements from Vaisala RS80-A radiosondes at cold temperatures. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 18, págs. 135 a 156.

Nash, J., 1984: *Compatibility of Radiosonde Measurements in the Upper Troposphere and Lower Stratosphere for the Period 1 November 1981 to 31 October 1982*. Meteorological Office, Bracknell, O. S. M. No. 24.

Nash, J., J. B. Elms y T. J. Oakley, 1995: *Relative humidity sensor performance observed in recent international radiosonde comparisons. Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 43 a 48.

Organización Meteorológica Mundial, 1970: *Performance Requirements of Aerological Instruments* (C. L. Hawson). Nota técnica Nº 112, WMO-No. 267.TP.151, Ginebra.

—, 1975: *Upper-Air Sounding Studies. Volumen I: Studies on Radiosonde Performance* (A. H. Hooper), Nota técnica Nº 140, WMO-No. 394, Ginebra.

—, 1986: *Algorithms for Automatic Aerological Soundings* (A. H. Hooper). Informe Nº 21 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 175, Ginebra.

—, 1987: WMO *International Radiosonde Comparison (UK 1984, USA 1985): Final Report* (J. Nash y F. J. Schmidlin). Informe Nº 30 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 195, Ginebra.

—, 1988: Valores de algunas funciones y constantes físicas empleadas en meteorología. *Reglamento Técnico*, volumen I, apéndice A, OMM-Nº 49, Ginebra.

—, 1989*a*: SRS-400: The new Swiss radiosonde (B. Hoegger, A. Heimo, G. Levrat y J. Rieker). *Artículos presentados en la Cuarta Conferencia técnica de la OMM sobre instrumentos y métodos de observación* (*TECIMO-IV*) (Bruselas), Informe Nº 35 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 303, Ginebra, págs. 197 a 202.

—, 1989*b*: *Compatibility of Radiosonde Geopotential Measurements* (M. Kitchen). Informe Nº 36 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 344, Ginebra.

—, 1991: *WMO International Radiosonde Comparison – Phase III, Dzhambul (USSR), 1989: Final Report* (A. Ivanov, A. Kats, S. Kurnosenko, J. Nash y N. Zaitseva). Informe Nº 40 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 451, Ginebra.

—, 1992: *Vocabulario meteorológico internacional*. Segunda edición, OMM-Nº 182, Ginebra.

—, 1993*a*: *Historical Changes in Radiosonde Instruments and Practices* (D. J. Gaffen). Informe Nº 50 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 541, Ginebra.

—, 1993*b*: *Report by the Rapporteur on Radiosonde Compatibility Monitoring*. Parte A: WMO Catalogue of Radiosondes and Upper-air Wind Systems in Use by Members (1993), Parte B: Compatibility of Radiosonde Geopotential Measurements 1990, 1991 and 1992 (T. Oakley), Informe Nº 56

sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 587, Ginebra.

—, 1994*a*: The difference in observed temperatures from radiosondes suspended 10 m and 40 m beneath a 1 400 g balloon (J. B. Elms, J. Nash y G. Williams). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación (TECO-94)*, Informe Nº 57 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 588, Ginebra, págs. 121 a 126.

—, 1994*b*: Comparison of potential reference radiosonde observations – Results from PREFRS-92 (J. Nash). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación (TECO-94)*, Informe Nº 57 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 588, Ginebra, págs. 115 a 120.

—, 1995: *Manual de claves*. Volumen I.1, OMM-Nº 306, Ginebra.

—, 1996*a*: *WMO International Radiosonde Comparison – Phase IV: Final Report* (S. Yagi, A. Mita y N. Inoue). Informe Nº 59 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 742, Ginebra.

—, 1996*b*: *Description and User Guide for the Radiosonde Comparison and Evaluation Software Package (RSKOMP – Version 3/Version 4)* (S. Kurnosenko y T. Oakley). Informe Nº 60 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 771, Ginebra.

—, 1998: *Report by the Rapporteur on Radiosonde Compatibility Monitoring*. Parte A: WMO Catalogue of Radiosondes and Upper-air Wind Systems in Use by Members (1998), Parte B: Compatibility of Radiosonde Geopotential Measurements 1995, 1996 and 1997 (T. Oakley), Informe Nº 72 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 886, Ginebra.

—, 2003*a*: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. Volumen I — Aspectos mundiales, OMM-Nº 544, Ginebra.

—, 2003*b*: *WMO Catalogue of Radiosondes and Upper-air Wind Systems in Use by Members in 2002* y *Compatibility of Radiosonde Geopotential Measurements for Period from 1998 to 2001* (J. Elms). Informe Nº 80 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1197, Ginebra.

—, 2003*c*: *Executive Summary of the WMO Intercomparison of GPS Radiosondes* (Alcantâra, Maranhão, Brasil, 20 de mayo a 10 de junio de 2001). Informe Nº 76 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1153, Ginebra.

—, 2005*a*: Preliminary results of WMO intercomparison of high quality radiosonde systems, Mauricio, febrero de 2005 (B. Pathack, J. Nash, R. Smout y S. Kurnosenko). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos y Medioambientales (TECO-2005)*, Informe Nº 82 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1265, Ginebra.

—, 2005*b*: Results of the RS92 acceptance test performed by the Met Office (UK) (R. Smout, J. Nash, T. Hewison y M. Smees). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos y Medioambientales (TECO-2005)*, Informe Nº 82 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1265, Ginebra.

Paukkunen, A., 1995: *Sensor heating to enhance reliability of radiosonde humidity measurement. Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 65 a 69.

Richner, H., J. Joss y P. Ruppert, 1996: A water hypsometer utilizing high-precision thermocouples. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 13, págs. 175 a 182.

Schmidlin, F. J., H. Sang Lee y B. Ranganayakamma, 1995: *Deriving the accuracy of different radiosonde types using the three-thermistor radiosonde technique. Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 27 a 31.

Turner, D. D., B. M. Lesht, S. A. Clough, J. C. Liljegren, H. E. Revercomb y D. C. Tobon, 2003: Dry bias and variability in Vaisala RS80-H radiosondes: The ARM experience. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 20, págs. 117 a 132.

Turtiainen, H., S. Tammela e I. Stuns, 1995: *A new radiosonde temperature sensor with fast response time and small radiation error. Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 60 a 64.

Wade, C. G., 1994: An evaluation of problems affecting the measurement of low relative humidity on the United States radiosonde. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 11, págs. 687 a 700.

—, 1995: *Calibration and data reduction problems affecting national weather service radiosonde humidity measurements. Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 37 a 42.

Wang, J., H. L. Cole, D. J. Carlson, E. R. Miller, K. Beierle, A. Paukkunen y T. K. Laine, 2002: Corrections of humidity measurement errors from the Vaisala RS80 radiosonde: Application to TOGA-COARE data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 19, págs. 981 a 1002.

CAPÍTULO 13

MEDICIÓN DEL VIENTO EN ALTITUD

13.1 GENERALIDADES

13.1.1 Definiciones

Las definiciones siguientes han sido tomadas del *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM, 2003*a*):

Observación con globo piloto: determinación de los vientos en altitud siguiendo la trayectoria de un globo libre con la ayuda de un dispositivo óptico.

Observación de radioviento: determinación de los vientos en altitud siguiendo la trayectoria de un globo libre por medios electrónicos.

Observación de radiovientosonda: observación combinada de radiosonda y de radioviento.

Observación del aire en altitud: observación meteorológica realizada, directa o indirectamente, en la atmósfera libre.

Observación del viento en altitud: observación efectuada a una altitud determinada o resultado de un sondeo completo para determinar la dirección y la velocidad del viento en la atmósfera.

El presente capítulo aborda principalmente las observaciones realizadas con globo piloto y radioviento. En varios capítulos de la parte II se examinan las técnicas relativas a los globos, así como las mediciones que requieren plataformas especiales, equipo especializado o que se hacen indirectamente por métodos de teledetección.

13.1.2 Unidades de medida del viento en altitud

La velocidad del viento en altitud se expresa generalmente en metros por segundo o en nudos, aunque también se utiliza el kilómetro por hora. La dirección de la que procede la corriente de aire se notifica en grados a partir del norte. En los informes TEMP, la dirección del viento se redondea a los 5° más cercanos. Al utilizar esta resolución se reduce la exactitud que puede obtenerse con los sistemas modernos de medición del viento, en especial cuando los vientos en altitud son fuertes. Cuando se requiera una mayor exactitud deberá emplearse un informe más exacto de la dirección del viento, como posibilita la clave BUFR.

La unidad de geopotencial utilizada para designar la ubicación vertical de las observaciones en altitud es el metro geopotencial (símbolo: m). Se define como 0,980 665 metros dinámicos. En la troposfera, el valor de la altura geopotencial es muy aproximado a la altura expresada en metros. Las alturas geopotenciales utilizadas en los informes del viento en altitud tienen como referencia el nivel del mar, pero en numerosos sistemas, el cálculo de las mismas se realiza en términos de altura sobre el nivel de la estación.

13.1.3 Requisitos meteorológicos

13.1.3.1 Aplicaciones para operaciones meteorológicas

Las observaciones del viento en altitud son esenciales para las predicciones meteorológicas operativas en todas las escalas y latitudes, y suelen utilizarse junto con las mediciones de campo de masa (temperatura y humedad relativa). Son fundamentales para la seguridad y el ahorro de las operaciones aeronáuticas. Las incertidumbres en la determinación de los vientos en altitud son el factor que limita la puntería de la artillería moderna y, por lo tanto, tienen importancia en la seguridad de las operaciones militares. La exactitud de las mediciones del viento en altitud y de la cizalladura vertical del viento resulta crucial para el lanzamiento de vehículos espaciales y otros tipos de cohetes. Las mediciones fiables del viento en altitud y de la cizalladura vertical del viento, en la capa límite atmosférica, es esencial para las predicciones de la contaminación ambiental.

13.1.3.2 Mejoras en los procedimientos de notificación

Por lo general, los valores del viento en altitud se introducen en las predicciones numéricas del tiempo como promedios a lo largo de una capa cuyo espesor dependerá de las escalas de movimiento atmosférico concernientes a la predicción. Tales valores no se utilizarán necesariamente como datos de entrada a las presiones o altitudes tipo sino que, con frecuencia, estarán centrados en altitudes de presión que variarán a medida que cambie la presión de superficie en el lugar de la observación. Así

pues, es importante que en los informes del viento en altitud se represente con exactitud la variación de los vientos entre niveles tipo. Ello permite, además, asegurarse de que se comunican datos exactos del viento a esos niveles.

En un comienzo, los datos del viento en altitud se procesaban manualmente o con una pequeña calculadora, por lo que no resultaba práctico elaborar informes detallados de la estructura vertical del viento. Sin embargo, gracias a los nuevos sistemas informáticos de bajo costo es posible procesar y comunicar toda la estructura detallada de las operaciones meteorológicas y de la investigación científica. Los informes del viento en altitud deberían contener información suficiente para definir la cizalladura vertical del viento a través de los límites entre las diversas capas en los campos de masa. Por ejemplo, siempre que sea posible habría que informar de la cizalladura del viento a través de las inversiones de temperatura, o de la cizalladura del viento significativa asociada con grandes cambios de la humedad relativa en la vertical.

Al comunicar los datos de viento en altitud en las claves FM 35-X Ext. TEMP o FM 32-IX PILOT (OMM, 1995) se acepta una desviación de las velocidades del viento de hasta 5 m s^{-1} respecto de la interpolación lineal entre niveles significativos. El uso de algoritmos automatizados con ese límite de ajuste puede generar errores en los mensajes comunicados, que serán mayores que los errores de observación. En ocasiones, el proceso de cifrado también puede reducir la exactitud más allá de las necesidades de exactitud indicadas en el capítulo 12 de la parte I. Ello puede evitarse utilizando diversos métodos. Para los mensajes TEMP y PILOT es posible utilizar, como práctica nacional, un límite de ajuste correspondiente a una velocidad del viento de 3 m s^{-1} en lugar de 5 m s^{-1}. Restringiendo el límite de ajuste debería obtenerse, en promedio, un informe de nivel significativo de viento por kilómetro, aproximadamente, en la vertical. Los informes TEMP o PILOT deberían comprobarse visualmente en comparación con las mediciones detalladas del viento en altitud, y los mensajes comunicados tendrían que corregirse con el fin de eliminar los errores de ajuste inaceptables antes de su emisión. Presentando los informes en una clave BUFR apropiada se eliminaría la necesidad actual de seleccionar niveles significativos.

13.1.3.3 Requisitos de exactitud

Los requisitos de exactitud para las mediciones del viento en altitud están descritos en términos de velocidad y dirección del viento en el anexo 12.A del capítulo 12 de la parte I. En el cuadro 1 del anexo 12.B del citado capítulo se resumen los límites de rendimiento para las mediciones del viento en altitud en términos de error vectorial típico. Además, deberán reducirse lo más posible los errores sistemáticos de la dirección del viento, desde luego muy por debajo de 5°, especialmente en lugares donde los vientos en altitud sean habitualmente fuertes. En la práctica, con un buen mantenimiento operativo la mayoría de los sistemas de medición del viento proporcionan datos de viento en altitud con un error vectorial típico (2σ) superior o igual a 3 m s^{-1} en la troposfera inferior y de 5 a 6 m s^{-1} en la troposfera superior y en la estratosfera (Nash, 1994).

En el cuadro 1 del anexo 12.B del capítulo 12 de la parte I se indica también el rango de velocidades del viento probables en varios lugares. En la mayoría de los casos, los sistemas de medición del viento en altitud deberían poder medir vientos de entre 0 y 100 m s^{-1}. Los sistemas utilizados principalmente para mediciones del viento a niveles inferiores no siempre necesitarán un intervalo de valores tan amplio.

En el cuadro 1 antes citado, la resolución vertical indicada para las mediciones del viento en altitud está comprendida entre 300 y 400 m en la troposfera y entre 600 y 800 m en la estratosfera. Una resolución vertical mayor (entre 50 y 150 m) puede ser útil para las actividades meteorológicas generales realizadas en la capa límite atmosférica (hasta 2 km por encima de la superficie). Pero para que el aumento de la resolución sea útil el sistema de seguimiento utilizado deberá mantener una exactitud aceptable de las mediciones del viento a dicha resolución.

En el anexo 12.A del capítulo 12 de la parte I, los requisitos más estrictos impuestos a las mediciones del viento en altitud están asociados a las observaciones del movimiento atmosférico en mesoescala. Además, es frecuente especificar mediciones del viento en altitud de gran exactitud para ciertos tipos de operaciones, tales como el lanzamiento de cohetes. Como las observaciones deberán realizarse cerca del emplazamiento requerido y con un margen de tiempo dado, para cumplir esas condiciones de exactitud deberá planificarse cuidadosamente el calendario de observaciones necesario. Cabría señalar la siguiente característica de la variabilidad atmosférica. Las diferencias del vector cuadrático medio entre dos observaciones del viento en altitud, sin errores y a una misma altura (por ejemplo, con una resolución vertical de 300 m), serán en general inferiores a 1,5 m s^{-1} si las mediciones se realizan

simultáneamente y a una distancia inferior a 5 km en sentido horizontal. Lo mismo sucederá si las mediciones se efectúan en el mismo lugar, pero a intervalos de tiempo inferiores a unos 10 minutos.

13.1.3.4 Requisitos de altitud máxima

En algunos emplazamientos, especialmente los que forman parte del Sistema Mundial de Observación del Clima, puede ser necesario utilizar equipos provistos de globos (como los examinados en este capítulo) para obtener información sobre el viento en altitud hasta alturas de 35 km o más. Los globos necesarios para alcanzar tales alturas pueden ser mucho más costosos que los pequeños y económicos que transportan los sistemas de radiovientosonda a alturas de entre 20 y 25 km.

Una red ideal de observación del viento en altitud deberá tomar muestras en todas las escalas de movimiento (desde la planetaria hasta la mesoescala) en la troposfera y en la estratosfera inferior. La red de observación tendrá que identificar también estructuras de viento significativas a pequeña escala utilizando sistemas de teledetección de alta resolución temporal. No obstante, en la estratosfera media y alta las escalas de movimiento predominantes observadas en las operaciones meteorológicas son mayores (escala planetaria y escalas sinópticas mayores). Por esa razón, tal vez no sea necesario efectuar mediciones a alturas superiores a 25 km en todos los emplazamientos de una red nacional de observación del viento en altitud con un espaciamiento optimizado para las observaciones en la troposfera. El costo operativo total puede ser menor si se utilizan conjuntamente los sistemas de observación descritos en este capítulo y los sistemas de detección descritos en la parte II. En tales casos, la infraestructura técnica nacional deberá asegurar el mantenimiento adecuado de los diversos sistemas utilizados.

13.1.4 Métodos de medición

Los datos de viento en altitud se obtienen principalmente mediante técnicas de radiovientosonda, aunque pueden realizarse también observaciones mediante globos piloto y de radioviento cuando se necesita disponer de datos adicionales sin los gastos que implica el lanzamiento de una radiosonda. Las observaciones de las estaciones de altitud del Sistema Mundial de Observación se complementan en tierra incorporando mediciones de aeronaves, perfiladores de viento y radares meteorológicos Doppler. Sobre el mar, esas observaciones se obtienen principalmente mediante aeronaves civiles que vuelan a niveles de crucero. Estas observaciones se complementan incorporando perfiles verticales obtenidos mediante radiovientosondas lanzadas desde buques o islas apartadas, y mediante el seguimiento de nubes o de estructuras de vapor de agua observadas desde satélites meteorológicos geoestacionarios. En el futuro, se espera que las mediciones del viento por medio de dispositivos de lidar (detección y localización por ondas luminosas) a bordo de satélites y por radar mejoren la cobertura mundial de los actuales sistemas de observación. Los radares sónicos (sodares), los lidares y los anemómetros cometa se utilizan también para las mediciones del viento de alta resolución temporal, necesarias para aplicaciones específicas. Se están desarrollando también aeronaves sin piloto, de bajo costo, para usos meteorológicos.

Los métodos de radiovientosonda para medir la velocidad y la dirección del viento en altitud están generalmente basados en la observación del movimiento de un globo libre que asciende a una velocidad más o menos uniforme, o de objetos que caen por efecto de la gravedad, como las radiosondas con paracaídas. Dado que se precisa medir el movimiento horizontal del aire, es necesario que el objetivo utilizado no tenga un movimiento horizontal apreciable respecto del aire observado. La información esencial requerida de los sistemas de seguimiento directo incluye la altura del objetivo y las mediciones de su posición horizontal o, en su defecto, su velocidad horizontal a intervalos de tiempo conocidos. Los requisitos de incertidumbre indicados en el anexo 12.A del capítulo 12 de la parte I incluyen el efecto de los errores de altitud o de presión atribuidos a las mediciones del viento. Será difícil cumplir los requisitos de exactitud operativa habituales en niveles superiores a la capa límite atmosférica, utilizando métodos de seguimiento que presupongan cierta velocidad ascensional del globo, en lugar de medir la altura mediante un sistema de seguimiento o mediante una radiosonda incorporada al objetivo.

Para medir el movimiento de la atmósfera, los sistemas de teledetección dispersan radiación electromagnética o sonido desde alguno de los objetivos siguientes: hidrometeoros, polvo, aerosoles, o heterogeneidades del índice de refracción causadas por una turbulencia atmosférica de pequeña escala o por las propias moléculas de aire.

Los métodos de medición directa del viento examinados en este capítulo utilizan objetivos cuya posición puede ser seguida continuamente. Aunque pueden utilizarse numerosos métodos para seguir

los objetivos, en el presente texto se considerarán solo dos tipos ampliamente utilizados.

13.1.4.1 Seguimiento mediante antena direccional

El sistema de tierra sigue la trayectoria del objetivo utilizando una antena direccional que mide el acimut y dos de los parámetros siguientes: ángulo de elevación, alcance oblicuo y altura. Las mediciones pueden realizarse mediante un radar primario (véase la sección 13.2.4) que sigue la trayectoria de un objetivo reflector transportado por el globo, un radioteodolito o radar secundario (véase la sección 13.2.4.2) que sigue la trayectoria de una radiosonda transportada por un globo, o un teodolito óptico que sigue la trayectoria de un globo. Los sistemas de radar y radioteodolito suelen tener una incertidumbre en el seguimiento cercana a 0,1° en elevación y acimut, mientras que el margen de error de los sistemas de radar suele ser inferior a 30 m.

Los modernos sistemas de radioteodolito, con antenas de dimensiones inferiores a 2 m, son los más adecuados para efectuar mediciones del viento en altitud cuando los globos se mantienen a elevaciones superiores a entre 10 y 15°. Para utilizar radares primarios se necesita contar con personal especializado que asegure un buen mantenimiento, e inicialmente un mayor costo de capital. Sin embargo, este sistema permite efectuar mediciones de radioviento económicas cuando no se necesitan mediciones de radiosonda. Los radares primarios pueden satisfacer también los elevados niveles de exactitud requeridos para las mediciones del viento en altitud en todo tipo de condiciones. El sistema de radar secundario constituye una posible alternativa cuando se dispone del fabricante apropiado pero, en numerosos países, para que proporcione resultados satisfactorios deberá utilizar un espectro de radiofrecuencias demasiado amplio en las "bandas de frecuencias de ayuda a la meteorología".

La decisión de utilizar un radar primario o un radioteodolito para medir el viento en altitud estará parcialmente influida por el alcance oblicuo máximo esperado en el emplazamiento de observación. Los sistemas de radar primarios o los sistemas de medición del viento de ayuda a la navegación (navaid) son fundamentales para obtener una buena exactitud de medición con grandes alcances. El alcance máximo varía considerablemente con la latitud; 70 km serán adecuados en regiones ecuatoriales y polares, pero se necesitarán alcances de hasta 200 km o más en ciertas zonas templadas de latitud media. En el cuadro 13.1 se indica el porcentaje de ocasiones en que se rebasaron ciertos alcances oblicuos con globos a 30 km de altitud. Los datos corresponden a estaciones ubicadas en Europa entre los paralelos 50°N y 60°N. Los porcentajes indicados corresponden al año entero, pero habría que tener presente que los sondeos que excedieron los límites se centraron en la estación invernal.

Cuadro 13.1. Porcentaje de ocasiones en que se rebasaron algunos alcances oblicuos (globo a 30 km de altitud)

Alcance oblicuo excedido (km)	140	160	175	190
Porcentaje de ocasiones (%)	5	2	1	0,5

13.1.4.2 Seguimiento mediante señales de radionavegación

Este método consiste en fijar a un objetivo (un globo ascendente o una radiosonda con paracaídas) una radiosonda capaz de recibir señales emitidas por un sistema de transmisores de radionavegación. Los cambios de fase (así como el desplazamiento de frecuencias por efecto Doppler) o de tiempo de llegada de las señales de radionavegación recibidas por la radiosonda se utilizan para calcular el movimiento horizontal del objetivo. En OMM (1985) se describen los métodos basados en la utilización de radiobalizas en superficie y, en particular, el método Loran. Desde 1995, los fabricantes de radiosondas comercializan radiosondas con el sistema de posicionamiento mundial (GPS) (OMM, 1994 y Kaisti, 1995). La fiabilidad de las operaciones tardó en conseguirse, pero cuando se efectuó la Comparación de la OMM de radiosondas por GPS (OMM, 2003*b*) la mayoría de los problemas más importantes estaban ya resueltos. Las mediciones de altura mediante sistemas GPS con correlación de código tienen actualmente el grado de exactitud suficiente para sustituir los sensores de presión en las radiosondas modernas.

El sistema de seguimiento navaid se utiliza cada vez más en operaciones meteorológicas de rutina gracias al alto grado de automatización que ofrecen ese tipo de sistemas. Además, los equipos navaid de tierra requieren un nivel de mantenimiento muy bajo.

La exactitud de las mediciones del viento con el sistema navaid mediante transmisores terrestres dependerá de la geometría, de la fase, de la estabilidad y de la relación señal-ruido de las señales de radionavegación disponibles en un emplazamiento dado. Por lo general, la exactitud no variará mucho

durante el vuelo, siempre que la recepción de las señales navaid por la radiosonda y la recepción de los datos navaid transmitidos por esta al sistema de procesamiento en tierra sean adecuadas. Las radiosondas navaid suelen tener dificultades para recibir señales de navegación fiables inmediatamente después del lanzamiento.

La calidad de las mediciones navaid puede degradarse cuando los vientos en altitud son muy fuertes y cuando la recepción de las señales de la radiosonda por el sistema de tierra pierde calidad. La acumulación de carga electrostática en la antena de la radiosonda navaid durante tormentas eléctricas o en presencia de nubes cargadas de hielo ocasiona casi siempre largos períodos de pérdida de señal en los vuelos con sistemas navaid de tipo Loran. La electricidad estática en la antena de la radiosonda se descargará generalmente al cabo de un tiempo de vuelo, y será posible realizar de nuevo mediciones satisfactorias. Los sistemas de radiosonda mediante GPS no presentan este problema.

13.2 SENSORES E INSTRUMENTOS DE MEDICIÓN DEL VIENTO EN ALTITUD

13.2.1 Teodolitos ópticos

Los teodolitos ópticos pueden utilizarse para el seguimiento de globos cuando el costo de las mediciones de radioviento no está justificado. Los operadores deberán tener un cierto nivel de formación y de pericia para evitar que los errores de medición del viento en altitud aumenten rápidamente cuando el globo supere la capa límite.

El sistema óptico de los teodolitos de seguimiento de globos piloto debería estar montado de modo que el eje de su ocular permanezca siempre horizontal, cualquiera que sea la dirección en que se apunte el telescopio. Para ello, será preferible emplear un prisma pentagonal en lugar de un prisma ortogonal, ya que un ligero desplazamiento del primero no afectará la perpendicularidad de las dos partes que integran el eje óptico.

El ocular del enfoque del teodolito debería estar provisto de una rejilla de alambre, y proporcionar de 20 a 25 aumentos con un campo de visión no inferior a 2°. El soporte del teodolito tendría que ser de estructura robusta. Debería permitir girar el teodolito rápidamente a mano, o lentamente por rozamiento o engranaje helicoidal en las ruedas acimutal y de elevación. Estas deberían estar graduadas en divisiones no superiores a 1°, y provistas de nonios o tornillos micrométricos que permitan realizar lecturas de ángulos con una resolución de 0,05°, con posibilidad de estimación a 0,01°. Las escalas tendrían que estar marcadas e iluminadas de manera que puedan leerse con facilidad, tanto de día como de noche. La holgura del engranaje de las ruedas no habría de exceder de 0,025°. Los errores de colimación horizontal y vertical no deberían ser superiores a 0,1°.

Para facilitar el seguimiento de un globo en movimiento rápido, el teodolito debería estar provisto de una mira. Es también útil, a tal efecto, hacer uso de un telescopio secundario con un campo visual amplio no inferior a 8°.

La base del teodolito debería poder acoplarse a un trípode corriente u otro tipo de soporte, e incorporar algún dispositivo que permita nivelar con exactitud el aparato. El soporte tendría que ser adaptable a la estatura del observador. El teodolito debería ser de estructura robusta y estar protegido frente a la corrosión.

13.2.2 Sistemas de radioviento en general

Los sistemas de radioviento se utilizaron en un principio para realizar mediciones del viento en altitud en presencia de nubes. Tales sistemas eran también capaces de efectuar mediciones muy exactas para grandes alcances, siguiendo trayectorias de globos a altitudes de hasta 30 km. En la actualidad, el uso de esos sistemas es esencial para obtener el grado de exactitud que requieren, en la mayoría de los casos, las mediciones modernas del viento en altitud. El alto nivel de automatización de los actuales sistemas de radiovientosonda permite prescindir de un operador durante la mayor parte del ciclo de medición, con lo cual se reduce el costo de las operaciones meteorológicas.

13.2.3 Radioteodolitos

La determinación del viento mediante radioteodolito es más apropiada para ubicaciones donde las elevaciones del globo respecto de la estación de tierra permanezcan altas durante todo el vuelo. Si la elevación del globo se mantiene por encima de 16°, es posible cumplir la mayoría de los requisitos de incertidumbre indicados en el capítulo 12 de la parte I para las mediciones del viento en altitud utilizando antenas de seguimiento relativamente pequeñas. Cuando los globos se encuentran a baja

elevación, los errores de medición mediante radioteodolito aumentan rápidamente a medida que disminuye la elevación, incluso con antenas de seguimiento más grandes (véase la sección 13.5.3). Cuando los vientos en altitud se mantienen muy fuertes es muy difícil cumplir los requisitos de incertidumbre del capítulo 12 utilizando un radioteodolito, a menos que se emplee un transpondedor para obtener una medición del alcance oblicuo (véase la sección 13.2.4.2).

Por lo general, un radioteodolito seguirá la trayectoria de las emisiones de una radiosonda suspendida de la parte inferior de un globo meteorológico. Para determinar la intensidad máxima de la señal, se hace girar en torno a los ejes vertical y horizontal, mediante servomecanismos apropiados, una antena direccional acoplada a un receptor de radio. La radiofrecuencia utilizada es generalmente 1 680 MHz. Un buen modelo de antena, con un diámetro de unos 2 m, debería tener una sensibilidad baja respecto del haz principal en sus lóbulos laterales; con tales tamaños es posible conseguir seguimientos angulares con una incertidumbre de 0,1°. Así, el radioteodolito podría hacer seguimientos a elevaciones bajas, del orden de 6 a 10°, sin interferencia entre las señales recibidas directamente de las radiosondas y las reflejadas por las superficies adyacentes. La interferencia entre señales directas y reflejadas se denomina interferencia por trayectos múltiples, y es, por lo general, el factor que limita la capacidad de seguimiento del radioteodolito a elevaciones bajas. El grado de interferencia por trayectos múltiples dependerá absolutamente de la posición de la antena respecto de las superficies reflectantes, tanto si el radioteodolito está situado sobre un tejado como sobre el suelo.

Antes de adquirir un radioteodolito deberían solicitarse al fabricante las características detalladas de funcionamiento de la antena, del sistema de detección, de los servocontroles, y de los algoritmos para el procesamiento de datos. Los radioteodolitos portátiles modernos con antenas de menos de 2 m de diámetro pueden tener problemas de interferencia por trayectos múltiples a elevaciones tan altas como 16°. Cuando se producen interferencias por trayectos múltiples, la señal máxima no se obtendrá por lo general en la dirección del globo. Los errores de elevación varían con el tiempo, pues las condiciones de interferencia por trayectos múltiples cambian a medida que la radiosonda se mueve, lo cual puede introducir errores sistemáticos considerables (superiores a 10 m s^{-1}) en los datos de viento.

Mientras el radioteodolito sigue la trayectoria de la radiosonda, transmite al ordenador del equipo de tierra los ángulos de acimut y de elevación observados. Las mediciones provenientes de la radiosonda determinan, con el tiempo, la variación de la altura geopotencial correspondiente a las direcciones observadas. Es posible deducir así con qué frecuencia cambia de posición el globo. El ordenador debería visualizar las mediciones del viento en altitud en forma tabular o gráfica. La continuidad de los vientos en la vertical permitirá al operador verificar posibles errores de seguimiento. Cuando el operador considere que el seguimiento es satisfactorio, se podrá enviar a los usuarios un informe adecuado sobre el viento en altitud.

En ocasiones, los globos se desplazarán en dirección contraria por efecto del viento en superficie, y regresarán al radioteodolito poco después del lanzamiento, aun cuando el globo haya sido lanzado a barlovento del radioteodolito. En tales casos, para poder mantener el seguimiento automatizado con exactitud, el radioteodolito deberá ser capaz de adoptar unas frecuencias de barrido muy altas en acimut y en elevación. Ello implica unas especificaciones mecánicas más exigentes de lo necesario para la mayoría de los vuelos cuando el globo se encuentra a distancias mayores. A fin de rebajar las especificaciones mecánicas necesarias para un seguimiento exacto, varios radioteodolitos modernos incorporan un seguimiento interferométrico. En estos sistemas, el interferómetro compara la fase de las señales que llegan a las distintas secciones de su antena de seguimiento con el fin de determinar la posición de la fuente transmisora respecto de la orientación de la antena. En la práctica, se toman muestras de los datos de fase en microprocesadores de alta velocidad, mientras que un servomecanismo simple orienta la antena aproximadamente en dirección de la radiosonda. La orientación aproximada de la antena es necesaria para que el interferómetro tenga una buena relación señal/ruido y para minimizar las reflexiones recibidas desde tierra. A continuación, se deducen los valores de elevación y acimut combinando varias posiciones de la antena, mientras que la dirección de la fuente se deduce mediante el interferómetro a partir de las mediciones de fase. La exactitud de la medición obtenida es similar a la que se logra con los mejores radioteodolitos de referencia. Se espera que los sistemas de radioteodolito interferométrico sean más fiables en la práctica y, por lo tanto, de mantenimiento más económico.

13.2.4 **Radar**

La característica fundamental de la técnica de seguimiento por radar, en comparación con la del

radioteodolito, es que el alcance oblicuo se mide directamente con el acimut y la elevación. Los radares primarios se basan en la detección de impulsos de ondas de radio ultracortas reflejadas por un objetivo adecuado transportado por el globo. Con un radar primario fiable es posible alcanzar en casi todas las circunstancias los márgenes de incertidumbre (exactitud) requeridos para las mediciones del viento en altitud, que se indican en el capítulo 12 de la parte I. Los radares de seguimiento de alta precisión permiten conseguir una gran exactitud en las mediciones del viento en altitud. Para obtener mediciones con una incertidumbre menor de 1 m s^{-1}, es esencial utilizar globos de superficie moldeada (que son muy costosos) en lugar de globos meteorológicos ordinarios.

No debe utilizarse una radiosonda para determinar valores de viento con un radar primario. Si existe una estructura de apoyo técnico para el mantenimiento del radar, y si los gastos de personal son muy pequeños, se pueden conseguir considerables ahorros al minimizar los gastos que implica una radiosonda. En muchos países, sin embargo, el alto costo de sustitución y operación de los radares en comparación con el costo de los sistemas navaid ha llevado a una menor utilización de los sistemas de radar primario para las operaciones meteorológicas de rutina.

La mayoría de los sistemas de radar utilizados para medir el viento consisten en un modulador, un oscilador de radiofrecuencias, un sistema de antenas radiogoniométricas, un receptor y una unidad de procesamiento de datos, que permiten transmitir el alcance oblicuo, el acimut y la elevación al ordenador del equipo de tierra. El modulador genera pulsos de tensión eléctrica nítidos de 1 µs de duración aproximadamente, a una frecuencia generalmente comprendida entre 400 y 1 000 pulsos por segundo. Tales pulsos excitan un magnetrón, que produce a su vez ráfagas de potencia de varios centenares de kilovatios en UHF (ondas decimétricas). La energía se transmite mediante una guía de ondas al foco de un reflector paraboloide. Cuando este se orienta hacia el objetivo del globo, los pulsos regresan de nuevo por reflexión al mismo sistema de antena y son convertidos por el receptor. Seguidamente, se mide el intervalo de tiempo transcurrido entre la emisión del pulso por el magnetrón y la recepción de la señal devuelta por el objetivo del globo. Su valor se convierte en el alcance oblicuo hasta el objetivo tras compensar los retardos de la señal en el sistema de detección electrónica.

Se utilizan longitudes de onda de 3,2, 5,7 y 10,6 cm. Las primeras permiten emplear una antena más pequeña para efectuar el seguimiento con la exactitud deseada, por lo que el radar resultante suele ser más económico. Sin embargo, en presencia de lluvia intensa, la atenuación de señal es mucho mayor a 3,2 cm que a 10,6 cm. En zonas en que la lluvia intensa es habitual, podría ser necesario utilizar longitudes de onda mayores para asegurar la capacidad de observación sea cual sea el estado del tiempo.

13.2.4.1 Reflectores de radar

Para esas longitudes de onda, la forma más eficaz del objetivo es el retrorreflector de esquina, que consiste esencialmente en tres planos conductores de electricidad perpendiculares entre sí. En algún modelo, el plano superior, que permanece horizontal durante el vuelo, es de forma cuadrada. Cierto modelo utilizado para alcances mayores está construido en forma de pirámide triangular y va provisto de un sistema que hace girar el reflector, evitando así la posibilidad de "ausencia de respuesta" —durante un tiempo apreciable— de la reflectividad del objetivo observada por el radar. El peso y la resistencia de arrastre del objetivo durante el vuelo deberían ser lo más pequeños posible. El objetivo habrá de ser plegable, para facilitar su almacenamiento y transporte.

La energía interceptada por un ángulo en el haz del radar es directamente proporcional al cuadrado del tamaño lineal del reflector. La teoría general de radares indica que el cociente entre la energía recibida y la transmitida por el radar es directamente proporcional al cuadrado del tamaño del reflector, e inversamente proporcional a la cuarta potencia del alcance oblicuo desde el radar hasta el reflector. El reflector utilizado debería ser lo bastante grande para asegurar un seguimiento exacto a las mayores distancias en las condiciones meteorológicas esperadas. Cuando los vientos en altitud sean débiles podrán utilizarse objetivos más pequeños y económicos.

El rendimiento del retrorreflector de esquina, dependerá, en cierta medida, de la longitud de onda del radar. Los radares de longitud de onda corta (3 cm) devuelven más energía de un objetivo dado, lo cual permite utilizar sistemas de menor potencia, pero a esas longitudes de onda la atenuación y la inmersión del objetivo en la lluvia son más problemáticas.

Los retrorreflectores de esquina de 0,5 a 1 m son adecuados para la mayoría de las aplicaciones. Se

entiende aquí por "tamaño" la longitud de la parte externa (la hipotenusa) de los triángulos que forman el retrorreflector de esquina. Para construir unos planos conductores apropiados se ha utilizado con buenos resultados papel metalizado o poliestireno expandido, o bien mallas metalizadas con un tamaño de retícula de unos 0,5 cm o mylar metalizado. Estos planos deberán ser buenos conductores eléctricos. Dan muy buen resultado, por ejemplo, los planos de menos de 20 Ω de resistencia entre puntos separados por una distancia de 30 cm. Una vez montado el reflector, las superficies del objetivo deberían ser planas con un margen de error de 0,6 cm, y los planos tendrían que ser perpendiculares con un margen de error de 1°.

13.2.4.2 Sistemas de transpondedor

En los sistemas de radar secundario, los pulsos de energía transmitidos por la estación de tierra son recibidos por un sistema respondedor transportado por el globo. Este sistema puede consistir en un paquete de transpondedor separado, o en un dispositivo incorporado al diseño básico de la radiosonda. La frecuencia de la señal de retorno no tiene por qué coincidir necesariamente con la de la señal de salida. El tiempo transcurrido entre la transmisión del pulso y la respuesta del respondedor permite medir directamente el alcance oblicuo.

La ventaja de esta técnica sobre la del radar primario estriba en la posibilidad de mantener el seguimiento a mayores alcances para una potencia de salida dada del transmisor de tierra. Ello se debe a que la energía transmitida por el respondedor es independiente y, por lo general, mayor que la energía recibida del transmisor terrestre. De ese modo, la energía recibida por el receptor de tierra es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia oblicua del objetivo y no inversamente proporcional a la cuarta potencia de la distancia oblicua (como sucede con el radar primario).

Sin embargo, cuando en un emplazamiento determinado deba realizarse un número apreciable de mediciones de radioviento sin que sea necesario efectuar mediciones simultáneas de radiosonda, el costo de los consumibles operativos será mayor para un radar secundario que para uno primario, por lo que este podría resultar el más apropiado.

La complejidad del sistema y las necesidades de mantenimiento de un sistema de radar secundario suelen ser intermedias entre las del radioteodolito y las del radar primario.

13.2.5 Sistemas de seguimiento de ayuda a la navegación

En los sistemas de seguimiento navaid, la radiosonda incorpora un sistema de antena que recibe las señales enviadas por un sistema de radionavegación que estará a cargo de organismos independientes de los Servicios Meteorológicos Nacionales. Por lo general, la finalidad principal del sistema será la navegación de aeronaves o buques en régimen operativo o la navegación en apoyo de actividades militares. En la actualidad, los sistemas navaid utilizados para medir el viento con fines operativos son los sistemas Loran, que incorporan transmisores terrestres y dispositivos GPS de posicionamiento por satélite.

Para mantener en niveles mínimos el costo del procesamiento de las señales en la radiosonda, la mayor parte del procesamiento de las señales navaid en las mediciones del viento se efectúa después de que la radiosonda haya retransmitido de vuelta las señales navaid al sistema de tierra. Así pues, en estos sistemas será esencial una buena recepción desde la radiosonda; la ubicación de las antenas del equipo de tierra deberá permitir una buena línea visual hacia las radiosondas en todas las direcciones. El diseño de la radiofrecuencia de la radiosonda deberá garantizar también que la modulación defectuosa de la frecuencia portadora de la radiosonda con las señales navaid no produzca una interrupción de la frecuencia portadora transmitida desde la radiosonda a la estación.

La exactitud de las mediciones del viento en altitud que puede conseguirse con el sistema de seguimiento navaid variará según la situación geográfica y las señales de navegación utilizadas. Las mediciones del viento mediante GPS son más exactas que las mediciones del viento de la mayoría de los demás sistemas operativos.

Una de las principales ventajas del sistema navaid es la simplicidad del sistema de tierra, que no tiene partes móviles y no requiere ajustes muy exactos de las antenas de seguimiento. Por ello, el sistema puede desplegarse desde aeronaves y buques, y desde emplazamientos situados en tierra.

En los sistemas terrestres, la asignación de altitud para las mediciones del viento en altitud se efectúa a partir de las mediciones de la altura geopotencial de la radiosonda. En el sistema de tierra es esencial que la indicación de tiempo de los datos de viento navaid procesados coincida exactamente con la indicación de tiempo de las mediciones de altitud de la radiosonda.

13.2.5.1 Disponibilidad de señales navaid en el futuro

Ha habido grandes cambios con respecto a la disponibilidad de las señales navaid. El sistema Omega, de muy baja frecuencia (VLF), ha quedado fuera de servicio. Las operaciones internacionales de navegación están utilizando ya principalmente señales de satélites GPS en órbita alrededor de la Tierra. Estas señales satelitales han sustituido en buena medida a las recibidas de transmisores terrestres fijos. Por diversas razones, sin embargo, algunos países han preferido seguir utilizando sistemas de navegación terrestres para sus redes de navegación regionales o nacionales. Antes de contemplar algún tipo de inversión a largo plazo en un sistema determinado, deberá consultarse a las autoridades de navegación acerca de la disponibilidad de señales en el futuro.

El cálculo de los valores de viento mediante el sistema de navegación del GPS es más complejo que con las señales navaid de los transmisores terrestres, debido a que los satélites se desplazan continuamente respecto de las radiosondas y a que el sistema de medición del viento deberá poder determinar en todo momento las señales recibidas, así como la posición y el movimiento de los satélites. Las señales GPS utilizan una radiofrecuencia mucho más alta que los sistemas Loran-C. Por ello, la radiosonda deberá someter previamente esas señales a un grado de procesamiento mucho mayor antes de transmitirlas al receptor de tierra. En consecuencia, las radiosondas GPS deberán incorporar una mayor capacidad de procesamiento que la utilizada por las radiosondas hasta la fecha. La exactitud resultante de las mediciones GPS del viento es mayor que la de los radares primarios de buena calidad.

13.2.5.2 Redes de muy baja frecuencia

La red rusa de navegación Alfa opera en VLF. Existe también un número limitado de transmisiones de VLF periódicas adicionales suficientemente estables que pueden utilizarse para efectuar las mediciones del viento. Antes de invertir en equipos que pudieran utilizar esas señales, debería tenerse la seguridad de que será posible utilizarlas diariamente durante unos cuantos años.

En las frecuencias seleccionadas (longitudes de onda de 22 a 30 km) la ionosfera y la superficie de la Tierra actúan como una guía de onda. Los transmisores de VLF excitan varios modos de propagación cuyas amplitudes y velocidades de fase varían con la altitud de la ionosfera, con la dirección de propagación y con la distancia desde el transmisor. Debido a la presencia de un gran número de modos de orden elevado, es difícil predecir y explotar la fase de la señal en un radio de unos 1 000 km desde el transmisor. Más allá de ese alcance, la fase es una función lineal útil de la distancia. La altitud de la ionosfera tiene una variación diurna. Ello da lugar a variaciones de la fase recibida, desde un transmisor estacionario, en un lugar dado, especialmente cuando la mayor parte del trayecto entre el transmisor y el receptor tiene lugar en la puesta o en la salida del Sol. Las anomalías esporádicas de la propagación de la señal se producen cuando los rayos X y el flujo de partículas del Sol perturban la ionosfera, particularmente en torno al final de cada ciclo de once años de actividad de las manchas solares.

Las señales de VLF recibidas por la antena de la radiosonda se utilizan para modular la frecuencia portadora de la radiosonda. Seguidamente, y tras su recepción por la radiosonda, las señales de VLF se separan de la portadora y se transmiten al dispositivo de seguimiento del sistema de tierra. Las frecuencias de cambio de la fase de las señales de VLF recibidas por la radiosonda se calculan con respecto a una señal de referencia interna. Cuando se utilicen cálculos hiperbólicos normalizados, la estabilidad requerida de la referencia será solo moderada, y bastará con un oscilador de cuarzo de alta calidad.

13.2.5.3 Cadenas Loran-C

El sistema Loran-C es un servicio navaid de largo alcance y exactitud relativamente alta que funciona en una banda de bajas frecuencias centrada en torno a 100 kHz (longitud de onda, 3 km). Como se utilizaba principalmente para la navegación marina, particularmente en áreas costeras y continentales de cabotaje, la cobertura de Loran-C abarcaba solo ciertas partes del mundo, en especial las zonas marítimas del hemisferio norte. En los últimos años, la mayoría de los transmisores ubicados fuera de las áreas costeras de América del Norte han cambiado de propietario o han sido clausurados. Los nuevos propietarios han renovado algunas de las cadenas para ofrecer redes regionales de navegación marina. En América del Norte, las cadenas Loran-C están siendo modernizadas y automatizadas.

Una transmisión Loran-C consiste en grupos de ocho o nueve impulsos de la portadora de 100 kHz, cada uno de los cuales tiene una duración de 150 µm aproximadamente. Cada cadena de transmisores consta de una estación principal y dos o más estaciones

secundarias. En principio, la coherencia de la cadena se establece tomando como referencia la transmisión principal. Cada estación secundaria transmite sus grupos de impulsos a intervalos fijos después de la estación principal, con una cadencia específica para cada cadena, que normalmente es de una vez cada 100 ms.

Las señales Loran-C se propagan como ondas terrestres y como ondas ionosféricas reflejadas por la ionosfera. Las ondas terrestres son relativamente estables en su propagación. Solo se introducen algunas correcciones de fase muy pequeñas que dependen del medio de propagación (terrestre o marino) de las señales. El ritmo de variación de las correcciones de fase a medida que cambia la posición de la radiosonda no suele ser lo suficientemente grande para afectar la exactitud de las mediciones del viento. La propagación de la onda ionosférica es más variable, ya que depende de la posición de la ionosfera, y variará según la hora del día. Las señales de onda terrestres procedentes del transmisor son mucho más intensas que las de las ondas ionosféricas, pero estas se atenúan mucho más lentamente que aquellas. Así pues, el mejor momento para medir valores de viento mediante Loran-C es aquel en que la mayoría de las señales recibidas de todos los transmisores por la radiosonda son ondas terrestres. Tales situaciones son posibles en partes de las áreas de servicio de Loran-C, pero no en todas las ubicaciones teóricamente cubiertas.

La radiosonda Loran-C recibe las señales mediante su propia antena y, seguidamente, modula la frecuencia portadora de la radiosonda para transmitir las señales al receptor de esta. El dispositivo de seguimiento Loran utilizado para detectar los instantes de llegada de los impulsos Loran deberá ser capaz de diferenciar hasta cierto punto entre las señales de onda terrestres e ionosféricas. Para ello, habrá que detectar el instante de llegada de las partes delanteras de los impulsos. En la actualidad, los dispositivos de seguimiento Loran pueden funcionar en modo de cadena cruzada, de manera que es posible utilizar conjuntamente señales procedentes de más de una cadena Loran. Este mecanismo es esencial para obtener mediciones del viento de buena calidad en numerosas partes de las áreas de servicio del sistema Loran-C. Los valores de viento se calculan a partir de los ritmos de variación de las diferencias entre los instantes de llegada de pares de transmisores Loran-C. Para efectuar los cálculos se utilizan todas las señales Loran-C fiables de las que se pueda disponer, en lugar de un mínimo estricto de tres.

Los sistemas de medición del viento Loran-C se han utilizado ampliamente para la investigación meteorológica en América del Norte y Europa, y para operaciones meteorológicas en el noroeste de Europa. Los cambios introducidos en las configuraciones de la cadena Loran-C para convertir esta en un sistema de transmisión renovado, han puesto de relieve la necesidad de que los dispositivos de seguimiento Loran operativos se adapten a las nuevas configuraciones mediante ajustes de la programación informática, y no mediante sustituciones del equipo.

13.2.5.4 Sistema de Posicionamiento Global

El Sistema de Posicionamiento Global (GPS) es un sistema de radionavegación de gran exactitud basado en señales de radio emitidas por una constelación de 25 satélites que orbitan a la Tierra en seis planos. Cada uno de los planos orbitales intersecta el Ecuador con un espaciamiento de 60° y una inclinación orbital de 55° respecto del eje polar. El período orbital de cada satélite dura aproximadamente 11 h y 58 min. La constelación de satélites está configurada de manera que en cualquier lugar del mundo haya siempre un mínimo de cuatro satélites por encima del horizonte aunque, en ciertas situaciones, habrá hasta ocho satélites visibles desde la tierra.

Las señales transmitidas desde los satélites son controladas por patrones de frecuencia atómicos que confieren una estabilidad de frecuencia superior a $1 \cdot 10^{-13}$. Cada satélite transmite dos únicos códigos digitales pseudoaleatorios de determinación de la distancia, junto con información adicional como el almanaque de la constelación, las efemérides, la hora UTC y el funcionamiento del satélite. Los códigos de determinación de la distancia y los datos del sistema se transmiten mediante tecnología digital bifásica de espectro ensanchado. El nivel de potencia de las señales del código de determinación de la distancia es de –130 dBm, muy inferior al ruido térmico de fondo.

Se tienen en cuenta los códigos siguientes:

a) el código de adquisición aproximativa (C/A) se transmite en una portadora a 1 575,42 MHz que está modulada mediante un código de ruido pseudoaleatorio específico del satélite, con una frecuencia de segmentos de 1 023 MHz; esta modulación extiende de hecho la anchura del espectro del C/A en 2 MHz;
b) el código de precisión puede ser sustituido por un código Y controlado por el ejército en los períodos en que se activa el sistema contra falsificaciones. El código de precisión y los datos del sistema se transmiten coherentemente en las portadoras L1 (1 575 MHz) y L2 (1 228 MHz).

Las longitudes de onda de las señales GPS son mucho más cortas que las de Loran. Las antenas utilizadas para recibir las señales GPS, que son mucho más pequeñas, deberán estar ubicadas en la parte superior de la radiosonda, y deberían estar libres de obstáculos en todas las direcciones que apunten al horizonte. Las antenas pequeñas están mejor protegidas que las Loran de los efectos perjudiciales de la electricidad atmosférica. Sin embargo, la ubicación de las antenas GPS puede plantear un conflicto con el sensor de temperatura de la radiosonda, que también deberá estar situado por encima de la parte más alta de la misma. Se procura así evitar que, durante el día, el aire calentado a su paso por la parte superior de la radiosonda llegue al sensor de temperatura por no estar este a suficiente altitud.

La anchura de banda de los códigos de determinación de la distancia es demasiado grande para que las señales del GPS sean retransmitidas a la estación terrestre desde la radiosonda como lo hacen las señales Loran. Las señales GPS deberán ser preprocesadas en la radiosonda a fin de reducir la información GPS a las señales que pueden ser transmitidas a la estación de tierra en la frecuencia portadora de la radiosonda (o bien como información analógica, como en el sistema Loran, o mediante un tren de datos digitales). El preprocesamiento puede efectuarse mediante diversas técnicas. En la práctica, los primeros sistemas GPS de radiosonda utilizaban el código C/A en modo diferencial, lo que exige la recepción simultánea de las señales GPS en un receptor de la estación de tierra y en el de la radiosonda. El almanaque del satélite y otros datos GPS se almacenan en el procesador GPS de la estación de tierra. Para obtener un cálculo exacto de los valores de viento hacen falta señales de, al menos, cuatro satélites. En modo diferencial, la fase o el desplazamiento Doppler de las señales recibidas en la radiosonda utilizan como referencia las recibidas en la estación de tierra. Esto resulta especialmente útil cuando la radiosonda se encuentra cerca de la estación de tierra, ya que los errores de ubicación introducidos por los retardos de propagación desde el segmento espacial hasta los receptores o por el sistema contra falsificaciones son similares en ambos receptores y pueden eliminarse en gran parte.

Los sistemas de seguimiento GPS pueden hacer un seguimiento exacto con una frecuencia de muestreo muy alta en comparación con los sistemas Loran. De esa manera, es posible medir la modulación de la velocidad horizontal aparente, ya que la radiosonda oscila como un péndulo bajo el globo durante un período de 10 segundos aproximadamente. Los vientos en altitud a una resolución vertical muy alta (50 m) no son necesarios para la mayoría de las aplicaciones, salvo en la capa límite atmosférica, y los movimientos de oscilación deberían filtrarse antes de comunicar los vientos en altitud.

Las primeras radiosondas GPS eran bastante sensibles a las interferencias de radiofrecuencias externas, puesto que el receptor navaid de la radiosonda fue diseñado con una sensibilidad acorde con la débil intensidad de las señales GPS. Los nuevos modelos incorporan una protección optimizada frente a la interferencia de radiofrecuencias externas.

Las radiosondas GPS se utilizan actualmente en más de la cuarta parte de la red mundial de radiosondas. La mayoría de los sistemas en uso desde 2005 identifican las señales GPS descodificando el código C/A. Esas radiosondas son capaces de indicar posiciones exactas en tres dimensiones a lo largo del ascenso de la radiosonda.

La principal consideración práctica en relación con las radiosondas GPS es el tiempo que tarda el dispositivo de seguimiento de la radiosonda en sincronizarse con las señales recibidas del satélite. No es aconsejable lanzar la radiosonda antes de haber conseguido la sincronización. Para ello puede ser necesario situar la radiosonda en el exterior durante varios minutos antes del lanzamiento, o bien utilizar un método de transmisión de las señales GPS a la radiosonda en el lugar donde esta está siendo acondicionada.

13.3 MÉTODOS DE MEDICIÓN

13.3.1 Consideraciones generales sobre el procesamiento de datos

Los sensores de seguimiento modernos pueden obtener lecturas con mucha mayor frecuencia que a intervalos de un minuto, que era la utilizada en los primeros sistemas manuales. Por lo general, el procesamiento de los datos de viento estará totalmente automatizado mediante la utilización de un ordenador en el sistema de tierra. El operador archivará y visualizará la información sobre los vientos en altitud para verificarla antes de enviarla a los usuarios.

Así, el muestreo óptimo de los datos de seguimiento se efectuará a intervalos no mayores de 10 segundos. El muestreo debería realizarse a la frecuencia más alta que se considere útil en el sistema de seguimiento. Las altas frecuencias de muestreo facilitan

el control de la calidad de los datos mediante algoritmos automatizados. Después de la edición inicial, los datos de seguimiento pueden suavizarse con técnicas estadísticas, y utilizarse para calcular la variación de la posición con el tiempo, en caso necesario. El suavizado determinará el espesor de la capa atmosférica en que será aplicable la medición del viento en altitud. El suavizado será frecuentemente distinto según la etapa del vuelo, a fin de tener en cuenta las distintas necesidades de los usuarios a diferentes alturas y las limitaciones del sistema de seguimiento utilizado. Si la exactitud de la medición disminuye demasiado en niveles superiores, podría ser necesario reducir la resolución vertical de la medición por debajo del nivel óptimo requerido a fin de mantener los errores de medición dentro de unos límites aceptables.

Los algoritmos eficaces de corrección inicial y suavizado pueden utilizar polinomios de bajo orden (Acheson, 1970) o *splines* cúbicos (de Boor, 1978). En OMM (1986) se indican varios algoritmos para el cálculo de los datos de viento a partir de observaciones de radar y de radioteodolitos. Por lo general, los datos de viento pueden determinarse a partir de posiciones diferenciales de los datos de seguimiento o a partir de las razones de cambio de las variables técnicas suavizadas por el sistema de seguimiento (véase Passi, 1978). Numerosos sistemas modernos utilizan esta última técnica, pero los algoritmos deberán poder resolver algunas singularidades de las variables técnicas, por ejemplo cuando el globo vuelve a pasar por encima del lugar de seguimiento a alta elevación.

Cuando los vientos calculados a partir de los datos de seguimiento se visualizan para la verificación, será importante indicar las regiones del vuelo en que se perdieron algunos datos o se considera que tienen demasiado ruido para utilizarlos. Algunos de los algoritmos utilizados para la interpolación puede que no sean muy estables cuando existen lagunas en los datos de seguimiento. Es importante diferenciar entre las mediciones fiables de la cizalladura vertical del viento y las cizalladuras resultantes del procesamiento automatizado de los datos, cuando se carece de datos de seguimiento. Al comenzar a subir el globo, los datos de seguimiento son frecuentemente de baja calidad. Si el sistema de observación en altitud no pudiera realizar mediciones válidas del viento poco después del lanzamiento, será preferible dejar un espacio en blanco en los informes hasta que sea posible obtener tales datos. Esto sucede porque la interpolación entre la superficie y los primeros niveles de datos válidos a menudo requiere la interpolación a través de las capas de cizalladura acentuada del viento en la vertical. Los algoritmos automatizados rara vez funcionan adecuadamente en esas circunstancias.

Se ha recomendado que los sistemas de medición en altitud utilicen más de un método de seguimiento para mejorar la garantía de la calidad de las observaciones. En tales circunstancias, una solución óptima para tratar los datos de posición podría consistir en aplicar el método de los mínimos cuadrados al sistema de ecuaciones no lineales sobredeterminado (véanse Lange, 1988 y Passi, 1978). Este tipo de análisis sería también aplicable a la interpretación de pruebas cuando un globo es seguido simultáneamente por más de un sistema.

13.3.2 Observaciones mediante globos piloto

La nivelación exacta y la orientación del teodolito óptico con respecto al norte verdadero constituyen unos requisitos previos esenciales para la observación del acimut y de la elevación de un globo en movimiento. Las lecturas de acimut y de elevación deberían realizarse a intervalos no inferiores a un minuto. Los ángulos acimutales deberían determinarse a la décima de grado más próxima. Durante el ascenso de un globo piloto, la lectura de los ángulos de elevación debería redondearse a la décima de grado más próxima si aquellos son iguales o superiores a 15°. Cuando los ángulos sean menores de 15°, será necesario medir la elevación con una resolución de 0,05°.

Cuando el ascenso de la radiosonda esté siendo seguido por un teodolito óptico será posible obtener una mayor exactitud de la medición del viento en altitud a elevaciones inferiores. Por lo tanto, la lectura de los ángulos de elevación debería redondearse a la décima de grado más próxima cuando aquellos sean superiores a 20°; a los 0,05° más próximos cuando sean iguales o inferiores a 20°, pero mayores de 15°; y a los 0,01° más próximos cuando sean iguales o inferiores a 15°. Para medir el tiempo podrá utilizarse un cronómetro o un despertador que suene a los intervalos deseados.

En los ascensos en que se utilice un solo teodolito, la evaluación de la velocidad y de la dirección del viento implica el cálculo trigonométrico de las variaciones, minuto a minuto, de la posición del plano del globo. La manera más práctica de hacerlo consistirá en utilizar una calculadora de bolsillo.

Si se requiere una mayor exactitud habría que utilizar la técnica de doble teodolito. La línea de base entre los instrumentos debería tener una longitud

mínima de 2 km, a ser posible en una dirección casi perpendicular al viento dominante. Los cálculos se simplifican cuando las dos estaciones de seguimiento están a un mismo nivel. La comunicación por teléfono o por radio entre las dos estaciones ayudará a sincronizar las observaciones desde ambos emplazamientos. La sincronización es esencial para conseguir una exactitud satisfactoria de la medición. La utilización de teodolitos registradores, cuyas lecturas queden registradas electrónicamente, puede ser muy útil para mejorar la exactitud de las mediciones.

Para realizar el seguimiento con varios teodolitos pueden utilizarse otros procedimientos de evaluación. La redundancia proporcionada por la totalidad de los datos de seguimiento permite mejorar la exactitud de la medición, pero obliga a realizar los cálculos en un ordenador personal (véanse Lange, 1988 y Passi, 1978).

13.3.3 Observaciones realizadas con una antena direccional

Los sistemas de medición del viento que efectúan el seguimiento con antenas direccionales requieren unos procedimientos de instalación y mantenimiento muy cuidadosos. Deberá hacerse todo lo posible por asegurar la exactitud de las mediciones de elevación y acimut. A tal fin, será necesario nivelar exactamente la instalación y efectuar un mantenimiento cuidadoso para asegurarse de que la orientación del eje eléctrico de la antena se mantiene cercana al eje mecánico. Para ello pueden utilizarse varios métodos de comprobación, por ejemplo el seguimiento de la posición de transmisores u objetivos locales cuya posición sea conocida. En los últimos años, la orientación incorrecta del acimut ha generado errores adicionales en las mediciones del viento en numerosas estaciones.

La calibración del alcance oblicuo de un radar primario puede verificarse tomando como referencia objetivos estacionarios conocidos, si los hubiere. Por lo general, el seguimiento mediante radar puede verificarse comparando las alturas geopotenciales del radar con mediciones simultáneas de la radiosonda. En la sección 13.7 se examinan las correcciones de las mediciones de la altura por radar para los errores de seguimiento introducidos por la refracción atmosférica.

A altitudes de hasta unos 24 km, la comparación de las mediciones de la altura por radar con las alturas geopotenciales de la radiosonda permite identificar el seguimiento mediante radar que se sale de las normas. Además, cuando las mediciones por radar del alcance oblicuo son fiables es posible identificar pequeños errores sistemáticos de la elevación comparando las alturas por radar con las de la radiosonda en función de la cotangente de la elevación. En OMM (1987) se establecen los errores típicos de la altura geopotencial de la radiosonda para las radiosondas más habitualmente utilizadas.

Tanto los sistemas de radar como los radioteodolitos pueden encontrarse con dificultades para seguir un objetivo a corta distancia, debido a que la intensidad de la señal recibida por un lóbulo lateral de la antena puede ser suficientemente alta para permitir un seguimiento automatizado continuado a corta distancia; sin embargo, cuando el seguimiento se realiza desde un lóbulo lateral, la intensidad de la señal recibida disminuirá rápidamente al cabo de unos minutos, dando la impresión de que el objetivo ha desaparecido. Cuando ello suceda, puede resultar difícil recuperar el seguimiento en ciertos sistemas en condiciones de nubes bajas, lluvia o niebla en el lugar de lanzamiento. Por lo tanto, será necesario disponer de un método que permita comprobar que el objetivo está centrado en el haz principal al inicio del vuelo. Esta operación podría realizarla un operador utilizando un dispositivo de puntería, un telescopio o una videocámara alineada con el eje de la antena. La alineación del seguimiento es más difícil de comprobar con un radioteodolito interferométrico, pues el mecanismo de seguimiento del radioteodolito no siempre coincidirá exactamente con la dirección observada de desplazamiento del globo.

13.3.4 Observaciones realizadas con sistemas de radionavegación

Para obtener mediciones satisfactorias del viento en altitud desde sistemas de radionavegación terrestres es necesario que la radiosonda reciba señales de al menos tres estaciones. La diferencia entre los instantes de llegada de las señales de navegación recibidas por la radiosonda, tras una transmisión coherente desde dos ubicaciones, define el lugar geométrico o la línea de posición (OMM, 1985), que tendrá la forma de una hipérbola sobre un plano (pero se convertirá en una elipse sobre una superficie esférica). Por esa razón, los sistemas de navegación que utilizan esta técnica se denominan sistemas hiperbólicos. Dos líneas de posición que se corten serán suficientes para determinar las posiciones en el plano. Sin embargo, si las líneas de posición son casi paralelas en el punto de intersección puede obtenerse un error considerable de la posición, asociado a un pequeño error en el instante

de llegada. Con los sistemas navaid de medición del viento en altitud ha quedado claramente demostrado que deberían utilizarse todas las señales navaid disponibles de un tipo determinado (por lo general, cuatro o cinco como mínimo) para mejorar la fiabilidad del seguimiento. En Karhunen (1983) se indica un tipo de algoritmo utilizado para explotar todas las señales disponibles del sistema navaid.

La geometría utilizada para las señales de navegación por satélite es tal que los algoritmos de determinación del viento mediante GPS parece que funcionan más fiablemente cuando, durante el ascenso, se reciben las señales desde, al menos, ocho satélites. El almanaque del GPS se puede utilizar para identificar los momentos en los que la geometría satelital resulte insuficiente para obtener datos de viento. En la práctica, esta situación no se dará muy frecuentemente con la actual configuración satelital.

Al realizar mediciones del viento en altitud con sistemas de seguimiento navaid, el sistema terrestre navaid tendría que estar exactamente sincronizado con las transmisiones navaid antes del lanzamiento. La sincronización se obtiene, generalmente, utilizando señales recibidas mediante una antena local conectada al receptor del sistema terrestre. Esa antena debería poder recibir las señales adecuadas para efectuar la sincronización sean cuales fueren las condiciones meteorológicas en el emplazamiento.

El equipo de tierra deberá suministrar también al operador indicaciones claras de las señales navaid disponibles para medir el viento antes del lanzamiento y durante el vuelo de la radiosonda.

Después del lanzamiento, los sistemas navaid están muy automatizados. Sin embargo, las estimaciones de los errores de medición esperados, basadas en la configuración y en la calidad de las señales navaid recibidas, serán útiles para el operador. Durante el vuelo, el operador deberá poder identificar las radiosondas defectuosas con características de baja recepción o transmisión que proporcionen observaciones manifiestamente inferiores a las normales. Estas deberán ser eliminadas y, en su caso, habrá que repetir el lanzamiento.

13.4 UBICACIÓN DEL EQUIPO EN TIERRA

Un radioteodolito o un radar deberá ubicarse en un terreno elevado cuyo horizonte esté lo más libre posible de obstáculos. Ninguno de ellos debería subtender un ángulo mayor de 6° en el punto de observación. Un emplazamiento ideal sería una colina simétrica con una pendiente de unos 6° para una distancia de 400 m, en una hondonada rodeada de promontorios con una elevación angular de 1° o 2°.

El sistema de seguimiento debería estar sustentado en una base firme sobre la que se instalará el equipo. Para obtener unas mediciones navaid satisfactorias será esencial contar con una buena recepción de las señales mediante una antena navaid local y por la antena del sistema terrestre de la radiosonda. Las antenas deberían estar instaladas en un emplazamiento de observación en altitud que disponga de un horizonte adecuado para recibir señales desde todas las direcciones.

Generalmente, las mediciones del viento en altitud se comunican junto con las del viento en superficie. Es preferible que estas se obtengan en un emplazamiento cercano al lugar de lanzamiento del globo, que debería haberse seleccionado de modo que proporcione vientos que resulten adecuados al fin de la medición del viento en altitud. Por ejemplo, si la medición del viento en altitud es necesaria para detectar un efecto localizado que influye en un aeródromo, la ubicación óptima podría diferir de la de un emplazamiento requerido para observar movimientos en mesoescala y en escala sinóptica en un área más extensa.

13.5 FUENTES DE ERROR

13.5.1 Generalidades

Los errores generados en las mediciones del viento en altitud son una combinación de los errores debidos a un seguimiento imperfecto del movimiento horizontal del objetivo, de los errores en la altura asignada al objetivo, y de las diferencias entre el movimiento del objetivo y el movimiento atmosférico real.

13.5.1.1 Errores de seguimiento del objetivo

La relación entre los errores de viento y los de seguimiento difiere según el método de observación. En algunos sistemas, como los radioteodolitos, los errores de viento varían mucho con el alcance, el acimut y la elevación, incluso cuando los errores de esos parámetros de seguimiento se mantienen constantes con el tiempo. Por otra parte, los errores de viento

generados en los sistemas de seguimiento navaid no suelen variar demasiado con el alcance o con la altura.

En OMM (1975) se evaluaron las incertidumbres resultantes del cálculo manual de los datos de viento, llegándose a la conclusión de que el riesgo de introducir errores apreciables utilizando métodos manuales para calcular datos de viento (mesas de trazado, reglas de cálculo, etc.) era demasiado grande, y que deberían automatizarse los cálculos en la medida de lo posible.

La exactitud de todos los sistemas de medición del viento en altitud varía ocasionalmente. Esa variación puede producirse en períodos cortos durante el vuelo de un objetivo determinado, cuando el seguimiento se debilita temporalmente, o durante todo el vuelo, por ejemplo cuando las señales transmitidas desde una radiosonda navaid son defectuosas. En algunos lugares, la exactitud del seguimiento del viento en altitud puede deteriorarse gradualmente al cabo de varios meses, debido a la inestabilidad de la capacidad de seguimiento o a la configuración del sistema terrestre. En todo caso, convendría que se obtuviesen estimaciones de la exactitud de la medición del viento en tiempo real como complemento de los informes de tales mediciones. Los errores comunicados permitirían identificar mediciones de menor calidad y atribuirles una menor ponderación en los análisis numéricos. En la práctica, los errores pueden comunicarse utilizando las claves TEMP o PILOT y las tablas BUFR adecuadas (OMM, 1995).

Cuando los errores de seguimiento del objetivo comienzan a introducir errores de viento inaceptables a una resolución vertical determinada, se suele compensar la situación calculando los valores de viento a una menor resolución vertical. La mayor parte del tiempo, los vientos en altitud no cambian muy rápidamente en la vertical. Suele ser difícil obtener una gran diferencia entre dos mediciones del viento en altitud efectuadas a resoluciones verticales de 150 m y de 1,2 km.

En la práctica, la reducción escalonada de la resolución vertical de las mediciones del viento en altitud a través de la troposfera superior y de la estratosfera inferior se adoptó principalmente para superar las limitaciones de seguimiento de los radioteodolitos. Esta práctica no está justificada a tenor de la estructura vertical real observada en la atmósfera pues muchas de las mayores cizalladuras de viento verticales se encuentran generalmente en los niveles superiores de las corrientes en chorro, entre 10 y 18 km de altitud (véanse, por ejemplo, los perfiles verticales de viento detalladamente expuestos en Nash, 1994).

13.5.1.2 Errores en la asignación de altura

Los errores en la asignación de altura no suelen ser importantes a menos que la altura haya sido obtenida a partir del tiempo de vuelo y de un valor supuesto de la velocidad de ascenso del globo.

No obstante, las pruebas efectuadas con sistemas totalmente automatizados de medición del viento en altitud revelan frecuentemente discrepancias entre las horas asignadas a las observaciones del viento y las asignadas a las correspondientes mediciones de radiosonda. En algunos casos, la sincronización del viento no comenzó al mismo tiempo que la de la radiosonda, y en otros se perdió durante el vuelo por diversas razones. En otros sistemas, las horas asignadas a los vientos en los informes no se corresponden con las de las muestras de los datos utilizadas para calcular el viento, sino con la hora de comienzo o finalización del muestreo. Todos los tipos de error de cronometría podrían dar lugar a grandes errores en las alturas asignadas a las mediciones de viento, y deben ser eliminados de los sistemas operativos fiables.

13.5.1.3 Movimiento del objetivo respecto de la atmósfera

El movimiento del objetivo respecto del aire tendrá más importancia para los sistemas con mayor exactitud de seguimiento y mayor resolución vertical. Por ejemplo, la oscilación de la radiosonda GPS situada bajo el globo es claramente visible en las mediciones de seguimiento mediante GPS, y deberá filtrarse siempre que sea posible.

El movimiento del globo respecto de la atmósfera, producido por la formación de vórtices a lo largo de la estela del globo, puede ocasionar errores de hasta 1 o 2 m s^{-1} (nivel 2σ) en el seguimiento de pequeños globos piloto (de 50 g de peso) a resoluciones verticales de 50 m. Los errores en el movimiento del globo son menos importantes en las mediciones operativas de rutina (resoluciones verticales de unos 300 m), donde las mediciones se realizan mediante el seguimiento de globos de mayor tamaño (de peso superior a 350 g).

El deslizamiento horizontal de los paracaídas de las radiosondas respecto de la atmósfera puede suponer también un factor limitador de la exactitud en las mediciones mediante radiosondas GPS con paracaídas. Las velocidades de descenso utilizadas con las radiosondas con paracaídas son, por lo general, dos veces superiores a la velocidad de ascenso de los globos con radiosonda en usos operativos.

13.5.2 Errores en las observaciones con globos piloto

Los errores instrumentales de un buen teodolito óptico no suelen ser superiores a ±0,05° y pueden variar lentamente con el acimut o con la elevación, pero son pequeños en comparación con los errores introducidos por el observador. Los errores de lectura no deberían ser superiores a 0,1°. La importancia de estos errores aumenta en los grandes alcances y cuando se opera a elevaciones bajas.

En los ascensos con un solo teodolito, la mayor fuente de errores es la incertidumbre respecto a la velocidad de ascenso del globo. Esta incertidumbre se produce por variaciones en la operación de llenado del globo con gas, en la forma de este y en la velocidad vertical de la atmósfera a través de la cual asciende. Un error proporcional determinado en la velocidad de ascenso da lugar a un error proporcional en la altitud del globo y, por consiguiente, al modificarse el ángulo de elevación, a un error proporcional en la velocidad del viento.

En los ascensos con doble teodolito, el efecto de los errores del sistema depende del método de evaluación adoptado. Schaeffer y Doswell (1978) han proporcionado análisis de tales errores.

13.5.3 Errores de los sistemas que utilizan antena direccional

La relación entre los errores del vector viento y los errores de las propias mediciones de seguimiento puede expresarse como una función aproximada de la altura y del viento medio (o del cociente entre este último y la velocidad ascensional media del globo). Por lo que se refiere a los errores aleatorios en las mediciones del viento mediante radares primarios y radioteodolitos, las relaciones son:

a) Mediciones de alcance oblicuo, acimut y elevación mediante radares primarios o secundarios:

$$\varepsilon_v^2 = 2\times[\varepsilon_r^2\times Q^2/(Q^2+1) + \varepsilon_\theta^2\times h^2 + \varepsilon_\phi^2\times h^2\times Q^2]/\tau^2 \qquad (13.1)$$

b) Mediciones de acimut, ángulo de elevación y altura mediante teodolitos ópticos o radioteodolitos y radiosondas:

$$\varepsilon_v^2 = 2\times[\varepsilon_h^2\times Q^2 + \varepsilon_\theta^2\times h^2\times(Q^2+1)^2 + \varepsilon_\phi^2\times h^2\times Q^2]/\tau^2 \qquad (13.2)$$

donde ε_v es el error vectorial del valor de viento calculado; ε_r es el error aleatorio en la medición del alcance oblicuo; ε_θ es el error aleatorio en la medición del ángulo de elevación; ε_ϕ es el error aleatorio en la medición del acimut; ε_h es el error aleatorio de la altura (deducido de la medición de la presión); Q es la magnitud del viento vectorial medio hasta la altura h, dividida por la velocidad ascensional media del globo hasta la altura h; y τ es el intervalo de tiempo transcurrido entre las muestras.

El cuadro 13.2 ilustra las diferencias de exactitud del viento vectorial obtenidas con estos dos métodos de medición del viento en altitud. La velocidad ascensional media utilizada para las mediciones del viento en altitud estará generalmente comprendida entre 5 y 8 m s^{-1}. Los valores del error vectorial del viento se deducen de las ecuaciones 13.1 y 13.2 para varias alturas y valores de Q, y para un sistema de seguimiento que reúna las características siguientes: ε_r, 20 m; ε_θ, 0,1°; ε_ϕ, 0,1°; ε_h, error de altura equivalente a un error de presión de 1 hPa; τ, 1 min.

El cuadro 13.2 pone de manifiesto que las mediciones efectuadas con un radioteodolito (o teodolito óptico) son claramente menos exactas que las obtenidas con un radar primario o secundario.

En las expresiones del error vectorial de los valores de viento calculados mediante las ecuaciones 13.1 y 13.2, los dos primeros términos que aparecen dentro de los corchetes representan el error radial y el error de los vientos observados con el mismo acimut que la antena de seguimiento. El tercer término del corchete representa el error tangencial, es decir, el error de viento observado a ángulos rectos del acimut de la antena de seguimiento. Con estos tipos de sistemas de medición del viento en altitud, la distribución del error no es independiente de la dirección, y no puede ser adecuadamente representada utilizando un solo parámetro. Así pues, los valores del cuadro 13.2 indican las magnitudes de error, pero no sus direcciones.

Cuando los errores tangenciales y radiales son muy diferentes en magnitud, la distribución de errores es muy elíptica y los errores combinados tienden a concentrarse paralela o perpendicularmente al eje de la antena de seguimiento. El cuadro 13.3 muestra los cocientes entre algunos de los errores tangenciales y radiales que se combinan para obtener los errores vectoriales del cuadro 13.2. En el cuadro 13.3, los valores superiores a 3 indican situaciones en que predomina la componente de error tangencial. Así pues, en las mediciones del viento mediante radar los errores tangenciales predominan a alcances mayores (valores altos del viento medio y, por consiguiente, valores altos de Q, más alturas máximas). Con los sistemas de

radioteodolito, los errores radiales predominan a alcances mayores, y el cociente es mucho menor de 1. La contribución principal a los errores radiales del radioteodolito la aporta el error del ángulo de elevación, salvo en las situaciones de altitudes elevadas con valores pequeños de *Q*, en cuyo caso el error aleatorio en la altura de la radiosonda se convierte en el mayor de los términos.

Los resultados indicados en los cuadros 13.2 y 13.3 se basan en una evaluación teórica de los errores de los diversos tipos de sistemas. No obstante, se supone que los valores de viento se calculan a partir de una simple diferencia entre dos muestras discretas de datos de seguimiento. Los cálculos no tienen en cuenta las posibles mejoras de exactitud obtenidas cuando la razón de cambio de la posición se calcula a partir de grandes muestras de información de seguimiento obtenida con una resolución temporal alta. El cuadro 13.4 contiene estimaciones de la exactitud de medición real lograda por varios radares y radioteodolitos en las cuatro fases de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM (en la sección 13.6.1.2 se encontrarán referencias al respecto).

De los tres radioteodolitos verificados en la citada comparación, el sistema japonés logró los mejores resultados para valores de *Q* elevados, pero el sistema utilizado sometía a un mayor suavizado las mediciones de la elevación, y no medía con exactitud el viento vertical en las capas superiores de

Cuadro 13.2. 90 por ciento del error vectorial (m s^{-1}) en función de la altura y del cociente *Q* entre el viento medio y la velocidad ascensional

	Radar						*Radioteodolito*					
Q	ε_v *5 km*	ε_v *10 km*	ε_v *15 km*	ε_v *20 km*	ε_v *25 km*	ε_v *30 km*	ε_v *5 km*	ε_v *10 km*	ε_v *15 km*	ε_v *20 km*	ε_v *25 km*	ε_v *30 km*
1	1	1	1,5	1,5	2,5	2,5	1	1,5	3	5,5	9	25
2	1	1,5	2,5	3	4	4	5	4	6,5	11	19	49
3	1,5	2,5	3	4	5	6	4	7	11	19	30	76
5	1,5	3	5	6	8	10	9	18	27	42	59	131
7	2,5	5	7	9	11	13	18	34	51	72	100	194
10	3	6,5	10	13	16	19	34	67	100	139	182	310

Notas: Este cuadro no incluye los errores adicionales introducidos por interferencias debidas a trayectos múltiples en las observaciones del radioteodolito. Cabe esperar errores adicionales debido a estos efectos para los valores de *Q* entre 7 y 10.

En la práctica, las observaciones del viento efectuadas con radioteodolitos se suavizan para las capas de mayor espesor que las indicadas en estos cálculos para todas las altitudes a partir de 5 km. Por lo tanto, para altitudes a partir de 15 km, los errores del radioteodolito deberían dividirse, al menos, por un factor de cuatro para que correspondan a la práctica operativa.

Cuadro 13.3. Relación entre las componentes del error en las observaciones del viento en altitud ($\alpha_{\varepsilon v}$ = error tangencial/error radial α)

	Radar						*Radioteodolito*					
Q	$\alpha_{\varepsilon v}$ *5 km*	$\alpha_{\varepsilon v}$ *10 km*	$\alpha_{\varepsilon v}$ *15 km*	$\alpha_{\varepsilon v}$ *20 km*	$\alpha_{\varepsilon v}$ *25 km*	$\alpha_{\varepsilon v}$ *30 km*	$\alpha_{\varepsilon v}$ *5 km*	$\alpha_{\varepsilon v}$ *10 km*	$\alpha_{\varepsilon v}$ *15 km*	$\alpha_{\varepsilon v}$ *20 km*	$\alpha_{\varepsilon v}$ *25 km*	$\alpha_{\varepsilon v}$ *30 km*
1	1/2	1	1	1	1	1	1/3	1/2	1/3	1/4	1/5	1/13
2	1	1	2	2	2	2	1/3	1/3	1/3	1/4	1/6	1/13
3	1	2	2	3	3	3	1/4	1/4	1/4	1/5	1/6	1/13
5	1	3	4	4	5	5	1/5	1/5	1/6	1/6	1/7	1/14
7	3	5	5	6	6	7	1/7	1/7	1/7	1/7	1/9	1/14
10	4	7	8	9	9	9	1/10	1/10	1/10	1/11	1/11	1/16

las corrientes en chorro. El radioteodolito portátil más pequeño instalado en Japón por Estados Unidos de América arrojaba los errores de mayor magnitud para valores de *Q* elevados, por problemas con la interferencia debida a trayectos múltiples.

La forma elíptica de las distribuciones de error para las observaciones de radar y de radioteodolito mostraba las tendencias previstas para valores de *Q* elevados. Sin embargo, el comportamiento elíptico no fue tan acusado como figura en el cuadro 13.3, probablemente porque los errores aleatorios en las razones de cambio del acimut y de la elevación eran, en la práctica, menores que los adoptados para el cuadro 13.3.

13.5.4 Errores en los sistemas de radionavegación terrestres

Los errores en los sistemas navaid dependen de la estabilidad de fase de las señales navaid recibidas en la radiosonda y de la posición de la radiosonda respecto de los transmisores de la red navaid. Sin embargo, no es posible ignorar la calidad del enlace telemétrico entre la radiosonda y el grupo receptor. En ciertas pruebas en que las radiosondas han alcanzado mayores distancias (entre 50 y 100 km, como mínimo), los errores de viento de los sistemas de medición de viento navaid aumentan con el alcance, pero generalmente en una proporción similar o inferior a la del aumento del alcance para un radar primario. Inmediatamente después del lanzamiento, la recepción de las señales de las radiosondas no siempre es fiable. En los sistemas Loran-C, los errores en la medición del viento son mayores inmediatamente después del lanzamiento que cuando la radiosonda se ha estabilizado tras varios minutos de vuelo.

La exactitud de las mediciones de viento con el sistema navaid está limitada principalmente por la relación señal-ruido de las señales recibidas en la radiosonda. El tiempo de integración utilizado en la práctica para obtener mediciones de viento fiables varía entre 30 segundos y 2 minutos para las señales Loran-C, y en menos de 1 minuto para las señales GPS. La intensidad de señal recibida en un determinado lugar desde ciertos transmisores

Cuadro 13.4. Estimaciones de los errores vectoriales aleatorios típicos (nivel 2σ, unidad: m s^{-1}) en las mediciones del viento en altitud obtenidas durante la Comparación internacional de radiosondas de la OMM (se incluyen estimaciones de los valores típicos de *Q* y $\alpha_{\varepsilon v}$ para cada una de las cuatro fases)

Sistema	ε_v *3 km*	$\alpha_{\varepsilon v}$ *3 km*	*Q* *3 km*	ε_v *18 km*	$\alpha_{\varepsilon v}$ *18 km*	*Q* *18 km*	ε_v *28 km*	$\alpha_{\varepsilon v}$ *28 km*	*Q* *28 km*	*Lugar de la prueba*
Radar primario (Reino Unido)	1,1	1	3,5	2,1	1,3	5	2,7	1,6	5	Reino Unido[a]
Radioteodolito (Estados Unidos)	2,1	≈ 1	1,5	4,8	≈ 1	2,5	5,2	≈ 1	1	Reino Unido
Radioteodolito (Estados Unidos)	2,8	≈ 1	2,5	10,4	0,4	6	9	0,33	4	Estados Unidos
Radioteodolito portátil	1,5	≈ 1	< 1	4,8	≈ 1	3	5,8	≈ 1	1,5	Kazajstán
Radioteodolito portátil	2,2	≈ 1	1,5	12	0,31	5,5	9	0,23	4	Japón
Radioteodolito (Japón)	1,7	≈ 1	1,5	6,4	0,48	5,5	4,7	0,48	4	Japón
Radar secundario (AVK, Federación de Rusia)	1,5	≈ 1	< 1	2,6	≈ 1	3	2,6	≈ 1	1,5	Kazajstán
Radar secundario (China)	1,5	≈ 1	< 1	3,8	≈ 1	3	3,4	≈ 1	1,5	Kazajstán

[a] Datos obtenidos de la prueba realizada en Reino Unido después de la fase I de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM (véase Edge y otros, 1986)

Loran-C puede fluctuar apreciablemente durante el día, debido, en general, a que en algunas circunstancias las variaciones diurnas de la altitud y de la orientación de las capas ionosféricas ejercen una mayor influencia sobre la intensidad de la señal. Las fluctuaciones de la intensidad y de la estabilidad de la señal pueden ser tan grandes que, en algunos lugares, no será posible efectuar mediciones del viento satisfactorias con los sistemas Loran-C en cualquier momento del día.

Un segundo factor importante que influye en la exactitud de la medición es la reducción geométrica de precisión de la exactitud del sistema de navegación, que depende de la ubicación del receptor de la radiosonda respecto de los transmisores navaid. Cuando la radiosonda está cerca del centro de la línea de base entre los dos transmisores, un error aleatorio determinado en la diferencia entre los instantes de llegada desde dos transmisores dará lugar a un pequeño error aleatorio de posición en una dirección paralela a la línea de base entre los transmisores. Sin embargo, si la radiosonda está situada en la prolongación de la línea de base más allá de los transmisores, el mismo error aleatorio en la diferencia entre los instantes de llegada dará lugar a un error de posición muy considerable en la misma dirección. Para conseguir la exactitud máxima en las mediciones del viento horizontal en dos dimensiones se necesitan, como mínimo, dos pares de transmisores navaid con sus líneas de base aproximadamente en ángulo recto, y con la radiosonda en el centro del triángulo definido por los tres transmisores. En la práctica, para mejorar la exactitud de las mediciones del viento se utilizan, siempre que ello es posible, señales procedentes de más de dos pares de transmisores navaid. Las técnicas que utilizan soluciones de mínimos cuadrados para determinar la coherencia de las mediciones del viento obtenidas resultan útiles para estimar valores de los errores en las mediciones del viento.

Otra fuente de error es la perturbación de la propagación de las señales enviadas por transmisores de la red navaid.

13.5.4.1 Sistemas de medición del viento Loran-C

Como se indica en el cuadro 13.5, los sistemas disponibles en el mercado permiten realizar mediciones del viento de buena calidad. En ciertas pruebas de instalación efectuadas en las islas británicas se obtuvo la misma calidad de medición que utilizando principalmente señales de ondas terrestres, como se indica en Nash y Oakley (1992). La calidad de medición obtenida con transmisores para mayores alcances, en que las ondas ionosféricas son apreciables, se estimó a partir de los resultados de la fase IV de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM celebrada en Japón (véase OMM, 1996).

13.5.5 Errores en los sistemas de medición del viento mediante GPS

En teoría, los sistemas de medición del viento mediante GPS que utilizan códigos C/A en modo diferencial deberían ser capaces de medir los vientos con una incertidumbre de 0,2 m s^{-1}. Las estimaciones de exactitud del cuadro 13.5 se llevaron a cabo en base a recientes pruebas de la OMM de radiosondas GPS. La principal diferencia entre los sistemas estriba en el filtro aplicado a los vientos para eliminar el movimiento pendular de la radiosonda. A largo plazo, las mediciones del viento mediante GPS serán por lo menos tan fiables como las mejores mediciones obtenidas con radares primarios.

13.6 COMPARACIÓN, CALIBRACIÓN Y MANTENIMIENTO

13.6.1 Comparación

Los sistemas de observación del viento en altitud suelen ser bastantes complejos y presentan diferentes modos de avería. No es inhabitual que los

Cuadro 13.5. Error aleatorio (nivel 2σ) y error sistemático previstos en sistemas de medición del viento navaid en zonas donde la cobertura de señales navaid es casi óptima

Sistema	*Tiempo medio (s)*	*Error sistemático (m s^{-1})*	*Error aleatorio (m s^{-1})*
Loran-C (onda de superficie)	30 – 60	hasta ±0,2	0,6 – 3
Loran-C (onda ionosférica)	60 – 120	hasta ±0,2	1,6 – 4
GPS	5	hasta ±0,1	0,2 – 0,6

sistemas experimenten un fallo parcial, sin por ello dejar de generar una estructura de viento vertical que parezca ser verosímil a los operadores. Numerosos sistemas requieren un ajuste y mantenimiento cuidadosos para mantener la exactitud del seguimiento.

La exactitud de las mediciones del viento de los sistemas operativos puede verificarse tomando como referencia estadísticas de control elaboradas por centros de predicción numérica del tiempo. Las estadísticas de control consisten en resúmenes de las diferencias entre las mediciones del viento en altitud en cada emplazamiento y los campos de predicción a corto plazo (información general) en el mismo lugar. Con las técnicas actuales de asimilación y análisis de datos, los errores de observación influyen en cierta medida en los campos de análisis meteorológico. Se ha evidenciado así que las predicciones de corto plazo a partir de un análisis realizado 6 horas antes de la hora de observación permiten detectar los errores de observación con la máxima fiabilidad.

El funcionamiento de los sistemas de medición del viento en altitud puede compararse también con el de otros sistemas cuya calidad de medición ha sido determinada mediante pruebas especiales. Tales pruebas permiten evaluar los errores de seguimiento independientemente de los errores de asignación de altura.

Ambos tipos de comparación pueden interpretarse utilizando los métodos estadísticos propuestos en OMM (1989).

13.6.1.1 Control operativo por comparación con campos de predicción

Los centros principales designados por la Comisión de Sistemas Básicos de la OMM pueden proporcionar a los operadores de los sistemas las estadísticas necesarias para realizar comparaciones diarias entre mediciones del viento operativas y campos de predicción a corto plazo de los modelos de predicción numérica del tiempo.

La interpretación de las estadísticas de control para los vientos en altitud no es tarea simple. Los errores aleatorios de los campos de predicción son de magnitud similar o superior a los del sistema de viento en altitud si este funciona correctamente. Los errores de predicción varían con la ubicación geográfica, y para su interpretación puede ser necesario solicitar orientación a los centros de predicción numérica del tiempo. Sin embargo, es relativamente fácil identificar los sistemas de viento en altitud en que los errores aleatorios son mucho mayores de lo normal. En los últimos años se han identificado fallos en cerca de un 6 por ciento de los sistemas de la red mundial. Los radioteodolitos y los radares secundarios son los sistemas que presentan más fallos de funcionamiento.

Los resúmenes de errores sistemáticos entre observaciones y campos de predicción a lo largo de varios meses o de todo un año son también útiles para identificar errores sistemáticos de la velocidad y de la dirección del viento en un sistema determinado. Los pequeños desajustes en las antenas de seguimiento de los radioteodolitos o de los radares son fallos relativamente comunes.

13.6.1.2 Comparación con otros sistemas de medición del viento

Mediante pruebas de comparación especiales entre sistemas de medición del viento en altitud ha sido posible obtener gran cantidad de información sobre el funcionamiento real de los diversos sistemas de medición del viento en altitud utilizados en todo el mundo. En ellas, varios objetivos que penden de un único globo son seguidos simultáneamente por diversos sistemas terrestres. La hora fijada para los informes de viento de las distintas estaciones de tierra está sincronizada con un margen inferior a 1 segundo. Seguidamente, las mediciones del viento se comparan en función del tiempo de vuelo, y a las altitudes asignadas a los vientos, de manera independiente. La interpretación de los resultados de la comparación será más fiable si al menos uno de los sistemas produce mediciones del viento de alta exactitud con unas características de error establecidas.

Entre 1984 y 1993 se realizó una serie completa de pruebas de comparación en el marco de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM. Las fases I y II de las pruebas se efectuaron en Reino Unido de Gran Bretaña e Irlanda del Norte y en Estados Unidos de América, respectivamente (OMM, 1987). La fase III, a cargo de la Federación de Rusia, tuvo lugar en Kazajstán (OMM, 1991), y la fase IV se desarrolló en Japón (OMM, 1996).

La información contenida en los cuadros 13.4 y 13.5 estaba principalmente basada en los resultados de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM y en pruebas adicionales realizadas con arreglo a las mismas normas que las pruebas de la OMM.

Una vez completada la fase de desarrollo de los sistemas GPS de medición del viento, se espera que estos sirvan como patrones itinerantes útiles y fiables para las pruebas de comparación de los sistemas de medición del viento en altitud en áreas del mundo más apartadas.

13.6.2 Calibración

La calibración del alcance oblicuo debería comprobarse para los radares que utilizan señales de retorno provenientes de un objeto alejado cuya ubicación se conozca con exactitud. También sería preciso comprobar de modo similar el acimut.

La orientación de las antenas de seguimiento de los radioteodolitos o de los radares debería verificarse periódicamente comparando las lecturas realizadas mediante un teodolito óptico. Cuando las diferencias medias entre las observaciones de elevación mediante teodolito y mediante radar sean superiores a 0,1° habría que comprobar el ajuste de la antena de seguimiento. Si la comprobación del acimut se efectúa por medio de una brújula, la conversión del norte geomagnético al norte geográfico deberá hacerse exactamente.

Con los sistemas navaid, es importante verificar que el ordenador del sistema de tierra registre exactamente la ubicación del sistema terrestre. El sistema de seguimiento navaid habrá de configurarse correctamente de acuerdo con las instrucciones del fabricante, y debería tener un funcionamiento estable antes del lanzamiento de la radiosonda.

13.6.3 Mantenimiento

Los radioteodolitos y radares son relativamente complejos y, por lo general, requieren mantenimiento a cargo de un técnico con experiencia, que deberá ocuparse tanto de las tareas de mantenimiento eléctrico y mecánico como de las reparaciones. El nivel de especialización y la frecuencia del mantenimiento variarán según el modelo del sistema. Algunos radioteodolitos modernos han sido diseñados para mejorar la fiabilidad mecánica en comparación con los primeros tipos utilizados. El costo y la viabilidad del servicio de mantenimiento son factores importantes a la hora de seleccionar el tipo de sistema que se utilizará para medir el viento en altitud.

En la mayoría de los actuales sistemas de seguimiento navaid, los fallos eléctricos se subsanan sustituyendo los módulos averiados. Entre estos módulos se incluirían, por ejemplo, los receptores de la radiosonda o los sistemas de seguimiento navaid. Los sistemas navaid terrestres no contienen, por lo general, partes móviles, y su mantenimiento mecánico es insignificante, aunque será necesario inspeccionar regularmente sistemas de antenas, cables y conectores, por si estuvieran afectados por la corrosión u otros efectos de la intemperie. El costo de mantenimiento será mínimo, siempre y cuando se hayan adquirido suficientes módulos de repuesto.

13.7 CORRECCIONES

Cuando las observaciones de radioviento se efectúan mediante radar, la información de seguimiento del mismo se utiliza para calcular la altitud asignada a las mediciones. Tales alturas de radar deberán corregirse para reflejar la curvatura de la Tierra mediante la fórmula siguiente:

$$\Delta z_{\text{curvatura}} = 0{,}5\,(r_s \times \cos\theta)^2/(R_c + r_s \operatorname{sen}\theta) \qquad (13.3)$$

donde r_s es el alcance oblicuo hasta el objetivo; θ es el ángulo de elevación en dirección al objetivo; y R_c es el radio de curvatura de la Tierra en la estación de tierra.

Cuadro 13.6. Ejemplos de correcciones para la curvatura y refracción de la Tierra a la altura observada del radar

Alcance del plano (km)	*Altitud (km)*	$\Delta z_{curvatura}$	$\Delta z_{refracción}$ *60°N 01°W*	$\Delta z_{refracción}$ *36°N 14°E*	$\Delta z_{refracción}$ *1°S 73°E*
25	10	49	–9	–10	–12
50	15	196	–31	–34	–39
100	20	783	–106	–117	–133
150	25	1 760	–211	–231	–262
200	30	3 126	–334	–363	–427

Además, la dirección de propagación del haz del radar varía debido a que el índice de refracción del aire disminuye en promedio con la altura, al igual que la temperatura y el vapor de agua. Las variaciones del índice de refracción hacen que la onda de radar se curve y regrese a la Tierra. Así pues, debido a la refracción atmosférica, el ángulo de elevación observado en el radar será casi siempre mayor que la elevación geométrica verdadera del objetivo.

En el cuadro 13.6 se indican las magnitudes típicas de las correcciones de la refracción, $\Delta z_{\text{refracción}}$, calculadas por Hooper (1986). Con el reciente aumento de la capacidad de procesamiento de los ordenadores de los sistemas de tierra, se dispone más fácilmente de algoritmos para calcular las correcciones del índice de refracción en aplicaciones con radares de seguimiento de alta precisión. Las correcciones que figuran en el cuadro 13.6 se han calculado a partir de medias climatológicas de temperatura y vapor de agua en períodos de cinco años en diversos lugares. Los días en que los errores de refracción son máximos, las correcciones necesarias podrían ser superiores a las medias climatológicas del cuadro 13.6 hasta en un 30 por ciento en algunos lugares.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Acheson, D. T., 1970: *Loran-C Windfinding Capabilities: Wallops Island Experiments*. United States Department of Commerce, Weather Bureau, ESSA Technical Memorandum WBTM EDL 11.

de Boor, C., 1978*: A Practical Guide to Splines*. Springer Verlag, Nueva York.

Edge, P., M. Kitchen, J. Harding y J. Stancombe, 1986: *The Reproducibility of RS3 Radiosonde and Cossor WF Mk IV Radar Measurements*. Meteorological Office, Bracknell, OSM 35.

Elms, J. B. y J. Nash, 1996: Personal communication of results from a comparison of pre-production GPS radiosonde wind measurements with Loran-C and radar winds. Camborne, Reino Unido, 15 a 19 de enero de 1996.

Hooper, A. H., 1986: *The Calculation of Radio-wave Refraction, with Special Reference to Data from Height-finding Radars*. Meteorological Office, Bracknell, OSM 17.

Kaisti, K., 1995: New low-cost GPS solution for upper-air windfinding. *Proceedings of the Ninth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, Carolina del Norte (27 a 31 de marzo de 1995), American Meteorological Society, págs. 16 a 20.

Karhunen, P., 1983: Automated windfinding developments. *Preprints of the Fifth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation* (Toronto, 11 a 15 de abril de 1983), págs. 110 a 115.

Lange, A. A., 1988: A high-pass filter for optimum calibration of observing systems with applications. En: *Simulation and Optimization of Large Systems* (A. J. Osiadacz, ed.). Clarendon Press, Oxford, págs. 311 a 327.

Nash, J., 1994: Upper wind observing systems used for meteorological operations. *Annales Geophysicae*, volumen 12, págs. 691 a 710.

Nash, J. y T. J. Oakley, 1992: Experience in the use of Loran-C windfinding in the United Kingdom. *Proceedings of the Twenty-first Annual Technical Symposium*, Wild Goose Association, Birmingham, Inglaterra, págs. 81 a 88.

Organización Meteorológica Mundial, 1975: *Upper-air Sounding Studies. Volume II: Manual Computation of Radiowinds* (R. E. Vockeroth). Nota técnica Nº 140, WMO-No. 394, Ginebra.

—, 1985: *Meteorological Observations Using Navaid Methods* (A. A. Lange). Nota técnica Nº 185, WMO-No. 641, Ginebra.

—, 1986: *Algorithms for Automatic Aerological Soundings (*A. H. Hooper). Informe Nº 21 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 175, Ginebra.

—, 1987: *WMO International Radiosonde Comparison (UK 1984, USA 1985): Final Report* (J. Nash y F. J. Schmidlin). Informe Nº 30 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 195, Ginebra.

—, 1989: An algorithmic approach for improving and controlling the quality of upper-air data (A. A. Lange). *Artículos presentados en la Cuarta Conferencia técnica de la OMM sobre instrumentos y métodos de observación (TECIMO-IV)* (Bruselas, 4 a 8 de septiembre de 1989). Informe Nº 35 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 303, Ginebra, págs. 87 a 92.

—, 1991: *WMO International Radiosonde Comparison – Phase III, Dzhambul (USSR), 1989: Final Report* (A. Ivanov, A. Kats, S. Kurnosenko, J. Nash y N. Zaitseva). Informe Nº 40 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 451, Ginebra.

—, 1994: A new GPS rawinsonde system (D. B. Call). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación (TECO-94)* (Ginebra, 28 de febrero a 2 de marzo de 1994), Informe Nº 57 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 588, Ginebra, págs. 159 a 163.

—, 1995: *Manual de claves*. OMM-Nº 306, Ginebra.

—, 1996: *WMO International Radiosonde Comparison – Phase IV – Tsukuba, Japan, 1993: Final Report* (S. Yagi, A. Mita y N. Inoue). Informe Nº 59 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 742, Ginebra.

—, 2003*a*: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. Volumen I — Aspectos mundiales, OMM-Nº 544, Ginebra.

—, 2003*b*: *Executive Summary of the WMO Intercomparison of GPS Radiosondes* (Alcantâra, Maranhão, Brasil, 20 de mayo a 10 de junio de 2001). Informe Nº 76 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1153, Ginebra.

Passi, R. M., 1978: Overdetermined windfinding systems. *Atmospheric Technology*, número 10, invierno de 1978-1979, págs. 65 a 75.

Passi, R. M. y C. Morel, 1987: Wind errors using the worldwide Loran network. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 4, págs. 690 a 700.

Schaefer, J. T. y C. A. Doswell, 1978: The inherent position errors in double-theodolite pibal measurements. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 17, págs. 911 a 915.

Stickland, J. J., 1996: Personal communication of results of trials of GPS radiosondes. Bureau of Meteorology, Australia.

CAPÍTULO 14

OBSERVACIONES DEL TIEMPO PRESENTE Y DEL TIEMPO PASADO; ESTADO DEL TERRENO

14.1 GENERALIDADES

14.1.1 Definiciones

En la práctica de la observación se considera que la expresión *tiempo meteorológico* se refiere a observaciones del estado de la atmósfera y de los fenómenos asociados, que en un principio no se preveía medir cuantitativamente. Dichas observaciones son descripciones cualitativas de los fenómenos observados en la atmósfera o en la superficie de la Tierra, como la precipitación (hidrometeoro que cae a través de la atmósfera), partículas suspendidas en el aire o llevadas por el viento (hidrometeoros y litometeoros), u otros fenómenos ópticos (fotometeoros) o manifestaciones eléctricas (electrometeoros) especialmente designados. En OMM (1975) pueden encontrarse descripciones detalladas.

Un *hidrometeoro* es un conjunto de partículas de agua líquida o sólida, que pueden estar suspendidas en el aire, caer a través de la atmósfera, ser levantadas por el viento desde la superficie de la Tierra o ser depositadas sobre objetos en el suelo o en el aire libre.

Un *litometeoro* es un conjunto de partículas, la mayoría de las cuales son sólidas y no acuosas. Las partículas están más o menos suspendidas en el aire o pueden ser levantadas desde el suelo por el viento.

Un *fotometeoro* es un fenómeno luminoso producido por reflexión, refracción, difracción o interferencia de la luz procedente del Sol o de la Luna.

Un *electrometeoro* es una manifestación, visible o audible, de la electricidad atmosférica.

Los fenómenos meteorológicos localizados constituyen una clase especial de fenómenos meteorológicos. En OMM (1992) puede encontrarse la definición de estos fenómenos. Los fenómenos específicos como los remolinos de polvo y las nubes de embudo se definen y se describen en la sección 14.2.3.

En las observaciones meteorológicas se consigna el tiempo de dos maneras. El *tiempo presente* es una descripción de los fenómenos meteorológicos presentes en el momento de la observación. El *tiempo pasado* se utiliza para describir los fenómenos meteorológicos significativos ocurridos durante la hora anterior, pero que no aparecen durante el momento de la observación.

En este capítulo también se describen los métodos de observación de un elemento relacionado, a saber, el estado del terreno. El *estado del terreno* se refiere a la condición de la superficie de la Tierra como resultado de los fenómenos meteorológicos y climatológicos recientes, en términos de la cantidad de humedad o de la descripción de cualquier tipo de acumulación de partículas sólidas, o acuosas o no acuosas que cubren la superficie normal.

14.1.2 Unidades y escalas

En las estaciones dotadas de personal, las observaciones especificadas como tiempo presente, tiempo pasado o estado del terreno, se comunican junto con los datos cuantitativos. Dichas observaciones se han normalizado en escalas que permiten al observador seleccionar un término apropiado para una gran cantidad de descripciones obtenidas a través de las percepciones de observadores humanos y que se enuncian en OMM (2010).

Desde 1990, el establecimiento de estaciones meteorológicas automáticas ha generado la necesidad de cuantificar las funciones desempeñadas hasta ahora por los observadores. Para incorporar los diversos grados de complejidad y efectividad en las observaciones de tiempo presente y de tiempo pasado realizadas en estaciones meteorológicas automáticas, en OMM (2010) se ofrecen instrucciones de cifrado específicas. Dada la complejidad de la transmisión de datos sobre el tiempo presente y el tiempo pasado mediante sofisticados sistemas de observación del tiempo presente, esos datos deberían transmitirse como cantidades en un modelo de clave binaria, puesto que el modelo de clave alfanumérica está sujeto a numerosas restricciones en la presentación de informes completos.[1]

1 La Recomendación 3 (CBS-XII) se refiere al requisito de "notificar cantidades observadas en lugar de parámetros cualitativos sobre el estado actual del tiempo en la observación mediante estaciones automáticas en las claves FM 94 BUFR y FM 95 CREX".

14.1.3 Requisitos meteorológicos

El tiempo pasado y el tiempo presente, así como el estado del terreno, se utilizan principalmente como descripción cualitativa de los fenómenos meteorológicos. Son un requisito sobre todo por los efectos que tienen sobre las actividades humanas y la seguridad en el transporte, y también por la importancia que revisten para entender y predecir los sistemas meteorológicos sinópticos. En otros capítulos de esta Guía se tratan temas afines. La medición cuantitativa de la precipitación se describe en el capítulo 6 de la parte I y las observaciones de las nubes, en el capítulo 15 de la parte I. En la parte II se abordan temas específicos relativos a las observaciones aeronáuticas, las observaciones marinas, los sistemas automatizados, los radares y las cuestiones atmosféricas.

En el presente capítulo, las observaciones meteorológicas de interés para la determinación del tiempo presente y del tiempo pasado se dividen en tres tipos, a saber: las precipitaciones (caída de hidrometeoros), la transparencia atmosférica y las partículas en suspensión (litometeoros e hidrometeoros en suspensión o llevados por el viento), y otros fenómenos meteorológicos (como las nubes de embudo, las turbonadas y los relámpagos). La precipitación líquida o la niebla que deja depósitos congelados sobre las superficies se incluyen en la categoría correspondiente a precipitación e hidrometeoros en suspensión.

Otros fenómenos, como los de naturaleza óptica (fotometeoros) o los electrometeoros diferentes del relámpago, son indicadores de condiciones atmosféricas particulares y se pueden incluir en el registro habitual de la sucesión de fenómenos meteorológicos ocurridos que mantiene la estación. Aunque no son importantes para la determinación del tiempo pasado y del tiempo presente, al cifrar las observaciones meteorológicas normalizadas, se los incluye solo para que el tema quede bien tratado.

14.1.4 Métodos de observación

Para observar todas las modalidades diferentes del tiempo meteorológico, en la actualidad solo se cuenta con las observaciones visuales y auditivas efectuadas por un observador humano capacitado. No obstante, dado el costo elevado que implica el mantenimiento del personal compuesto por un número significativo de observadores capacitados, algunos Servicios Meteorológicos utilizan cada vez más los sistemas de observación automatizados en las redes primarias de observación, y también para seguir complementando las redes de estaciones dotadas de personal con observaciones automatizadas procedentes de zonas distantes.

Estudios teóricos (Bespalov y otros, 1983) han confirmado la posibilidad de determinar los fenómenos meteorológicos mediante el análisis lógico de un grupo de variables de datos. No se dispone actualmente de un único sensor para clasificar todos los fenómenos de tiempo presente, por lo que para efectuar esas determinaciones se utilizan los datos obtenidos de varios sensores (por ejemplo, visibilidad, temperatura, punto de rocío, velocidad de viento y diferenciación entre lluvia y nieve). Los sistemas de observación automatizados tienen la capacidad de realizar ese análisis lógico, pero sus posibilidades de observación de los fenómenos meteorológicos necesarios varían según los instrumentos del sistema y la complejidad de los algoritmos. Aunque los sistemas automatizados no pueden observar todos los tipos de fenómenos meteorológicos, sí lo hacen en el caso de los más importantes y, por ello, son una alternativa rentable con respecto al observador humano plenamente capacitado.

14.2 OBSERVACIÓN DEL TIEMPO PRESENTE Y DEL TIEMPO PASADO

Las observaciones que se registrarán como tiempo presente y tiempo pasado incluyen los fenómenos siguientes: precipitación (lluvia, llovizna, nieve, hielo granulado, cinarra, polvo brillante y granizo), transparencia atmosférica y partículas en suspensión (calima, polvo, humo, neblina, niebla, arrastre eólico de nieve, tempestades de polvo o arena, tolvaneras), nubes de embudo, turbonadas y relámpagos.

En la observación del tiempo presente es necesario tener en cuenta los diversos fenómenos que ocurren en la estación o en el campo visual de la misma durante la hora de observación. En los informes sinópticos, cuando no haya precipitaciones en el momento de la observación, se tendrán en cuenta las condiciones imperantes durante la última hora para seleccionar los dígitos de la clave.

14.2.1 Precipitación

14.2.1.1 Objetos de observación

Pueden definirse tres formas del *carácter de la precipitación:* chubasco, precipitación intermitente y precipitación continua. El chaparrón o chubasco

es un fenómeno de precipitación asociado con nubes convectivas físicamente separadas. Los observadores (o los instrumentos que los sustituyen) clasificarán también la precipitación en tres categorías de intensidad: débil, moderada o fuerte, según la cantidad de precipitación caída en un período de tiempo determinado u otros factores relacionados (tales como la visibilidad).

El *tipo de precipitación* (lluvia, llovizna, nieve, granizo) es el tercero de los principales elementos observables de la precipitación. Las observaciones de lluvia o llovizna a temperaturas bajas deberían indicar si la precipitación es engelante o no. Por definición, la lluvia o llovizna engelante origina el hielo liso por congelamiento al entrar en contacto con objetos sólidos. Las precipitaciones sólidas pueden ocurrir en forma de polvo brillante, cinarra, cristales de nieve aislados con forma de estrella, hielo granulado y granizo, y su descripción completa se ofrece en OMM (1975).

La definición de la escala de *intensidad de la precipitación* dependerá del carácter de la precipitación (intermitente, continua, chubasco) y del tipo (lluvia, llovizna, nieve, granizo). En varias reuniones del equipo de expertos de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación y de la Comisión de Sistemas Básicos se han desarrollado tablas que permiten obtener una relación más universal entre la interpretación cualitativa y subjetiva de un observador y las cantidades medidas mediante un sistema de observación de tiempo presente. En el anexo figura un ejemplo de estas tablas y de otras relaciones.

14.2.1.2 Instrumentos y dispositivos de medición: tipo de precipitación

Un aspecto importante de los instrumentos consiste en la determinación del tipo de precipitación. Por lo general, los sistemas que se están sometiendo a evaluación con fines operativos se basan en métodos ópticos o en radares (Van der Meulen, 2003). Las pruebas efectuadas sobre el terreno (OMM, 1998) demuestran que todos esos sistemas son capaces de detectar los principales tipos de precipitación, salvo la nieve o llovizna muy débiles, en más del 90 por ciento de los casos. El porcentaje de detección de una precipitación muy débil suele ser mucho menor.[2] Se necesitan algoritmos muy complejos para diferenciar los diversos tipos de precipitación. Por ejemplo, resulta difícil distinguir la nieve húmeda o la nieve fundida de la lluvia. A continuación, se enumeran los sensores que detectan el tipo de precipitación.

Sensor de tiempo presente de dispersión frontal/retrodispersión

Se utilizan diversos sensores de dispersión para notificar el tiempo presente, en particular el tipo de precipitación. Por lo general, se observa la luz que, procedente de una fuente, es dispersada por las partículas de precipitación bajo un ángulo fijo, lo cual proporciona información sobre el tamaño de las partículas. Otras mediciones (por ejemplo, el contenido de agua de las partículas, la velocidad de caída y la temperatura) ayudan a determinar la naturaleza de las partículas. Por ejemplo, las partículas grandes con un contenido de agua reducido se clasificarán como nieve. Algunos sensores pueden registrar una precipitación desconocida, en el caso de que la intensidad sea demasiado baja para poder llevar a cabo una determinación apropiada. Además del tipo de precipitación, estos sensores también pueden señalar (según el tipo de sensor) la intensidad de la precipitación, la duración de la precipitación (y, por lo tanto, pueden indicar la precipitación intermitente), y la visibilidad.

Se hace un uso generalizado de estos sensores, que suelen dar resultados aceptables para los tipos comunes de precipitación (lluvia, nieve), con unas tasas de detección de entre el 70 y el 90 por ciento (OMM, 1998), según el tipo exacto de prueba establecida y el instrumento específico. Otros tipos de precipitación no se observan tan bien, especialmente la precipitación mixta (lluvia y nieve). El granizo no se registra. Los umbrales para la precipitación débil pueden variar.

Disdrómetro óptico

Los disdrómetros ópticos también se utilizan para determinar el tipo de precipitación. Estos instrumentos utilizan la atenuación en un haz horizontal de luz en capa para detectar hidrometeoros. Cuando una partícula cae a través de la capa de luz, la intensidad del receptor se reduce. La cuantía de esta reducción se corresponde con el tamaño de la partícula, y la duración se corresponde con la velocidad de caída de la partícula. El tipo de partícula se obtiene de la combinación de esas dos magnitudes.

Por lo general, estos sensores también dan resultados aceptables para los tipos comunes de precipitación. Las tasas de detección, comparadas con las de los

2 El umbral para la detección de la lluvia es de 0,02 mm h^{-1} (véase el anexo 1.D del capítulo 1 de la parte I).

observadores, son similares a las de los sensores de dispersión (Bloemink y Lanzinger, 2005). También en este caso, resulta difícil detectar el granizo y los tipos de precipitación mixta. Este tipo de sensor es relativamente nuevo en el mercado.

Radar Doppler

También se pueden utilizar radares Doppler específicos para determinar el tipo de precipitación. El haz emitido (verticalmente) por el radar es devuelto mediante retrodispersión por los hidrometeoros en caída. La velocidad de caída de las partículas se puede determinar sobre la base del desplazamiento Doppler de la señal devuelta por retrodispersión. Cerca del suelo, se trata de una velocidad final de caída y corresponde al tamaño de las partículas. Algunos instrumentos tienen un volumen de medida superior al sensor, otros determinan la velocidad de caída a diferentes altitudes por encima del sensor para establecer el tipo de precipitación. También se utilizan mediciones adicionales (por ejemplo, temperatura en superficie).

Hay varios tipos diferentes de radar Doppler disponibles para detectar el tipo de precipitación. No suelen ser sensibles a las partículas pequeñas, como todas las técnicas de detección basadas en radares. Algunos tipos muestran resultados similares a los de los sensores de dispersión frontal/retrodispersión y los disdrómetros, es decir, producen resultados aceptables para la lluvia y la nieve, pero no para la precipitación mixta. El granizo no se registra.

Detector de impactos

Este tipo de sensor consiste en un material piezoeléctrico capaz de detectar el impacto de los hidrometeoros. La diferencia entre el impacto del granizo y de la lluvia difiere lo suficiente para distinguir estos dos tipos de precipitación. No se registran otros tipos de precipitación.

Puesto que solo se puede registrar la lluvia y el granizo, este sensor no es un sensor de tiempo presente plenamente operativo. No obstante, la parte que detecta el granizo puede resultar útil para algunos usuarios, ya que este suele ser un punto débil en otros sensores de tiempo presente.

Detector acústico

El detector acústico detecta el sonido de la caída de hidrometeoros, lo cual guarda relación con el tipo de precipitación. El sensor se desarrolló para complementar el sensor de tiempo presente de dispersión frontal/retrodispersión, en particular para mejorar la detección de granizo y de hielo granulado.

Los resultados iniciales del sensor eran prometedores (Wade, 2003).

Otros métodos

También pueden utilizarse cámaras para vigilar el tipo de precipitación. En ese caso, un observador/operador puede controlar las distintas cámaras desde una instalación central. Deberá seleccionarse un fondo de contraste apropiado para observar la precipitación. Dado que este tipo de mediciones requiere la presencia de un observador/operador, no se trata de mediciones automáticas del tiempo presente/pasado.

Se está utilizando un sensor diseñado específicamente para detectar la lluvia engelante o el hielo liso (Starr y van Cauwenberghe, 1991), que mide la cantidad de hielo acumulado en una sonda. La sonda vibra a una frecuencia proporcional a su masa. Cuando el hielo se forma en la sonda, cambia la masa de esta y disminuye la frecuencia de vibración. El sensor lleva un calentador para descongelar la sonda cuando sea necesario. Este dispositivo también resulta eficaz para detectar la nieve húmeda.

Los detectores de engelamiento pueden utilizarse para identificar la precipitación engelante, para lo cual existen diversos métodos. Por ejemplo, puede medirse el peso del hielo con una vara. Otro de los métodos utiliza una sonda de vibración ultrasónica, y la frecuencia de esta sonda varía cuando se forma hielo en ella. Recientemente, se ha llevado a cabo una prueba exhaustiva (Fikke y otros, 2007). Los resultados de los sensores de tiempo presente mejoran cuando se incluyen los datos de los detectores de engelamiento, en particular de la precipitación engelante (Sheppard y Joe, 2000). Los sistemas automatizados de observación meteorológica utilizan esta técnica.

14.2.1.3 Instrumentos y dispositivos de medición: intensidad y carácter de la precipitación

Los informes del tiempo presente comprenden una indicación de la intensidad y, por lo tanto, del carácter de la precipitación (a saber, chubasco, precipitación intermitente o precipitación continua), que, en muchos casos, también se mide mediante el sensor que determina igualmente el tipo de precipitación. No obstante, es asimismo posible utilizar

un sensor diferente para este fin. La medición de la intensidad también permite determinar la precipitación intermitente (por ejemplo, los chubascos de nieve). Recientemente se han intercomparado numerosos pluviómetros con respecto a la intensidad de la precipitación (OMM, 2006 y 2009), con inclusión de diferentes tipos de instrumentos y métodos de observación. A continuación figuran los métodos de medición automática que indican la intensidad de la precipitación.

Sensor de tiempo presente de dispersión frontal/retrodispersión

El sensor se describe en la sección anterior (14.2.1.2). La intensidad de la precipitación se calcula mediante la combinación de la distribución de las partículas por tamaño, el número de partículas y el tipo de precipitación. La intensidad de la precipitación determinada de esta forma suele ser menos exacta que cuando se utilizan métodos convencionales (por ejemplo, los pluviómetros de pesaje, los pluviómetros de cubeta basculante (o de balancín), etc.). La calibración de la intensidad de la precipitación también plantea un problema. Para obtener una indicación aproximada de la intensidad de la precipitación (débil, fuerte, etc.), puede utilizarse este método. Los fabricantes están trabajando en la mejora de los resultados de la intensidad de la precipitación.

Disdrómetro óptico

Este tipo de sensor también se describe en la sección anterior (14.2.1.2). La intensidad de la precipitación se calcula mediante la combinación de la distribución de las partículas por tamaño, el número de partículas y el tipo de precipitación. Dado que el método para determinar la intensidad de la precipitación es similar al del sensor de tiempo presente de dispersión frontal/retrodispersión, el análisis es igualmente similar. Se está trabajando en la mejora de los resultados de la intensidad de la precipitación (véase, por ejemplo, Lanzinger, Theel y Windolph, 2006).

Radar Doppler

Este sensor se describe en la sección anterior (14.2.1.2). La intensidad de la precipitación se calcula mediante la combinación de la distribución de las partículas por tamaño, el número de partículas y el tipo de precipitación. Los resultados de la intensidad de la precipitación han mostrado correlaciones aceptables (O(0,9)) con los pluviómetros convencionales cuando se utilizan en intervalos de 30 minutos (véase Peters, Fischer y Andersson, 2002).

Pluviómetro

Existen numerosos tipos diferentes de pluviómetros "convencionales", que se basan en diversos métodos de medición y que se describen en el capítulo 6 de la parte I. Por lo general, se diseñan para medir la cantidad de precipitación, si bien también hay algunos instrumentos (más pequeños) especialmente diseñados para ofrecer (una indicación de) la intensidad de la precipitación. Los pluviómetros diseñados para medir la cantidad de precipitación suelen ser menos exactos en la notificación de la intensidad de la precipitación. Sin embargo, la indicación de la intensidad de la precipitación, que es necesaria para los informes de tiempo presente, suele ser satisfactoria. Asimismo, muchos fabricantes están mejorando estos instrumentos con respecto a la intensidad de la precipitación (OMM, 2006 y 2009).

14.2.1.4 Instrumentos y dispositivos de medición: enfoque multi-instrumental

A fin de determinar las características del tiempo presente y la cantidad de precipitación, los sistemas de observación utilizan una gran variedad de sensores junto con algoritmos. Este enfoque multi-instrumental limita las técnicas implicadas. Otras observaciones típicas también relacionadas son la medición de la precipitación, la visibilidad, la temperatura del aire, el punto de rocío y la altura de la base de las nubes. Los algoritmos se caracterizan por el filtrado (por ejemplo, precipitación líquida solo si la temperatura del aire es superior a 6 °C). La combinación de numerosos sensores para determinar el tiempo presente también se utiliza en los sistemas de meteorología viaria (véase también la sección 14.3).

14.2.2 Transparencia atmosférica y partículas en suspensión

14.2.2.1 Objetos de observación

En los informes que tienen en cuenta las condiciones atmosféricas imperantes durante la última hora, debería distinguirse la calima de la neblina o la niebla acuosa. En el caso de la calima, el aire está relativamente seco, mientras que con neblina o niebla acuosa hay muestras de humedad alta en forma

de gotitas de agua o cencellada blanca depositadas sobre la hierba, las hojas, etc. Si la estación está dotada de instrumentos de medición, puede suponerse con bastante confianza que la oscuridad se debe a la calima si la humedad relativa es inferior a un cierto porcentaje (por ejemplo, 80 por ciento) y si la visibilidad está comprendida entre ciertos valores límite (por ejemplo, más de 1 kilómetro en la horizontal y más de 2 kilómetros en la vertical). La neblina se registra con valores de humedad altos y una visibilidad de 1 kilómetro o más. En los informes sinópticos se considera que el término "niebla" se aplica a las nieblas acuosas o heladas, que generalmente reducen la visibilidad horizontal en la superficie de la Tierra a menos de 1 kilómetro.

La cencellada blanca se produce cuando las gotitas de agua de la niebla se solidifican y convierten en hielo al entrar en contacto con objetos sólidos, cuya superficie está a una temperatura por debajo del punto de congelación. Las claves de tiempo presente y tiempo pasado no distinguen los diferentes tipos de cencellada. Cuando el término "niebla" aparezca en las claves de tiempo presente y tiempo pasado, se debería entender en este sentido. No obstante, en los resúmenes climatológicos, toda visibilidad inferior a 1 km se considera niebla.

Las ventiscas baja o alta de nieve consisten en nieve levantada del suelo por el viento después que esta haya caído. En la clave de tiempo presente se diferencia la ventisca baja de nieve de la ventisca alta; la primera de ellas se refiere a la nieve levantada hasta una altura que no sobrepasa el nivel del ojo del observador.

Otros fenómenos meteorológicos que habrá que detectar son la gran extensión de polvo en suspensión en el aire; el polvo o la arena levantados por el viento; las tempestades de polvo o de arena, ocasionadas por un viento turbulento, que levantan grandes cantidades de polvo o arena hacia el aire y reducen considerablemente la visibilidad; los remolinos de polvo o arena y, ocasionalmente, las nubes de embudo.

El observador debería utilizar como medio auxiliar la publicación OMM (1975).

14.2.2.2 Instrumentos y dispositivos de medición para determinar las características de la transparencia atmosférica y de las partículas en suspensión

Una de las maneras de determinar las características de la transparencia atmosférica y de las partículas en suspensión consiste en efectuar el complejo procesamiento de los valores medidos, que pueden funcionar como predictores. Esta técnica exige el estudio de las magnitudes meteorológicas que acompañan la formación, la intensificación y la desaparición del fenómeno de oscurecimiento en la atmósfera, y también el establecimiento de las condiciones limitadoras. Los problemas que plantea la determinación de nieblas, neblinas, calimas, tormentas de nieve y tempestades de polvo se abordan en Goskomgidromet (1984) y en OMM (1985). El alcance visual meteorológico es el elemento indicador más importante. Entre las variables restantes, la velocidad del viento, la humedad, la temperatura y el punto de rocío han demostrado ser criterios importantes para la determinación.

Los instrumentos que miden la visibilidad pueden utilizarse para determinar el alcance visual meteorológico, conforme a lo establecido en el capítulo 9 de la parte I, en particular en la sección 9.3. No obstante, cabe señalar que para determinar la niebla, la neblina y la calima, el alcance de estos instrumentos puede limitarse a unos pocos kilómetros. A continuación se describen tres tipos de instrumentos de visibilidad utilizados para determinar la niebla, la calima y la neblina.

Transmisómetro

Los transmisómetros miden la atenuación de una fuente de luz a una distancia determinada. Normalmente, la luz de una lámpara de destellos se detecta a una distancia de entre 10 y 200 metros. La visibilidad se calcula a partir de la atenuación de esta luz. Pueden utilizarse dos detectores a distancias diferentes (el denominado transmisómetro de doble base) para ampliar el alcance de detección. Los transmisómetros resultan especialmente apropiados para medir la visibilidad, y se utilizan ampliamente, sobre todo en los aeropuertos. En el caso de las visibilidades mayores, la incertidumbre de la medición aumenta a medida que lo hace la visibilidad (para más detalles, véase el capítulo 9 de la parte I). Tanto su instalación como su mantenimiento son relativamente costosos, ya que necesitan limpiezas con regularidad.

Sensor de dispersión frontal

El sensor se describe en la sección 14.2.1.2. Además del tipo de precipitación, este instrumento también puede medir la visibilidad. La cantidad de dispersión está relacionada con la atenuación óptica y se determina de forma empírica en el proceso de

calibración mediante la comparación de los resultados con un transmisómetro. Los sensores de dispersión frontal también son apropiados para medir la visibilidad y se utilizan cada vez más. Uno de los inconvenientes que presentan es que su calibración no es una tarea sencilla, y requiere atención. La instalación y el mantenimiento del instrumento son relativamente económicos, ya que no necesita que se lleven a cabo limpiezas tan frecuentes como en el caso de los transmisómetros.

Lidar

También puede utilizarse un sistema relativamente pequeño de detección y localización por ondas luminosas (lidar) para establecer la visibilidad utilizada, a su vez, en la determinación de la niebla. Un diodo láser emite pulsos luminosos, y se mide la luz reflejada por las partículas de la niebla/calima (en caso de que estén presentes). La visibilidad se determina sobre la base de la intensidad de la luz reflejada y de su tiempo de vuelo. El alcance de la visibilidad medida por un lidar es limitado, pero para determinar la niebla, la calima, etc., no se necesita un gran alcance visual.

14.2.3 Otros fenómenos meteorológicos

14.2.3.1 Objetos de observación

El reconocimiento y la observación de las nubes de embudo revisten una importancia capital para la protección de la vida y los bienes.

Nube de embudo (tornado o tromba marina): fenómeno consistente en un remolino de viento, frecuentemente violento, que aparece como una nube en forma de columna o cono invertido (nube de embudo) por debajo de la base de un *cumulonimbus*. La nube puede extenderse hasta la superficie de la tierra, pero sin llegar necesariamente al suelo, en cuyo caso levantará agua, polvo, arena o residuos y se formará un "arbusto" alrededor de la boca del embudo. El diámetro puede variar desde unos pocos metros hasta varios centenares de metros. Las nubes de embudo se consideran bien desarrolladas cuando la columna de aire que gira violentamente toca la superficie del suelo o del agua. Una nube de embudo bien desarrollada se considera tornado cuando tiene lugar sobre el suelo, y tromba marina cuando se produce sobre el agua. En los tornados más violentos la velocidad del viento puede alcanzar hasta 150 m s^{-1}.

Remolino de polvo/arena (tolvanera): columna de aire que suele girar rápidamente sobre un suelo seco y polvoriento o arenoso transportando polvo y otros residuos ligeros levantados del suelo. Los remolinos de polvo o de arena tienen varios metros de diámetro. Normalmente en el plano vertical no se extienden por encima de 60 a 90 metros (tolvaneras), pero en regiones desérticas muy cálidas los remolinos de polvo/arena bien desarrollados pueden alcanzar 600 metros.

Turbonada: viento fuerte que comienza repentinamente, dura unos escasos minutos y luego disminuye. A la turbonada se la asocia muchas veces con el paso de un frente frío. En esas circunstancias, se desarrolla a lo largo de una línea y, en el caso típico, va acompañada de un descenso de temperatura pronunciado, un cambio de la dirección del viento, un aumento de la humedad relativa y una nube en forma de rodillo con su eje horizontal (turbonada en línea).

La definición de tormenta (véase OMM, 1992) es un ejemplo de cómo se puede obtener la descripción exclusivamente a partir de las percepciones de observadores humanos: el fenómeno debería considerarse tormenta cuando se oyen truenos (aunque no se vean relámpagos).

14.2.3.2 Instrumentos y dispositivos de medición

A menudo, se puede detectar la presencia de nubes de embudo o de tornados mediante radares meteorológicos (véase el capítulo 9 de la parte II). Los modernos radares Doppler resultan bastante eficaces para reconocer los mesociclones y proporcionan información más detallada y avanzada sobre este fenómeno meteorológico adverso que la obtenida únicamente por observación visual.

La turbonada se puede determinar a partir de la sucesión diferenciada de valores medidos de la velocidad del viento. Cuando los resultados de un dispositivo de medición de la velocidad del viento se combinan con los de un sensor de la dirección del viento, de un termómetro, o de un sensor de humedad, parece posible identificar una turbonada en línea.

La tormenta se detecta principalmente mediante contadores de relámpagos. Según las instrucciones proporcionadas a los observadores por diversos Servicios, se debe seleccionar una cantidad específica de relámpagos por intervalo de tiempo, que se podrá utilizar en combinación con las intensidades

de precipitación o las velocidades del viento para definir las tormentas débiles, moderadas o fuertes (véase el capítulo 7 de la parte II).

14.2.4 Estado del cielo

14.2.4.1 Objetos de observación

Las especificaciones del estado del cielo se utilizan para describir los cambios progresivos del estado del cielo ocurridos durante un tiempo determinado. Se hará lo mismo cuando se consideren los cambios ocurridos en la nubosidad total, la altura de la base de las nubes y el tipo de nubes.

14.2.4.2 Instrumentos y dispositivos de medición

Se puede conseguir una aproximación a las características de la nubosidad (nubosidad total expresada en octavos, altura de la base de las nubes, y nubosidad total en varias capas nubosas) a partir de la variación de la altura de la base de las nubes medida con un sistema de tipo óptico, y la aplicación de métodos estadísticos. Es evidente que esto solo se puede hacer con las capas nubosas que se encuentran dentro de los límites de altura del sistema de medición de la base de las nubes (Persin, 1987; NOAA, 1988; Conferencia internacional sobre experiencias con estaciones meteorológicas automáticas, 1999).

14.3 OBSERVACIÓN DEL ESTADO DEL TERRENO

14.3.1 Objetos de observación

El estado del terreno se refiere a la condición de la superficie como resultado de los fenómenos meteorológicos recientes, en términos de la cantidad de humedad o la descripción de partículas sólidas, o acuosas o no acuosas que cubren la superficie normal. La observación del estado del terreno (letras simbólicas E y E') se debería efectuar conforme a las especificaciones dadas en las tablas de las Claves 0901 y 0975 que figuran en OMM (2010), que son suficientemente claras.

Los informes del estado del terreno también forman parte de los informes del tiempo presente que, hasta hace poco, solo llevaban a cabo los observadores. La medición automática del estado del terreno sigue siendo relativamente nueva y aún no se utiliza de forma generalizada.

14.3.2 Instrumentos y dispositivos de medición

Los estudios han demostrado que es posible determinar los estados principales del terreno mediante los fenómenos de reflexión y dispersión (seco, húmedo, mojado, cubierto de nieve, helado o con cencellada blanca) (Gaumet, Salomon y Paillisse, 1991). A continuación se describen brevemente los métodos utilizados.

Sensor de dispersión. Estos sensores tienen un diseño óptico que utiliza las propiedades de reflexión y dispersión de la superficie; pueden utilizar diversas fuentes de luz. Por ejemplo, el flujo de una fuente de luz blanca reflejada desde una baldosa de referencia dependerá del estado de esa superficie. Otros sensores (de carretera) analizan el reflejo de una fuente de luz infrarroja sobre la superficie de la carretera. En este caso, la longitud de onda de la luz reflejada depende del estado de la superficie. No todos estos sensores son apropiados para fines meteorológicos, ya que pueden estar diseñados para superficies distintas de las superficies naturales. Actualmente se están mejorando los sensores.

Sensor capacitivo. Actualmente se está desarrollando y probando un nuevo sensor capacitivo. Se coloca una malla conductora sobre la superficie (natural). Fundamentalmente, se trata de un condensador que utiliza el terreno natural como dieléctrico. La constante dieléctrica de la tierra seca difiere de forma considerable de la correspondiente a la tierra húmeda. Por lo tanto, la capacitancia depende de la humedad de la superficie, y el estado del terreno puede determinarse midiendo los valores absolutos y la fase de las señales emitidas en dos frecuencias. Los resultados iniciales de las pruebas parecen prometedores, pero este sensor aún se está desarrollando.

Conjunto de sensores. Para determinar el estado de la superficie, especialmente en el caso de superficies de carreteras, puede utilizarse un conjunto de sensores. Por ejemplo, la detección óptica puede determinar la cubierta de la superficie; una medición de la conductividad puede determinar la presencia de sustancias químicas, la temperatura de la superficie y del terreno, etc. Todas estas mediciones, junto con los datos atmosféricos, pueden utilizarse para estimar las condiciones viarias. Sin embargo, el estado del terreno se define como el estado de la superficie natural presente, por lo que mediante

este método no se determina el estado exacto del terreno sino una propiedad relacionada.

Cámaras (y observador). Las cámaras también se utilizan para determinar el estado del terreno. Pueden enfocar diversas superficies y un observador/operador determina el estado del terreno. Dado que este método es fundamentalmente un método manual de observación, no se analizará aquí.

14.4 OBSERVACIÓN DE FENÓMENOS ESPECIALES

14.4.1 Fenómenos eléctricos

Los electrometeoros corresponden a descargas eléctricas discontinuas (relámpago, trueno) o a fenómenos más o menos continuos (fuego de San Telmo, aurora polar). En OMM (1975) se ofrece una descripción completa de los electrometeoros.

Los registros especiales de relámpagos deberían incluir información sobre el tipo, la intensidad y la frecuencia de las descargas, y el intervalo acimutal en el que se observan; se debería consignar el lapso de tiempo transcurrido entre el relámpago y el trueno correspondiente. Habría que prestar atención para no confundir la descarga eléctrica correspondiente al relámpago con su reflexión en nubes o calima. Muchos países ya utilizan operativamente los sistemas de detección automáticos para ubicar los relámpagos. El capítulo 7 de la parte II contiene más información sobre este tema.

La excepcional aurora polar se debería describir con detalle. Si se dispone de filtros de luz, se podrán utilizar para aumentar la sensibilidad de las observaciones, y también se emplearán teodolitos o clinómetros (con alidada) para incrementar la exactitud de las mediciones angulares.

14.4.2 Fenómenos ópticos (fotometeoros)

Un fotometeoro es un fenómeno luminoso producido en la atmósfera por reflexión, refracción, difracción o interferencia de la luz procedente del Sol o de la Luna. Los fotometeoros pueden observarse en el aire más o menos claro (espejismo, trepidación óptica, centelleo, rayo verde, colores crepusculares), sobre las nubes o en su interior (fenómenos de halo, corona, irisaciones, corona de Ulloa), y sobre ciertos hidrometeoros o litometeoros o en su interior (corona de Ulloa, arcoíris, arco de la niebla, anillo de Bishop, rayos crepusculares).

Los observadores deberían anotar cuidadosamente cualquier fenómeno óptico que aparezca. Cuando sea posible, se deberían adjuntar dibujos o fotografías a la descripción textual. En OMM (1975) figuran las descripciones completas de estos fenómenos. En algunos manuales para observadores, por ejemplo del Servicio Meteorológico de Reino Unido (1982), se dan instrucciones concisas para la observación de los fenómenos más comunes.

El teodolito es un instrumento muy adecuado para realizar mediciones precisas. No obstante, si no se cuenta con uno, bastará con un trozo de madera graduado, que se sostendrá a la altura del brazo extendido; con la presencia de falso sol se puede determinar su posición relacionándolo con puntos de referencia fijos. Es posible calcular el diámetro de una corona si se considera que el diámetro angular del Sol o de la Luna es, aproximadamente, de medio grado.

ANEXO

CRITERIOS PARA DETERMINAR LA INTENSIDAD DE PRECIPITACIÓN DÉBIL, MODERADA O FUERTE[3]

(Definición de precipitación débil, moderada y fuerte con respecto al tipo y la intensidad de la precipitación, *i*)[4]

Variable	*Rango*	*Intensidad*
Llovizna	$i < 0{,}1$ mm h^{-1}	Débil
	$0{,}1 \leq i < 0{,}5$ mm h^{-1}	Moderada
	$i \geq 0{,}5$ mm h^{-1}	Fuerte
Lluvia (también chubasco)	$i < 2{,}5$ mm h^{-1}	Débil
	$2{,}5 \leq i < 10{,}0$ mm h^{-1}	Moderada
	$10{,}0 \leq i < 50{,}0$ mm h^{-1}	Fuerte
	$i \geq 50{,}0$ mm h^{-1}	Violenta[5]
Nieve (también chubasco)	$i < 1{,}0$ mm h^{-1} (equivalente en agua)	Débil
	$1{,}0 \leq i < 5{,}0$ mm h^{-1} (equivalente en agua)	Moderada
	$i \geq 5{,}0$ mm h^{-1} (equivalente en agua)	Fuerte

Precipitación mixta de lluvia y nieve

Los mismos criterios que los aplicables a la nieve (dado que la relación lluvia-nieve no está sujeta a ninguna medición, debería seleccionarse una opción fácil).

Granizo: los mismos criterios que los aplicables a la lluvia.
Hielo granulado: los mismos criterios que los aplicables a la nieve.
Fenómenos de congelación: los mismos criterios que los aplicables a los fenómenos que no son de congelación.

Guía para calcular la intensidad aproximada de la nieve

Débil: copos pequeños y dispersos; en ausencia de otros fenómenos de oscurecimiento, por lo general, la nieve de esta intensidad reduce la visibilidad, pero no a menos de 1 000 m.

Moderada: copos más grandes y numerosos, que generalmente reducen la visibilidad a entre 400 y 1 000 m.

Fuerte: copos numerosos de todos los tamaños, que generalmente reducen la visibilidad a menos de 400 m.

Chubascos o precipitación intermitente

Los sistemas automatizados deberían registrar los chubascos o la precipitación intermitente. Por esta última se entiende la ausencia de precipitaciones dentro de los 10 minutos siguientes a dos precipitaciones consecutivas, es decir, si se da un período de 10 minutos sin precipitaciones en un período medio continuo de 10 minutos de precipitaciones durante la última hora, debería notificarse como precipitación intermitente.

Representatividad de los fenómenos de tiempo presente

Un fenómeno de tiempo presente puede definirse de forma apropiada utilizando un período de observación de 3 minutos. El promedio más alto de 3 minutos consecutivos en un período de 10 minutos debería notificarse respecto del tiempo presente.

3 Recomendación de la Reunión de expertos de la OMM sobre automatización de observaciones visuales y subjetivas (Trappes/París, Francia, 14 a 16 de mayo de 1997) y del Grupo de trabajo sobre mediciones en superficie (Ginebra, Suiza, 27 a 31 de agosto de 2001).

4 Valores de la intensidad basados en un período de mediciones de 3 minutos.

5 La expresión “violenta”, en relación con las cantidades de precipitación, no es compatible con las demás categorías y resulta confusa. Tal vez sería más apropiado utilizar una expresión como “intensa” o “extrema”.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera de Estados Unidos (NOAA), 1988: *Federal Standard Algorithms for Automated Weather Observing Systems Used for Aviation Purposes*. Office of the Federal Coordinator for Meteorological Services and Supporting Research, United States Department of Commerce, FCM-S5-1988, Washington, D. C.

Bespalov, S. M. *y otros*, 1983: *Osnovnyje voprosy razrabotki setevoj avtomaticeskoj gidrometeorologiceskoj stancii* (Principales aspectos del diseño de una red de estaciones hidrometeorológicas automáticas). Trudy GGO, 473, págs. 3 a 12, Gidrometeoizdat, Leningrado.

Bloemink, H. I. y E. Lanzinger, 2005: Precipitation type from the Thies disdrometer. *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos y Medioambientales (TECO-2005)*, Bucarest (Rumania), Informe Nº 82 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO-TD/No. 1265, Ginebra.

Conferencia internacional sobre experiencias con estaciones meteorológicas automáticas, 1999: Second International Conference on Experiences with Automatic Weather Stations (Viena, 27 a 29 de septiembre), Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, número 20 (solo disponible en CD-ROM), ZAMG, Viena (Austria).

Fikke, S. y otros, 2007: COST727: Atmospheric Icing on Structures, Measurements and data collection on icing: State of the Art. Publication of MeteoSwiss, número 75, 110 págs.

Gaumet, J. L., P. Salomon y R. Paillisse, 1991: Automatic observations of the state of the soil for meteorological applications. *Preprints of the Seventh Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation: Special Sessions on Laser Atmospheric Studies*, American Meteorological Society, Nueva Orleans, 14 a 18 de enero de 1991, págs. J191 a J193.

Goskomgidromet, 1984: *Opredelenije atmosfernych javlenij po dannym avtomaticeskich stancij, soveqanije gruppy ekspertov GMS/MS socialisticeskich stran po teme 9.1. KR GMS/MS* (Identificación de fenómenos atmosféricos a partir de datos de estaciones meteorológicas automáticas: reunión del equipo de expertos de los Servicios Hidrometeorológicos y de los Servicios Meteorológicos de los países socialistas sobre el tema 9.1). Obninsk, 24 a 28 de agosto de 1984, Moscú.

Lanzinger, E., M. Theel y H. Windolph, 2006: Rainfall amount and intensity measured by the Thies laser precipitation monitor. *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos y Medioambientales (TECO-2006)*, Informe Nº 94 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO-TD/No. 1354, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1975: *Atlas Internacional de Nubes: Manual de observación de nubes y otros meteoros*. Volumen I, OMM-Nº 407, Ginebra.

—, 1985: Algorithms for automatic coding of the present and past weather by unmanned meteorological stations (M. Mezösi, A. Simon, P. Hanák y O. Szenn). *Ponencias presentadas en la Conferencia técnica de la OMM sobre instrumentos y métodos de observación (TECIMO III)* (Ottawa, 8 a 12 de julio de 1985), Informe Nº 22 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 50, Ginebra, págs. 255 a 259.

—, 1992: *Vocabulario meteorológico internacional*. Segunda edición, OMM-Nº 182, Ginebra.

—, 1998: *WMO Intercomparison of Present Weather Sensors/Systems: Final Report* (Canadá y Francia, 1993-1995) (M. Leroy, C. Bellevaux y J. P. Jacob), Informe Nº 73 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 887, Ginebra.

—, 2006: *WMO Laboratory Intercomparison of Rainfall Intensity Gauges* (Francia, Italia, Países Bajos, 2004-2005) (L. Lanza, M. Leroy, C. Alexandropoulos, L. Stagi y W. Wauben), Informe Nº 84 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1304, Ginebra.

—, 2009: *WMO Field Intercomparison of Rainfall Intensity Gauges* (Italia, 20072009) (E. Veurich, C. Monesi, L. G. Lanza, L. Stagi y E. Lanzinger), Informe Nº 99 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1504, Ginebra.

—, 2010: *Manual de Claves*. Volúmenes I.1 y I.2, OMM-Nº 306, Ginebra.

Persin, S. M., 1987: *Izmerrenije vysoty niznej granicy oblakov i charakteristika oblacnosti kak zadaca paspoznavanija obrazov* (Medición del techo de nubes y caracterización de la nubosidad como parte de la identificación de imágenes). Trudy GGO, 512, págs. 49 a 91, Gidrometeoizdat, Leningrado.

Peters, G., B. Fischer y T. Andersson, 2002: Rain observations with a vertically looking Micro Rain Radar (MRR), *Boreal Environmental Research*, número 7, págs. 353 a 362.

Servicio Meteorológico de Reino Unido (UKMO), 1982: *Observer's Handbook*. Cuarta edición, Her Majesty's Stationery Office, Londres.

Sheppard, B. E. y P. I. Joe, 2000: Automated precipitation detection and typing in winter: a two-year study. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 17, número 11, págs. 1493 a 1507.

Starr, K. M. y R. van Cauwenberghe, 1991: The development of a freezing rain sensor for automated surface observing systems. *Preprints of the Seventh Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation: Special Sessions on Laser Atmospheric Studies*, American Meteorological Society (Nueva Orleans, 13 a 18 de enero de 1991), págs. 338 a 343.

Van der Meulen, J. P., 2003: *Present Weather – Science: Exploratory Actions on Automatic Present Weather Observations*. Final Report, E-PWS-SCI, KNMI, De Bilt, Países Bajos, EUMETNET (disponible en: http://www.knmi.nl/~samenw/geoss/eumetnet/E-PWS-Sci/report/PWS-Sci_final_report.pdf).

Wade, C. G., 2003: Detecting ice pellets, snow pellets and hail on ASOS using an acoustic sensor. Twelfth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation, Long Beach, CA (Estados Unidos de América).

CAPÍTULO 15

OBSERVACIÓN DE LAS NUBES

15.1 GENERALIDADES

Las observaciones de las nubes y la estimación o medición de la altura de sus bases sobre la superficie terrestre son importantes para muchos fines, y especialmente para las aplicaciones operativas de la meteorología. En este capítulo se describen los métodos más utilizados. En OMM (1975, 1987), donde figuran descripciones específicas de las nubes e ilustraciones para ayudar a identificar los tipos de nubes, se encuentra otra información importante. En OMM (2006) figura información relativa a las prácticas propias de la meteorología aeronáutica.

15.1.1 Definiciones

Nube: conjunto de gotas de agua muy pequeñas, cristales de hielo, o una mezcla de ambos, que tiene su base por encima de la superficie terrestre y que resulta apreciable desde el lugar de observación. El diámetro restrictivo de la partícula líquida es del orden de 200 micrones; las gotas de mayor tamaño comprenden llovizna o lluvia.

Con excepción de ciertos tipos raros (por ejemplo, nubes nacaradas y noctilucentes) y la aparición ocasional de *cirrus* en la estratosfera baja, las nubes se encuentran solo en la troposfera. Se forman principalmente como resultado de la condensación de vapor de agua en núcleos de condensación en la atmósfera. La formación de nubes se produce en el desplazamiento vertical de aire que tiene lugar en la convección, en el ascenso forzado sobre suelo elevado, o en el desplazamiento vertical en gran escala asociado con depresiones y frentes. En condiciones adecuadas de humedad y de gradiente vertical de la temperatura, las nubes pueden ser el resultado de turbulencia en capas bajas y de otras causas secundarias. Las actividades humanas, como la aviación o la industria, también pueden producir la formación de nubes añadiendo núcleos de condensación a la atmósfera.

A temperaturas inferiores a 0 °C, las partículas de nube suelen constar por completo de gotas de agua subfundidas que descienden a unos –10 °C en el caso de las nubes estratiformes, y hasta unos –25 °C en el de las nubes convectivas. A temperaturas inferiores a estos límites muy aproximados y por encima de unos –40 °C, muchas nubes son "mixtas", y los cristales de hielo predominan en la parte más baja del rango de temperaturas.

Nubosidad: fracción del cielo que se estima quedará cubierta por un tipo determinado de nubes (nubosidad parcial), o por todos los tipos de nubes (nubosidad total). En ambos casos, la estimación se redondea a la octa más próxima (octavo), y se comunica en una escala que es esencialmente una de las octas más próximas, salvo que las cifras 0 y 8 de la escala significan un cielo totalmente despejado y nuboso, respectivamente, con el consiguiente ajuste a otras cifras próximas en cada extremo de la escala.

Base de la nube: zona más baja en la que el tipo de oscurecimiento perceptible cambia del propio del aire claro o calima al correspondiente a gotas de agua o cristales de hielo causando un cambio significativo en el perfil del coeficiente de atenuación por retrodispersión. En el aire por debajo de la nube, las partículas que causan oscurecimiento muestran alguna selectividad espectral mientras que en la nube prácticamente no hay selectividad; la diferencia se debe a los distintos tamaños de gotas. La altura de la base de la nube se define como la altura sobre el nivel del suelo. Para una estación aeronáutica, el nivel del suelo (superficie) se define como la elevación oficial del aeródromo.

Tipo de nube (clasificación): hay diversos métodos de clasificación de las nubes, a saber:

a) En OMM (1975), la división se hace en géneros de nubes, con diez formas características esenciales, y una nueva subdivisión en caso necesario, en:
   i) especies de nubes (forma y estructura de las nubes);
   ii) variedades de nubes (disposición y transparencia de las nubes);
   iii) rasgos suplementarios y nubes accesorias; por ejemplo, *incus*, *mamma*, *virga*, *praecipitatio*, *arcus*, *tuba*, *pileus*, *velum* y *pannus*;
   iv) desarrollo de un nuevo género de nubes a partir de una nube madre, indicado por la adición del término "*genitus*" a los nuevos géneros de nube y nube madre —en este orden, si resulta afectada una parte pequeña de la nube madre— y del término "*mutatus*" si resulta afectada gran parte

o la totalidad de la nube madre; por ejemplo, *stratocumulus cumulogenitus*, o *stratus stratocumulomutatus*.

b) Se hace una clasificación según el nivel —alto, medio o bajo— en que se encuentran normalmente los diversos géneros de nubes. En las regiones templadas, los límites aproximados son: alto, de 6 a 12 kilómetros (20 000 a 40 000 pies); medio, desde la superficie terrestre hasta 6 kilómetros (0 a 20 000 pies); y bajo, desde la superficie terrestre hasta 1,5 kilómetros (0 a 5 000 pies). Las nubes altas son *cirrus*, *cirrocumulus* y *cirrostratus*; las nubes medias son *altocumulus*, *altostratus* (esta última se extiende con frecuencia a mayor altura) y *nimbostratus* (que se extiende normalmente a mayor y menor altura); y las nubes bajas son *stratocumulus*, *stratus*, *cumulus* y *cumulomimbus* (las dos últimas alcanzan también a menudo niveles medios y altos).
Para fines sinópticos, en cada una de estas tres últimas divisiones de géneros de nubes se hace una clasificación *nónupla*, designándose las claves correspondientes C_H, C_M y C_L respectivamente, con el fin de comunicar los estados característicos del cielo, en lugar de los tipos individuales de nubes.

c) Se establecen clasificaciones menos formales:
   i) según los procesos físicos de formación de las nubes, sobre todo nubes cumuliformes y nubes estratiformes;
   ii) según la composición de las nubes, a saber, nubes de cristales de hielo, nubes de gotas de agua y nubes mixtas.

La mayoría de estas formas de nubes se ilustran con fotografías en OMM (1987).

Visibilidad vertical: distancia máxima a la que un observador puede ver e identificar un objeto en su vertical, tanto hacia arriba como hacia abajo. La visibilidad vertical puede calcularse a partir del perfil de atenuación (o extinción) medido, $\sigma(h)$, como se establece en OMM (2010*b*). La relación, sin embargo, es menos simple que para la visibilidad horizontal, porque σ no puede considerarse como un valor constante. No obstante, puede aplicarse la regla $I(h=VV)/I_{I_0}=5$ por ciento. Teniendo en cuenta esta hipótesis, la visibilidad vertical puede expresarse en una relación con $\sigma(h)$ en la que VV se representa intrínsecamente, es decir:

$$\int_{h=0}^{h=VV} \sigma(h)dh = -\ln(5\%) \approx 3 \qquad (15.1)$$

Véanse también las ecuaciones 2.6 y 2.7 del capítulo 2 de la parte II.

15.1.2 Unidades y escalas

La unidad de medición de la altura de la nube es el metro o, para algunas aplicaciones aeronáuticas, el pie. La unidad de nubosidad es la octa, que es la octava parte de la bóveda celeste cubierta por una nube, vista por el observador.

15.1.3 Requisitos meteorológicos

Para fines meteorológicos hay que efectuar observaciones de la nubosidad, del tipo de nube y de la altura de la base de la nube. Para las observaciones sinópticas, en OMM (2010*a*) hay estipulaciones específicas de codificación para describir en forma óptima las condiciones de las nubes desde la superficie hasta las capas altas. Desde el espacio se realizan observaciones de la nubosidad y de la temperatura (de las que se deduce la altura de la cima de la nube). También se utilizan las mediciones desde el espacio para seguir la evolución de las nubes y del tiempo atmosférico.

Los requisitos de incertidumbre de las mediciones se resumen en el anexo 1.D del capítulo 1 de la parte I.

15.1.4 Métodos de observación y medición

15.1.4.1 Nubosidad

Tradicionalmente, las mediciones de la nubosidad se hacen mediante observación visual. Se están desarrollando métodos instrumentales que se utilizan operativamente en algunas aplicaciones para estimar la nubosidad baja. Se realizan estimaciones de la nubosidad en cada capa identificada y de la nubosidad total vistas desde el punto de observación.

La nubosidad total, o cantidad total de nubes, es la fracción de la bóveda celeste cubierta por todas las nubes visibles. Por lo tanto, la evaluación de la nubosidad total consiste en estimar la cantidad de la zona aparente total del cielo cubierta por nubes.

La nubosidad parcial es la cantidad de cielo cubierta por cada tipo de nube o por nubes estratiformes, como si fuera el único tipo de nube que hubiera en el cielo. La suma de las nubosidades parciales puede rebasar la nubosidad total, y exceder de ocho octas.

La escala para registrar la nubosidad es la que figura en la tabla de cifrado 2700 en OMM (2010*a*), que se reproduce a continuación:

Cifra de clave	Significado	
0	0	0
1	1 octa o menos, pero no cero	1/10 o menos, pero no cero
2	2 octas	2/10-3/10
3	3 octas	4/10
4	4 octas	5/10
5	5 octas	6/10
6	6 octas	7/10-8/10
7	7 octas o más, pero no 8 octas	9/10 o más, pero no 10/10
8	8 octas	10/10
9	cielo oscurecido por niebla y/u otro fenómeno meteorológico	
/	no se puede discernir la nubosidad por otros motivos que la niebla u otro fenómeno meteorológico, o porque la observación no se ha realizado	

15.1.4.2 Altura de la base de las nubes

La altura de la base de las nubes se presta en sí misma a la medición con instrumentos, que se utilizan ampliamente en la actualidad en lugares donde la altura de las nubes es importante desde el punto de vista operativo. Sin embargo, el uso de observadores humanos para hacer las estimaciones de la altura de la base de las nubes está muy generalizado.

En las operaciones rutinarias se utilizan varios tipos de instrumentos, que se describen en este capítulo. Bajo la coordinación de la OMM, en 1986 se efectuó una comparación internacional de varios tipos, de la que se informó en OMM (1988). El informe contiene una útil reseña de la exactitud de las mediciones y del rendimiento de los instrumentos.

La medición con instrumentos de la altura de la base de las nubes es común e importante para los servicios meteorológicos aeronáuticos. Este tema se trata más a fondo en el capítulo 2 de la parte II.

15.1.4.3 Tipo de nubes

En la actualidad, el único método para observar la mayoría de los tipos de nubes es la observación visual. Se dispone de guías prácticas y de información sobre codificación procedentes de numerosas fuentes, tales como las publicaciones de la OMM (1975, 1987), y publicaciones de los Servicios Meteorológicos Nacionales.

15.2 ESTIMACIÓN Y OBSERVACIÓN DE LA NUBOSIDAD, LA ALTURA DE LA BASE DE LAS NUBES Y EL TIPO DE NUBES POR OBSERVADORES HUMANOS

15.2.1 Realización de estimaciones efectivas

El emplazamiento utilizado para estimar las variables relacionadas con las nubes debería permitir la visión más amplia posible del cielo, y no debería resultar afectado por resplandores frecuentes que interferirían en las observaciones nocturnas. Al hacer observaciones nocturnas es muy importante que el observador disponga de tiempo suficiente para que los ojos se adapten a la oscuridad.

Naturalmente, muchas veces hay grandes dificultades para estimar la nubosidad, sobre todo de noche. La observación previa de la evolución de las nubes y el conocimiento general de su estructura ayudará al observador a lograr los mejores resultados posibles. También puede ser útil el acceso a informes procedentes de las aeronaves.

15.2.2 Estimación de la nubosidad

El observador debería dar el mismo valor a las zonas altas y a las que se encuentran en elevaciones angulares más bajas. A veces, cuando las nubes están distribuidas en forma irregular, conviene considerar el cielo en cuadrantes separados divididos por diámetros perpendiculares. La suma de las estimaciones de cada cuadrante se considera entonces como el total del cielo en su conjunto.

La cifra de clave 9 se comunica cuando el cielo es invisible debido a niebla, nieve, etc., o cuando el observador no puede estimar la nubosidad debido a la oscuridad o a resplandores externos. Durante las noches sin luna, normalmente debería ser posible estimar la nubosidad total con referencia a la proporción del cielo en que las estrellas están borrosas o completamente ocultas por las nubes, aunque basta la calima para ocultar las estrellas cerca del horizonte.

El observador ha de estimar asimismo la nubosidad parcial. Hay veces en que las nubes estratiformes más altas están parcialmente oscurecidas por nubes más bajas, por ejemplo. En esos casos puede hacerse una estimación de la extensión de las nubes altas

con relativa seguridad observando el cielo de día durante un breve período. El desplazamiento de las nubes bajas con relación a las altas debería revelar si la capa superior cubre completamente el cielo o hay claros en él.

Cabe señalar que la estimación de la cantidad de cada tipo diferente de nube se realiza independientemente de la estimación de la nubosidad total. La suma de estimaciones separadas de cantidades de nubes parciales supera a menudo la nubosidad total, así como también excede con frecuencia de ocho octavos.

15.2.3 Estimación de la altura de la base de las nubes

En las estaciones que no disponen de equipo de medición, los valores de la altura de la base de las nubes únicamente pueden estimarse. En zonas montañosas, la altura de cualquier base de nube que sea más baja que la cumbre de las montañas que rodean a la estación puede estimarse por comparación con las alturas de características topográficas bien marcadas indicadas en un mapa topográfico del distrito. Conviene disponer, para visualizarlo permanentemente, de un diagrama con detalles de las alturas y marcaciones de montículos y referencias que puedan ser útiles para estimar la altura de las nubes. Debido a la perspectiva, la nube puede parecer que descansa en montículos distantes, y el observador no tiene por qué suponer necesariamente que esto refleja la altura de la nube sobre el lugar de observación. En todos los casos, el observador ha de hacer uso de su propio juicio, tomando en consideración la forma y la apariencia general de la nube.

En el cuadro de abajo se indica la distancia de las alturas de la base de las nubes sobre el nivel del suelo, aplicable a diversos géneros de nubes en regiones templadas, con referencia a un nivel de la estación no superior a 150 metros (500 pies) sobre el nivel medio del mar. Para observar emplazamientos a alturas sustancialmente superiores, o estaciones en montañas, la altura de la base de una nube baja sobre las estaciones frecuentemente será menor que la señalada en el cuadro.

En otras zonas climáticas, y especialmente en condiciones tropicales secas, las alturas de la base de

Altura de la base de los géneros de nubes sobre el nivel del suelo en las regiones templadas

Género de nube	*Rango habitual de la altura de la base*[a]		*Rango más amplio de la altura de la base observado a veces y comentarios*	
	(metros)	*(pies)*	*(metros)*	*(pies)*
Baja				
Stratus	Superficie a 600	Superficie a 2 000	Superficie a 1 200	Superficie a 4 000
Stratocumulus	300 a 1 350	1 000 a 4 500	300 a 2 000	1 000 a 6 500
Cumulus	300 a 1 500	1 000 a 5 000	300 a 2 000	1 000 a 6 500
Cumulonimbus	600 a 1 500	2 000 a 5 000	300 a 2 000	1 000 a 6 500
Media	*(kilómetros)*			
Nimbostratus	Superficie a 3	Superficie a 10 000	El *nimbostratus* se considera una nube media, para fines sinópticos, aunque puede extenderse a otros niveles.	
Altostratus *Altocumulus*	2 a 6	6 500 a 20 000	El *altostratus* puede espesarse con la progresiva reducción de la base y convertirse en *nimbostratus*.	
Alta				
Cirrus *Cirrostratus* *Cirrocumulus*	6 a 12	20 000 a 40 000	Pueden producirse *cirrus* a partir de *cumulonimbus* que se disipan bastante por debajo de 6 kilómetros (20 000 pies) en invierno. El *cirrostratus* puede volverse *altostratus*.	

[a] Para estaciones situadas por encima de 150 metros (500 pies) sobre el nivel del mar, la base de nubes en capas bajas frecuentemente será inferior.

las nubes pueden diferir sustancialmente de los rangos indicados. Las diferencias pueden plantear problemas de clasificación de las nubes, y hacer más difícil la estimación de la altura. Por ejemplo, se han confirmado, por observaciones de aeronaves, informes de nubes de *cumulus* tropicales de origen claramente convectivo, con una base bastante por encima de 2 400 metros (8 000 pies) e incluso de 3 600 metros (12 000 pies). Debe señalarse que, en esos casos, los observadores de superficie subestiman con frecuencia las alturas de nubes hasta un grado muy considerable. Esas bajas estimaciones pueden deberse a dos factores: o bien el observador espera que la nube de *cumulus* sea una "nube baja" con su base por debajo de 2 000 metros (6 500 pies) y normalmente inferior a 1 500 metros (5 000 pies), o las condiciones atmosféricas y la forma de la nube pueden combinarse para producir una ilusión óptica.

Cuando se efectúa de noche una estimación directa de la altura de la base de las nubes, el éxito depende en gran medida de la identificación correcta de la forma de la nube. El conocimiento meteorológico general y la atenta observación del tiempo son muy importantes a la hora de juzgar si una base de nube ha permanecido sustancialmente invariable o ha aumentado o disminuido. Un caso muy difícil, que requiere gran cuidado y conocimiento es cuando una capa de *altostratus* cubre el cielo durante el atardecer. Puede ser sumamente difícil detectar cualquier disminución gradual de esas nubes estratiformes, pero, cuando descienden, es raro que la base sea totalmente uniforme, y con frecuencia pueden discernirse pequeños contrastes todas las noches salvo durante las más oscuras.

15.2.4 Observación del tipo de nubes

Las observaciones del tipo de nubes todavía son efectuadas en gran medida por observadores humanos. Se dispone de guías prácticas y de información sobre codificación procedentes de numerosas fuentes, tales como las publicaciones de la OMM (1975, 1987), y publicaciones de los Servicios Meteorológicos Nacionales.

15.3 MEDICIONES DE LA NUBOSIDAD CON INSTRUMENTOS

No se dispone de sensores operativos en tierra que sean totalmente satisfactorios para medir la nubosidad total. Las mediciones desde radiómetros espaciales en la banda visible, complementadas con imágenes en el infrarrojo, pueden utilizarse para estimar la nubosidad en zonas extensas, pero con frecuencia surgen dificultades; por ejemplo, la imposibilidad de distinguir entre *stratus* bajos y niebla. Las cantidades de nubes bajas en el rango de un nefobasímetro pueden estimarse midiendo la proporción de tiempo transcurrido ocupado por capas bien identificadas, y suponiendo que esos resultados promediados en el tiempo sean representativos de las condiciones especiales en torno al lugar de observación. En meteorología sinóptica, esta técnica es satisfactoria en muchos casos, pero para las observaciones en aeródromos puede dar lugar a errores importantes en la estimación de la nubosidad sobre el aeródromo. Para las estaciones meteorológicas automáticas en Estados Unidos de América se ha desarrollado una técnica de "agrupación", en la que se utilizan datos de nefobasímetros. Otros países, como Suecia (Larsson y Esbjörn, 1995) y los Países Bajos (Wauben, 2002), han introducido técnicas similares en sus observaciones operativas. Otros instrumentos para medir la nubosidad son los pirómetros, que pueden mirar en múltiples direcciones y/o explorar el cielo, y las cámaras de cielo diseñadas especialmente para ese fin.

15.3.1 Utilización de nefobasímetros láser

Varios servicios meteorológicos utilizan series cronológicas de mediciones de la altura de la base de las nubes obtenidas con nefobasímetros láser (véase la sección 15.4.1) para determinar la nubosidad. Este método tiene algunas ventajas en comparación con las observaciones manuales. La utilización de un nefobasímetro permite obtener resultados más consistentes. Además, la información puede obtenerse con mayor frecuencia y no existe ningún inconveniente durante la noche. Hay también algunas desventajas, pues este método depende del desplazamiento de las nubes dentro del campo de visión del instrumento y las nubes no siempre se desplazan. Aun en el caso de que las nubes se desplacen en el campo de visión del nefobasímetro, podrían no ser representativas de la cobertura total de cielo. Por lo tanto, las series cronológicas de la altura de la base de las nubes no siempre representan la totalidad del cielo en la que debería basarse la comunicación de la nubosidad. Las concordancias (dentro de un margen de 2 octas) entre este método y la observación manual de la cantidad total de nubes son, habitualmente, del 80 al 90 por ciento (Wauben y otros, 2006).

En el sistema automático de observación de la superficie (ASOS) del Servicio Meteorológico Nacional de Estados Unidos de América, el indicador de altura de las nubes (nefobasímetro láser, véase la sección 15.4.1) recopila muestras de señales de retorno de la retrodispersión cada 30 segundos y determina la altura de los "ecos" válidos de la nube. Cada minuto, se procesan los últimos 30 minutos de datos de 30 segundos para dar una ponderación doble a los últimos 10 minutos con el fin de responder mejor a los últimos cambios en el estado del cielo. Luego se ordenan los datos en "casillas" de altura.

Cada minuto, si se han registrado más de cinco valores de casillas de altura (durante los últimos 30 minutos), se agrupan las alturas de nubes en capas usando el procedimiento estadístico de los mínimos cuadrados hasta que solo quedan cinco casillas (cada una puede contener muchos ecos). Estas casillas, o agrupaciones, se ordenan luego de menor a mayor altura. A continuación, el sistema ASOS determina si las agrupaciones se pueden combinar y redondear, según la altura, en grupos de alturas meteorológicamente significativos. Las casillas resultantes ahora se denominan "capas" y el algoritmo selecciona hasta tres de estas capas que deben comunicarse en el METAR/SPECI de conformidad con la prioridad nacional de comunicación de las nubes estratiformes.

La cantidad de cielo cubierto de nubes se determina sumando el número total de ecos en cada capa y calculando la proporción de esos ecos respecto al total posible. Si hay más de una capa, se agregan los ecos de la primera capa a la segunda (y tercera) para obtener la cobertura total. A efectos de comunicación, la nubosidad medida para cada capa a través del sistema ASOS se convierte, seguidamente, en una función estadística equivalente a una observación humana.

El algoritmo también realiza pruebas del oscurecimiento total del cielo conforme a criterios de baja visibilidad en superficie y un alto porcentaje de "ecos desconocidos" en los niveles bajos.

También se ha desarrollado un algoritmo sobre el estado del cielo para aplicarlo donde normalmente se forman las nubes (o advección) en (o desde) un lugar conocido y se originan diferencias simultáneas significativas en las condiciones del cielo sobre un aeródromo. Este algoritmo de discontinuidad meteorológica utiliza la información de entrada de dos sensores indicadores de altura de las nubes. El sensor primario está situado cerca de la zona de la toma de contacto de la pista de aterrizaje del instrumento primario. El segundo sensor está situado normalmente a entre 3 y 6 kilómetros (2 a 4 millas) del sensor primario, a barlovento en la dirección más probable de la advección, o más cerca de la fuente fija de la condición singular del cielo. El segundo indicador de altura de las nubes sirve para detectar las diferencias significativas en las condiciones del cielo en términos operativos.

Se dan más detalles del algoritmo del sistema ASOS sobre el estado del cielo y su verificación en NOAA (1988) y en Gobierno de Estados Unidos de América (1999).

15.3.2 Utilización de pirómetros

Los pirómetros son básicamente termómetros de infrarrojos que miran verticalmente hacia arriba, en direcciones múltiples y/o pueden explorar el cielo. La temperatura medida en el especto infrarrojo indica la presencia de nubes. Durante la exploración, se mide la temperatura de todo el cielo y se determina la nubosidad.

Los pirómetros de exploración evitan los problemas de representatividad de la medición que está presente en otros métodos, dependiendo del número de puntos muestreados; además, es posible efectuar observaciones por la noche. La desventaja radica en que los "píxeles" fraccionarios y/o transparentes son difíciles de clasificar. Asimismo, algunos instrumentos pueden no ser totalmente resistentes al agua.

15.3.3 Utilización de cámaras de cielo

Existen cámaras específicamente diseñadas para medir la nubosidad que observan el cielo mediante, por ejemplo, espejos curvos. La imagen del cielo se analiza utilizando un algoritmo que determina si una nube está presente en cada píxel mediante la medición del color. La nubosidad es el resultado de la suma total de píxeles.

Este método evita los problemas de representatividad de la medición que puede estar presente en algunos otros métodos. Algunas cámaras usan la luz del día y, por lo tanto, no pueden emplearse por la noche. Las cámaras que miden en el espectro infrarrojo no tienen esa desventaja, pero su campo de visión es más pequeño y son más caras. Las cámaras de cielo requieren un mantenimiento frecuente en lo que respecta a la limpieza de las superficies ópticas.

15.4 MEDICIÓN DE LA ALTURA DE LA BASE DE LAS NUBES CON INSTRUMENTOS

Existen diversos métodos para medir la altura de la base de las nubes, a saber, el nefobasímetro láser, el nefobasímetro de haz giratorio, los proyectores y los globos. El método más común actualmente es el nefobasímetro láser. Este método tiene grandes ventajas respecto de otras tecnologías y, en consecuencia, debería ser considerado el más apropiado.

15.4.1 Utilización de nefobasímetros láser

15.4.1.1 Método de medición

Con el nefobasímetro láser, la altura de la base de las nubes se determina midiendo el tiempo que tarda un impulso de luz coherente en desplazarse desde un transmisor hasta la base de la nube y volver a un receptor (principio basado en la tecnología lidar, es decir, la detección y localización por ondas luminosas). La salida de un aparato láser se dirige hacia arriba verticalmente donde, si hay nubes sobre el transmisor, la radiación es dispersada por los hidrometeoros que conforman la nube. La mayor parte de la radiación se dispersa hacia arriba, pero alguna lo hace hacia abajo, y se centra en el receptor, pasando a un detector fotoeléctrico. El flujo radiante que llega al receptor por retrodispersión disminuye con la distancia, según la ley de la inversa del cuadrado. El nefobasímetro (figura 15.1) generalmente comprende dos unidades, un conjunto transmisor-receptor y un dispositivo de registro.

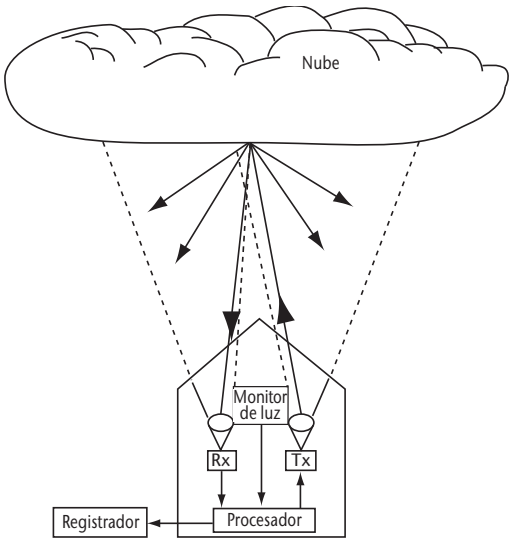


Figura 15.1. Nefobasímetro láser típico

El transmisor y el receptor están montados uno al lado del otro en un mismo alojamiento, junto con la electrónica para la detección de la señal y el procesamiento. La fuente luminosa es generalmente un láser de semiconductor con una longitud de onda en el infrarrojo cercano. La óptica del transmisor está dispuesta de manera que la fuente láser y el detector del receptor se encuentren en el foco de un sistema telescópico tradicional o newtoniano. Las superficies de las lentes tienen revestimientos adecuados de un cuarto de longitud de onda para reducir la reflexión y proporcionar una elevada transmisión de luz. La apertura del transmisor está tapada por una vidriera, protegida contra la reflexión en su superficie interna, con un ángulo con respecto a la posición horizontal, de manera que la lluvia corra.

El receptor está construido en forma similar al transmisor, salvo que la fuente luminosa es sustituida por un fotodiodo, y que lleva incorporado un filtro óptico de banda estrecha. El filtro rechaza la mayor parte de la radiación solar difusa de fondo, con lo que mejora la detección de la radiación láser dispersa durante el día.

El transmisor y el receptor están montados uno junto al otro, de manera que el haz del transmisor y el campo de visión del receptor comiencen a superponerse a unos 5 metros por encima del montaje y se superpongan totalmente a varios centenares de metros. Algunos sistemas utilizan la misma lente para la transmisión y para la recepción de la radiación, a fin de evitar este problema.

El alojamiento está provisto de calefactores para impedir la condensación en las superficies ópticas, mientras que la humedad en su interior se reduce utilizando un desecante. La parte superior del alojamiento está cubierta con una campana provista de deflectores ópticos que impiden el paso de la luz solar directa.

La salida del detector está dividida en “ventanas telemétricas” secuenciales, cada una de las cuales representa el mínimo incremento de altura detectable. Se incorpora un umbral de manera que la probabilidad de que el instrumento no “vea” una nube, o “vea” una nube que no existe, sea remota.

15.4.1.2 Exposición e instalación

El equipo debería estar montado sobre una base de nivel firme con una clara visión hacia arriba dentro de un cono de unos 30° con respecto a la vertical. De ser preciso, puede utilizarse una azotea con el

ajuste adecuado de las alturas comunicadas a nivel del suelo. Si bien los nefobasímetros láser utilizados con fines operativos están concebidos para no dañar los ojos, hay que tratar de impedir que el observador casual mire directamente el haz transmitido.

Para reducir los efectos de la fuerte reflexión de las gotas de lluvia, el telescopio puede alinearse con respecto al haz en aproximadamente unos 5° desde la vertical.

15.4.1.3 Fuentes de error

Hay cuatro fuentes principales de error:

a) Errores en la medición de la distancia: estos pueden ocurrir si se producen averías en los principales circuitos del oscilador temporizador, pero en el funcionamiento normal puede descartarse el error debido a esta fuente.
b) Verticalidad de los haces transmitidos/recibidos: siempre y cuando el instrumento tenga una alineación mejor de 5° con respecto al haz, desde la vertical, los errores debidos a esta fuente pueden descartarse.
c) Errores debidos al sistema de procesamiento de la señal: como la base de una nube es generalmente difusa y varía considerablemente con el tiempo y la distancia, se han elaborado complejos algoritmos para estimar una base de nube representativa a partir de la señal de retorno de una nube. En condiciones de niebla (con nube o sin nube encima) y de precipitación, pueden generarse grandes errores; por tanto, es importante conocer las condiciones de visibilidad y de precipitación para estimar el valor de la información de un nefobasímetro. En condiciones en las que se dan nubes estratiformes bien definidas (por ejemplo, *stratocumulus* bajo), los errores de medición solo son controlados por los algoritmos del umbral de nubes, y pueden considerarse coherentes para una marca determinada de nefobasímetro.
d) Distancia de la medición. Debido a la limitada potencia disponible del láser, la radiación reflejada desde grandes altitudes puede ser de tan baja intensidad que no se pueda detectar. Por consiguiente, no siempre será posible observar la altura de la base de las nubes *cirrus*.

En el uso operativo, y en condiciones de base de nube uniforme, las mediciones efectuadas con un nefobasímetro láser pueden compararse periódicamente con las de globos piloto, las mediciones realizadas por aeronaves y, durante la noche, con mediciones de proyectores de nubes. Se han efectuado numerosas intercomparaciones de nefobasímetros láser de distintos fabricantes. Durante la Intercomparación internacional de nefobasímetros de la OMM (OMM, 1988), por ejemplo, se intercompararon varios diseños de nefobasímetros, y se hicieron comparaciones con las observaciones de nefobasímetros de haz giratorio y con las de globos piloto. La intercomparación internacional reveló que, utilizando tecnología moderna, los nefobasímetros láser proporcionaban el medio más exacto, fiable y eficiente de medir la altura de la base de las nubes desde el suelo, en comparación con otros equipos.

15.4.1.4 Calibración y mantenimiento

La mayoría de los nefobasímetros láser están provistos de dispositivos de capacidad que comprueban la potencia de salida transmitida y protegen contra graves errores de cronometraje. Las verificaciones de calibración se limitan normalmente a comprobar la frecuencia y la estabilidad del oscilador patrón utilizando patrones de frecuencia externos de gran calidad y comprobando la potencia de salida del transmisor. La calibración también puede realizarse por intercomparación (OMM, 1988). Apuntando el nefobasímetro hacia un objetivo a una distancia conocida (por ejemplo, una torre) se podrá confirmar la medición de la distancia del instrumento. El mantenimiento periódico consiste, normalmente, en limpiar los elementos ópticos expuestos y las cubiertas externas, y en sustituir los filtros de aire cuando existen ventiladores.

15.4.2 Utilización de nefobasímetros de haz giratorio

15.4.2.1 Método de medición

El principio de funcionamiento del nefobasímetro de haz giratorio (NHG) comprende la medición del ángulo de elevación de una exploración de un haz luminoso en el plano vertical, en el instante en que una proporción de la luz dispersada por la base de la nube se recibe en una célula fotoeléctrica orientada verticalmente hacia arriba a una distancia conocida de la fuente de luz (véase la figura 15.2). El equipo consta de un transmisor, un receptor y un registrador.

El transmisor emite un haz luminoso estrecho con una divergencia de unos 2°, con la mayor parte de la radiación emitida en longitudes de onda del infrarrojo cercano, es decir, de 1 a 3 µm. Por tanto, la

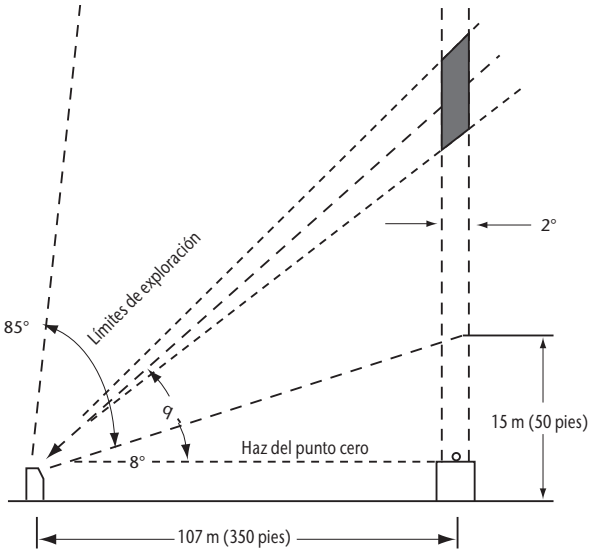


Figura 15.2. Nefobasímetro de haz giratorio típico

longitud de onda utilizada es pequeña en comparación con el tamaño de las gotas de agua en la nube. El haz luminoso se barre en un arco vertical que se extiende normalmente desde 8° hasta 85°, con una modulación de 1 kHz aproximadamente, por lo que, utilizando métodos de detección sensibles a la fase, mejora la relación señal/ruido en el receptor.

El equipo receptor comprende una célula fotoeléctrica y un reductor de incidencia directa, el cual asegura que solo llegue a la célula fotoeléctrica la luz que desciende verticalmente. Cuando se recibe una señal de nube, se registra mediante la plumilla del dispositivo que se desplaza simultáneamente con el haz del transmisor.

15.4.2.2 Exposición e instalación

El transmisor y el receptor deberían encontrarse en un espacio abierto a nivel del suelo separados por unos 100 a 300 metros, y montados sobre plintos firmes y estables. Es sumamente importante que el transmisor explore en el mismo plano que el receptor. Esto se logra mediante una alineación precisa de la óptica y comprobando el plano del haz del transmisor en condiciones adecuadas durante la noche.

15.4.2.3 Fuentes de error

Los errores en la medición de la altura de la base de las nubes mediante NHG pueden deberse a:

a) la apertura angular del haz;
b) la desalineación óptica;
c) las tolerancias mecánicas en las partes móviles;
d) la respuesta del receptor.

Como en la mayoría de los diseños el volumen de intersección del cono del transmisor y del receptor es muy importante con una altura de las nubes superior a 500 metros, los errores debidos a la apertura del haz son generalmente los más graves. La definición de la base de nube que figura en la sección 15.1.1 no constituye un fundamento adecuado para el diseño objetivo de nefobasímetros; por tanto, los algoritmos de uso corriente se basan en resultados experimentales y en comparaciones con otros métodos de estimación. Algunos NHG emplean una técnica de “umbral” para determinar la presencia de nubes, y otros utilizan un sistema de detección de la señal “máxima”. En ambos casos, la sensibilidad del receptor afectará a las alturas de nubes comunicadas, lo que da lugar a grandes errores que superan los requisitos operativos declarados en determinadas circunstancias (Douglas y Offiler, 1978). Esos errores aumentan en general con la altura indicada.

El NHG es muy sensible a la presencia de precipitación y, cuando esta es moderada o fuerte, el instrumento puede indicar erróneamente nubes bajas o no detectar ninguna nube. En condiciones de niebla, es posible que el haz luminoso se disipe a un bajo nivel y que el nefobasímetro sea incapaz de dar alguna indicación útil de las nubes, incluso cuando existan nubes estratiformes bajas.

Se han realizado comparaciones de NHG y de nefobasímetros láser, de las que se ha informado ampliamente (OMM, 1988), y que han mostrado un buen acuerdo entre los dos tipos de nefobasímetro en alturas indicadas hasta unos 500 metros, pero la eficiencia de la detección con precipitación del NHG es notablemente inferior.

15.4.2.4 Calibración y mantenimiento

El único mantenimiento efectuado normalmente por el usuario consiste en limpiar las ventanas del transmisor y del receptor y en cambiar el diagrama del registrador. Los exteriores de las ventanas de plástico del transmisor y del receptor deberían limpiarse semanalmente, con un paño seco suave, procurando no rayar la ventana. Si se sustituye la lámpara del transmisor, es preciso verificar la alineación óptica; a intervalos de aproximadamente un año se debería verificar el nivel del transmisor y del receptor, y ajustarlo en caso necesario.

15.4.3 Utilización de proyectores

15.4.3.1 Método de medición

En este método, ilustrado en la figura 15.3, el ángulo de elevación E de una mancha de luz, formada sobre la base de la nube por el haz del proyector dirigido verticalmente, se mide por alidada desde un punto distante. Si L es la distancia horizontal conocida en metros (pies) entre el proyector y el lugar de observación, la altura, h, en metros (pies) de la base de la nube sobre el punto de observación viene dada como:

$$h = L \tan E \qquad (15.2)$$

La distancia óptima de separación entre el proyector y el lugar de observación es de unos 300 metros (1 000 pies). Si la distancia fuera mucho mayor, podría ser difícil ver la mancha de luz; y si fuera mucho menor, disminuiría la exactitud de la medición de la altura por encima de unos 600 metros (2 000 pies). Normalmente resulta aceptable una distancia de 250 a 550 metros (800 a 1 800 pies).

15.4.3.2 Exposición e instalación

Conviene que haya una clara visibilidad directa entre el proyector y la alidada, que deberían estar montados sobre una base firme y estable. Donde exista una diferencia de altura sobre el suelo entre el proyector y la alidada ha de incorporarse una corrección en las alturas calculadas. Si no es posible una clara visibilidad directa, la obstrucción del haz del proyector desde la posición de la alidada por los objetos que intervengan no debería ser superior a 100 pies.

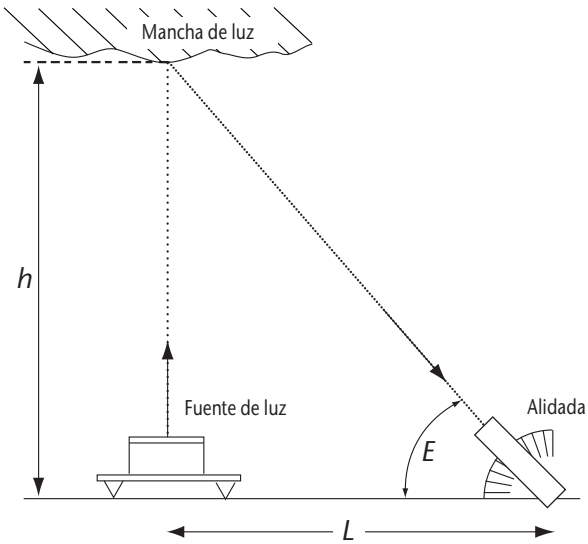


Figura 15.3. Principio del método del proyector de nubes

15.4.3.3 Fuentes de error

La mayor fuente de error se debe a la incertidumbre en el ángulo de elevación medido. Los errores de altura a causa de pequeños errores de verticalidad son insignificantes.

El error absoluto Δh en la altura de la nube obtenida debido a un error ΔE en la elevación medida viene dado por (se supone que L es una constante medida con exactitud):

$$\Delta h = L \cdot (1/\cos^2 E) \cdot \Delta E = L \sec^2 E \cdot \Delta E \qquad (15.3)$$

con E en radianes ($1° = \pi/180$ rad). Obsérvese que Δh tiende al infinito cuando $E \rightarrow 90°$. Si $L = 1\,000$ pies (300 m) y $\Delta E = 1°$, el valor de Δh es 17 pies (6 m) cuando $h = 1\,000$ pies (300 m), y Δh es aproximadamente 450 pies (140 m) cuando $h = 5\,000$ pies (1 500 m). El error relativo en h viene dado por:

$$\Delta h/h = 1/(\sin E \cdot \cos E) \cdot \Delta E \qquad (15.4)$$

con E en radianes. $\Delta h/h$ es un mínimo cuando $E = 45°$ (o $h = L$).

15.4.3.4 Calibración y mantenimiento

El enfoque y la verticalidad del haz deberían verificarse, si es posible, una vez al mes, porque el filamento de la bombilla puede sufrir ligeros cambios de forma con el tiempo. Cuando se sustituye una bombilla habría que ajustar su posición, pues no todas las bombillas son iguales.

Debería comprobarse la verticalidad del haz durante una noche cubierta, con ayuda de un teodolito. La comprobación tendría que hacerse a partir de dos posiciones: una cerca de la alidada, y la otra aproximadamente a la misma distancia del proyector en una dirección en ángulo recto con la línea que une el proyector y la alidada (figura 15.4). Los acimuts del proyector y de la mancha en la nube deberían medirse con la mayor exactitud posible, junto con la elevación de la mancha. Si la diferencia entre las lecturas del acimut es A y la elevación de

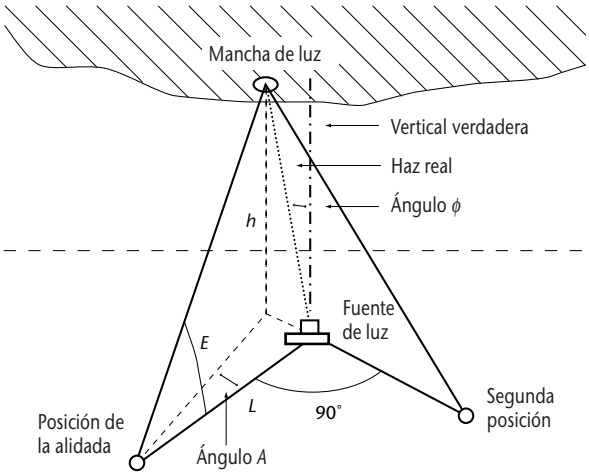


Figura 15.4. Comprobación de la verticalidad del haz del proyector

la mancha es E, la desviación ϕ del haz a partir de la vertical viene dada por:

$$\phi = \arctan(\tan A/\tan E) \approx A/\tan E \qquad (15.5)$$
(para $A \approx 1°$ o menos)

Si el valor de ϕ es mayor de 1° visto desde la alidada, o superior a 0,5° en la otra posición, los ajustes deberían repetirse hasta que se haya logrado la exactitud necesaria.

Puede verificarse y ajustarse el enfoque en una noche cubierta, observando el diámetro de la mancha de luz sobre la nube más alta por encima del instrumento. En caso necesario, debería ajustarse el foco para minimizar el diámetro de la mancha.

15.4.4 Utilización de globos

15.4.4.1 Método de medición

La altura de la base de las nubes puede medirse durante el día determinando el tiempo que tarda un pequeño globo de caucho, inflado con hidrógeno o helio, en elevarse desde el suelo hasta la base de una nube. La base de la nube debería considerarse como el punto en el que el globo parezca penetrar en una capa de niebla antes de desaparecer finalmente.

La velocidad de ascensión del globo se determina principalmente por el libre desplazamiento del globo, y puede ajustarse controlando la cantidad de hidrógeno o de helio en el mismo. El tiempo de desplazamiento desde que se suelta el globo hasta que penetra en la nube se mide con un cronómetro. Si la velocidad ascensional es n metros por minuto y el tiempo del desplazamiento es t minutos, la altura de la nube sobre el suelo es $n \cdot t$ metros, pero esta regla no debe seguirse estrictamente. Los remolinos cerca del lugar de lanzamiento pueden impedir la elevación del globo hasta algún tiempo después de soltarlo. Normalmente, el cronómetro se pone en marcha al liberar el globo, por lo que el tiempo transcurrido entre ese momento y aquel en que se observa que ha salido de los remolinos habrá que descontarlo del tiempo total, para determinar la altura de la base de la nube. Incluso prescindiendo de los efectos de remolino, la velocidad ascensional en los 600 metros (2 000 pies) más bajos, aproximadamente, es muy variable.

Si bien la altura de la base de una nube media se obtiene a veces como subproducto en la medición de vientos en altitud mediante un globo piloto, el método del globo se aplica principalmente a nubes bajas. Cuando no se dispone de ayudas ópticas en forma de prismáticos, telescopio o teodolito, la medición no debería intentarse si la base de la nube se considera superior a unos 900 metros (3 000 pies), a menos que el viento sea muy ligero. Con vientos fuertes, el globo puede superar el alcance de la visión natural antes de penetrar en la nube.

La precipitación reduce la velocidad de elevación de un globo, y las mediciones de la altura de la base de la nube con un globo piloto solo deberían intentarse con precipitación ligera.

El método puede utilizarse de noche incorporando al globo una luz eléctrica o de otro tipo. Por motivos de seguridad, no es recomendable la utilización de farolitos de papel alumbrados con velas.

15.4.4.2 Fuentes de error

Las mediciones de la altura de la base de una nube con globo han de utilizarse con prudencia, puesto que la velocidad media de elevación de un globo, sobre todo en los primeros centenares de metros, puede diferir notablemente con respecto a la velocidad supuesta de elevación (debido a factores tales como los efectos de corrientes verticales, la forma del globo, la precipitación y la turbulencia).

15.5 MEDICIONES DEL TIPO DE NUBES CON INSTRUMENTOS

Las observaciones del tipo de nubes todavía se efectúan en gran medida por observadores humanos. Solo se conoce un método automático para observar el tipo de nubes, específicamente desarrollado para la detección de *cumulonimbus* y de *cumulus* de gran desarrollo vertical. En este método, se utilizan los datos de una red de radares meteorológicos y de detección de descargas eléctricas. Las clases de reflectividad de radar y el número de descargas dentro de una determinada zona se combinan para indicar la presencia de *cumulonimbus* y/o de *cumulus* de gran desarrollo vertical.

Este es un nuevo método utilizado por algunos Servicios Meteorológicos. El índice de falsas alarmas es relativamente alto (véase Leroy y otros, 2006).

15.6 OTRAS PROPIEDADES RELACIONADAS CON LAS NUBES

15.6.1 Visibilidad vertical

Se define como visibilidad vertical la distancia máxima a la que un observador puede ver e identificar un objeto en su vertical, tanto hacia arriba como hacia abajo. Puede calcularse a partir del perfil de extinción óptica de la atmósfera (OMM, 2010*b*). Algunos nefobasímetros (véanse las secciones 15.4.1 y 15.4.2) pueden proporcionar una estimación de la visibilidad vertical basada en la energía de retrodispersión integrada con la distancia. En OMM (1988) se pone de relieve que este método produce con frecuencia resultados poco fiables. En la práctica, a menudo ocurre que el nefobasímetro indica la visibilidad vertical cuando no se cumplen los criterios definitorios de la base de las nubes pero se recibe la luz reflejada desde una altitud determinada.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera de Estados Unidos (NOAA), 1988: *Federal Standard Algorithms for Automated Weather Observing Systems Used for Aviation Purposes*. Office of the Federal Coordinator for Meteorological Services and Supporting Research, United States Department of Commerce, FCM-S5-1988, Silver Spring, MD (Estados Unidos de América).

Douglas, H. A. y D. Offiler, 1978: The Mk 3 cloud base recorder: A report on some of the potential accuracy limitations of this instrument. *Meteorological Magazine*, 107, págs. 23 a 32.

Gobierno de Estados Unidos de América, 1999: *Automated Surface Observing System*. Air Force Operational Test and Evaluation Center: Final Assessment Report for the Federal Aviation Administration, California (Estados Unidos de América).

Larsson, B. y E. Esbjörn, 1995: *Cloud Cover Algorithm*. SMHI IO-BN 1995-01-11, SMHI, Norrköping (Suecia).

Leroy, M. y otros, 2006: Status of the automatic observation on aerodrome and ongoing improvements in France. *Documento presentado en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos y Medioambientales (TECO-2006)*, Informe Nº 94 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1354, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1975: *Atlas Internacional de Nubes: Manual de observación de nubes y otros meteoros*. Volumen I, OMM-Nº 407, Ginebra.

—, 1987: *International Cloud Atlas*. Volumen II, WMO-No. 407, Ginebra.

—, 1988: *WMO International Ceilometer Intercomparison* (D. W. Jones, M. Ouldridge y D. J. Painting). Informe Nº 32 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 217, Ginebra.

—, 2006: *Guía de sistemas meteorológicos de observación para los servicios meteorológicos aeronáuticos*. OMM-Nº 731, Ginebra.

—, 2010*a*: *Manual de Claves*. OMM-Nº 306, Ginebra.

—, 2010*b*: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. Volumen I – Aspectos mundiales, OMM-Nº 544, Ginebra.

Wauben, W., H. Klein Baltink, M. de Haij, N. Maat y H. The, 2006: Status, evaluation and new developments of the automated cloud observations in The Netherlands. *Documento presentado en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos y Medioambientales (TECO-2006)*, Informe Nº 94 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1354, Ginebra.

Wauben, W. M. F., 2002: *Automation of visual observations at KNMI*: (II) Comparison of automated cloud reports with routine visual observations. En: *Symposium on Observations, Data Assimilation and Probabilistic Prediction*. AMS Annual Meeting, 2002 Report, Orlando, FL (Estados Unidos de América).

CAPÍTULO 16

MEDICIÓN DEL OZONO

16.1 CONSIDERACIONES GENERALES

El ozono es una molécula compuesta por tres átomos de oxígeno que se forma de modo natural por la fotolisis de una molécula de oxígeno por acción de la radiación solar ultravioleta a longitudes de onda inferiores a 242,5 nm en la estratosfera. También se forma una pequeña cantidad de ozono en la troposfera en una cadena de reacciones químicas que incluyen gases hidrocarburos y nitrogenados. Aunque el ozono es un componente atmosférico menor, con una concentración media de unas 3 partes por millón en volumen (ppmv), las propiedades radiativas de este gas de efecto invernadero hacen de él un significativo contribuidor en el balance energético radiativo de la atmósfera, y un importante regulador de la radiación solar ultravioleta que llega a la superficie terrestre. La mayor parte de la cantidad de ozono atmosférico (90 por ciento) se localiza en la estratosfera con una concentración máxima entre los 17 y los 25 kilómetros de altitud (véase la figura 16.1), dependiendo de la latitud y de la estación del año, donde su presencia es la causa de la inversión de temperatura en la estratosfera y provoca un máximo de temperatura en la estratopausa. Además de sus propiedades radiativas, el ozono reacciona con otros gases traza, alguno de origen antrópico. La distribución geográfica y vertical del ozono atmosférico viene determinada por complejas interacciones dinámicas y fotoquímicas en la atmósfera.

El ozono superficial se monitoriza por tratarse de un producto industrial y un contaminante urbano. Las mediciones de ozono troposférico y estratosférico se emplean para verificar modelos que simulan la fotoquímica o la circulación general de la atmósfera real. El ozono se mide también para determinar la atenuación de la capa de ozono por los gases antrópicos, para validar modelos que estiman los cambios en la capa de ozono y para confirmar la eficacia del Protocolo de Montreal relativo a las sustancias que agotan la capa de ozono y sus enmiendas[1]. La monitorización de la capa de ozono requiere contar con registros de datos de largos períodos, de alta calidad, obtenidos en estaciones con instrumentos de medición bien mantenidos, que son cruciales para realizar análisis de tendencias fiables.

1 Véase http://ozone.unep.org/pdfs/Montreal-Protocol2000.pdf.

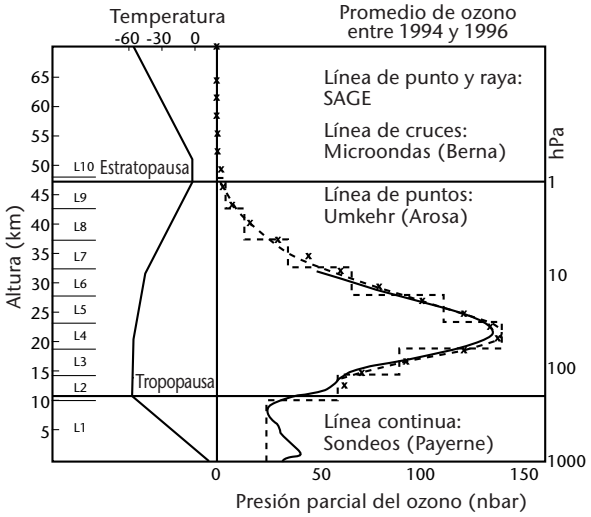


Figura 16.1 Ejemplo de la distribución vertical media de ozono en la atmósfera sobre Suiza con distintas técnicas de medición aplicadas (J. Staehelin, Instituto Federal de Tecnología de Zúrich)

16.1.1 Definiciones

Las tres características básicas del ozono atmosférico que se miden de manera rutinaria y se comunican por equipos de monitorización del ozono en superficie y por satélite, son las siguientes:

a) el ozono superficial;
b) el ozono total;
c) el perfil vertical de ozono.

El *ozono superficial* expresa la concentración local de ozono en una capa de unos pocos metros de espesor sobre la superficie en un lugar concreto de la Tierra. La medida de ozono superficial se expresa normalmente en unidades de presión parcial o razón (proporción) de mezcla (en masa o en volumen).

El *ozono total* se refiere a la cantidad total de ozono presente en la columna vertical atmosférica que se extiende desde un punto de la superficie terrestre hasta el tope de la atmósfera. Las unidades habitualmente utilizadas para expresar el ozono total son: a) el espesor en una columna de la capa de ozono puro a temperatura y presión normales (TPN) y b) la densidad en una columna vertical (número de moléculas por unidad de área).

El *perfil vertical de ozono* expresa la concentración de ozono en función de la altura o de la presión ambiental. La cantidad de ozono para cada altura o nivel de presión en la atmósfera se expresa como presión parcial, razón de mezcla o concentración local (densidad numérica). La cantidad total de ozono en columna viene determinada por la integral del perfil de ozono desde la superficie hasta el tope de la atmósfera.

A continuación se definen otros términos que se utilizan frecuentemente en este contexto:

Aerosoles: suspensión, en un medio gaseoso, de partículas sólidas, líquidas, o sólidas y líquidas.

Masa óptica relativa de aire: cociente entre el recorrido inclinado de la radiación solar a través de la atmósfera (o a través de una capa) y el recorrido vertical.

Unidad Dobson (UD): medida del ozono total equivalente a un espesor de 10^{-5} m de ozono puro a TPN (se usa comúnmente pero no se trata de una unidad del Sistema Internacional de Unidades).

Miliatmósfera centímetro (matm cm): medida del ozono total equivalente a 10^{-3} cm de ozono puro a TPN (1 matm cm equivale a 1 UD).

Ozono: forma alotrópica del oxígeno; es un gas azul e inestable, y un poderoso oxidante. Absorbe selectivamente energía radiativa en las bandas de 100 a 340 nm y de 550 a 650 nm del espectro solar, y a 4 700, 9 600 y 14 100 nm en el espectro infrarrojo.

Espectrofotómetro: instrumento que produce un espectro y mide la radiación espectral en longitudes de onda determinadas.

Ultravioleta (UV): radiación electromagnética en el rango de los 100 a 400 nm, que se puede dividir en UV-A (315-400 nm), UV-B (280-315 nm) y UV-C (100-280 nm).

Umkehr: efecto óptico que aparece próximo a la salida y a la puesta de sol cuando la radiación celeste cenital se incrementa conforme aumenta el ángulo cenital. Al realizar una serie de mediciones cenitales con los espectrofotómetros a unas longitudes de onda UV determinadas, es posible obtener la distribución vertical del ozono. Estas mediciones realizadas desde la superficie son válidas solo para cielos despejados.

16.1.2 Unidades y escalas

El cuadro 16.1 proporciona un breve resumen de las unidades y en el anexo 16.A se ofrece una descripción completa de las mismas.

Cuadro 16.1. Resumen de unidades y de escalas utilizadas

Ozono local	*Unidades*	*Ozono en columna*	*Unidades*
Presión parcial	milipascal	Ozono total	matm cm 10^{-3} cm de ozono en UD a TPN
Razón de mezcla en masa	$g\ g^{-1}$		
Razón de mezcla en volumen	ppmv		
Concentración local	moléculas cm^{-3} moléculas m^{-3}	Densidad en columna	matm cm km^{-1}
Densidad local	$g\ m^{-3}$ $g\ cm^{-3}$		

Nota: En honor al trabajo pionero de G. M. B. Dobson, la unidad de la columna vertical de ozono (ozono total), la miliatmósfera centímetro (matm cm), se denomina también unidad Dobson (UD). La unidad Dobson se define como la cantidad de ozono en una columna vertical de la atmósfera que, reducida a una temperatura de 0 °C y a una presión de 101 325 Pa, ocupa un espesor de 10^{-5} m.

16.1.3 Métodos de medición

El ozono atmosférico se mide utilizando técnicas de teledetección o técnicas *in situ*. Las mediciones *in situ* de ozono se realizan analizando una muestra de aire por técnicas ópticas, químicas o electroquímicas con el fin de determinar la cantidad de ozono presente. Las mediciones por teledetección se basan en técnicas de absorción diferencial. El ozono tiene un espectro de absorción fuerte y variable en longitudes de onda del UV por debajo de los 340 nm, un pico de absorción más ancho y débil centrado alrededor de los 600 nm en el rango del visible, y varias líneas de absorción y emisión térmica en el infrarrojo y en microondas. La medición de la irradiancia espectral de una fuente natural (Sol) o antrópica después de haber atravesado el ozono atmosférico, permite determinar la cantidad de ozono presente en el trayecto óptico. La medida de la radiación térmica emitida por el ozono atmosférico se utiliza también para determinar la cantidad de ozono.

La exactitud de casi todos los tipos de mediciones de ozono que se llevan a cabo habitualmente puede estar afectada por distintos errores en la determinación del espectro de absorción del ozono. Todas las mediciones de ozono superficial y de ozono total realizadas desde la superficie dependen del coeficiente de absorción del ozono (α) en la longitud de onda usada (véanse las ecuaciones 16.1 y 16.2). Los valores del perfil vertical de ozono obtenidos por el método del efecto Umkehr y por ozonosonda están normalizados para hacerlos coincidir con las observaciones de ozono total en superficie. Los coeficientes de absorción se emplean en los algoritmos de inversión que sirven para evaluar el ozono total y el perfil de ozono a partir de datos obtenidos por lidar (acrónimo inglés de "detección y localización por ondas luminosas") y por satélite.

Varios grupos han realizado un esfuerzo significativo para medir el espectro de absorción del ozono en laboratorio. Las mediciones se han efectuado en un amplio rango de temperaturas pues hay una fuerte dependencia de la absorción con la temperatura. La Comisión Internacional del Ozono de la Asociación Internacional de Meteorología y Física de la Atmósfera (IAMAP) (http://www.esrl.noaa.gov/gmd) recomendó (Megie, Miller y Bojkov, 1991), y la OMM adoptó, un espectro patrón del ozono que entró en vigor el 1 de enero de 1992, basado en las mediciones realizadas por Bass y Paur (1985). Este espectro de absorción ha sustituido al coeficiente de absorción de ozono de Vigroux empleado con anterioridad en las mediciones de ozono (IAMAP, 1967). Como los espectros de absorción dependen de la temperatura, los nuevos estudios llevados a cabo por, entre otros, Molina y Molina (1986), Brion y otros (1993) y Burrows y otros (1999), pretenden conocer la dependencia de la absorción en función de la temperatura. Es preciso utilizar el mismo espectro de absorción cuando se comparen observaciones de ozono realizadas con diferentes instrumentos. Hay otras fuentes de error en las mediciones de ozono que dependerán del valor que se mide y del método empleado en la medición, como se explica a continuación.

16.2 MEDICIONES DEL OZONO SUPERFICIAL

16.2.1 Instrumentos de medición del ozono superficial

El ozono superficial se mide habitualmente por medio de analizadores de ozono, que determinan *in situ* su concentración en el aire ambiente. Los instrumentos de medición del ozono superficial más comunes son los analizadores fotométricos UV de ozono. Estos instrumentos miden ozono por fotometría de absorción UV, en un estrecho intervalo de longitudes de onda (aproximadamente de 0,5 a 1 nm), a 254 nm. El uso de analizadores químicos secos —que aplican un método de quimioluminiscencia— y de analizadores químicos húmedos —que se usaban rutinariamente— está siendo reemplazado porque no son tan fiables como los métodos de absorción UV. La fotometría de absorción UV es el método recomendado por el Grupo consultivo científico sobre gases reactivos de la Vigilancia de la Atmósfera Global (VAG) de la OMM. En Paur y McElroy (1979) se encontrará información técnica sobre los instrumentos de monitorización del ozono ambiente. También se han realizado intercomparaciones de instrumentos de medición del ozono superficial (Attmannspacher y Hartmannsgruber, 1982; Klausen y otros, 2003).

16.2.2 Medición del ozono superficial por fotometría UV

El ozono superficial se mide principalmente por medio de técnicas *in situ*. El método más común es el de fotometría UV, en el que una muestra de aire se aspira e introduce en una célula donde se mide la absorción de la radiación UV en la línea de emisión de 254 nm de una lámpara de mercurio. El fuerte poder de absorción del ozono en esta longitud de onda permite obtener una medición neta de la absorción cuando la célula contiene ozono. La célula de absorción recibe alternativamente una muestra de aire ambiente que procede directamente de la atmósfera y una muestra de aire ambiente que se ha hecho pasar por un filtro de dióxido de manganeso que transforma catalíticamente el ozono en oxígeno dejando el resto de gases traza sin tocar y la humedad relativa prácticamente constante. Por lo tanto, se mide la radiación UV en presencia y en ausencia de ozono en las muestras de aire. La irradiancia medida en presencia de ozono, I, se relaciona con la irradiancia medida en ausencia de ozono, I_0, según la siguiente expresión:

$$I = I_0 \exp(-\alpha C L) \qquad (16.1)$$

donde α es la sección eficaz de absorción del ozono a 254 nm (cm^2), C es la concentración de ozono en la célula (moléculas cm^{-3}) y L es la longitud de la célula (cm). Comparando los dos valores de irradiancia es posible determinar la concentración de ozono en la célula teniendo en cuenta que la

longitud de la célula y la sección eficaz de absorción del ozono son conocidas. Las medidas de ozono se expresan en partes por mil millones en volumen (ppbv) o en unidades de presión parcial. El rango de valores detectables va de 1 a 1 000 ppbv.

16.2.3 Exposición de los instrumentos de medición del ozono superficial

Los instrumentos de medición del ozono superficial *in situ* normalmente se encuentran dentro de un laboratorio, donde el aire ambiente es bombeado hasta el analizador a través de un tubo de teflón limpio. La entrada del tubo estará montada de tal manera que la muestra de aire sea representativa de la atmósfera local. La toma de aire debería estar a una altura de al menos 3 metros sobre el suelo (normalmente sobre la terraza). La entrada debería estar invertida y protegida por un embudo que evite la penetración de agua de lluvia y que minimice la entrada de partículas y suciedad. Habría que evitar toda causa potencial de alteración de la composición de la atmósfera local (por ejemplo, carreteras, chimeneas, tubos de ventilación y similares). Debería existir un filtro de partículas de teflón en la entrada del tubo para impedir que partículas y suciedad contaminen la muestra y habría que cambiarlo cuando fuera necesario (aproximadamente una vez a la semana dependiendo de las condiciones atmosféricas). El tubo de entrada deberá mantenerse limpio y ser tan corto como sea posible para garantizar que el ozono no se destruya antes de ser medido. Por lo general, un tubo de una longitud de 3 a 5 metros es suficientemente corto y permite situar la toma de aire a una altura conveniente.

Si se desea medir valores de ozono superficial de fondo (no contaminado) el emplazamiento debería estar alejado de las principales fuentes de contaminación (las ciudades). Las estaciones tendrían que cumplir los criterios para las estaciones regionales y/o globales de la VAG, definidos en OMM (1988) y aprobados en la 44ª reunión del Consejo Ejecutivo, celebrada en junio/julio de 1992 (OMM, 1993).

16.2.4 Errores de medición del ozono superficial

La principal fuente de error de todos los analizadores de ozono *in situ* utilizados para medir el ozono superficial es la pérdida de ozono a lo largo del tubo de entrada y en el filtro de partículas. Este error puede minimizarse asegurándose de que el tubo y el filtro de partículas se mantienen limpios y secos.

Otros gases traza absorben radiación en la longitud de onda de 254 nm, que es la utilizada para medir la absorción del ozono. Los métodos diferenciales, que consisten en comparar el aire ambiente que contiene ozono con el aire ambiente exento de ozono, evitan el problema de los otros gases absorbentes pues estos están presentes en ambas mediciones. Sin embargo, si la concentración de cualquier gas cambia entre los dos períodos de muestreo del aire con y sin ozono, se obtendrá una medición errónea del contenido de ozono. Asimismo, si no se elimina todo el ozono a causa de algún defecto del filtro de depuración se verán comprometidos los valores de ozono medidos.

En general, las mediciones de ozono realizadas con el método de fotometría UV son muy estables por tratarse de mediciones relativas (comparan la absorción en una célula con ozono con la de una célula sin ozono presente). La señal de salida de la lámpara y la sensibilidad del detector pueden desviarse sin afectar a la medida de absorción del ozono. La incertidumbre y el sesgo de las mediciones de ozono superficial efectuadas utilizando el método de absorción UV han sido evaluados por Klausen y otros (2003).

16.2.5 Comparación, calibración y mantenimiento de los instrumentos de medición del ozono superficial

Los instrumentos de fotometría UV son reconocidos como instrumentos absolutos. La calibración absoluta de los analizadores de fotometría UV depende de la exactitud del valor de la sección eficaz de absorción del ozono a 254 nm. Este valor se calcula midiendo la absorción en una célula que contiene una cantidad de ozono conocida. La cantidad de ozono en la célula deberá determinarse por procesos químicos o físicos que proporcionen el número de moléculas de ozono presentes en la célula. Estos métodos de medición de la concentración absoluta incluyen el paso del ozono por una solución de yoduro potásico, la valoración del ozono con monóxido de nitrógeno, y la medición del cambio de presión cuando el oxígeno se convierte en ozono. La sección eficaz de absorción del ozono se estima con una incertidumbre de ±5 por ciento.

La medición de fotometría UV es también reconocida como un método seguro para transferir la calibración primaria a los instrumentos empleados

sobre el terreno. La referencia mundial para las mediciones *in situ* de ozono es el fotómetro patrón de referencia, mantenido por el Instituto Nacional de Normas y Tecnología de Estados Unidos de América y por la Oficina Internacional de Pesas y Medidas. Los patrones de transferencia se calibran frente al fotómetro patrón de referencia. Los instrumentos de campo se intercomparan entonces midiendo una muestra de ozono (en el laboratorio o de aire ambiente) con el instrumento de campo y con el patrón de transferencia (Klausen y otros, 2003).

16.3 MEDICIONES DEL OZONO TOTAL

16.3.1 Métodos de medición del ozono total

El ozono total se mide por teledetección con instrumentos instalados en la superficie terrestre y a bordo de satélites, que evalúan irradiancias en el espectro de absorción UV del ozono entre 300 y 340 nm. La medición del ozono total desde el suelo se lleva a cabo a partir de las irradiancias solar directa, lunar directa y cenital del cielo mientras que desde el espacio lo que se mide es la radiación solar UV devuelta al espacio por la atmósfera terrestre.

En esta sección se describirán las técnicas empleadas desde la superficie. Las observaciones espaciales se caracterizan a grandes rasgos en la sección 16.6 pues se trata de una tecnología muy compleja y específica para cada misión satelital.

16.3.2 Instrumentos para la medición del ozono total desde la superficie terrestre

Los instrumentos de teledetección instalados en la superficie terrestre que miden la intensidad de la luz UV en longitudes de onda dentro del espectro de absorción del ozono se pueden usar para determinar la cantidad total de ozono mediante técnicas de espectroscopía de absorción óptica diferencial (DOAS). Los instrumentos de superficie que se utilizan más a menudo en la red de medición de ozono del Programa de la VAG de la OMM son los espectrofotómetros de ozono de Dobson (Dobson, 1957; OMM, 1980) y de Brewer (Kerr, McElroy y Olafson, 1980; Wardle y otros, 1987), y el ozonómetro de filtro M-124 (Gushchin, Sokolenko y Kovalyev, 1985). Se han desarrollado otros instrumentos de medición pero su uso ha quedado limitado a aplicaciones especiales de carácter experimental más que a la vigilancia y la comunicación de datos.

16.3.2.1 Mediciones de la radiación solar directa

El método más exacto y el mejor definido para la determinación del ozono total consiste en medir la radiación solar directa desde el suelo en longitudes de onda UV entre los 305 y los 340 nm. El método se basa en la ley de Lambert-Beer que define la irradiancia espectral directa $I_{0\lambda}$ que alcanza la superficie terrestre para una longitud de onda determinada λ después de ser atenuada por cada uno de los constituyentes atmosféricos de la columna de aire X_i:

$$I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-\Sigma \alpha_{\lambda i} X_i \mu_i} \qquad (16.2)$$

donde $I_{0\lambda}$ es una constante identificada como la lectura de I_λ tomada por el instrumento si este estuviera situado por encima de la atmósfera (la constante extraterrestre); $\alpha_{\lambda i}$ son los coeficientes de extinción de cada especie atenuante medidos en laboratorio; y los μ_i son los cocientes entre los recorridos inclinados y los recorridos verticales del haz de luz a través de las capas de las especies absorbentes/dispersoras (masas ópticas relativas del aire). Si con un espectrofotómetro se miden las irradiancias espectrales I_λ en distintas longitudes de onda λ_i con absorciones diferentes de ozono, es posible eliminar la influencia de los demás atenuantes atmosféricos (principalmente aerosoles) mediante combinaciones lineales de la ecuación 16.2. El cálculo del ozono total a partir de las observaciones de la radiación solar directa X_{DS} puede determinarse (véase el anexo 16.B) por la siguiente expresión general:

$$X_{DS} = \frac{F_0 - F - \beta m}{\alpha \mu} \qquad (16.3)$$

donde F es la combinación de $\log(I_{\lambda i})$; F_0 es la combinación de $\log(I_{0\lambda i})$; las constantes del instrumento, α y β, son los coeficientes de absorción y dispersión diferenciales del ozono en aire puro; y μ y m son las masas ópticas relativas del aire para la capa de ozono y para la totalidad de la atmósfera, respectivamente. En la ecuación 16.3, el valor de F se obtiene a partir de las mediciones efectuadas con el instrumento, F_0 es la constante de calibración del espectrofotómetro, α y β son valores determinados en laboratorio, y μ y m se calculan en el instante y en la ubicación geográfica de la medición, utilizando relaciones astronómicas. Las mediciones de la radiación solar directa se limitan a las horas con luz diurna cuando el haz solar directo no se ve oscurecido por nubes u otros obstáculos durante un período mínimo de 2 minutos (Dobson) o de 5 minutos (Brewer). Los ángulos cenitales solares adecuados para realizar las

observaciones difieren dependiendo del tipo de espectrofotómetro y de la longitud de onda utilizados en las mediciones pero, por lo general, no excederán de los 72° para el espectrofotómetro de Dobson y los instrumentos de filtro M-124, y de los 75° para el espectrofotómetro de Brewer. Mientras que el espectrofotómetro de Dobson mide razones relativas de irradiancias espectrales para tres pares de longitudes de onda (A: 305,5/325,4; C: 311,5/332,4; D: 317,6/339,8 nm), el espectrofotómetro de Brewer registra irradiancias espectrales (cuenta fotones) en cinco longitudes de onda operativas (306,3, 310,1, 313,5, 316,8 y 320,1 nm). El instrumento de filtro M-124 mide a 302 y 326 nm con un paso de banda espectral de 20 nm. Los detalles de las modificaciones de la expresión (ecuación 16.3) para cada tipo de instrumento y su aplicación en el procesamiento de las observaciones de ozono total pueden encontrarse en las referencias de la sección 16.3.2 o en la publicación de la VAG correspondiente (OMM, 2003).

El espectrofotómetro de Brewer mide la irradiancia UV en varias longitudes de onda lo que permite calcular la cantidad total en columna de dióxido de azufre en la atmósfera utilizando una ecuación similar a la 16.3. La ecuación correspondiente se obtiene mediante otras combinaciones lineales de los coeficientes de absorción y dispersión diferencial y de las irradiancias espectrales I_i. Para procesar las mediciones de dióxido de azufre total se necesitará definir una constante extraterrestre para ese gas durante la calibración del instrumento.

16.3.2.2 Mediciones de la radiación lunar directa

La cantidad de ozono total se mide también por el método de la radiación lunar directa, donde la radiación solar reflejada por la Luna es la fuente de radiación UV. Este método es similar, en principio, a la técnica de medición solar directa pero resulta menos exacto por la poca cantidad de radiación UV disponible y por las dificultades que se plantean para la medición. El período para esta última se limita a los cinco días anteriores a la luna llena, con lo que no es posible llevar a cabo una cobertura cotidiana. Además, el rayo directo desde la Luna no debe atravesar nubes, y la distancia cenital aparente de la Luna ha de ser inferior a 75°. Las mediciones de la radiación lunar directa pueden ser útiles durante las noches polares. Sin embargo, este método no está muy extendido entre las estaciones de la VAG.

16.3.2.3 Mediciones de la radiación celeste en la dirección cenital

Este método fue elaborado para poder medir el ozono total cada día, incluso en caso de oscurecimiento del Sol por las nubes. Se sabe de manera empírica que los rayos UV dispersados hacia la superficie terrestre por el cielo en el cénit contienen suficiente información para permitir una evaluación razonable del ozono total. La medición de la intensidad relativa de la radiación UV para un conjunto de longitudes de onda depende de la cantidad total de ozono y del valor de μ. Si se dispone de un gran número de observaciones (del orden de centenares), casi simultáneas, de radiación solar directa y de radiación celeste en el cénit, los valores de ozono total obtenidos a partir de las mediciones solares directas pueden utilizarse para desarrollar funciones de regresión empíricas $f(F,\mu)$ que hacen posible el cálculo de valores cenitales de ozono total X_{ZS} según la siguiente expresión:

$$X_{ZS} = f(F,\mu) \qquad (16.4)$$

Las funciones estadísticas $f(F,\mu)$ se definen como polinomios obtenidos por técnicas de regresión múltiple (polinomios cenitales) y sustituyen a los mapas manuales que se usaban con anterioridad. Las mediciones de la radiación celeste en el cénit se limitan a las horas con luz diurna, cuando el ángulo cenital solar no supera los 80°. Son menos exactas que las medidas solares directas porque la trayectoria de la luz dispersada a través de la atmósfera y de la capa de ozono es más larga y su atenuación depende de otras variables, tales como la distribución vertical de ozono y la presencia de nubes. Este método obliga a que los resultados de las observaciones de la radiación celeste cenital se parezcan a las mediciones solares directas en el largo plazo. Puesto que las condiciones que permiten efectuar, casi simultáneamente, observaciones cenitales y directas pueden tener una cantidad de ozono total diferente a las condiciones que solo permiten realizar observaciones cenitales (especialmente con cielo cubierto de nubes en el cénit), la precisión de las medidas cenitales es bastante reducida.

16.3.3 Exposición de los instrumentos de medición del ozono total

Los instrumentos de teledetección terrestre para medir el ozono estratosférico se instalan en función de sus exigencias de observación. En general se necesita un observatorio que tenga un campo de visión claro del Sol y del cielo en el cénit. El

emplazamiento de medición debería estar alejado de fuentes de contaminación local o de otros contaminantes que pudieran afectar a las propiedades ópticas de la atmósfera local en la región UV, principalmente aerosoles y dióxido de azufre. Todos los tipos de espectrofotómetros deberán estar equipados con sistemas de secado externo o desecantes en el interior para mantener permanentemente secos tanto los componentes del sistema óptico como los electrónicos del instrumento. Los espectrofotómetros deberían funcionar bajo condiciones de temperatura estables para que su sensibilidad y ajustes no cambien rápidamente durante las mediciones. Por esa razón, los instrumentos de Dobson tendrían que estar equipados con cubiertas aislantes.

Los instrumentos de Dobson y M-124 se guardan bajo techo y deberán ser transportados al aire libre para poder realizar mediciones utilizando la radiación del Sol o del cielo en el cénit. Esto no es necesario en ciertos observatorios que disponen de una escotilla de techo o una cúpula de observación que se puede abrir para efectuar las mediciones. Los instrumentos de Brewer, totalmente automáticos, se instalan permanentemente al aire libre, en un emplazamiento que ofrezca una buena visión del Sol a una elevación mayor de 15° todos los días del año. Estos instrumentos se nivelan y se les da una alineación fija hacia el Sol, de manera que puedan orientarse automáticamente hacia el disco solar. Cada espectrofotómetro también está equipado con un sistema de calefacción interna.

16.3.4 Errores en la medición del ozono total

La ecuación 16.3 es la base física fundamental para la medición del ozono total según el método de la radiación solar directa. Algunos de los errores que se producen en la medición se explican por las incertidumbres que comportan los distintos términos de la ecuación. En OMM (1982*a*) se ofrece una descripción detallada para el espectrofotómetro de Dobson.

Constante extraterrestre F_0

F_0 es el valor de radiación solar que mediría un instrumento si estuviera expuesto fuera de la atmósfera terrestre y sin ozono presente en el trayecto. Este valor no se mide directamente sino que se determina o bien a partir de varias extrapolaciones de la masa atmosférica (método de calibración absoluto o método de representación gráfica de Langley) o bien calibrando un instrumento frente a un patrón cuya constante F_0 sea conocida (véanse las secciones 16.3.5.1 y 16.3.5.2). Puede que se produzcan errores en la evaluación de F_0 para un determinado espectrofotómetro debido a la incertidumbre de la calibración inicial con respecto al patrón o a una variación (deriva gradual o cambio brusco) de las propiedades ópticas del instrumento. Tras varias campañas de calibración los resultados muestran que las incertidumbres en las calibraciones iniciales (determinación de F_0 por comparación con el patrón al comienzo de la campaña antes de realizar ninguna operación) normalmente ocasionaban unos errores en las mediciones inferiores al 1,0 por ciento. Si los espectrofotómetros de Dobson y de Brewer se mantienen y utilizan de acuerdo con los procedimientos operativos normalizados (véase la sección 16.3.5.2), la deriva de su precisión por el paso del tiempo es normalmente menor de un 2,0 por ciento para un período de 4 años (Vanicek, 2003; Evans y otros, 2004*a*; Lamb, 2004; Köhler, 2004). Sin embargo, los errores en F_0 debidos a cambios repentinos en las condiciones técnicas del instrumento (por ejemplo, daños, desplazamiento de la alineación de la óptica, rápido deterioro del fototubo o de los filtros) pueden ocasionar errores en las mediciones hasta de un 10 por ciento o incluso mayores. La variabilidad del espectro de radiación emitido por el Sol podría dar lugar también a un error en la determinación de F_0. Se estima que estos errores son inferiores al 0,3 por ciento (OMM, 1982*b*; 1990). Estos errores afectarán a la exactitud del valor de ozono medido. A menudo pueden detectarse estos cambios realizando pruebas mensuales con lámparas de control (véase la sección 16.3.5.2).

Lectura espectral diferencial F

Las lecturas de F presentan errores instrumentales. Una posible fuente de error es que el instrumento no tenga una respuesta lineal. En el caso del espectrofotómetro de Dobson, se produce una inevitable falta de comportamiento lineal debida, en su mayor parte, a las irregularidades de los prismas ópticos del instrumento. La falta de comportamiento lineal del instrumento de Brewer podría deberse a una determinación incorrecta del tiempo muerto del fotomultiplicador del sistema de recuento de fotones. Ambos errores se corrigen mediante mediciones de calibración. Esta incertidumbre es generalmente inferior al 0,3 por ciento para los equipos de Brewer y menor del 0,5 por ciento (OMM, 1982*a*) para los de Dobson. Estos errores afectan a la exactitud y precisión de los valores de ozono medidos. Los errores en el valor medido de F también pueden deberse a la incertidumbre aleatoria (ruido) en la señal medida. Tanto para los instrumentos de Brewer como para los de Dobson, este error se estima que es inferior al 0,3 por ciento en una típica medición solar directa.

Masa óptica relativa del aire para la capa de ozono μ

Otra fuente de error en la determinación del ozono total es la masa óptica del aire de la capa de ozono (μ). Este valor se calcula para el día y la hora de la medición y para las coordenadas geográficas de la localización del instrumento (latitud, longitud y altitud). Errores de 1 minuto en la latitud o la longitud, o de 10 segundos en la hora, pueden, en algún momento del año, ocasionar un error de un 0,1 por ciento en el valor de μ. En los cálculos de μ se supone que la capa de ozono está centrada ópticamente a 22 kilómetros por encima de la estación. Una desviación de altura de 2 kilómetros con respecto a este supuesto podría originar un error del 0,25 por ciento en el valor de μ y, consecuentemente, de hasta un 2 por ciento en la cantidad de ozono total para $\mu > 3{,}2$. Por consiguiente, para obtener una medición óptima se recomienda una resolución temporal de 10 segundos en las lecturas de F, incluyendo en el cálculo de μ una aproximación geográfica de la altitud de la capa de ozono. Este aspecto es importante, especialmente en las mediciones de ozono total en latitudes altas, donde las observaciones se efectúan con ángulos cenitales solares bajos.

Coeficiente de absorción del ozono α

La incertidumbre del coeficiente de absorción diferencial α de la ecuación 16.3 para un instrumento dado surge de la incertidumbre de las funciones de transmisión en la rendija. Los espectrofotómetros utilizados en la red mundial de la VAG se basan en las mismas funciones de rendija que los instrumentos de referencia mundiales, siempre que sus pruebas en las rendijas concuerden con los límites deseados, definidos por los diseñadores del instrumento (Dobson, 1957; SCI-TEC, 1993). En realidad, esta hipótesis no se cumple totalmente, y las longitudes de onda eficaces seleccionadas por las rendijas pueden diferir de los valores supuestos. En el caso de los espectrofotómetros de Dobson, es muy difícil determinar los coeficientes de absorción correctos, ya que para ello se necesitan investigaciones y ajustes muy sofisticados en laboratorio. Para un espectrofotómetro de Brewer es posible determinar las longitudes de onda eficaces y definir los coeficientes de absorción del ozono mediante un "test de dispersión", que puede efectuarse durante las calibraciones ordinarias en la estación. Como ya se ha indicado en la sección 16.1.3, el 1 de enero de 1992 se adoptó el nuevo conjunto Bass-Paur de coeficientes de absorción del ozono como nueva escala patrón internacional. Los coeficientes de absorción del ozono conllevan un error adicional, derivado de su dependencia de la temperatura. Este aspecto es especialmente importante en los coeficientes de absorción del espectrofotómetro de Dobson, que se definieron para una temperatura estratosférica representativa de –46,3 °C (Komhyr, Mateer y Hudson, 1993). Dado que la temperatura efectiva de la capa de ozono (determinada a partir del perfil vertical de ozono ponderado mediante el perfil vertical de temperatura) no es estable en función de la latitud y la estación del año, los valores de los coeficientes de absorción diferencial pueden diferir en un 1,2 por ciento aproximadamente por cada 10 K para la combinación de longitudes de onda de referencia AD[2] (Kerr, Asbridge y Evans, 1988). Este efecto de temperatura puede generar errores adicionales en el ozono total, estimados entre un 1 y un 1,5 por ciento (Köhler, 1999; Vanicek, Stanek y Dubrovsky, 2003; OMM, 2003). Puesto que el instrumento de Brewer utiliza combinaciones de longitudes de onda tales que los coeficientes de absorción del ozono atmosférico son independientes de la temperatura estratosférica (Kerr, 2002), se debería considerar que la exactitud del instrumento de Brewer es superior a la del de Dobson.

Otros gases y aerosoles absorbentes

La absorción de la radiación UV por otros gases atmosféricos puede influir también en la exactitud de las mediciones del ozono total. En particular, se ha comprobado que el dióxido de azufre es una fuente considerable de error, que suele ser de aproximadamente el 1 por ciento para un instrumento de Dobson en lugares exentos de contaminación (Kerr, Asbridge y Evans, 1988). Sin embargo, en áreas en las que las emisiones locales de dióxido de azufre son elevadas, o en situaciones de inversión, puede suponer hasta el 10 por ciento del valor de ozono en columna (DeMuer y DeBacker, 1992; Vanicek, Stanek y Dubrovsky, 2003). Como ya se ha indicado en la sección 16.3.2.1, el instrumento de Brewer puede medir la columna total de dióxido de azufre si se conoce previamente su constante extraterrestre. Así se puede eliminar la influencia del dióxido de azufre en la exactitud de la medición del ozono total. El efecto de los aerosoles se elimina en su mayor parte utilizando el método de observación solar directa (véase el anexo 16.B), y se estima que su contribución al error de las mediciones de ozono total es inferior al 1 por ciento. Esta magnitud de error corresponde también al causado por los cirros de escaso grosor.

2 AD es la diferencia entre la absorción de los pares de longitudes de onda más comúnmente usados para calcular el ozono total, donde las longitudes de onda (en nm) son A: 305,5/325,4; D: 317,6/339,8.

Observaciones cenitales

Los tres instrumentos básicos utilizados en la red de ozono de la VAG (Dobson, Brewer y filtro M-124) pueden medir también el ozono total mediante la observación de la radiación solar dispersada que proviene del cielo. El grado de exactitud y precisión de esas mediciones dependerá de la calibración del instrumento, de la calidad de los polinomios cenitales $f(F,\mu)$ de la ecuación 16.4, y de las condiciones reales del cielo durante la observación. Mientras que la utilización manual de los instrumentos de Dobson y de filtro permite a los operadores especificar las condiciones del cielo para luego utilizar unos polinomios de "cielo despejado en el cénit" o de "cielo nuboso en el cénit", las mediciones cenitales realizadas con el instrumento de Brewer se procesan solamente con un polinomio general de "cielo en el cénit". Puesto que se obliga a que los resultados de las mediciones cenitales coincidan con los resultados obtenidos por el método solar directo en períodos largos, la exactitud de las mediciones cenitales podrá ser, en el mejor de los casos, idéntica a la de las mediciones solares directas.

Para estimar el margen de error de las observaciones cenitales suele recurrirse a una comparación entre mediciones solares directas y cenitales celestes casi simultáneas del ozono total en un período igual o superior a 10 minutos. Varios estudios (DeBacker, 1998; Vanicek, Stanek y Dubrovsky, 2003) obtuvieron una incertidumbre del 1,5 por ciento para las mediciones cenitales del instrumento de Dobson realizadas con cielo despejado y de un 3 por ciento aproximadamente para las mediciones cenitales con cielo nuboso en función de la opacidad de la nube. Con respecto a las diferencias del espectrofotómetro de Brewer en comparación con el método solar directo, los valores son más variables, y por lo general podrá alcanzarse una incertidumbre de hasta el 3 por ciento para todo tipo de cielos, excepto cuando las nubes son densas. La incertidumbre del instrumento de filtro M-124 es de un 4 por ciento aproximadamente en el caso de las observaciones con cielo despejado, y de hasta un 6 por ciento con cielos nubosos, con una variación considerablemente mayor en los sesgos de las distintas mediciones (Gushchin, Sokolenko y Kovalyev, 1985; Feister, 1991). No obstante, los límites de incertidumbre anteriormente indicados implican la aplicación de polinomios cenitales desarrollados para un instrumento y estación determinados, puesto que las $f(F,\mu)$ dependen principalmente de la radiación UV dispersada, externa e interna, que llega al detector de luz del instrumento. En latitudes medias y altas, los polinomios cenitales obtenidos y utilizados por separado para el verano y el invierno ofrecen un grado de exactitud mayor y más estable en las mediciones cenitales (Asbridge, Vanicek y Stanek, 1998).

16.3.5 Comparación, calibración y mantenimiento de los instrumentos de medición del ozono total

16.3.5.1 Calibración de los instrumentos patrón primarios y escalas de calibración

La calibración de un instrumento de campo se remite en último término a un patrón de referencia. La referencia Dobson reconocida por la OMM es el espectrofotómetro de Dobson primario mundial (EDPM) Nº 83, mantenido por la División de Vigilancia Mundial (GMD) del Laboratorio de investigación sobre el sistema terrestre (ESRL) de la Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera (NOAA) en Boulder, Colorado (Komhyr, Grass y Leonard, 1989). La referencia Brewer consta de tres instrumentos primarios (B008, B014 y B015). Esta tríada de referencia Brewer, considerada como grupo patrón mundial de la OMM, está mantenida por el Servicio Meteorológico de Canadá, antes denominado Servicio del Medio Ambiente Atmosférico, en Toronto (Canadá) (Kerr, McElroy y Wardle, 1998). Todos los ozonómetros M-124 están referenciados al espectrofotómetro de Dobson D108, mantenido por el Observatorio geofísico principal de Voeikov (MGO) en San Petersburgo (Federación de Rusia) (Bojkov, Fioletov y Shalamjansky, 1994). Es importante señalar que los patrones mundiales de Dobson y de Brewer se utilizan para calibrar los mismos tipos de espectrofotómetros en la red mundial. Así pues, tanto el EDPM como la tríada de referencia Brewer definen sus propias escalas de calibración, que se transfieren a los instrumentos de las estaciones (véase la sección 16.3.5.2).

Los espectrofotómetros de referencia mundial se calibran mediante el sofisticado método de representación gráfica de Langley, también llamado de "calibración absoluta". El método está basado en la determinación de la constante extraterrestre F_0 a partir de la ecuación 16.3, que puede reformularse como sigue:

$$F + \beta m = F_0 - \alpha X_{DS}\mu \qquad (16.5)$$

donde α y β son constantes. Si se cumplen ciertas condiciones atmosféricas (ozono total prácticamente constante, influencia despreciable del aerosol

atmosférico, dispersión de Rayleigh estable de la luz solar en la atmósfera, y cielos completamente despejados en los días de observación), se efectúa una serie de observaciones solares directas de $F + \beta m$ con el instrumento patrón durante el día para diferentes valores de μ. Estas observaciones se representan después gráficamente en función de μ, y se extrapola el ajuste lineal de los puntos obtenidos para $\mu = 0$ con el fin de determinar F_0. Normalmente, la calibración es un promedio basado en las observaciones de varios días, y las ecuaciones han de ser transformadas para obtener una corrección de la calibración existente. Las condiciones atmosféricas específicamente requeridas se dan solo en un pequeño número de observatorios del mundo. Por esa razón, la calibración absoluta de los patrones mundiales Dobson y Brewer se efectúa periódicamente en el observatorio subtropical de la NOAA en Mauna Loa, en Hawái, situado a gran altitud (19,5°N, 155,6°W, a 3 397 m). Los estudios realizados en relación con las calibraciones absolutas ponen de manifiesto que la estabilidad de calibración de las referencias se ha mantenido con una incertidumbre de aproximadamente un 0,5 por ciento durante los últimos 20 a 25 años (Evans y otros, 2004*b*, Fioletov y otros, 2004). Este comportamiento a largo plazo tiene en cuenta todos los aspectos técnicos que influyen en la calibración de los patrones, a saber: selección de longitudes de onda eficaces, sensibilidad de la fotodetección de irradiancias, respuesta no lineal del equipo electrónico, envejecimiento de los elementos ópticos, dispersión interna.

16.3.5.2 Transferencia y mantenimiento de la calibración

La calibración absoluta de los instrumentos primarios de referencia deberá transferirse a todos los instrumentos de campo, y la calibración de cada instrumento habrá de ser cuidadosamente mantenida.

El método básico de transferencia de la escala de calibración del patrón Dobson primario a un instrumento de campo consiste en la realización de mediciones simultáneas del ozono total con los dos instrumentos, colocados uno junto al otro, utilizando el método solar directo e intercomparando las observaciones. Las mediciones deberían efectuarse por lo menos durante media jornada para el rango de valores de μ comprendidos entre 1,15 y 3,2, y en condiciones de observación satisfactorias. La constante extraterrestre del instrumento de campo se ajustará de manera que los valores del ozono total concuerden lo mejor posible con los valores AD solares directos del instrumento de referencia. Como no es muy práctico trasladar todos los instrumentos al mismo emplazamiento en que está situado el instrumento patrón primario, lo habitual es, por tanto, calibrar los instrumentos de campo en intercomparaciones regionales en las que se dan cita los espectrofotómetros de una región geográfica, que se calibran frente a una referencia itinerante o frente a un patrón regional directamente referenciados al EDPM D083. Durante casi tres decenios, la mayoría de los espectrofotómetros de Dobson de las estaciones de la VAG se han calibrado cada cuatro años en intercomparaciones organizadas por la OMM. En las campañas de calibración se utilizan o bien el espectrofotómetro D065 de ESRL/GMD de la NOAA (como referencia itinerante), o bien los patrones regionales de los Centros regionales de calibración de instrumentos de Dobson de la OMM (D064, Hohenpeissenberg, Alemania; D074, Hradec Kralove, República Checa; D089, Irene, Sudáfrica; D097, Buenos Aires, Argentina; D105, Perth, Australia; y D116, Tsukuba, Japón). Los resultados de las intercomparaciones revelan que la escala de calibración Dobson del EDPM se transfiere a los instrumentos de cada estación con una incertidumbre del 1 por ciento, según se recoge en los informes de la VAG de la OMM (OMM, 1994; 2001*a*; 2002).

Las constantes de calibración se transfieren a los instrumentos de Brewer de campo por intercomparación con un instrumento de referencia secundario itinerante cada dos años (recomendado). Tanto el instrumento de referencia como el equipo a calibrar efectúan mediciones solares directas simultáneas del ozono durante un día entero en condiciones de observación adecuadas y para un rango adecuado de valores de μ (entre 1,15 y 3,2). Los valores de los coeficientes de absorción y las constantes extraterrestres del instrumento de campo se determinan ajustando los datos proporcionados por este último al ozono total medido con el patrón y mediante pruebas de lámparas. La calibración de la referencia secundaria itinerante se verifica en Toronto antes de dirigirse al lugar de observación, y a su regreso se comprueba que la calibración no se ha alterado en el viaje. Excepto en el caso de los instrumentos de Brewer del Servicio Meteorológico de Canadá, la mayoría de los espectrofotómetros de Brewer de la red mundial se calibran comercialmente utilizando la referencia secundaria itinerante B017, propiedad de la empresa privada International Ozone Service de Toronto. El instrumento B017 está directamente vinculado a la tríada de referencia Brewer con una incertidumbre del 0,8 por ciento, y se calibra en términos absolutos cada uno o dos años en el observatorio de Mauna Loa, al

igual que la tríada Brewer. Los resultados de las intercomparaciones Brewer ponen de manifiesto que el B017 transfiere la escala de calibración Brewer a las estaciones con una incertidumbre del 1 por ciento (McElroy, Sevastiouk y Lamb, 2004). Con el fin de construir un sistema regional de calibración Brewer de la VAG, en 2003 se estableció el primer Centro regional de calibración de instrumentos de Brewer de la Asociación Regional VI (Europa) en el Observatorio de Izaña, Islas Canarias, de la Agencia Estatal de Meteorología de España.

Los ozonómetros M-124 de campo se recalibran, en promedio, cada dos años en el MGO de San Petersburgo mediante intercomparación directa con el instrumento de Dobson D108. Los instrumentos de las estaciones son sustituidos cada dos años por ozonómetros recién calibrados y trasladados al lugar de calibración en el MGO, donde realizan mediciones simultáneas por el método solar directo con el espectrofotómetro D108 de Dobson. Se determinan así los valores indicados por el instrumento en función del ángulo cenital solar y de la cantidad de ozono total (medida por el instrumento de Dobson). Seguidamente, se transportan de nuevo los instrumentos calibrados a sus lugares de observación. De ese modo, la red de ozonómetros M-124 se mantiene en la escala de calibración del EDPM D083. Aunque el D108 se calibra cada cuatro años con una incertidumbre aproximada del 1 por ciento, se estima que la incertidumbre de la transferencia de la escala de calibración a la red M-124 es de un 3 por ciento aproximadamente (Shalamyansky, 2003).

Para mantener las constantes de calibración de todos los instrumentos de referencia y de campo es necesario realizar comprobaciones rutinarias mediante pruebas con radiación solar natural y con lámparas. De este modo se podrá verificar que un instrumento funciona adecuadamente y, en caso contrario, alertar al operador de un posible problema. Los resultados de las pruebas permitirán corregir la calibración de un instrumento, si fuera necesario, y ayudarán a determinar si el instrumento necesita recalibrarse.

Una vez al mes se efectúan en el instrumento de Dobson verificaciones de la calibración para la regulación de la longitud de onda y para la respuesta a las señales de irradiancia relativa estándar. La regulación de la longitud de onda se determina y se ajusta midiendo las líneas de emisión de una lámpara de vapor de mercurio. La respuesta del instrumento a la irradiancia relativa se verifica en los tres pares de longitudes de onda midiendo los valores de la radiación emitida por una lámpara halógena de cuarzo, definida como lámpara "patrón" para ese instrumento. La medición permitirá ajustar, en caso necesario, el valor de la constante extraterrestre del instrumento.

En los instrumentos de Brewer se verifican diariamente la regulación de las longitudes de onda, la respuesta a los niveles de irradiancia y el tiempo muerto del fotomultiplicador. Las líneas de emisión de una lámpara de vapor de mercurio sirven para calibrar y regular las longitudes de onda. Las mediciones de la emisión de la lámpara halógena de cuarzo interna del instrumento sirven para controlar la respuesta del mismo a la irradiancia y para corregir las constantes extraterrestres, en caso necesario. La linealidad se comprueba midiendo el tiempo muerto del fotomultiplicador. Los resultados de estas pruebas se registran y se utilizan para efectuar ajustes operativos de las constantes de calibración, o para un reprocesamiento retrospectivo de las observaciones.

16.3.5.3 Diferencias entre las observaciones Dobson y Brewer del ozono total

Aunque las mediciones del ozono total realizadas por equipos de Dobson y de Brewer se basan en técnicas DOAS muy similares, difieren entre sí en otros aspectos (influencia del dióxido de azufre, diferentes longitudes de onda y, por consiguiente, diferentes coeficientes de absorción del ozono, y número de mediciones por día). Las escalas de calibración de estos instrumentos, definidas por los respectivos patrones mundiales, se determinan también de manera independiente y se transfieren a los espectrofotómetros de campo a través de diferentes técnicas. Por ello, puede haber ciertas diferencias en los datos reales del ozono total obtenidos mediante estos instrumentos. Entre 1995 y 2004 operaban con regularidad en la red mundial de la VAG unos 75 instrumentos de Dobson y 65 de Brewer para medir el ozono total (http://www.woudc.org/). Sin embargo, solo un pequeño número de estaciones han efectuado observaciones simultáneas con ambos espectrofotómetros con el fin de investigar la relación entre las series de datos obtenidas con equipos de Dobson y de Brewer. Aunque algunos estudios (Kerr, Asbridge y Evans, 1988; DeMuer y DeBacker, 1992) no han encontrado diferencias apreciables, análisis más recientes de series de datos más largas (Staehelin y otros, 1998; Köhler, 1999; Vanicek, Stanek y Dubrovsky, 2003) han evidenciado una dependencia estacional sistemática de las diferencias entre las medidas de ambos espectrofotómetros, Dobson y Brewer, ubicados en la misma estación y adecuadamente calibrados (los Dobson

dan valores más bajos que los Brewer), cifrada en hasta un 3 a 5 por ciento en los meses de invierno, mientras que en verano las observaciones de los Dobson y de los Brewer suelen ajustar bien. Las razones de tales diferencias pueden resumirse como sigue (Kerr, 2002; OMM, 2003):

a) existe una mayor dependencia de la temperatura en los coeficientes de absorción diferencial del ozono calculados en los equipos de Dobson;
b) hay presencia de luz difusa procedente de la radiación UV en el interior de los instrumentos;
c) los ángulos del campo de visión de los espectrofotómetros son diferentes, lo que se traduce en distintas influencias de la radiación solar UV dispersada por la atmósfera;
d) la presencia de dióxido de azufre en zonas contaminadas afecta a la medición del ozono total por los Dobson;
e) existen diferencias en los valores de μ calculados para ángulos cenitales solares elevados.

Todos estos factores se siguen estudiando en la actualidad mediante la realización de observaciones simultáneas en esas estaciones.

16.4 MEDICIONES DEL PERFIL VERTICAL DE OZONO

16.4.1 Instrumentos de medición del perfil vertical de ozono

El perfil vertical de ozono se mide mediante ozonosondas, radares láser (lidares), espectrómetros de superficie y diversos instrumentos a bordo de satélites. Las series de datos más largas son las obtenidas mediante ozonosondas, que son analizadores de ozono acoplados a radiosondas. Las ozonosondas miden la concentración de ozono de una muestra de aire ambiente en función de la altura durante el ascenso en globo hasta una altitud que suele ser de entre 30 y 35 kilómetros. Las ozonosondas más corrientes son las sondas de Brewer-Mast y las sondas de celda de concentración electroquímica (Komhyr, 1986), o bien versiones modificadas de estos instrumentos (Komhyr, 1997). Las estaciones japonesas utilizan sus propias sondas de yoduro de carbono (KC 96).

Los instrumentos de superficie miden habitualmente el perfil de ozono utilizando técnicas de teledetección. Las mediciones de la luz UV solar del cielo cenital durante el crepúsculo, efectuadas con un espectrofotómetro de Dobson o de Brewer, se utilizan para determinar los perfiles de ozono mediante el método de inversión de Umkehr. Los sistemas lidar UV se desarrollaron en la década de 1980 y vienen funcionando desde entonces en varios lugares. Los instrumentos de superficie lidar, así como los instrumentos de medición en microondas, operan desde el interior de un laboratorio. Las mediciones se llevan a cabo habitualmente observando el cielo cenital a través de una escotilla de techo o de una cúpula. En algunos casos, los instrumentos lidar efectúan mediciones en otras direcciones modificando la orientación del haz del láser y del detector. Los instrumentos lidar habrán de estar situados de tal modo que eviten las interferencias con otras fuentes de luz UV, y los instrumentos de microondas deberán evitar las interferencias provenientes de radiotransmisores que operen en el rango de las microondas. La técnica lidar suele utilizarse solo de noche siempre que la cubierta de nubes no sea apreciable. La determinación del perfil se obtiene integrando un gran número de disparos de láser a lo largo de varias horas.

16.4.2 Medición del perfil vertical de ozono

16.4.2.1 Mediciones con ozonosonda

Las ozonosondas, transportadas por globos meteorológicos de gran tamaño, determinan perfiles de ozono atmosférico de gran resolución, desde la superficie hasta altitudes de 30 a 35 kilómetros, en la estratosfera media. Operan con regularidad en todas las regiones climáticas y bajo condiciones meteorológicas adversas. Desde la década de 1960, son el principal instrumento para la determinación de los perfiles de ozono.

Todos los tipos de sondas químicas húmedas de medición *in situ* se basan en la oxidación electroquímica del yoduro de potasio por el ozono en una solución acuosa. La reacción química forma dos electrones por cada molécula de ozono captada en la solución. La corriente resultante es un indicador cuantitativo del número de moléculas de ozono bombeadas a través de la cámara (o cámaras) de reacción. Los principales componentes de las sondas son: una cámara de reacción, donde las moléculas de ozono reaccionan con la solución química (generador de burbujas); una bomba neumática; una fuente de alimentación; y una interfaz electrónica que convierte la señal de corriente sin procesar y la transfiere a la radiosonda. Para proteger las partes sensibles del instrumento de golpes y bajas temperaturas, todos los componentes están instalados en una caja de espuma de poliestireno.

Para transferir la señal del ozono al receptor en tierra, la ozonosonda deberá estar conectada a una radiosonda meteorológica apropiada.

Principios de funcionamiento

A continuación se describe el principio en el que se basan las mediciones de la sonda de Brewer-Mast. Es más simple que el principio relacionado utilizado por los sensores ENSCI más recientes o por los sensores de celda electroquímica de la compañía Science Pump Corporation, consistentes en dos cámaras separadas por un diafragma (Komhyr, 1986). Los sensores de celda electroquímica están provistos de un electrodo de platino en cada cámara, mientras que los de tipo Brewer-Mast tienen un cátodo de platino y un ánodo de plata, ambos en el interior de la única cámara de reacción.

En el cátodo de platino el yodo se oxida según la reacción:

$$I + 2\ e^- <> 2\ I^- \qquad (16.6)$$

En el ánodo de hilo de plata, la plata es oxidada por el yoduro:

$$2\ I^- + 2\ Ag <> AgI + 2\ e^- \qquad (16.7)$$

Como el yoduro de plata es un compuesto estable, permanece unido al ánodo y no está disponible para posteriores reacciones.

Si se aplica una tensión de 410 mV entre la malla de platino y el hilo de plata, el voltaje de polarización entre ambos se compensa. No fluye ningún electrón entre el ánodo y el cátodo, y las concentraciones de yodo y de yoduro en la celda alcanzan el equilibrio electroquímico. Si se añade a la solución una molécula de ozono, podrá reaccionar con el yoduro en la forma:

$$O_3 + 2\ H^+ + 2\ I^- > I_2 + H_2O + O_2 \qquad (16.8)$$

Esto rompe el equilibrio liberándose dos electrones hasta que se restablezca. En un ciclo completo de reacción se liberan dos electrones por cada molécula de ozono. La corriente resultante constituye un indicador absoluto de la cantidad de ozono que reacciona en el generador de burbujas por unidad de tiempo.

N moléculas de ozono aportan una carga $Q = N \cdot 2 \cdot e$. Aplicando la ley de los gases ideales ($p \cdot V = N \cdot k \cdot T$, donde p es la presión parcial del ozono, V el volumen, N el número de moléculas de ozono, k la constante de Boltzmann y T la temperatura absoluta, todos ellos para un volumen de aire dado), se deduce que:

$$p \cdot V = Q \cdot k \cdot T/(2 \cdot e) \qquad (16.9)$$

o, dado que $Q = i \cdot t$, donde i es la corriente medida y t, el tiempo:

$$p = i \cdot k \cdot T/(2 \cdot e) \cdot t/V \qquad (16.10)$$

o:

$$p = 4{,}31 \cdot 10^{-3}\ i \cdot T \cdot t/V \qquad (16.11)$$

donde p es la presión parcial del ozono (en milipascales), i es la corriente medida (en µA), T es la temperatura de la bomba (en K), y V/t es el volumen de aire V bombeado a través de la celda en el tiempo t (en 100 ml s^{-1}).

Las concentraciones de ozono en la atmósfera generan normalmente una corriente del orden de algunos microamperios. La interfaz de la ozonosonda convierte esta corriente en una señal que es transmitida a la radiosonda. Esta última transfiere la señal del ozono, junto con diversos parámetros meteorológicos, a la estación en tierra, donde se descodifican y registran todos los datos.

En comparación con un instrumento de Dobson o con un lidar, las ozonosondas presentan particularidades propias. Aunque se las somete a una comprobación exhaustiva en laboratorio antes del lanzamiento, cabe la posibilidad de que se deterioren durante el vuelo y ofrezcan lecturas deficientes. Además, es prácticamente imposible de mantener la estabilidad a largo plazo de un gran número de sondas. Por tanto, se recomienda decididamente normalizar cada uno de los sondeos. Esto puede llevarse a cabo calibrando el perfil del sondeo integrado verticalmente con la medición del ozono total que coincida más estrechamente. El cociente entre el ozono total medido y el valor integrado del perfil vertical de la ozonosonda proporciona el factor de corrección que se aplicará a cada valor del perfil de ozono. Sin embargo, el perfil del sondeo primario debería rebasar la altura de presión de 17 hPa sin grandes discontinuidades. Para obtener un buen resultado es necesario considerar otros supuestos como, por ejemplo, que la razón de mezcla permanezca constante por encima del nivel superior del perfil medido.

16.4.2.2 Mediciones según el método de Umkehr

El perfil vertical de ozono se determina a distancia, desde la superficie, mediante la técnica de Umkehr.

El método se basa en la dependencia, con respecto a la distribución vertical del ozono, de la absorción diferencial de la radiación UV solar en dos longitudes de onda, que atraviesa la capa de ozono atmosférico y se dispersa hacia la superficie terrestre desde el cielo cenital. Esta dependencia aumenta a medida que el Sol se acerca al horizonte. Para valores del ángulo cenital solar que estén comprendidos entre 60° y 90°, se mide la razón de las radiaciones celestes cenitales con cielo despejado en las dos longitudes de onda UV. El logaritmo de ese cociente se representa gráficamente en función del ángulo cenital y la pendiente de la curva obtenida cambia de signo en un valor determinado del ángulo cenital. Esta curva se denomina curva de Umkehr, palabra alemana que significa "inversión".

El método de Umkehr estándar fue desarrollado (Götz, Meetham y Dobson, 1934; Dütch, 1957; Dobson, 1957; Mateer, 1964; Mateer y DeLuisi, 1992) e implantado para analizar las mediciones efectuadas mediante el espectrofotómetro de Dobson. Desde la actualización de 1992, se ha utilizado la versión UMK92 en el procesamiento operativo de datos Umkehr en el Centro mundial de datos sobre el ozono y la radiación ultravioleta (WOUDC), en Toronto (Canadá). Para llevar a cabo la "recuperación" de los perfiles de ozono según el método de Umkehr (es decir, la "obtención" de los perfiles no por observación directa sino a partir de un proceso de inversión de datos), las mediciones realizadas de la radiación de un cielo azul en varios ángulos cenitales solares comprendidos entre 60° y 90° se comparan con los resultados de un modelo de radiación de dispersión múltiple ("modelo progresivo"). Se supone que el perfil vertical de ozono es uniforme en el plano horizontal y que se mantiene constante durante el período de medición. Es necesario incluir una medición representativa del ozono total como parte de los datos de entrada. El análisis se basa en una estimación inicial climatológica y se llega una solución iterativa. El perfil resultante se traduce en valores medios de presión parcial para las nueve capas de presión siguientes:

Número de capa	*Rango de presiones (hPa)*
1	500-250
2	250-125
3	125-62,5
4	62,5-31,2
5	31,2-15,6
6	15,6-7,8
7	7,8-3,9
8	3,9-1,96
9	1,96-0,98

La actualización del algoritmo UMK92 efectuada por el grupo REVUE (Bojkov y otros, 2002) incorporaba perfiles revisados *a priori* basados en la nueva climatología del ozono (McPeters, Logan y Labow, 2003) y actualizaciones del modelo progresivo. Los trabajos posteriores de Petropavlovskikh, Bhartia y McElroy (2004) permitieron optimizar aún más la obtención de datos Umkehr para el análisis de tendencias (UMK04). Uno de los cambios esenciales estriba en la construcción del perfil *a priori*. En el algoritmo UMK92, los perfiles *a priori* se construyen a partir de la columna de ozono total medida con el mismo instrumento. Por esa razón, el UMK92 presenta el inconveniente de que los perfiles *a priori* varían según el día y el año. Estas variaciones hacen difícil determinar con exactitud si los cambios obtenidos para períodos largos se deben a los perfiles *a priori* o si son el reflejo de la información contenida en las mediciones. Los algoritmos REVUE y UMK04 utilizan perfiles fijados *a priori*, que varían con la estación del año y la latitud pero que no presentan variabilidad de un día para otro o en períodos largos. El nuevo algoritmo actualizado (UMK04) contiene una mejora del modelo progresivo. El modelo inverso se ha optimizado para reducir al mínimo la dependencia de los perfiles *a priori* en la recuperación de los Umkehr. El contenido de información de las mediciones Umkehr se analiza mediante el método de la matriz de sensibilidad (más conocido en la literatura internacional como "*averaging kernel* (AK)"), desarrollado por C. D. Rodgers. Según el análisis AK del contenido de información disponible mediante el algoritmo UMK04, se recomienda utilizar un esquema de ocho capas donde el ozono se combina en las capas 0 y 1, mientras que las capas 2 y 3 representan las variaciones troposféricas y en la estratosfera inferior de la cantidad de ozono, respectivamente. La información de la capa 4 es similar a la de las capas 5 a 8. Así, las capas 4 a 8 deberían tratarse como capas individuales que contienen información predominantemente independiente sobre el ozono estratosférico. Las capas 9 y superiores no contienen información independiente, pero podrían combinarse con la 8 para obtener mayor exactitud en el valor de ozono en columna por encima de 4 hPa; esta estimación es importante para comparar las mediciones de ozono del satélite y las de superficie. Aunque esta técnica es demasiado ruidosa para monitorizar la variabilidad del ozono atmosférico a corto plazo, es la más adecuada para monitorizar las variaciones en largos períodos considerando el valor medio mensual de ozono en siete u ocho capas, con errores razonablemente no correlacionados y con una influencia mínima de la información *a priori*.

La técnica Umkehr simplificada fue desarrollada por DeLuisi, Mateer y Bhartia (1985) para los instrumentos de Dobson y aplicada a los de tipo Brewer (McElroy, Hahn y Hare, 1998), y está operativa en algunos lugares. El método Umkehr simplificado presenta una exactitud similar al Umkehr estándar y tiene varias ventajas prácticas, ya que el rango de valores de los ángulos cenitales solares se reduce a los comprendidos entre 80° y 90°. El período de medición es notablemente más corto, lo que aumenta la probabilidad de obtener un período de observación sin nubes. La temporada de observación también se alarga en las latitudes elevadas porque hay más días en el año en que el Sol alcanza una elevación de 10°. Asimismo, los efectos de las variaciones del ozono no son tan probables cuando el período de observación es más breve. Con todo, se sigue necesitando una determinación del ozono total como dato de entrada.

16.4.2.3 Mediciones por lidar

El sistema lidar (rádar óptico) permite realizar mediciones del perfil de ozono desde la superficie. El método consiste en emitir hacia el cénit un pulso corto de láser a una longitud de onda del espectro UV de absorción del ozono. A continuación se mide la radiancia retrodispersada en función del tiempo que transcurre desde la emisión del pulso. El instante de llegada determina la altura de dispersión, mientras que la variación de la radiancia en función del tiempo proporciona una medida de la magnitud de la absorción del ozono. Se utilizan un mínimo de dos longitudes de onda: una, absorbida por el ozono, y otra no absorbida, que sirve de referencia. La comparación de las señales de retorno desde la parte superior e inferior de una capa atmosférica, y entre las dos longitudes de onda, permite determinar la absorción del ozono en el interior de la capa y, por consiguiente, la cantidad de ozono en ella. Una gran ventaja de esta técnica de medición doblemente diferencial (en altitud y en longitud de onda) estriba en que se calibra por sí misma. Los parámetros que dependen del instrumento se anulan en las ecuaciones. La única información externa necesaria es la sección eficaz de absorción del ozono en las dos longitudes de onda.

Las mediciones de ozono resultan contaminadas en ciertos momentos y altitudes cuando se produce un aumento considerable de aerosoles; por ejemplo, tras una erupción volcánica de grandes proporciones. Sin embargo, este efecto puede evitarse en gran medida utilizando señales de retorno desplazadas en longitud de onda por la dispersión Raman vibracional del nitrógeno, en lugar de los habituales retornos producidos por la dispersión elástica de Rayleigh. La técnica lidar solo es operativa durante las noches sin nubosidad apreciable. El perfil se determina integrando un gran número de disparos de láser a lo largo de un período de unas 4 horas.

16.4.2.4 Mediciones en microondas

La distribución del ozono en altitud puede determinarse mediante radiometría de microondas desde tierra. Esta técnica pasiva observa las líneas de los espectros de las transiciones rotacionales ensanchadas por la presión, correspondientes a moléculas atmosféricas que poseen un momento dipolar permanente. La señal emitida se encuentra en la región de las microondas y no se ve afectada por las nubes, lo que permite efectuar observaciones en prácticamente todo tipo de condiciones meteorológicas. Las líneas de transición típicas utilizadas para monitorizar el ozono están situadas en las frecuencias de 110,836 GHz y 142,175 GHz, aunque se dispone de un número mucho mayor de transiciones (Parrish y otros, 1992). Para recuperar un perfil de la altitud se necesita realizar un análisis espectral de la señal detectada. Para ello se utilizan diversos espectrómetros; por ejemplo, espectrómetros acústico-ópticos o espectrómetros de transformada chirp, autocorrelacionadores o bancos de filtros y, más recientemente, espectrómetros digitales de transformada de Fourier. Combinando de manera óptima la información de los espectros medidos y cierta información previa sobre el estado de la atmósfera (Rodgers, 1976; 1990), es posible recuperar un perfil vertical de ozono para el rango de altitudes comprendidas entre 20 y 80 km aproximadamente. En función de la sensibilidad del instrumento se pueden obtener perfiles con una resolución temporal del orden de minutos, lo que permite estudiar las variaciones diurnas del ozono, por ejemplo en la mesosfera (Zommerfelds y otros, 1989; Connor y otros, 1994).

Hay varios grupos que trabajan con instrumentos de medición en microondas por todo el mundo, y algunos de ellos aportan datos a la Red para la detección de cambios en la composición de la atmósfera (NDACC) (véase http://www.ndacc.org). La NDACC efectúa observaciones con regularidad en Berna y Payerne (Suiza), en Spitsbergen (Noruega), en Mauna Loa (Hawái) y en Lauder (Nueva Zelandia).

16.4.2.5 Otras técnicas de medición

Para medir el perfil vertical de ozono se han utilizado también otras técnicas. Algunas de ellas empiezan a

Cuadro 16.2. Errores en los valores de ozono obtenidos en las ocho capas independientes utilizando un instrumento de Dobson y la técnica de Umkehr

Número de capa	*8+*	*8*	*7*	*6*	*5*	*4*	*2+3*	*1+0*
Error de suavizado (%)	10,3	5,7	6,2	6,5	6,5	10,5	15,6	22,6
Error de medición (%)	6,0	4,1	3,2	4,3	2,9	2,9	1,8	6,8
Error total (%)	11,9	7,0	6,9	7,8	7,1	10,9	15,7	23,6

aportar datos de forma rutinaria. Los instrumentos están situados sobre el terreno o en globos, cohetes o satélites. Algunos de estos métodos son los siguientes:

a) Fotometría de absorción UV *in situ*.
b) Absorción diferencial de la radiación solar UV.
c) Emisión térmica infrarroja.
d) Emisión térmica por microondas.
e) Absorción en el infrarrojo.

El fotómetro de absorción UV *in situ* que se utiliza generalmente para medir el ozono superficial ha sido modificado para medir el ozono desde la plataforma de un globo. La concentración de ozono se mide en función de la altitud conforme el instrumento asciende (o desciende) por la atmósfera.

La técnica de absorción diferencial de la radiación solar UV permite medir el ozono total desde una plataforma ascendente (globo o cohete) en función de la altitud. El perfil de ozono se determina por la diferencial de la cantidad de ozono total con respecto a la curva de altitud.

La radiación infrarroja y por microondas, emitida térmicamente por el ozono, se mide con un instrumento instalado en un globo o en un satélite que efectúa un barrido del limbo terrestre. La señal de radiancia en función del ángulo de observación puede invertirse para obtener la distribución vertical del ozono.

Las mediciones de absorción de la radiación solar en el infrarrojo se efectúan durante la salida o la puesta del Sol desde la plataforma de un globo. El perfil vertical de ozono se determina invirtiendo la señal en función de la trayectoria tangencial a través de las capas atmosféricas situadas por debajo del globo.

16.4.3 Errores en la medición del perfil vertical de ozono

Las mediciones mediante ozonosonda del perfil de ozono contienen varias fuentes de error. La solución de yoduro de potasio podría contener contaminantes que afectarían la sensibilidad de la sonda al ozono. Un error en la determinación del caudal de aire generado por la bomba provocaría un error sistemático en la medición del ozono en todos los niveles. También puede suceder que la eficacia del bombeo varíe durante el vuelo.

La exactitud absoluta del perfil integrado (ozono total) para un perfil obtenido por una ozonosonda viene determinada por la exactitud absoluta de la medición del ozono total desde tierra, ya que el perfil integrado se normaliza en función de esa medición. La incertidumbre estimada se sitúa entre el 3 y el 5 por ciento. La incertidumbre de una medición a una altura determinada de la atmósfera varía en función de la altitud. Por lo general, se estima que la incertidumbre de la medición es del 10 por ciento en la troposfera, y del 5 por ciento en la estratosfera por debajo del nivel de 10 hPa. Por encima del nivel de 10 hPa, las incertidumbres debidas a la eficacia de bombeo y al caudal aumentan, y el error estimado se incrementa también hasta un 15 por ciento a 5 hPa.

La técnica de inversión de Umkehr tiene varias fuentes de error. Los errores aparecen cuando la distribución horizontal del ozono no es uniforme, o cuando el ozono total o su distribución vertical experimentan cambios durante el período de medición. La medición mediante Umkehr resulta afectada por los aerosoles estratosféricos resultantes de la actividad volcánica. Los errores del perfil de ozono dependen de la profundidad óptica y de la elevación de la cantidad de aerosoles. Un error en el perfil de estimación inicial determinado *a priori* da lugar a un error sistemático en la inversión final. Los errores durante el proceso de inversión (véase el cuadro 16.2) tienen su origen en el suavizado de la variabilidad del perfil a pequeña escala (primera fila de la tabla) y en la interferencia del ruido de la medición (segunda fila de la tabla). Se presupone que la varianza del ruido de medición aumenta con el ángulo cenital solar en valores comprendidos entre 0,3 y 1,6 N (basándose en el análisis de datos coincidentes obtenidos mediante dos instrumentos de Dobson en la estación de Arosa durante varios años). La incertidumbre total del método de Umkehr

(última fila de la tabla) se estima en un 25 por ciento para la troposfera (capas 0 y 1), un 15 por ciento para la estratosfera inferior (capas 3 y 2), menos del ±10 por ciento para la estratosfera media (capas 4 a 6), y menos del 10 por ciento para la estratosfera superior (capas 7 a 8); los errores aumentan cuando se integra el ozono en la capa 8 y niveles superiores.

En las mediciones obtenidas por lidar con aerosoles de fondo, la incertidumbre de la medición del perfil de ozono se estima en un 3 por ciento, cifra que viene determinada en gran medida por la incertidumbre en los valores absolutos del coeficiente de absorción del ozono. En el caso de un aumento de aerosoles estratosféricos, y si no se utilizan los canales Raman, los valores de ozono pueden presentar un error superior al 100 por ciento a las altitudes de la citada concentración de aerosoles. Sin embargo, en condiciones normales el error aleatorio estadístico es la principal fuente de incertidumbre. Dicho error es generalmente de un 2 por ciento para alturas de hasta 30 km, y aumenta hasta un 18 por ciento a 45 km.

A diferencia de otras técnicas, la radiometría en microondas tiene una resolución en altitud relativamente baja, del orden de 8 a 15 km (la semianchura de los *kérneles* de promediado), que depende de la altitud (Connor y otros, 1995). El error aleatorio es del orden del 3 al 10 por ciento de los valores de ozono obtenidos, y depende de la altitud. La contribución de la información *a priori* es inferior al 20 por ciento en el intervalo comprendido entre 20 y 55 km aproximadamente, pero aumenta fuera de esos límites.

16.4.4 Comparación, calibración y mantenimiento de instrumentos de medición del perfil vertical de ozono

Los métodos de operación de los espectrofotómetros y ozonómetros figuran en la sección 16.3.5. Las ozonosondas son instrumentos desechables que vuelan por lo general solo una vez, a menos que sean recuperadas y restauradas. No es necesario conservar durante un largo período de tiempo los patrones de calibración para un tipo particular de sonda, y no existe una ozonosonda patrón para calibrar las demás. Hay procedimientos normalizados que se utilizan para preparar las diferentes ozonosondas antes del lanzamiento. Estos procedimientos han sido descritos en detalle por Komhyr (1986) para la sonda de celda electroquímica, y en OMM (1992) para la sonda de Brewer-Mast. Se han efectuado algunas investigaciones sobre las diferencias entre los instrumentos ENSCI y las ozonosondas Science Pump, teniendo en cuenta también el rendimiento de las bombas y las diferentes concentraciones de la solución de reacción. Se encontrarán más detalles en OMM (2004*a*) y en Johnson y otros (2002). Los métodos de operación normalizados para ambos tipos de sonda de celda electroquímica están aún en preparación.

Las observaciones del ozono en microondas realizadas desde la superficie han sido plenamente validadas tomando como referencia otros instrumentos de microondas y otras técnicas, como las de lidar o a partir de datos de satélite (Tsou y otros, 1995; Schneider y otros, 2003). Se ha estudiado también la posibilidad de complementar los perfiles de ozono obtenidos de sondeos desde globos con datos de microondas (Calisesi y otros, 2003).

16.5 CORRECCIONES DE LAS MEDICIONES DEL OZONO

Los datos sobre el ozono total (solares directos, lunares directos y celestes cenitales) y la distribución vertical del ozono (Umkehr, ozonosondas y lidar) medidos en estaciones de la red de la VAG se envían al WOUDC de Toronto (Canadá), donde son archivados y puestos a disposición de los usuarios en el sitio web del WOUDC http://woudc.org. También se publican resúmenes de datos anuales, solo en formato CDROM, con el título *Ozone Data for the World* [*Datos mundiales de ozono*]. El WOUDC está dirigido por el Ministerio del Medio Ambiente de Canadá, en cooperación con la OMM. Otras fuentes importantes de datos sobre el ozono son la base de datos del Instituto noruego para la investigación atmosférica (http://www.nilu.no/nadir), dedicado a la adquisición rápida de datos y su difusión para la realización de campañas, y el sitio web de la NDACC (http://www.ndacc.org). Las mediciones del ozono superficial se envían al Centro Mundial de Datos sobre Gases de Efecto Invernadero (CMDGEI) de la OMM, albergado por el Servicio Meteorológico de Japón, donde los datos se publican o bien en el sitio web (http://gaw.kishou.go.jp/wdcgg.html), o en soporte CD-ROM. Tanto el WOUDC como el CMDGEI recopilan también metadatos sobre las observaciones y los datos de ozono guardados en los centros de datos.

Las características instrumentales que afectan a las mediciones del ozono (por ejemplo, constantes de calibración, respuesta en temperatura y ajustes de los instrumentos con respecto a las condiciones

geográficas y climáticas locales) se corrigen, por lo general, o bien durante el procedimiento de observación, o cuando se determinan los valores del ozono a partir de las lecturas de los instrumentos. En ciertas situaciones, se corrige la medición solar directa del ozono total en función de las características espectrales del instrumento, con el fin de ampliar el rango de medición hasta valores de la masa de aire superiores a 3,2 (los efectos de las características espectrales del espectrofotómetro suelen ser despreciables para masas de aire inferiores a 3,2). Estas circunstancias se darían principalmente en latitudes altas durante los inviernos. Las correcciones son empíricas y se basan en los datos obtenidos en días en los que las mediciones para masas de aire grandes (hasta entre 5 y 6) pueden ser comparadas con las realizadas en masas de aire menores. Hay que señalar que las observaciones "enfocando al Sol" realizadas con los instrumentos de Dobson, o las mediciones del ozono total con el nuevo instrumento Brewer MK-III (doble monocromador) pueden llevarse a cabo incluso hasta para valores de $\mu = 6$.

Las mediciones obtenidas con el método de Umkehr se envían al WOUDC, donde se procesan para determinar las distribuciones verticales del ozono, que luego se publican junto con los datos en bruto. Los demás tipos de datos se procesan en la propia estación, que transmite los valores del ozono total o de la concentración de ozono obtenidos.

Las mediciones del perfil vertical de ozono efectuadas con ozonosondas se corrigen normalizando el perfil integrado en función de una medición en tierra del ozono total. Se deberán formular hipótesis sobre la cantidad de ozono presente en la atmósfera por encima del perfil medido. Si no se conoce la medida del ozono total, se supondrá que el factor de corrección es 1,0.

Incumbe a cada estación velar por que sus datos sean correctos. Los datos dudosos son marcados por el WOUDC, con objeto de que cada estación los compruebe y corrija en caso necesario. Los datos Umkehr procesados en el WOUDC deberán superar un proceso de control de la calidad antes de ser publicados. Una estación podrá corregir datos anteriores reenviándolos para su publicación en una fecha posterior. En general, la necesidad de corregir datos transmitidos anteriormente se basa en que se ha obtenido nueva información sobre una constante de un instrumento o se ha descubierto un error o una mejora en el proceso de reducción de los datos. Los datos corregidos se publican con el mismo formato, pero suelen ir acompañados de la mención "corregido". Los datos corregidos figuran también con esa mención en el catálogo anual que contiene todos los datos proporcionados.

16.6 OBSERVACIONES DESDE AERONAVES Y SATÉLITES

El ozono atmosférico también se mide utilizando instrumentos instalados a bordo de aeronaves o de satélites espaciales. Las observaciones desde aeronaves se efectúan generalmente con fotómetros *in situ* que analizan muestras de aire de la troposfera y de la estratosfera inferior en el transcurso del vuelo. Este tipo de mediciones se utilizan sobre todo en campañas de investigación sobre la química atmosférica; tal es el caso, por ejemplo, de los proyectos MOZAIC, CARIBIC o SCOUT.

La monitorización del ozono atmosférico a gran escala se efectúa mediante instrumentos de teledetección instalados en satélites. Estos programas, según su duración, se clasifican en: sistemas de monitorización operativa de larga duración, que generan grandes conjuntos de datos (mundiales), utilizados tanto para el análisis de tendencias como para la cartografía operativa del ozono; y misiones experimentales temporales.

Los instrumentos satelitales pueden clasificarse en función de la tecnología de teledetección de la radiación utilizada para determinar el ozono mediante técnicas DOAS. En un grupo se encuentran los instrumentos de observación desde el nadir, que realizan un barrido de la radiación UV dispersada para obtener específicamente el ozono total. Los instrumentos del otro grupo miden los perfiles verticales de ozono mediante ocultación solar, lunar o estelar en diferentes regiones del espectro, o mediante un barrido de las emisiones térmicas por microondas a través del limbo atmosférico (OMM, 1998).

Desde 1978, en que comenzaron las primeras observaciones espaciales del ozono realizadas por el instrumento TOMS o espectrómetro cartográfico del ozono total (Heath, Krueger y Park, 1978), se ha avanzado mucho en la medición del ozono desde el espacio. Desde entonces, se ha lanzado aproximadamente una docena de instrumentos a bordo de satélites (de larga duración y misiones experimentales), y en el próximo decenio está previsto el lanzamiento de otros más. Asimismo, se han introducido mejoras en las tecnologías y en los parámetros de estos sistemas espaciales con

respecto a la resolución vertical y horizontal, a la resolución espectral, a los algoritmos de procesamiento de las observaciones y al número de especies atmosféricas monitorizadas.

La monitorización por satélite del ozono está estrechamente relacionada con las observaciones desde superficie, principalmente para validar las observaciones satelitales y para la asimilación a gran escala de las mediciones operativas del ozono en los modelos numéricos de cartografía y predicción numérica del ozono. La creación e integración de los sistemas de superficie y satelitales de monitorización del ozono constituye una actividad estratégica de la OMM, de los organismos espaciales y de otros grupos científicos afines representados por el Comité sobre satélites de observación de la Tierra. El diseño del sistema, así como un resumen de las misiones recientes, actuales y futuras de monitorización del ozono desde satélite, figuran en OMM (2001*b*), y se han actualizado en OMM (2004*b*). Las mejores descripciones de los proyectos de monitorización del ozono por satélite, tanto los que se están llevando a cabo en la actualidad como los previstos para el futuro, están disponibles en sus correspondientes sitios web.

ANEXO 16.A
UNIDADES DE MEDIDA DEL OZONO TOTAL Y LOCAL

Unidad Dobson	1 UD	= 1 miliatmósfera centímetro (1 matm cm)
		= 10^{-5} m de ozono a temperatura y presión normales (TPN)
		= 2,141 4 mg cm^{-1}
		= $2{,}687 \cdot 10^{16}$ moléculas cm^{-2}

CUADRO 16.A.1. Magnitudes que expresan el ozono local, unidades del Sistema Internacional de Unidades e integración vertical

Magnitud en función de	*Densidad*			*Concentración respecto al aire local (razón de mezcla)*		*Presión parcial*
	Densidad numérica	*Densidad*	*Respecto a TPN (total diferenciado)*	*En masa*	*En volumen*	
	m^{-3}	kg m^{-3}	/[TPN]	/	/	Pa
	n	ρ	s	m	v	P
Densidad numérica	////	$n \cdot \frac{\rho^0 M}{L}$	$n \cdot \frac{1}{L}$	$n \cdot \frac{M}{L} \cdot \frac{T^*}{P^*}$	$n \cdot \frac{1}{L} \cdot \frac{T^*}{P^*}$	$n \cdot \frac{P^0}{L} \cdot T^*$
Densidad	$\rho \cdot \frac{L}{\rho^0 M}$	////	$\rho \cdot \frac{1}{\rho^0 M}$	$\rho \cdot \frac{1}{\rho^0} \cdot \frac{T^*}{P^*}$	$\rho \cdot \frac{1}{\rho^0 M} \cdot \frac{T^*}{P^*}$	$\rho \cdot \frac{P^0}{\rho^0 M} \cdot T^*$
Densidad con respecto a TPN	$s \cdot L$	$s \cdot \rho^0 M$	////	$s \cdot M \cdot \frac{T^*}{P^*}$	$s \cdot \frac{T^*}{P^*}$	$s \cdot P^0 \cdot T^*$
Razón de mezcla en masa	$m \cdot \frac{L}{M} \cdot \frac{P}{T^*}$	$m \cdot \rho^0 \cdot \frac{P^*}{T^*}$	$m \cdot \frac{1}{M} \cdot \frac{P^*}{T^*}$	////	$m \cdot \frac{1}{M}$	$m \cdot \frac{P^0}{M} \cdot P^*$
Razón de mezcla en volumen	$v \cdot L \cdot \frac{P^*}{T^*}$	$v \cdot \rho^0 M \cdot \frac{P^*}{T^*}$	$v \cdot \frac{P^*}{T^*}$	$v \cdot M$	////	$v \cdot P^0 \cdot P^*$
Presión parcial	$P \cdot \frac{L}{P^0} \cdot \frac{1}{T^*}$	$P \cdot \frac{\rho^0 M}{P^0} \cdot \frac{1}{T^*}$	$P \cdot \frac{1}{P^0} \cdot \frac{1}{T^*}$	$P \cdot \frac{M}{P^0} \cdot \frac{1}{P^*}$	$P \cdot \frac{1}{P^0} \cdot \frac{1}{P^*}$	////
Concentración típica a 25 km	$4{,}97 \cdot 10^{18}$	$3{,}96 \cdot 10^{-7}$	$1{,}85 \cdot 10^{-7}$	$10 \cdot 10^{-6}$	$6{,}03 \cdot 10^{-6}$	$1{,}51 \cdot 10^{-2}$
Integración vertical (z en metros)	$\int n \cdot dz = L \cdot x$	$\int \rho \cdot dz = \rho^0 M \cdot x$	$\int s \cdot dz = x$	$\int m \cdot dP = -Mg \cdot x$	$\int v \cdot dP = -g$	$\int p \cdot d(\ln P) = -g \cdot x$

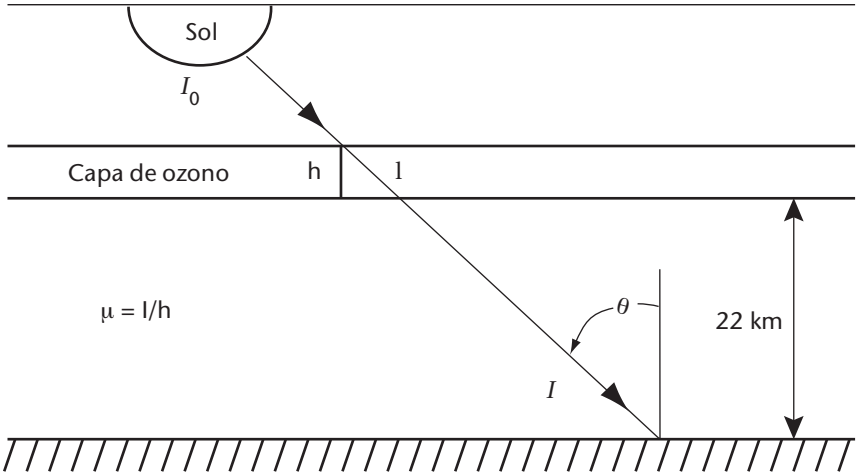
$P^* = P/P^0$, $T^* = T/T^0$	Presión y temperatura locales normalizadas	
P^0, T^0	TPN	$1{,}013\,25 \cdot 10^5$ Pa, 273,15 K
ρ^0	Densidad del aire a TPN	1,293 kg m^{-3}
L	Número de Loschmidt	$2{,}687 \cdot 10^{25}$ m^{-3}
g	Aceleración de la gravedad	9,807 m s^{-2}
M	Cociente molecular: ozono/aire	1,657
x	Ozono total	unidad m (a TPN)
P, T	Presión y temperatura del aire local	unidades Pa, K

CUADRO 16.A.2. Unidades habitualmente utilizadas para medir el ozono local y su conversión

Unidad	*Densidad*			*Razones de mezcla*		*Presión*
	(10^{11} mol cm^{-3})	*(μg m^{-3})*	*(UD km^{-1})*	*(μg g^{-1})*	*(ppmv)*	*(hPa)*
10^{11} mol cm^{-3} [10^{17} mol m^{-3}]	—	7,97	0,371	$0{,}022\,9\ \frac{T}{P}$	$0{,}013\,8\ \frac{T}{P}$	$0{,}013\,8\ T$
1 g m^{-3} [10^{-9} kg m^{-3}]	0,125	—	0,046 7	$0{,}002\,87\ \frac{T}{P}$	$0{,}001\,73\ \frac{T}{P}$	$0{,}001\,73\ T$
1 UD km^{-1}	2,69	21,4	—	$0{,}061\,4\ \frac{T}{P}$	$0{,}037\,0\ \frac{T}{P}$	$0{,}037\,0\ T$
1 g g^{-1} [10^{-6} en masa]	$43{,}7\ \frac{P}{T}$	$348\ \frac{P}{T}$	$16{,}3\ \frac{P}{T}$	—	0,603	$0{,}603\ P$
1 ppmv [10^{-6} en volumen]	$72{,}4\ \frac{P}{T}$	$578\ \frac{P}{T}$	$27{,}0\ \frac{P}{T}$	1,657	—	P
1 hPa [10^{-4} Pa]	$72{,}4\ \frac{1}{T}$	$578\ \frac{1}{T}$	$27{,}0\ \frac{1}{T}$	$1{,}657\ \frac{1}{T}$	$\frac{1}{P}$	—

Nota:
Presión (P) en hectopascales.
Temperatura (T) en kélvines.
Los números entre corchetes indican el valor equivalente según el Sistema Internacional de Unidades.

ANEXO 16.B
TEORÍA DE LA MEDICIÓN



Espectrofotometría del ozono total

La figura anterior representa la geometría de la trayectoria de la luz solar a través de la capa de ozono de la atmósfera terrestre. La irradiancia solar (I_λ) en la longitud de onda λ medida en la superficie terrestre se expresa como sigue:

$$\log(I_\lambda) = \log(I_{0\lambda}) - \alpha_\lambda X\mu - \alpha'_\lambda X'\mu' - \beta_\lambda m - \delta_\lambda \sec(\theta) \qquad (16.B.1)$$

donde: I_0 es la irradiancia fuera de la atmósfera terrestre (valor extraterrestre) en la longitud de onda λ;

α_λ es el coeficiente de absorción del ozono en la longitud de onda λ (nm);

X es la cantidad total de ozono en columna en la atmósfera (m a TPN);

μ es el cociente entre el recorrido inclinado del haz de luz a través de la capa de ozono y el recorrido vertical (masa óptica del aire para la capa de ozono);

α'_λ es el coeficiente de absorción del dióxido de azufre en la longitud de onda λ (nm);

X' es la cantidad total de dióxido de azufre en columna en la atmósfera (m a TPN);

μ' es el cociente entre la trayectoria inclinada del haz de luz a través de la capa de dióxido de azufre y la trayectoria vertical (masa óptica del aire para la capa de dióxido de azufre);

β_λ es el coeficiente de dispersión molecular de Rayleigh del aire en la longitud de onda λ;

m es el cociente entre el recorrido inclinado del haz de luz a través de toda la atmósfera y el recorrido vertical (masa óptica del aire para la totalidad de la atmósfera);

δ_λ es el coeficiente de dispersión de las partículas de aerosol en la longitud de onda λ;

θ es el ángulo cenital aparente solar.

En la práctica, la exactitud de la medición del ozono no se puede lograr midiendo la irradiancia en una sola longitud de onda porque es muy difícil mantener la sensibilidad absoluta de un instrumento durante mucho tiempo. Además, la dispersión de partículas debido a los aerosoles y a la presencia de nubes finas modifica notablemente la irradiancia transmitida.

Es, por lo tanto, necesario medir la irradiancia en más de una longitud de onda y determinar el ozono total mediante las técnicas de espectroscopía de absorción óptica diferencial (DOAS). Las mediciones de las irradiancias realizadas a N longitudes de onda se expresan por N ecuaciones de la forma de la

ecuación 16.B.1 con valores diferentes para $I_{0\lambda}$, α_λ, α'_λ, β_λ y δ_λ. Estas N ecuaciones pueden combinarse linealmente para obtener las expresiones siguientes:

$$\Sigma w_\lambda \log(I_\lambda) = \Sigma w_\lambda \log(I_{0\lambda}) - (\Sigma w_\lambda \alpha_\lambda) X\mu - (\Sigma w_\lambda \alpha'_\lambda) X'\mu' - (\Sigma w_\lambda \beta_\lambda) m - (\Sigma w_\lambda \delta_\lambda) \sec(\theta) \quad (16.B.2)$$

donde Σ representa el sumatorio entre 1 y N, y w_λ es un conjunto de N valores de ponderación, uno para cada longitud de onda.

Los valores de ponderación en cada longitud de onda (w_λ) se seleccionan de manera que minimicen los efectos de los demás componentes atmosféricos, principalmente los aerosoles. Los valores de ponderación en las mediciones Dobson AD reducen los efectos de la calima. No se tiene en cuenta el efecto del dióxido de azufre sobre la medición Dobson del ozono, a pesar de que la presencia de ese gas añade alrededor de un 1 por ciento de ozono ficticio en algunas estaciones. Los valores de ponderación establecidos para las mediciones de ozono total con un espectrofotómetro de Brewer minimizan los efectos debidos a la presencia de aerosoles y de dióxido de azufre. Las longitudes de onda para las mediciones de Dobson AD y de Brewer estándar con sus correspondientes valores de w_λ se indican en la tabla de la derecha.

Si despreciamos los efectos del dióxido de azufre y de la calima, la ecuación 16.B.2 puede reescribirse de la siguiente manera:

$$F + \beta m = F_0 - \alpha X \mu \quad (16.B.3)$$

donde: $F = \Sigma w_\lambda \log(I_\lambda)$
$F_0 = \Sigma w_\lambda \log(I_{0\lambda})$
$\beta = \Sigma w_\lambda \beta_\lambda$
$\alpha = \Sigma w_\lambda \alpha_\lambda$

Una vez despejado de la ecuación 16.B.3, se obtiene para el valor del ozono total la siguiente expresión:

$$X = \frac{(F_0 - F - \beta m)}{\alpha \mu} \quad (16.B.4)$$

En esta ecuación, F es un valor medido, F_0 es una constante de calibración igual al valor de F fuera de la atmósfera terrestre (la constante extraterrestre del instrumento), y βm y $\alpha\mu$ son valores calculados.

Para determinar la cantidad de ozono total es necesario conocer F_0, un valor exclusivo para cada instrumento. Esta constante se determina, en el caso de la mayoría de los instrumentos de campo, mediante intercomparaciones directas con el patrón primario o con los instrumentos de referencia secundarios (véase la sección 16.3.5.1).

Longitudes de onda y valores de ponderación efectivos utilizados para la medición del ozono con los instrumentos de Dobson y de Brewer estándar

MEDICIÓN DOBSON AD		MEDICIÓN BREWER ESTÁNDAR	
Longitud de onda (λ) (nm)	*Valor de ponderación* (w_λ)	*Longitud de onda* (λ) (nm)	*Valor de ponderación* (w_λ)
305,5	1,0	310,1	1,0
Par A			
325,4	–1,0	313,5	–0,5
317,6	–1,0	316,8	–2,2
Par D			
339,8	1,0	320,0	1,7

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Asbridge, A. I., K. Vanicek y M. Stanek, 1998: Application of Dobson zenith polynomials for different instruments, locations and seasons. *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium* (R. D. Bojkov and G. Visconti, eds.) (L'Aquila, Italia, 12 a 21 de septiembre de 1996), págs. 979 a 982.

Attmannspacher, W. y R. Hartmannsgruber, 1982: Intercomparison of instruments measuring ozone near the ground at Hohenpeissenberg Observatory, 1 de octubre de 1978 a 30 de abril de 1979. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, No. 161, Offenbach am Main.

Bass, A. M. y R. J. Paur, 1985: The ultraviolet cross-sections of ozone: I, The measurements; II, Results and temperature dependence. *Atmospheric Ozone* (C. S. Zerefos y A. Ghazi, eds.), Reidel, Dordrecht, págs. 606 a 616.

Bojkov, R. D., E. Kosmidis, J. J. Deluisi, I. Petropavloskikh, V. E. Fioletov, S. Godin y C. Zerefos, 2002: Vertical ozone distribution characteristics deduced from 44 000 re-evaluated Umkehr profiles (1957-2000). *Meteorology and Atmospheric Physics*, 79, número 3-4, págs. 127 a 158.

Bojkov, R. D., V. E. Fioletov y A. M. Shalamjansky, 1994: Total ozone changes over Eurasia since 1973 based on reevaluated filter ozonometer data. *Journal of Geophysical Research*, 99, págs. 22985 a 22999.

Brion, J. A., A. Chakir, D. Daumont, J. Malicet y C. Parisse, 1993: High-resolution laboratory absorption cross-section of O_3: Temperature effect. *Chemical Physics Letters*, 213, págs. 610 a 612.

Burrows, J. P., A. Richter, A. Dehn, B. Deters, S. Himmelmann, S. Voigt y J. Orphal, 1999: Atmospheric remote-sensing reference data from GOME: 2. Temperature-dependent absorption cross sections of O_3 in the 231-794 nm range. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 61, págs. 509 a 517.

Calisesi, Y., R. Stübi, N. Kämpfer y P. Viatte, 2003: Investigation of systematic uncertainties in Brewer-Mast ozone soundings using observations from a ground based microwave radiometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 20, número 11, págs. 1543 a 1551.

Connor, B. J., A. Parrish, J. J. Tsou y M. P. McCormick, 1995: Error analysis for the ground-based microwave ozone measurements during STOIC. *Journal of Geophysical Research*, 100, págs. 9283 a 9291.

Connor, B. J., D. E. Siskind, J. J. Tsou, A. Parrish y E. E. Remsberg, 1994: Ground-based microwave observations of ozone in the upper stratosphere and mesosphere. *Journal of Geophysical Research*, 99, págs. 16757 a 16770.

DeBacker, H., 1998: Zenith observations of total ozone in Uccle. *Scientific Publication No. 006*, Royal Meteorological Institute of Belgium, Bruselas.

DeLuisi, J. J., C. L. Mateer y P. K. Bhartia, 1985: On the correspondence between standard Umkehr, short Umkehr, and solar backscattered ultraviolet vertical ozone profiles. *Journal of Geophysical Research*, 90, págs. 3845 a 3849.

DeMuer, D. y H. DeBacker, 1992: Revision of 20 years of Dobson total ozone data at Uccle (Belgium): Fictitious Dobson total ozone trends induced by sulfur dioxide trends. *Journal of Geophysical Research*, 97, págs. 5921 a 5937.

Dobson, G. M. B., 1930: Observations of the amount of ozone in the Earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions. Parte IV, *Proceedings of the Royal Society of London*, A129, págs. 411 a 433.

—, 1957: Observer's handbook for the ozone spectrophotometer. *Annals of the International Geophysical Year*, 5, págs. 46 a 89.

Dütsch, H. U., 1957: Evaluation of the Umkehr effect by means of a digital electronic computer. *Ozone and General Circulation in the Stratosphere*, Scientific Report No. 1, Arosa, Lichtklimatisches Observatorium.

—, 1959: Vertical ozone distribution from Umkehr observations. *Archives for Meteorology, Geophysics and Bioclimatology*, A11, págs. 240 a 251.

Evans, R. D., G. Carbaugh, B. Walsh, S. Oltmans, D. Quincy, M. O'Neil, M. Clark y V. Köhler, 2004*a*: Results of international Dobson spectrophotometer intercalibrations held since 2000. En: *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium* (C. S. Zerefos, ed.), Universidad de Atenas, págs. 532 a 533.

Evans, R. D., G. L. Carbaugh, S. J. Oltmans, B. Walsh, D. M. Quincy, M. O'Neil y M. Clark, 2004*b*: Dobson calibration scales and application to network instruments. *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium* (C. S. Zerefos, ed.), Universidad de Atenas, págs. 534 a 535.

Feister, U., 1991: Field performance of a Brewer spectrometer and filter ozonometer M-124 as compared to a Dobson spectrophotometer. *Zeitschrift für Meteorologie*, 4, págs. 291 a 305.

Fioletov, V. E., E. W. Hare y E. J. Carty, 2004: Recent advancements and developments at the WOUDC. *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium*

(C. S. Zerefos, ed.), Universidad de Atenas, págs. 536 a 537.

Götz, F. W. P., A. R. Meetham y G. M. B. Dobson, 1934: The vertical distribution of ozone in the atmosphere. *Proceedings of the Royal Society of London*, A145, págs. 416 a 446.

Gushchin, G. P., S. A. Sokolenko y V. A. Kovalyev, 1985: Total-ozone measuring instruments at the USSR station network. *Atmospheric Ozone* (C. S. Zerefos y A. Ghazi, eds.), Reidel, Dordrecht, págs. 543 a 546.

Heath, D. F., A. J. Krueger y H. Park, 1978: The solar backscatter ultraviolet (SBUV) and total ozone mapping spectrometer (TOMS) experiment. En: C. R. Madrid, *The NIMBUS-7 User's Guide*. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, págs. 175 a 211.

International Association of Meteorology and Atmospheric Physics (IAMAP), 1967: *Resolution of the International Ozone Commission of the International Association for Meteorology and Atmospheric Physics*. Fourteenth General Assembly of IAMAP, Lucerna, 4 de octubre de 1967.

Johnson, B. J., S. J. Oltmans, H. Vömel, H. G. J. Smit, T. Deshler y C. Kröger, 2002: Electrochemical concentration cell (ECC) ozonesonde pump efficiency measurements and tests on the sensitivity to ozone of buffered and unbuffered ECC sensor cathode solutions. *Journal of Geophysical Research*, 107, D19 doi: 10.1029/2001JD000557.

Kerr, J. B., 2002: New methodology for deriving total ozone and other atmospheric variables from Brewer spectrophotometer direct sun spectra. *Journal of Geophysical Research*, 107 (D23), 4731, doi: 10.1029/2001JD001227.

Kerr, J. B., C. T. McElroy y D. I. Wardle, 1998: The Brewer instrument calibration center 1984-1996. *Proceedings of the XVIII Quadriennial Ozone Symposium* (R. D. Bojkov y G. Visconti, eds.), págs. 915 a 918.

Kerr, J. B., C. T. McElroy y R. A. Olafson, 1981: Measurements of ozone with the Brewer ozone spectrophotometer. *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium* (J. London, ed.) (Boulder, Colorado, agosto de 1980), págs. 74 a 79.

Kerr, J. B., I. A. Asbridge y W. F. J. Evans, 1988: Intercomparison of total ozone measured by the Brewer and Dobson spectrophotometers at Toronto. *Journal of Geophysical Research*, 93, págs. 11129 a 11140.

Klausen, J., C. Zelleweger, B. Buchmann y P. Hofer, 2003: Uncertainty and bias of surface ozone measurements at selected Global Atmosphere Watch sites. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D19), 4622, doi: 10.1029/2003JD003710.

Köhler, U., 1999: A comparison of the new filter ozonometer MICROTOPS II with Dobson and Brewer spectrophotometers at Hohenpeissenberg. *Geophysical Research Letters*, 26, págs. 1385 a 1388.

Köhler U., H. Claude, K. Vanicek, M. Stanek y R. Evans, 2004: *The Dobson instrument — still a backbone of ozone monitoring? Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium* (C. S. Zerefos, ed.), Universidad de Atenas, págs. 121 a 122.

Komhyr, W. D., 1986: *Operations Handbook — Ozone Measurements to 40-km Altitude with Model 4A Electrochemical Concentration Cell (ECC) Ozonesondes*. NOAA Technical Memorandum ERL ARL-149.

—, 1997: *Instruction Manual of Model KZ-ECC Atmospheric Ozone Sounding System*. ENSCI-Corporation, Boulder, CO, Estados Unidos de América.

Komhyr, W. D., C. L. Mateer y R. D. Hudson, 1993: Effective Bass-Paur 1985 ozone absorption coefficients for use with Dobson ozone spectrophotometers. *Journal of Geophysical Research*, 98, págs. 451 a 465.

Komhyr, W. D., R. D. Grass y R. K. Leonard, 1989: Dobson spectrophotometer 83: A standard for total ozone measurements, 1962-1987. *Journal of Geophysical Research*, 94 (D7), págs. 9847 a 9861.

Lamb, K., 2004: International Ozone Service, comunicación personal.

Mateer, C. L., 1964: *A Study of the Information Content of Umkehr Observations*. Tesis doctoral, Universidad de Michigan.

Mateer, C. L. y J. J. DeLuisi, 1992: A new Umkehr inversion algorithm. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 54, págs. 537 a 556.

McElroy, C. T., J. F. Hahn y E. Hare, 1998: Determining high-altitude trends in ozone from Brewer Umkehr observations made at Canadian stations. *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium* (R. D. Bojkov y G. Visconti, eds.), págs 25 a 28.

McElroy, C. T., V. Sevastiouk y K. Lamb, 2004: Calibrating the Brewer spectophotometers with the travelling standard. *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium* (C. S. Zerefos, ed.), Universidad de Atenas, págs. 577 a 578.

McPeters, R. D., J. A. Logan y G. J. Labow, 2003: Ozone climatological profiles for Version 8 TOMS and SBUV retrievals, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 84, Fall Meeting Supplement, Abstract A21D-0998.

Megie, G. J., A. J. Miller y R. D. Bojkov, 1991: *Recommendations for Implementation of the Bass-Paur Ozone Absorption Coefficients*. Ozone Commission of the International Association of Meteorology and Atmospheric Physics (IAMAP), Ginebra, 18 de diciembre de 1991.

Molina, L. T. y M. J. Molina, 1986: Absolute absorption cross-sections of ozone in the 185- to 350-nm wavelength range. *Journal of Geophysical Research*, 91, págs. 14501 a 14508.

Organización Meteorológica Mundial, 1980: Operations Handbook — *Ozone Observations with a Dobson Spectrophotometer* (W. D. Komhyr). Informe Nº 6 del Proyecto de Investigación y Vigilancia del Ozono Mundial de la OMM, Ginebra.

—, 1982*a*: *Review of the Dobson Spectrophotometer and its Accuracy* (R. E. Basher). Informe Nº 13 del Proyecto de Investigación y Vigilancia del Ozono Mundial de la OMM, Ginebra.

—, 1982*b*: *The Stratosphere 1981 Theory and Measurements*. Informe Nº 11 del Proyecto de Investigación y Vigilancia del Ozono Mundial de la OMM, Ginebra.

—, 1988: *Reglamento Técnico*. Volumen I, OMM-Nº 49, Ginebra.

—, 1990: *Report of the International Ozone Trends Panel*: 1988. Informe Nº 18 del Proyecto de Investigación y Vigilancia del Ozono Mundial de la OMM, Ginebra.

—, 1992: *Measurement of Atmospheric Ozone Profiles Using the Brewer/Mast Sonde: Preparation, Procedure, Evaluation* (H. Claude, R. Hartmannsgruber y U. Köhler). Informe Nº 17 del Proyecto de Investigación y Vigilancia del Ozono Mundial de la OMM, WMO/TD-No. 179, Ginebra.

—, 1993: *Informe final abreviado con resoluciones de la 44ª reunión del Consejo Ejecutivo*. OMM-Nº 780, Ginebra.

—, 1994: *Survey of WMO-sponsored Dobson Spectrophotometer Intercomparisons* (R. E. Basher). Informe Nº 19 del Proyecto de Investigación y Vigilancia del Ozono Mundial de la OMM, WMO/TD-No. 657, Ginebra.

—, 1998: *SPARC/IOC/GAW Assessment of Trends in the Vertical Distribution of Ozone* (N. Harris, R. Hudson y C. Phillips). Informe Nº 43 del Proyecto de Investigación y Vigilancia del Ozono Mundial de la OMM, WMO/TD-No. 935, Ginebra.

—, 2001*a*: *Reports on WMO International Comparisons of Dobson Spectrophotometers: Part I: Arosa, Switzerland, 19-31 July 1999; Part II: Buenos Aires, Argentina, 19 November-12 December 1999; Part III: Pretoria, South Africa, 18 March-10 April 2000* (R. D. Evans). Informe Nº 138 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD No. 1016, Ginebra.

—, 2001*b*: *WMO/CEOS Report on a Strategy for Integrating Satellite and Ground-based Observations of Ozone*. Informe Nº 140 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD-No. 1046, Ginebra.

—, 2002: *WMO GAW International Comparisons of Dobson Spectrophotometers at the Meteorological Observatory Hohenpeissenberg, Germany: 21 May-10 June 2000 and 23 July-5 August 2000; 10-23 June 2001 and 8-21 July 2001* (U. Köhler). Informe Nº 145 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD-No. 1114, Ginebra.

—, 2003: *Comparison of Total Ozone Measurements of Dobson and Brewer Spectrophotometers and Recommended Transfer Functions* (J. Staehelin, J. Kerr, R. Evans y K. Vanicek). Informe Nº 149 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD-No.1147, Ginebra.

—, 2004*a*: *JOSIE-1998: Performance of ECC Ozone Sondes of SPC-6A and ENSCI-Z Type* (H. G. J. Smit y W. Straeter). Informe Nº 157 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD-No.1218, Ginebra.

—, 2004*b*: *The Changing Atmosphere: An Integrated Global Atmospheric Chemistry Observation Theme for the IGOS Partnership*. Informe Nº 159 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD-No. 1235, Ginebra.

Parrish, A., B. J. Connor, W. P. Chu, J. J. Tsou e I. S. McDermid, 1992: Ground-based microwave monitoring of stratospheric ozone. *Journal of Geophysical Research*, 97, págs. 2541 a 2546.

Paur, R. J. y F. F. McElroy, 1979: *Technical Assistance Document for the Calibration of Ambient Ozone Monitors*. EPA-600/4-79-57, United States Environmental Protection Agency.

Petropavlovskikh, I., P. K. Bhartia y T. McElroy, 2004: Assessment of information content of automated Dobson and Brewer Umkehr measurements. *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium* (C. S. Zerefos, ed.), Universidad de Atenas.

Rodgers, C. D., 1976: Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 14, págs. 609 a 624.

—, 1990: Characterization and error analysis of profiles retrieved from remote sounding measurements. *Journal of Geophysical Research*, 95 (D5), págs. 5587 a 5595.

Schneider, N. O., O. Lezeaux, J. de la Noë, J. Urban y P. Ricaud, 2003: Validation of ground-based observations of stratomesospheric ozone. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D17), 4540, doi: 10.1029/2002JD002925.

SCI-TEC, 1993: *The Brewer Ozone Spectrophotometer – Maintenance Manual*. SCI-TEC Instruments Inc., publication MM-BA-C05 Rev. J.

Shalamyansky, A. M., 2003: Comunicación personal con el Grupo consultivo científico sobre el ozono de la OMM.

Staehelin, J., A. Renaud, J. Bader, R. McPeters, P. Viatte, B. Hoegger, V. Bugnion, M. Giroud y H. Schill, 1998: Total ozone series at Arosa, Switzerland: Homogenization and data comparison. *Journal of Geophysical Research*, 103 (D5), págs. 5827 a 5842.

Tsou, J. J., B. J. Connor, A. Parrish, I. S. McDermid y W. P. Chu, 1995: Ground-based microwave monitoring of middle atmosphere ozone: Comparison to Lidar and stratospheric and gas experiment II satellite observations. *Journal of Geophysical Research*, 100, D2, págs. 3005 a 3016.

Vanicek, K., 2003: *Calibration History of the Dobson 074 and Brewer 098 Ozone Spectrophotometers*. Publicación del Instituto Hidrometeorológico Checo, Praga.

Vanicek, K., M. Stanek y M. Dubrovsky, 2003: *Evaluation of Dobson and Brewer Total Ozone Observations from Hradec Kralove, Czech Republic*, 1961-2002. Publicación del Instituto Hidrometeorológico Checo, Praga.

Wardle, D. I., W. F. J. Evans, H. Fast, A. J. Forester, G. S. Henderson, J. B. Kerr y R. K. R. Vupputuri, 1987: *Stratospheric Ozone Science in Canada. An Agenda for Research and Monitoring*. Internal Report of the Atmospheric Environment Service No. ARD-87-3, Toronto.

Zommerfelds, W. C., K. F. Kunzi, M. E. Summers, R. M. Bevilacqua y D. F. Strobel, 1989: Diurnal variations of mesospheric ozone obtained by ground-based microwave radiometry. *Journal of Geophysical Research*, 94, págs. 12819 a 12832.

CAPÍTULO 17

MEDICIÓN DE LA COMPOSICIÓN ATMOSFÉRICA

17.1 GENERALIDADES

La finalidad principal del presente capítulo consiste en exponer, para los especialistas en instrumentos, diversos métodos de medición de varios componentes de la atmósfera, y especialmente de los componentes antrópicos incluidos en el concepto general de contaminación. Este tipo de medidas suelen ir acompañadas de mediciones de las variables meteorológicas básicas, tal como se describe en los capítulos precedentes.

Los principales objetivos a los que responden estas mediciones son estudiar el cambio climático, introducir medidas para reducir los efectos negativos sobre el medio ambiente y proteger directamente la salud. En el seno de la OMM, la Vigilancia de la Atmósfera Global (VAG) fue creada para coordinar las mediciones de la contaminación atmosférica realizadas por los países Miembros de la Organización.

El programa de la VAG engloba numerosas actividades de seguimiento continuo y de investigación que conllevan la medición de las propiedades químicas y físicas de la atmósfera. Sirve como sistema de alerta temprana, para detectar nuevos cambios en relación con los gases de efecto invernadero en la atmósfera, la capa de ozono, el transporte de contaminantes atmosféricos a largas distancias, la acidez y toxicidad de la lluvia, y la cantidad de aerosoles en la atmósfera. La VAG fue aprobada en junio de 1989 por el Consejo Ejecutivo de la OMM, y ha sido pensada para reforzar y coordinar el programa de la OMM sobre recopilación de datos medioambientales iniciado en la década de 1950. La nueva VAG ha integrado el Sistema Mundial de Observación del Ozono ($SMOO_3$), la Red de estaciones de control de la contaminación general atmosférica (BAPMoN) y otras redes menores. La nueva VAG proporciona una estructura, patrones, intercalibraciones y sistemas de toma de datos para su seguimiento y evaluación a escala mundial.

Las principales variables a determinar son:

a) gases de efecto invernadero: en particular, el dióxido de carbono, los clorofluorocarburos, el metano y el óxido nitroso;
b) ozono: en particular, el ozono superficial, la columna de ozono total, el perfil vertical y los gases precursores;
c) radiación y profundidad óptica o transparencia de la atmósfera; en particular, turbiedad, radiaciones solar y ultravioleta B, visibilidad, cantidad total de partículas de aerosol en la atmósfera, y vapor de agua;
d) composición química de la deposición: en particular, deposición seca y húmeda de compuestos de azufre y de nitrógeno, y deposición húmeda de metales pesados (en precipitación);
e) especies de gases reactivos: en particular, dióxido de azufre y especies de azufre reducido, óxidos de nitrógeno y especies de nitrógeno reducido, monóxido de carbono y compuestos orgánicos volátiles;
f) concentración de partículas y características de su composición;
g) radionucleidos: en particular, kriptón-85, radón, tritio y composición isotópica de determinadas sustancias.

Los instrumentos y métodos empleados para determinar cuantitativa y cualitativamente los constituyentes atmosféricos a menudo son complejos y, en ocasiones, difíciles de utilizar. Por ello, además del funcionamiento adecuado, es esencial una calibración frecuente de los equipos que permita efectuar mediciones exactas y fiables, y es también muy importante la garantía de la calidad. No es posible obtener buenos resultados para la mayoría de las mediciones aquí indicadas sin una intervención directa de profesionales especializados.

17.2 MEDICIÓN DE LAS VARIABLES ESPECÍFICAS

Medir con exactitud la composición de la atmósfera sigue siendo una tarea difícil, debido principalmente a las bajísimas concentraciones de especies químicas de gran interés, a la frecuente necesidad de complicados protocolos de medición y de análisis, así como a los problemas derivados de la calibración de los equipos necesarios. Es muy importante exponer y colocar de manera adecuada los sensores y equipos según los protocolos de medida establecidos. En las secciones siguientes se describirá sucintamente la medición de ciertas variables. Puede obtenerse información más detallada en OMM (1993).

17.2.1 Gases de efecto invernadero

El aumento de los gases de efecto invernadero, particularmente del dióxido de carbono (CO_2), amenaza con cambiar el clima y el tiempo de la Tierra, y podría inducir un calentamiento mundial progresivo durante el siglo XXI. La magnitud de este calentamiento y la gravedad de sus efectos dependerán de las concentraciones futuras de esos gases en la atmósfera. Por ello, un seguimiento continuo de las concentraciones de dichos gases es de vital importancia para el futuro del planeta. Otros gases de efecto invernadero sometidos a seguimiento en diversos lugares del mundo son el metano (CH_4), los clorofluorocarburos (CFC) y el óxido nitroso (N_2O). El ozono troposférico está también considerado como un gas de efecto invernadero.

La OMM vigila la evolución de los niveles de CO_2 desde la década de 1960, cuando puso en marcha una red mundial, posteriormente integrada en la VAG; dicha red es su principal fuente de información sobre la química de la atmósfera. El Centro Mundial de Datos sobre Gases de Efecto Invernadero, ubicado en Tokio (Japón), fue creado en 1990 con objeto de almacenar datos de la totalidad de los gases de efecto invernadero (OMM, 1995*a*).

Dióxido de carbono

El dióxido de carbono (CO_2) es uno de los gases traza más comunes e importantes del sistema tierra-océano-atmósfera y procede tanto de fuentes naturales como industriales. En el ciclo natural del carbono, el CO_2 desempeña un papel fundamental en diferentes procesos biológicos. Dado que el CO_2 es uno de los gases de efecto invernadero más importantes, los científicos han intentado comprender sus posibles efectos sobre el clima y el cambio climático a nivel mundial.

En la actualidad, las mediciones de la concentración de fondo del CO_2 en la atmósfera se efectúan principalmente mediante analizadores de gases no dispersivos en el infrarrojo (NDIR). Poniendo especial cuidado, por ejemplo, con el uso de gases de referencia (adecuadamente calibrados), la mayoría de los modelos pueden alcanzar la incertidumbre requerida (±0,1 partes por millón (ppm) en el caso de concentraciones ambientales de 360 a 390 ppm). Básicamente, una fuente infrarroja genera un haz de radiación que pasa a través de una celda de referencia y otra de muestreo. La diferencia relativa en la intensidad de la radiación transmitida a través de las dos celdas y de un filtro óptico que deja pasar la banda de absorción del CO_2 (4,25 µm), es una medida de la diferencia de concentración de CO_2 entre los gases contenidos en dichas celdas. Durante el funcionamiento normal, se hace pasar a través de la celda de referencia un gas comparativo de concentración constante, aunque no necesariamente conocida con exactitud. Periódicamente, se hace pasar por la celda de muestreo una serie de gases de referencia que abarca el rango de medida, calibrando así la respuesta del analizador. Todos los gases que pasan a través de las celdas de muestreo y de referencia se secan completamente, y las mediciones se expresan en fracciones molar de CO_2 en aire seco.

Para poder intercomparar a nivel mundial las mediciones de CO_2 de fondo, se ha desarrollado un sistema de calibración basado en la utilización de gases de referencia en tres niveles. El sistema utiliza un gas de referencia primario, otro secundario y otro operativo, y requiere un intercambio de gases de referencia entre los diferentes programas nacionales y un laboratorio de calibración central. El laboratorio de calibración está situado en la División de Vigilancia Mundial (GMD) del Laboratorio de investigación sobre el sistema terrestre (ESRL) de la Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera (NOAA), en Boulder, Colorado (Estados Unidos de América). El análisis en infrarrojos proporciona una huella constante de la concentración de CO_2 en el ambiente, intercalada con mediciones de un gas de calibración conforme a un intervalo prefijado. Al menos una vez a la semana se efectúa una prueba de calibración, en un rango más amplio de concentraciones, con los patrones secundarios.

Otro método alternativo para medir el CO_2 que se aplica, en general, a muchos otros gases traza, conlleva la recogida de aire en recipientes diseñados especialmente, de vidrio o de acero inoxidable. Estos recipientes se envían a un laboratorio, donde se determinan los valores de CO_2 mediante analizadores NDIR (Komhyr y otros, 1989). Este método constituye ya una técnica normalizada en diversos países.

Clorofluorocarburos

Los clorofluorocarburos (CFC), y en particular el CFC 11 (CCl_3F) y el CFC 12 (CCl_2F_2), son una familia de compuestos que no existen de forma natural en el medio ambiente. Desde que se empezaron a fabricar en la década de 1930, los CFC se han utilizado como gases refrigerantes, como disolventes en aplicaciones industriales y limpieza en seco, y como propelentes en atomizadores de aerosol. Su resistencia a ser destruidos en la troposfera, así como el aumento de su producción con el paso del tiempo, ha hecho que su presencia en la

atmósfera inferior creciera en torno a un 4 por ciento anual. La aplicación de algunas restricciones para el uso de los CFC ha permitido reducir el CFC 11 en aproximadamente un 1 por ciento anual; sin embargo, el CFC 12 sigue creciendo en torno a un 1 por ciento anual.

Además de contribuir al efecto invernadero, los CFC son una fuente de cloro en la atmósfera y destruyen el ozono, como se ha observado, particularmente, en la región antártica. Su período de permanencia en la atmósfera es largo.

La técnica normalizada para analizar los CFC consiste en hacer pasar una muestra completa de aire por una secadora, inyectándola a continuación en un cromatógrafo de gas. Para detectar los diferentes gases se utilizan detectores por captura de electrones. Las mediciones del gas de calibración se intercalan con mediciones de la muestra de aire, a fin de obtener valores absolutos de concentración. Una alternativa a la determinación *in situ* consistiría en tomar muestras en recipientes de acero inoxidable y enviarlas a un laboratorio para su análisis (Prinn y otros, 1983).

Óxido nitroso

El óxido nitroso (N_2O) es un gas de procedencia tanto natural como antrópica, y contribuye a aumentar el efecto invernadero (en torno a un 6 por ciento de dicho efecto es atribuible al N_2O). Su período de permanencia en la atmósfera es muy largo (125 años), y su concentración aumenta a razón de 0,8 partes por cada mil millones (ppb)* al año. Este gas puede provenir de los océanos, de la quema de combustibles fósiles o de biomasa, y de fertilizantes agrícolas. El óxido nitroso es inerte en la troposfera y su sumidero principal es su transformación fotoquímica en la estratosfera.

Nota de traducción:

* En la presente Guía se designará con "ppb" el número de partes presentes por cada mil millones (o billón "estadounidense"), es decir, por cada 10^9 partes. Aunque en el ámbito internacional está más extendido el uso del citado "ppb", en cierta literatura en español se utiliza en su lugar "ppmm".

Para medir el N_2O se utiliza, al igual que para otros gases traza, un cromatógrafo de gas por captura de electrones. Las concentraciones se determinan interpretando las mediciones frente a gases de calibración cuya concentración de N_2O sea conocida. Otro método para medir la concentración consiste en recoger una muestra de óxido nitroso y enviarla a un laboratorio para su análisis (Elkins y otros, 1996).

Metano

El metano (CH_4) es el hidrocarburo más abundante en la atmósfera. Su química troposférica afecta a las concentraciones de radical hidroxilo (OH) y de monóxido de carbono (CO). En la estratosfera, la oxidación del CH_4 por el OH es una importante fuente de vapor de agua. Su reacción con el cloro atómico constituye una de las fases finales de la destrucción de ozono en presencia de cloro como catalizador. Su intensa absorción en la banda infrarroja de 7,66 µm, en la cual la absorción del CO_2 y del agua (H_2O) es débil, hace del metano un eficaz gas de efecto invernadero. Se desconocen en gran parte las razones del cambio en la tasa de crecimiento del CH_4 en la atmósfera, desde un 1 por ciento anual aproximadamente a concentraciones que se estabilizan durante el período 1999-2006.

La mayoría de las mediciones de metano atmosférico se realizan mediante cromatografía de gases con detección de ionización de llama. Los sistemas de cromatografía de gases son muy fiables, y técnicamente menos difíciles de operar y de mantener que otros métodos. Normalmente, se separa el CH_4 de otros componentes de una muestra de aire mediante una columna de criba molecular a temperatura constante. Para el CH_4, la detección de ionización de llama tiene un límite de detección inferior a 20 partes por mil millones en volumen (ppbv) (1 ppbv = 1 en 10^9 moléculas). Las mediciones se realizan con referencia a un patrón.

Los patrones de CH_4 con proporciones de mezcla estables y bien caracterizadas son esenciales para los programas de medición. A medida que se agotan los patrones, se hace necesario propagar la escala de mediciones a nuevos patrones de trabajo.

Para la introducción de las muestras pueden emplearse diversos métodos. El laboratorio en el que se procesen las muestras, debería disponer de un colector distribuidor automático para alternar la introducción de muestras y patrones en el sistema de análisis, o bien puede realizar esta operación. En los equipos de campo, se utiliza una válvula de selección automatizada de flujo para alternar los patrones y las muestras.

Otra técnica de medición consiste en utilizar un láser de diodo ajustable a diferentes frecuencias para determinar la proporción de mezcla de CH_4 por absorción infrarroja. Este método conlleva una instalación y un mantenimiento costosos, y requiere un alto grado de experiencia técnica para su funcionamiento (Fried y otros, 1993).

17.2.2 Ozono

Aunque el ozono (O_3) representa menos de 0,5 ppm de la atmósfera total, sus propiedades químicas y radiativas hacen de él un componente de la atmósfera muy importante. En el capítulo 16 de la parte I se describen diversos métodos para la medición del ozono.

17.2.3 Radiación y profundidad óptica de la atmósfera

La medición de la radiación solar y de la profundidad óptica de la atmósfera es necesaria en numerosos estudios sobre los efectos de la contaminación atmosférica. En el capítulo 7 de la parte I se describen diversos métodos para realizar esas mediciones.

17.2.4 Deposición atmosférica

Algunos de los componentes de la atmósfera se depositan en la superficie terrestre. En las secciones siguientes se expondrán los principios en que se basa la medición de los componentes de la deposición húmeda y seca.

La deposición húmeda por lluvia o por nieve es un buen integrador de las sustancias químicas y de las partículas contenidas en la atmósfera; la química de la precipitación consiste en recoger y analizar la precipitación. La deposición seca consiste en el impacto y la sedimentación de aerosoles y gases en una superficie, y requiere de sistemas de medición propios. La medición de la deposición húmeda y de la deposición seca tiene aplicación en el estudio de los efectos de los nutrientes, ácidos y materiales tóxicos, y de su transporte a largas distancias.

17.2.4.1 Deposición húmeda

La medición de la química de la precipitación proporciona información sobre el intercambio de materiales traza entre la atmósfera y el sistema tierra/océano, por lo que constituye un eslabón importante en la comprensión de los ciclos químicos de sustancias tales como el azufre, el nitrógeno u otros componentes traza.

Al planificar las mediciones de la química de la precipitación, deberá ponerse especial cuidado en no desvirtuar las mediciones por la presencia de contaminación local, como polvo, trazas de aceite o transpiración debida al contacto humano. Para ello, habrá que atenerse estrictamente a las condiciones de instalación y a los protocolos de trabajo en el emplazamiento (Bigelow, 1987).

En líneas generales, la vigilancia de la química de la precipitación puede dividirse en dos fases: recogida de la muestra y análisis en laboratorio. Cuando en un emplazamiento llueva o nieve se activará, de forma automática o manual, la apertura de un colector para captar la muestra. Se registrará también la cantidad de lluvia recogida en el pluviómetro. El período óptimo de muestreo es diario o semanal, según los fondos o el personal de que se disponga, y según el uso a que se destinen los datos. A juzgar por la experiencia adquirida, la toma de muestras diaria, siempre a la misma hora, es el método más útil a efectos científicos, ya que las muestras pueden preservarse rápidamente, evitando así una degradación biológica significativa de las especies lábiles. Los datos diarios son también más sencillos de manejar en los ejercicios de modelización fuente-receptor. Cuando el protocolo es semanal, los episodios de precipitación aparecen totalizados en un período de siete días, con lo que podría desvirtuarse la medición de algunos iones, aunque el costo del programa sería claramente menor. En algunas redes, la acidez (pH) y la conductividad se determinan *in situ*, como parte del control de la calidad, y añadiendo a la muestra biocidas (por ejemplo, cloroformo o timol), antes de su envío al laboratorio (Keene y Galloway, 1984; Gillett y Ayers, 1991).

La fase de análisis comienza cuando se recibe la muestra en el laboratorio o en las instalaciones de análisis. Para optimizar el análisis y conseguir un alto nivel de calidad, se recomienda acudir a laboratorios centrales y/o nacionales, y realizar las pruebas rutinarias de efectividad en el marco del programa de garantía de la calidad de la VAG. En dichos laboratorios se determinan los principales iones (sulfato (SO_4^{2-}), cloro (Cl^-), nitrato (NO_3^-), hidrógeno (H^+(pH)), calcio (Ca^{2+}), magnesio (Mg^{2+}), sodio (Na^+), amoníaco (NH_4^+) y potasio (K^+)). Algunos ácidos biogénicos, como los ácidos fórmico y acético, son una fuente importante de acidez libre en áreas prístinas, y deberían medirse en las estaciones de fondo (Keene, Galloway y Holden, 1983). La conductividad también se mide habitualmente como parte de un exhaustivo programa de garantía de la calidad. Los distintos laboratorios utilizan una gran variedad de técnicas de análisis aunque las preferidas son la cromatografía de iones y la espectrofotometría de absorción atómica (James, 1991).

17.2.4.2 Deposición seca

El término "deposición seca" suele hacer referencia a los intercambios químicos atmósfera-superficie que tienen lugar en ausencia de precipitación. Sin embargo, esta denominación puede inducir a error, ya que algunas sustancias químicas experimentan un intercambio bidireccional con la atmósfera. El intercambio aire-superficie es un proceso complejo cuya intensidad está determinada por diversos factores, y en particular por los siguientes: turbulencia y estratificación de la atmósfera, características físicas y químicas del compuesto depositado, existencia y magnitud de los gradientes químicos entre la atmósfera y la superficie receptora, y características químicas, físicas (altura, área, etc.) y biológicas de las superficies de vegetación receptoras.

La deposición seca es un flujo lento pero continuo de contaminantes presentes en el aire hacia una superficie inferior. Es muy diferente de la deposición húmeda, que es una aportación rápida de contaminantes, muy concentrados en la precipitación, durante un episodio de precipitación. Además, la deposición seca arrastra forzosamente contaminantes presentes en las capas más bajas de la atmósfera, en el aire que está en contacto con la superficie. En la mayor parte del mundo nunca se ha documentado adecuadamente la importancia de la deposición seca, que suele ser un problema mucho más local que la húmeda. Sin embargo, en las áreas muy industrializadas está considerada también de gran importancia regional, en razón del gran número de fuentes de emisión típicamente asociadas a la generación de energía. Es probable que en muchas zonas la deposición seca sea al menos tan importante como la húmeda.

Existen diversos métodos para estimar la deposición seca en un punto determinado. A continuación se examinarán dos enfoques habituales: la medición del flujo turbulento, y el control deductivo de la deposición seca. No se abordarán, en cambio, otros métodos como los relacionados con el agua de percolación de las cubiertas y el escurrido cortical, o con la acumulación del manto de nieve.

Las mediciones de correlación de turbulencia son aplicables a determinados contaminantes clave (dióxido de azufre (SO_2), ozono (O_3), óxidos de nitrógeno (NO_x), etc.). Permiten efectuar mediciones directas comparadas después con estimaciones basadas en modelos deductivos mediante el empleo de equipos meteorológicos de respuesta rápida y lenta y de sensores químicos de respuesta rápida (> 1 Hz). Es posible realizar mediciones de flujo fiables mediante técnicas micrometeorológicas siempre y cuando el usuario opere en un marco teórico definido dentro de un estrecho margen, que dependa en cierta medida del gas traza o de la especie de la partícula que se someta a medición. En Baldocchi, Hicks y Meyers (1988) se ofrece una buena panorámica de la teoría micrometeorológica y un breve compendio de los sensores químicos y técnicas micrometeorológicas utilizados para medir flujos turbulentos.

Las estaciones de control deductivo de la deposición seca hacen uso de una nueva generación de registradores de datos y de valores medios de variables meteorológicas, así como de dispositivos de filtros para la medida integrada a lo largo del tiempo de las concentraciones. Aunque los datos meteorológicos suelen estar promediados en períodos de 30 minutos, los dispositivos de filtros se cambian semanalmente. Actualmente los dispositivos de filtros pueden utilizarse según diferentes configuraciones. Una configuración típica constará de un prefiltro de teflón en su parte delantera, que eliminará partículas de la corriente de aire, a continuación del cual habrá un filtro de nailon para eliminar el ácido nítrico, y un tercer filtro de celulosa impregnado, por ejemplo, de carbonato potásico (K_2CO_3), a fin de eliminar el azufre. El carbonato de potasio se utiliza habitualmente para limpiar los filtros (antes de utilizarlos), aplicando a continuación una solución de hidróxido de potasio para la impregnación. Opcionalmente, pueden utilizarse también borboteadotes, separadores y monitores pasivos, aunque estas técnicas no forman parte de los programas de mediciones de las redes, al contrario que los dispositivos con filtros. Algunos de los datos meteorológicos requeridos son: velocidad del viento, desviación típica de la dirección, radiación solar de onda corta entrante, temperatura y humedad del aire, humedad de la superficie y cantidad de precipitación. Se encontrará un examen a fondo de las técnicas deductivas de medición de la deposición seca en Hicks y otros (1991).

17.2.5 Gases reactivos

Entre los gases reactivos incluidos en el programa de la VAG están el CO, el SO_2 y los NO_x. Aunque estos gases no contribuyen directamente al efecto invernadero, pueden influir en la química de los principales gases de efecto invernadero a través de su interacción con el OH en la atmósfera. Además, al ser gases contaminantes, influyen considerablemente sobre el medio ambiente. Así, por ejemplo, tanto el SO_2 como los NO_x tienen reacciones

fotoquímicas y son los principales precursores de la lluvia ácida. Los NO_x desempeñan también un papel crucial en la determinación de las concentraciones de O_3 troposférico en el esmog fotoquímico a nivel del suelo y en la eutrofización de los estuarios costeros.

17.2.5.1 Monóxido de carbono

En la troposfera no urbana, el monóxido de carbono es frecuentemente el sumidero primario de OH. Es, por lo tanto, un componente estrechamente relacionado con la serie de reacciones fotoquímicas que en última instancia oxida los gases traza de carbono, nitrógeno y azufre reducidos. Aunque el CO por sí mismo no contribuye directamente al efecto invernadero, su influencia sobre el OH hace que las concentraciones de CO (con una vida media de varios meses) tengan importancia a efectos climatológicos, ya que afectan indirectamente a las concentraciones de muchos gases de efecto invernadero.

Existen diversas técnicas analíticas para medir el CO a niveles atmosféricos. Las mediciones pueden efectuarse mediante cromatografía de gases con detección de ionización de llama o bien con un detector de reducción de óxido mercúrico (Peterson y Rosson, 1993). Asimismo, con algunas modificaciones, se pueden utilizar técnicas de radiación de infrarrojos no dispersivas. La cromatografía se realiza mediante dos columnas en serie, la primera de gel de sílice para la eliminación de impurezas, seguida de una separación de CO, hidrógeno (H_2) y CH_4 en una criba molecular. Mediante detección de ionización de llama, el CO es convertido catalíticamente en CH_4 antes de penetrar en el detector. En este caso puede utilizarse un mismo cromatógrafo de gas para medir tanto el CH_4 como el CO (así como otros hidrocarburos). Resulta fácil obtener una precisión del 5 al 10 por ciento. Cuando se utiliza el detector de reducción de óxido de mercurio (HgO), el CO reacciona con el HgO caliente, liberando vapor de mercurio (Hg), que es detectado por absorción ultravioleta. Mediante este método se detecta también hidrógeno molecular con una resolución del orden del 1 al 2 por ciento. Los detectores de HgO suelen exhibir una respuesta no lineal en el rango de valores del CO atmosférico; este problema, sin embargo, se minimiza utilizando múltiples patrones de calibración. Los métodos de cromatografía de gases requieren la calibración de las muestras a fin de cuantificar la proporción de mezcla de CO (Novelli y otros, 1994).

La espectroscopía de láser de diodo sintonizable mide también los niveles ambientales de CO mediante absorción infrarroja. Los inconvenientes de este método son que los costos de puesta en marcha son mucho mayores que para la cromatografía de gases, que se requiere un alto grado de preparación técnica para mantener los instrumentos, y que estos no están bien adaptados a la operación remota (Sachse y otros, 1987).

Los programas que miden CO mediante cromatografía de gases, cromatografía de fluidos gaseosos, NDIR o espectroscopía de láser de diodo sintonizable requieren patrones de referencia consistentes en aire desecado en el que se habrán determinado cuidadosamente las proporciones de mezcla de CO. Hasta hace poco, era difícil obtener patrones de CO representativos de los niveles atmosféricos. Recientemente, la OMM designó el Laboratorio de investigación sobre el sistema terrestre (ESRL) de Boulder, Colorado (Estados Unidos de América) como Centro mundial de calibración para el CO. El ESRL trabajará en coordinación con el Instituto Fraunhofer (Garmisch-Partenkirchen, Alemania), con los Laboratorios federales suizos de prueba e investigación de materiales (EMPA) (Dübendorf, Suiza) y con el Grupo sobre óxido nitroso y halocompuestos (NOAA/ESRL, Estados Unidos de América), con objeto de proporcionar a la comunidad científica patrones de CO de alta calidad. No obstante, habrá que ser cautos al comparar las series de datos obtenidas anteriormente por diversos laboratorios, a fin de evaluar los cambios espaciales o temporales del CO. Ello responde principalmente a la utilización de diferentes escalas patrón, que podrían variar hasta en un 30 por ciento (Weeks y otros, 1989). Además, puede que, con el tiempo, las bajas concentraciones de CO en las botellas de referencia del gas a alta presión vayan cambiando lentamente.

La medición de CO en muestras contenidas en recipientes trae aparejado un problema de contaminación muy importante. Las muestras de aire en recipiente suelen analizarse mediante algunos de los métodos de cromatografía de gases. En muchos tipos de recipientes, el nivel de CO puede aumentar o disminuir considerablemente en el plazo de unos cuantos días o semanas. Antes de iniciar las mediciones *in situ*, deberían probarse rigurosamente tanto los métodos como los materiales, por si existiera contaminación.

17.2.5.2 Dióxido de azufre

Algunas de las fuentes de dióxido de azufre (SO_2) en la atmósfera son el mar, la actividad volcánica, las emisiones antrópicas y los procesos de degradación

de la biomasa. El tiempo de permanencia en la atmósfera del SO_2 suele ser de horas o días. La concentración de dióxido de azufre en áreas remotas puede ser inferior a 0,05 ppbv, mientras que en áreas urbanas su concentración puede ascender a más de 10 ppbv. Los penachos de las centrales eléctricas y las emisiones volcánicas pueden alcanzar concentraciones de hasta 1 000 ppbv. El SO_2 es un gas de efecto invernadero porque absorbe radiaciones infrarrojas. Sin embargo, como su concentración es baja comparada con la de otros gases de efecto invernadero, su importancia es menor.

El SO_2 de la atmósfera es un gas traza climáticamente activo. La razón de ello es que reacciona fotoquímicamente (conversión homogénea) y reacciona con las partículas presentes en el aire (conversión heterogénea) para producir sulfatos. Las partículas de sulfatos de la atmósfera son núcleos activos de condensación que pueden originar nubes. El incremento del número de núcleos de condensación de nubes a escala mundial podría aumentar el albedo por la presencia de las nubes (Charlson y otros, 1987) mientras que el aumento de partículas atmosféricas de sulfatos en la estratosfera podría incrementar la cantidad de radiación de onda corta reflejada hacia el espacio (Charlson y otros, 1991). El SO_2 desempeña también un papel importante en la producción de lluvia ácida. Este compuesto forma partículas de sulfatos que retornan a la superficie terrestre mediante procesos de deposición seca o húmeda. Ambos tipos de procesos transfieren el exceso de acidez a los lugares de deposición. Esta acidez puede dañar determinados ecosistemas sensibles.

Las concentraciones de SO_2 pueden medirse de manera continua, bien mediante un analizador de fluorescencia ultravioleta o bien mediante un detector fotométrico de llama. El tiempo de respuesta del sensor de fluorescencia ultravioleta es menor, pero su facilidad de calibración, fiabilidad, exactitud y su especificidad para el SO_2, lo hacen preferible (Luke, 1997; Kok y otros, 1990). Existen también otras técnicas de cromatografía de gases más sensibles. Esas técnicas requieren unos conocimientos técnicos considerables y una atención asidua. Las concentraciones de SO_2 también pueden medirse mediante filtros. Este método arroja un resultado potencialmente más exacto. Se trata de una técnica integradora que requiere atención frecuente y los costes del análisis de los filtros son elevados.

Dado que el SO_2 tiene un corto período de vida en la atmósfera, para comprender el ciclo del azufre es necesario conocer las condiciones de las fuentes y de los sumideros. Para ello, lo mejor es emplear frecuencias de muestreo inferiores a una hora. Por consiguiente, la mejor técnica para el seguimiento del SO_2 a largo plazo podría consistir en combinar el analizador de fluorescencia ultravioleta y el muestreo mediante filtros. Los filtros se expondrían ocasionalmente, pero con la frecuencia suficiente para realizar un control de calidad del analizador continuo.

El dióxido de azufre debe considerarse un gas reactivo. Puede adherirse a los conductos de admisión, u oxidarse por efecto de las gotas de agua condensadas en el interior de los tubos. Por tanto, los conductos de admisión deberían estar fabricados de un material inerte, por ejemplo, acero inoxidable, ser lo más cortos posible y disponer de un sistema de calefacción con termostato para evitar la condensación. Se pueden utilizar conductores de teflón para efectuar las mediciones, siempre y cuando se hayan realizado las pruebas adecuadas para asegurarse de que no existan pérdidas a causa de aditivos de filtros inadecuados.

Un número especial del *Journal of Geophysical Research* presenta una síntesis de las técnicas existentes, a través del Experimento de intercomparación de azufre en fase gaseosa (GASIE), con una introducción de Stecher y otros (1997) en donde se expone un resumen general del experimento.

17.2.5.3 **Óxidos de nitrógeno**

Los óxidos de nitrógeno (NO_x) son un grupo considerable de gases traza omnipresentes en la troposfera. Tienen su origen tanto en los procesos antrópicos (combustión) como naturales (quema de biomasa, rayos, actividad microbiana en los suelos); se cree que el transporte desde la estratosfera es también una fuente. Los NO_x desempeñan un papel crucial en la concentración de ozono en el aire, y contribuyen de manera importante al problema de la precipitación ácida, especialmente en América del Norte. Aunque es indudable la necesidad de conocer la abundancia de estos compuestos, incluso a nivel de partes por billón en volumen (pptv)* (1 pptv = 1 de cada 10^{12} moléculas), son muy escasas las observaciones en áreas no urbanas de las que se dispone actualmente, debido a la escasez de equipos adecuados, a la dificultad de medir con exactitud los óxidos de nitrógeno y a la elevada capacitación necesaria para medir con fiabilidad concentraciones tan bajas de NO_x. Los compuestos de óxido de nitrógeno más importantes son el monóxido de nitrógeno (NO), el dióxido de nitrógeno (NO_2), (la suma de estos dos compuestos suele denominarse NO_x), el ácido nítrico (HNO_3), los

aerosoles de nitrato y el nitrato de peroxiacetilo (PAN). El NO y el NO_2 son los compuestos primarios, mientras que los restantes son producto de conversiones químicas en la atmósfera a partir de aquellos. El óxido nitroso (N_2O) es un caso especial; su química es muy diferente de la de los demás óxidos de nitrógeno, ya que es esencialmente inerte en la troposfera. Se examina en la sección 17.2.1 como uno de los gases de efecto invernadero.

Nota de traducción:

* En la presente Guía se designará con "ppt" el número de partes presentes por cada billón (o trillón "estadounidense"), es decir, por cada 10^{12} partes. Aunque en el ámbito internacional está más extendido el uso del citado "ppt", en cierta literatura en español se utiliza en su lugar "ppb".

Al medir estos gases, habría que tener presente que las conversiones entre los diferentes compuestos son, por lo general, rápidas, y que los datos menos ambiguos son los de NO_x expresados como la suma de NO y NO_2; a menudo se denomina nitrógeno reactivo total (NO_y) a la suma de todos los compuestos de nitrógeno a excepción del N_2O. Hay que adoptar precauciones obvias en lo que se refiere a la interferencia humana en las mediciones. Puesto que los niveles son tan bajos, incluso en los lugares menos apartados, habrá que poner gran cuidado en minimizar la contaminación potencial procedente de vehículos, que son una de las principales fuentes de NO_x, así como de CO y de SO_2 (Agencia de Protección Ambiental de Estados Unidos, 1996).

Monóxido de nitrógeno y dióxido de nitrógeno

Los niveles de fondo de monóxido de nitrógeno (NO) y de dióxido de nitrógeno (NO_2) pueden medirse de manera fiable mediante instrumentos basados en quimioluminiscencia de NO (con O_3) o de NO_2 (indirectamente mediante quimioluminiscencia después de la conversión en NO). El NO_2 puede también medirse directamente a partir de una solución de luminol. Sin embargo, los instrumentos comerciales no son lo suficientemente sensibles y para efectuar mediciones de niveles bajos se tienen que utilizar equipos especiales para investigación o equipos modificados.

La técnica de quimioluminiscencia es una técnica continua de medición basada en la determinación de los fotones liberados en la reacción de NO con ozono. Mediante una bomba de vacío mecánica y un controlador de flujo másico, se introduce en una cámara de reacción un flujo constante de aire ambiente. Seguidamente, se genera ozono en el interior del instrumento haciendo pasar un flujo de oxígeno puro y seco por un electrodo a alto voltaje, y a continuación se envía a la cámara de reacción donde reacciona con el NO del aire ambiente para formar NO_2. La fracción de NO_2 se forma en un estado electrónicamente excitado; cuando los electrones vuelven al estado fundamental emiten radiación en la región del infrarrojo próximo, que se detecta en un tubo fotomultiplicador. Como ya se ha señalado, el NO_2 debe convertirse en NO antes de la detección; por lo general se utilizan superficies precalentadas de molibdeno o de oro, a fin de convertir el nitrógeno reactivo total NO_y en NO. La conversión fotolítica es un método más selectivo para medir el NO_2 aunque puede sufrir pequeñas interferencias a causa del ácido nitroso (HONO), nitrato (NO_3^-) y PAN.

Para la medición de gradientes (técnica de medición de deposición seca) existen en el mercado instrumentos apropiados. Se han utilizado instrumentos fabricados por encargo en diversos estudios de correlación entre turbulencia y emisiones de NO del suelo (Luke y Valigura, 1997).

El dióxido de nitrógeno puede medirse directamente mediante su reacción de quimioluminiscencia con el luminol. La solución llega con un flujo constante a un filtro impregnado de luminol, emitiendo por quimioluminiscencia radiación azul que es detectada por un tubo fotomultiplicador. Existen versiones comercializadas de este instrumento, y la técnica proporciona mediciones rápidas y precisas. El método, sin embargo, adolece de no linealidad para concentraciones de NO_2 inferiores a 2 o 3 ppbv, y acusa una ligera interferencia por O_3 y una fuerte interferencia por PAN (Luke y Valigura, 1997). Los instrumentos han de ajustarse con frecuencia para corregir la deriva de la calibración y del cero con la temperatura.

Nitrato de peroxiacetilo

El nitrato de peroxiacetilo (PAN) está presente en toda la troposfera, y es especialmente abundante en el aire contaminado de las ciudades debido a la mayor reactividad de muchos hidrocarburos antrópicos. El PAN a bajas temperaturas puede desplazarse largas distancias y aparecer en latitudes altas. Los estudios sobre esta sustancia son relativamente escasos; no obstante, el PAN puede ser importante en razón de su fitotoxicidad y de su abundancia en las zonas urbanas. En Roberts (1990) se realiza un examen a fondo de las fuentes, los sumideros y la química atmosférica del PAN.

Normalmente, el PAN se mide mediante cromatografía de gases provista de detección por captura de electrones o de descomposición térmica seguida

de detección de NO_2 por quimioluminiscencia con luminol. La utilización de un detector de luminol presenta desventajas, dada su sensibilidad y su especificidad respecto del NO_2. El principal problema de las mediciones de PAN es la falta de fiabilidad de la calibración.

Ácido nítrico y aerosoles de nitrato

La especie primaria antrópica de nitrógeno emitida a la atmósfera es el NO. Esta sustancia se transforma rápidamente en NO_2, y, finalmente, en ácido nítrico (HNO_3). El ácido nítrico se deposita eficazmente en la superficie terrestre por mecanismos de deposición húmeda y seca. Véase en la sección 17.2.4.1 más información sobre la vía de deposición húmeda.

Tanto el ácido nítrico como los *aerosoles de nitrato* son susceptibles de medirse mediante filtros. Un procedimiento estándar requeriría una batería de filtros en serie, con un primer filtro de teflón para capturar partículas de aerosol, y en particular de *aerosol de nitrato*, seguido de otro filtro de nailon o impregnado de una solución alcalina para capturar gases ácidos, entre ellos HNO_3. Generalmente, esos filtros se exponen por períodos de varias horas, muestreando un flujo constante de aire de varios litros por minuto. Posteriormente, se transportan a un laboratorio donde se extraen y analizan los iones nitrato por cromatografía iónica. Para determinar el volumen de aire muestreado se ha de controlar el flujo de aire aspirado. El problema más grave relacionado con el método de los filtros en serie es la posibilidad de que se formen productos no deseados como consecuencia de la acumulación y volatilización de aerosoles de nitrato de amonio. Esos problemas pueden evitarse en gran medida si el tiempo de muestreo es breve (Anlauf y otros, 1985; Luke y Valigura, 1997).

Existen métodos alternativos eficaces para medir el HNO_3. Se han empleado también separadores, pero su uso no está tan extendido como el de los filtros en serie, ya que es un procedimiento que requiere mucha dedicación (Luke y Valigura, 1997). Se pueden aplicar también métodos de cámara de niebla, desarrollados como alternativa al método de filtros en serie. KIemm y otros (1994) sometieron a prueba esta metodología en la taiga canadiense durante un programa de mediciones de campo.

Nitrógeno reactivo total

El conjunto de los óxidos de nitrógeno responde a la denominación de nitrógeno reactivo total (NO_y), y se expresa:

$$NO_y = NO + NO_2 + NO_3 + HONO + HNO_3 + HO_2NO_2 + 2[N_2O_5] + PAN + RONO_x + NO_3^- + \ldots$$

donde NO_x representa la suma de NO y NO_2. Cada uno de sus componentes se comporta de forma diferente en la atmósfera y se deposita de distinta manera. En el caso de muchos de ellos la cantidad presente es ínfima y es difícil su conversión cuantitativa en NO para su medición. El NO_y se mide convirtiendo cada uno de sus componentes en NO, tal y como se ha descrito con anterioridad. Esta conversión se produce haciendo pasar el aire por un tubo convertidor recubierto de oro y mantenido a unos 300 °C, junto con una pequeña cantidad de CO puro o de hidrógeno gaseoso (Luke y Valigura, 1997). También se pueden utilizar pantallas, líneas o tubos de molibdeno (a una temperatura de aproximadamente 300 a 350 °C), sin necesidad de añadir CO o hidrógeno.

17.2.6 Propiedades químicas de las partículas

Las propiedades químicas de las partículas atmosféricas pueden afectar al medio ambiente de muy diversas maneras. Los aerosoles tóxicos del tipo de los metales pesados (particularmente, plomo (Pb), cadmio (Cd) o arsénico (As)) o de las partículas de contaminantes orgánicos semivolátiles (por ejemplo, compuestos de bifenilo policlorado) se han vinculado a múltiples efectos perjudiciales sobre los seres humanos y los animales, en particular sobre sus sistemas reproductivo, nervioso, inmunitario y endocrino, y a alteraciones de sus funciones enzimáticas (Agencia de Protección Ambiental de Estados Unidos, 1997). Los aerosoles higroscópicos, por ejemplo partículas de sal marina, sulfatos y nitratos, son núcleos activos de condensación de nubes que rigen la concentración y la distribución por tamaño de las gotitas de las nubes, afectando con ello a la duración, la cantidad y el albedo de las nubes, y al clima en su conjunto (Parungo y otros, 1992). Los aerosoles hidrófobos, por ejemplo el polvo del suelo y los detritos, pueden hacer de núcleos de condensación y controlar, de ese modo, la cantidad de precipitación. A fin de mejorar nuestra comprensión de las tendencias y del alcance del efecto de los aerosoles sobre el cambio climático, es importante medir la variabilidad espacial y temporal de las propiedades químicas de los aerosoles.

La técnica más simple y directa de muestreo consiste en recoger partículas en filtros. Las muestras pueden obtenerse en una sola operación para analizarlas en bloque, o en una serie de etapas, para

separarlas por tamaños. Seguidamente, se envían a un laboratorio para someterlas a análisis químico. La porción soluble de las partículas de aerosol puede extraerse mediante agua para, utilizando un cromatógrafo de iones, determinar su concentración de aniones y de cationes. La composición elemental de la porción insoluble se determina, por lo general, mediante análisis por activación neutrónica instrumental (INAA), emisión de rayos X inducida por protones (PlXE), o espectrometría de masas de plasma con acoplamiento inductivo (ICP-MS). Los componentes semivolátiles suelen analizarse mediante cromatografía de gases, bien empleando un detector de captura de electrones, o bien acoplando aquella con un espectrómetro de masa (Parungo y otros, 1992; Baker, 1997).

Los procedimientos de muestreo y análisis deberían estar normalizados en la medida de lo posible, para todas las muestras recogidas y para todos los emplazamientos. Sin embargo, resulta difícil especificar regímenes de muestreo para materiales tan diversos y considerablemente variables en el espacio y en el tiempo, particularmente entre regiones urbanas y regiones "de fondo". En muchas regiones urbanas y rurales, con varios muestreos semanales de 12 horas se puede comprender adecuadamente el régimen de concentraciones, mientras que en las áreas "de fondo" pueden ser necesarias exposiciones más prolongadas. Si se acoplan las concentraciones en los filtros con los modelos fuente-receptor, podría ser necesario ajustar las frecuencias de muestreo para adecuarlas a las necesidades que impongan las condiciones meteorológicas (Harris y Kahl, 1990).

17.2.7 Gases radiactivos

Los gases radiactivos son gases traza del sistema atmosférico, tanto de origen natural como industrial. En este último caso, los gases radiactivos son producidos especialmente en la generación de energía eléctrica de origen nuclear, en otros procesos industriales y en las pruebas de armamento nuclear realizadas en el pasado. La concentración de sus diferentes componentes es variable y, para valores suficientemente elevados, puede tener efectos perjudiciales en los seres humanos.

El comportamiento de los contaminantes radiactivos en la atmósfera se rige por sus características químicas y físicas. La dinámica de transporte, difusión, deposición y condensación de estos materiales será casi la misma que para sus equivalentes no radiactivos. Una posible excepción estribaría en que las partículas radiactivas producen la ionización del aire circundante dejando partículas cargadas; este factor podría modificar los procesos que dependen de los efectos de las cargas eléctricas. Las propiedades radiactivas de los radioisótopos, o de determinadas mezclas de estos, son importantes a la hora de determinar la cantidad y la naturaleza de los materiales radiactivos que llegan al receptor, así como la dosis de radiación resultante (Slade, 1968).

17.2.7.1 Radón

El radón es un gas inerte producido por desintegración alfa del radio, su período de semidesintegración es de 3,82 días. Como las emanaciones de radón son 100 veces mayores en el suelo que en los océanos, este gas es un útil trazador de las masas de aire que han pasado recientemente sobre la tierra. Estudios realizados en el observatorio de Mauna Loa, en Hawái, han identificado episodios diurnos de transporte de radón procedentes de fuentes locales, y episodios procedentes de continentes distantes. Combinados con otras mediciones, los datos sobre radón aportan una útil restricción al evaluar modelos de transporte de masas de aire y conocer las condiciones atmosféricas de referencia. Dado su breve período de permanencia en la atmósfera y la gran variación de su tasa de emisión desde la superficie, la interpretación de los resultados de las mediciones de radón está muy ligada al lugar de medición (Liu, McAfee y Cicerone, 1984; Hansen y otros, 1990).

El radón-222 se desintegra a través de cinco descendientes en plomo 210 que, con un período de semidesintegración de 22 años, es relativamente estable. Dos de estos descendientes experimentan una desintegración alfa. Los descendientes son químicamente reactivos y forman rápidamente iones hidratados complejos que se adhieren con facilidad a las partículas y a las superficies.

En un instrumento tipo de seguimiento de radón, se hace pasar aire a través de un filtro que elimina todos los descendientes dejando pasar el radón inerte. Este penetra entonces en una cámara amplia que ocasiona un retardo durante el cual se producen sus descendientes. Estos son recogidos en un segundo filtro, midiéndose entonces su actividad alfa mediante una célula de centelleo. La respuesta de cada instrumento dependerá de diversos factores, tales como el caudal, la geometría de la cámara, la eficiencia de captura de descendientes, el intervalo de muestreo y la eficiencia de recuento. La frecuencia de muestreo habitual es de una o dos muestras por hora (Thomas y LeClare, 1970).

17.2.7.2 Kriptón-85

El kriptón-85 (^{85}Kr) es un gas noble radiactivo que se desintegra con un semiperíodo de 10,76 años, emitiendo principalmente partículas β con una energía media de 251 keV. Las fuentes principales del ^{85}Kr son las plantas reprocesadoras de combustible nuclear y diversos tipos de reactores nucleares. Las pruebas de armamento nuclear realizadas entre los años 1945 y 1963 produjeron aproximadamente un 5 por ciento del ^{85}Kr total en la atmósfera, en tanto que las fuentes naturales de este gas son insignificantes. La desintegración radiactiva es prácticamente el único mecanismo de eliminación del ^{85}Kr de la atmósfera. La actual concentración de fondo de este gas en la atmósfera se cifra en torno a 1 Bq/m^3 y se duplica cada 20 años. Aunque a los niveles actuales el ^{85}Kr no revista peligro para las personas, la ionización del aire causada por su desintegración afectará a las propiedades eléctricas de la atmósfera. Si su presencia continúa aumentando, podrían producirse cambios en procesos y propiedades atmosféricos tales como la conductividad eléctrica de la atmósfera, la corriente de iones, el campo magnético de la Tierra, la formación de núcleos de condensación de nubes y aerosoles, y la frecuencia de descargas eléctricas, alterando así las configuraciones del balance de calor y de la precipitación del planeta. Estas consecuencias hacen necesario un seguimiento del ^{85}Kr (OMM, 1995*b*).

Para medir el ^{85}Kr se toman muestras de aire mediante una trampa de carbón vegetal sumergida en un contenedor de nitrógeno líquido. Se preparan cromatográficamente las muestras y, tras reducirlas a temperaturas criogénicas, se las hace pasar por un concentrador y, a continuación, son desorbidas por un flujo portador de helio gaseoso. Al salir del cromatógrafo, se introduce la mezcla en la trampa refrigerada por aire líquido. Seguidamente, se efectúa un análisis radiométrico mediante una célula de centelleo (Novichkov, 1997).

La resolución requerida en relación con el ^{85}Kr dependerá del uso que se dé a la información. Si se desea investigar sobre el cambio climático, solo será de interés el orden de magnitud de la concentración atmosférica. En tal caso, bastará con una resolución de aproximadamente el 10 por ciento. Pero si el ^{85}Kr se utiliza como trazador para estudiar los procesos de transporte y de mezcla, se necesitará una resolución del orden del 1 por ciento. La medición del ^{85}Kr constituye un buen medio para validar, o incluso calibrar, los modelos de transporte y mezcla a escala mundial (Novichkov, 1997).

17.3 GARANTÍA DE LA CALIDAD

El objetivo principal del sistema de garantía de la calidad del programa de la VAG consiste en asegurarse de que los datos recopilados por los Centros mundiales de datos son coherentes, cumplen con los objetivos de calidad del programa y se fundamentan en un conjunto completo de metadatos. El sistema de garantía de la calidad se articula en torno a los Centros de garantía de la calidad/actividad científica (CGC/AC), concebidos, entre otras cosas, para llevar a cabo una revisión crucial de los datos enviados por cada estación. Para lograr esta tarea, dichos centros han de aplicar los procedimientos operativos normalizados de la VAG. En virtud de la decisión adoptada por el Grupo de expertos del Consejo Ejecutivo/Grupo de trabajo de la Comisión de Ciencias Atmosféricas sobre la contaminación del medio ambiente y la química atmosférica en 1999 (OMM, 1999), los CGC/AC deberían asumir la responsabilidad mundial en materia de parámetros atmosféricos específicos. Los procedimientos de garantía de la calidad de la VAG no solo habrían de centrarse en la calidad de las mediciones, sino también en el proceso de garantía de la calidad en su totalidad, empezando en las estaciones con la formación del personal de las mismas y terminando en los Centros mundiales de datos, asegurándose de que los datos recibidos tengan la calidad adecuada.

Entre los principios de garantía de la calidad de la VAG recomendados para garantizar la comparabilidad y coherencia de las mediciones figuran los siguientes (OMM, 2001):

a) adopción y aplicación de métodos y de un vocabulario acordados internacionalmente para hacer frente a la incertidumbre de las mediciones, tal y como estipula la Organización Internacional de Normalización (ISO, 1993; 1995);
b) uso en todas las estaciones de técnicas de medición armonizadas, conformes con procedimientos operativos normalizados; un procedimiento operativo normalizado es un documento escrito, aprobado de forma oficial por el Grupo consultivo científico correspondiente, en donde se especifica detalladamente el método para llevar a cabo determinadas operaciones, análisis o actividades, describiendo cuidadosamente las diferentes técnicas y etapas;
c) auditorías regulares de operación y del sistema; en el contexto de la VAG, se entiende que una auditoría de operación es una comprobación voluntaria de la conformidad de una medición, donde los criterios de auditoría son los objetivos de calidad de datos para cada parámetro

auditado; en caso de no disponer de objetivos de calidad de datos oficiales, una auditoría garantizará, al menos, la trazabilidad de las mediciones a un patrón de referencia; en cuanto a una auditoría del sistema, en general se define como una comprobación completa de que una estación cumple con los principios del sistema de garantía de la calidad de la VAG; a medida que evolucione el sistema de garantía de la calidad de la VAG lo harán las normas para evaluar el cumplimiento de las estaciones.

Según OMM (2001), los objetivos generales del sistema de garantía de la calidad son los siguientes:

a) establecimiento de objetivos de calidad de datos y de procedimientos operativos normalizados para todos los parámetros, en virtud de las recomendaciones de los Grupos consultivos científicos;
b) identificación y establecimiento de CGC/AC, Centros mundiales de calibración y normas de referencia, donde sea preciso;
c) armonización de los procedimientos de garantía de la calidad de la VAG;
d) aumento de la frecuencia de las calibraciones e intercomparaciones de instrumentos;
e) creación de asociaciones entre estaciones regionales y mundiales (cooperación científica y técnica), así como una colaboración más estrecha entre personas (científicos y personal de las estaciones).

Según OMM (2001), entre las actividades actuales de ejecución figuran:

Tarea 1: establecer una lista de parámetros prioritarios que necesiten urgentemente objetivos de calidad de datos;
Tarea 2: identificar y establecer CGC/AC para el N_2O y los CFC;
Tarea 3: identificar y, cuando sea posible, establecer Centros mundiales de calibración y normas de referencia para los demás parámetros;
Tarea 4: elaborar procedimientos operativos normalizados para los demás parámetros;
Tarea 5: elaborar directrices para las auditorías del sistema de estaciones de la VAG;
Tarea 6: identificar y establecer Centros regionales de calibración, donde sea necesario, que se encarguen de la calibración e intercomparación de instrumentos para las estaciones de la VAG en la región.

Los Centros mundiales y regionales de calibración también se encargan de las tareas relacionadas con la garantía de la calidad de los diversos componentes de la VAG. Estos centros asumen una función esencial que consiste en ayudar a garantizar que los datos enviados a los Centros mundiales de datos de la VAG tienen la calidad suficiente. Entre sus actividades figuran:

a) realizar visitas a las estaciones para calibrar adecuadamente los equipos;
b) llevar a cabo campañas de intercomparación y de calibración de equipos;
c) realizar intercomparaciones de gases patrón en circulación o de muestras de referencia mediante mediciones en laboratorio;
d) efectuar revisiones frecuentes y sistemáticas de las calibraciones de los patrones mundiales.

Aunque las visitas a las estaciones para realizar calibraciones sean necesarias para conservar la comparabilidad de las mediciones, los centros de calibración de la VAG también brindan apoyo al personal de las estaciones, facilitando formación *in situ* y asesoría de expertos con objeto de mantener la calidad exigida a los datos. Además, durante las campañas de calibración e intercomparación se imparten cursillos. Asimismo, el personal de las estaciones firmemente establecidas y técnicamente avanzadas presta ayuda al personal de las nuevas estaciones con menos experiencia; y los centros de formación de la VAG patrocinan con frecuencia actividades de capacitación para los operadores de las estaciones, en particular, para aquellas situadas en países en desarrollo. Estas actividades formativas cada vez adquieren más importancia en la medida que ya se han creado numerosas estaciones de la VAG en países en desarrollo. Tal y como se informa en OMM (2001), el sistema de garantía de la calidad de la VAG todavía no se ha completado. Por el momento se han establecido muy pocas directrices para la garantía de la calidad y para los procedimientos operativos del programa de la VAG, y no existen informes de la VAG relativos a las auditorías del sistema. Se pueden consultar más detalles sobre la actual estrategia de ejecución de la VAG en el sitio web de la OMM (http://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/gaw_home_en.html).

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Agencia de Protección Ambiental de Estados Unidos, 1996: *National Air Quality and Emissions Trends Report, 1995*. EPA-454/R-96-005, Office of Air Quality Planning and Standards, Research Triangle Park, Carolina del Norte.

—, 1997: *Deposition of Air Pollutants to the Great Waters: Second Report to Congress*. EPA-453/R-97-011, Office of Air Quality Planning and Standards, Research Triangle Park, Carolina del Norte.

Anlauf, K. G., P. Fellin, H. Wiebe, H. Schiff, G. Mackay, R. Braman y R. Gilbert, 1985: A Comparison of three methods for measurement of atmospheric nitric acid and aerosol nitrate and ammonium. *Atmospheric Environment*, volumen 19, número 2, págs. 325 a 333.

Baker, J. E. (ed.), 1997: *Proceedings from a Session at the SETAC Fifteenth Annual Meeting* (30 de octubre a 3 de noviembre de 1994, Denver, Colorado), SETAC Press, Pensacola, Florida, págs. 347 a 377.

Baldocchi, D. D., B. B. Hicks y T. P. Meyers, 1988: Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology*, volumen 69, número 5, págs. 1331 a 1340.

Bigelow, D. S., 1987: *Siting and Sampling Characteristics of the National Atmospheric Deposition Program and the National Trends Network: Regional Influences*. EMEP Workshop on Data Analysis and Presentation (Colonia, Alemania, 15 a 17 de junio de 1987), EMEP/CCC-Report 7/87, Norwegian Institute for Air Research, Lillestrom (Noruega), diciembre de 1987, págs. 149 a 160.

Charlson, R. J., C. B. Leovy, S. G. Warrend, J. Langner y H. Rodhe, 1991: Perturbation of the northern hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols. *Tellus*, 43AB, págs. 152 a 163.

Charlson, R. J., J. E. Lovelock, M. O. Andreae y S. G. Warren, 1987: Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature*, 326, págs. 655 a 661.

Dlugokencky, E. J., L. P. Steale, P. M. Lang y K. A. Masarie, 1995: Atmospheric methane at the Mauna Loa and Barrow observatories: Presentation and analysis of in situ measurements. *Journal of Geophysical Research*, volumen 100, número D11, págs. 23103 a 23113.

Elkins, J. W. y otros, 1996: Airborne gas chromatograph for in situ measurements of long-lived species in the upper troposphere and lower stratosphere. *Geophysical Research Letters*, volumen 23, número 4, págs. 347 a 350.

Fried, A., H. Bruce y J. R. Drummond, 1993: Tunable diode laser ratio measurements of atmospheric constituents by employing dual fitting analysis and jump scanning. *Applied Optics*, 32 (6), págs. 821 a 827.

Gillett, R. W. y G. P. Ayers, 1991: The use of thymol as a biocide in rainwater samples. *Atmospheric Environment*, volumen 25, número 12, págs. 2677 a 2681.

Hansen, A. D. A., R. S. Artz, A. A. P. Pszenny y R. E. Larson, 1990: Aerosol black carbon and radon as tracers for air mass origin over the North Atlantic Ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 4(2), págs. 189 a 199.

Harris, J. M. y J. D. Kahl, 1990: A descriptive atmospheric transport climatology for the Mauna Loa observatory, using clustered trajectories. *Journal of Geophysical Research*, volumen 95, número D9, págs. 13651 a 13667.

Hicks, B. B., R. P. Hosker, T. P. Meyers y J. D. Womack, 1991: Dry deposition inferential measurement techniques – I: Design and tests of a prototype meteorological and chemical system for determining dry deposition. *Atmospheric Environment*, volumen 25A, número 10, págs. 2345 a 2359.

James, K. O. W., 1991: *Quality Assurance Report. NADP/NTN Deposition Monitoring*, Laboratory Operations, Illinois State Water Survey, Champaign, Illinois.

Keene, W. C., J. N. Galloway y J. D. Holden, 1983: Measurement of weak organic acidity in precipitation from remote areas of the world. *Journal of Geophysical Research*, volumen 88, número C9, págs. 5122 a 5130.

Keene, W. C. y J. N. Galloway, 1984: Organic acidity in precipitation of North America. *Atmospheric Environment*, volumen 18, número 11, págs. 2491 a 2497.

Klemm, O., R. W. Talbot, D. R. Fitzgerald, K. I. Klemm y B. L. Lefer, 1994: Low to middle tropospheric profiles and biosphere/troposphere fluxes of acidic gases in the summertime Canadian Taiga. *Journal of Geophysical Research*, volumen 99, número D1, págs. 1687 a 1698.

Kok, G. L., A. J. Schanot, P. F. Lindgren, P. K. Dasgupta, D. A. Hegg, P. V. Hobbs y J. F. Boatman, 1990: An airborne test of three sulfur dioxide measurement techniques. *Atmospheric Environment*, volumen 24, parte A, págs. 1903 a 1908.

Komhyr, W. D., T. B. Harris, L. S. Waterman, J. F. S. Chin y K. W. Thoning, 1989: Atmospheric carbon dioxide at the Mauna Loa Observatory. 1: NOAA

global monitoring for climatic change measurements with a nondispersive infrared analyzer, 1974-1985. *Journal of Geophysical Research*, volumen 94, número D6, págs. 8533 a 8547.

Liu, S. C., J. R. McAfee y R. J. Cicerone, 1984: Radon 222 and tropospheric vertical transport. *Journal of Geophysical Research*, volumen 89, número D5, págs. 7291 a 7297.

Luke, W. T., 1997: Evaluation of a commercial pulsed fluorescence detector for the measurement of low-level SO_2 concentrations during the Gas-Phase Sulfur Intercomparison Experiment. *Journal of Geophysical Research*, volumen 12, número D13, págs. 16255 a 16265.

Luke, W. T. y R. A. Valigura, 1997: Methodologies to estimate the air-surface exchange of atmospheric nitrogen compounds. En: Atmospheric deposition of contaminants to the Great Lakes and coastal waters (J. E. Baker, ed.). *Proceedings from a Session at the SETAC Fifteenth Annual Meeting* (30 de octubre a 3 de noviembre de 1994, Denver, Colorado), SETAC Press, Pensacola, Florida, págs. 347 a 377.

Novelli, P. C., J. E. Collins, R. C. Myers, G. W. Sachse y H. E. Scheel, 1994: Reevaluation of the NOAA/CMDL carbon monoxide reference scale and comparisons with CO reference gases at NASA-Langley and the Fraunhofer Institut. *Journal of Geophysical Research*, volumen 99, número D6, págs. 12833 a 12839.

Novichkov, V., 1997: *Measurement Content of Krypton-85 in Earth Atmosphere and Validation of Global Model of Atmospheric Transport*. Conference on Global Measurement Systems for Atmospheric Composition, Toronto (Canadá), 20 a 22 de mayo de 1997.

Organización Internacional de Normalización (ISO), 1993: Vocabulario Internacional de Términos Fundamentales y Generales de Metrología. Segunda edición, Ginebra.

—, 1995: Guía para la Expresión de la Incertidumbre de Medida. Primera edición, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1993: *Global Atmosphere Watch Guide*. Informe Nº 86 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD-No. 553, Ginebra.

—, 1995*a*: *Report of the Meeting of Experts on the WMO World Data Centres* (E. W. Hare). Informe Nº 103 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD-No. 679, Ginebra.

—, 1995*b*: *Report of an Expert Consultation on 85Kr and 222Rn: Measurements, Effects and Applications*. Informe Nº 109 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD-No. 733, Ginebra.

—, 1999: *Report of the Sixth Session of the EC Panel of Experts/CAS Working Group on Environmental Pollution and Atmospheric Chemistry*. Informe Nº 135 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD-No. 1002, Ginebra.

—, 2001*: Strategy for the Implementation of the Global Atmosphere Watch Programme* (2001-2007). A Contribution to the Implementation of the WMO Long-term Plan. Informe Nº 142 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global, WMO/TD-No. 1077, Ginebra.

Parungo, F., B. Kopcewicz, C. Natgamoto, R. Schnell, P. Sheridan, C. Zhu y J. Harris, 1992: Aerosol particles in the Kuwait oil fire plumes: Their morphology, size distribution, chemical composition, transport, and potential effect on climate. *Journal of Geophysical Research*, volumen 97, número D14, págs. 15867 a 15882.

Peterson, J. T. y R. M. Rosson, 1993: *Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory*. Summary Report *1992, No. 21,* Environmental Research Laboratories, Boulder, Colorado.

Prinn, R. G., P. G. Simmonds, R. A. Rasmussen, A. J. Crawford, R. D. Rosen, F. N. Alyea, C. A. Cardelino, D. M. Cunnold, P. J. Fraser y J. E. Lovelock, 1983: The atmospheric lifetime experiment. 1: Introduction, instrumentation, and overview. *Journal of Geophysical Research*, volumen 88, número C13, págs. 8353 a 8367.

Roberts, J. M., 1990: The atmospheric chemistry of organic nitrates. *Atmospheric Environment*, volumen 24, parte A, págs. 243 a 287.

Sachse, G. W., G. F. Hill, L. O. Wade y M. G. Perry, 1987: Fast-response, high-precision carbon monoxide sensor using a tunable diode laser absorption technique. *Journal of Geophysical Research*, volumen 92, número D2, págs. 2071 a 2081.

Slade, D. H. (ed.), 1968: *Meteorology and Atomic Energy*. United States Atomic Energy Commission, Office of Information Services.

Smith, R. A., 1872: *Air and Rain: The Beginnings of a Chemical Climatology*. Longmans, Green y Co., Londres.

Stecher, H. A. y otros, 1997: Results of the Gas-phase Sulfur Intercomparison Experiment (GASIE): Overview of experimental setup, results and general conclusions. *Journal of Geophysical Research*, volumen 102, número D13, págs. 16219 a 16236.

Thomas, J. W. y P. C. LeClare, 1970: A study of the two-filter method for radon-222. *Health Physics*, 18(2), págs. 113 a 122.

Weeks, I. A., I. E. Galbally, P. J. Fraser y G. Mathews, 1989: Comparison of the carbon monoxide standards used at Cape Grim and Aspendale. *Baseline Atmospheric Program 1987* (B. W. Forgan y G. P. Ayers, eds.). Australian Government Department of Science and Technology, Canberra (Australia), págs. 21 a 25.

PARTE II

SISTEMAS DE OBSERVACIÓN

PARTE II. SISTEMAS DE OBSERVACIÓN

ÍNDICE

Página

CAPÍTULO 1. MEDICIONES DE ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS II.1–1

1.1 Generalidades II.1–1
1.2 Equipo de las EMA II.1–4
1.3 Programas informáticos de las EMA II.1–12
1.4 Consideraciones sobre el emplazamiento de las EMA II.1–20
1.5 Procesamiento centralizado de datos de la red II.1–20
1.6 Mantenimiento II.1–21
1.7 Calibración II.1–23
1.8 Formación II.1–24

Referencias y bibliografía complementaria II.1–25

CAPÍTULO 2. MEDICIONES Y OBSERVACIONES EN ESTACIONES METEOROLÓGICAS AERONÁUTICAS II.2–1

2.1 Consideraciones generales II.2–1
2.2 Viento en superficie II.2–3
2.3 Visibilidad II.2–4
2.4 Alcance visual en pista II.2–6
2.5 Tiempo presente II.2–11
2.6 Nubes II.2–11
2.7 Temperatura del aire II.2–12
2.8 Punto de rocío II.2–13
2.9 Presión atmosférica II.2–13
2.10 Información adicional importante en los aeródromos II.2–15
2.11 Sistemas automáticos de observacion meteorológica II.2–16
2.12 Radar II.2–17
2.13 Sensor de detección de hielo II.2–17
2.14 Detección de descargas eléctricas II.2–18
2.15 Otras observaciones pertinentes II.2–18

Referencias y bibliografía complementaria II.2–19

CAPÍTULO 3. OBSERVACIONES DESDE AERONAVES II.3–1

3.1 Generalidades II.3–1
3.2 Presión y número de Mach II.3–2
3.3 Temperatura del aire II.3–5
3.4 Velocidad y dirección del viento II.3–6
3.5 Turbulencia II.3–7
3.6 Humedad relativa II.3–9
3.7 Engelamiento II.3–9
3.8 Sistemas de operación prácticos II.3–10
3.9 Sistemas AMDAR futuros II.3–10

Referencias y bibliografía complementaria II.3–12

CAPÍTULO 4. OBSERVACIONES MARINAS II.4–1

4.1 Generalidades II.4–1
4.2 Observaciones realizadas desde buques II.4–2
4.3 Boyas fondeadas II.4–21
4.4 Faros flotantes automáticos II.4–27

Página

4.5 Torres y plataformas II.4–27
4.6 Boyas a la deriva II.4–28
Anexo 4.A. Centros Regionales de Instrumentos Marinos de la Organización Meteorológica Mundial y de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental II.4–30
Anexo 4.B. Descripción de la precipitación para uso de los observadores a bordo de buques II.4–32
Referencias y bibliografía complementaria II.4–34

CAPÍTULO 5. TÉCNICAS ESPECIALES DE PERFILAMIENTO PARA LA CAPA LÍMITE Y LA TROPOSFERA II.5–1

5.1 Generalidades II.5–1
5.2 Técnicas de teledetección terrestre II.5–1
5.3 Mediciones *in situ* II.5–7
Referencias y bibliografía complementaria II.5–11

CAPÍTULO 6. MEDICIONES CON COHETES EN LA ESTRATOSFERA Y LA MESOSFERA II.6–1

6.1 Generalidades II.6–1
6.2 Medición del viento II.6–1
6.3 Medición de la temperatura mediante termometría de inmersión II.6–3
6.4 Medición de la temperatura con una esfera inflable en caída libre II.6–5
6.5 Cálculo de otras variables aerológicas II.6–6
6.6 Redes y comparaciones II.6–7
Referencias y bibliografía complementaria II.6–8

CAPÍTULO 7. LOCALIZACIÓN DE LOS FOCOS DE PARÁSITOS ATMOSFÉRICOS II.7–1

7.1 Generalidades II.7–1
7.2 El sistema radiogonométrico de detección de relámpagos II.7–4
7.3 Ejemplos de sistemas de localización por tiempo de llegada II.7–6
7.4 Comparaciones entre las redes RG y TDL II.7–8
7.5 Ejemplo de combinación de las técnicas RG y TDL II.7–8
7.6 Presentación y difusión de los datos de relámpagos II.7–9
Referencias y bibliografía complementaria II.7–10

CAPÍTULO 8. OBSERVACIONES DESDE SATÉLITES II.8–1

8.1 Generalidades II.8–1
8.2 Sistemas de satélites operativos II.8–3
8.3 Observaciones meteorológicas II.8–9
8.4 Instalaciones y medios conexos II.8–33
Anexo 8.A. Canales de radiómetros de resolución perfeccionada (AVHRR) II.4–36
Anexo 8.B. Canales de HIRS y sus aplicaciones II.4–37
Referencias y bibliografía complementaria II.8–38

CAPÍTULO 9. MEDICIONES POR RADAR II.9–1

9.1 Generalidades II.9–1
9.2 Tecnología de radar II.9–5
9.3 Propagación y dispersión de las señales de radar II.9–12
9.4 Mediciones de la velocidad II.9–14
9.5 Fuentes de error II.9–16

Página

9.6 Optimización de las características del radar II.9–18
9.7 Instalación de radar II.9–21
9.8 Calibración y mantenimiento II.9–22
9.9 Medición de las precipitaciones II.9–23
9.10 Detección del tiempo severo y aplicaciones a la predicción inmediata II.9–28
9.11 Radares de alta frecuencia para las mediciones en la superficie de los océanos II.9–30

Anexo. Declaración de orientación de la OMM sobre el emplazamiento de radares meteorológicos y generadores eólicos II.9–31

Referencias y bibliografía complementaria II.9–33

CAPÍTULO 10. TÉCNICAS DE GLOBOS II.10–1

10.1 Globos II.10–1
10.2 Comportamiento de los globos II.10–2
10.3 Manejo de los globos II.10–4
10.4 Accesorios para ascensos de globos II.10–5
10.5 Gases de inflado II.10–6
10.6 Utilización del hidrógeno y precauciones de seguridad II.10–7

Referencias y bibliografía complementaria II.10–11

CAPÍTULO 11. OBSERVACIONES URBANAS II.11–1

11.1 Consideraciones generales II.11–1
11.2 Selección de la ubicación y del emplazamiento de una estación urbana II.11–6
11.3 Exposición del instrumento II.11–9
11.4 Metadatos II.11–23
11.5 Evaluación de los efectos urbanos II.11–25
11.6 Resumen de las consideraciones clave con respecto a las estaciones urbanas II.11–26

Referencias y bibliografía complementaria II.11–27

CAPÍTULO 12. MEDICIONES METEOROLÓGICAS VIARIAS II.12–1

12.1 Consideraciones generales II.12–1
12.2 Establecimiento de una estación meteorológica viaria II.12–2
12.3 Variables observadas II.12–3
12.4 Selección del equipo en una estación meteorológica viaria II.12–5
12.5 Codificación (cifrado) de los mensajes II.12–7
12.6 Ordenador central de control y adquisición de datos II.12–7
12.7 Consideraciones sobre las comunicaciones II.12–8
12.8 Procesamiento de la señal del sensor y generación de alarmas II.12–8
12.9 Control de la calidad de las mediciones II.12–9
12.10 Mantenimiento de las estaciones meteorológicas viarias II.12–9
12.11 Formación II.12–10

Referencias y bibliografía complementaria II.12–11

CAPÍTULO 1

MEDICIONES DE ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS

1.1 GENERALIDADES

1.1.1 Definición

Una estación meteorológica automática (EMA) se define como una "estación meteorológica en la que se realizan y se transmiten observaciones automáticamente" (OMM, 1992*a*).

En una EMA, las mediciones realizadas con instrumentos son leídas o recibidas por una unidad central de adquisición de datos. Los datos obtenidos de los dispositivos de medición autónomos pueden ser procesados a nivel local en la EMA o en otra parte, por ejemplo, en el procesador central de la red (OMM, 2010). Las estaciones meteorológicas automáticas pueden ser diseñadas como un concepto integrado de diversos dispositivos de medición en combinación con unidades de adquisición y procesamiento de datos. Ese sistema combinado de instrumentos, interfaces y unidades de procesamiento y transmisión suele denominarse "sistema automatizado de observación meteorológica" o "sistema automatizado de observación en superficie". Referirse a ese sistema como una EMA se ha convertido en una práctica habitual, si bien no se trata de una "estación" en el sentido estricto de la definición establecida. No obstante, en este capítulo, a veces EMA puede referirse a ese tipo de sistema.

1.1.2 Finalidad

Las estaciones meteorológicas automáticas se utilizan para aumentar el número y la fiabilidad de las observaciones en superficie, y lo consiguen:

a) aumentando la densidad de una red existente proporcionando datos desde nuevos emplazamientos, así como desde otros de difícil acceso o inhóspitos;
b) proporcionando datos, fuera de las horas normales de funcionamiento, para las estaciones atendidas por personal;
c) aumentando la fiabilidad de las mediciones mediante el uso de sofisticadas tecnologías y modernas técnicas de medición digitales;
d) asegurando la homogeneidad de las redes a través de la normalización de las técnicas de medición;
e) respondiendo a nuevas necesidades y requisitos de observación;
f) reduciendo los errores humanos;
g) disminuyendo los costos de explotación gracias a la reducción del número de observadores;
h) realizando mediciones y presentando informes con mucha frecuencia o de forma constante.

1.1.3 Requisitos meteorológicos

La OMM (1988*a*; 2003*a*) establece los requisitos generales, los tipos, la ubicación y la composición, la frecuencia y el momento de las observaciones.

Teniendo en cuenta que las EMA están plenamente aceptadas como estaciones meteorológicas cuando proporcionan datos con una exactitud comparable a la de las estaciones tradicionales, las exigencias de incertidumbre que figuran en el capítulo 1 de la parte I de la Guía también pueden aplicarse, cuando procede, a las EMA.

El contenido del presente capítulo ha de leerse junto con el de los capítulos sobre mediciones de las diversas variables meteorológicas de la parte I y, en particular, con el de los capítulos de la parte III sobre gestión de la calidad (capítulo 1), muestreo (capítulo 2) y reducción de datos (capítulo 3).

El desarrollo y la instalación de EMA debería ser el resultado de un plan debidamente coordinado para suministrar datos a los usuarios en el formato requerido. Para lograrlo, lo primero que habría que hacer es negociar con los usuarios a fin de elaborar una lista con todas las necesidades funcionales, y desarrollar los medios prácticos para cumplirlas.

Además, no siempre resulta satisfactorio depender de los proveedores del equipo para determinar los requisitos de funcionamiento. La Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (CIMO) brinda el siguiente asesoramiento a los Miembros de la OMM y, por extensión, a cualesquiera organizaciones que efectúen mediciones meteorológicas.

Al considerar la introducción de nuevos sistemas de instrumentos en la EMA, los servicios meteorológicos deberían:[1]

---

1 Recomendación 2 (CIMO-XII), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su duodécima reunión (1998).

a) poner en servicio solo los sistemas de eficacia suficientemente bien documentada para facilitar un conocimiento y una comprensión adecuados de sus capacidades, características y algoritmos utilizados;
b) conservar o desarrollar conocimientos técnicos suficientes para especificar las necesidades de los sistemas y evaluar si son útiles tanto las capacidades y características de esos sistemas como los algoritmos utilizados en los mismos;[2]
c) estudiar a fondo las necesidades de los usuarios y procurar que participen en el diseño del sistema de las EMA;
d) invitar a los usuarios a participar en la validación y evaluación de los nuevos sistemas automatizados;
e) invitar a los fabricantes a participar en la evaluación del sistema y en las mejoras necesarias con respecto al rendimiento;
f) elaborar guías y documentación detallados sobre los sistemas en apoyo de todos los usuarios;
g) desarrollar programas apropiados de apoyo a las EMA en materia de mantenimiento y calibración;
h) mantener consultas y una cooperación con los usuarios, como las autoridades aeronáuticas, a lo largo de todo el proceso, desde el diseño de la EMA hasta su aplicación y uso operativo;
i) desarrollar y aplicar métodos de presentación de informes para su uso nacional que den cabida a las observaciones generadas tanto por sistemas tradicionales como automatizados.

Por lo que se refiere a la automatización de las observaciones tradicionales, visuales y subjetivas, y los cambios futuros de las claves de notificación, los servicios meteorológicos deberían mejorar su definición de las necesidades con respecto a:[3]
a) los campos de aplicación para los que ya no se necesitan datos;
b) los campos de aplicación para los que se necesitan datos nuevos o diferentes;
c) la clasificación de las necesidades de datos de las EMA por orden de prioridades.

Al considerar el desarrollo y la aplicación de algoritmos para las EMA, los servicios meteorológicos deberían:[4]
a) alentar a los diseñadores de instrumentos y sistemas a cooperar estrechamente con los usuarios a fin de comprender perfectamente sus necesidades e intereses;
b) colaborar con los diseñadores de sistemas para publicar y difundir, para su uso generalizado y posible normalización, descripciones de los algoritmos de procesamiento de datos utilizados en sus sistemas para obtener variables meteorológicas;
c) verificar y evaluar minuciosamente los nuevos algoritmos y sistemas que se están introduciendo y difundir a los usuarios de las observaciones los resultados de las verificaciones en forma de características operativas de los instrumentos;
d) evaluar minuciosamente, mediante verificaciones y comparaciones sobre el terreno, la relación de los nuevos algoritmos y sistemas con los métodos anteriores, y establecer funciones de transferencia para utilizarlas a efectos de la continuidad y homogeneidad de los datos, y transmitir estos datos a los usuarios.

1.1.4 Necesidades climatológicas[5]

Cuando una estación automática propuesta desempeña una función en el suministro de datos para registros climatológicos, es importante considerar la adopción de medidas en las siguientes esferas en aras de la integridad, homogeneidad y utilidad de los conjuntos de datos climáticos (véase OMM, 1993):
a) En los casos en los que una EMA reemplaza un sistema manual de observación que lleva largo tiempo en funcionamiento, deberá asegurarse un período de coexistencia suficiente en los sistemas de observación a fin de facilitar el mantenimiento de la homogeneidad del registro histórico.[6] El período de coexistencia depende de las diferentes variables objeto de medición y de la región climática. En las islas y las regiones tropicales, el período de coexistencia podría ser más breve que en las regiones extratropicales y montañosas. Se proponen las siguientes directrices generales para un período de coexistencia operativa suficiente entre los sistemas existentes y los nuevos sistemas automatizados:
   i) velocidad y dirección del viento: 12 meses;
   ii) temperatura, humedad, insolación, evaporación: 24 meses;
   iii) precipitación: 60 meses.

2 Recomendación 2 (CIMO-XII), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su duodécima reunión (1998).

3 Recomendación 5 (CIMO-XII), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su duodécima reunión (1998).

4 Recomendación 2 (CIMO-XII), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su duodécima reunión (1998).

5 Recomendación 3 (CIMO-XII), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su duodécima reunión (1998).

6 Véase también OMM (2010), sección 3.2.1.4.4.4 c) “un año de mediciones paralelas no es suficiente; se necesitan tres años como mínimo y preferiblemente, cinco”.

(A menudo será conveniente utilizar un ombrómetro en paralelo con el pluviómetro automático).
Una buena solución intermedia sería contar con un período de coexistencia de 24 meses (es decir, dos ciclos estacionales).

b) Deberían mantenerse metadatos precisos para cada instalación de EMA.[7]
c) Deberían normalizarse los procedimientos para la garantía de la calidad y el procesamiento de datos de las EMA (véase la sección 1.3.2.8).
d) Habría que definir las necesidades actuales y futuras de los usuarios de datos climatológicos de forma precisa y ser tomadas en cuenta en las declaraciones de necesidades para las observaciones automatizadas de las EMA.[8]
e) Los usuarios de servicios climatológicos deberían recibir formación para utilizar los datos de las EMA de la forma más eficaz posible.[9]
f) Deberían desarrollarse especificaciones para una EMA climatológica normalizada que registre un conjunto básico de variables climáticas como la temperatura, la precipitación, la presión y el viento. Habría que incluir mediciones normalizadas del vapor de agua, dada la importancia de este parámetro en los estudios sobre el cambio climático. Los valores extremos de todas las variables deberían ser registrados con exactitud y constancia de modo que puedan relacionarse de forma precisa con datos anteriores obtenidos mediante observación manual.[10]

1.1.5 Tipos de estaciones meteorológicas automáticas

Las estaciones meteorológicas automáticas se utilizan para satisfacer diversas necesidades, desde una ayuda al observador en estaciones atendidas por personal hasta la sustitución completa de observadores en estaciones totalmente automáticas. Las EMA se pueden clasificar en varios grupos funcionales; ahora bien, como se superponen frecuentemente entre sí, entonces la clasificación comienza a descomponerse. Las estaciones podrían clasificarse con carácter general en estaciones que proporcionan datos en tiempo real y estaciones que registran datos para análisis en diferido o fuera de línea. Sin embargo, con frecuencia la misma EMA cumple ambas funciones.

EMA en tiempo real: estación que proporciona datos a los usuarios de observaciones meteorológicas en tiempo real, normalmente en períodos de tiempo prefijados, pero también en condiciones de emergencia o previa petición externa. Los usos típicos en tiempo real de una EMA son el suministro de datos sinópticos y la verificación de estados de aviso críticos como tormentas y niveles de ríos o mareas.

EMA fuera de línea: estación que registra datos sobre el terreno en dispositivos de almacenamiento de datos internos o externos, posiblemente combinados con una visualización de datos reales. Se requiere la intervención de un observador para enviar datos almacenados a usuarios remotos. Las estaciones típicas son las estaciones climatológicas y las estaciones en que simplemente se proporciona ayuda al observador.

Se puede dotar facultativamente a ambos tipos de estaciones de medios para la introducción o edición manual de observaciones visuales o subjetivas que no pueden hacerse aún en forma totalmente automática, como el tiempo presente o pasado, u observaciones que suponen elevados costos, como las relacionadas con la altura de nubes y la visibilidad. Este tipo de estación puede describirse como parcialmente automática o semiautomática.

Como el costo de las EMA puede ser muy alto, las instalaciones de una estación también pueden utilizarse para responder a necesidades y requisitos comunes y específicos de varias aplicaciones, entre ellas las sinópticas, las de meteorología aeronáutica y agrícola, las hidrológicas y las climatológicas. También pueden utilizarse para fines especiales, por ejemplo, la seguridad con respecto a la energía nuclear, la calidad del aire y el agua, y la meteorología vial. Por lo tanto, algunas EMA son estaciones meteorológicas automáticas con múltiples funciones.

1.1.6 Redes

Normalmente, la EMA forma parte de una red de estaciones meteorológicas, cada una de las cuales transmite sus datos procesados a un sistema central de procesamiento de red por diversos medios de transmisión de datos. Como las tareas que ha de ejecutar este sistema central están muy relacionadas y con frecuencia son complementarias de las tareas de las EMA, deberían coordinarse muy bien las necesidades funcionales y técnicas del sistema central con las de las EMA.

---

7 Véase la sección 1.1.3 del capítulo 1 de la parte I.

8 Véase el anexo 1.D del capítulo 1 de la parte I.

9 Por ejemplo, véase OMM (1997), especialmente la parte II: "Consideraciones de la aplicación y la formación de los usuarios".

10 Ibíd.

Al planificar la instalación y el funcionamiento de una red de EMA es sumamente importante considerar los diversos problemas relacionados con los medios de mantenimiento y calibración, su organización, y la formación e instrucción del personal técnico. Las consideraciones de densidad de las redes quedan fuera del ámbito de esta Guía, pues dependen de las aplicaciones específicas. Sin embargo, el emplazamiento y la exposición óptimos de las estaciones influyen considerablemente en su rendimiento, y deberán estudiarse antes de su instalación.

1.2 EQUIPO DE LAS EMA

Una EMA puede consistir en un sistema automatizado de observación meteorológica (y sistema de adquisición de datos) integrado o en un conjunto de dispositivos de medición autónomos conectados a una unidad de recopilación y transmisión de datos. Normalmente, la distribución de una EMA consiste en lo siguiente:

a) en una zona de observación típica, preferentemente que no sea inferior a 25 m × 25 m (capítulo 1 de la parte I, y OMM, 2010), una serie de sensores automáticos situados en las posiciones recomendadas e interconectados a una o más unidades de recopilación de datos mediante interfaces, o en el caso de un sistema automatizado de observación meteorológica, un conjunto de sensores instalados en estrecha combinación pero sin afectarse mutuamente, directamente conectados a una unidad central de procesamiento mediante cables blindados, de fibra óptica o por radioenlace;
b) una unidad central de procesamiento para la adquisición de datos de sensores y su conversión en formato legible por ordenador; un procesamiento adecuado de los datos mediante un sistema basado en microprocesador con arreglo a algoritmos especificados; el almacenamiento temporal de datos procesados y su transmisión a usuarios de información meteorológica remotos;
c) equipo periférico que incluya el suministro de energía estabilizado a las distintas partes de la estación; un reloj en tiempo real, y un equipo de prueba incorporado para la verificación automática del estado de las partes esenciales de la estación; en el caso de terminales locales de aplicaciones específicas para la introducción y edición manual de datos, se agregan a la estación dispositivos de visualización e impresoras o registradores.

Con la creciente interacción entre la sociedad y la atmósfera, cambian y aumentan las necesidades, entre ellas la demanda de más estaciones y la medición de más variables, la transmisión a intervalos más frecuentes, nuevos formatos y mejor rendimiento. Como consecuencia de ello, el equipo y la programación de las EMA han de adaptarse a las nuevas exigencias. Esto solo puede hacerse si la EMA está debidamente planificada sobre una base modular. Las adaptaciones y las pruebas son con frecuencia más complejas de lo previsto. Una EMA bien planificada comprende opciones de prueba previa que permiten modificar la configuración y los parámetros del sistema. Otras características deseables son la capacidad de potencia de reserva, el espacio en los bastidores de instalación, las interfaces de comunicación de reserva, la capacidad de procesamiento de reserva, y un entorno de programación flexible. En la parte I de OMM (1997) pueden encontrarse directrices sobre la preparación de una especificación funcional para el sistema de las EMA.

1.2.1 Sensores

Las exigencias meteorológicas para los sensores que se utilizan en las EMA no difieren mucho de las relativas a los sensores para uso convencional. Véanse también las recomendaciones formuladas en los capítulos pertinentes de la parte I de esta Guía. Dado que en la mayor parte de las EMA las mediciones son controladas a larga distancia, estos sensores deben ser robustos, no necesitar apenas mantenimiento y carecer de distorsiones intrínsecas o incertidumbre en la manera en que toman muestras de la variable que debe medirse. En general, todos los sensores con una salida eléctrica son apropiados. Hay una gran cantidad de sensores de rendimiento y calidad (y precio) variables, que resultan apropiados para utilizarlos en sistemas automáticos de adquisición de datos. Todos los días surgen novedades; algunas de ellas mejoran el rendimiento de los sensores existentes, en tanto que otras se basan muchas veces en nuevos principios físicos. Según sus características de salida, los sensores pueden dividirse en analógicos, digitales e "inteligentes".

Sensores analógicos: la salida del sensor es comúnmente en forma de tensión, corriente, carga, resistencia o capacitancia. El acondicionamiento de la señal convierte esas señales básicas en señales de tensión.

Sensores digitales: sensores con salidas de señal digital, con la información contenida en el estado

estático de un bit o grupo de bits, y con sensores con salida por pulsos o frecuencia.

Sensores/transductores "inteligentes": incluyen un microprocesador que realiza funciones básicas de adquisición y procesamiento de datos, y proporciona una salida digital serie o paralelo.

Por lo que respecta a los sensores meteorológicos, la parte I de la presente Guía proporciona una descripción completa de los aspectos generales, los tipos de sensores, los métodos de medición, las unidades, las escalas, la exposición, las fuentes de error, la calibración y el mantenimiento. La CIMO ayuda a los Miembros mediante la organización regular de intercomparaciones internacionales de instrumentos. Los resultados pueden ser muy valiosos para evaluar diferentes métodos de medición. Desde 1968, la CIMO utiliza cuestionarios para obtener información sobre el desarrollo de instrumentos, y cada cuatros años se publica un informe titulado *Instrument Development Inquiry* (Encuesta sobre el desarrollo de instrumentos). Los informes contienen información tanto sobre los instrumentos que se desarrollan como sobre los que se ponen en funcionamiento. La información sobre esa nueva evolución y la experiencia práctica se encuentra en los documentos oficiales de simposios nacionales, en revistas y boletines, y también en los documentos de las conferencias organizadas periódicamente por la CIMO. En esas conferencias técnicas se organiza además una exposición de instrumentos meteorológicos en la que los fabricantes presentan sus últimas novedades. La OMM da a conocer los resultados de las comparaciones de la CIMO, los informes relativos a la Encuesta sobre el desarrollo de instrumentos, así como los documentos de las conferencias técnicas de la CIMO, en su serie de Informes sobre instrumentos y métodos de observación. También se recomienda como medio de obtener información el intercambio directo de experiencias entre operadores de redes de EMA, en particular los que operan estaciones en condiciones ambientales similares.

En los próximos párrafos figuran algunas consideraciones específicas sobre sensores de EMA. Las incertidumbres en la observación que pueden alcanzarse se exponen en el anexo 1.D del capítulo 1 de la parte I[11] de la Guía. A medida que se vaya disponiendo de resultados experimentales, la CIMO irá actualizando esas estimaciones en la forma apropiada. La incertidumbre en la calibración de los sensores (laboratorio) debería ser mejor en un factor de dos, por lo menos, respecto del requisito estipulado, permitiendo así la transformación en funciones de respuesta lineal. La resolución del sensor debería ser mejor en un factor de tres, aproximadamente, respecto del requisito estipulado (que comprende el rendimiento de la interfaz).

Presión atmosférica: existe una amplia variedad de dispositivos, basados sobre todo en el uso de una cápsula aneroide, un hilo vibratorio o un cristal de cuarzo, que proporcionan una señal de salida en forma eléctrica, ya sea analógica o digital. Para los sensores digitales se hace referencia a OMM (1992*b*). Los principales problemas que debe estudiar cuidadosamente quien proyecte o especifique una EMA son los efectos adversos de la temperatura, las desviaciones a largo plazo, las vibraciones y la exposición del instrumento. Los efectos de la temperatura son grandes y no siempre se eliminan totalmente mediante circuitos incorporados para la compensación de la temperatura. Los sensores de presión de una EMA tienen una desviación intrínseca a largo plazo en cuanto a incertidumbre, normalmente de menos de 0,2 a 0,3 hPa en 6 meses, por lo que hay que calibrarlos regularmente. Los efectos de las vibraciones y de las sacudidas mecánicas sobre la salida de los sensores de presión son importantes, particularmente cuando se trata de aplicaciones marítimas de las EMA. Debido a la vulnerabilidad de los sensores de presión más difundidos a los efectos de la exposición externa, normalmente se alberga el instrumento de presión en una pequeña caja sellada y termoestabilizada dentro del recinto del equipo de la unidad central de procesamiento. En algunos países, el sensor se ventila hacia el exterior de la caja a través de un tubo provisto de una cabeza de presión estática. Para aplicaciones aeronáuticas o en estaciones remotas, en las que se requiere un elevado grado de exactitud y fiabilidad, se dota a la estación de dos o más sensores de presión.

En el capítulo 3 de la parte I se proporcionan directrices sobre la utilización de barómetros digitales en las EMA.

Temperatura: los tipos más comunes de termómetros que se utilizan en una EMA son los termómetros de resistencia metálica o termistores. El termómetro de resistencia de platino (100 Ω a 0 °C) presenta muy buena estabilidad a largo plazo, y puede considerarse el tipo de sensor preferido.

Normalmente, los termómetros eléctricos tienen una constante de tiempo muy pequeña, y cuando

11 Establecidas por la Reunión de Expertos sobre necesidades de precisión operativa, en 1991, y aprobadas por el Consejo Ejecutivo en su 44ª reunión (1992), para incluirlas en la presente Guía.

son muestreados mediante circuitos electrónicos rápidos los datos resultantes reflejan las fluctuaciones de alta frecuencia y baja amplitud de la temperatura local. Para evitar ese problema se pueden utilizar sensores con una constante de tiempo más elevada, o amortiguar artificialmente la respuesta con un circuito apropiado para aumentar la constante de tiempo de la señal de salida, o bien se pueden promediar digitalmente las salidas muestreadas en la unidad central de procesamiento. Los termómetros de resistencia requieren linealización. Esto puede llevarse a cabo mediante circuitos apropiados en los módulos de acondicionamiento de la señal, pero también mediante algoritmos de programación. Se recomienda encarecidamente linealizar las características del termistor. Es importante garantizar una protección adecuada del sensor a los efectos de la radiación. En las EMA, los blindajes contra la radiación ajustados al tamaño del sensor se utilizan mucho, en sustitución de la garita Stevenson común, de ventilación natural. Sin embargo, para realizar mediciones precisas, los blindajes contra la radiación deberían ventilarse artificialmente, con una velocidad del aire de unos 3 m s^{-1}, pero habría que tomar precauciones para impedir la entrada de aerosoles y llovizna a fin de evitar el efecto de bulbo húmedo.

Humedad: en OMM (1989*a*) figura una descripción muy completa de los sensores de humedad para EMA.

Si bien en las EMA se utilizan generalmente sensores de resistencia y capacidad relativamente económicos para efectuar mediciones directas de humedad relativa, el rendimiento de los mismos puede disminuir en presencia de contaminantes por lo que requieren filtros de protección especiales. Las intercomparaciones revelan que es preciso realizar correcciones adicionales para mediciones por debajo de 0 °C, incluso si los sensores están provistos de circuitos de compensación de temperatura, y que pueden producirse problemas de histéresis cuando están expuestos a condiciones de saturación.

En las EMA, como medidores de punto de rocío se utilizan también sensores de cloruro de litio saturado y sensores de espejo enfriado. El principal inconveniente del sensor de cloruro de litio es su sensibilidad a los fallos de energía, ya que requiere intervenciones sobre el terreno tras un corte de energía. El medidor óptico de punto de rocío se considera la técnica más prometedora, pero habrá que continuar investigando para desarrollar un buen dispositivo de limpieza automática del espejo. Los problemas relacionados con la pequeña constante de tiempo de muchos sensores de humedad son incluso más graves que los que plantean los sensores de temperatura. Al igual que para las mediciones de temperatura, todos los tipos de sensores han de instalarse en blindajes adecuados contra las radiaciones. Debería darse preferencia a los blindajes contra las radiaciones aspirados o bien ventilados. Los blindajes pueden ser de una construcción similar a los utilizados para las mediciones de la temperatura. Pueden producirse grandes errores relacionados con problemas de aspiración y de limpieza.

Viento: la utilización de anemómetros tradicionales de cazoletas o de hélice con salida por pulsos o frecuencia está muy generalizada, y no presentan problemas técnicos particulares aparte de los relacionados con la congelación en condiciones meteorológicas rigurosas. Esa complicación puede superarse calentando el sensor en condiciones atmosféricas no muy rigurosas, pero a expensas de un considerable aumento del consumo de energía. Se recomienda que en los nuevos anemómetros de cazoletas o de hélice la constante de la distancia sea menor de 5 metros, y que en los nuevos sistemas digitales la frecuencia de muestreo sea compatible con el filtrado aplicado. En los dispositivos de cómputo esto supone que el número de pulsos en un intervalo de cómputo se considera como una muestra.

La utilización de instrumentos analógicos tradicionales provistos de un potenciómetro para medir la dirección del viento está también muy generalizada en las EMA. Cada vez se utilizan más sistemas a base de veletas con codificadores angulares digitales, en una u otra forma de código Gray. Se recomienda utilizar veletas con una longitud de onda natural no amortiguada menor de 10 metros y con un coeficiente de amortiguamiento comprendido entre 0,3 y 0,7. Para veletas con codificadores digitales se requiere una resolución mínima de 7 bits.

La CIMO recomienda asimismo que en los nuevos sistemas debería ser posible informar de variaciones típicas de la velocidad y de la dirección del viento con una resolución de 0,1 m s^{-1} y 10°, respectivamente.

Un sistema de viento con una salida digital serie y uno o más visualizadores digitales que proporcionen una presentación directa de las variables operativas (viento máximo, promedios del viento para períodos superiores a 2 y 10 minutos, dirección y ráfagas de viento) es un ejemplo típico de sensor inteligente.

Precipitación: el equipo más común para medir la lluvia en una EMA es el pluviómetro de cubeta

basculante o de balancín. Los pluviómetros se ensucian rápidamente con desperdicios como hojas, arena o excrementos de pájaros, por lo que hay que usarlos con mucha más cautela en las EMA desatendidas por largos períodos de tiempo. Para las mediciones de lluvia y nieve por debajo de 0 °C, se requiere un calentamiento adecuado en diferentes partes del pluviómetro, lo que puede dar lugar a graves problemas de energía eléctrica, en particular en el caso de las EMA que funcionan con baterías. Habría que tener cuidado, pues los pluviómetros calentados introducen errores debido a las pérdidas por evaporación. Se considera excelente una incertidumbre en la observación del 5 al 10 por ciento. Puede conseguirse un mejor porcentaje rodeando el pluviómetro con un paraviento adecuado (por ejemplo, protección de Nipher). (Para una comparación de sensores de precipitación, véase OMM, 1994).

Insolación: se dispone de varios registradores de duración de la insolación con salida de la señal eléctrica. Se hace referencia a OMM (1989*b*). La OMM ha adoptado un valor umbral para la duración efectiva de la insolación de 120 W m^{-2} de irradiancia solar directa, que permite resolver un antiguo problema. El inconveniente del sensor de insolación en una estación no atendida durante largos períodos es que la suciedad se acumula en el orificio de entrada, lo que produce cambios aparentes en el umbral.

Radiación: la mayoría de los sensores utilizados para estas mediciones en estaciones tradicionales pueden conectarse, en principio, a un sistema automático. El principal problema técnico es que esos sensores son generalmente de tipo analógico y dan como señal de salida tensiones muy pequeñas que varían continuamente. Esas tensiones son muy sensibles a las interferencias electromagnéticas en los cables conductores de la señal, por lo que deben efectuarse mediciones adecuadas. El problema de la suciedad por contaminación en el orificio de entrada es aún más serio en el caso de mediciones de la radiación (que son mediciones absolutas), que en el caso de la duración efectiva de la insolación. Se considera que los depósitos de polvo en la caperuza del piranómetro producen una pérdida de incertidumbre del 2 por ciento (excluidos los días de helada y rocío). Por lo tanto, es difícil prever la utilización eficaz de instrumentos de radiación en lugares no atendidos durante varios días. Una incertidumbre de observación alcanzable (media diaria) es del orden del 5 por ciento.

Altura de las nubes: actualmente, la medición de la altura de las nubes en una EMA se realiza, sobre todo, con la ayuda de nefobasímetros (láser). Para una evaluación de los sistemas reales se hace referencia a OMM (1988*b*). Todavía se experimentan dificultades en el procesamiento automático de las señales procedentes de los sensores para realizar mediciones precisas de la altura de la base de las nubes en la amplia gama de condiciones que se dan en la naturaleza, en particular lluvia y nieve. Los sensores tienen también el inconveniente de que muestrean la nube solo en una zona muy pequeña del cielo, directamente por encima del detector. Cuando se envía a un usuario remoto dicha información, esta puede ofrecer una imagen peligrosamente incorrecta del estado del cielo, sobre todo si los datos se van a emplear con fines aeronáuticos. Esto puede evitarse utilizando algoritmos para estimar la nubosidad durante un intervalo de procesamiento de 30 minutos. Sin embargo, en algunos países el nefobasímetro se utiliza únicamente como ayuda complementaria del que observa el cielo. Los nefobasímetros consumen importantes cantidades de energía, y en general no pueden utilizarse si no se dispone de un suministro de energía clásico. Además, su rendimiento puede disminuir o distorsionarse por acumulación de nieve, polvo u otros contaminantes en las ventanas que constituyen los orificios de entrada y salida del haz de rayos ópticos o infrarrojos.

Visibilidad: se puede disponer fácilmente de una amplia gama de instrumentos para efectuar mediciones de visibilidad en las EMA. Se hace referencia a OMM (1990*a*).

Puede establecerse una distinción entre transmisómetros y medidores de visibilidad. Los transmisómetros de gran precisión se utilizan sobre todo en los aeropuertos, en tanto que los medidores de visibilidad por dispersión frontal, por retrodispersión o integrados de menor precisión (y menos costosos) son más comunes en otras EMA. Ambos tipos existen en versiones que pueden alimentarse con baterías, por lo que es posible utilizarlos en lugares remotos donde no hay suministro de corriente eléctrica o corriente alterna de red. Sin embargo, consumen una cantidad considerable de energía y, a menos que cuenten con una fuente de energía auxiliar, normalmente no es posible mantenerlos en funcionamiento más de unas cuantas semanas sin cambiar las baterías.

1.2.2 Unidad central de procesamiento

El elemento más importante de una EMA es su unidad central de procesamiento. Su configuración

depende de la complejidad y la magnitud de las funciones que ha de realizar, y de si existe una solución única con respecto al equipo. En general, las principales funciones de la unidad central de procesamiento son: adquisición, procesamiento, almacenamiento y transmisión de datos.

En la mayoría de las EMA existentes todas estas funciones se realizan mediante un sistema basado en un microprocesador, instalado en un recinto hermético lo más cerca posible de los sensores o en algún local interno. Si el equipo se encuentra cerca de los sensores, el procesamiento *in situ* reduce la cantidad de datos que han de transmitirse y permite presentar esos datos en una forma apropiada para transmitirlos directamente por los canales de comunicación. Pero, en esos casos, la unidad central de procesamiento es vulnerable a fallos en el suministro de energía y hay que protegerla del medio exterior en que ha de funcionar. Si la unidad puede instalarse en un local interno, normalmente puede conectarse a una fuente de energía segura y funcionar en un ambiente normal de oficina. Sin embargo, esa configuración da lugar a un mayor número de cables largos y a la necesidad de incluir acondicionadores de señal apropiados.

Según las circunstancias y los requisitos locales, las distintas funciones de la unidad central de procesamiento también pueden ser realizadas por unidades diferentes. En esos casos, cada unidad dispone de su propio microprocesador y programa pertinente, puede instalarse en distintos lugares de la estación, y comunicar entre sí mediante enlaces y procedimientos adecuados de transferencia de datos entre procesadores. Funcionan en una relación de dependencia, en la que la unidad principal es la de procesamiento de datos. Como ejemplo cabe citar la instalación de una o más unidades de adquisición de datos cerca de los sensores, conectados con el equipo de procesamiento o transmisión de los datos de la unidad central de procesamiento, mediante una o varias líneas telefónicas que utilizan la transmisión digital de datos. Esas unidades pueden consistir en un sensor (por ejemplo, un sensor inteligente, como un nefobasímetro láser), varios sensores similares (por ejemplo, termómetros) o varios sensores diferentes.

La rápida evolución tecnológica de los sistemas de adquisición y control del procesamiento de datos industriales modernos ofrece nuevas posibilidades para las aplicaciones meteorológicas. El elevado grado de modularidad y flexibilidad de entrada/salida, la velocidad de funcionamiento mucho mayor de los microprocesadores y, en particular, la disponibilidad de programas especiales de adquisición y control del procesamiento de datos y telecomunicaciones, permiten desarrollar EMA que pueden responder a las diversas necesidades y requisitos de observación de diferentes usuarios. Como consecuencia, toda descripción de una EMA puede quedar pronto anticuada y ha de considerarse con la debida reserva. Teniendo esto presente, en los siguientes párrafos se da una idea general del estado de la tecnología.

1.2.2.1 Adquisición de datos

En general, el equipo para la adquisición de datos consta de:

a) una unidad de acondicionamiento de la señal para impedir que fuentes de interferencia externas no deseadas influyan en las señales no tratadas del sensor, para proteger los dispositivos electrónicos de la unidad central de procesamiento, y para adaptar las señales a fin de que sean apropiadas para el nuevo procesamiento de datos;
b) dispositivos electrónicos de adquisición de datos con canales y puertos de entrada analógicos y digitales, y equipo de exploración y conversión de datos para introducir las señales en la memoria de la unidad central de procesamiento.

Acondicionamiento de la señal

El acondicionamiento de la señal es una función esencial en el proceso de adquisición de datos, y comienza con la adecuada elección de los cables y conectores que vinculan los sensores con los dispositivos electrónicos de adquisición de datos. Además se realiza mediante diferentes módulos de soporte físico. Varias funciones de acondicionamiento procedentes del control industrial están ahora integradas en un módulo desmontable. El lugar más adecuado y, por lo tanto, más común para la instalación de estos módulos es en los paneles de terminación de los cables de los sensores en el mismo recinto hermético donde se encuentran los dispositivos electrónicos de adquisición de datos. Según las características del sensor y las condiciones locales, se dispone de varias técnicas de acondicionamiento de la señal.

Cables del sensor: las señales eléctricas procedentes de los sensores conectados a un sistema de adquisición de datos podrían contener ruido no deseado. La posibilidad de que este ruido sea problemático depende de la relación señal-ruido y de la aplicación

concreta. Las señales digitales son relativamente inmunes a los ruidos debido a su carácter discreto (y elevado nivel). En cambio, en las señales analógicas influyen directamente las perturbaciones de nivel relativamente bajo. Entre los principales mecanismos de transferencia de ruido figura el acoplamiento capacitivo e inductivo. Un método para reducir errores debido al acoplamiento capacitivo consiste en emplear cables blindados, para lo que se coloca un material conductor (a potencial de tierra) entre los cables de la señal y la fuente de interferencia. La utilización adicional de hilos de pares trenzados es eficaz para reducir el acoplamiento electromagnético.

Protección contra la sobretensión: cuando una EMA puede estar expuesta a sobretensiones accidentales, es indispensable la instalación de mecanismos de protección para evitar la posible destrucción del equipo. Las entradas de alta tensión pueden ser inducidas por campos magnéticos, electricidad estática y, especialmente, por descargas eléctricas.

Transmisión a dos hilos: a veces conviene preamplificar las señales de bajo nivel cerca del sensor para mantener la máxima relación señal-ruido. Una forma de llevar a cabo este tipo de acondicionamiento de la señal consiste en utilizar la transmisión a dos hilos. Estos transmisores no solo amplifican la señal de entrada sino que proporcionan aislamiento y permiten la conversión a un nivel de corriente más elevado (normalmente de 4 a 20 mA). La transmisión en corriente permite enviar las señales a unos 1 500 metros de distancia.

Aislamiento digital: se utilizan módulos eléctricos para recibir señales de entrada digital interrumpiendo al mismo tiempo la conexión galvánica entre la fuente de la señal y el equipo de medida. Los módulos no solo aíslan sino que también convierten las entradas en niveles estándar de voltaje que pueden leerse por el equipo de adquisición de datos.

Aislamiento analógico: se utilizan módulos de aislamiento analógico para proteger al equipo del contacto con altas tensiones, la ruptura de bucles de tierra y la supresión de grandes señales en modo común. Hoy día se utilizan mucho tres tipos de aislamientos analógicos: el acoplamiento capacitivo o "condensador volante" poco costoso, el acoplamiento óptico de buen rendimiento y moderado costo, y el acoplamiento por transformador de elevado aislamiento y gran exactitud pero muy costoso.

Filtrado de paso bajo: para separar las señales deseadas de las no deseadas se utilizan filtros. Las señales no deseadas son: ruido, captación de frecuencia de línea de corriente alterna, interferencias de estaciones de radio o televisión, y señales de frecuencia por encima de la mitad de la frecuencia de muestreo. En general, se utiliza un filtro de paso bajo para controlar esas fuentes de error no deseadas, excluyendo la parte del espectro de frecuencias donde no existen señales deseadas.

Amplificadores: las señales de sensores analógicos pueden variar en amplitud en un amplio intervalo. Sin embargo, el convertidor analógico-digital (A/D) requiere una señal de alto nivel para optimizar su rendimiento. En muchos casos se emplea un módulo amplificador para dar a las posibles señales de bajo nivel la amplitud deseada. También se utilizan módulos amplificadores para normalizar la salida de tensión de todos los sensores a una tensión común; por ejemplo, 0,5 V corriente continua.

Resistencias: se utilizan módulos especiales para convertir resistencias, tales como termómetros de platino, en una señal de salida de tensión lineal, y proporcionar las corrientes de excitación necesarias para esta conversión. Debería señalarse que la conversión a una señal lineal puede introducir imprecisiones, y estas pueden resultar críticas en algunas aplicaciones.

La función de adquisición de datos

La función de adquisición de datos consiste en explorar la salida de los sensores o de los módulos de acondicionamiento de los sensores a una velocidad predeterminada, y convertir las señales en un formato legible por ordenador.

Para adaptar los diferentes tipos de sensores meteorológicos, el equipo que realiza esta función está dotado de diversos tipos de canales de entrada/salida, que abarcan las posibles características de salida eléctrica de los sensores o de los módulos acondicionadores de señal. El número total de canales de cada tipo depende de las características de salida de los sensores y está determinado por el tipo de aplicación.

Entradas analógicas: el número de canales analógicos está normalmente comprendido entre 4 y 32. En general, una configuración básica puede ampliarse con módulos adicionales que incorporen más canales de entrada. Los canales de entrada analógicos son particularmente importantes, pues la mayoría de los sensores meteorológicos utilizados normalmente para medir temperatura, presión y humedad, proporcionan una señal de tensión en

forma directa, o lo hacen indirectamente a través de módulos de acondicionamiento del sensor.

Las tareas de adquisición de datos son la exploración de los canales y su conversión de analógico a digital. Un analizador de barrido es sencillamente un conmutador que permite que un convertidor A/D dé servicio a muchos canales de entrada analógicos. Mediante programas informáticos se pueden controlar esos conmutadores para seleccionar cualquier canal para el procesamiento en un momento dado. El convertidor A/D transforma la información analógica original en datos legibles por ordenador (código digital, binario). La resolución A/D se especifica en bits. Una resolución A/D de 12 bits corresponde aproximadamente a un 0,025 por ciento de toda la gama o escala A/D; una de 14 bits, a un 0,006 por ciento; y una de 16 bits a un 0,0015 por ciento.

Entrada/salida digital paralelo: el número total de canales individuales está generalmente agrupado en bloques de 8 o 16 bits, con posibilidades de expansión. Se utilizan con bits individuales como detectores de estado, o como entrada de sensores con salida digital paralelo (por ejemplo, veletas con salidas codificadas en código Gray).

Pulsos y frecuencias: el número de canales está limitado en general a 2 o 4. Los sensores típicos son sensores de velocidad del viento y pluviómetros (balancines). Se utilizan contadores de baja y alta velocidad que acumulan los pulsos en memorias de la unidad central de procesamiento. El sistema que registra pulsos o el estado cerrado-abierto de un transductor se conoce con el nombre de registrador de acontecimientos.

Puertos digitales serie: se trata de canales individuales de entrada/salida serie asíncronos para comunicación de datos con sensores inteligentes. Los puertos proporcionan comunicaciones convencionales entre dispositivos a distancias cortas (RS232, varios metros) y largas (RS422/485, varios kilómetros). En la misma línea y en el mismo puerto de entrada puede haber distintos sensores o sistemas de medición, y cada uno de ellos es direccionado secuencialmente mediante palabras codificadas.

1.2.2.2 Procesamiento de datos

El equipo de procesamiento de datos constituye el núcleo principal de la unidad central de procesamiento, y sus principales funciones son actuar como el control maestro de la entrada y salida de los datos hacia, o desde, una unidad central de procesamiento así como el procesamiento adecuado de todos los datos de entrada mediante el programa informático pertinente.

El equipo funciona mediante un microprocesador. Los microprocesadores no cambian los principios de las mediciones meteorológicas ni de las prácticas de observación, pero permiten a quien concibe el instrumento realizar funciones técnicas en una nueva forma para efectuar las mediciones más fácil y rápidamente, y con mayor seguridad, y dotar al instrumento de más capacidades, sobre todo para el tratamiento de datos. La adopción de microprocesadores reduce notablemente el costo del equipo para algunas aplicaciones. Procede señalar, no obstante, que las expectativas más amplias a las que puede responder este dispositivo conducirán muchas veces a un rápido aumento del costo, y considerablemente subestimado, del desarrollo de los programas.

Los sistemas automatizados de observación meteorológica existentes están provistos generalmente de microprocesadores de 8 bits y memoria limitada (32 a 64 kbytes). Los sistemas nuevos que utilizan microprocesadores de 16 o 32 bits, dotados de una considerable cantidad de memoria de semiconductores (hasta 1 Mbyte) se están convirtiendo en la norma. Estos sistemas automatizados de observación meteorológica ofrecen más posibilidades de entrada/salida con velocidades de procesamiento mucho más altas y son capaces de llevar a cabo cálculos complejos. Junto con los nuevos equipos también se aplican programas informáticos sofisticados que hace unos años solo existían para sistemas de miniordenadores. La unidad puede estar provista de diferentes tipos de memoria, como memorias de acceso aleatorio (RAM) para almacenamiento de datos y programas, memorias programables solo de lectura (PROM) no volátiles para almacenamiento de programas (los programas se introducen mediante un programador PROM), y PROM borrables eléctricamente (EEPROM) no volátiles, utilizadas sobre todo para el almacenamiento de constantes que pueden modificarse directamente por medio del programa. En la mayoría de las estaciones, la memoria RAM está equipada con una batería de seguridad que evita la pérdida de datos durante los cortes de energía eléctrica. Para las estaciones que no funcionan en tiempo real y no disponen de medios de transmisión de datos, estos pueden almacenarse en memorias externas. Los dispositivos mecánicos con cintas utilizados con tal fin durante muchos años se están sustituyendo por tarjetas de memoria (RAM con batería

de seguridad, EEPROM, etc.), de una fiabilidad mucho mayor.

1.2.2.3 Transmisión de datos

La parte de transmisión de datos de la unidad central de procesamiento constituye el vínculo con el "mundo exterior", que puede ser el observador local o el personal de mantenimiento, el sistema central de procesamiento en red del Servicio Meteorológico e Hidrológico Nacional, o incluso directamente usuarios de información meteorológica. El equipo está conectado a la unidad central de procesamiento por medio de puertos de entrada/salida serie o paralelo, de los que se dispone normalmente. Los medios más apropiados para la transmisión de datos dependen sobre todo del emplazamiento de que se trate y del equipo de transmisión de que se disponga. Ninguna solución única puede considerarse universalmente superior, y a veces la cadena de transmisión requiere el uso de varios medios (véase la sección 1.3.2.10).

1.2.3 Equipo periférico

Suministro de energía: el diseño y la capacidad de una EMA dependen fundamentalmente del método utilizado para la alimentación eléctrica. Las características más importantes del suministro de energía a una EMA son la elevada estabilidad y el funcionamiento sin interferencia. Por razones de seguridad, y debido al uso generalizado y a la facilidad de disponer de acumuladores de 12 V en los automóviles, conviene considerar la posibilidad de emplear alimentación eléctrica de 12 V en corriente continua. Cuando se dispone de red de energía eléctrica, los acumuladores pueden ser cargados en régimen lento y continuo con la energía de la propia red. Este sistema tiene la ventaja de proveer automáticamente la energía de emergencia en caso de avería en la red general. Las EMA instaladas en lugares remotos donde no se dispone de red de energía eléctrica deben alimentarse con baterías que pueden o no ser recargadas por medio de una fuente de energía auxiliar, por ejemplo un grupo electrógeno diésel, un generador eólico o hidráulico, o paneles solares. Sin embargo, esos sistemas de baja capacidad de almacenamiento de energía no pueden, en general, dar servicio a los sensores más complicados necesarios para medir la altura de las nubes y la visibilidad, pues consumen grandes cantidades de energía. Además, las EMA provistas de equipo auxiliar como calentadores (anemómetros, pluviómetros) y aspiradores también pueden consumir mucha energía, por lo que la instalación de una EMA queda limitada a lugares donde se dispone de energía de red. Si, debido a la necesidad de un sistema versátil y completo, solo la red puede suministrar suficiente energía para el pleno funcionamiento, deberían tomarse medidas para apoyar, al menos con un suministro de reserva, el reloj del sistema, el procesador y cualquier memoria volátil que pueda contener datos recientes necesarios para poner de nuevo en marcha automáticamente la estación.

Reloj en tiempo real: una parte esencial del procesamiento de datos es el reloj en tiempo real durante las 24 horas del día, alimentado por una batería, que garantiza el mantenimiento de la hora durante los cortes de energía. Asegurar la precisión de los relojes de las EMA requiere una atención especial para garantizar las lecturas, los intervalos de muestreo y los registros de horas correctos. En algunas EMA se utilizan dispositivos para sincronizar el reloj con señales horarias de referencia difundidas por radio o por el Sistema de posicionamiento global (GPS).

Equipo de prueba incorporado: las partes fundamentales de una EMA comprenden a menudo componentes cuyo mal funcionamiento o avería degradaría considerablemente la salida principal o la privaría de toda utilidad. La inclusión de circuitos para verificar automáticamente la condición de estos componentes representa un medio eficaz de controlar continuamente su rendimiento durante el funcionamiento. Se pueden citar a título de ejemplo: detector de fallos en el suministro de energía, el cual reactiva el procesador y mantiene el funcionamiento de la estación después de un fallo de energía; un temporizador de control ("*watchdog*") para verificar el debido funcionamiento de los microprocesadores; y circuitos de prueba para controlar el funcionamiento de los subsistemas de la estación, como voltaje de la batería y funcionamiento del cargador, aspiradores (pantallas de temperatura y humedad); convertidores A/D; calefactores, etc. La información sobre el estado puede mostrarse automáticamente *in situ* o pasarse a la unidad central de procesamiento con fines de control de la calidad y el mantenimiento.

Visualizador local y terminales: para cumplir los requisitos operativos a menudo hay que introducir observaciones o editarlas manualmente, por ejemplo en las estaciones meteorológicas semiautomáticas. Para ello, según los requisitos y la concepción de la estación, se utilizan diferentes tipos de terminales locales, entre ellos un sencillo visualizador numérico LED con teclado, que forma parte de la unidad central de procesamiento; una pantalla con teclado, o incluso un pequeño ordenador personal

instalado a cierta distancia y a cubierto. Con fines de mantenimiento se emplean a veces terminales manuales especiales que pueden conectarse directamente en la estación. Para aplicaciones particulares como las EMA en aeropuertos o las estaciones simples de ayuda al observador, se conectan monitores digitales para visualizar los datos en uno o más lugares del emplazamiento. Previa petición, puede agregarse a la estación una impresora o registradores gráficos.

1.3 PROGRAMAS INFORMÁTICOS DE LAS EMA

Un principio rector al concebir o especificar una estación meteorológica automática es que el costo de desarrollo y prueba de los programas sea uno de los principales elementos financieros del conjunto. A menos que se tenga sumo cuidado en la concepción preliminar y se ejerza gran disciplina durante la codificación, los programas complejos resultan pronto inflexibles y su mantenimiento, muy difícil. Ligeros cambios en los requisitos, como los que puede imponer frecuentemente la necesidad de un nuevo sensor, o modificaciones en los códigos, o la introducción de cambios en los criterios de control de la calidad, pueden dar lugar muchas veces a revisiones importantes, y sumamente costosas, de los programas.

En general, puede establecerse una distinción entre programas de aplicaciones que consisten en algoritmos para procesar debidamente los datos con arreglo a las especificaciones de los usuarios, y programas de sistemas intrínsecamente relacionados con la configuración del microprocesador y que comprende todos los programas para desarrollar y ejecutar programas de aplicaciones.

En el punto 1.1.3 anterior se asesora sobre el desarrollo de algoritmos para las EMA. En OMM (1987) se aborda la concepción de algoritmos para EMA sinópticas, y en OMM (1991) para el procesamiento de datos sobre el viento en superficie. En OMM (2003*b*) puede encontrarse información sobre los algoritmos utilizados por los Miembros. Para información más detallada sobre muestreo, reducción de datos y gestión de la calidad, deberían consultarse los capítulos pertinentes de la parte III.

1.3.1 Programas informáticos de los sistemas

Los programas de muchas de las EMA existentes son desarrollados por el fabricante, de conformidad con las necesidades del usuario, y se almacenan en la memoria de la unidad central de procesamiento (denominada *firmware* o programación fija) en un formato no legible por el usuario, con lo que la unidad central de procesamiento se convierte en una especie de caja negra. El usuario solo puede ejecutar instrucciones determinadas con anterioridad y, por lo tanto, depende totalmente del fabricante en caso de mal funcionamiento o de modificaciones.

Afortunadamente, con la creciente demanda de sistemas de adquisición de datos para el control de procesos industriales se han abierto nuevas posibilidades. Los usuarios pueden desarrollar ahora sus propios programas para aplicaciones (o encargárselos a una compañía de programación, o incluso al fabricante de la estación), utilizando lenguajes de programación como Basic, Pascal o, en particular, C, y empleando conjuntos de utilidades fácilmente disponibles para adquisición, estadísticas, almacenamiento y transmisión de datos. Como consecuencia, el usuario adquiere mayor conocimiento y tiene más control sobre los diferentes procesos, por lo que depende menos del fabricante de la estación.

En sistemas recientes, cada vez se recurre más a sistemas operativos multitarea/multiusuario probados en tiempo real, de los que en el pasado solo se disponía para miniordenadores. Se habla de *tiempo real* porque todas las operaciones son activadas mediante interrupciones de los equipos y programas informáticos; *multitarea* porque pueden ejecutarse diversas clases de tareas casi simultáneamente de acuerdo con una prioridad determinada de antemano, y *multiusuario* porque diferentes usuarios pueden acceder al sistema casi simultáneamente. Los programadores pueden centrar toda su atención en el desarrollo de programas de aplicaciones en el lenguaje que elijan, dejando el dificilísimo y complejo control y la ejecución de las tareas al sistema operativo.

1.3.2 Programas informáticos para aplicaciones

Las funciones de procesamiento que han de realizarse mediante la unidad central de procesamiento, las interfaces del sensor, o una combinación de ambos, dependen hasta cierto punto del tipo de EMA y de su finalidad. Sin embargo, normalmente hay que efectuar algunas de las operaciones siguientes, si no todas: inicialización, muestreo de la salida del sensor, conversión de la salida del sensor en datos meteorológicos,

linealización, promediado, entrada manual de observaciones, control de la calidad, reducción de datos, formateado y verificación de mensajes, y almacenamiento, transmisión y visualización de datos. El orden en que pueden disponerse estas funciones es solo aproximadamente secuencial. El control de la calidad puede efectuarse a distintos niveles: inmediatamente después del muestreo, con posterioridad a obtener variables meteorológicas, o tras la introducción manual de datos y el formateado del mensaje. Si no se verifica el control de la calidad de los datos y el contenido de los mensajes, es probable que los datos de la EMA contengan errores no detectados. Si bien la linealización puede ser inherente al módulo de acondicionamiento de la señal o al sensor, debería efectuarse siempre antes del cálculo de un valor medio.

La ejecución de programas para aplicaciones se rige por un programador de tiempo que controla cuándo deben ejecutarse tareas específicas. La descripción que se hace en los párrafos siguientes sobre los programas para aplicaciones de las EMA se limita a algunos aspectos prácticos relacionados con las estaciones meteorológicas automáticas.

1.3.2.1 Inicialización

La inicialización es el proceso en el que se preparan todas las memorias, se determinan todos los parámetros operativos y se ponen en funcionamiento los programas para aplicaciones. Para poder iniciar el funcionamiento normal, lo primero que necesita el programa es conocer cierto número de parámetros relativos, entre otras cosas, a la estación (distintivo de la estación, altitud, latitud y longitud); fecha y hora; ubicación física del sensor en la sección de adquisición de datos; tipo y características de los módulos de acondicionamiento del sensor; constantes de conversión y de linealización para convertir la salida del sensor en valores meteorológicos; límites absolutos y de la velocidad de cambio con fines de control de la calidad; y publicación del fichero tras la puesta en memoria intermedia de datos. Según la estación, la totalidad o una parte de estos parámetros pueden introducirse localmente o ser modificados por el usuario por medio de menús interactivos en un terminal. En la última generación de EMA, la inicialización puede realizarse a distancia, por ejemplo, por el sistema central de procesamiento de la red o por un ordenador personal remoto. Además de la inicialización completa, debería programarse una inicialización parcial. De esa manera se restablece automáticamente el funcionamiento normal, sin pérdida alguna de datos almacenados, tras una interrupción temporal causada por ajustes del reloj en tiempo real, el mantenimiento, la calibración o un corte de energía.

1.3.2.2 Muestreo y filtrado

El muestreo puede definirse como el proceso de obtención de una secuencia debidamente espaciada de mediciones de una variable. Para procesar digitalmente señales de sensores meteorológicos surge la cuestión sobre la frecuencia con que deberían muestrearse las salidas del sensor. Es importante asegurarse de que las secuencias de las muestras representan debidamente los cambios importantes en la variable atmosférica a medir. Una regla empírica generalmente aceptada es muestrear al menos una vez durante la constante de tiempo del sensor. Sin embargo, como algunas variables meteorológicas tienen componentes de alta frecuencia, primero debería procederse a un filtrado o suavizado adecuados seleccionando sensores con constante de tiempo apropiadas o mediante técnicas de filtrado y suavizado en los módulos de acondicionamiento de la señal (véase el capítulo 2 de la parte III).

Habida cuenta de la necesidad de que los sensores sean intercambiables y de la homogeneidad de los datos observados, se recomienda:[12]

a) que las muestras destinadas a calcular promedios se obtengan a intervalos de tiempo regulares que:
   i) no excedan la constante de tiempo del sensor, o
   ii) no excedan la constante de tiempo de un filtro de paso bajo analógico situado a la salida linealizada de un sensor de respuesta rápida, o
   iii) sean suficientemente numerosas para asegurar que la incertidumbre del promedio de las muestras se reduce a un nivel aceptable, por ejemplo, menor que la exactitud requerida del promedio;
b) que las muestras que se utilicen para estimar los extremos de las fluctuaciones se tomen como mínimo cuatro veces, con la frecuencia que se especifica en los subapartados i) o ii) del apartado a) anterior.

12 Recomendación 3 (CIMO-X), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su décima reunión (1989).

1.3.2.3 Conversión de datos sin procesar

La conversión de datos sin procesar de un sensor consiste en la transformación de los valores eléctricos de salida de los sensores o de los módulos de acondicionamiento de señales en unidades meteorológicas. El proceso comprende la aplicación de algoritmos de conversión utilizando constantes y relaciones obtenidas durante los procedimientos de calibración.

Una consideración importante es que algunos sensores no son lineales por su propia naturaleza, es decir, que sus salidas no son directamente proporcionales a las variables atmosféricas medidas (por ejemplo, un termómetro de resistencia), que en algunas mediciones influyen variables externas en una relación no lineal (por ejemplo, en algunos sensores de presión y humedad influye la temperatura) y que, aunque el propio sensor puede ser lineal o incorporar circuitos de linealización, las variables medidas no están linealmente relacionadas con la variable atmosférica que interesa (por ejemplo, la salida de un nefobasímetro de haz rotatorio con fotodetector y codificador de ángulo del eje que proporcionan la intensidad de luz retrodifundida en función del ángulo no es lineal en relación con la altura de las nubes). Como consecuencia, es necesario incluir correcciones para la no linealidad en los algoritmos de conversión, siempre y cuando no se haya hecho ya por los módulos de acondicionamiento de la señal. La linealización reviste particular importancia cuando hay que calcular valores medios durante un período de tiempo. En efecto, cuando la señal del sensor no es constante a lo largo del período de promediado, la secuencia de las operaciones "promediar y luego linealizar" puede producir resultados diferentes de la secuencia de "linealizar y luego promediar". El procedimiento correcto consiste en promediar únicamente variables lineales.

1.3.2.4 Valores meteorológicos instantáneos

La variabilidad natural en pequeña escala de la atmósfera, la introducción de ruido en el proceso de medición por dispositivos electrónicos y, en particular, la utilización de sensores con constantes de tiempo pequeñas, hacen del promediado un proceso sumamente deseable para reducir la incertidumbre de los datos comunicados.

Con el fin de normalizar los algoritmos de promediado se recomienda:[13]

a) que la presión atmosférica, la temperatura del aire, la humedad del aire, la temperatura superficial del mar y la visibilidad, entre otras, sean comunicadas como medias de 1 a 10 minutos, obtenidas después de la linealización de la salida del sensor;
b) que el viento, exceptuando las ráfagas de viento, sea comunicado como media de 2 o de 10 minutos, obtenida después de la linealización de la salida del sensor.

Estos valores medios han de considerarse como valores "instantáneos" de variables meteorológicas para utilizarlos en la mayoría de las aplicaciones operativas, y no deberían confundirse con las muestras instantáneas sin procesar de los sensores ni con los valores medios de períodos de tiempo más largos requeridos para algunas aplicaciones. Como valores instantáneos adecuados se sugieren para la mayoría de las variables promedios de un minuto, siempre que sean aplicables. Se exceptúan las mediciones del viento (véase el apartado b) anterior) y de las olas (promedios de 10 o 20 minutos). Teniendo en cuenta la discrepancia de las observaciones entre los datos de ráfagas máximas obtenidos mediante sistemas de medición del viento con diferentes tiempos de respuesta, se recomienda que las características de filtrado de un sistema de medición del viento sean tales que los valores de ráfagas máximas comunicados representen un promedio correspondiente a un intervalo de tres segundos. Debería comunicarse el promedio más alto obtenido en un intervalo de tres segundos. En la práctica, esto supone el muestreo de la salida del sensor, y el cálculo de la media móvil de tres segundos, al menos una a cuatro veces por segundo.

En el capítulo 2 de la parte III se indican algunas magnitudes específicas que necesitan la conversión de datos así como el promediado antes de la conversión.

1.3.2.5 Introducción manual de observaciones

Para algunas aplicaciones hay que desarrollar rutinas de terminal interactivas que permitan al observador introducir y editar observaciones visuales o subjetivas para las que no se dispone en la estación

13 Recomendación 6 (CIMO-IX), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su novena reunión (1985).

de sensores automáticos. Estas comprenden normalmente el tiempo presente y pasado, el estado del suelo, y otros fenómenos especiales.

1.3.2.6 Reducción de datos

Además de los datos meteorológicos instantáneos, obtenidos directamente de los datos muestreados después de la conversión apropiada, hay que determinar otras variables meteorológicas operativas y calcular magnitudes estadísticas. La mayoría de ellas se basan en valores instantáneos almacenados, en tanto que otros datos se obtienen a una frecuencia de muestreo más alta, por ejemplo en el caso de cálculos de ráfagas de viento. Entre los ejemplos de reducción de datos cabe citar el cálculo de valores de temperatura del punto de rocío obtenidos con mediciones originales de la humedad relativa y la temperatura del aire, y la reducción de la presión al nivel medio del mar. Los datos estadísticos comprenden datos extremos en uno o más períodos (por ejemplo, temperatura), cantidades totales (por ejemplo, lluvia) en períodos de tiempo concretos (de minutos a días), medias de diferentes períodos de tiempo (datos climatológicos), y valores integrados (radiación). Estas variables o magnitudes pueden calcularse también en una EMA o en un sistema central de procesamiento de la red, donde se dispone normalmente de más potencia de cálculo.

La CIMO participa en un amplio programa de estudio y normalización de algoritmos para todas las variables. Los resultados se publican en los Informes sobre instrumentos y métodos de observación de la OMM (OMM, 2003*b*).

Existen recomendaciones formales para el cálculo de la tendencia de la presión[14] y de las cantidades de humedad[15] (anexo 4.B del capítulo 4 de la parte I).

En 1952 (OMM, 1954) la OMM estudió los métodos de reducción de la presión utilizados por los Miembros y alcanzó la conclusión de que se practica la "fórmula internacional" (utilizando la fórmula de Laplace o las tablas de Angot) o algunos métodos "simplificados" (por ejemplo, para las estaciones "de bajo nivel"[16], véase el capítulo 3 de la parte I). Como resultado de esta encuesta, se llevó a cabo un estudio de la normalización de los métodos de reducción y se recomendó una ecuación general de reducción de la presión como norma[17] (OMM, 1964). Sin embargo, este método recomendado, la "fórmula internacional" y los métodos basados en fórmulas simplificadas siguen siendo una práctica común (OMM, 1968).

1.3.2.7 Codificación de mensajes

En los requisitos funcionales se estipula frecuentemente la codificación de mensajes meteorológicos conforme figura en OMM (1995). Según el tipo de mensaje y los elementos que deban codificarse, los mensajes pueden generarse de forma automática o semiautomática. La generación de mensajes totalmente automática supone que todos los elementos que deben codificarse sean datos mensurables, en tanto que en la generación semiautomática ha de intervenir un observador para introducir observaciones visuales u objetivas como tiempo presente y pasado, estado del suelo y tipo de nubes. Los algoritmos de codificación de mensajes no deberían subestimarse, y requieren considerables esfuerzos no solo para prepararlos sino también para actualizarlos cuando se modifican los formatos a causa de reglamentaciones internacionales, regionales y nacionales. También ocupan una considerable cantidad de memoria, lo cual puede ser muy importante en estaciones de pequeño rendimiento. Procede señalar que los datos de observación se pueden transmitir a un sistema central de procesamiento de la red, donde generalmente se dispone de más potencia de cálculo para codificar los mensajes.

1.3.2.8 Control de la calidad

La finalidad del control de la calidad en una EMA es minimizar automáticamente el número de observaciones imprecisas y el número de observaciones que se pierden, mediante equipo y rutinas de programas adecuados. Las finalidades se cumplen cuando se tiene la seguridad de que cada observación se

14 Recomendación 7 (CIMO-IX), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su novena reunión (1985).

15 Recomendación 7 (CIMO-IX), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su décima reunión (1989).

16 Recomendación 13 (CIMO-I), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su primera reunión (1953) y adoptada por el Consejo Ejecutivo en su 4ª reunión.

17 Sobre la base de las recomendaciones del Comité de Trabajo II sobre "Reducción de la presión" en la primera reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (OMM, 1954, parte 2).

calcula a partir de un número razonablemente grande de muestras de datos de calidad controlada. De esta forma, se pueden aislar y excluir las muestras con grandes errores espurios, y continuar realizando el cálculo, sin influencia alguna de esa muestra.

El control de la calidad garantiza la calidad y coherencia de los datos obtenidos, que se consigue mediante un conjunto de procedimientos minuciosamente diseñados que se centran en las prácticas de buen mantenimiento, reparación, calibración, y verificaciones de la calidad de los datos. Actualmente, no hay un conjunto acordado de procedimientos o normas para las diversas plataformas de EMA, por lo que debería desarrollarse y documentarse dicho conjunto de procedimientos.

En las EMA modernas, los resultados de los procedimientos de control de la calidad de los datos para sensores que revelen las razones de una medición dudosa o errónea, y los resultados de las autoverificaciones del equipo mediante dispositivos de prueba incorporados, se almacenan en memorias intermedias de gestión interna. Los visualizadores de esos indicadores de estado constituyen un instrumento muy práctico para el mantenimiento sobre el terreno. La transmisión de las memorias intermedias de gestión interna —bien como apéndice del mensaje de observación de rutina o como mensaje de control interno temporizado o a petición, desde una red de EMA hasta un sistema central de procesamiento de la red— es un posible y valioso procedimiento para mantener el equipo meteorológico.

Los procedimientos de control de la calidad en tiempo real de datos de EMA son sumamente aconsejables, y en el capítulo 1 de la parte III se dan recomendaciones detalladas, y en OMM (1993) como procedimientos básicos de control de la calidad. A continuación figura una explicación práctica de las recomendaciones.

Verificaciones en el sensor

Verificaciones en el sensor: se trata de verificaciones en cada muestra del sensor en la fase más temprana posible del procesamiento, teniendo en cuenta las funciones de respuesta de acondicionamiento del sensor y de la señal, para un valor admisible y una velocidad de cambio admisible.

Valor admisible: con esta verificación se trata de comprobar que el valor medido se encuentra en los límites absolutos de variabilidad. Esos límites están relacionados con la naturaleza de la variable o del fenómeno meteorológico, pero dependen también del rango de medición de los sensores seleccionados y del equipo de adquisición de datos. Pueden efectuarse otras verificaciones de los límites, en función de la zona geográfica, de la estación y del momento del año. En OMM (1993), en los cuadros 6.3 a 6.9 del capítulo 6, se exponen los límites sugeridos de esas verificaciones adicionales. Las verificaciones dan una clasificación del estado de los valores como correctos, erróneos o sospechosos.

Velocidad de cambio admisible: se trata de verificar la velocidad de cambio admisible con respecto a un nivel anterior aceptable. La eficacia de la verificación depende de la coherencia temporal, o de la persistencia, de los datos, y lo mejor es aplicarla a datos de alta resolución temporal (elevada frecuencia de muestreo), pues la correlación entre muestras adyacentes aumenta con la frecuencia de muestreo. Una dificultad obvia es determinar realmente la rapidez con que puede cambiar una variable atmosférica, teniendo en cuenta las características de respuesta del sensor de que se trate. Pueden efectuarse verificaciones de coherencia temporal adicionales utilizando comparaciones de datos entre dos informes consecutivos. En OMM (1993) figuran tolerancias de verificación para diferentes períodos de tiempo en las escalas sinópticas (1, 2, 3, 6 y 12 horas) para la temperatura del aire, el punto de rocío y la tendencia de la presión.

Verificaciones entre sensores

Es posible efectuar verificaciones de coherencia interna de una variable con respecto a otras, sobre la base de principios físicos y meteorológicos establecidos. He aquí algunos ejemplos: la temperatura del punto de rocío no puede exceder de la temperatura ambiente; la precipitación sin nubes en lo alto o que acaben de pasar es muy improbable; la velocidad del viento no nula y la varianza de la dirección del viento nula indican claramente un problema del sensor de dirección del viento, mientras que una velocidad media del viento nula y una dirección del viento no nula (varianza) indican un sensor de velocidad del viento defectuoso.

Observaciones introducidas manualmente

Cuando se introduce manualmente en la EMA una magnitud observada pueden realizarse las verificaciones en el sensor y entre sensores, según lo mencionado en los párrafos anteriores. Se sugieren algunas verificaciones de coherencia especiales en OMM (1993) relativas a tiempo presente con visibilidad; tiempo presente con nubosidad; información

sobre nubosidad, tiempo y nubes; tiempo presente con temperatura del aire; tiempo presente con temperatura del punto de rocío; altura de las nubes con tipos de nubes; y estado del mar con velocidad del viento.

Verificaciones del equipo

Durante el funcionamiento, el rendimiento de una EMA se deteriora debido al envejecimiento de los componentes del equipo, por la exposición a situaciones no sometidas a prueba, a causa de un mantenimiento insuficiente, por un fallo del producto, etc. Por lo tanto, es importante aplicar y ejecutar periódicamente en forma automática procedimientos de autoverificación internos utilizando equipo de prueba incorporado al equipo de la EMA, y poner los resultados de esas pruebas a disposición del personal adecuado o almacenarlos en memorias intermedias de gestión interna. Se pueden examinar esas memorias, y utilizarse la información de estado para clasificar las mediciones como correctas, erróneas o sospechosas.

Verificación de mensajes

En las EMA provistas de programas para la codificación de mensajes y su transmisión por el Sistema Mundial de Telecomunicación es sumamente importante ejecutar todas las verificaciones citadas con sumo cuidado. Además, debería controlarse si se cumple la reglamentación sobre carácter, número, formato, etc. En el caso de valores clasificados como sospechosos hay que considerar la adopción de medidas apropiadas.

1.3.2.9 Almacenamiento de datos

Los datos procesados y observados manualmente, incluyendo la información sobre la situación del control de la calidad (datos de gestión interna), deben pasarse a la memoria intermedia o almacenarse durante algún tiempo en la EMA. Esto comprende la actualización de la base de datos pertinente en tiempo real. El dimensionamiento de la base de datos y la memoria requerida se determinan en función del posible número máximo de sensores, datos intermedios, magnitudes obtenidas y de la autonomía requerida de la estación. En general, se adopta una estructura de memoria circular que posibilita sobrescribir nuevos datos de entrada sobre datos antiguos tras un período determinado previamente. La estructura de la base de datos debería permitir el acceso fácil y selectivo por medio de algoritmos de transferencia y transmisión de datos.

Según los requisitos de observación y el tipo de estación, los datos pueden transferirse a intervalos regulares desde la memoria principal de la EMA hasta otras clases de dispositivos de almacenamiento removibles.

1.3.2.10 Transmisión de datos

Con arreglo a los requisitos operativos y a los medios de transmisión de datos, la transmisión entre una EMA y los usuarios locales o el sistema central de procesamiento de la red se puede realizar de diferentes modos, como sigue:

a) como respuesta a instrucciones externas, que es el modo fundamental más frecuente, pues permite un mayor control de la estación, por ejemplo en lo que respecta a inicialización, establecimiento y restablecimiento del reloj en tiempo real, prevención de fallos de los sensores, transferencia selectiva de base de datos, etc.; al recibirse los datos, tras el control de transmisión de una instrucción externa, una tarea planificada activa la tarea o subrutina apropiada solicitada por la instrucción;
b) a intervalos periódicos controlados por el programador horario de la EMA;
c) en condiciones de alarma de la EMA cuando se traspasan ciertos umbrales meteorológicos.

En general, para la transferencia y el control adecuados de datos, y para los protocolos de transmisión, se pueden utilizar conjuntos de programas de transmisión de datos fácilmente disponibles. Como los medios de transmisión de datos están sometidos a diversas fuentes de interferencia, hay que prestar mucha atención a la codificación adecuada de errores, por ejemplo bits de paridad y códigos de redundancia cíclica. A continuación figura un breve examen de algunas opciones de telecomunicaciones para el establecimiento de una red de EMA.

Comunicaciones unidireccionales

Una simple red de EMA podría utilizar comunicaciones unidireccionales en las que las estaciones remotas funcionan sobre la base de un ciclo programado para explorar los canales de los sensores, o de otro modo, cuando se activan las condiciones de alarma, para comunicar con el ordenador central de control y adquisición de datos mediante marcación telefónica, y tras haber establecido la comunicación, transmitir sus mensajes de datos. Cada EMA podría tener una interfaz serial para conectar con un módem analógico, y los datos se transmitirían, por ejemplo, a una velocidad de 9 600 bits

por segundo (bps) mediante tonos de audiofrecuencia. La ventaja de este sistema de comunicaciones punto a punto es que utiliza tecnología simple bien establecida y líneas de calidad telefónica ordinarias. El costo, que debería ser reducido, depende de una fórmula tarifaria que incluye la distancia y el tiempo de conexión. Los inconvenientes son que la seguridad de los datos solo es limitada; que los volúmenes de datos deben ser relativamente bajos; que no pueden utilizarse estructuras de red potentes; y que las compañías de telecomunicaciones pueden restringir el acceso futuro a los circuitos de datos analógicos a medida que la tecnología avanza inexorablemente hacia las redes digitales de banda ancha.

Comunicaciones bidireccionales

Una red más potente tiene comunicaciones bidireccionales que permiten al ordenador central verificar el estado de las estaciones de la red, no solo a las horas sinópticas, o cada hora, sino sobre la base de un acceso aleatorio cuando un predictor o hidrólogo desee obtener información actualizada sobre las condiciones meteorológicas en un lugar o lugares particulares. Las estaciones remotas iniciarían el procedimiento para enviar sus propios mensajes de alarma en tiempo real. La comunicación bidireccional también permite a la estación remota enviar instrucciones para modificar su modo de funcionamiento, o para descargar nuevos programas informáticos operativos en su procesador.

Creación de la red de EMA

La red podría utilizar comunicaciones por línea terrestre o radiocomunicaciones (especialmente para los lugares muy distantes) o ambas conjuntamente. La ventaja de utilizar un proveedor de servicios de telecomunicaciones es que este es responsable de cualquier mantenimiento del servicio de red y probablemente de las interfaces de comunicaciones, y debe responder con prontitud a la notificación de fallos por el gestor del sistema de la EMA. Cabe señalar la necesidad de poder determinar en qué extremo de la interfaz de comunicaciones (EMA o circuitos de telecomunicaciones) se ha producido el fallo, lo cual puede resultar problemático. Las redes de EMA han utilizado a menudo circuitos de marcación en la red telefónica pública conmutada (RTPC), con costos relacionados con la distancia y el tiempo de conexión, según las tarifas del proveedor local de comunicaciones. La otra opción es tener una "red privada" basada en líneas arrendadas especializadas de una calidad definida. No se registran retrasos en la conmutación para establecer los circuitos, pueden utilizarse velocidades de transmisión más altas, y se puede asegurar que el circuito será mantenido. Los costos de arrendamiento dependen de las distancias de la línea, pero no del volumen de datos. Los costos son más elevados que para las conexiones mediante marcación en los casos en que el volumen de datos es relativamente bajo.

Red digital de servicios integrados

Muchos organismos de telecomunicaciones ofrecen una red digital de servicios integrados que proporciona la transmisión de voz, datos y vídeo con modulación de pulsos codificados mediante cables y conmutaciones modernizados de RTPC. Un canal básico ofrece una transmisión de datos de 64 kbps, que puede comprender protocolos de conmutación por paquetes X.25 o de retransmisión de tramas. Los circuitos digitales proporcionan un nivel de seguridad muy alto para los datos.

Comunicaciones de red de área extensa

Dado el crecimiento mundial del tráfico de datos y la utilización de modernos protocolos de comunicación, así como el aumento de la capacidad informática y de almacenamiento de datos en terminales remotos, actualmente es corriente considerar la EMA remota y el ordenador central de control y adquisición de datos como nodos de una red de área extensa (WAN). El mensaje de datos o control se divide en "paquetes" según las normas (protocolos) como X.25 o protocolos de retransmisión de tramas (*frame relay*) más rápidos. Cada paquete de datos es encaminado a través de la red de datos con conmutación del proveedor de telecomunicaciones y puede llegar a su destino por medio de diferentes vías (haciendo un uso eficaz de la red con otros paquetes no relacionados). Ya en el lugar de destino, los paquetes se reconstruyen según el protocolo tras haber sufrido retrasos variables para reformar el mensaje. La detección de errores con el reenvío automático de paquetes dañados o perdidos asegura una transmisión fiable. Cabe señalar el contraste con RTPC ordinarias basadas en tecnología de conmutación de circuitos, en las que se asigna una línea especializada para la transmisión entre dos partes. La conmutación de circuitos es ideal cuando los datos en tiempo real (como audio y vídeo en directo) deben transmitirse rápidamente y llegar en el mismo orden en el que se enviaron. La conmutación de paquetes es más eficiente y sólida para los datos que pueden resistir algún breve retraso en la transmisión. Los costos de los mensajes están relacionados con el tiempo de conexión y

con el volumen de datos. Debería existir un medio para finalizar la conexión de forma fiable cuando se haya completado la adquisición de datos, ya que una EMA defectuosa podría mantener la línea abierta e incurrir en costos no deseados.

Retransmisión de tramas y modo de transferencia asíncrono

La retransmisión de tramas (*frame relay*) es un protocolo de formación de redes y conmutación de paquetes para la conexión de dispositivos en una red WAN, funcionando a una velocidad de transmisión de datos de 64 kbps a 2 Mbps o superior, según la calidad de la línea. A diferencia de una línea privada punto a punto, la conmutación de redes tiene lugar entre la EMA y la estación central. En efecto, hay una línea privada hasta un nodo en la red de retransmisión de tramas, y el lugar distante tiene una línea privada hasta un nodo de retransmisión de tramas cercano. El usuario obtiene una "red privada virtual". Los costos son decrecientes e independientes del volumen de datos o del tiempo de conexión. Sin embargo, en algunas áreas la retransmisión de tramas se está reemplazando por tecnologías más nuevas y rápidas, como el modo de transferencia asíncrono (ATM). Este protocolo trata de conjugar lo mejor de ambos sistemas: la distribución garantizada de las redes de conmutación de circuitos y la solidez y eficiencia de las redes de conmutación de paquetes.

Protocolo de transmisión

Una norma *de facto* para la transmisión entre ordenadores por medio de redes es el Protocolo de control de transmisión/protocolo Internet (TCP/IP). El protocolo Internet (IP) especifica el formato de los paquetes, denominados "datagramas" y el esquema de direccionamiento. El TCP, de nivel más elevado, establece una conexión virtual entre la fuente y el destino de modo que los flujos de datos bidireccionales puedan pasar durante un tiempo y que los datagramas sean proporcionados en la secuencia correcta con la corrección de errores mediante la retransmisión. El TCP también se ocupa del movimiento de datos entre aplicaciones informáticas. El funcionamiento de Internet se basa en los protocolos TCP/IP, y el IP se utiliza asimismo en las redes WAN, en las que los nodos tienen capacidad de procesamiento y se intercambian altos volúmenes de datos a través de la red. El IP permite a los organismos nacionales y regionales de carreteras intercambiar por medio de una Intranet privada los datos de EMA y los análisis de las condiciones viales realizados en el ordenador de la estación central.

Circuitos conmutados o especializados

Es necesario decidir si deben utilizarse circuitos de datos conmutados, más económicos, en los que el acceso a la red de telecomunicaciones se comparte con otros usuarios, o arrendar circuitos especializados mucho más costosos que proporcionan comunicaciones fiables, de alta velocidad y en tiempo real. La red conmutada tendría cierta demora, con un retraso de hasta algunos segundos en el establecimiento del circuito, pero los protocolos de conmutación de paquetes resuelven esta situación sin dificultad. La consideración de la fiabilidad, la cantidad de datos que se intercambian mediante cada mensaje o las "descargas" especiales en las estaciones remotas, así como la necesidad operativa de comunicaciones efectivas en tiempo real, contribuirán a la selección. El factor estacional también influirá en la selección del tipo de comunicaciones. Si solo se hace un uso crítico de los datos meteorológicos sobre las carreteras durante unos meses al año, el mantenimiento de una red de comunicaciones especializada durante todo el año impone unos altos costos generales por mensaje. Los costos reales del mensaje dependerán de las fórmulas tarifarias de la empresa de telecomunicaciones, y comprenderán factores como la velocidad de transmisión de datos, la distancia del enlace, el tiempo de conexión y si la compañía proporciona los módems. Las empresas de telecomunicaciones locales estarán dispuestas a ofrecer orientación sobre las opciones de los servicios que ofrecen.

1.3.2.11 Mantenimiento y calibración

En los programas de aplicaciones se incorporan rutinas específicas que permiten el mantenimiento y la calibración *in situ*. Esas actividades comprenden generalmente la utilización de programas interactivos para probar determinado sensor, la reconfiguración de la EMA en caso de sustitución de sensores o modelos, el restablecimiento de los parámetros del sistema, pruebas de telecomunicaciones, la introducción de nuevas constantes de calibración, etc. En general, el mantenimiento y la calibración se realizan en un modo de funcionamiento fuera de línea, interrumpiendo temporalmente el funcionamiento normal de la estación.

1.3.2.12 Visualización de datos

Además de las rutinas de visualización de datos para las diversas funciones mencionadas en los

párrafos anteriores, en los requisitos sobre la explotación se especifica muchas veces que los datos seleccionados deberían visualizarse localmente, con actualización periódica en tiempo real o en visualizadores LED, terminales existentes o pantallas especiales. Como ejemplos, cabe citar las EMA en aeropuertos y los lugares de control del medio ambiente. En algunos países hay que proceder a la impresión local de datos o a la visualización gráfica mediante registradores gráficos.

1.4 CONSIDERACIONES SOBRE EL EMPLAZAMIENTO DE LAS EMA

El emplazamiento de una EMA es una cuestión muy difícil y todavía hay mucho que investigar al respecto. El principio general es que la estación debería proporcionar mediciones que sean y sigan siendo representativas de la zona circundante, cuya extensión dependerá de la aplicación meteorológica. Las directrices existentes para las estaciones clásicas también son válidas para las estaciones automáticas y figuran en la parte 1 de la Guía, así como en otras guías y manuales de la OMM (OMM, 2010*;* 1990*b;* 2003*a*).

Algunas EMA tienen que funcionar sin personal durante largos períodos de tiempo en emplazamientos de difícil acceso, tanto en tierra como en el mar. Los costos de construcción pueden ser elevados y los servicios pueden conllevar gastos extraordinarios. Tienen que poder funcionar con suministro de energía poco fiable o procedente de emplazamientos en que no se dispone de un suministro de energía permanente. Sería preciso considerar la disponibilidad de medios de telecomunicación. Por supuesto, las estaciones han de poder soportar condiciones meteorológicas extremas, y deben tomarse medidas de seguridad (contra descargas eléctricas, inundaciones, robo, vandalismo, etc.). El costo para disponer de sistemas capaces de funcionar en cualesquiera circunstancias previsibles en una estación automática es prohibitivo, y antes de especificar o concebir una EMA es imprescindible conocer plenamente el entorno de trabajo previsto. En una de las primeras fases de la planificación se debería realizar un análisis detallado de la importancia relativa de los requisitos meteorológicos y técnicos, de manera que se puedan elegir y aprobar emplazamientos adecuados antes de llevar a cabo importantes inversiones en instalación.

1.5 PROCESAMIENTO CENTRALIZADO DE DATOS DE LA RED

Normalmente, una EMA forma parte de una red de estaciones meteorológicas, y transmite sus datos o mensajes procesados a un sistema central de procesamiento de datos de red, a través de diversos medios de transmisión de datos. La especificación de los requisitos funcionales, y consiguientemente técnicos, de un sistema central es una tarea compleja y muchas veces subestimada. Requiere una buena cooperación entre el proyectista de la EMA, especialistas en telecomunicaciones, especialistas en programación y usuarios de datos. Es preciso tomar decisiones sobre las tareas que deben ejecutarse en el sistema central y en las EMA. En efecto, según la aplicación, ciertas funciones de una EMA podrían transferirse al sistema central, en el que se dispone de más potencia de cálculo y más memoria. Como ejemplos pueden citarse largos cálculos matemáticos, como la reducción de la presión atmosférica, y la codificación de mensajes meteorológicos. Las memorias intermedias de datos de las EMA pueden reducirse a un mínimo operativo cuando dichos datos se transfieren regularmente al sistema central. Una buena práctica es llegar a un acuerdo sobre los requisitos funcionales del sistema central y de la EMA, antes de especificar sus requisitos técnicos.

1.5.1 Composición

La composición de un sistema central de procesamiento de datos de la red depende considerablemente de las funciones que vayan a realizarse, pero también de las instalaciones locales. Pueden utilizarse potentes ordenadores personales o estaciones de trabajo, que funcionan en un entorno de multitarea y multiusuario en tiempo real. Sin embargo, se emplean los sistemas de telecomunicación y procesamiento existentes. Los sistemas centrales de procesamiento de datos de la red se integran cada vez más en una red local que permite la distribución y ejecución de tareas en el lugar más conveniente por las personas más adecuadas.

Las principales funciones de un sistema central de red son: adquisición de datos, incluida la descodificación de mensajes procedentes de la red de la EMA; control remoto y gestión interna de las EMA; supervisión de la red y control de la calidad de los datos; procesamiento adicional de datos para responder a las necesidades de los usuarios; acceso a la base de datos de la red; visualización de datos; y transferencia de datos a usuarios internos y

externos. Esto último puede comprender el Sistema Mundial de Telecomunicación, si los datos se intercambian internacionalmente.

1.5.2 Control de la calidad de los datos de la red

Este tema se trata en el capítulo 1 de la parte III. Se recomienda[18] que los operadores de redes:

a) establezcan y pongan a prueba sistemas para el control de las mediciones en tiempo casi real en los cuales los valores informados se verifiquen periódicamente comparándolos con los campos analizados que corresponden al mismo punto de realización de mediciones;
b) establezcan procedimientos eficaces de enlace entre el servicio de supervisión y los servicios de calibración y mantenimiento correspondientes, a fin de facilitar la rápida respuesta a los informes de averías o desperfectos provenientes del sistema de vigilancia.

Los procedimientos automáticos de control de errores en una EMA tienen sus limitaciones, y es posible que no se puedan detectar algunos errores, incluso con los controles más sofisticados, como desviaciones de larga duración en sensores y módulos. La transmisión de datos desde una EMA es otra fuente de error. Por lo tanto, se recomienda que los procedimientos adicionales de control de la calidad se ejecuten mediante un sistema de supervisión de la red que forme parte del sistema central de la red. Los procedimientos de control de la calidad más importantes en ese sistema de supervisión son:

a) detección de errores de transmisión de datos; las rutinas requeridas dependen del protocolo de transmisión y de los códigos de redundancia cíclica utilizados;
b) comprobación del formato y del contenido de los mensajes codificados de la OMM (véase OMM, 1993);
c) procesamiento adicional de datos para excluir o tratar de otro modo datos señalados como erróneos por los ficheros de gestión interna de la EMA.

Los sistemas de visualización interactivos permiten también llevar a cabo el control de la calidad complementario de los datos de entrada. Las series temporales de una o más variables y de una o más estaciones pueden presentarse en pantallas de color, y es posible utilizar análisis estadísticos realizados por personal formado y experimentado, para detectar anomalías de breve y de larga duración no siempre detectadas por algoritmos de control de la calidad totalmente automáticos.

Los algoritmos de supervisión, en que se prueban regularmente los valores comunicados en el espacio y en el tiempo cotejándolos con un campo numérico analizado, son pruebas muy valiosas para identificar los errores y establecer la necesidad de adoptar medidas de investigación o correctivas. Debido a las fluctuaciones de bajo nivel o turbulentas en la presión atmosférica, y a la confianza con que pueden suprimirse influencias geográficas locales normalizando todas las observaciones a un nivel de referencia común, la presión atmosférica constituye uno de los mejores medios para este tipo de control de calidad. Promediando en el tiempo o en el espacio diferentes observaciones también podrían someterse a este análisis otras variables. Sin embargo, es preciso considerar y tener en cuenta detenidamente los efectos orográficos locales.

1.6 MANTENIMIENTO

El costo del servicio para una red de estaciones automáticas en tierra, y en particular en el mar, puede ser muy superior al de su adquisición. Por lo tanto, la concepción de las EMA para lograr las mejores posibilidades de fiabilidad y mantenimiento reviste capital importancia. Con frecuencia se justifica la protección especial contra factores ambientales, incluso con elevados costos iniciales.

Es evidente que todo sistema complejo requiere apoyo para el mantenimiento. El mantenimiento correctivo es necesario por los fallos de los componentes. Los componentes del equipo pueden fallar por múltiples razones, pero también pueden hacerlo los programas informáticos a causa de errores de concepción, que quizá no se detecten durante mucho tiempo. Para minimizar el mantenimiento correctivo y aumentar el rendimiento de una EMA, se recomienda un mantenimiento preventivo debidamente organizado. Todos los componentes del sistema requieren un mantenimiento preventivo y no solo la limpieza de elementos y la lubricación de partes mecánicas. En vista de la creciente fiabilidad de los componentes electrónicos de una EMA, el mantenimiento preventivo, en particular los servicios y la calibración de los sensores, se convertirá en el factor determinante del mantenimiento.

18 Recomendación 5 (CIMO-IX), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su novena reunión (1985).

El mantenimiento adaptable es necesario para tener en cuenta los rápidos cambios de la tecnología y la disponibilidad de piezas de repuesto después de algunos años. En efecto, con frecuencia sucede que los costos de reparación y de los componentes aumentan velozmente cuando deja de distribuirse un sistema, por lo que es necesario sustituir módulos por otros de tecnología diferente, pues rara vez se encuentran piezas exactas. Como ejemplos cabe citar la transferencia de datos desde un medio de registro a otro y de programas y sistemas operativos de un procesador a otro, la introducción de cambios modulares para la fiabilidad del sistema, la conexión con nuevos sistemas de telecomunicaciones, etc. Para reducir esta clase de gastos de mantenimiento conviene establecer normas ampliamente aceptadas sobre el equipo y las interfaces, así como para los programas, e incluirlas en las especificaciones técnicas de la EMA.

Dado que el mantenimiento de una red de estaciones automáticas es una tarea que frecuentemente se subestima mucho, resulta esencial organizarlo según un plan racional en el que se detallen y se organicen todas las funciones de modo que se minimicen los costos, sin influir adversamente en los resultados. La estructura modular de muchas estaciones automáticas modernas permite realizar el mantenimiento sobre el terreno, o en centros regionales y nacionales.

Mantenimiento sobre el terreno: en general, no es aconsejable reparar los sensores u otros módulos de las EMA sobre el terreno, pues las condiciones no son favorables para un trabajo eficaz. Además, como los costos de personal son elevados y los del equipo relativamente bajos, es más rentable desechar módulos averiados que repararlos. Se recomienda que el mantenimiento correctivo sobre el terreno lo haga personal técnico especializado de un centro regional o nacional, según el tamaño del país, y que se deje el mantenimiento preventivo sencillo al observador local (cuando existe). La transmisión periódica de información de autodiagnóstico por la EMA es una práctica muy conveniente para reparar rápidamente las averías.

Centro regional: en un centro regional se debería disponer de personal técnico para cambiar o reparar los módulos y sensores que requieran la detección y subsanación de defectos sencillos. El personal tendría que conocer bien el funcionamiento del equipo de la estación y estar especializado en la ejecución de rutinas de mantenimiento de programas. Esos centros regionales deberían estar provistos de equipo de prueba apropiado y de suficientes módulos y sensores de repuesto para facilitar el mantenimiento de las estaciones de su región. En esos centros debe haber medios de transporte adecuados para realizar la labor sobre el terreno. Se deberían planificar y visitar periódicamente los emplazamientos remotos para comprobar si hay problemas de funcionamiento, vandalismo, cambios en las condiciones del emplazamiento, etc. Es necesario establecer procedimientos para realizar visitas de emergencia a las diversas estaciones, sobre la base de las prioridades determinadas de cada estación.

Centro nacional: en un centro nacional se necesita personal técnico más especializado que fuera capaz de detectar y solucionar problemas complejos en sensores, módulos y medios de transmisión de datos. Se debería disponer del equipo necesario para comprobar y corregir todos los componentes de una EMA, y el trabajo tendría que efectuarse en el centro. Cualquier defecto reiterado debería comunicarse a los proyectistas o a los proveedores para corregirlo.

Como los programas desempeñan un importantísimo papel en las EMA y en el sistema central de procesamiento de la red, se necesita personal con profundos conocimientos de la EMA y del sistema central de la red. Se debería disponer de los medios necesarios para el desarrollo y las pruebas de programas. Además, el centro nacional tendría que poder ejecutar todas las tareas relacionadas con el mantenimiento adaptable.

En cuanto al control de la calidad de los datos de la red, conviene establecer procedimientos de enlace eficaces entre el servicio de supervisión y el servicio de mantenimiento y calibración adecuado, para facilitar la rápida respuesta a los informes de avería o fallos procedentes del sistema de supervisión.

El plan expuesto anteriormente es adecuado para países de gran extensión. En países más pequeños, las tareas de los centros regionales pueden ser asumidas por el centro nacional. Los países en desarrollo podrían considerar la posibilidad de establecer acuerdos de mantenimiento comunes con países vecinos o la creación de un centro de mantenimiento internacional común, a fin de que los costos de mantenimiento sean razonablemente bajos. Sin embargo, para que exista esa cooperación internacional probablemente habría que utilizar equipo similar. Si el Servicio Meteorológico no puede ampliar su personal o sus instalaciones, se podría recurrir a servicios contratados para muchas de las funciones de apoyo. Esto puede negociarse, por ejemplo, como parte de la adquisición del sistema.

Ahora bien, todo contrato de mantenimiento tendría que prepararse minuciosamente, y la realización del contrato debería verificarse con el mayor cuidado por el personal competente.

En el capítulo 1 de la parte III figuran sugerencias sobre técnicas de gestión de la calidad.

1.7 CALIBRACIÓN

Los sensores, en particular los sensores de las EMA con salidas eléctricas, presentan desviaciones de exactitud en el tiempo y, en consecuencia, es preciso inspeccionarlos y calibrarlos regularmente. En principio, el intervalo de calibración viene determinado por las especificaciones de desviación proporcionadas por el fabricante y por la exactitud requerida. Las intercomparaciones internacionales de instrumentos de la OMM proporcionan asimismo algunas indicaciones objetivas de las desviaciones de exactitud de los sensores y de los intervalos de calibración apropiados. Como los módulos de acondicionamiento de la señal y los equipos de adquisición y de transmisión de datos forman igualmente parte de la cadena de medición, también hay que controlar o calibrar periódicamente su estabilidad y su correcto funcionamiento. El resumen que se ofrece a continuación se limita a los aspectos prácticos relacionados con las EMA. Para obtener información más detallada sobre técnicas y métodos de calibración véanse los diferentes capítulos de la parte 1 y el capítulo 4 de la parte III de la Guía.

Calibración inicial: es fácil pasar por alto el requisito previo, antes de adquirir e instalar una EMA, de disponer de los medios e instrumentos de calibración adecuados para poder verificar las especificaciones del fabricante, probar el rendimiento global de la estación y verificar que el transporte no haya afectado las características de medición del equipo.

Inspección sobre el terreno: la comparación periódica de sensores de las EMA con patrones itinerantes en la estación supone un requisito indispensable para vigilar el funcionamiento de los sensores. Son preferibles los patrones itinerantes con características de filtrado similares a la cadena de medición de las EMA y con lectura digital. En muchos países se utilizan dos patrones itinerantes del mismo tipo para evitar posibles problemas de variación de la exactitud a causa del transporte. A fin de poder detectar pequeñas desviaciones, los patrones itinerantes deberían tener una precisión muy superior a la de los sensores de la estación pertinente, y tendrían que instalarse durante el proceso de comparación en las mismas condiciones ambientales que los sensores, durante un período de tiempo suficientemente largo. Al igual que ocurre en los módulos de acondicionamiento de la señal y en el equipo de adquisición de datos, por ejemplo el convertidor A/D, también pueden mostrar diferencias de rendimiento, por lo que deberían utilizarse fuentes de referencia eléctrica adecuadas y multímetros para localizar anomalías.

Los patrones itinerantes y las fuentes de referencia deben compararse con los patrones de trabajo del laboratorio de calibración antes y después de las inspecciones sobre el terreno. Cuando se detecten diferencias en la exactitud hay que informar cuanto antes al servicio de mantenimiento.

Calibración en laboratorio: los instrumentos que hayan llegado al fin de su intervalo de calibración, los instrumentos que presenten una desviación en la exactitud que rebase los límites autorizados durante una inspección sobre el terreno y los instrumentos reparados por el servicio de mantenimiento, deberían enviarse a un laboratorio de calibración antes de utilizarlos de nuevo. La calibración de los sensores tendría que realizarse en un entorno acondicionado (cámaras ambientales) mediante patrones de trabajo adecuados. Esos patrones de trabajo deberían compararse y calibrarse periódicamente con patrones secundarios y ser trazables respecto de patrones internacionales.

Habría que prestar también atención a la calibración de los diferentes componentes que constituyen la cadena de medición y de telemetría, en particular los módulos de acondicionamiento de la señal. Esto abarca los patrones de tensión, intensidad de corriente, capacitancia y resistencia apropiados, el equipo de prueba de transmisión y multímetros digitales de gran precisión. Para la calibración hay que utilizar instrumentos o sistemas de adquisición de datos sumamente precisos. Para calcular las constantes de calibración conviene disponer de un ordenador. Esas constantes acompañarán al sensor o al módulo permanentemente hasta la siguiente calibración, y deben introducirse en la EMA siempre que se sustituya o instale un sensor o un módulo en ella durante un mantenimiento sobre el terreno.

Debería establecerse un programa de comparaciones periódicas de los patrones secundarios del laboratorio de calibración con los patrones primarios nacionales, internacionales o regionales de la OMM.

1.8 FORMACIÓN

Como una EMA se basa en la aplicación de tecnología que difiere considerablemente del equipo de estaciones y redes tradicionales, debe llevarse a cabo un examen exhaustivo de los programas de formación existentes y de las aptitudes del personal técnico requerido. Todo nuevo programa de formación debería organizarse con arreglo a un plan concebido para responder a las necesidades de los usuarios. En particular, tendría que abarcar el mantenimiento y la calibración descritos anteriormente, y adaptarse al sistema. La conversión indispensable del personal existente, incluso si tiene muchos años de experiencia con estaciones convencionales, no es siempre posible, y puede dar lugar a graves problemas si ese personal no dispone de los conocimientos básicos sobre los sensores eléctricos, las técnicas digitales y de microprocesador o el uso de ordenadores. Tal vez sea necesario contratar a nuevo personal que disponga de esos conocimientos. El personal competente en los diferentes sectores abarcados por las estaciones automáticas debería estar presente bastante antes de instalarse una red de EMA (véase OMM, 1997).

Es fundamental que los fabricantes del equipo de EMA proporcionen documentación operativa y técnica muy completa, así como cursos de formación técnica y operativa. En general se necesitan dos tipos de documentación del fabricante: manuales de usuario para la formación sobre el funcionamiento y el uso del sistema, y manuales técnicos con documentación más compleja en la que se describan con todos los detalles técnicos las características de funcionamiento del sistema, hasta el equipo secundario e incluso el nivel de componentes electrónicos, incluidas las instrucciones sobre mantenimiento y reparación. Puede considerarse que esos manuales constituyen la documentación básica de los programas de formación proporcionados por el fabricante, y han de poder servir de referencia cuando ya no se disponga de especialistas del fabricante para asistencia directa.

En algunos países tal vez convenga organizar cursos de formación comunes en un centro de capacitación que abarque países vecinos. Naturalmente, como mejor funcionará ese centro de formación será asociándose con un centro de instrumentos designado, y si los países que reciben el servicio se han puesto de acuerdo en la utilización de equipo normalizado similar.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Organización Meteorológica Mundial, 1954: *Reduction of Atmospheric Pressure*. Nota técnica Nº 7, WMO-No. 36, TP. 12, Ginebra.

—, 1964: *Note on the Standardization of Pressure Reduction Methods in the International Network of Synoptic Stations*. Nota técnica Nº 61, WMO-No. 154, TP. 74, Ginebra.

—, 1968: *Methods in Use for the Reduction of Atmospheric Pressure*. Nota técnica Nº 91, WMO-No. 226, TP. 120, Ginebra.

—, 1983: *Guía de prácticas climatológicas*. Segunda edición, parte I, capítulo 2, OMM-Nº 100, Ginebra (pueden consultarse ediciones actualizadas en: http://www.wmo.ch/pages/prog/wcp/ccl/guide/guide_climat_practices.html).

—, 1987: *Some General Considerations and Specific Examples in the Design of AIgorithms for Synoptic Automatic Weather Stations*. (D. T. Acheson). Informe Nº 19 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 230, Ginebra.

—, 1988*a*: *Reglamento Técnico*. OMM-Nº 49, Ginebra.

—, 1988*b*: *WMO International Ceilometer Intercomparison (Reino Unido, 1986)*. (D. W. Jones, M. Ouldridge y D. J. Painting). Informe Nº 32 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 217, Ginebra.

—, 1989*a*: *WMO International Hygrometer Intercomparison* (J. Skaar, K. Hegg, T. Moe y K. Smedstud). Informe Nº 38 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 316, Ginebra.

—, 1989*b*: Preliminary results of the WMO automatic sunshine duration measurement comparison 1988/89 in Hamburg (K. Dehne). *Cuarta Conferencia técnica de la OMM sobre instrumentos y métodos de observación (TECIMO-IV)*. Informe Nº 35 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 303, Ginebra.

—, 1990*a*: *The First WMO Intercomparison of Visibility Measurements (Reino Unido 1988/1989)*. (D. J. Griggs, D. W. Jones, M. Ouldridge y W. R. Sparks). Informe Nº 41 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 401, Ginebra.

—, 1990*b*: *Guía de los sistemas de observación y difusión de información en los aeródromos*, OMM-Nº 731, Ginebra.

—, 1991: *Guidance on the Establishment of Algorithms for Use in Synoptic Automatic Weather Stations: Processing of Surface Wind Data* (D. J. Painting). Informe Nº 47 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 452, Ginebra.

—, 1992*a*: *Vocabulario meteorológico internacional*. Segunda edición, OMM-Nº 182, Ginebra.

—, 1992*b*: *The WMO Automatic Digital Barometer Intercomparison* (J. P. van der Meulen). Informe Nº 46 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 474, Ginebra.

—, 1993: *Guía del Sistema Mundial de Proceso de Datos*. OMM-Nº 305, Ginebra.

—, 1994: WMO solid precipitation measurement intercomparison: Preliminary results (B. E. Goodison, E. Elomaa, V. Golubev, T. Gunther y B. Sevruk). *Documentos presentados en la Conferencia técnica de la OMM sobre instrumentos y métodos de observación (TECO-94)*. Informe Nº 57 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 588, Ginebra.

—, 1995: *Manual de claves*. Volúmenes I.1 y I.2, OMM-Nº 306, Ginebra.

—, 1997: *Guidance on Automatic Weather Systems and their Implementation*. Informe Nº 65 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 862, Ginebra.

—, 2000: Operation of automated surface observing systems in harsh climatological environments (M. D. Gifford, G. M. Pearson y K. Hegg). *Documentos presentados en la Conferencia técnica de la OMM sobre instrumentos y métodos de observación (TECO-2000)*. Informe Nº 74 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1028, Ginebra.

—, 2003*a*: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 544, Ginebra.

—, 2003*b*: *Algorithms Used in Automatic Weather Stations: Evaluation of Questionnaire* (M. D. Gifford). Informe Nº 78 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1160, Ginebra.

—, 2010: *Guía del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 488, Ginebra.

CAPÍTULO 2

MEDICIONES Y OBSERVACIONES EN ESTACIONES METEOROLÓGICAS AERONÁUTICAS

2.1 CONSIDERACIONES GENERALES

2.1.1 Definiciones

Este capítulo trata de los requisitos de las observaciones en estaciones meteorológicas aeronáuticas y de los instrumentos y métodos que se utilizan. En tanto que con las observaciones sinópticas se mide en un lugar un valor representativo de una zona bastante extensa, las observaciones meteorológicas con fines aeronáuticos se efectúan generalmente en diversos puntos del aeródromo y de la zona que lo rodea, a intervalos más frecuentes, con el fin de que sean representativas de zonas bastante limitadas, como las de aproximación, aterrizaje y despegue.

La mayoría de las mediciones meteorológicas que han de realizarse son esencialmente las mismas que para otras aplicaciones, y se describen en otros capítulos de esta Guía. Las excepciones son: el alcance visual en pista, el alcance visual oblicuo, y la cizalladura del viento en niveles bajos, que son específicas de esta aplicación.

2.1.2 Unidades

Las unidades utilizadas para medir y comunicar las magnitudes meteorológicas con fines aeronáuticos son las mismas que en otras aplicaciones, con las excepciones siguientes:

a) la velocidad del viento en superficie puede medirse y comunicarse en metros por segundo, kilómetros por hora o nudos[1], y la dirección del viento[2] en grados sexagesimales en sentido dextrorso a partir del norte geográfico[3] (véase la sección 2.2.1);

b) la altura de la base de las nubes puede medirse en metros o en pies.

Las unidades seleccionadas dependerán de la práctica nacional, con arreglo a las necesidades de los órganos reguladores de las operaciones aeronáuticas.

2.1.3 Requisitos

Los requisitos formales para las observaciones aeronáuticas se especifican en el Reglamento Técnico de la OMM (OMM, 2004). En OMM (2006) figuran orientaciones detalladas sobre procedimientos y prácticas. OMM (2003) contiene una guía útil sobre la observación y vigilancia de las condiciones meteorológicas. Debería prestarse especial atención a las estaciones meteorológicas aeronáuticas instaladas en estructuras alejadas de la costa como apoyo a las operaciones de helicópteros (OACI, 1996).

Los requisitos sobre incertidumbre, resolución y rango, y los resultados que pueden lograrse actualmente en las mediciones meteorológicas figuran en el capítulo 1 de la parte I y, parcialmente, en el Reglamento Técnico [C.3.1.], adjunto A.

A pesar del excelente rendimiento de los aviones modernos, los factores meteorológicos siguen influyendo considerablemente en sus operaciones. La fiabilidad y la representatividad de las observaciones en los aeródromos son muy importantes para realizar con toda seguridad los aterrizajes y los despegues. La observación del viento determinará la pista que se utilizará y los pesos máximos para el despegue y el aterrizaje. La temperatura también es importante e influye en el rendimiento de los motores. Por ello, podría ser necesario reducir la carga transportada o necesitarse una pista más larga para el despegue, particularmente en aeropuertos de países cálidos.

Es preciso efectuar observaciones rutinarias en las estaciones meteorológicas aeronáuticas, en las horas y con la frecuencia determinadas por el país Miembro, para responder a las necesidades de la navegación aérea nacional e internacional, teniendo debidamente en cuenta los acuerdos regionales de navegación aérea. Las observaciones especiales y las no rutinarias se atendrán a los mismos principios. Las observaciones rutinarias en los

---

1 La unidad utilizada para la velocidad del viento será la que decida cada país. Sin embargo, la unidad primaria prescrita en el Reglamento Técnico, volumen II (OMM, 2004), para la velocidad del viento será el kilómetro por hora, permitiéndose el nudo como unidad alternativa al Sistema Internacional hasta que se decida una fecha de expiración, con arreglo a una decisión que está siendo estudiada actualmente por la OACI.

2 Dirección desde la que sopla el viento en superficie.

3 Dado que la dirección del viento comunicada a las aeronaves con fines de aterrizaje o de despegue suele convertirse a grados respecto al norte magnético, la visualización de la dirección en las dependencias de los servicios de tránsito aéreo suele presentarse también respecto al norte magnético.

aeródromos deberían realizarse a intervalos de una hora, o de media hora, durante todo el día o parte de él, o cuando lo requieran las operaciones aeronáuticas, así como observaciones especiales cuando se produzcan cambios determinados entre observaciones de rutina respecto a viento en superficie, visibilidad, alcance visual en pista, tiempo presente y/o nubosidad. Tales cambios se recogen en el Reglamento Técnico de la OMM [C.3.1.], apéndice 3, 2.3.2. Estas observaciones, en forma de informes cifrados de los tipos METAR o SPECI, se intercambian a nivel internacional entre estaciones meteorológicas aeronáuticas. Otros tipos de informes están destinados solo a las operaciones aeronáuticas, y deberían prepararse conforme definan de común acuerdo las autoridades meteorológicas y aeroportuarias.

Atendiendo a la importancia de las observaciones meteorológicas para la seguridad de la aviación, será esencial que los observadores estén adecuadamente formados y cuenten con una buena capacidad visual. La formación de los observadores debería incluir cursos básicos y cursos periódicos de actualización. OMM (2002) proporciona orientaciones sobre el contenido de los cursos.

El emplazamiento, la instalación y la naturaleza de los sistemas meteorológicos se detalla en el Reglamento Técnico [C.3.1.] 4, y las especificaciones técnicas y los distintos criterios en el Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3. Las especificaciones aparecen resumidas en los párrafos siguientes.

Es necesario seleccionar cuidadosamente el emplazamiento apropiado para efectuar observaciones o para instalar instrumentos en estaciones meteorológicas aeronáuticas, con el fin de que las mediciones obtenidas sean representativas de las condiciones predominantes en el aeródromo o en sus inmediaciones. En algunos casos en que se requiere información acerca de una zona extensa tal vez haya que instalar determinados instrumentos en varios emplazamientos para tener la seguridad de que los valores comunicados sean representativos de toda la zona. Así, por ejemplo, en las pistas largas o en los aeródromos de gran tamaño con varias pistas, donde la distancia entre las zonas de aproximación, aterrizaje y despegue puede ser de dos a cinco kilómetros, los valores de ciertos parámetros, como el viento, la altura de la base de las nubes, el alcance visual en pista, etc., medidos en un extremo de la pista podrían ser muy diferentes de las condiciones existentes en otro lugar de esa misma pista, o en otras zonas del conjunto de pistas destinado a las operaciones aeronáuticas.

En todos los aeródromos, los emplazamientos deberían seleccionarse de modo que los valores medidos de los distintos parámetros meteorológicos sean representativos del propio aeródromo y/o de la zona correspondiente a una pista en particular o a un conjunto de pistas. En los aeródromos en que no se practiquen operaciones de aproximación y aterrizaje de precisión (en pistas para aproximaciones sin instrumentos, o que no son de precisión), este criterio de representatividad será menos restrictivo que en las pistas para aproximaciones de precisión (es decir, en pistas de las categorías I, II o III (véanse OMM, 2006, y OACI, 2004*a*)).

Al seleccionar la ubicación de los instrumentos en un aeródromo, será particularmente importante no solo que el emplazamiento y la exposición de los instrumentos cumplan los requisitos operativos, sino que los instrumentos o su utilización no representen ningún riesgo para la navegación aérea; y que la presencia o movimiento de aeronaves en el aeródromo (maniobras de rodaje, recorridos de despegue, aterrizaje, estacionamiento, etc.) y las diversas instalaciones aeroportuarias no influyan indebidamente en los valores medidos.

Son igualmente importantes los tipos de instrumentos que se utilizarán, así como sus características y los métodos empleados para la presentación y comunicación de los valores medidos de cada parámetro. La exposición, la utilización y el mantenimiento de los instrumentos meteorológicos deberían realizarse conforme a las prácticas, procedimientos y especificaciones señalados en la presente Guía. Las estaciones meteorológicas aeronáuticas deberían inspeccionarse a intervalos lo suficientemente frecuentes para asegurarse de que se mantiene un alto nivel de calidad de las observaciones y de que los instrumentos y todos sus indicadores funcionan correctamente, y para comprobar si la exposición de los instrumentos ha variado considerablemente (Reglamento Técnico [C.3.1.] 4.1.4)).

Los instrumentos deberían diseñarse de manera que puedan transmitir a distancia, simultáneamente en las dependencias del servicio de tránsito aéreo y en las estaciones y oficinas meteorológicas, datos sobre los valores apropiados de viento en superficie, temperatura, punto de rocío, presión atmosférica, tiempo presente, visibilidad, alcance visual en pista (si las pistas están equipadas para despegar y aterrizar con niebla) y altura de la base de las nubes, que fueran representativos de las condiciones predominantes en las zonas de aterrizaje y despegue. Los sistemas instrumentales automáticos de medición de la altura de la base de las nubes y el alcance

visual en pista son particularmente útiles en las estaciones aeronáuticas.

En los aeródromos en que se efectúen aproximaciones de precisión y, en particular, operaciones de las categorías II, III A o III B, y/o en aeródromos con grandes volúmenes de tráfico, será preferible utilizar sistemas automáticos integrados para la adquisición, el procesamiento y la difusión y visualización en tiempo real de los parámetros meteorológicos que afecten a las operaciones de aterrizaje y despegue. Estos sistemas deberían permitir la introducción manual de datos meteorológicos que no puedan ser medidos por medios automáticos (Reglamento Técnico [C.3.1.] 4.1.7 y 4.6.8.2). Los requisitos con respecto a los sistemas automáticos de observación meteorológica se especifican en el Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3.

2.1.4 Métodos

Los métodos para efectuar mediciones meteorológicas en los aeródromos son esencialmente los mismos que para otras aplicaciones meteorológicas y se describen en otros capítulos de esta Guía. En el presente capítulo se describen algunos de los requisitos sobre emplazamiento y muestreo, junto con varios algoritmos propios de las aplicaciones aeronáuticas.

2.2 VIENTO EN SUPERFICIE

2.2.1 Consideraciones generales

En la aviación, las mediciones del flujo de aire y de la cizalladura del viento en niveles bajos en las proximidades de las zonas de aterrizaje y despegue revisten gran interés. Las reglamentaciones al respecto se describen en el Reglamento Técnico [C.3.1.] 4.1, y con detalles en el Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3. En los aeródromos internacionales, las dependencias de los servicios de tránsito aéreo (ATS), las torres de control y las oficinas de control de aproximación están equipados generalmente con indicadores de velocidad y dirección del viento, y los controladores del tránsito aéreo facilitan a las tripulaciones de los aviones que aterrizan y despegan la información suministrada por esos indicadores. Para garantizar la debida coherencia, los indicadores de las dependencias ATS y de la estación meteorológica deberían estar conectados a los mismos sensores.

Se miden la dirección y la velocidad medias del viento, así como las ráfagas y las variaciones importantes especificadas de la dirección y la velocidad. Los informes sobre el viento difundidos fuera del aeródromo (Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.1.4) tienen el mismo contenido que los de las observaciones sinópticas (medias de 10 minutos, y dirección respecto del norte geográfico)[4], y los valores transmitidos deberían ser representativos de todas las pistas. En los informes locales de rutina y especiales y en los indicadores de viento de las dependencias ATS (Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.1.3.1)), el período de promediado será de 2 minutos tanto para la velocidad como para la dirección, y los valores deberían ser representativos de la pista utilizada. Aunque la dirección del viento debería comunicarse con respecto al norte geográfico, expresada en "grados verdaderos" (Reglamento Técnico [C.3.1.] 4.6.1 y apéndice 3, 4.1.4.1), todavía es práctica habitual que el personal de los ATS informe a la aeronave tomando como referencia el norte magnético ("grados magnéticos"). Las ráfagas deberían determinarse a partir de medias móviles en períodos de 3 segundos. Deberían consultarse el capítulo 5 de la parte I y el capítulo 2 de la parte III de esta Guía en relación con las precauciones que deben tomarse para muestrear la señal de salida del anemómetro, con el fin de medir la media, las ráfagas y la variabilidad de la velocidad y dirección del viento. El promediado vectorial es preferible al escalar.

Las mediciones del viento necesarias en los aeródromos, como valores medios, valores extremos, etc., deberían determinarse y presentarse preferiblemente de manera automática, en particular cuando se utilicen varios sensores en pistas diferentes. Cuando sea necesario utilizar varios sensores, los indicadores deberán estar claramente señalados para identificar la pista y la sección de pista controladas por cada sensor.

2.2.2 Instrumentos y exposición

Los instrumentos de medición del viento utilizados en las estaciones aeronáuticas son generalmente

4 Generalmente denominado norte "verdadero", y expresado en "grados verdaderos". No debería confundirse la palabra "verdadero", referida al "norte verdadero" o a los "grados verdaderos", con la de la expresión "viento verdadero" (definido en OMM, 1992*a*). El "viento verdadero" está representado por el vector de viento respecto de la superficie de la Tierra. Para los objetos en movimiento, como las aeronaves, es el vector suma del viento aparente (es decir, el vector de viento respecto del objeto en movimiento) y la velocidad del objeto.

del mismo tipo que los descritos en el capítulo 5 de la parte I. Los coeficientes de retardo de los sensores de dirección y velocidad deberían cumplir los requisitos especificados en ese capítulo.

Los sensores de dirección y velocidad deberían estar situados a unos 10 metros por encima de la pista y proporcionar mediciones representativas de las condiciones existentes en las zonas medias de despegue y aterrizaje de la pista.

Para que los sensores de viento instalados en aeródromos sean representativos de las condiciones en las zonas de despegue o aterrizaje, es preciso evitar las perturbaciones o turbulencias debidas a la proximidad y al paso de las propias aeronaves (indicaciones de falsas ráfagas causadas por los aterrizajes y despegues). Por razones análogas, no deberán instalarse demasiado cerca de edificios, colinas, ni lugares sometidos a condiciones microclimáticas (brisa marina, tormentas frecuentes, etc.). La exposición típica preferida para los instrumentos de viento es el terreno despejado, definido como un área en que la distancia entre el anemómetro y cualquier obstáculo es como mínimo diez veces la altura del obstáculo.

Se recomienda disponer de equipo auxiliar o de reserva para evitar cualquier interrupción en la transmisión de datos a las dependencias ATS en el caso de que falle el instrumento en servicio. Donde las condiciones locales así lo justifiquen, deberían instalarse uno o más grupos de sensores para cada pista en uso. En tales casos, se recomienda utilizar técnicas digitales, ya que estas permiten transmitir datos de un mayor número de sensores a través de uno o dos cables de pares telefónicos, y utilizar indicadores digitales para visualizar las mediciones de viento mediante ledes de diferentes colores. Los visualizadores deberían mostrar la velocidad y dirección del viento "instantáneas" (con una constante de distancia de entre 2 y 5 metros), la velocidad y dirección medias del viento durante 2 o 10 minutos, y las velocidades del viento mínima y máxima. En ocasiones es posible seleccionar lecturas de viento correspondientes a diferentes puntos de medición utilizando el mismo indicador (con lo que se reduce el número de indicadores necesarios).

Al instalar los sensores de viento en el aeródromo se debe prestar especial atención para protegerlos de las descargas atmosféricas durante las tormentas (utilizando pararrayos, sistemas de puesta a tierra del mástil y cables apantallados o de fibra óptica); también debería protegerse el equipo electrónico de procesamiento de datos.

Para mantener el grado de exactitud requerido, los instrumentos de medición del viento deberían mantenerse en buen estado, y comprobarse y recalibrarse con regularidad. Hay que verificar de vez en cuando el funcionamiento de los sensores en un túnel de viento, especialmente en el caso de sistemas analógicos. Cuando se emplean técnicas digitales con prueba automática de ciertas funciones, se requieren menos comprobaciones, pero no se eliminan los errores debidos al rozamiento. Deberán efectuarse comprobaciones periódicas que permitan detectar componentes defectuosos y el deterioro de ciertas partes de los sensores.

Las fuentes de error incluyen el rozamiento, los emplazamientos deficientes y los problemas de transmisión o del equipo de visualización. Pueden producirse también errores debidos al diseño de los propios sensores, y se manifiestan sobre todo en casos de vientos flojos (umbral de rotación demasiado elevado, exceso de inercia) o vientos variables (sobrestimando o subestimando la velocidad del viento, o indicando una dirección incorrecta debido a un amortiguamiento excesivo o inadecuado).

2.3 VISIBILIDAD

La definición de alcance óptico meteorológico (MOR) y su estimación o medición mediante instrumentos se tratan en el capítulo 9 de la parte I. La medición de la visibilidad en aeronáutica es una aplicación específica del MOR. Sin embargo, el término MOR no se utiliza todavía habitualmente en la aviación, por lo que en este capítulo se ha mantenido el término "visibilidad" para describir las necesidades operativas. A efectos aeronáuticos, es habitual informar de alcances visuales, como el alcance visual en pista y la "visibilidad con fines aeronáuticos" (VIS-AERO). Obsérvese que esta última es la empleada en los informes y aparece indicada simplemente como "visibilidad", que difiere de la definición habitual de visibilidad (véase el capítulo 9 de la parte I). Los instrumentos utilizados para medir el MOR sirven también para medir el alcance visual en pista (véase la sección 2.4) y la VIS-AERO (véase la sección 2.3.1). El Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.2 y 4.3 contiene sus descripciones formales para la aviación internacional.

En los aeródromos internacionales, las observaciones de la visibilidad para los informes difundidos fuera del aeródromo deberían ser representativas de las condiciones que imperan en el aeródromo y

en sus inmediaciones. Las que se utilizan en los informes para el aterrizaje y el despegue, y que se difunden únicamente dentro del aeródromo, deberían ser representativas de la zona de toma de contacto de la pista, teniendo presente que aquella podría estar a varios kilómetros de distancia de la estación de observación.

En usos aeronáuticos, el rango de medición de la visibilidad está comprendido entre 25 metros y 10 kilómetros. Los valores iguales o superiores a 10 kilómetros figuran como 10 kilómetros. Por ello, los sensores deberán ser capaces de medir valores superiores a esa distancia, o de indicar cuándo la medición es superior o igual a 10 kilómetros. En contextos operativos, la incertidumbre deseable en la medición es de 50 metros en los primeros 600 metros, del 10 por ciento entre 600 y 1 500 metros, y del 20 por ciento por encima de 1 500 metros (adjunto A de OMM (2004)). Para obtener una mayor información sobre la exactitud de las mediciones, véanse los capítulos 1 y 9 de la parte I.

Atendiendo a los mínimos meteorológicos que determinan las decisiones operativas sobre la posibilidad o no de que una aeronave aterrice o despegue, se debe proporcionar información precisa y fiable siempre que la visibilidad rebase ciertos límites, y concretamente cuando disminuya o aumente respecto de los valores límite de 800, 1 500 o 3 000 y 5 000 metros, en el caso, por ejemplo, del comienzo, la desaparición o la evolución de la niebla o de la precipitación (Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 2.3.2 e)).

Cuando existan variaciones apreciables de la visibilidad en distintas direcciones, y particularmente cuando estas afecten a las zonas de despegue y aterrizaje, debería proporcionarse esta información adicional con indicación expresa de la dirección de observación; por ejemplo, "VIS 2000 M TO S".

Cuando la visibilidad sea inferior a 800 metros, debería expresarse en tramos de 50 metros en la forma VIS 350M; cuando sea igual o superior a 800 metros pero inferior a 5 kilómetros, en tramos de 100 metros; cuando sea de 5 kilómetros o superior pero inferior a 10 kilómetros, en tramos kilométricos en la forma VIS 7KM; y cuando sea igual o superior a 10 kilómetros, debería indicarse como 10 kilómetros, excepto cuando se den las condiciones para utilizar CAVOK (nubes y visibilidad correctas) (Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.2.4.1).

Serán aplicables los métodos descritos en el capítulo 9 de la parte I. Las observaciones de visibilidad meteorológica deberá realizarlas un observador con visión "normal", distinguiendo objetos seleccionados con determinadas características a distancias conocidas de la estación meteorológica. Tales observaciones podrán también ser obtenidas mediante instrumentos de medición de la visibilidad, como los transmisómetros o los dispersómetros. La ubicación de los emplazamientos de observación debería permitir una visión continua del aeródromo, incluidas todas sus pistas.

Cuando se utilice un transmisómetro para las mediciones de visibilidad, una línea de base de 75 metros resultará adecuada para las operaciones aeronáuticas. Sin embargo, si el instrumento se utiliza también para medir el alcance visual en pista, la línea de base debería determinarse teniendo en cuenta las categorías de operaciones que rigen en el aeródromo.

2.3.1 Visibilidad con fines aeronáuticos

El concepto de visibilidad está definido en el Reglamento Técnico [C.3.1.] 1.1. El valor de VIS-AERO es el mayor de los dos siguientes:

a) la distancia máxima a la que es posible ver y reconocer un objeto negro de dimensiones adecuadas situado cerca del suelo cuando es observado contra un fondo brillante;
b) la distancia máxima a la que es posible ver e identificar luces cercanas a 1 000 candelas contra un fondo no iluminado.

La VIS-AERO es, de hecho, un "alcance visual" como el alcance visual en pista, que implica elementos subjetivos, como la eficacia virtual del ojo humano y las luces artificiales. No obstante, la palabra "visibilidad" se utiliza habitualmente sin puntualizar "para fines aeronáuticos", y puede haber confusiones con la definición oficial de "visibilidad" establecida por la OMM (véase el capítulo 9 de la parte I), conocida como MOR (alcance óptico meteorológico). El alcance óptico se basa estrictamente en el estado físico de la atmósfera y no en elementos humanos o artificiales, por lo que se trata de una variable objetiva. Esta visibilidad (para usos aeronáuticos) deberá comunicarse como en los informes METAR. Dado que una estación meteorológica aeronáutica puede estar combinada con una estación sinóptica, los valores de visibilidad en los informes SYNOP diferirán de los indicados en los METAR, aunque hayan sido medidos por un mismo equipo.

La visibilidad para usos aeronáuticos puede medirse y calcularse del mismo modo que el alcance visual

en pista (véase la sección 2.4 para más detalles) con la salvedad de que, para la intensidad de la fuente luminosa, *I*, se utilizará un valor constante de 1 000 candelas. Obsérvese que este valor es válido para las luces habitualmente utilizadas durante la evaluación de la visibilidad, que son diez veces más intensas que las de intensidad moderada (es decir, de 100 candelas; véase el capítulo 9 de la parte I).

2.3.2 Visibilidad reinante

La visibilidad reinante se define como el valor máximo de la visibilidad, observado de conformidad con la definición de "visibilidad" (para usos aeronáuticos), al que se llega dentro de un círculo que cubre por lo menos la mitad del horizonte o por lo menos la mitad de la superficie del aeródromo. Estas áreas podrían comprender sectores contiguos o no contiguos. Su valor puede ser evaluado por un observador humano y/o por sistemas instrumentales, pero cuando se instalen instrumentos se usarán para obtener la mejor estimación de la visibilidad reinante (Reglamento Técnico [C.3.1.] 1.1). Para informar de la visibilidad reinante deberían utilizarse las claves METAR y SPECI.

2.4 ALCANCE VISUAL EN PISTA

2.4.1 Consideraciones generales

El alcance visual en pista (RVR) es la distancia a la que el piloto de una aeronave situada sobre el eje de la pista puede ver las señales de la superficie de la misma o las luces que la delimitan o que identifican su eje. Esto se aborda en el Reglamento Técnico [C.3.1.] 4.6.3 y apéndice 3, 4.3. En OACI (2000) se incluyen más detalles sobre la observación y comunicación del RVR. Se recomienda que esta medición se realice en períodos en que la visibilidad horizontal sea inferior a 1 500 m.

Se considera que el nivel medio de los ojos de un piloto de una aeronave situada sobre el eje de una pista se halla a una altura de 5 m aproximadamente. Obsérvese que para las aeronaves de fuselaje ancho la altura de los ojos del piloto podría estar a más de 10 m. En la práctica, el RVR no puede medirse directamente desde la posición de un piloto que mira al eje de pista, sino que constituye una estimación de lo que el piloto vería desde esa posición. No obstante, el RVR debería evaluarse a una altura de aproximadamente 2,5 m por encima de la pista (Reglamento Técnico [C.3.1.], Apéndice 3, 4.3.1.1).

El RVR debería comunicarse a las dependencias ATS siempre que experimente una variación, de acuerdo con la escala acordada. Normalmente la transmisión de estos informes debería completarse en los 15 segundos posteriores a la observación. Estos informes deberán facilitarse en lenguaje claro.

2.4.2 Métodos de observación

El RVR puede medirse indirectamente, bien por medio de observadores provistos o no de equipo suplementario, bien mediante equipos instrumentales tales como el transmisómetro o los sensores que miden la luz dispersada, o bien mediante sistemas de vídeo. En los aeródromos, donde se realizan aproximaciones de precisión y, en particular, operaciones de las categorías I, II, III A y III B, deberían efectuarse continuamente mediciones del RVR utilizando los instrumentos apropiados, es decir, transmisómetros o sensores de dispersión frontal (Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.3.2.1 para las categorías II y III, y recomendado para la categoría I en [C.3.1.], apéndice 3, 4.3.2.2).

El RVR puede evaluarse entonces para usos operativos empleando tablas o, preferiblemente, mediante equipos automáticos dotados de lectura digital del RVR. Su valor debería calcularse por separado para cada pista, de acuerdo con el Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.3.5.

2.4.2.1 Mediciones efectuadas por observadores

El recuento de las luces de la pista visibles con niebla (o de otras luces paralelas a la pista especialmente instaladas para ese fin) por los observadores puede constituir un método sencillo y conveniente para determinar el RVR (aunque, para operaciones de aterrizaje instrumental de precisión solo debería emplearse si el sistema instrumental fallase). La dificultad que plantea este método está relacionada con la capacidad de resolución del ojo humano que, a partir de cierta distancia (que depende del observador), no permite distinguir y contar las luces de la pista.

Dado que la posición del observador no es la misma que la del piloto cuando examina las luces de la pista, es esencial utilizar curvas de conversión para determinar el RVR verdadero. Para evaluar el RVR

durante el día también podrán utilizarse paneles indicadores específicamente diseñados e instalados a intervalos regulares a lo largo de la pista.

2.4.2.2 Mediciones por sistemas de vídeo

Para evaluar el RVR utilizando un sistema de vídeo se emplea una cámara de vídeo y un receptor con el fin de observar señales colocadas a distancias conocidas, consistentes en luces de pista, luces especiales o marcas situadas a lo largo de la pista. Este sistema es también útil para revelar la presencia de bancos de niebla o niebla baja que no se pueden detectar mediante instrumentos.

2.4.2.3 Medición mediante transmisómetro

El instrumento actualmente más utilizado para evaluar el RVR es el transmisómetro, que mide el factor de transmisión o transmitancia entre dos puntos de un recorrido atmosférico finito (véase el capítulo 9 de la parte I). El RVR puede determinarse como sigue:

a) RVR cuando predominan las luces de la pista (RVR basado en el umbral de iluminación): el RVR depende de la transmitancia de la atmósfera, de la intensidad de las luces de la pista y del umbral de iluminancia del observador (y del piloto), que depende a su vez de la luminancia de fondo. Puede calcularse a partir de la siguiente expresión:

$$E_t = I\,R^{-2}\,T^{R/a} \qquad (2.1)$$

donde E_t es el umbral visual de iluminancia del observador (piloto), que depende de la luminancia de fondo L; I es la intensidad efectiva de las luces del eje o de los bordes de la pista en la dirección del observador (piloto); T es la transmitancia medida por el transmisómetro; R es el RVR; y a es la longitud de la línea de base del transmisómetro o el recorrido óptico de la luz. Obsérvese que la iluminancia E del observador (piloto) verifica la ecuación $E = I/R^2$. En OACI (2004*b*) figuran los requisitos con respecto a las características de intensidad luminosa de las luces de la pista. De hecho, tanto para las luces del eje como para las del borde, el umbral visual de iluminancia del observador (piloto) depende del ángulo y, en consecuencia, I dependerá de R. Por lo tanto, $I = I(R)$ y $E = E(I, R)$. El cálculo de R mediante la ecuación 2.1 solo se puede realizar por métodos iterativos, lo que es relativamente fácil con ayuda de un equipo simple de cálculo numérico. El valor de E_t se determina con ayuda de un sensor de luminancia de fondo (véase la sección 2.4.3.3).

b) Evaluación del RVR por contraste (RVR basado en el umbral de contraste): cuando se utilicen señales distintas de las luminosas para guiar a los pilotos durante el aterrizaje y el despegue, el RVR debería determinarse a partir del contraste de determinados objetos con respecto al fondo. Como base de los cálculos debería utilizarse un valor de 0,05 para el umbral de contraste. La fórmula es la siguiente:

$$R = a\,\frac{\ln 0{,}05}{\ln T} \qquad (2.2)$$

donde R es el RVR por contraste. Dado que el umbral de contraste es 0,05, el RVR es en este caso idéntico al MOR, es decir: R = MOR. Obsérvese que el RVR obtenido a partir del umbral de iluminación será siempre mayor o igual que el RVR basado en el umbral de contraste, es decir: RVR ≥ MOR.

2.4.2.4 Medición mediante sensores de dispersión frontal o de retrodispersión

En el capítulo 9 de la parte I se describen los instrumentos utilizados para medir el coeficiente de dispersión frontal o de retrodispersión (conocidos generalmente como dispersómetros o difusómetros). Según los principios físicos de la dispersión de la luz por aerosoles, la incertidumbre en la medición de un sensor de dispersión frontal (con ángulo de dispersión entre 31° y 32° aproximadamente) es inferior a la de un retrodispersómetro. Por tanto, es preferible el primero. Con esos instrumentos es posible determinar el coeficiente de extinción, σ, que es la variable principal para el cálculo del RVR. La experiencia adquirida y los estudios realizados con sensores de dispersión frontal han puesto de relieve su capacidad para medir el RVR para aplicaciones aeronáuticas (OMM, 1990, 1992*b*).

Puesto que la exactitud de un instrumento puede variar de un diseño a otro deberían comprobarse las características de funcionamiento antes de seleccionar un instrumento para evaluar el RVR. Por tanto, la calibración de un sensor de dispersión frontal deberá ser trazable y verificable con respecto a un transmisómetro patrón, cuya exactitud habrá sido verificada para el rango de valores operativos deseado (Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.3.2).

Un dispersómetro determina, a partir de la luz dispersada recibida, el coeficiente de extinción σ de la atmósfera en el volumen óptico analizado (véase el capítulo 9 de la parte I). Dado que σ es un indicador directo de la visibilidad, R se puede determinar con relativa facilidad (a partir de σ o del MOR, donde MOR = $-\ln 0{,}05/\sigma \approx 3/\sigma$). El RVR se puede determinar como sigue:

a) RVR cuando predominan las luces de la pista (RVR basado en el umbral de iluminación): el RVR se puede calcular de forma similar al caso del transmisómetro, con la diferencia de que se utilizará σ en lugar de T. Su valor puede calcularse a partir de:

$$R = \frac{1}{\sigma}\left(\frac{I(R)}{E_t \cdot R^2}\right) \qquad (2.3)$$

donde R es el alcance visual en pista; σ es el coeficiente de extinción (es decir, 3/MOR); E_t es el umbral visual de iluminancia del observador (piloto), que depende de la luminancia de fondo; e I es la intensidad efectiva de las luces del eje o del borde de la pista en la dirección del observador (piloto). Al igual que con el transmisómetro, el cálculo de R debería ser iterativo.

b) Evaluación del RVR por contraste (RVR basado en el umbral de contraste): cuando se utilicen señales distintas de las luminosas para guiar a los pilotos durante el aterrizaje y el despegue, el RVR debería determinarse a partir del contraste de determinados objetos con respecto al fondo. Como base de los cálculos debería utilizarse un valor de 0,05 para el umbral de contraste. La fórmula es la siguiente:

$$R = -\ln 0{,}05/\sigma = \text{MOR} \qquad (2.4)$$

donde R es el RVR por contraste. Obsérvese que el RVR obtenido a partir del umbral de iluminación será siempre superior al RVR determinado mediante el umbral de contraste, es decir: RVR ≥ MOR.

2.4.3 Instrumentos y exposición

Para evaluar el RVR los sistemas con instrumentos pueden basarse en transmisómetros o en sensores de dispersión frontal. Las observaciones del RVR deberían efectuarse a una distancia lateral inferior a 120 metros respecto del eje de pista. Los emplazamientos para observaciones representativas de la zona de toma de contacto deberían estar situados a unos 300 metros a lo largo de la pista desde el umbral. Los emplazamientos de observación representativos de las secciones media y distante de la pista deberían situarse a una distancia de 1 000 a 1 500 metros a lo largo de la pista desde el umbral y a unos 300 metros del otro extremo de la pista, respectivamente (Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.3.1.2). La posición exacta de esos emplazamientos y, en caso necesario, de otros adicionales (en pistas de gran longitud) debería determinarse después de considerar diversos factores meteorológicos y climatológicos de tipo aeronáutico, como la existencia de pantanos u otras zonas propensas a la niebla. El RVR debería observarse a una altura aproximada de 2,5 metros sobre la pista (Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.3.1.1).

Las dependencias que presten servicios de información aeronáutica y de tránsito aéreo para un aeródromo deberían ser informadas sin retraso de cualquier cambio en el nivel de servicio de los sistemas de observación del RVR.

Habitualmente se utiliza un ordenador para calcular el RVR en varios lugares de medición y para presentar las medidas en una pantalla junto con la hora de observación, los factores de transmisión, la luminancia medida en uno o más puntos del aeródromo, y la intensidad de las luces de pista. Los datos se envían a las pantallas de visualización de los ATS, y de las oficinas meteorológicas y otras unidades interesadas, o a impresoras para su registro.

La intensidad de las luces de pista debería introducirse automáticamente en el ordenador de acuerdo con el procedimiento descrito en el Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.3.5, o conforme acuerden formalmente las dependencias ATS y la unidad meteorológica local.

Podrán utilizarse también registradores gráficos analógicos o digitales (con referencia temporal) para los factores de transmisión, T, y para la luminancia de fondo L. En las visualizaciones gráficas del RVR debería figurar también adecuadamente el valor registrado de E_t y de I (véase la ecuación 2.1).

2.4.3.1 Transmisómetros

En el capítulo 9 de la parte I, se ofrece una descripción de los transmisómetros, su instalación en el emplazamiento, el mantenimiento y las fuentes de error, junto con referencias a otras publicaciones.

Un transmisómetro consta de un proyector que emite una luz de intensidad conocida a un dispositivo fotoeléctrico receptor situado a una distancia conocida del proyector. Las variaciones de la transmisión atmosférica debidas a niebla, calima, etc. se miden y registran de manera continua. El instrumento está calibrado para su lectura directa, y expresa el factor de transmisión en porcentaje.

El transmisor y el receptor deben instalarse a la misma altura sobre soportes rígidos, seguros y duraderos y, de ser posible, irrompibles, y de tal modo que las vibraciones del terreno, el hielo, el calentamiento diferencial de los soportes, etc. no afecten negativamente a la alineación de ambas unidades. La altura del recorrido óptico no debería ser inferior a 2,5 metros por encima del nivel de la pista.

En cierto tipo de transmisómetros, el emisor y el receptor están incorporados en una misma unidad (véase el capítulo 9 de la parte I). En ese caso es necesario instalar un reflector (por ejemplo, un espejo) en la ubicación habitual del receptor. La luz es enviada hacia el exterior y reflejada de vuelta, por lo que la línea de base es dos veces la distancia entre el emisor/receptor y el equipo reflector. El transmisómetro puede ser de base simple o de doble base, en función de si se van a utilizar uno o dos receptores o reflectores colocados a diferentes distancias.

La longitud de la línea de base de referencia de un transmisómetro, es decir, la longitud de la trayectoria óptica recorrida por el haz de luz entre el emisor y el receptor, determina el alcance de medición del RVR. Para evaluar el RVR entre 50 y 1 500 metros, las longitudes de las líneas de base más comúnmente empleadas están comprendidas entre 15 y 75 metros.

Sin embargo, cuanto más corta es la línea de base del transmisómetro mayor será la exactitud de la medición del factor de transmisión y mejor será el comportamiento lineal del sistema. Si se desea medir valores de RVR pequeños para operaciones de aterrizaje de categorías II y III, debería seleccionarse un transmisómetro de línea de base corta. Pero entonces el RVR máximo que se puede medir es relativamente bajo por lo que habrá que encontrar una solución intermedia. Existen transmisómetros de doble base que ofrecen un rango de medida más amplio al seleccionar una u otra base, pero ha de tenerse cuidado al cambiar entre líneas de base para asegurar que las mediciones del RVR sigan siendo coherentes entre sí.

Valores más altos del RVR se pueden medir utilizando líneas de base de transmisómetro más largas, lo que requiere una mayor potencia del haz luminoso para compensar la atenuación de la luz entre el transmisor y el receptor en situaciones de niebla densa, y un ángulo de recepción más estrecho para evitar fenómenos espurios de dispersión. La medición de las señales más débiles también depende del ruido de fondo en el equipo de medición.

Por lo general los transmisómetros están alineados paralelamente a la pista. Sin embargo, debería evitarse la luz solar directa (o reflejada), ya que puede causar daños. Por tanto, el eje óptico debería orientarse horizontalmente en una dirección aproximada norte-sur (para latitudes inferiores a 50°). En otros casos deberían emplearse deflectores para la protección.

2.4.3.2 Sensores de dispersión frontal

Los sensores de dispersión frontal deberían situarse cerca de la pista, de manera análoga a los transmisómetros, pero su instalación requiere menos precauciones que la de estos últimos. Con todo, debería evitarse la luz solar directa o difusa, que podría influir en el receptor (o dañarlo). En particular, la luz solar puede influir en el receptor después de haber sido dispersada por la cubierta de nieve o por la superficie de un lago o del mar. Los instrumentos modernos compensan la contaminación de los componentes ópticos.

2.4.3.3 Sensor de luminancia de fondo

Para calcular el RVR, deberá conocerse el umbral de iluminancia E_t. Habría que colocar un sensor de luminancia de fondo en el extremo de la pista, a lo largo de la cual se han instalado uno o más transmisómetros o dispersómetros. El número de sensores de luminancia de fondo a instalar en un aeropuerto depende de la cantidad de pistas abarcadas.

El sensor de luminancia de fondo mide la luminancia del horizonte o del cielo en la dirección opuesta al sol. Los umbrales de iluminancia se introducen en el cálculo del RVR tanto en forma de función continua como escalonada (de dos a cuatro escalones). En el Reglamento Técnico [C.3.1.], adjunto E, y en OACI (2000) se indica la curva para transformar la luminancia de fondo en umbral de iluminación. La expresión recomendada para esta curva es la siguiente:

$$\log_{10} E_t = 0{,}05\,(\log_{10} L)^2 + 0{,}573 \log_{10} L - 6{,}667 \quad (2.5)$$

donde L es la luminancia del cielo en el horizonte.

El sensor de luminancia de fondo consiste en un fotodiodo situado en el punto focal de una lente con una apertura angular aproximada de 10° a 20°, alineado en dirección norte-sur (para evitar la luz solar directa) y con un ángulo de elevación aproximado de 30° a 45° respecto del horizonte.

2.4.4 Comprobaciones de los instrumentos

Es esencial comprobar periódicamente todos los componentes del sistema de medición del RVR con transmisómetros, o con dispersómetros, para asegurar el funcionamiento y la calibración adecuados. Por lo general, la documentación suministrada por los fabricantes de los equipos contendrá instrucciones detalladas para efectuar tales comprobaciones, e indicará las medidas correctivas que habrá que adoptar cuando no se cumplan las tolerancias especificadas para los instrumentos. Para un transmisómetro, cuando la visibilidad exceda de 10 a 15 kilómetros, es fácil comprobar que el equipo indica una transmisividad aproximada del 100 por ciento (véase el capítulo 9 de la parte I). En el caso de los dispersómetros, podrán utilizarse "placas de dispersión" que emulen ciertos valores de extinción. Sin embargo, la calibración de un sensor de dispersión frontal debería ser trazable y verificable con respecto a un transmisómetro patrón (véase la sección 2.4.2.4).

Serán necesarios un mantenimiento y calibración correctos con objeto de:

a) evitar la acumulación de suciedad en las superficies ópticas;
b) comprobar las variaciones de la intensidad luminosa del transmisor;
c) evitar la deriva después de la calibración;
d) comprobar la alineación de los emisores y de los receptores.

En emplazamientos muy contaminados será necesario un mantenimiento más frecuente. Se procurará evitar que todos los equipos queden fuera de servicio al mismo tiempo durante el mantenimiento, así como que la interrupción no sea de larga duración, especialmente durante períodos en que se espere niebla.

Cuando la niebla persista durante varios días consecutivos deberían comprobarse el proyector, para asegurarse de que la intensidad de su luz es estable, y el equipo, por si experimentara deriva. Cuando la niebla es muy densa resulta difícil, por no decir imposible, comprobar los ajustes ópticos; por ello es esencial que los instrumentos sean mecánicamente fiables y ópticamente estables.

2.4.5 Visualización de los datos

La visualización de los datos del RVR en las dependencias correspondientes se actualiza conforme a los acuerdos locales vigentes: cada 15 a 60 segundos, e incluso cada 2 minutos en algunas ocasiones. Los cambios en el RVR deberían transmitirse normalmente en el plazo de los 15 segundos que siguen al fin de la observación.

2.4.6 Exactitud y fiabilidad de las mediciones del alcance visual en pista

Si se utilizan dispersómetros en lugar de transmisómetros, las ecuaciones del RVR son aceptables en caso de finas gotitas de agua como las de la niebla, pero no cuando la visibilidad se vea reducida por efecto de otros hidrometeoros como la niebla engelante, la lluvia, la nieve, o los litometeoros (tormentas de arena). En estos casos las mediciones del MOR y del RVR deben emplearse con precaución, ya que no se han aceptado relaciones satisfactorias para tales circunstancias.

La diferencia entre el RVR para un piloto y el valor medido puede ser del 15 al 20 por ciento, con una desviación típica supuesta no superior al 10 por ciento. En el caso de los observadores, existen discrepancias en el umbral visual y en las condiciones de observación que, conjuntamente, pueden dar lugar a diferencias del RVR comunicado del 15 al 20 por ciento.

Las mediciones del RVR efectuadas mediante transmisómetros o dispersómetros solo son representativas de un pequeño volumen de la atmósfera. Considerando las notables fluctuaciones de la densidad de la niebla en el tiempo y en el espacio, resulta esencial establecer un valor medio calculado a partir de un gran número de muestras o mediciones. Los rápidos cambios en el RVR pueden crear dificultades a las dependencias ATS al transmitir la información a las aeronaves. Por esta razón, se recomienda un período de promediado comprendido entre 30 segundos y 1 minuto, calculado en forma de media o de media móvil.

La diferencia entre el RVR obtenido por un observador o un equipo instrumental y el RVR verdadero no debería exceder normalmente de los límites especificados en el Reglamento Técnico [C.3.1.], adjunto A.

2.5 TIEMPO PRESENTE

La observación y la comunicación del tiempo presente se tratan en el capítulo 14 de la parte I, y los procedimientos correspondientes se describen en el Reglamento Técnico [C.3.1.] 4.6.4, y más pormenorizadamente en el Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.4. Para fines aeronáuticos se pone especial interés en la observación e información del comienzo, el cese, la intensidad y la localización de los fenómenos importantes para la seguridad de las operaciones aeronáuticas, como por ejemplo, tormentas, precipitación engelante o elementos que restrinjan la visibilidad en vuelo.

Para operaciones de despegue y aterrizaje, la información sobre el tiempo presente debería ser, en la medida de lo posible, representativa de la zona de despegue y ascenso inicial, o de la zona de aproximación y aterrizaje. Cuando la información vaya a ser difundida fuera del aeródromo, las observaciones del tiempo presente deberían ser representativas del aeródromo y de sus proximidades.

La mayoría de las observaciones relativas al tiempo presente se efectúan por medios visuales. Se debería tener cuidado de seleccionar emplazamientos de observación que permitan una visión adecuada en todas las direcciones desde la estación. Como ayuda para las observaciones humanas se pueden emplear instrumentos, especialmente para medir la intensidad de la precipitación.

Los sensores empleados para identificar el tipo de precipitación (lluvia, nieve, llovizna, etc.) u otros fenómenos que reducen la visibilidad (niebla, neblina, humo, polvo, etc.) pueden ayudar al observador humano, lo que es útil si la tarea está automatizada. Estos detectores se basan fundamentalmente en la medición del coeficiente de extinción o centelleo, y también pueden hacer uso de relaciones entre los fenómenos meteorológicos y otras magnitudes, como la humedad. En la actualidad no hay ningún acuerdo internacional sobre los algoritmos a utilizar para procesar datos de cara a la identificación de estos fenómenos. Este equipo no es esencial en meteorología aeronáutica mientras se exija la presencia de observadores.

En el capítulo 14 de la parte I, y en OMM (1975, 1987, 1992a, 2010) y OACI (2004a) se describen los fenómenos de tiempo presente a incluir en los informes.

Las especificaciones de los informes especiales con respecto al tiempo presente figuran en el Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.4.2. Las abreviaturas y las cifras de clave, en lenguaje claro, utilizadas en los informes METAR o SPECI figuran en el Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.4.2.3.-4.4.2.5.

2.6 NUBES

2.6.1 Consideraciones generales

Las observaciones y las mediciones de las nubes se describen en el capítulo 15 de la parte I. Para aplicaciones aeronáuticas (véase el Reglamento Técnico [C.3.1.] 4.6.5 y apéndice 3, 4.5), la información sobre nubes (cantidad, altura de la base, tipo) debe ser representativa del aeródromo y de sus proximidades y, en los informes de aterrizaje, de la zona de aproximación. Cuando se suministre información sobre nubes a aeronaves que aterrizan en pistas para aproximaciones de precisión, esta debería ser representativa de las condiciones existentes en la radiobaliza intermedia del sistema de aterrizaje por instrumentos o, en los aeródromos en que no se utilice esta baliza intermedia, representativa de las condiciones existentes a una distancia de 900 a 1 200 metros del umbral de aterrizaje en el extremo de aproximación de la pista (Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.5.1).

Si el cielo está oscurecido o no es visible, en los informes rutinarios locales (MET REPORT), en los informes especiales locales (SPECIAL) (Reglamento Técnico [C.3.1.] 4.5.1i)) y en los informes meteorológicos METAR y SPECI (OMM, 2010, FM 15/FM 16, párrafo 15.9) se sustituirá la altura de la base de las nubes por un valor de visibilidad vertical. La visibilidad vertical se define como la distancia máxima a la que un observador puede ver e identificar un objeto en su misma vertical, por encima o por debajo. Su valor puede obtenerse a partir del perfil de extinción óptica, determinado mediante un nefobasímetro lidar. Suponiendo que se puede obtener la extinción total σ a una altura h a partir del coeficiente de extinción de retrodispersión σ_B a esa altura, después de una calibración apropiada para todo el rango de valores de altura y suponiendo

que sea aplicable un umbral de contraste del 5 por ciento como en el caso del MOR, la visibilidad vertical, *VV*, debería cumplir la siguiente condición:

$$\int_0^{VV} \sigma(h) \cdot dh = \ln\left(\frac{I(VV)}{I_0}\right) = \ln(0{,}05) = 3 \qquad (2.6)$$

Dado que los nefobasímetros basados en tecnología lidar determinan el coeficiente de extinción local a intervalos fijos Δh, será relativamente fácil obtener *VV* a partir de la expresión:

$$\sum_{i=1}^{N} \sigma_i \cdot \Delta h = 3, \text{ donde } h_N = VV \qquad (2.7)$$

Cuando el estado atmosférico o meteorológico no afecta a las operaciones de despegue y aterrizaje es habitual utilizar en los informes palabras clave como CAVOK, SKC (cielo despejado), NCD (ninguna nube detectada) y NSC (ninguna nube apreciable); sustituir la información cuantitativa por acrónimos resulta ventajoso. Se puede encontrar una descripción detallada del uso de estas prácticas en el Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 2.2 y 4.5.4.1. Por ejemplo, se utilizará CAVOK cuando las nubes y el tiempo presente sean mejores que los valores o condiciones prescritos, excepto cuando se cumplan las condiciones especificadas. Debería tenerse especial precaución al usar estas abreviaturas con sistemas de medición automatizados que no son capaces de medir nubes o visibilidades verticales con arreglo a los requisitos estipulados.

La altura de la base de las nubes debería notificarse normalmente tomando como referencia la elevación del aeródromo. Sin embargo, cuando se utilice una pista para aproximación de precisión con una elevación en el umbral de 15 metros o más por debajo de la elevación del aeródromo, deberían adoptarse acuerdos a nivel local para notificar a las aeronaves que llegan la altura de la base de las nubes referida a la elevación del umbral.

2.6.2 Métodos de observación

Los principales métodos utilizados para determinar la altura de la base de las nubes son:

a) proyector de base de nube;
b) nefobasímetro de haz giratorio;
c) nefobasímetro láser;
d) globo sonda para determinar la altura del techo de nubes;
e) estimación visual;
f) informes de aeronave.

Siempre que sea posible, la altura de la base de las nubes debería determinarse por mediciones. En aeródromos internacionales o de mucho tráfico provistos de sistemas de aproximación de precisión, las mediciones de la altura de la base de las nubes deberían ser automáticas, a fin de disponer de forma continua de esa información y de los cambios que se produzcan.

El método del globo sonda para determinar la altura del techo de nubes es demasiado lento y está demasiado expuesto a errores para ser el método habitual de medición de la altura de la base de las nubes en los aeródromos, y la estimación visual está también demasiado expuesta a errores, especialmente de noche, como para ser utilizada en situaciones en que las observaciones son críticas. Los informes de aeronave sobre la altura de la base de las nubes pueden proporcionar al observador información suplementaria útil. Debería tenerse cuidado al interpretar la información de los pilotos, porque puede hacer referencia a lugares situados a varios kilómetros del punto de observación en la superficie.

2.6.3 Exactitud de las mediciones de la altura de la base de las nubes

La naturaleza deshilachada, difusa y fluctuante de la base de muchas nubes limita el grado de exactitud con que es posible medir la altura de su base. Las mediciones aisladas o infrecuentes, como las que se obtienen utilizando globos sonda para determinar la altura del techo de nubes, pueden no ser representativas de las condiciones de la nube en su conjunto. La mejor estimación requiere el estudio de un registro casi continuo a lo largo de varios minutos, obtenido mediante alguno de los instrumentos antes mencionados.

La exactitud de las mediciones instrumentales indicadas por el fabricante suele determinarse utilizando objetivos sólidos o artificiales. Sin embargo, la exactitud operativa es más difícil de alcanzar, dado el carácter difuso de la base de las nubes.

2.7 TEMPERATURA DEL AIRE

En el capítulo 2 de la parte I figura un análisis general de los instrumentos y métodos de observación de la temperatura del aire. Para propósitos de navegación aérea (véase el Reglamento Técnico [C.3.1.] 4.1 y 4.5.1j)), es necesario conocer la temperatura del

aire sobre la pista. Normalmente, los datos obtenidos con garitas bien situadas y debidamente ventiladas proporcionan aproximaciones suficientes de los valores requeridos. Las variaciones rápidas de la temperatura del aire (de 2 a 3 °C cada media hora) deberían notificarse inmediatamente a las dependencias ATS, sobre todo en las zonas tropicales y subtropicales.

Los sensores de temperatura deberían situarse de modo que no se vean afectados por las aeronaves en movimiento o estacionadas, y tendrían que proporcionar valores representativos de las condiciones generales sobre las pistas. Se deberían utilizar preferiblemente termómetros con una constante de tiempo de 20 segundos para evitar fluctuaciones excesivamente pequeñas de la temperatura (velocidad media del viento de 5 m s^{-1}) o, cuando las mediciones sean automáticas, debería aplicarse un filtro de promediado digital o de resistencia/capacidad eléctrica. Los sistemas de presentación y registro a distancia tienen ventajas. Además, en los aeródromos con pistas destinadas a las operaciones de aproximación y aterrizaje mediante instrumentos de las categorías II y III son necesarios equipos de medición y pantallas de visualización automáticos en el lugar donde esté situado el sistema de adquisición de datos. Las mediciones de temperatura se integran cada vez más en las estaciones automáticas o en los sistemas de adquisición de datos, y se presentan en forma digital. La temperatura visualizada debería representar un valor medio de un período de 1 a 10 minutos, obtenido tras linealizar la señal de salida del sensor. Para usos aeronáuticos, el valor obtenido debería redondearse al grado entero más próximo.

2.8 PUNTO DE ROCÍO

En las estaciones aeronáuticas la humedad atmosférica se suele expresar en términos de temperatura del punto de rocío. La lectura se redondea al grado entero más próximo, como en el caso de la temperatura del aire. Los procedimientos se describen en el Reglamento Técnico [C.3.1.] 4.1 y 4.5.1j). Los métodos de observación se describen en el capítulo 4 de la parte I.

Los sensores modernos de humedad permiten utilizar indicadores y registradores a distancia. Para las observaciones manuales se utiliza habitualmente un psicrómetro. Para obtener las incertidumbres de medición especificadas es preferible un psicrómetro de tipo ventilado. Los tipos de instrumento habitualmente utilizados son:

a) Sensores capacitivos basados en la medición de la capacidad de un condensador, en los que el valor de la permitividad relativa del polímero que actúa como dieléctrico varía en función del contenido de vapor de agua del aire ambiente. En la práctica, la capacidad medida varía casi linealmente con la humedad relativa. El punto de rocío se calcula usando el valor de temperatura del aire ambiente (medido por separado y a una distancia muy corta) ($t_d = t_d(t, U)$). Las fórmulas apropiadas figuran en el anexo 4.B del capítulo 4 de la parte I. Para evitar la condensación, que puede continuar mucho tiempo después de haberse reducido la humedad a un valor $U < 100\%$, y que podría quedar atrapada por el filtro que protege el sensor, puede recurrirse a calentar el instrumento. En estos casos no debería utilizarse el valor de temperatura del aire ambiente, sino un valor de temperatura que represente el aire calentado en torno al sensor. En la práctica, solo se puede aplicar el procedimiento apropiado después de haber calibrado el instrumento cuidadosamente en cámaras climáticas adecuadamente diseñadas.
b) Higrómetros de punto de rocío, que miden la temperatura a la que se acumula un depósito de rocío muy fino sobre un espejo. El espejo es calentado o enfriado, casi siempre por efecto Peltier, para obtener el punto de equilibrio en que se deposita el rocío. El espejo se utiliza asociado a un sistema fotoelectrónico para la detección de rocío. Aunque este tipo de sistemas proporcionan directamente la temperatura del punto de rocío, la contaminación y el deterioro del espejo pueden dar lugar a sesgos importantes. En particular, la escarcha podría destruir el espejo. Como mínimo se debería inspeccionar el espejo cada seis meses, pero únicamente por personal especializado. Debería ponerse especial cuidado al limpiar el espejo, siguiendo de modo preciso las instrucciones proporcionadas por el fabricante.

2.9 PRESIÓN ATMOSFÉRICA

2.9.1 Consideraciones generales

En el capítulo 3 de la parte I figura un análisis general de las observaciones de la presión atmosférica, y más concretamente para usos aeronáuticos en el Reglamento Técnico [C.3.1.] 4.6.7. Las mediciones de presión en las estaciones aeronáuticas son esenciales para ajustar los altímetros de las aeronaves.

Estas medidas se calculan en décimas de hectopascal (0,1 hPa). En el código Q reciben los nombres QFE y QNH, donde:

a) QFE (presión a nivel de la estación) se define como el valor de presión reducido a la elevación oficial del aeródromo (Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.7.2). El punto de referencia del aeródromo, la elevación y la elevación de la pista se describen en OACI (2004*b*).

b) QNH (presión atmosférica reducida al nivel medio del mar) se define como el valor de la presión a la que debe ajustarse el altímetro de una aeronave para que indique la elevación oficial del aeródromo cuando la aeronave se encuentre posada sobre el suelo del mismo. El QNH se calcula utilizando el valor de QFE y la relación entre la presión y la altitud de la atmósfera tipo de la OACI. De hecho, la atmósfera tipo de la OACI es un subintervalo de la atmósfera tipo internacional, documentada en la norma ISO 2533:1975 y desarrollada en coordinación con el Comité de Investigaciones Espaciales, la OACI y la OMM. Esta atmósfera tipo es una atmósfera estática con una presión y temperatura constantes al nivel del mar y con un gradiente de temperatura constante. En OMM (1966) y OACI (1993) se proporcionan detalles sobre la atmósfera tipo y sus constantes predefinidas. Para calcular el QNH a partir del QFE, es decir, para efectuar la reducción al nivel medio del mar, se utiliza esta atmósfera virtual y no el verdadero estado actual de la atmósfera. Debido a ello, el QNH diferirá de la presión atmosférica reducida al nivel del mar comunicada, conforme se describe en la sección 3.11 del capítulo 3 de la parte I, para cuyo cálculo se emplea la temperatura real. El cálculo del QNH a partir del QFE se basa en una regla de cálculo (para las estaciones situadas por debajo de los 3 000 a 4 000 m aproximadamente):

$$\mathrm{QNH} = A + B \times \mathrm{QFE} \qquad (2.8)$$

donde A y B dependen de la altitud geopotencial de la estación (más detalles en la Introducción a la Tabla 3.10 de OMM, 1966). Para obtener el QNH se deberían seguir los tres pasos siguientes:

i) determinar la altitud barométrica de la estación a partir del QFE (la altitud barométrica se calcula a partir del QFE mediante las fórmulas de la atmósfera tipo);

ii) restar (o sumar, para estaciones por debajo del nivel medio del mar) de esta altitud barométrica la elevación de la estación con respecto al nivel medio del mar para obtener la altitud barométrica al nivel

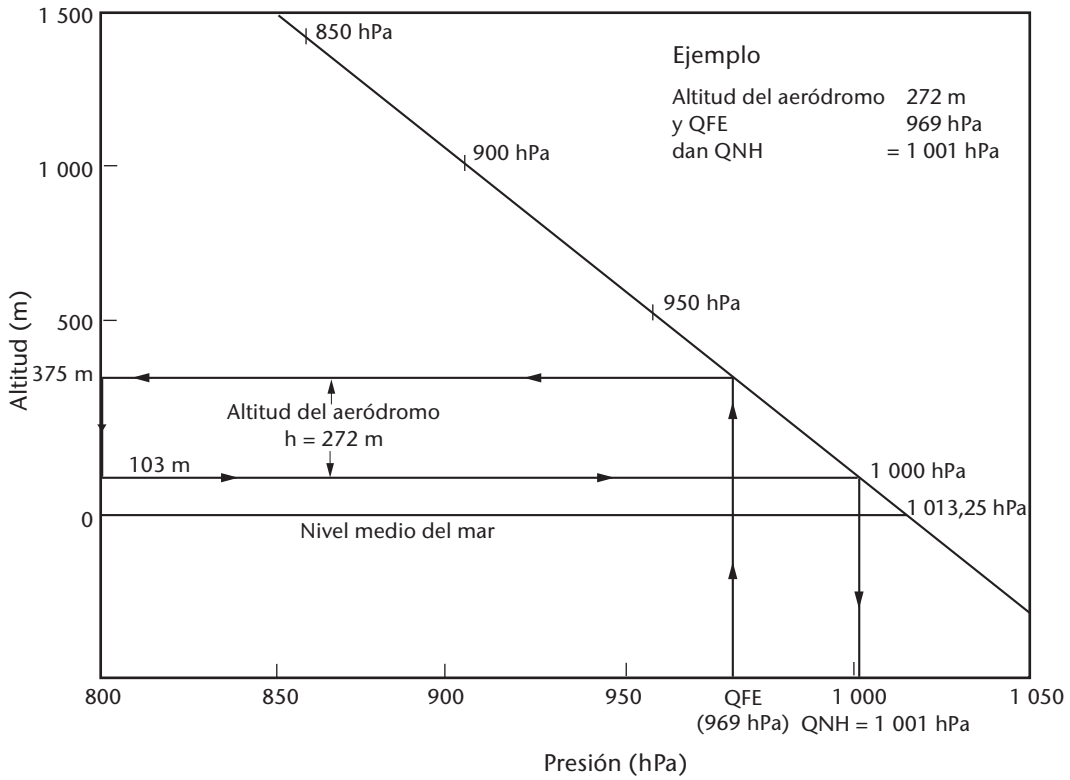


Figura 2.1. Relación entre QFE y QNH

medio del mar (este valor puede ser positivo o negativo);

iii) obtener de esta altitud barométrica el valor de la presión asociado de acuerdo con la atmósfera tipo, valor que será el QNH.

En la figura de la página anterior puede verse un ejemplo de este procedimiento para obtener el QNH a partir del QFE. Los valores de la presión medida del QNH y/o del QFE deberían obtenerse en décimas de hectopascal. En los informes locales y en aquellos difundidos fuera del aeródromo se deberían incluir los valores de QNH y QFE redondeados al hectopascal entero más próximo. Se deberían notificar a las dependencias ATS los cambios rápidos en la presión.

La curva representa la atmósfera tipo (altitud barométrica en función de la presión).

2.9.2 Instrumentos y exposición

El equipo instrumental utilizado en una estación aeronáutica para realizar mediciones de presión es idéntico al de una estación sinóptica con la salvedad de que, por razones de comodidad y de rapidez de lectura en las observaciones rutinarias, con frecuencia se hace un mayor uso de los barómetros digitales automáticos de precisión. Las estaciones aeronáuticas deberían estar equipadas con uno o más barómetros bien calibrados con trazabilidad al patrón de referencia. Debería mantenerse un programa regular de comparaciones de los instrumentos con el patrón. Tanto los barómetros manuales como los automáticos son adecuados, siempre que la dependencia de la temperatura, la deriva y la histéresis estén suficientemente compensadas. En el capítulo 3 de la parte I se ofrecen más detalles sobre los barómetros apropiados.

La exposición de los barómetros en una estación aeronáutica es la misma que en una estación sinóptica. Si los barómetros se van a situar en el interior de un edificio, los sensores deberían estar conectados con el exterior mediante un tubo de presión estática adecuadamente instalado. Debido a los efectos del viento sobre un edificio las diferencias de presión entre el interior y el exterior pueden ser mayores de 1 hPa. Para evitar esta desviación, que podría alcanzar más o menos 3 hPa en caso de velocidades de viento altas, el tubo de presión estática debería colocarse lo suficientemente lejos del edificio. También los sistemas de aire acondicionado pueden influir en la medición de la presión, y esto se puede evitar usando el mismo tubo de presión estática.

Existen instrumentos de lectura directa para obtener el QNH y pueden usarse en lugar de los tradicionales barómetros aneroides o de mercurio que obligan a consultar tablas para determinar los valores de QNH. Para estos instrumentos se introducirán los valores correctos de *A* y *B*, que son función de la altitud geopotencial de la estación (véase la ecuación 2.8). Las lecturas proporcionadas por esos instrumentos deberán compararse periódicamente con valores de QNH calculados en base a medidas obtenidas utilizando el barómetro de mercurio.

2.9.3 Exactitud y correcciones en las mediciones de presión

Los valores de presión utilizados para ajustar los altímetros de las aeronaves deberían tener una incertidumbre de medición de 0,5 hPa o inferior (Reglamento Técnico [C.3.1.], adjunto A). A las lecturas de los barómetros de mercurio habría que aplicarles todas las correcciones procedentes; y a todos los valores que se obtengan con barómetros aneroides deberán aplicarse las correcciones establecidas mediante comparaciones periódicas de los instrumentos de mercurio con los barómetros aneroides habitualmente utilizados en las observaciones. Cuando en las torres de los ATS se utilicen altímetros aneroides habrá que introducir correcciones diferentes de las aplicadas a la estación de observación, con el fin de reducir adecuadamente los valores a la elevación oficial del aeródromo o al nivel de pista (Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.7).

Los valores de presión utilizados para ajustar los altímetros deberán referirse a la elevación oficial del aeródromo. En las pistas para aproximación que no sean de precisión, cuyos umbrales están como mínimo a 2 metros por debajo o por encima de la elevación del aeródromo, y en las pistas para aproximación de precisión, el QFE, en caso de ser necesario, debería referirse a la elevación del umbral correspondiente.

2.10 INFORMACIÓN ADICIONAL IMPORTANTE EN LOS AERÓDROMOS

2.10.1 Consideraciones generales

Las observaciones realizadas en las estaciones aeronáuticas deberían incluir también toda la información disponible sobre las condiciones meteorológicas en las zonas de aproximación y ascenso inicial en lo referente a la localización de

cumulonimbos o tormentas, turbulencia moderada o fuerte, cizalladura horizontal y/o vertical y variaciones significativas del viento a lo largo de la trayectoria de vuelo, granizo, líneas de turbonada fuertes, engelamiento moderado o intenso, precipitación engelante, ondas de montaña acusadas, tempestades de arena, tempestades de polvo, ventisca alta o nubes en embudo (tornados o trombas marinas), por ejemplo: SURFACE WIND 320/10 WIND AT 60M 360/25 IN APCH o MOD TURB AND ICE INC IN CLIMB OUT.

2.10.2 Alcance visual oblicuo

A pesar de los esfuerzos realizados en diversos países, no se dispone de ningún instrumento que permita medir el alcance visual oblicuo de forma operativa. El rápido desarrollo tecnológico de los sistemas de aterrizaje en todo tipo de condiciones meteorológicas ha permitido rebajar las condiciones mínimas de aterrizaje en los aeródromos (categorías II, III A y III B) y ha ido restando gradualmente importancia a este parámetro. No se ha establecido ninguna recomendación con respecto a su medición.

2.10.3 Cizalladura del viento

La cizalladura del viento es una variación espacial de la velocidad y/o de la dirección del viento (incluidas las corrientes ascendentes y descendentes). La intensidad de la cizalladura puede clasificarse en leve, moderada, fuerte o violenta, en función de sus efectos sobre la aeronave. La cizalladura del viento en niveles bajos, que puede afectar las operaciones de aterrizaje y despegue, puede existir como gradiente de viento vertical en las capas inferiores de una atmósfera térmicamente estable, o puede deberse al efecto de obstáculos y superficies frontales sobre el flujo de viento, al efecto de las brisas de tierra y mar, y a las condiciones del viento en las nubes convectivas y en sus inmediaciones, sobre todo cuando son tormentosas. Las tormentas fuertes son, con diferencia, la principal causa de la cizalladura del viento en niveles bajos, y ocasionan accidentes fatales de aeronaves tanto en la aproximación y aterrizaje como durante el despegue.

La elaboración y emisión de avisos de cizalladura del viento para las trayectorias de aproximación y ascenso inicial se describen en el Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.8.1.3.

La medición de la cizalladura vertical, con arreglo a la información expuesta en el capítulo 5 de la parte I, puede determinarse directamente mediante anemómetros instalados en mástiles altos, que deben estar situados a una cierta distancia del aeropuerto. Entre los sistemas de teledetección figuran el radar Doppler, el lidar, el sodar y el perfilador de viento. El lidar utiliza luz láser, el sodar se basa en la radiación acústica, y el radar perfilador de viento utiliza radiación electromagnética a una frecuencia en torno a 50 MHz, 400 MHz o 1 000 MHz.

La cizalladura horizontal se detecta habitualmente mediante un sistema de anemómetros instalados por todo el aeródromo. Este sistema se denomina "sistema de alerta de cizalladura del viento en niveles bajos", más conocido por sus siglas inglesas LLWAS. Para emitir los avisos de cizalladura del viento se utilizan algoritmos procesados por ordenador. Este sistema se emplea especialmente en regiones tropicales y subtropicales donde se producen frecuentes e intensos temporales.

Este tema se aborda en toda su extensión en el documento de la OACI *Manual sobre cizalladura del viento a baja altura* (Doc. 9817), primera edición, 2005.

Aunque la cizalladura del viento puede influir de manera considerable en las operaciones aeronáuticas, no se ha establecido todavía ninguna recomendación ni criterio al respecto. No obstante, se proporcionan detalles sobre los avisos de cizalladura en OACI (2004*a*).

2.10.4 Inversiones de temperatura acusadas

Siempre que esté disponible, debería suministrarse información sobre inversiones de temperatura acusadas que excedan de 10 °C entre la superficie y niveles de hasta 300 metros. Estos datos se obtienen normalmente por radiosondas instaladas a bordo de globos sonda, teledetección, observaciones de aeronave (por ejemplo, AMDAR) o inferencia meteorológica.

2.11 SISTEMAS AUTOMÁTICOS DE OBSERVACIÓN METEOROLÓGICA

El empleo de sistemas de instrumentos especialmente diseñados se ha convertido en la práctica habitual en las estaciones aeronáuticas para medir, procesar, indicar y registrar los valores de los distintos parámetros meteorológicos representativos de las zonas de aproximación, aterrizaje y despegue,

y de las condiciones generales de las pistas del aeropuerto (Reglamento Técnico [C.3.1.] 4.1).

Estos sistemas automáticos comprenden:

a) un sistema de adquisición para convertir las medidas analógicas eléctricas (voltios, miliamperios, resistencia, capacidad) en valores digitales en las unidades apropiadas, y para introducir directamente datos digitales;
b) una unidad de procesamiento previo de datos (promediado de lecturas a lo largo de un período comprendido entre 1 y 10 minutos, en función del parámetro medido, y cálculo de los valores mínimo, máximo y medio para los distintos parámetros);
c) un ordenador empleado, por ejemplo, para elaborar los informes SYNOP, METAR y SPECI; y programas informáticos de telecomunicaciones.

El observador debería poder incorporar en estos informes los parámetros que no mida la estación automática, y que pueden incluir el tiempo presente, el tiempo pasado, las nubes (tipo y cantidad) y, en ocasiones, la visibilidad. Por lo tanto, estas estaciones suelen ser para la aviación solamente un medio auxiliar de adquirir datos meteorológicos y no pueden funcionar sin observadores.

Los instrumentos de las estaciones automáticas deberían comprobarse e inspeccionarse regularmente. Las comprobaciones de la calidad son necesarias y están recomendadas si se desea evitar los principales errores y la deriva del instrumento. En el capítulo 1 de la parte II, se aborda el tema de las mediciones realizadas por las estaciones meteorológicas automáticas. En el capítulo 1 de la parte III, se expone con más detalle el tema de la garantía de la calidad, así como otras cuestiones relativas a la gestión. Para garantizar las prestaciones nominales de los instrumentos automáticos debería establecerse un plan de evaluación detallado que indique los plazos de mantenimiento y calibración, así como unos procedimientos de análisis crítico que permitan mejorar el sistema de observación.

En el Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.9, se ofrecen recomendaciones sobre la comunicación de información meteorológica obtenida de sistemas de observación automáticos.

2.12 RADAR

En aeródromos con tráfico intenso, los radares meteorológicos se han vuelto indispensables, ya que permiten una vigilancia eficaz, permanente y en tiempo real, produciendo observaciones complementarias de las observaciones meteorológicas habituales para los aterrizajes y los despegues. Un radar puede proporcionar información sobre una zona extensa de hasta 150 o 200 kilómetros a la redonda. También supone una ayuda para la predicción a corto plazo, dentro de la hora u horas próximas que siguen a la observación (posible ayuda para la preparación del informe TREND).

Los ecos recibidos se interpretan con el fin de identificar el tipo de precipitación en torno a la estación: precipitación de nubes convectivas o estratiformes, precipitación aislada o en línea, o precipitación debida a tormentas y, en ciertas condiciones, detección de precipitación en forma de nieve o de granizo. La imagen recibida permite realizar un seguimiento de la trayectoria y la evolución (intensificación o debilitamiento) de las líneas de turbonada o de los frentes. Si el radar está equipado con un sistema Doppler, es posible calcular la velocidad y la dirección de movimiento de los ecos.

Los radares más utilizados operan en longitudes de onda de 3, 5 o 10 centímetros. El valor seleccionado depende de la región del planeta y de la finalidad perseguida, aunque la tendencia actual va hacia el uso de una longitud de onda de 5 centímetros.

En ciertas regiones, existen centros que recogen las imágenes de radar de una serie de estaciones del país o región y construyen una imagen compuesta. Los distintos centros también intercambian imágenes para que la cobertura del radar abarque la zona más extensa posible.

En el capítulo 9 de la parte II, se puede encontrar una descripción general de las observaciones por radar.

2.13 SENSOR DE DETECCIÓN DE HIELO

Este tipo de instrumento, descrito en el capítulo 14 de la parte I, está instalado en varios aeródromos con el fin de ofrecer información sobre el estado de las pistas durante el invierno. Permite medir o detectar la temperatura en la superficie y a unos pocos centímetros por debajo de la pista, la presencia de nieve, agua y hielo liso o blanco, y la presencia de sales o productos descongelantes, si los hubiera. Esos sensores, fabricados como dispositivos compactos, se colocan en ciertos puntos de las pistas o calles de rodaje, y su número dependerá del tamaño del aeródromo y de la cantidad de pistas que se

desee proteger. También se instalan sensores atmosféricos cerca de las pistas para medir la temperatura y la humedad del aire, el viento y la precipitación.

Un sistema de adquisición y procesamiento de datos muestra los parámetros medidos y sus variaciones en el tiempo. En función del tipo de programa informático utilizado, los sistemas de aviso advierten a la autoridad aeroportuaria responsable de las operaciones en el aeródromo de la presencia de hielo liso o de predicciones de condiciones peligrosas para las aeronaves.

2.14 DETECCIÓN DE DESCARGAS ELÉCTRICAS

En los últimos años se han desarrollado sistemas para localizar tormentas basados en la detección de la radiación electromagnética de baja frecuencia proveniente de las descargas eléctricas atmosféricas (véase el capítulo 7 de la parte II). Estos sistemas miden el tiempo que tarda la señal en llegar y/o la dirección de la que proviene. Asimismo, algunos sistemas analizan las características de cada impulso radioeléctrico para identificar las descargas de nube a tierra. En ciertas regiones se instalan varias unidades de este tipo para medir y localizar estos fenómenos en una zona de 50 a 100 kilómetros alrededor del aeródromo.

2.15 OTRAS OBSERVACIONES PERTINENTES

Se debería proporcionar información adicional cuando la atmósfera esté afectada por una contaminación peligrosa, por ejemplo, en el transcurso de erupciones volcánicas. También se debería suministrar información para las operaciones de rescate, especialmente en las estaciones situadas frente a la costa. Si fuera de utilidad para las operaciones aeronáuticas durante el despegue y el aterrizaje, se debería informar del estado de la pista en los METAR y SPECI, conforme a la información suministrada por la autoridad aeroportuaria correspondiente.

La presencia de cenizas volcánicas se debería comunicar (en los informes SIGMET) como parte de la información suplementaria (Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.8). En OACI (2001, 2004*c*) puede encontrarse más información sobre observación de cenizas volcánicas, materiales radioactivos y nubes de sustancias químicas tóxicas.

En los informes METAR y SPECI se debería incluir información sobre la temperatura de la superficie del mar y sobre el estado del mar, obtenida de estaciones meteorológicas aeronáuticas instaladas en estructuras situadas frente a la costa como apoyo a las operaciones de helicópteros (Reglamento Técnico [C.3.1.], apéndice 3, 4.8.1.4).

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Committee on Low-Altitude Wind Shear and its Hazard to Aviation, 1983: *Low-Altitude Wind Shear and Its Hazard to Aviation*. National Academy Press, Washington DC (http://www.nap.edu/books/0309034329/html/).

Organización de Aviación Civil Internacional (OACI), 1993: *Manual de la atmósfera tipo de la OACI [ampliada hasta 80 kilómetros (262 500 pies)]*. Tercera edición, Doc. 7488, Montreal.

—, 1996: *Manual on the Provision of Meteorological Service for International Helicopter Operations*. Doc. 9680, Montreal.

—, 2000: *Manual de métodos para la observación y la información del alcance visual en la pista*. Segunda edición, Doc. 9328, Montreal.

—, 2001: *Manual sobre nubes de cenizas volcánicas, materiales radiactivos y sustancias químicas tóxicas*. Doc. 9691, Montreal.

—, 2004*a*: *Manual de métodos meteorológicos aeronáuticos*. Capítulo 2 y Apéndice D. Sexta edición, Doc. 8896, Montreal.

—, 2004*b*: *Aeródromos*. OACI, Anexo 14, Volumen I, Montreal.

—, 2004*c*: *Manual on the International Airways Volcano Watch (IAVW)*. Segunda edición, Doc. 9766, Montreal.

Organización Meteorológica Mundial, 1966: *International Meteorological Tables* (S. Letestu, ed.) (modificación de 1973), WMO-No. 188, Ginebra.

—, 1975: *Atlas Internacional de Nubes: Manual de observación de nubes y otros meteoros*. Volumen I, OMM-Nº 407, Ginebra.

—, 1987: *International Cloud Atlas*. Volumen II, WMO-No. 407, Ginebra.

—, 1990: *The First WMO Intercomparison of Visibility Measurements: Final Report*. (D. J. Griggs, D. W. Jones, M. Ouldridge y W. R. Sparks). Informe Nº 41 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 401, Ginebra.

—, 1992*a*: *Vocabulario meteorológico internacional*. Segunda edición, OMM-Nº 182, Ginebra.

—, 1992*b*: Visibility measuring instruments: Differences between scatterometers and transmissometers (J. P. van der Meulen). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación (TECO-92)*. Informe Nº 49 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 462, Ginebra.

—, 2002: *Directrices de orientación para la enseñanza y formación profesional del personal de meteorología e hidrología operativa*. Volumen I: Meteorología. Cuarta edición, OMM-Nº 258, Ginebra.

—, 2003: *Guía de prácticas para oficinas meteorológicas al servicio de la aviación*. Segunda edición, OMM-Nº 732, Ginebra.

—, 2004: *Reglamento Técnico*. Volumen II, OMM-Nº 49, Ginebra.

—, 2006: *Guía de sistemas meteorológicos de observación para los servicios meteorológicos aeronáuticos*. Segunda edición, OMM-Nº 731, Ginebra.

—, 2010: *Manual de Claves – Claves internacionales*. Volumen I.1, OMM-Nº 306. Ginebra.

CAPÍTULO 3

OBSERVACIONES DESDE AERONAVES

3.1 GENERALIDADES

3.1.1 Definiciones

Este capítulo describe los métodos utilizados para las mediciones meteorológicas automáticas en aeronaves comerciales modernas, conocidos colectivamente como sistemas de retransmisión de datos meteorológicos de aeronaves (AMDAR). Los principios aquí descritos pueden utilizarse para el procesamiento de datos en cualquier aeronave dotada de instrumentos. Existe información adicional en OMM (2003).

Se han diseñado aeronaves automáticas sin piloto para recorridos de larga distancia con fines de observación meteorológica, como las aerosondas (Holland, McGeer y Youngren, 1992). Sin embargo, no es probable que se lancen en grandes cantidades, y no se describen en este capítulo.

Los sistemas AMDAR funcionan en aeronaves provistas de sofisticados sistemas de navegación y otros sistemas de detección. Hay sensores para medir la velocidad, la temperatura y la presión del aire. Además, se dispone de otros datos relacionados con la posición, la aceleración y la orientación de la aeronave, procedentes del sistema de navegación aeronáutica. Las aeronaves pueden llevar también a bordo ordenadores para los sistemas de navegación y gestión del vuelo, mediante los cuales se calculan continuamente y se ponen a disposición de la tripulación en la cabina de pilotaje datos meteorológicos y de navegación. En los sistemas AMDAR, estos datos son procesados en mayor profundidad y enviados automáticamente al sistema de comunicación de la aeronave para su transmisión a tierra o, como alternativa, también puede utilizarse en la propia aeronave un equipo de procesamiento adecuado para acceder a los datos brutos de los sistemas de la aeronave y obtener independientemente las variables meteorológicas.

En los sistemas AMDAR, estos medios se emplean para compilar y transmitir informes meteorológicos en tiempo real. Generalmente los mensajes incluyen la velocidad y la dirección del viento (en el plano horizontal), la temperatura del aire, la altitud (con respecto a un nivel de presión de referencia), una medida de la turbulencia, el instante en que se efectúa la observación, la fase de vuelo y la posición de la aeronave.

Los datos de origen para las observaciones meteorológicas requieren correcciones considerables y un procesamiento complejo para obtener medidas meteorológicas representativas de la corriente de aire libre en las proximidades de la aeronave. Queda fuera del alcance de esta Guía ofrecer una descripción completa de todos los procesos que intervienen, pero se consideran los principios básicos y se proporcionan referencias para una información más completa.

3.1.2 Sensores meteorológicos de aeronaves

Los sensores básicos a bordo de aeronaves comerciales modernas incluyen una sonda de Pitot estática y una sonda de temperatura del aire total (TAT). Los datos procedentes de estos sensores junto con la información procedente del sistema de navegación aeronáutica, suministrada normalmente por un sistema o por un conjunto de sistemas de ayuda a la navegación por radio (Sistema de posicionamiento global, GPS), los equipos de medición de la distancia, los radiofaros omnidireccionales VHF, un sistema de aterrizaje por instrumentos y, en algunos casos, un sistema de referencia inercial, se procesan para proporcionar los elementos meteorológicos siguientes:

a) altitud barométrica, posición y tiempo;
b) temperatura del aire estática (SAT);
c) velocidad del viento, y
d) dirección del viento.

En algunas aeronaves se dispone de un procesamiento adicional para medir la turbulencia, o de sensores adicionales para medir la acumulación de hielo en las superficies de la aeronave y/o para medir la humedad relativa o la razón de mezcla del vapor de agua.

A fin de valorar la complejidad del sistema de tratamiento, la siguiente descripción se ha estructurado conforme al flujo de procesos en un sistema de operación normal. Cabe señalar que las variables calculadas son sumamente interdependientes (véase la figura 3.1).

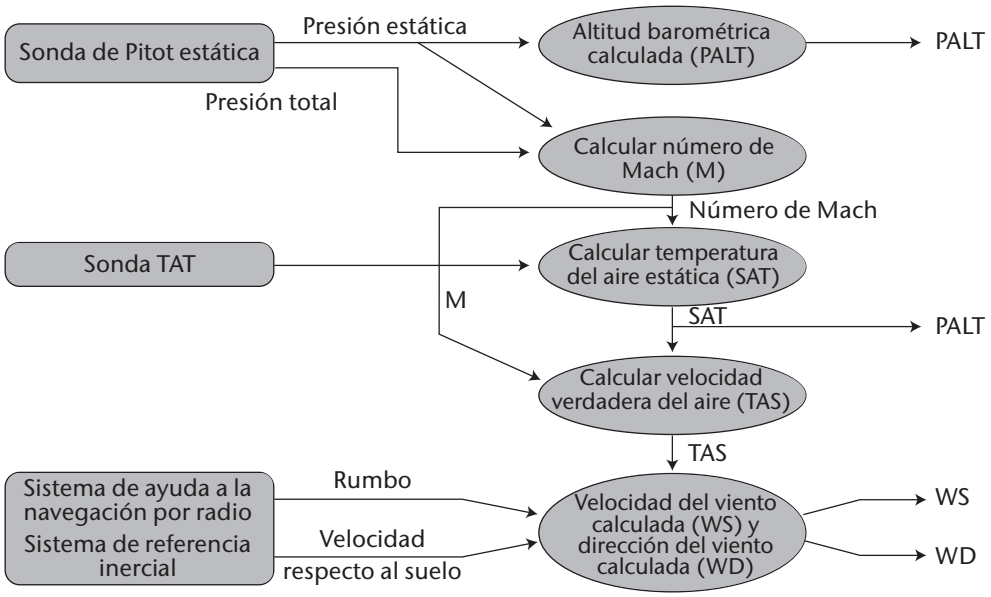


Figura 3.1. Procesamiento de datos obtenidos de sensores AMDAR

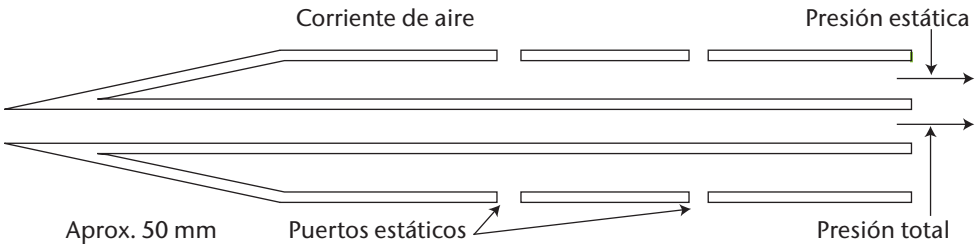


Figura 3.2. Sonda de Pitot estática

3.2 PRESIÓN Y NÚMERO DE MACH

3.2.1 Sonda de Pitot estática

La sonda de Pitot estática (figura 3.2) está expuesta en la corriente de aire libre por encima de la capa límite de la aeronave y mide la presión estática (es decir, la presión de la corriente de aire libre) y la presión total (suma de la presión estática y la presión de impacto o dinámica). Las señales de salida del sensor son transmitidas mediante un barómetro electrónico al ordenador de datos de aire (ADC), que calcula la altitud barométrica y el número de Mach a partir de estas dos medidas.

3.2.2 Altitud barométrica

Por lo general, la medición de la presión estática no se comunica en el AMDAR sino que se convierte en el ADC en la altitud equivalente basada en la atmósfera tipo internacional (OACI, 1964). La atmósfera tipo (figura 3.3) considera una disminución lineal de la temperatura con la altura de 6,5 °C por kilómetro hasta los 11 kilómetros o 36 089 pies de altura, y una temperatura y presión medias a nivel del mar de 15 °C y 1 013,25 hPa, respectivamente. Desde los 11 a los 20 kilómetros se considera una temperatura constante de –56,5 °C.

Cuando la altitud barométrica (PALT) es igual o inferior a 36 089 pies, la presión estática P se relaciona con la altitud barométrica mediante la siguiente expresión:

$$P\,(\text{hPa}) = 1\,013{,}25 \cdot (1 - 10^{-6} \cdot 6{,}875\,6 \cdot (\text{PALT}))^{5{,}255\,9} \qquad (3.1)$$

Por ejemplo, si la altitud barométrica es de 30 000 pies, P = 300,9 hPa.

La expresión anterior se puede utilizar directamente si la escala secundaria del altímetro aeronáutico

(referencia cero) se fija en la presión tipo (1 013,25 hPa). En ese caso, la PALT es idéntica a la altitud indicada. Los procedimientos de navegación establecen también ajustes de la escala secundaria del altímetro en otros niveles de referencia. Por ejemplo, el ajuste puede ser a la presión del aeródromo (QFE, presión atmosférica a la elevación del aeródromo), o a la presión atmosférica reducida al nivel del mar (QNH), que es una referencia de la presión en la escala de la atmósfera tipo de modo que indica la elevación del aeródromo en el momento de aterrizar en un aeródromo determinado. Por tanto, en general, la altitud barométrica viene dada por la altitud indicada más la altitud de la referencia de la escala secundaria del altímetro en la escala de la atmósfera tipo. La expresión general es:

$$\text{PALT (pies)} = H_i + H_r \qquad (3.2)$$

$$H_r = (1 - (P_r/1\,013{,}25)^{0{,}190\,3})10^6/6{,}875\,6 \qquad (3.3)$$

donde H_i es la altitud indicada; H_r es la altura de la presión de referencia; y P_r (hPa) es el ajuste de la escala secundaria del altímetro. (Obsérvese que $H_r = 0$ siempre y cuando $P_r = 1\,013{,}25$ hPa).

Por ejemplo:

a) si el ajuste de la escala secundaria es a un valor de QNH de 1 000,0 hPa y la altitud indicada es de 9 335 pies, PALT = 9 335 + 364 = 9 699 pies y P = 705 hPa, y
b) si el ajuste de la escala secundaria es a un valor de QFE de 990 hPa, la elevación del aeródromo es de 276 pies y la altitud indicada de 9 058 pies, PALT = 9 058 + 641 = 9 699 pies y el valor de QNH sería de 1 000 hPa.

Si PALT es superior a 36 089 pies, la presión estática viene dada por:

$$P\ (\text{hPa}) = 226{,}32^{-(\text{PALT} - 36\,089)/20\,805} \qquad (3.4)$$

Por ejemplo, si la altitud barométrica es de 40 000 pies, P = 187,5 hPa.

3.2.2.1 Incertidumbre de la medición

Las fuentes de error incluyen:

a) el error de calibración;
b) el error instrumental aleatorio a corto plazo;
c) la deriva de calibración; y
d) el error de exposición o error de fuente estática.

Dado que las separaciones de seguridad de las aeronaves son fundamentales, estos errores se corrigen tanto como sea posible en el ADC. El error de fuente estática, que es función de la ubicación de la sonda, del número de Mach y del ángulo de ataque, se determina de forma empírica durante la prueba de vuelo. La incertidumbre de la presión se deduce de las alturas comunicadas.

Las alturas de AMDAR, codificadas según las claves de la OMM (1995), se comunican en cientos de pies, que a nivel de crucero equivale a unos 1,5 hPa. Ello representa aproximadamente el 0,1 por ciento de la escala completa de medición de la presión; con una exactitud instrumental que, en el mejor de los casos, alcanza el 0,05 por ciento, la incertidumbre en la presión estática a nivel de crucero que se deriva de la conversión de la altitud barométrica es de aproximadamente 2 hPa. Al nivel de referencia cero, la

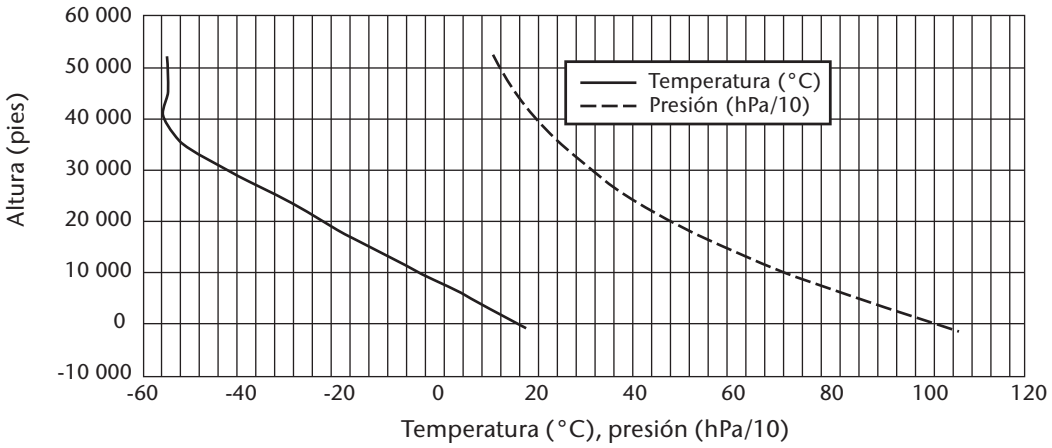


Figura 3.3. Atmósfera tipo de la OACI

resolución equivale a unos 3,5 hPa, lo que genera una incertidumbre cercana a 4,0 hPa.

3.2.3 Número de Mach

El número de Mach (M, cociente entre la velocidad verdadera del aire y la velocidad del sonido en el aire libre) es un elemento importante en las operaciones de las aeronaves. En los sistemas AMDAR se emplea para corregir las mediciones de la temperatura y de la velocidad del aire. En aire seco, la velocidad del sonido es proporcional a la raíz cuadrada de la temperatura absoluta (estática). Sin embargo, debido a que la SAT no se mide directamente por los sensores de la aeronave, se emplea un método independiente para la obtención del número de Mach. La ecuación para M es:

$$M^2 = \frac{2}{(\gamma - 1)} \left[\left(\frac{p_s}{p_0} \right)^{\frac{\gamma - 1}{\gamma}} - 1 \right] \qquad (3.5)$$

donde p_0 es la presión estática (en la corriente de aire no perturbada); p_s es la presión total (ambas obtenidas de la sonda de Pitot estática); y γ es la razón entre los calores específicos del aire seco (C_p y C_v). Para más detalles, véanse los textos de referencia sobre aerodinámica de las aeronaves, como Abbott y von Doenhoff (1959) y Dommasch, Sherby y Connolly (1958).

3.2.3.1 Incertidumbre de la medición

La exactitud de la medición se establece prácticamente en su totalidad por la exactitud en las mediciones básicas de la presión. En operaciones normales (con la sonda de Pitot estática debidamente alineada y expuesta en la corriente de aire libre), el número de Mach calculado debería tener una exactitud mejor del 0,2 por ciento.

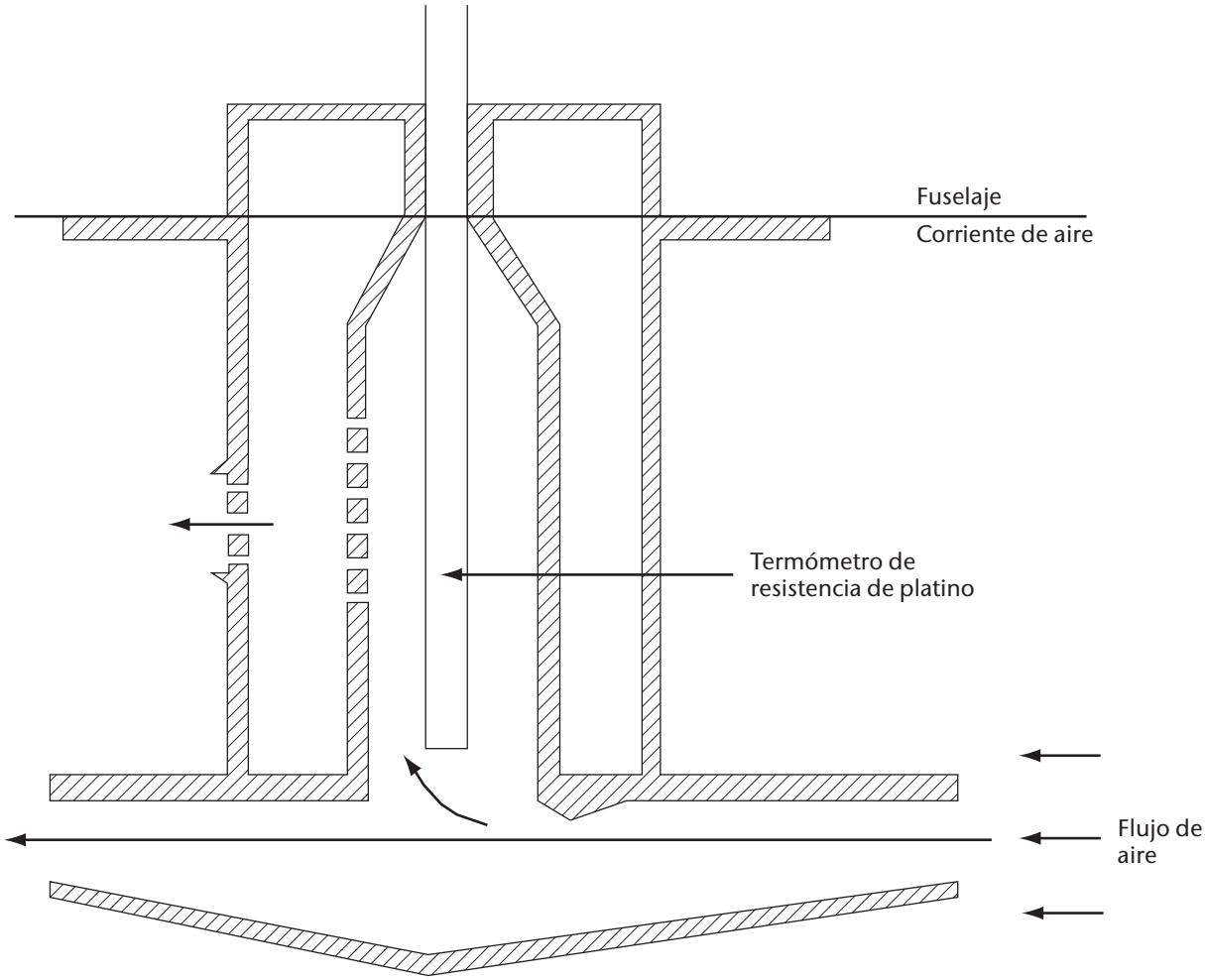


Figura 3.4. Sonda de termómetro de aeronave

3.3 TEMPERATURA DEL AIRE

3.3.1 Sonda de la temperatura del aire total

La sonda TAT está expuesta a la corriente de aire libre y se utiliza para calcular la temperatura estática (de la corriente de aire libre). La medición exacta de la temperatura del aire es fundamental para el resto de elementos meteorológicos que de ella se derivan. Por ejemplo, se utiliza en el cálculo de la velocidad verdadera del aire y, por tanto, tiene un efecto sobre el cálculo de las componentes de la velocidad del viento. El ADC corrige la temperatura medida por la sonda empleando el número de Mach calculado.

Muchas aeronaves comerciales están equipadas con sondas TAT del tipo termómetro de inmersión. La figura 3.4 muestra un ejemplo típico. El elemento de detección es un termómetro de resistencia de platino. La cubierta de protección está diseñada para alejar los hidrometeoros de nubes del elemento de detección, aunque se ha documentado (Lawson y Cooper, 1990) que este último se humedece con las nubes cumuliformes.

La temperatura (T_1) medida por la sonda toma un valor próximo al valor teórico de la TAT que tendría lugar con una compresión adiabática perfecta de la corriente de aire libre en la sonda del sensor. La SAT (T_0, en K), que es la temperatura de la corriente de aire libre, se relaciona con la temperatura medida mediante la siguiente expresión:

$$T_0 = \frac{T_1}{\left(1 + \lambda \frac{(\gamma - 1)}{2} M^2\right)} \qquad (3.6)$$

donde λ es el factor de recuperación de la sonda, que comprende el efecto de viscosidad y el efecto de estancamiento incompleto de aire en el sensor. El valor T_1 comprende la compensación de calor aplicado para el deshielo, si procede.

Para las sondas más habituales en servicio en aeronaves comerciales $\lambda = 0{,}97$, y tomando $\gamma = 1{,}4$, la SAT (en kélvines) se convierte en:

$$T_0 = T_1/(1 + 0{,}194M^2) \qquad (3.7)$$

Y para el nivel de crucero de un avión a reacción comercial típico, con un número de Mach cercano a 0,8, se obtiene:

$$T_0 \cong T_1/1{,}124 \qquad (3.8)$$

es decir, si T_0 = 223 K (–50 °C), entonces:

$$T_1 = 251 \text{ K } (-22\ ^\circ\text{C}) \qquad (3.9)$$

Así pues, una corrección típica de la temperatura a nivel de crucero es –28 °C.

3.3.1.1 Incertidumbre de la medición

La SAT es función de la temperatura de la sonda y del número de Mach. Como se ha indicado antes, el número de Mach se obtiene a partir de la presión total y de la presión estática, siendo estas medidas independientes de la sonda de Pitot estática. Por tanto, la incertidumbre de la medición es función de tres fuentes de error, además de los errores de calibración y corrección por la exposición y otros efectos (por ejemplo, el deshielo en la sonda).

El error de temperatura (ΔT_0) está relacionado con el error del número de Mach (ΔM) mediante la siguiente expresión:

$$\Delta T_0 = 0{,}388 M T_1 (1 + 0{,}194 M^2)^{-2} \Delta M \qquad (3.10)$$

Teniendo en cuenta estos factores diversos, la incertidumbre de la SAT calculada es de aproximadamente 0,4 °C para un número de Mach de 0,8, reduciéndose a 0,3 °C para números de Mach menores. Los datos de temperatura normalmente se almacenan como palabras binarias de 11 bits, de modo que la incertidumbre en cada valor almacenado aumentará en unos 0,25 °C. Si el sensor se humedece dentro de una nube, se enfriará posteriormente por evaporación, dando lugar a errores adicionales de hasta 3 °C aproximadamente. A velocidades del aire muy bajas (por ejemplo, antes del despegue), el flujo de aire en el sensor puede ser insuficiente para mantener la exactitud de la medición. Algunas aeronaves utilizan sensores aspirados para remediar este problema. Sin embargo, estas mediciones suelen estar fuera del ámbito de observación de AMDAR y podrían descartarse en las consideraciones de error de dicho sistema. A pesar de la complejidad del procesamiento de datos requerido, la experiencia práctica por lo que respecta al sistema de adquisición y retransmisión por satélite de datos de aeronaves (ASDAR) (OMM, 1992) sugiere que los errores de temperatura media a nivel de crucero son aproximadamente de 1 °C.

3.4 VELOCIDAD Y DIRECCIÓN DEL VIENTO

La medición del vector viento tridimensional desde una aeronave es un procedimiento complejo. Utilizando datos procedentes del sistema de navegación de la aeronave (generalmente un sistema de ayuda a la navegación por radio) y del sistema de la velocidad del aire (generalmente un tubo de Pitot estático), junto con datos de los sensores de temperatura, es posible estimar con un alto grado de exactitud la velocidad (V_g) de la aeronave con respecto a la tierra y la velocidad del aire (V_a) con respecto a la aeronave. Por tanto, el vector viento (V) viene dado por:

$$V = V_g - V_a \tag{3.11}$$

Los vectores V_g y V_a han de medirse con exactitud dado que los vientos horizontales típicos son pequeños (≤ 30 m s^{-1}) en comparación con la velocidad de la aeronave respecto al suelo y con la velocidad verdadera del aire (200 a 300 m s^{-1}). Los primeros sistemas AMDAR dependían de los datos obtenidos de los sistemas de navegación inercial para la navegación principal de largo alcance que requerían, a su vez, información sobre el cabeceo, la guiñada, el ángulo de ataque y los ángulos de balanceo para la resolución completa del vector viento. Sin embargo, esto ya no es necesario con los modernos sistemas de navegación multisensor para producir datos operativos de calidad (Meteorological Service of Canada, 2003). No obstante, cuando se utiliza un sistema de navegación inercial, la resolución completa de los vectores requiere medidas de cabeceo, balanceo y guiñada de la aeronave y del ángulo vertical de ataque respecto a la corriente de aire (figura 3.5). Al nivel de vuelo normal, el cabeceo, la guiñada y el ángulo de ataque son muy reducidos y pueden ignorarse. Sin embargo, los errores durante las maniobras pueden ser significativos, pues estas maniobras provocan normalmente ángulos de balanceo considerables, de modo que es habitual excluir los datos del viento cuando el ángulo de balanceo es superior a cierto umbral (normalmente entre 3 y 5 grados).

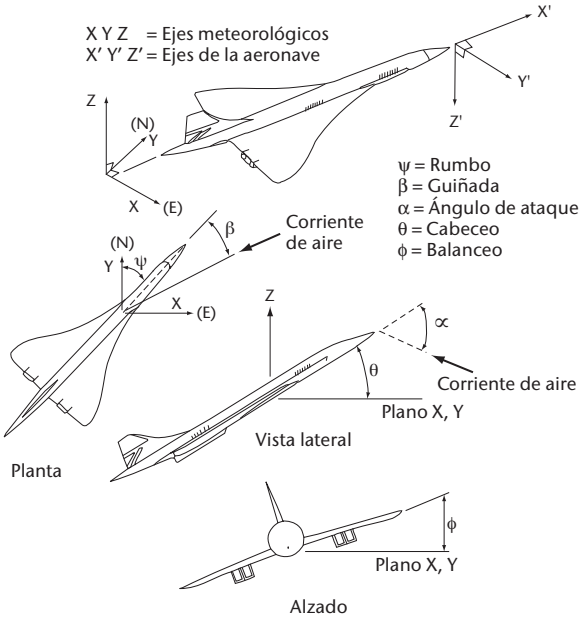


Figura 3.5. Ejes de referencia y ángulos de actitud de las aeronaves

Para la mayoría de las aplicaciones solo se mide la componente horizontal del viento. Los datos de entrada requeridos se reducen entonces a la velocidad del aire, el rumbo y la velocidad respecto al suelo. El rumbo y la velocidad respecto al suelo se toman del sistema de navegación. La velocidad verdadera del aire debe calcularse a partir del número de Mach y de la SAT. Las componentes del viento horizontal (u, v) son:

$$u = -|V_a| \sin\phi + u_g \tag{3.12}$$

$$v = -|V_a| \cos\phi + v_g \tag{3.13}$$

donde $|V_a|$ es la magnitud de la velocidad verdadera del aire; ϕ es el rumbo con respecto al norte verdadero y u_g y v_g son las componentes de la velocidad respecto al suelo.

3.4.1 Incertidumbre de la medición

La velocidad verdadera del aire es función del número de Mach y de la SAT:

$$V_a \text{ (nudos)} = 38{,}867\, M T_0^{1/2} \tag{3.14}$$

$$V_a \text{ (nudos)} = 38{,}867\, T_1^{1/2} M/(1 + 0{,}194 M^2)^{1/2} \tag{3.15}$$

Si existen errores tanto en el número de Mach como en la SAT, el error total viene dado por:

$$\Delta V_a = 38{,}867\, T_0^{1/2} \Delta M + 19{,}433\, M T_0^{-1/2} \Delta T_0 \tag{3.16}$$

donde ΔV_a es el error del viento; ΔM es el error del número de Mach; y ΔT_0 es el error de temperatura. Obsérvese, a partir de la ecuación 3.10, que el error del número de Mach contribuye también al error de temperatura.

A menos que existan errores importantes de temperatura, la incertidumbre en el número de Mach puede ser la más significativa. Por ejemplo, con un

error del número de Mach del 0,2 por ciento a nivel de crucero, el error en la velocidad del aire es del orden de un nudo (o sea, 0,5 m s^{-1}). Por lo tanto, sin errores del sistema de navegación, se prevén errores del vector viento de hasta 0,5 m s^{-1} y estos además dependen del ángulo que existe entre el viento a nivel del vuelo y el rumbo de la aeronave. Obsérvese, sin embargo, que los errores grandes de temperatura darán lugar a errores grandes del viento.

Los errores en la velocidad verdadera del aire se añaden a los errores de la unidad de referencia inercial. En los cálculos básicos se asume la alineación perfecta de la aeronave con la corriente de aire y la ausencia de balanceo, cabeceo y guiñada, así como el ajuste perfecto de la plataforma inercial. Con ángulos elevados de cabeceo y balanceo, los errores del vector viento, que son proporcionales a la velocidad verdadera del aire, pueden ser importantes. Por ejemplo, a una velocidad del aire de 150 nudos con 5° de cabeceo y 10° de balanceo puede esperarse un error del vector viento de unos 2 nudos (1 m s^{-1}), independientemente del vector viento verdadero. A 300 nudos de velocidad del aire, el error del vector viento se duplica a 4 nudos (2 m s^{-1}). A velocidades del viento bajas, los errores del vector pueden llevar a errores grandes en la dirección del viento. Por lo tanto, teniendo en cuenta todas las fuentes de error indicadas anteriormente y combinando el error de la velocidad y la dirección como error del vector, una indicación más útil sugeriría una incertidumbre típica de 4 a 6 nudos (2 a 3 m s^{-1}). Estas estimaciones están de acuerdo con lo encontrado en la práctica (véase, por ejemplo, Nash, 1994).

3.5 TURBULENCIA

La turbulencia, especialmente la turbulencia en aire claro (turbulencia en ausencia nubes), es un fenómeno importante y potencialmente peligroso en aviación. Aunque en las operaciones comerciales rutinarias las rutas de vuelo están diseñadas para evitar la turbulencia, es inevitable que las aeronaves experimenten sacudidas imprevistas, pero la desviación respecto al nivel de vuelo establecido puede medirse con la instrumentación de a bordo.

3.5.1 Turbulencia derivada de la aceleración vertical

La aceleración vertical (perpendicular al plano de referencia horizontal de la aeronave) se mide en la unidad de referencia inercial. La salida de datos se referencia y ajusta a la aceleración debida a la gravedad, y puede clasificarse del modo indicado en la tabla que figura a continuación. Sin embargo, la intensidad de la turbulencia que afecta a una aeronave depende principalmente de la velocidad del aire, de la masa de la aeronave, de la altitud y de la naturaleza de la propia turbulencia. Por tanto, los informes de turbulencia procedentes de una aeronave derivados de la aceleración máxima según las relaciones aproximadas indicadas en la tabla son de aplicación limitada y dependen del tipo de aeronave, pues una ráfaga dada tendrá diferentes efectos en diferentes aeronaves.

Magnitudes para las que es necesario convertir los datos al calcular los promedios

Categoría de turbulencia	*Aceleración máxima*[a]
Inexistente	menos de 0,15 g
Ligera	de 0,15 g a 0,5 g (no incluida)
Moderada	de 0,5 g a 1,0 g
Fuerte	más de 1,0 g

a *Estas aceleraciones, que pueden ser positivas o negativas, son desviaciones de la aceleración normal de la gravedad (1,0 g).*

3.5.1.1 Incertidumbre de la medición

Existen dos fuentes principales de error en los instrumentos a bordo de una aeronave, en particular el error "cero" o error de referencia, y el error de salida de la calibración. Para la mayoría de las aeronaves, el valor de referencia nominal es +1,0 g, pero este puede variar normalmente en un 3 por ciento. Este error puede prácticamente eliminarse mediante corrección cuando la aeronave se encuentra en tierra, dejando un error residual (incluyendo la medida) de aproximadamente el 3 por ciento de la medición (Sherman, 1985).

3.5.2 Velocidad de las ráfagas verticales equivalentes derivadas

Un indicador de turbulencia alternativo es la velocidad de la ráfaga vertical equivalente derivada (DEVG), definida como la velocidad de las ráfagas verticales instantáneas que, superpuesta a un viento horizontal constante, produciría la aceleración medida de la aeronave. El efecto de una ráfaga sobre una aeronave depende de la masa y de otras características, pero estas últimas pueden considerarse de manera que permitan calcular la velocidad de ráfaga independientemente de la

aeronave. La ráfaga vertical equivalente derivada viene dada por (Sherman, 1985):

$$U_{de} = \frac{Am\Delta n}{V_c} \qquad (3.17)$$

donde U_{de} es la velocidad de las ráfagas equivalentes derivadas; n es el módulo de la desviación máxima de la aceleración vertical de la aeronave respecto a 1 g en unidades de g; m es la masa total; V_c es la velocidad del aire calibrada en el momento de producirse la aceleración máxima; y A es un parámetro que depende del tipo de aeronave y, en mucha menor medida, de la masa, de la altitud y del número de Mach.

3.5.2.1 Incertidumbre de la medición

Se han estimado los errores en cada uno de los elementos que contribuyen a U_{de}. Estos suelen representar menos del 3 por ciento para cada elemento en un nivel de vuelo normal y, en casos extremos, podría darse un error total de entre el 10 y el 12 por ciento. Suponiendo una distribución aleatoria de errores, la incertidumbre típica sería del 3 o el 4 por ciento del valor final de U_{de}. Las maniobras de las aeronaves pueden provocar también importantes aceleraciones verticales en la aeronave e, inversamente, las técnicas de control activas pueden amortiguar la aceleración provocada por las ráfagas, lo cual podría llevar a subestimar de forma significativa la velocidad de las ráfagas verticales.

3.5.3 Tasa de disipación de la turbulencia

Este método (Cornman, Morse y Cunning, 1995) describe el espectro de ráfagas verticales del aire turbulento en torno a la aeronave mediante un único parámetro, $\varepsilon^{1/3}$, o tasa de disipación de la turbulencia (EDR). El espectro de energía de entrada de las ráfagas, en las frecuencias de interés, puede aproximarse del modo siguiente:

$$\phi_i(\omega) = 0{,}7\, V^{2/3} \varepsilon^{2/3} \omega^{-5/3} \qquad (3.18)$$

donde V es la velocidad verdadera del aire, y ω es la frecuencia de la turbulencia relativa a la aeronave. El parámetro $\varepsilon^{1/3}$ está relacionado con la energía total en el espectro de ráfagas (σ^2) dividido por un parámetro de escala de longitud ($L^{1/3}$), de modo que:

$$\varepsilon^{1/3} \equiv [\sigma^2/L^{1/3}]^{1/2} \ (\mathrm{m}^{2/3}\ \mathrm{s}^{-1}) \qquad (3.19)$$

Dada la función de respuesta de la aceleración vertical de la aeronave a las ráfagas verticales $H(\omega)$, el espectro de energía de salida de las ráfagas verticales $\phi_0(\omega)$ viene dado por:

$$\phi_0(\omega) = |H(\omega)|^2\, 0{,}7 V^{2/3} \varepsilon^{2/3} \omega^{-5/3} \qquad (3.20)$$

y la energía de salida de la aceleración vertical $\sigma_0^2(\omega)$ viene dada por:

$$\sigma_0^2(\omega) = \int_{\omega_1}^{\omega_2} \varphi_0(\omega)\, d\omega \qquad (3.21)$$

$$\sigma_0^2(\omega) = 0{,}7 V^{2/3} \varepsilon^{2/3} \int |H(\omega)|^2\, \omega^{5/3}\, d\omega \qquad (3.22)$$

Los límites de integración, ω_1 y ω_2, se eligen para eliminar la amplificación de baja frecuencia de la aproximación espectral de ráfagas, bajas frecuencias debidas a las maniobras de la aeronave, al ruido, y a la respuesta de alta frecuencia de la aeronave no modelada por $H(\omega)$. Representando la integral anterior como $I(\omega_1, \omega_2, \omega)$ y reordenando, se obtiene:

$$\varepsilon^{2/3}(\omega) = \sigma_0^2(\omega)/0{,}7 V^{2/3} I(\omega_1, \omega_2, \omega) \qquad (3.23)$$

La integral de respuesta puede calcularse para una aeronave específica, y esta varía lentamente en el tiempo con el peso cambiante de la aeronave y las condiciones de vuelo. Debido a que la EDR y la energía de salida varían en el tiempo a medida que la aeronave se enfrenta a condiciones de turbulencia distintas, y teniendo en cuenta que para un intervalo de tiempo (T) dado, $\sigma_0^2(\omega) = \sigma_0^2(T)$, es posible escribir:

$$\varepsilon^{2/3}(T) = \sigma_0^2(T)/0{,}7 V^{2/3} I(\omega_1, \omega_2, T) \qquad (3.24)$$

en donde T es el intervalo de medición de cada estimación de la EDR.

En aplicaciones prácticas, las aceleraciones verticales de salida se tratan con un filtro de paso de banda para igualar la integral de respuesta, y σ_0^2 se estima a partir de la desviación típica de muestras corridas de 10 s de los valores filtrados. En la actualidad el filtro de paso de banda se fija entre 0,1 y 0,8 Hz. La integral de respuesta de la aeronave se evalúa para una serie de condiciones de vuelo y se almacena en las tablas de búsqueda de forma que se simplifican y reducen las necesidades de computación a bordo. Respecto al enlace de bajada, los datos pueden reducirse a los valores medio y máximo en el intervalo considerado. El valor máximo que se suele utilizar es el correspondiente al percentil 90 del intervalo a informar.

3.5.3.1 Incertidumbre de la medición

Al igual que en la DEVG, en la EDR existe potencialmente un gran número de fuentes de error que contribuyen a la incertidumbre de la medición. A partir del análisis de error de la DEVG, cabe esperar una incertidumbre aproximada del 5 al 10 por ciento en el proceso de cálculo. Surge una complicación adicional como consecuencia de la elección del intervalo de muestreo y del período de promediado. El análisis de series temporales típicas de datos de aceleración vertical a menudo revela una alta variabilidad de las propiedades estadísticas en distancias cortas. Las variaciones en la velocidad del aire de una sola aeronave y entre los distintos tipos de aeronaves alteran las distancias de muestreo y cambian las longitudes de ondas filtradas.

3.5.3.2 Relación entre la EDR y la DEVG

Se han efectuado comparaciones detalladas *in situ* entre la EDR y la DEVG (Stickland, 1998) que han revelado una alta correlación entre los valores máximos de la EDR y de la DEVG para los mismos episodios de turbulencia. Este resultado debería preverse, ya que la EDR es directamente proporcional a la desviación típica de la aceleración vertical en el intervalo de medición escogido. Por lo tanto, para una distribución "normal", el valor extremo estará estrechamente correlacionado con la ráfaga vertical máxima (proporcional a la desviación máxima de la aceleración vertical). Obviamente, esta relación no se aplicará a un episodio único que caiga fuera de la distribución considerada, y el filtro de la EDR limitado a 0,8 Hz podría atenuar excesivamente episodios de ráfagas muy intensos.

3.6 HUMEDAD RELATIVA

A pesar de que se han utilizado distintos sensores en las aeronaves de investigación para medir la humedad relativa (o una variable relacionada) y de que en la actualidad se están desarrollando otros muchos que hacen uso de diversas tecnologías (entre ellas, absorción-capacitancia, espejo enfriado y diodo láser), no hay una gran disponibilidad de sensores adecuados. Existe un sensor de diodo láser de estado sólido, actualmente en desarrollo en Estados Unidos de América (May, 1998; Fleming, 2000; 2003), que, midiendo directamente la razón de mezcla del vapor de agua, augura alcanzar resoluciones de algunas partes por millón en volumen. El método se basa en la absorción de la radiación electromagnética de banda estrecha por el vapor de agua. La intensidad de la radiación en el detector se relaciona con la radiación emitida según la ley de Beer, de modo que:

$$I = I_0^{-kxp/p_0} \qquad (3.25)$$

donde I es la señal recibida; I_0 es la señal transmitida; k es el coeficiente de absorción; x es la longitud del camino óptico; p es la concentración de agua en el volumen de detección; y p_0 es la concentración de vapor de agua a temperatura y presión normales. Dado que I_0, k, x y p_0 son propiedades conocidas del sistema, la concentración de agua en el volumen de muestreo se mide y se convierte fácilmente en la razón de mezcla del vapor de agua.

Al plegarse la longitud del camino óptico se ha podido encajar todo el sensor en una sonda de temperatura de aeronave típica. Dado que la razón de mezcla del vapor de agua se conserva en la compresión adiabática en el sensor, puede comunicarse el valor medido sin conocer la SAT. Esto también es útil en los modelos numéricos de la atmósfera, que hacen uso de la humedad específica (que, numéricamente, es prácticamente indistinguible de la razón de mezcla del vapor de agua) como variable de entrada. Los campos del análisis numérico a menudo precisan de la humedad relativa como variable de campo de humedad, que se calcula fácilmente a partir de la razón de mezcla del vapor de agua siempre y cuando la SAT y la presión ambiente sean conocidas.

3.6.1 Incertidumbre de la medición

La exactitud exigida al sistema es de aproximadamente 2 a 4 partes por millón en volumen. Sin embargo, en muchas aplicaciones meteorológicas se necesitan otras variables psicrométricas como el punto de rocío o la humedad relativa. La exactitud de estas variables derivadas depende no solo de la incertidumbre de la medida original de la razón de mezcla del vapor de agua, sino también de la incertidumbre en la SAT y, en menor medida, de la incertidumbre en la presión ambiente. Por ejemplo, podrían esperarse incertidumbres en la humedad relativa de aproximadamente el 4 y el 6 por ciento para humedades relativas verdaderas del 50 y el 90 por ciento respectivamente, si la incertidumbre en la temperatura es de 1 °C.

3.7 ENGELAMIENTO

Varios tipos de sensores pueden detectar la formación de hielo en la superficie de las aeronaves.

Actualmente se usan los dos tipos siguientes de sensores:

a) sensores capacitivos de película fina adheridos al perfil del ala; y
b) sensores mecánicos (transductores de vibración) expuestos a la corriente de aire en una sonda instalada junto a la superficie apropiada de la aeronave.

3.7.1 Incertidumbre de la medición

La señal de salida de ambos sensores es fundamentalmente del tipo "hielo" o "no hielo", y el error se podría definir por la tasa de falsas alarmas. En la actualidad no se dispone de datos sobre la tasa de falsas alarmas de estos sensores.

3.8 SISTEMAS DE OPERACIÓN PRÁCTICOS

Actualmente se utilizan varios sistemas de operación AMDAR, entre ellos el ASDAR, así como un número creciente de sistemas de muy alta frecuencia basados en el sistema de direccionamiento e informe para comunicaciones de aeronaves (ACARS). Todos ellos comunican los datos en modo perfilador (durante el ascenso o descenso) así como en modo de crucero.

3.8.1 Retransmisión por satélite de datos de aeronaves

La retransmisión por satélite de datos de aeronaves se concibió como un sistema de observación para el primer experimento mundial del Programa de Investigación de la Atmósfera Global y, tras el desarrollo con éxito de un prototipo, un consorcio de Miembros de la OMM lo ha implantado como sistema de operación. El sistema ASDAR (OMM, 1992) permite emplear un procesador de datos dedicado que extrae los datos brutos de los sistemas de las aeronaves, calcula las variables meteorológicas requeridas, y genera y transmite un mensaje meteorológico cifrado a través del sistema internacional de recopilación de datos de satélites meteorológicos geosíncronos. Aunque este programa concluyó oficialmente en diciembre de 2003, un número reducido de aeronaves siguen todavía generando datos.

3.8.2 Sistema de Recopilación y Transmisión de Datos Meteorológicos

Este sistema es un AMDAR típico basado en el sistema ACARS. El Sistema de Recopilación y Transmisión de Datos Meteorológicos utilizado en América del Norte (Taylor, Landot y Ligler, 1990) fue desarrollado por la compañía Aeronautical Radio Inc. bajo un contrato con la Administración Federal de Aviación de Estados Unidos de América. El sistema acepta informes meteorológicos procedentes de aeronaves comerciales con enlace descendente a través del ACARS, en una diversidad de formatos propios de cada compañía, y convierte estos informes a un formato común para transmitirlos a los Centros Nacionales de Predicción del Medio Ambiente en Washington D. C.

3.9 SISTEMAS AMDAR FUTUROS

Actualmente se están desarrollando varios sistemas similares al AMDAR que proporcionarán mejor cobertura global y aumentarán el número de observaciones en la capa límite y en la troposfera inferior. Se está poniendo especial énfasis en la incorporación de pequeñas aeronaves regionales y de aviación general a fin de instalar en ellas sistemas AMDAR convencionales o sistemas de sensores y de comunicación dedicados. Estas aeronaves operan desde múltiples aeropuertos de menor tamaño que normalmente no están cubiertos por las aeronaves que actualmente envían informes AMDAR.

3.9.1 Vigilancia Dependiente Automática de la OACI

El desarrollo de los sistemas mundiales de navegación aérea está estrechamente relacionado con los avances en los sistemas de comunicación. Por tanto, el Sistema de navegación aérea del futuro está asociado al desarrollo de un sistema de Vigilancia Dependiente Automática que depende, a su vez, de las comunicaciones globales de aeronaves por satélite. El sistema mundial de comunicación de aeronaves se está migrando a una red abierta dentro del proyecto de Red de telecomunicaciones aeronáuticas (Wells y otros, 1990). Esto permitirá agrupar los sistemas VHF y Satcom en una red abierta común.

La determinación satisfactoria de las rutas de las aeronaves comerciales bajo criterios meteorológicos, especialmente para proporcionar seguridad en los vuelos, minimizar el consumo de combustible y la fatiga de la estructura del avión, y garantizar la comodidad de los pasajeros, requiere mayor exactitud en las predicciones aeronáuticas. Por tanto, los informes automáticos sobre la posición de las aeronaves para la Vigilancia Dependiente Automática tienen en cuenta la inclusión de informes meteorológicos automáticos. Los datos que han de

figurar en esos informes son esencialmente los mismos que los de los actuales sistemas AMDAR, permitiendo la incorporación de turbulencia y humedad.

3.9.2 Otros sistemas AMDAR

En Estados Unidos de América se está desarrollando un nuevo sistema denominado notificación de datos meteorológicos troposféricos de a bordo (AirDat, 2003), basado en un sistema de sensores y comunicaciones dedicados para su instalación en pequeñas aeronaves regionales y de aviación general que vuelan entre 10 000 y 20 000 pies. Estas aeronaves operan en rutas más cortas con más ascensos y descensos que las aeronaves a reacción convencionales de mayor tamaño.

En Canadá se están desarrollando otros sistemas para ofrecer cobertura AMDAR en una gama distinta de aeronaves, generalmente de menor tamaño, que operan en las regiones árticas.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Abbott, I. H. y A. E. von Doenhoff, 1959: *Theory of Wing Sections*. Dover Publications, Inc., Mineola, Nueva York, 693 págs.

AirDat, 2003: *TAMDAR – Tropospheric Airborne Meteorological Data Reporting Sensor and System Overview; Air-Dat Infrastructure and Global Capabilities*. Documento informativo, AirDat LLC, Evergreen, Colorado.

Cornman, L. B., C. S. Morse y G. Cunning, 1995: Real-time estimation of atmospheric turbulence severity from in situ aircraft measurements. *Journal of Aircraft*, volumen 32, número 1, págs. 171 a 177.

Dommasch, D. O., S. S. Sherby y T. F. Connolly, 1958: *Airplane Aerodynamics*. Nueva York, Pitman, 560 págs.

Fleming, R. J., 2000: Water vapor measurements from commercial aircraft: Progress and plans. *Preprints*. Fourth Symposium on Integrated Observing Systems, Long Beach, California, American Meteorological Society, págs. 30 a 33.

—, 2003: The WVSS-II and the UCAR air sampler: Purpose, design, status (comunicación personal). University Corporation for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.

Holland, G. J., T. McGeer y H. Youngren, 1992: Autonomous aerosondes for economical atmospheric soundings anywhere on the globe. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73, págs. 1987 a 1998.

Lawson, R. P. y W. A. Cooper, 1990: Performance of some airborne thermometers in clouds. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 7, págs. 480 a 494.

May, R. D., 1998: Open-path, near-infrared tuneable diode laser spectrometer for atmospheric measurements of H_2O. *Journal of Geophysical Research*, 103, págs. 19161 a 19172.

Meteorological Service of Canada, 2003: *The Effect of Pitch and Roll Attitude on the Calculation of Wind*. Informe de G. Bruce, Aeromechanical Services Ltd., 1118-1c, Rev. 1.0.

Nash, J., 1994: Upper wind observing systems used for meteorological operations. *Annales Geophysicae*, volumen 12, págs. 691 a 710.

Organización de Aviación Civil Internacional (OACI), 1964: *Manual of the ICAO Standard Atmosphere*. Segunda edición, Doc. 7488, Montreal.

Organización Meteorológica Mundial, 1992: Development of the aircraft to satellite data relay (ASDAR) system (D. J. Painting). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación (TECO-92)*. Informe Nº 49 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 462, Ginebra.

—, 1995: *Manual de claves*. Volumen I.1, OMM-Nº 306, Ginebra.

—, 2003: *Aircraft Meterological Data Relay (AMDAR) Reference Manual*, WMO-No. 958, Ginebra.

Rodi, A. R. y P. A. Spyers-Duran, 1972: Analysis of time response of airborne temperature sensors. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 11, págs. 554 a 556.

Sherman, D. J., 1985: *The Australian Implementation of AMDAR/ACARS and the Use of Derived Equivalent Gust Velocity as a Turbulence Indicator*. Structures Report No. 418, Department of Defence, Defence Science and Technology Organization, Aeronautical Research Laboratories, Melbourne, Victoria.

Stickland, J. J., 1998: *An Assessment of Two Algorithms for Automatic Measurement and Reporting of Turbulence from Commercial Public Transport Aircraft*. A report to the ICAO METLINK Study Group. Observations and Engineering Branch, Bureau of Meteorology, Melbourne.

Taylor, D. L., D. Landot y G. T. Ligler, 1990: Automated meteorological reports. *Proceedings of the Aeronautical Telecommunications Symposium on Data Link Integration*, Annapolis, Maryland, mayo de 1990, págs. 141 a 144.

Wells, V. E. y otros, 1990: Migration of ACARS to the Aeronautical Telecommunication Network. *Proceedings of the Aeronautical Telecommunications Symposium on Data Link Integration*, Annapolis, Maryland, mayo de 1990, págs. 209 a 216.

CAPÍTULO 4

OBSERVACIONES MARINAS

4.1 GENERALIDADES

Las observaciones marinas, en el sentido más amplio, abarcan todas las observaciones meteorológicas y de otro tipo relacionadas con el medio ambiente en la interfaz aire-mar, debajo de la superficie marina y en la atmósfera por encima de la superficie del mar (mediciones del aire en altitud). Las normas oficiales detalladas para las observaciones que se realizan desde estaciones marinas figuran en OMM (2010*b*). En OMM (2001) figuran directrices sobre requisitos y procedimientos.

En este capítulo se abordan las observaciones que se realizan en la interfaz aire-mar, incluidas las mediciones ordinarias en la superficie que se hacen también en tierra y que se examinan en ese contexto en otros capítulos. Se analizan también algunas mediciones de la subsuperficie que son importantes para la física marina y la oceanografía física. Las mediciones del aire en altitud se realizan utilizando técnicas que son fundamentalmente las mismas empleadas en mar y tierra; esas mediciones no se abordan en este capítulo.

Las mediciones y observaciones de las olas no se describen en otros capítulos de esta Guía. Si bien los métodos visuales se describen en la sección 4.2.12, y los métodos automatizados en la sección 4.3, las técnicas se aplican a otros tipos de plataformas.

Las observaciones pueden hacerse utilizando plataformas fijas o móviles, *in situ* o por teledetección, y empleando técnicas en la superficie terrestre o en el espacio. Las mediciones sobre el terreno son en general observaciones realizadas en un solo punto, tratando de que sean representativas de la zona marina circundante como ocurre, por ejemplo, con la meteorología sinóptica. Las técnicas de teledetección se emplean para representar grandes zonas o volúmenes, siendo muy convenientes, en particular, para las observaciones del hielo marino.

Mediciones in situ

Este tipo de mediciones u observaciones se llevan a cabo empleando diversos tipos de plataformas, entre otras: buques reclutados por los Miembros de la OMM para participar en el Sistema de buques de observación voluntaria (VOS); estaciones meteorológicas oceánicas; embarcaciones ligeras tripuladas o automáticas; boyas fondeadas; boyas a la deriva; torres; plataformas y torres de perforación petrolera y de gas; estaciones meteorológicas automáticas (EMA) insulares; y sistemas de EMA a bordo de buques. El tipo de plataforma determina, generalmente, la gama de parámetros medidos y comunicados; así, los buques de observación voluntaria, que utilizan técnicas de observación tanto manuales como medidas, comunican todas las observaciones necesarias para la meteorología sinóptica. Estas observaciones son, por lo general, recopiladas y transmitidas a tierra en clave FM 13 SHIP o en formato no convencional, y seguidamente se distribuyen a nivel internacional en la clave apropiada de la OMM (por ejemplo, FM 94 BUFR a partir de 2012). En cambio, la mayoría de las boyas a la deriva suministran información únicamente sobre tres parámetros, a saber: la posición, la presión atmosférica en la superficie del mar y la temperatura de la superficie del mar.

Por recomendación de la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina, se ha creado[1] una red de Centros Regionales de Instrumentos Marinos de la OMM y de la COI (CRIM) con el fin de facilitar la normalización de datos observacionales, metadatos, productos observacionales procesados, y normas de mayor nivel para instrumentos y métodos de observación. Estos CRIM proporcionan instalaciones para: a) la calibración y el mantenimiento de instrumentos marinos y para el control del rendimiento de los instrumentos; b) la asistencia para la intercomparación de instrumentos; y c) centros de formación. Sus funciones y sus ubicaciones figuran en el anexo 4.A.

Mediciones efectuadas por teledetección

Las mediciones marinas pueden realizarse por teledetección desde sistemas de superficie o espaciales. En la actualidad, los sistemas de teledetección de superficie permiten medir u observar las precipitaciones (radar meteorológico), los vientos que se producen cerca de la superficie (radar Doppler), las corrientes en la superficie de los océanos, el viento de superficie, y el estado del mar (radar de

1 Recomendación 1 (CMOMM-III), formulada por la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina en su tercera reunión (2009).

microondas para distancias cortas, y radar de alta frecuencia para distancias largas, como, por ejemplo, la teledetección "más allá del horizonte"). En el capítulo 9 de la parte II, se describen esas técnicas. Además, las técnicas para la teledetección y la localización de descargas eléctricas, descritas en el capítulo 7 de la parte II, pueden aplicarse a las observaciones del medio marino.

La teledetección desde el espacio se utiliza para la medición de numerosas variables de la superficie marina. A medida que avanza la tecnología, las mediciones por teledetección desde plataformas espaciales proporcionan cada vez más la mayor parte de los datos sobre el estado del mar, el viento y la temperatura en la superficie marina de todos los océanos del mundo. Sin embargo, cabe señalar que las mediciones *in situ* son fundamentales para validar y calibrar esos datos satelitales. En el capítulo 8 de la parte II, se describen los sistemas espaciales de teledetección.

4.2 OBSERVACIONES REALIZADAS DESDE BUQUES

Esta sección contiene directrices y orientación detalladas para hacer mediciones y observaciones desde buques. En OMM (1991*a*) figura más información al respecto. En el capítulo 6 de OMM (2001) se proporcionan los detalles de las observaciones en superficie a realizar dentro del marco del Sistema VOS de la OMM. En OMM (1991*b*, 1999), Kent, Taylor y Josey (2003), Taylor y otros (2003) y Kent y Berry (2005) se han recogido estudios sobre la calidad de las observaciones efectuadas desde buques mientras que en Bradley y Fairall (2007) se presenta una discusión de la comunidad científica sobre buenas prácticas de observación.

4.2.1 Elementos observados

Los buques que efectúan observaciones meteorológicas deberían estar normalmente equipados para observar o medir los parámetros que se enumeran a continuación.

Todos los buques deberían estar equipados para observar:

a) la posición del buque;
b) el rumbo y la velocidad del buque;
c) la presión atmosférica;
d) la temperatura del aire;
e) la humedad (el punto de rocío);
f) la velocidad y la dirección del viento.

Los buques que realizan las observaciones manuales deberían comunicar normalmente los parámetros anteriores así como los siguientes (las observaciones estimadas visualmente, o medidas con instrumentos y luego registradas manualmente):

g) el tiempo presente y pasado, y los fenómenos meteorológicos;
h) las nubes (cantidad, tipo y altura de la base);
i) la visibilidad[2];
j) la precipitación[2];
k) la temperatura de la superficie del mar;
l) las olas del mar de viento[2] y del mar de fondo del océano[2] (altura, período y dirección de las olas);
m) el hielo marino[2] y el engelamiento[2] a bordo del buque, si procede.

Con respecto al orden de observación de esos parámetros, en general, sería ideal que las observaciones instrumentales que requieren el uso de una fuente de luz por la noche se efectuasen después de las que no requieren el uso de instrumentos, de modo que el observador no tenga problemas con la adaptación de su vista a la oscuridad.

Cuando se efectúan observaciones manualmente, la medición de otros parámetros, aparte de la presión, debería hacerse dentro de los diez minutos que preceden a la hora establecida para realizar la observación sinóptica, mientras que la presión atmosférica debería medirse a la hora exacta, o lo más cerca posible de la hora normal de observación.

4.2.2 Equipo necesario

Los instrumentos adecuados para utilizar en buques son:

a) barómetro aneroide de precisión, aneroide de cuadrante o barómetro electrónico digital;
b) higrómetro o psicrómetro;
c) barógrafo, preferiblemente de escala abierta (es conveniente, aunque no obligatorio) o un barómetro digital que incluya trazado de la tendencia barométrica;
d) termómetro para medir la temperatura del mar y recipiente adecuado para obtener muestras del agua de mar, o un sensor sumergido continuamente o un sensor de contacto en el casco con indicador a distancia.

2 Estos elementos frecuentemente se estiman de forma visual.

Se recomienda el empleo de anemómetros ubicados en un lugar adecuado, como alternativa de la apreciación visual de la fuerza del viento, siempre que dichos instrumentos se calibren y verifiquen regularmente. Raramente se utilizan pluviómetros en los buques de observación.

Los instrumentos utilizados en los buques deberían ajustarse a las normas establecidas o recomendadas en otros capítulos de esta Guía, excepto por cuanto se refiere a las modificaciones descritas en las secciones siguientes de este capítulo. Los instrumentos suministrados a los buques deberían ser sometidos a pruebas y verificados regularmente por los Servicios Meteorológicos correspondientes.

4.2.3 Horas de observación

Las observaciones de superficie a bordo de buques deben hacerse por lo general de la siguiente manera:

a) las observaciones sinópticas de los buques de observación que transmiten información manualmente deberían efectuarse en las horas normales principales: 0000, 0600, 1200 y 1800 UTC; si se requieren observaciones adicionales, estas se deberían efectuar a una o más de las horas normales intermedias: 0300, 0900, 1500 y 2100 UTC;
b) las observaciones se deberían efectuar cada hora cuando se utilice un sistema automatizado y mensajes en formato binario (introduciendo manualmente la información, los observadores en los buques pueden además proporcionar las observaciones sinópticas completas a las horas sinópticas, incluidos los elementos visuales adicionales);
c) cuando dificultades operativas a bordo de los buques impidan hacer las observaciones sinópticas a las horas normales principales, el tiempo real de observación deberá acercarse lo más posible a esas horas;
d) las observaciones deberían hacerse con mayor frecuencia que las establecidas a las horas normales principales cuando amenacen o reinen condiciones de tempestad;
e) cuando las condiciones meteorológicas se vuelvan repentinamente peligrosas, las observaciones deberían hacerse para la transmisión inmediata sin tener en cuenta las horas normales de observación (es decir, a menos de 300 millas náuticas de un sistema tropical con nombre);
f) las observaciones marinas son tan valiosas en las zonas costeras como en alta mar y deberían continuarse durante todo el viaje.

4.2.4 Automatización de las observaciones a bordo de buques y transmisión de los datos

4.2.4.1 Automatización de las observaciones de los buques

Cada vez se usan más las EMA automatizadas o los sistemas parcialmente automatizados a bordo de los buques, tanto para las observaciones como para la transmisión de datos. Se utilizan tres procedimientos básicos:

a) Las observaciones se realizan manualmente; por lo general, se introducen en el diario de navegación electrónico de un ordenador; se cifran, según proceda; y reciben el formato necesario para la transmisión automática o manual.
b) Las observaciones se realizan automáticamente, utilizando técnicas normalizadas de las estaciones meteorológicas automáticas, como se describe en el capítulo 1 de la parte II. La posición, el rumbo y la velocidad de los buques se toman de su sistema de navegación (por ejemplo, una brújula giroscópica) o se calculan de forma independiente mediante un sistema de navegación por satélite, por lo general el Sistema de posicionamiento global (GPS). La transmisión de dichas observaciones puede ser totalmente automática o iniciada manualmente, según los servicios de comunicación disponibles.
c) Las observaciones son una combinación de observaciones automatizadas y manuales, a saber, las observaciones automatizadas acompañadas de observaciones visuales introducidas por el observador antes de la transmisión (es decir, añadiendo visibilidad; claves meteorológicas; cantidad, tipo y altura de las nubes; altura, período y dirección de las olas; parámetros de hielos; y velocidad y dirección del viento cuando no se midieron usando un anemómetro).

4.2.4.2 Transmisión de las observaciones de los buques

En la actualidad, se utilizan ampliamente los sistemas satelitales de comunicación para la difusión de datos de las observaciones de buques. Los detalles figuran en la sección 6.6 del documento OMM (2001). Los cuatro métodos de que se dispone son:

a) El sistema internacional de recopilación de datos, que emplea satélites meteorológicos geosíncronos (GOES, METEOSAT, GMS). Ese sistema, financiado principalmente por organismos meteorológicos, permite la transmisión de datos de manera totalmente automática en ciertos

momentos determinados con anterioridad, una vez por hora. La transmisión de datos es unidireccional y la tasa de error puede ser importante. Se utiliza habitualmente en el ámbito de ciertos sistemas de EMA a bordo de buques y en boyas fondeadas.

b) Los sistemas de satélites comerciales mediante el sistema Inmarsat-C que es transportado por la mayoría de los buques que navegan por el océano para cumplir con los requisitos del Convenio internacional para la seguridad de la vida humana en el mar (SOLAS). Las observaciones meteorológicas normalmente se envían a una estación terrena terrestre con la clave especial de acceso 41 o una variación regional de SAC41, aunque el servicio de notificación de datos de Inmarsat se utiliza también para enviar datos de las EMA comprimidos. Inmarsat se utiliza en la mayor parte de las estaciones no automáticas.

c) Los servicios de satélites comerciales, como el de transmisión rápida de datos de Iridium, que usan mensajes en formato binario para reducir costos y mejorar la puntualidad de la transmisión de datos.

d) El sistema Argos. Este sistema está diseñado sobre todo para la localización y la transmisión de datos, y está limitado por el número y las características orbitales de los satélites de órbita polar que transportan la carga útil de Argos. El sistema Argos se utiliza tanto para la transmisión de las observaciones de buques al Sistema Mundial de Telecomunicación (OMM/COI, 1995), como para su procesamiento en este último, pero puede haber varias horas de retraso y los costos son apreciables. Se suele utilizar para sistemas de EMA a bordo de pequeños buques autónomos y para boyas a la deriva.

Para reducir los costos de comunicaciones, algunos Servicios Meteorológicos Nacionales utilizan técnicas de compresión que reducen el volumen de los datos transmitidos desde los buques a la costa en cada observación. La prestación de este servicio, por lo general, se obtiene mediante un acuerdo especial entre el Servicio Meteorológico Nacional y un proveedor de servicios de comunicaciones.

4.2.5 Viento

Las observaciones de la velocidad y la dirección del viento se pueden hacer por medio de una apreciación visual o utilizando un anemómetro o un anemógrafo. El uso de estos últimos es preferible a las apreciaciones visuales.

En buques dotados de instrumentos, las observaciones deberían referirse a la lectura media durante un período de 10 minutos. Cuando las observaciones se hacen desde un buque en movimiento, se debe distinguir entre el viento relativo y el viento verdadero; para todos los fines meteorológicos se debe indicar el viento verdadero (aunque para los buques de clase VOS Clima también se indica el viento aparente). Se puede emplear un sencillo diagrama de vectores o una tabla para calcular el viento verdadero a partir de las observaciones del viento relativo y de la velocidad y el rumbo del buque (Bowditch y NIMA, 2002). En la práctica, esa conversión vectorial es una fuente frecuente de error al informar sobre los vientos. Cualquier programa informático de gestión electrónica del diario de navegación, por ejemplo TurboWin, suele calcular automáticamente el viento verdadero.

Las EMA calculan el viento verdadero usando las mediciones del viento relativo y el rumbo y la velocidad del buque, y estas últimas variables se obtienen preferiblemente de una brújula magnética y de la información de la velocidad del buque. También pueden obtenerse del movimiento de la nave proveniente de un receptor GPS, pero en ese caso la corriente de deriva no se tiene en cuenta.

El registro de los metadatos del buque (tipo de observación del viento, tipo de buque, tamaño, posición y altura del anemómetro) es particularmente importante para las observaciones del viento. Los metadatos se usan en particular para interpretar de forma correcta los datos y para mejorar su coherencia (por ejemplo, corrección de sesgos), y también para permitir la trazabilidad de los datos de observación con respecto a las normas.

4.2.5.1 Observaciones visuales

Las apreciaciones visuales se basan en la apariencia de la superficie del mar. La velocidad del viento se evalúa refiriéndola a la escala de Beaufort (véase el cuadro). La dirección del viento se determina observando la orientación de las crestas de las olas del mar (es decir las olas levantadas por el viento y no las olas debidas al mar de fondo), o la dirección de los penachos de espuma arrastrados en la dirección del viento. Las especificaciones de las cifras de la escala de Beaufort se refieren a las condiciones en alta mar. En la práctica, la dirección del viento calculada por métodos visuales es de buena calidad.

La altura de la ola en sí no siempre es un criterio de fiar, pues esa altura depende no solo de la velocidad

del viento sino también de las dimensiones de la zona afectada por el viento y de su persistencia, de la profundidad de las aguas y de la presencia de mar de fondo. Por lo tanto, la escala de Beaufort se basa en la relación que existe entre el estado del mar y la velocidad del viento. Sin embargo, esa relación resulta afectada por algunos otros factores que, en principio, deberían tenerse en cuenta al calcular la velocidad del viento. Esos factores son el desfase entre el momento en que aumenta la fuerza del viento y el momento en que el mar se levanta, la atenuación o amortiguación de los efectos del viento en la superficie del mar ocasionada por la lluvia intensa, y el efecto de fuertes corrientes de superficie (como las corrientes de las mareas) sobre el aspecto del mar. Los criterios que se basan en el aspecto que tiene el mar son menos fiables en aguas poco profundas o muy próximas a la costa, debido a los efectos de las corrientes de las mareas y a la protección que ofrece la tierra. En esos casos, o cuando no se puede ver con toda claridad la superficie del mar (por ejemplo, por la noche), se puede estimar la fuerza relativa del viento en la escala de Beaufort atendiendo al sonido del viento o al efecto del viento sobre los objetos a bordo, como las banderas, y sobre el humo de la chimenea. En este último caso, puede también estimarse la dirección relativa del viento, por ejemplo, observando el humo de la chimenea. A partir de esas estimaciones, se puede calcular la velocidad y la dirección del viento verdadero (Servicio Meteorológico de Reino Unido, 1995). Si no se dispone de otros medios para estimar la dirección del viento, el movimiento de las nubes bajas puede ser una herramienta útil.

Cuadro. 4.1. Escala de Beaufort de la fuerza del viento

Número de Beaufort (fuerza)	*Término descriptivo*	*Velocidades del viento equivalentes*		*Condiciones durante la observación*
		m s⁻¹	*nudos*	*En buques (mar abierto)*
0	Calma	0–0,2	< 1	Superficie del mar como un espejo
1	Ventolina	0,3–1,5	1–3	Se forman pequeñas olas escalonadas pero sin cresta espumosa
2	Brisa ligera	1,6–3,3	4–6	Ondas pequeñas, aunque más definidas; crestas cristalinas que no rompen
3	Brisa suave	3,4–5,4	7–10	Ondas grandes; las crestas comienzan a romper; espuma de aspecto cristalino; eventualmente rompientes aisladas
4	Brisa moderada	5,5–7,9	11–16	Olas pequeñas que aumentan de tamaño; rompientes bastante frecuentes
5	Brisa fresca	8,0–10,7	17–21	Olas moderadas que cobran una forma alargada más definida; se forman muchas rompientes (posibles rociones)
6	Brisa fuerte	10,8–13,8	22–27	Comienzan a formarse grandes olas; las crestas blancas son más abundantes en todas partes (posibles rociones)
7	Viento fuerte	13,9–17,1	28–33	Las olas se apiñan; jirones de espuma de las rompientes comienzan a ser arrastrados por el viento
8	Viento duro	17,2–20,7	34–40	Olas moderadamente altas y de gran longitud; las cimas de las crestas comienzan a romperse en la espuma; la espuma es arrastrada por el viento en jirones bien definidos
9	Viento muy duro	20,8–24,4	41–47	Olas altas; densos jirones de espuma se forman en dirección del viento; las crestas de las olas comienzan a caer, rodar, y resurgir; los rociones pueden reducir la visibilidad
10	Temporal	24,5–28,4	48–55	Olas muy altas con largas crestas colgantes; grandes manchas de espuma resultantes son arrastradas por el viento en densos jirones; la superficie del mar cobra un aspecto general blanco; la agitación del mar se hace intensa y produce un ruido estruendoso; la visibilidad es reducida
11	Borrasca	28,5–32,6	56–63	Olas excepcionalmente altas (las embarcaciones pequeñas y medianas pueden perderse de vista temporalmente entre las olas); el mar está completamente cubierto de manchas de espuma blanca orientadas en dirección del viento; el viento impulsa las crestas de las olas; la visibilidad es reducida
12	Huracán	32,7 y más	64 y más	El aire está saturado de espuma y rociones; el mar está completamente blanco de espuma; la visibilidad es muy reducida

4.2.5.2 Mediciones con instrumentos

Los instrumentos para medir el viento, instalados en buques, deberían indicar la velocidad y la dirección del viento y tendrían que poder minimizar los efectos de balanceo del buque (los anemómetros de cazoletas y las veletas con dispositivo de amortiguación, fabricados para tal fin, permiten reducir al mínimo los efectos del cabeceo y balanceo del buque).

Se deberían suministrar metadatos que indiquen los instrumentos utilizados, cómo están instalados a bordo del buque (en qué parte del buque y a qué altura), así como los detalles sobre el tipo de buque, ya que las mediciones del viento dependerán del flujo del aire sobre la estructura del buque (Yelland, Moat y Taylor, 2001).

En la mayoría de los casos es difícil lograr una buena exposición para los instrumentos que miden el viento a bordo de un buque (Taylor y otros, 2003; Yelland, Moat y Taylor, 2001; Moat, Yelland y Molland, 2006). Los efectos locales producidos por la superestructura, la arboladura y las vergas deberían reducirse al mínimo, en la medida de lo posible, colocando el instrumento en el punto más elevado y cercano a la proa. Si se puede colocar en una verga, es preferible que los dispositivos para medir la velocidad y determinar la dirección del viento formen unidades separadas, ya que de esa forma es posible repartir de manera más uniforme el peso sobre la verga, y colocar los instrumentos hacia un costado. Si el instrumento está sujeto a una verga, o a un soporte fijo en el trinquete, cada unidad debería estar alejada del mástil a una distancia por lo menos igual a diez veces el diámetro del mismo. Si esto no fuera posible, una buena técnica consiste en colocar dos instrumentos, uno de cada lado del trinquete, pero empleando siempre el que esté más expuesto a los elementos. La cima del trinquete, si está disponible, suele considerarse como el mejor lugar para colocar un anemómetro.

El medio marino es riguroso; por lo cual, los anemómetros de cazoletas o de hélice requieren mantenimiento y calibración regulares para producir datos fiables sobre el viento. Los anemómetros ultrasónicos no tienen partes móviles, requieren menos mantenimiento y, por consiguiente, se están utilizando cada vez más en los buques.

En algunas ocasiones, se utilizan en el mar diferentes tipos de anemómetros portátiles (a menudo para ayudar en el atraque del buque). Su principal inconveniente es que difícilmente se les puede dar una exposición representativa y, en la práctica, las mediciones realizadas con esos instrumentos adolecen de gran variabilidad. Solamente un observador que comprenda la naturaleza del flujo del aire sobre el buque en diferentes circunstancias será capaz de elegir el mejor emplazamiento para efectuar esas observaciones y llegar así a resultados satisfactorios. Este método puede ser útil si las estimaciones visuales de la fuerza del viento resultan difíciles o imposibles de realizar como, por ejemplo, durante la noche con vientos flojos.

4.2.6 Presión atmosférica, tendencia de la presión y características de la tendencia de la presión

4.2.6.1 Métodos de observación

Se puede medir la presión mediante un barómetro aneroide de precisión, un aneroide de cuadrante o un barómetro digital electrónico.

Cuando las observaciones se efectúan en estaciones dotadas de personal, la característica y el valor de la tendencia de la presión en las tres horas precedentes se obtienen por lo general mediante un barógrafo marino, preferentemente, con un barógrafo a gran escala, graduado en intervalos de un hectopascal. Sin embargo, cada vez se están utilizando más los barómetros digitales que incluyen la visualización de la tendencia de la presión en una pantalla de cristal líquido.

Cuando las observaciones se efectúan en EMA, la característica y el valor de la tendencia de la presión en las tres horas precedentes se calculan a partir de los cuatro últimos registros horarios de los valores de la presión (H, H-1, H-2, H-3).

4.2.6.2 Instrumentos

Todos los barómetros deberían cumplir los requisitos generales enunciados en el capítulo 3 de la parte I, y tendrían que suministrarse con un certificado que indique las correcciones (de haberlas) que han de aplicarse a las lecturas de ese instrumento. Los barómetros deberían poder leerse con una resolución de hasta 0,1 hPa. Los requisitos de incertidumbre para las mediciones operativas y el rendimiento de los instrumentos figuran en el anexo 1.D del capítulo 1 de la parte I. La incertidumbre de medición requerida será inferior a 0,1 hPa (e inferior a 0,2 hPa tras la reducción al nivel del mar) y, en ningún caso, debería ser peor que 0,3 hPa. Los barógrafos marinos deberían estar dotados de un

dispositivo de amortiguamiento (como, por ejemplo, la cápsula aneroide contenida en un baño de aceite, o un amortiguador conectado al mecanismo de palancas) para evitar un trazado demasiado amplio producido por variaciones rápidas de la presión originadas por ráfagas de viento y fuertes movimientos del buque. Tanto el barómetro como el barógrafo deberían ventilarse hacia el exterior con una toma de presión estática de modo que las lecturas se puedan tomar con más exactitud sin que se vean afectadas por puentes de mando cerrados o por impactos del viento en el interior y, si ello no fuera posible, se deberían dar instrucciones para garantizar que las puertas de los alerones del puente se abran antes de efectuar una observación. Esto es especialmente importante en los buques nuevos que cuentan con cubiertas de alojamiento presurizadas o en los navíos que transportan cargas peligrosas donde la timonera puede estar herméticamente sellada.

En general, la mayoría de los Servicios Meteorológicos Nacionales, aunque no todos ellos, calibran sus barómetros aneroides de precisión y electrónicos a la presión "del nivel de la estación" y, por lo tanto, las observaciones deben ser corregidas para la altura del barómetro a fin de obtener el resultado de la presión reducida al nivel del mar. Esta corrección de altura se calcula automáticamente con programas informáticos de gestión electrónica del diario de navegación, como TurboWin. Los barómetros aneroides de cuadrante normalmente están calibrados para indicar la presión reducida al nivel del mar.

4.2.6.3 Exposición y utilización

Barómetros y barógrafos digitales y aneroides

Tanto los barómetros como los barógrafos deberían colocarse sobre un material que amortigüe los choques, en un lugar donde sea mínimo el riesgo de que el aparato se vea afectado por golpes y vibraciones, o por el movimiento del buque. Los mejores resultados se obtienen generalmente en una posición tan próxima al centro de flotación como sea posible. Los barógrafos deberían instalarse con el brazo de la plumilla orientado transversalmente al eje del buque (para reducir el riesgo de que se salga de la banda).

4.2.6.4 Correcciones

Se deberían prever las siguientes correcciones:

a) error instrumental (sesgo);
b) reducción al nivel del mar cuando proceda;
c) temperatura (si se dispone de las tablas aplicables apropiadas).

Los barómetros deberían estar adecuadamente compensados en función de la temperatura; de no ser así, debería acompañar a los instrumentos una tabla de corrección por temperatura, y habría que contar con medios para medir la temperatura. También se debería disponer de una tabla para la reducción de la presión al nivel del mar cuando los barómetros estén calibrados para la altura de la estación, aunque esto no es necesario en el caso de los buques que utilizan diarios de navegación electrónicos capaces de aplicar la corrección de altura automáticamente (Bowditch y NIMA, 2002, tablas 29 a 34).

4.2.6.5 Fuentes de error

Además de los errores a que se refiere el capítulo 3 de la parte l, en los buques se pueden producir errores apreciables por efecto del viento sobre la presión en el compartimento donde se halla situado el barómetro. Cuando sea posible, esos errores deberían reducirse colocando el instrumento en una cámara conectada a una toma de presión estática o conectando el orificio de ventilación del dispositivo directamente a esta toma de presión estática.

Los errores más frecuentes (errores humanos) de los sistemas de observación no automatizados se deben a una falta de reducción al nivel del mar, a una incorrecta apreciación de la altura del barómetro o a una doble corrección involuntaria (por aplicarse la corrección en un barómetro que ya da la presión al nivel del mar).

4.2.6.6 Comprobación por comparación con instrumentos patrón

Los barómetros y los barógrafos analógicos deberían revisarse siempre que sea posible, pero, por lo menos, una vez cada tres meses aproximadamente comparándolos con respecto al barómetro patrón de una oficina meteorológica portuaria o con respecto a un barómetro patrón de transferencia. Sin embargo, como los movimientos de los buques pueden ser muy dinámicos, esto no siempre será posible. El agente meteorológico de puerto debería anotar en los libros de registro un informe de todas las comparaciones, y habría que adherir al barómetro una etiqueta de la calibración que muestre la fecha de comprobación del instrumento y la corrección que se debe aplicar.

Los barómetros digitales son mucho más estables y, para algunos modelos, los períodos de calibración pueden ser de hasta dos años.

4.2.7 Observaciones de las nubes y del tiempo

Para las observaciones visuales de las nubes y del tiempo se deberían seguir las mismas reglas aplicadas a una estación terrestre (véanse los capítulos 14 y 15 de la parte l, y también el anexo 4.B relativo a las descripciones de las formas de precipitación). El agente meteorológico de puerto debería suministrar instrucciones detalladas y recomendaciones sobre la forma de realizar esas observaciones, teniendo en cuenta que la mayoría de los observadores en el mar son observadores voluntarios. La mayor parte de programas informáticos de gestión electrónica del diario de navegación incluyen una extensa colección de imágenes de nubes para ayudar a identificar los tipos de nubes.

A falta de ayudas instrumentales, debe estimarse la altura de la base de las nubes. Para mejorar esa técnica de evaluación, habría que alentar a los observadores a que aprovechen cualquier oportunidad para comprobar sus estimaciones comparándolas con alturas conocidas como, por ejemplo, cuando se ve que una base nubosa intercepta una costa montañosa, aunque en tales circunstancias, la base de la nube puede estar más baja en la montaña que fuera de ella, en el mar.

La observación de la altura de la base de la nube con un proyector resulta de poco valor en un buque a causa de lo corta que es la línea de referencia disponible. Hay que dar preferencia a un instrumento que no necesite línea de referencia como, por ejemplo, un nefobasímetro láser (véase el capítulo 15 de la parte I). El instrumento debería estar instalado y situado de modo que lo pueda manipular y leer el oficial de guardia en el puente de navegación.

4.2.8 Visibilidad

En el mar, la falta de objetos adecuados hace imposible calcular la visibilidad con tanta exactitud como en las estaciones terrestres.

En un buque grande es posible referirse a los objetos a bordo (por ejemplo el trinquete) para estimar la visibilidad cuando esta es muy baja, pero hay que reconocer que esas estimaciones pueden ser erróneas, puesto que el mismo buque puede influir en el aire que lo rodea. Para distancias mayores, el aspecto de la tierra al navegar cerca de la costa constituye una guía útil y, si se pueden localizar determinados puntos fijos, la distancia de ciertos puntos terrestres de referencia puede medirse en el mapa, precisamente cuando aparecen o desaparecen. Asimismo, en alta mar, cuando se ven otros buques y se conocen sus distancias, por ejemplo gracias al radar, se puede calcular la visibilidad. A falta de otros objetos, el aspecto del horizonte observado desde niveles distintos puede servir de base para la estimación. Aunque una refracción anormal puede dar lugar a errores en este método de estimación, este es el único método disponible en ciertas circunstancias. De noche, el aspecto de las luces de navegación puede dar una indicación útil de la visibilidad.

Cuando la visibilidad no es uniforme en todas las direcciones, debería estimarse o medirse en la dirección de la mínima visibilidad, realizando una anotación adecuada en el diario de navegación (excluyendo la reducción de la visibilidad debida al humo del buque).

El capítulo 9 de la parte I contiene información sobre la medición de la visibilidad. Solo debe hacerse uso de los instrumentos que pueden emplearse con una línea de referencia o un haz de luz suficientemente cortos como para permitir su utilización en un buque, como es el caso de los dispersómetros frontales. Lamentablemente, los efectos del calor que produce el buque, y sus toberas, pueden conducir a mediciones poco representativas.

4.2.9 Temperatura y humedad del aire

Las observaciones de la temperatura y de la humedad deberían llevarse a cabo por medio de un higrómetro o de un psicrómetro bien ventilados.

Los instrumentos deben estar bien expuestos a una corriente de aire, directamente del mar, que no haya estado en contacto con el buque ni haya pasado sobre él; asimismo, deberían estar debidamente protegidos contra la radiación, la precipitación y los rociones.

Los psicrómetros de honda, o los de aspiración, situados a barlovento del puente, han dado resultados satisfactorios. Si se emplean psicrómetros manuales, hay que leer los termómetros tan pronto como se detenga la ventilación. Los higrómetros portátiles necesitan varios minutos para aclimatarse

al ambiente exterior si han permanecido almacenados en un lugar cerrado antes de su uso.

Se ha observado que el rendimiento de los higrómetros capacitivos es satisfactorio, incluso dado el alto contenido de sal en el ambiente. Los sensores electrónicos de humedad y temperatura deberían utilizarse en las EMA y pueden usarse para la observación manual. Proporcionan mayor exactitud y necesitan recalibrarse cada año.

En las observaciones efectuadas por el personal, si se emplean garitas meteorológicas de persianas, debería disponerse de dos, fijando una en cada costado del buque, de manera que siempre se puedan hacer las observaciones a barlovento. De este modo, los termómetros del higómetro pueden estar expuestos por completo a la corriente de aire, sin verse afectados por fuentes artificiales de calor y de vapor de agua. Como solución alternativa se puede emplear solo una garita de persianas portátil, colgada en el lado que esté a barlovento, para conseguir la misma exposición. La muselina y la mecha del termómetro húmedo colocado en una garita de persianas deberían cambiarse una vez a la semana por lo menos, y con más frecuencia con tiempo tormentoso.

Con las EMA o con un visualizador digital de lecturas a distancia, ya no es necesaria la lectura manual de los instrumentos dentro de la garita y puede instalarse una sola garita lo suficientemente alejada de la estructura del buque, que permita obtener mediciones representativas de la temperatura y de la humedad relativa del aire.

Para el mantenimiento general de los psicrómetros conviene seguir las recomendaciones formuladas en el capítulo 4 de la parte I. Se debería emplear agua destilada para el termómetro húmedo. Si no se dispone de ella fácilmente, el agua del condensador será generalmente más adecuada que el agua potable ordinaria. El agua contaminada por (rastros) de agua de mar nunca debería utilizarse porque cualquier traza de sal afectará la temperatura del termómetro húmedo de forma significativa.

4.2.10 **Precipitación**

En OMM (1962, 1981) se examina el tema de la medición de la precipitación en el mar. Como ayuda para los observadores a bordo de un buque, en el anexo 4.B del presente capítulo figuran descripciones de la precipitación en el mar que pueden utilizarse para suministrar informes sobre el tiempo presente.

Aunque no suelen incluirse en los informes transmitidos por el VOS, indicado por la cifra de clave $i_R = 4$, todavía pueden transmitirse las mediciones de la precipitación desde estaciones fijas o desde buques equipados con un pluviómetro, usando la cifra de clave i_R apropiada.

4.2.10.1 **Mediciones e instrumentos**

La medición completa comprende tanto la determinación de la cantidad como la duración de la precipitación. La cantidad de precipitación debería medirse con un pluviómetro adaptado para ser utilizado a bordo de un buque. Las lecturas deberían hacerse preferentemente cada seis horas. Las cantidades de precipitación hasta 10 milímetros deberían leerse con una aproximación de 0,2 mm mientras que para las cantidades mayores habría que hacerlo con una aproximación del 2 por ciento del total. La exactitud de la medición deberá ser idéntica a la que se especifica para la lectura. La duración de la precipitación debería anotarse en unidades redondeadas de cinco minutos.

Es difícil obtener mediciones fiables de la precipitación a bordo de un buque debido al efecto aerodinámico de su superestructura, la influencia del balanceo y del cabeceo, la penetración de rociones en el instrumento de medida y los cambios de posición del buque. El equipo empleado en los buques para medir la precipitación debería construirse y estar expuesto de modo que se pudieran evitar o reducir al mínimo posible los tres primeros efectos mencionados.

Las mediciones de la precipitación procedentes de estaciones fijas (buques faro, buques-estación oceánicos, grandes boyas, torres, etc.) son particularmente valiosas, pues se elimina el movimiento del buque, y los datos pueden así incluirse sin reducción en los análisis climatológicos. Sin embargo, hay que tener en cuenta los problemas que plantean el movimiento de la plataforma y la contaminación de la sal.

Pluviómetro instalado sobre una suspensión cardán

El instrumento más comúnmente empleado a bordo de buques para medir la precipitación es el pluviómetro instalado sobre una suspensión cardán, solución esta no muy eficaz, especialmente con muy mal tiempo, pues ese dispositivo no es capaz de mantener siempre horizontal el pluviómetro. Un dispositivo cardán eficaz es muy complicado y costoso

y solo se emplea a bordo de buques especiales. Así pues, generalmente, cuando se utiliza un pluviómetro, la mejor solución parece ser una instalación fija con un dispositivo de mando a distancia para la medición.

Pluviómetro marino cónico

El pluviómetro marino cónico se coloca normalmente en lo alto de un mástil. Un tubo de plástico lleva el agua a un recipiente colocado a distancia en la cubierta o en la timonera. Puede resultar un dispositivo útil para medir la precipitación, siempre que se tomen las debidas precauciones para la instalación del instrumento. La boca del pluviómetro debe quedar fija en un plano paralelo a la cubierta del buque.

Pluviógrafo registrador

Se han fabricado tres tipos de pluviógrafos registradores para utilizar en el mar. En uno de ellos, el colector está instalado al aire libre y el registrador en el interior. El agua de lluvia se lleva a través de un tubo desde el colector a un depósito próximo al registrador. Una plumilla, unida a un flotador en el depósito, registra los cambios de nivel del agua contenida en su interior sobre una banda enrollada en un tambor giratorio. El depósito se vacía de modo automático por medio de un sifón cuando la cantidad total recogida corresponde a 20 milímetros de lluvia.

En el pluviógrafo de contacto eléctrico, la conexión entre el pluviómetro y el registrador se logra mediante un conductor eléctrico. El agua de lluvia captada por el colector se almacena, temporalmente, en un depósito. Después de haber recogido una cantidad correspondiente a 0,5 milímetros de agua de lluvia, la superficie del agua del depósito se eleva y toca una aguja que cierra un circuito eléctrico. En ese momento, un motor cierra la válvula de admisión y abre simultáneamente una válvula de drenaje. Después de que el agua se haya evacuado, las válvulas vuelven a su posición original y se envía un impulso simple al registrador. Los errores se producen cuando el movimiento del buque o de la boya produce fluctuaciones en el nivel del agua, en vez de subir el nivel de un modo uniforme. Se puede resolver este inconveniente utilizando una bomba peristáltica. Este dispositivo saca una cantidad fija de agua (no toda) cada vez que se establece un contacto, lo que hace que sea menos sensible a las fluctuaciones del nivel del agua. Además, con este dispositivo no se precisa ningún tipo de mantenimiento de válvulas.

La observación de la precipitación por medio de radar requiere el uso de haces de radar estrechos y de pluviómetros calibrados, además de un equipo especial para comprobar el estado del radar y aplicar las correcciones necesarias. Los radares instalados a bordo de buques para otros fines no poseen esas características, y su empleo para la medición cuantitativa de la precipitación no constituye una práctica normal.

El tercer tipo de pluviógrafos registradores es uno específicamente diseñado para buques que utiliza un colector horizontal y un colector omnidireccional vertical para facilitar las mediciones de lluvia en caso de velocidades del viento altas (Hasse y otros, 1998). Midiendo la cantidad de agua recogida por la superficie del colector vertical, es posible efectuar una corrección del efecto del viento usando la velocidad del viento medida simultáneamente en el emplazamiento del instrumento. Las intensidades y cantidades de lluvia se miden y se calculan separadamente para los colectores superior y lateral, y se obtienen los valores de lluvia corregidos como una media ponderada en función de la velocidad del viento.

Exposición

La exposición de un pluviómetro debería ser tal que permita reducir al mínimo los tres primeros efectos mencionados anteriormente. Para emplazar un pluviómetro a bordo de un buque, lo más práctico es situarlo en un lugar lo más cerca de la proa y lo más alto posible. Sin embargo, para casos particulares se pueden encontrar otros emplazamientos que se consideran igualmente satisfactorios y que ofrecen además un manejo más fácil del instrumento.

4.2.10.2 Intensidad de la precipitación en el mar

Como es lógico suponer, se puede utilizar un pluviógrafo para medir la intensidad de la precipitación. Se han realizado diversos ensayos para facilitar una estimación visual de la intensidad de la precipitación estableciendo una relación con la visibilidad. Esa relación se obtuvo cuando se trataba de precipitaciones ligeras a moderadas procedentes de nubes más o menos continuas. Sin embargo, en otras condiciones meteorológicas, como en el caso de los chubascos, no se ha podido establecer ninguna relación segura. Con todo, incluso si las condiciones son buenas, los observadores deberían tener presente que las apreciaciones de la visibilidad

en el mar son difíciles de realizar con suficiente precisión para poder estimar la visibilidad satisfactoriamente.

4.2.11 Temperatura de la superficie del mar

La temperatura que hay que observar es la de la superficie del mar, representativa de las condiciones en la capa de mezcla próxima a la superficie, justo por debajo de la capa superficial del océano.

La temperatura de la superficie del mar debería medirse con mucho cuidado. Una razón, entre otras, es que se utiliza para obtener la diferencia con la temperatura del aire, lo que proporciona una medición de la estratificación de la temperatura y la humedad y de otras características de las capas inferiores de las masas de aire marítimas. Por esas razones, la temperatura de un termómetro para agua del mar debería leerse con una resolución de 0,1 °C.

No ha sido posible adoptar un mecanismo normalizado para observar las temperaturas de la superficie del mar debido a la gran diversidad de tamaño y velocidad de los buques, así como a las consideraciones relativas a costos, facilidad de funcionamiento y mantenimiento.

La temperatura de la superficie del mar puede ser observada como sigue:

a) tomando una muestra de agua de la superficie del mar con un balde especialmente diseñado;
b) leyendo la temperatura del agua a su entrada en el condensador;
c) exponiendo un termómetro eléctrico a la temperatura del agua del mar, directamente o a través del casco del buque (por ejemplo, incorporando un sensor en contacto con el casco);
d) haciendo uso de un radiómetro de infrarrojos, instalado en el buque, enfocado hacia la superficie del mar.

Los métodos principales empleados durante muchos años han sido el a) y el b). Se han llevado a cabo estudios de las diferencias de temperaturas ofrecidas por los dos métodos (OMM, 1972) de los que se concluye que las temperaturas del agua a su entrada son en promedio 0,3 °C superiores a las registradas en las muestras tomadas con baldes. En los últimos años, al haber aumentado la velocidad y la altura de los buques, el método c), que ofrece los resultados más uniformes, se ha convertido en el más utilizado. El empleo de radiómetros en los buques no está generalizado, pero pueden usarse en algunas plataformas en alta mar. De todos esos métodos, la técnica de la toma de agua del condensador es la menos aconsejable por el gran cuidado que debe tenerse para obtener buenos resultados.

4.2.11.1 Baldes marinos

Se baja un balde por un costado del buque para obtener una muestra de agua de mar. El balde se sube a bordo y se mide la temperatura del agua con un termómetro. La muestra se debería tomar del lado de sotavento del buque, y muy por delante de todos los conductos de desagüe. Se debería leer el termómetro tan pronto como haya alcanzado la temperatura de la muestra de agua, asegurándose de que se lee alejado de la luz solar directa. Cuando no se emplea, el balde debería colgarse en un lugar a la sombra para que escurra.

El diseño del balde marino debería permitir que el agua de mar circule en su interior durante la recogida y que el intercambio de calor debido a la radiación y a la evaporación sea mínimo. El termómetro que se emplee debería ser de respuesta rápida y fácil lectura, y preferentemente estará fijado al balde de manera permanente. Si se debe sacar el termómetro para leerlo, debería tener poca capacidad calorífica y estar dotado de una cubeta en tomo al depósito del termómetro con volumen suficiente como para que la temperatura del agua sacada con él no varíe mucho durante la lectura. El balde utilizado debería ser de un modelo que la organización que contrata el buque para esas observaciones juzgue conveniente para esos fines.

Las mediciones realizadas con baldes marinos de diseño sólido (no baldes de lona o de fabricación análoga) deben poder efectuarse en las más diversas condiciones. Sin embargo, esos baldes tienen un uso más limitado que los demás instrumentos del buque, ya que ese uso depende a veces de las condiciones meteorológicas o del tamaño y la velocidad del buque.

4.2.11.2 Termómetros de la toma de agua y del depósito

El termómetro incorporado al tubo de toma de agua cuando se construye el buque, en general, no es adecuado para medir la temperatura de la superficie del mar. Así pues, en teoría, la organización que contrata el buque debería, con la autorización de la compañía armadora correspondiente, instalar un termómetro apropiado para dicho fin. Aunque en

la actualidad esta sea raramente una opción práctica, el termómetro debería instalarse preferiblemente en un tubo especial que proporcione una conductividad calorífica adecuada entre el depósito del termómetro y la toma de agua cercana.

Cuando un termómetro de lectura directa se instala de manera que no puede leerse con facilidad, se debería advertir al observador sobre la posibilidad de error por paralaje en las lecturas. Un sistema de lectura a distancia, con el indicador en otro lugar (por ejemplo, en la sala de máquinas o en el puente), resuelve este problema. El observador debería tener presente también que en el caso de buques de gran calado, o cuando existe un fuerte gradiente de temperatura en la capa superficial del mar, las lecturas de la temperatura de la toma de agua, por lo general, difieren considerablemente de las que se hacen más próximas a la superficie del mar y variará en función de la condición de los buques según naveguen lastrados o completamente cargados. Por último, como es natural, la temperatura de la toma de agua no debería medirse cuando el buque está detenido, pues entonces el agua de refrigeración no circula. Cabe señalar que la instalación de una nueva toma de agua del buque, o del sensor en contacto con el casco de la temperatura de la superficie del mar, a menudo requiere mucho tiempo y resulta complicada, con frecuencia forzando a los agentes o técnicos meteorológicos del puerto a trabajar en un ambiente difícil (en el interior de buques, con acceso limitado, etc.).

La temperatura de la muestra puede medirse en el compartimento situado en el fondo del buque, donde van a parar los tubos de toma de agua. Es un excelente punto para instalar el sensor de un termómetro de lectura a distancia. Las limitaciones ya mencionadas afectan a dichas instalaciones.

Aunque la mayoría de termómetros de la toma de agua solo proporcionarán lecturas de temperatura instantáneas, algunos buques pueden equiparse con sondas de temperatura que puedan muestrear las mediciones a una determinada frecuencia y promediarlas durante un período de tiempo. En ese caso, y para obtener mediciones que sean más representativas de la temperatura de la superficie del mar, puede usarse un algoritmo de filtrado modal para excluir las lecturas extremas de la media calculada.

4.2.11.3 Termómetros unidos al casco

Los termómetros unidos al casco proporcionan un sistema adecuado y exacto para medir la temperatura de la superficie del mar. Son, necesariamente, dispositivos de lectura a distancia en los que el sensor puede estar instalado tanto en el exterior, en contacto directo con el mar, empleando una conexión “a través del casco”, como sujeto al interior del casco (tipo “lapa”), a menos que el casco sea doble. Si bien las mediciones de ambos tipos de instrumentos ofrecen un elevado grado de concordancia, el primero da una respuesta algo más rápida.

Los sensores deben colocarse delante de cualquier orificio de desagüe o descarga, a una profundidad de 1 o 2 metros por debajo de la línea de flotación. En el caso de buques en que las variaciones de calado sean muy acusadas, puede ser necesario colocar más de un sensor. Pueden plantearse problemas considerables para la instalación del sensor y el cableado, que se resuelven mejor cuando el buque está en construcción. Para su instalación posterior, el termómetro tipo “lapa” no requiere que el buque sea llevado a dique seco.

4.2.11.4 Termómetros de arrastre

Se han ideado diversos procedimientos para arrastrar en el mar el sensor de un termómetro de lectura a distancia, que mida la temperatura en el mismo lugar en que se tomaría la muestra con un balde marino. Las diferencias residen en el modo de recoger a bordo el cable de conexión y en los arreglos dispuestos para exponer el sensor al agua del mar.

El cable debe ser capaz de resistir la tracción del sensor manteniendo una buena conexión eléctrica a pesar del esfuerzo a que está sometido. Uno de los primeros sistemas empleaba una gruesa cuerda de nailon trenzada, dentro de la cual se instalaba un cable telefónico de dos polos de alta resistencia a la tracción. Otros sistemas han empleado una manguera de policloruro de vinilo que contiene en su interior un conductor alámbrico bipolar, sin apretar.

Como emplazamiento del sensor se ha empleado un pequeño balde provisto de una protección de pelo de cerdo embebido en caucho, sin apelmazar, para evitar deterioros por golpes o vibraciones. El balde, que tiene dos agujeros pequeños para que el agua salga lentamente, no tiene que estar sumergido continuamente. Tarda en vaciarse unos ocho segundos, de modo que los movimientos periódicos de las olas, de 2 o 3 segundos, no afectan las temperaturas que se obtienen.

En otro sistema se prescinde del balde, disponiendo la manguera de modo que proporcione el emplazamiento y la protección que requiere el sensor. En

los 2 o 3 metros finales de la manguera, que tiene un diámetro interior de 12 mm, se practican agujeros de 8 mm de diámetro. Se cierra el extremo de la manguera, dejando un pequeño agujero de drenaje. Un cabo de cuerda atado al final de la manguera sirve para estabilizar el instrumento y permitir que este se deslice suavemente por la superficie del mar dejando entrar el agua que fluye sobre el sensor.

Esos instrumentos dan lecturas que concuerdan bien con las de los baldes marinos de exactitud y que pueden utilizarse inmediatamente. Sin embargo, dado que la experiencia en la materia es limitada, no se dispone de información sobre posibles obstrucciones debidas a algas, etc. Por ese motivo es necesario recuperarlos y lavarlos cada vez que se utilizan, como se hace con los baldes.

4.2.11.5 Radiómetros

Cualquier sustancia, en función de su temperatura, desprende energía calorífica en forma de radiación infrarroja. La cantidad de energía radiada y la longitud de onda de la radiación dependen de la temperatura de la sustancia y de su poder emisivo. De esa manera, los radiómetros que responden a la radiación en el infrarrojo pueden utilizarse para medir la temperatura de una sustancia. Si está dirigido a la superficie del mar, un radiómetro mide la temperatura solo de la capa más cercana a la superficie, de más o menos 1 milímetro de espesor, puesto que el poder emisivo del agua es próximo a la unidad. Esa capa superior suele llamarse capa superficial del océano. En el océano puede haber fuertes gradientes de temperatura en los primeros centímetros de profundidad, registrándose la temperatura más baja en la parte superior, especialmente en situaciones de relativa calma.

Los radiómetros pueden ser portátiles (apuntando hacia adelante y hacia abajo), instalados en la proa o en un botalón saliente del buque, o a bordo de un avión o satélite. Las mediciones de los radiómetros no representan en general las temperaturas de la superficie del mar tal como se han definido anteriormente, sino más bien la temperatura de la película superficial sometida a la evaporación. Se emplean solamente en algunos buques.

4.2.12 Olas oceánicas

Los principales temas que se abordan en esta sección son las definiciones y el comportamiento de las olas, así como los métodos visuales para observarlas. Los métodos automáticos se mencionan brevemente en la sección 4.3 sobre boyas fondeadas, aunque también se utilizan con otros tipos de plataformas.

4.2.12.1 Definiciones y descripción de las olas

Alcance: longitud del trayecto por encima de una gran superficie de agua de un viento que sopla en una dirección y con una velocidad aproximadamente uniformes.

Ola de viento o mar de viento: olas levantadas por el viento en la proximidad inmediata de un lugar de observación a la hora de observación.

Mar de fondo: cualquier sistema de olas que se propagan fuera de su zona de origen, o que se observa cuando el campo del viento que produjo las olas ya no existe.

Longitud de onda de las olas: distancia horizontal entre dos crestas o senos sucesivos. Es igual al período de las olas multiplicado por su velocidad.

Altura de las olas: distancia vertical entre el seno y la cresta de una ola.

Período de las olas: intervalo de tiempo transcurrido entre el paso de dos crestas de olas sucesivas por un punto fijo. Es igual a la longitud de onda de las olas dividida por su velocidad.

Velocidad de las olas: distancia recorrida por una ola en una unidad de tiempo. Es igual al cociente entre la longitud de onda de las olas y el período de las olas.

Las observaciones deberían incluir la medición o la estimación de las siguientes características del oleaje de la superficie del mar con respecto a cada sistema de olas que se pueda distinguir, es decir, mar de viento y mar de fondo (sistema principal y sistema secundario):

a) dirección (de donde proceden las olas) en la escala 01-36, como para la dirección del viento;
b) período en segundos;
c) altura.

Para la observación de las características de las olas de cada sistema de olas deberían utilizarse, a título de orientación, los métodos que se describen a continuación.

Las olas oceánicas originadas por el viento se propagan en amplios sistemas definidos en función del campo del viento que las originó y de la posición

relativa del punto de observación. Teniendo en cuenta la diferencia entre el mar de viento y el mar de fondo, el observador debería distinguir entre los sistemas de olas reconocibles, considerando su dirección, su aspecto y su período.

La figura 4.1 representa el trazado típico de un gráfico obtenido mediante un registrador de la altura de las olas. Muestra la altura de la superficie del mar sobre un punto fijo en función del tiempo, es decir que representa el movimiento ascendente y descendente de un cuerpo flotante en la superficie del mar tal como lo vería un observador. Da una representación del aspecto normal de la superficie del mar cuando el viento lo agita y forma una ola.

Las olas se desplazan invariablemente en grupos irregulares, con áreas de poco desarrollo, con dos o más longitudes de onda entre los grupos. Esa irregularidad es mayor en el mar de viento que en el mar de fondo. Además, y esto no se puede mostrar en un gráfico, se pueden ver grupos de dos o más olas bien formadas en un mar de viento, que se desplazan en direcciones que pueden diferir hasta 20° o 30° entre sí; como resultado de la interferencia del cruce de las olas, las crestas de las olas del mar de viento son más bien pequeñas. Las olas del mar de fondo tienen un aspecto más común. En general, esas olas se desplazan en sucesión más regular y en una dirección bien definida, con crestas largas y suaves. Se pueden observar olas típicas del mar de fondo no perturbadas en zonas donde ha habido poco viento o ningún viento durante un período de varias horas, un día o más. En la mayoría de las zonas, el mar de viento y el mar de fondo están entremezclados.

4.2.12.2 Observaciones visuales desde buques mercantes

Al tratar de observar por separado las características de las olas de cada uno de los sistemas de olas identificables (mar de viento y mar de fondo), el observador debería tener en cuenta el hecho de que las olas más altas del mar de viento parecen olas de mar de fondo, por sus crestas comparativamente más largas y sus períodos más amplios. Podría pensarse que es posible dividir el conjunto de olas de alturas, períodos y direcciones diferentes (que en conjunto forman el sistema de un mar de viento) en dos sistemas de olas diferentes y considerar las olas más pequeñas como mar de viento y las más grandes como mar de fondo, pero ese procedimiento puede no ser correcto.

La distinción entre mar de viento y mar de fondo se debería llevar a cabo sobre la base de uno de los siguientes criterios:

Dirección de las olas. Si la dirección media de todas las olas de características más o menos similares (en particular, la altura y la longitud de onda) difiere en 30° o más de la dirección media de las olas de aspecto diferente (en particular, la altura y/o la longitud de onda), los dos conjuntos de olas deberían considerarse como pertenecientes a sistemas de olas distintos.

Aspecto y período de las olas. Cuando las olas típicas del mar de fondo, que se caracterizan por su aspecto regular y sus largas crestas, corresponden más o menos a la dirección de donde sopla el viento, es decir, que la desviación es inferior a 20°, deberían considerarse como pertenecientes a un sistema de olas diferente si su período es por lo menos 4 segundos mayor que el período de las olas más grandes del mar de viento.

Para medir el período y la altura medios de un sistema de olas se deberían considerar solamente las olas características; es decir, las olas más altas del centro de cada grupo de olas bien formadas (figura 4.1). Las olas planas y mal formadas (A) en el

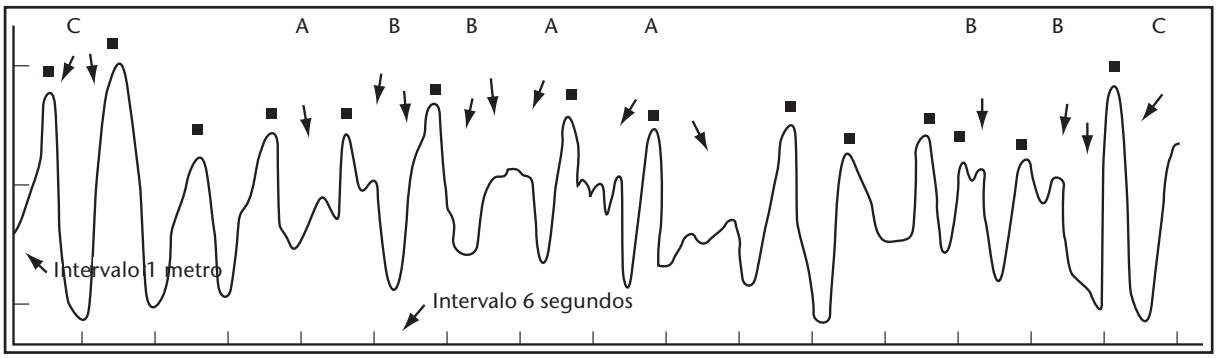


Figura 4.1. Mar de viento y mar de fondo típicos representados por un registrador de la altura de las olas

área situada entre los grupos deberán omitirse totalmente en el informe.

Lo que se necesita es el período medio y la altura media de unas 15 a 20 olas bien formadas de los centros de los grupos; naturalmente, esas olas no pueden ser consecutivas. Las perturbaciones menores en forma de ola (B), que se deben claramente a la acción del viento, y que aparecen en la parte superior de las olas más grandes, deberán omitirse también en el informe.

Ocurre a veces que ciertas olas rebasan literalmente la altura de las olas vecinas (C). Esas olas pueden producirse aisladamente o en grupos de dos o tres. El observador no debería concentrar su atención solo en esas olas máximas; para poder determinar el período medio y la altura media de unas 15 a 20 olas, debería considerar asimismo los grupos de olas bien formadas de altura media. En consecuencia, la altura de las olas que se comunique será inferior a la altura máxima de las olas observadas. Por término medio, la altura real de una de cada diez olas rebasará la altura que se comunica. Es una práctica habitual definir la altura significativa de la ola medida por los registradores de altura de olas como el promedio de altura del tercio de alturas mayores de una ola, que debería equivaler aproximadamente a la altura de las olas estimada por un observador manual.

El observador debe tener presente que únicamente deben registrarse las mediciones, o que hay que tomar nota solo de estimaciones muy precisas. Las estimaciones imprecisas tienen poco valor. Para las observaciones, el criterio de calidad debe prevalecer sobre el de cantidad. Si pueden medirse o estimarse realmente bien solamente dos, o incluso solo uno de los tres elementos (dirección, período, altura), como puede suceder de noche, el informe seguirá siendo útil.

En la aplicación de los métodos de observación que se describen a continuación habrá que tener en cuenta las consideraciones precedentes. Se proporcionan más detalles sobre las olas en la sección 4.4.1 de OMM (1998) y OMM (2001).

Dirección de las olas

La dirección de donde provienen las olas puede determinarse más fácilmente mirando en la dirección de la línea de las crestas de las olas y dando un giro de 90°. En ese momento, el observador se sitúa frente a la dirección de donde proceden las olas.

Período de las olas

Este es el único elemento que realmente puede medirse a bordo de buques mercantes en movimiento. Si se dispone de un cronómetro, basta con un solo observador, de otro modo se necesitan dos observadores y un reloj con segundero. El observador se fija en algún objeto pequeño que flote en el agua a cierta distancia del buque; si no se dispone de nada mejor, por lo general es posible encontrar una mancha de espuma bien definida que se pueda identificar durante los pocos minutos que se requieren para las observaciones. El observador acciona el cronómetro cuando el objeto aparece en la cresta de la ola. Al desplazarse la cresta de la ola, el objeto desaparece en el fondo del seno, volviendo a aparecer en la cresta siguiente, y así sucesivamente. Se anota el instante en que el objeto parece estar en lo alto de cada cresta. Se continúan las observaciones tanto tiempo como se pueda; generalmente se terminarán cuando el objeto esté demasiado distante para ser identificado a causa del movimiento del buque. Se conseguirá, por supuesto, el período más largo de observación eligiendo un objeto que inicialmente se halle a proa tan lejos como pueda ser visto con claridad.

Otro método consiste en observar dos o más períodos distintos y consecutivos de olas de un grupo determinado, mientras el cronómetro funciona continuamente; cuando la última cresta diferenciada de un grupo haya pasado, o cuando se piensa que el objeto va a desaparecer, se detiene el cronómetro y se vuelve a poner en marcha con el paso de la primera cresta diferenciada de un nuevo grupo. El observador cuenta el número total de períodos, hasta alcanzar 15 o 20 como mínimo.

Las observaciones también pueden realizarse mirando el cabeceo y balanceo de la proa del buque. El observador escoge el punto que está más alto o más bajo en el ciclo y acciona el cronómetro en el momento correspondiente. Cuando regresa al mismo punto, el observador registra el tiempo. Repitiendo este proceso varias veces, se puede determinar una observación fiable. Esto también funciona para las observaciones efectuadas durante la noche cuando el observador siente el ascenso y descenso en su cuerpo.

En el caso de observaciones de períodos menores de 5 segundos en condiciones de viento débil, las anteriores observaciones puede que no sean fáciles de realizar, pero esas olas son menos interesantes que las de períodos mayores.

Altura de las olas

Con cierta experiencia, se pueden hacer estimaciones bastante fiables. Para estimar la altura de las olas que tienen una longitud de onda bastante menor que la longitud del buque, el observador debería colocarse en un lugar del buque tan bajo como sea posible, de preferencia en el centro, donde el cabeceo es mínimo, y en el lado del buque de donde vienen las olas. Se deberían aprovechar los intervalos ocasionales durante los cuales cesa temporalmente el balanceo del buque.

En el caso de olas de una longitud de onda superior a la longitud del buque, no debe utilizarse el método anterior, pues el buque se levanta con la ola. En esas condiciones se obtienen mejores resultados si el observador sube o baja por el buque hasta hallar la posición desde la cual pueda ver aparecer las olas a nivel del horizonte, cuando el buque esté en el seno de las olas en posición vertical (véase la figura 4.2). En ese momento la altura de la ola es igual a la altura del observador sobre el nivel del agua que está debajo de él, a). Si el buque se balancea, debería asegurarse de que la ola que se aproxima esté alineada con el horizonte en el momento mismo en que el buque está en posición vertical, pues de otro modo la estimación de la altura sería excesiva, b).

Con mucho, el caso más difícil se presenta cuando la longitud de onda de la ola supera la longitud del buque y además es una ola de poca altura. La mejor estimación de la altura se puede obtener colocándose tan cerca del agua como sea posible, pero aun así la estimación será poco precisa.

4.2.12.3 Observaciones desde buques-estación oceánicos y otros buques especiales

Los buques-estación oceánicos normalmente están equipados con instrumentos de medición adecuados. Sin embargo, cuando se realizan observaciones visuales se debería seguir el procedimiento antes descrito, orientando el buque de modo que reciba las olas directamente de frente. Para medir el período, se puede arrojar un objeto por el costado. Para medir la altura de las olas, se deberían pintar marcas en la parte central de los costados del buque (a intervalos de medio metro).

La mejor manera de medir la longitud de onda de las olas consiste en arrastrar una boya por la popa a una distancia tal que las crestas de dos olas sucesivas lleguen al mismo tiempo a la boya y al observador. La distancia que separa las dos crestas representa la longitud de onda de la ola.

La velocidad puede obtenerse midiendo el tiempo que tarda una ola en recorrer la distancia de la popa a la boya, teniendo en cuenta la velocidad del buque.

4.2.12.4 Olas en aguas costeras

Las siguientes definiciones suplementarias se aplican a la superficie del mar en las aguas costeras:

Rompiente: desplome de toda una ola como resultado de su avance en aguas muy poco profundas (del orden del doble de la altura de la ola).

Resaca: agua que rompe entre la línea de la costa y la línea exterior de los rompientes.

Olas rompientes o *mar rompiente:* desplome parcial de la cresta de una ola debido a la acción del viento, a la precipitación de las olas como consecuencia de su encuentro con una corriente opuesta o un flujo de marea, o a la precipitación de las olas a causa de su avance en aguas poco profundas, pero no tanto como para causar su rompimiento.

No cabe esperar que las observaciones de las olas efectuadas desde una estación costera sean representativas de las condiciones en alta mar; ello obedece a que las olas se ven afectadas por la profundidad del agua, por las mareas y por la reflexión

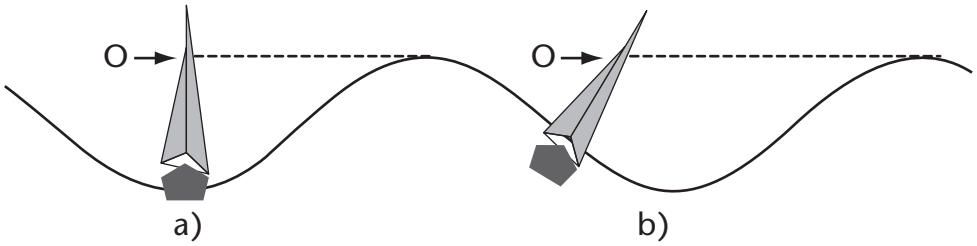


Figura 4.2. Efecto del balanceo del buque en la estimación de la altura de la ola

de las mismas en objetos tales como rocas escarpadas y malecones. Por otra parte, si el lugar está resguardado por promontorios o, menos evidente, por bajíos, se puede ver afectada la medición de la altura y la dirección de desplazamiento de las olas. En OMM (1991*b*) se explican ampliamente esos fenómenos.

Cuando se efectúan observaciones a pesar de esas dificultades se deberían elegir las olas del mismo modo que en el mar. Si esas observaciones se requieren para fines de investigación sobre las olas, se debería indicar con exactitud la profundidad media del agua en el momento de la observación, y la hora de la observación.

4.2.12.5 Terminología relativa a las olas del mar de viento y del mar de fondo

Se recomienda el empleo de la siguiente terminología en los informes que no sean mensajes cifrados, es decir cuando se trata de suministrar información meteorológica y predicciones para la navegación, las publicaciones, los pilotos, etc.:

Para la longitud de onda de las olas del mar de fondo:

Cortas	0-100 metros
Medias	100-200 metros
Largas	más de 200 metros

Para la altura de las olas del mar de fondo:

Pequeña	0-2 metros
Moderada	2-4 metros
Grande	más de 4 metros

Para la altura de las olas del mar de viento:

Calma (espejada), 0 metros: *mar llana*
Calma (rizada), 0-0,1 metros: *mar rizada*
Suave (olas pequeñas), 0,1-0,5 metros: *marejadilla*
Poco agitada, 0,5-1,25 metros: *marejada*
Moderada, 1,25-2,5 metros: *fuerte marejada*
Erizada, 2,5-4 metros: *mar gruesa*
Muy erizada, 4-6 metros: *mar muy gruesa*
Alta, 6-9 metros: *mar arbolada*
Muy alta, 9-14 metros: *mar montañosa*
Olas enormes, más de 14 metros: *mar enorme*

En todos los casos, la altura o la longitud de onda límite exacta queda incluida en la categoría inferior; por ejemplo, un mar de viento de 4 metros de altura se define como erizado. Cuando el estado de la superficie del mar sea tan confuso que ninguno de los términos descriptivos que anteceden puede considerarse adecuado, se debería emplear el término "confusa".

4.2.13 Hielo

En el mar se pueden encontrar diversas formas de hielo flotante. La más común es la que resulta de la congelación de la superficie del mar, a saber, hielos marinos. La información de hielos marinos se analiza en OMM (1970).

Otras formas son el hielo fluvial y el hielo de origen terrestre. Se encuentra hielo fluvial en los puertos y en los estuarios, donde se desplaza por efecto de las corrientes de las mareas y, por lo general, solo constituye un obstáculo pasajero para la navegación marítima. El hielo de origen terrestre, en forma de icebergs, se trata por separado más adelante.

Tanto los icebergs como los hielos marinos pueden resultar peligrosos para los buques y siempre afectan a la navegación marítima. El hielo marino afecta también el proceso normal de intercambio de energía entre el mar y el aire situado sobre el mismo. La extensión de la cobertura de los hielos marinos, que puede variar mucho de un año a otro, tiene una gran influencia tanto en las zonas oceánicas adyacentes como en las condiciones meteorológicas en extensas regiones del mundo. Por lo tanto, su distribución es de gran interés para meteorólogos y oceanógrafos. Aunque la fotografía por satélite constituye un medio revolucionario de vigilar a gran escala la extensión de la cobertura de hielos marinos, las observaciones efectuadas por estaciones costeras, buques y aviones siguen siendo esenciales para realizar observaciones detalladas y para verificar en tierra las realizadas por satélite.

Actualmente, las observaciones de los hielos flotantes se basan casi siempre en estimaciones visuales. Las únicas observaciones instrumentales se efectúan con el radar convencional y por medio de nuevas técnicas como, por ejemplo, los sensores pasivos de microondas o los radares de exploración lateral a bordo de aviones. Sin embargo, los icebergs constituyen malos reflectores para el radar y no siempre pueden detectarse por este medio.

4.2.13.1 Observaciones relativas a la formación de hielo

La formación de hielo puede ser en extremo peligrosa para pequeños buques, en particular aquellos

de menos de 1 000 toneladas brutas. Incluso en buques más grandes puede causar averías en la radio y en el radar debido al engelamiento de las antenas. También se puede ver afectada la visibilidad desde el puente. Se han planteado problemas debidos al engelamiento de las cargas de cubierta de grandes buques que transportan contenedores con lo que, además de su posible efecto sobre la estabilidad, puede originar dificultades para la descarga en el puerto de destino cuando los contenedores y sus amarras están sólidamente soldados a la cubierta por el hielo. Los barcos pesqueros son particularmente vulnerables a la formación de hielo. En OMM (1991*b*) figura más información sobre el tema, y en OMM (1974) se examinan más detalladamente los aspectos meteorológicos de esta cuestión.

En el mar se producen principalmente dos tipos de engelamiento: el engelamiento debido al agua de mar y el debido al agua dulce. El primero puede tener su origen en los rociones y en el agua de mar levantada por la interacción entre el buque o instalación y las olas, en los rociones lanzados por las crestas de las olas, o en ambas causas. El engelamiento debido al agua dulce puede provenir de la lluvia y/o llovizna engelante; otras veces, está causado por la nieve húmeda a la que sigue un descenso de la temperatura, o por la niebla engelante. Ambos tipos de congelación pueden ocurrir a un mismo tiempo.

Los elementos meteorológicos más importantes que rigen la formación de hielo en el mar son la velocidad del viento y la temperatura del aire. Cuanta más alta es la velocidad del viento respecto del buque y más baja la temperatura del aire, mayor es la rapidez con que se forma el hielo. Parece ser que no hay limitación de temperatura por debajo de la cual disminuya el riesgo de engelamiento.

En la clave de la OMM para los buques (OMM, 2010*a*), que se emplea para transmitir informes meteorológicos por radio de los buques en el mar, figuran disposiciones relativas a los informes sobre la formación de hielos. La notificación puede hacerse en clave o en lenguaje claro. La clave, en un solo grupo de cinco cifras, sirve para enviar informes de la causa del engelamiento, el espesor del hielo y la velocidad de formación. Los informes en lenguaje claro deben ir precedidos de la palabra ICING, y están particularmente recomendados para indicar las formas de engelamiento que son peligrosas para los buques.

4.2.13.2 Formación y evolución del hielo marino

Hielo de menos de 30 centímetros de espesor

El primer indicio de formación de hielo es la aparición de pequeñas agujas o placas de hielo en los centímetros superiores del agua. Esas agujas, conocidas como cristales de hielo, se forman en grandes cantidades y dan al mar un aspecto oleaginoso. Conforme prosigue el enfriamiento, los cristales de hielo se funden formando un hielo grasiento, de aspecto esmerilado. En condiciones próximas al engelamiento, pero aún sin hielo, la nieve que caiga puede hacer que la superficie del mar se vea como si estuviese cubierta por una capa de grasa. Esas formaciones pueden agruparse por la acción del viento y de las olas formando una acumulación de terrones de hielo conocida como shuga, y todo el conjunto se clasifica como hielo nuevo. Al proseguir el enfriamiento, se forman hojas de costra de hielo, o nilas, según la velocidad de enfriamiento y la salinidad del agua. La costra de hielo se forma cuando se congela agua de poca salinidad, creándose una delgada capa de hielo quebradizo que apenas contiene sal; en cambio, cuando se congela agua de salinidad elevada, en especial si el proceso es rápido y el viento muy débil, el hielo tiene una propiedad elástica que es característica de las nilas. Esta última forma de hielo se subdivide, según su espesor, en nilas oscuros y claros; la segunda forma, más avanzada, alcanza un espesor máximo de 10 centímetros.

La acción del viento y de las olas puede romper la costra de hielo o nilas, formando el hielo panqueque, que a su vez puede congelarse y espesarse formando hielo gris y hielo gris-blanco; este último puede alcanzar espesores de hasta 30 centímetros. Esas formas de hielo se denominan en conjunto hielo joven. Una mar gruesa puede romper estos hielos, convirtiéndolos en tortas de hielo o bandejones de diversos tamaños.

Hielo de 30 centímetros a 2 metros de espesor

La siguiente etapa de evolución se conoce como hielo del primer año y se subdivide en las siguientes categorías: delgado, medio y grueso. El hielo delgado del primer año tiene un espesor que va de 30 a 70 centímetros. El hielo medio del primer año tiene espesores que varían entre 70 y 120 centímetros, mientras que en las zonas polares el hielo grueso del primer año puede alcanzar al final del invierno un espesor de unos 2 metros.

Hielo viejo

Se denomina hielo viejo al hielo grueso del primer año que ha sobrevivido al derretimiento producido en la estación del verano. Esta categoría se subdivide en hielo del segundo año o hielo de varios años, dependiendo de que los bloques de hielo hayan sobrevivido uno o más veranos. El espesor del hielo viejo oscila normalmente entre 1,2 y 3 metros, e incluso más, antes del comienzo de la estación de fusión. Al final de la estación estival de fusión, el espesor del hielo viejo puede haberse reducido de modo considerable. Se puede identificar con frecuencia el hielo viejo por su superficie de color azulado que contrasta con la de tono verdoso del hielo del primer año.

Cubierta de nieve

Durante el invierno, el hielo se cubre generalmente de nieve que lo aísla del aire que está por encima y tiende a reducir su ritmo de crecimiento. El espesor de la cubierta de nieve difiere mucho de una región a otra como consecuencia de las distintas condiciones climáticas. Su profundidad puede variar también mucho, en distancias muy pequeñas, debido a los vientos variables y a la topografía del hielo.

Fusión del hielo marino

Mientras la cubierta de nieve persiste, casi el 90 por ciento de la radiación recibida es devuelta por reflexión al espacio. Ulteriormente, sin embargo, la nieve empieza a fundirse al subir la temperatura del aire por encima de 0 °C, al principio del verano, formándose charcos de agua derretida en la superficie. Esos charcos absorben el 90 por ciento de la radiación entrante y aumentan rápidamente conforme van fundiéndose la nieve o el hielo circundantes. Por último, los charcos penetran hasta la superficie inferior de los hielos flotantes y se conocen como alveolos de fusión. Este lento proceso de fusión es característico del hielo en el océano Ártico y en los mares donde el movimiento se ve limitado por la costa o por islas. Allí donde el hielo puede desplazarse libremente hacia aguas más templadas (por ejemplo, la Antártida, Groenlandia oriental y el mar de Labrador), se acelera la fusión como consecuencia de la acción erosiva de las olas, así como de las temperaturas más altas del aire y del mar.

Movimiento del hielo marino

El hielo marino se puede clasificar en dos tipos principales según su movilidad. Uno de ellos es el hielo a la deriva, que está continuamente en movimiento por la acción del viento y las fuerzas de las corrientes; el otro es el hielo fijo, sujeto a las costas o a las islas y que no se mueve. Cuando el hielo está muy concentrado (es decir, 7/10 o más) en vez de hielo a la deriva puede hablarse de banquisa.

La fuerza del viento sobre el hielo a la deriva hace que los bandejones se muevan, aproximadamente, en la dirección del viento. La fuerza de desviación debida a la rotación de la Tierra (fuerza de Coriolis) hace que en el hemisferio norte los bandejones se desvíen unos 30° a la derecha de la dirección del viento en superficie. Puesto que el mismo viento en superficie se desvía otro tanto del viento geostrófico, pero en sentido opuesto (siendo medido directamente el viento geostrófico a partir de las isobaras), la dirección del movimiento de los bandejones debida solo al arrastre del viento puede considerarse paralela a las isobaras.

La velocidad de desplazamiento del hielo marino debida al viento varía no solo en función de la velocidad del viento, sino también en función de la concentración de hielo a la deriva y del grado de deformación (véase la subsección siguiente). En el caso del hielo flotante muy abierto (concentraciones de 1/10 a 3/10) hay mucha más libertad para responder al viento que cuando se trata de hielo flotante cerrado (7/10 a 8/10), donde el espacio libre es muy limitado. El dos por ciento de la velocidad del viento es un promedio razonable para la velocidad de deriva del hielo originada por el viento en caso de hielo flotante cerrado, pero se pueden observar velocidades de deriva del hielo mucho mayores para el hielo flotante abierto. Dado que esos hielos flotan, se produce un empuje por parte de las corrientes marinas de las capas superiores del mar, ya se trate de mareas o de corrientes de otro origen con una dirección más estable. En general, es muy difícil distinguir entre la deriva debida al viento y la que producen las corrientes, pero de cualquier modo, cuando ambas actúan, el movimiento resultante es siempre la suma vectorial de ambas. Normalmente predomina la fuerza del viento, sobre todo en zonas alejadas de la costa.

Deformación del hielo marino

La superficie del hielo marino sometido a presión sufre deformaciones. Cuando se trata de hielo nuevo o joven, las deformaciones producen un sobreescurrimiento a medida que los bandejones se superponen unos a otros. Si se trata de hielo más grueso, de acuerdo con las fuerzas convergentes debidas a la presión, se producen cordones de hielo o montículos. A medida que los bloques de hielo

se superponen por encima del nivel medio del hielo a la deriva y forman cordones o montículos, una gran cantidad de hielo es empujada hacia abajo para poder soportar así el peso de esos cordones o montículos. Como el calado de estos puede ser de tres a cinco veces su altura, estas deformaciones dificultan seriamente la navegación. Por eso, en general, es más fácil navegar a través de cordones recientes que de cordones viejos, consolidados y modificados por la intemperie.

4.2.13.3 Icebergs

Los icebergs son grandes masas de hielo flotante que provienen de los glaciares y, en particular, de las mesetas de hielo. Su profundidad debajo del agua, en comparación con la altura sobre ella, varía mucho según las diferentes formas de icebergs. La masa sumergida de un iceberg del Antártico, que proviene de una meseta de hielo flotante, es casi siempre menor que la masa sumergida de los icebergs que provienen de los glaciares de Groenlandia. En el caso de un iceberg tabular típico del Antártico, cuyos 10 o 20 metros superiores están compuestos de nieve vieja, la parte de su masa sobre el agua será la quinta parte de la masa sumergida. Sin embargo, tratándose de un iceberg del Ártico, compuesto casi totalmente de hielo con mucha menos nieve, la relación es normalmente de 1:8.

Los icebergs disminuyen de tamaño como consecuencia de tres procesos distintos: por desprendimiento, por fusión y por la erosión ocasionada por las olas. Se habla de desprendimiento cuando se quiebra y se separa una parte del mismo; ello perturba el equilibrio del iceberg, de modo que flota con un ángulo distinto al de su posición de equilibrio e incluso puede dar una vuelta de campana. Una de las características generales de los icebergs son sus grandes proporciones salientes por debajo del agua, que pueden ser difíciles de observar. En aguas frías, la fusión se produce principalmente en la línea de flotación, mientras que en aguas cálidas la fusión ocurre sobre todo en la parte sumergida y, con frecuencia, fragmenta los icebergs. Es muy peligroso aproximarse a un iceberg que se está fundiendo en aguas cálidas porque es inestable y puede fragmentarse o volcarse en cualquier momento. En torno a los icebergs que se están desintegrando rápidamente suele haber numerosos gruñones y tempanitos que constituyen un peligro, particularmente para la navegación.

Los icebergs son malos reflectores de las ondas radioeléctricas y, por consiguiente, no siempre pueden ser detectados por radar. Los fragmentos del iceberg (tempanitos y gruñones) son todavía más difíciles de detectar por medio del radar del buque, pues frecuentemente los ecos quedan cubiertos por el ruido de los ecos de fondo que forman las olas y el mar de fondo. Esos fragmentos menores son especialmente peligrosos para la navegación pues, a pesar de su pequeño tamaño, tienen una masa suficiente como para dañar a un buque que entre en contacto con ellos a velocidad normal de crucero. Algunos gruñones, constituidos por hielo puro, apenas sobresalen de la superficie del mar y resultan extremadamente difíciles de detectar.

4.2.13.4 Observaciones del hielo marino y de los icebergs

La clave para realizar una buena observación de los hielos reside en una familiarización con la nomenclatura de los mismos y en la adquisición de una buena experiencia en la materia. La publicación OMM (1970), con sus ilustraciones, es la mejor guía a disposición del marino para reconocer e identificar los hielos marinos.

Las cuatro características más importantes de los hielos marinos que afectan a la navegación son:

a) espesor: grado de evolución (es decir, hielo nuevo, hielo joven, hielo del primer año o hielo viejo y sus subdivisiones);
b) cantidad: concentración (estimada en décimas de la superficie del mar cubierta por el hielo);
c) forma: si es hielo fijo o hielo a la deriva y el tamaño de los bandejones que lo conforman;
d) movimiento: sobre todo con respecto a sus efectos en la deformación.

Dado que los icebergs constituyen un grave peligro para la navegación, en particular de noche o con mala visibilidad, es también importante señalar el número de icebergs a la vista en el momento de la observación, especialmente en aguas donde se observan con menos frecuencia.

Se puede señalar la presencia de hielo marino en lenguaje claro o por medio de claves. La OMM ha adoptado dos claves para el cifrado del hielo marino, que se utilizan a nivel internacional. La más sencilla está constituida por el grupo ICE agregado al final de la clave SHIP. La clave ICEAN ha sido elaborada para uso de los especialistas con miras a la transmisión de los análisis y pronósticos de hielos marinos.

Para la observación de los hielos marinos a bordo de buques y en las estaciones costeras rigen dos reglas básicas:

a) disponer de un amplio campo de visión haciendo la observación desde un punto conveniente, lo más alto posible sobre la superficie del mar (por ejemplo, desde lo alto de un faro, desde el puente o desde la posición del vigía del buque);
b) no intentar señalar las condiciones de hielo en el mar más allá de un radio superior a la mitad de la distancia que separa el punto de observación de la línea de horizonte.

La OMM ha elaborado una serie de símbolos para emplear en los mapas que representan las condiciones observadas o previstas en relación con los hielos marinos. Esos símbolos tienen por objeto permitir el intercambio internacional de información sobre hielos marinos y la transmisión de datos sobre los hielos por radiofacsímil.

4.2.14 Observaciones de fenómenos especiales

Al describir las trombas marinas, siempre debería indicarse el sentido de la rotación como si se observaran desde arriba.

4.2.15 Actividades efectuadas por los buques de observación voluntaria

Un paso inicial esencial para reclutar buques de observación voluntaria es obtener el permiso de los armadores y del comandante del buque. Una vez hecho esto y seleccionado el buque, los agentes meteorológicos de puerto deberían hacer lo siguiente:
a) instalar instrumentos calibrados garantizando su mejor exposición;
b) suministrar formularios y documentos para el registro del diario de navegación en papel, o instalar el programa informático del diario de navegación electrónico;
c) capacitar observadores en el cuidado y funcionamiento de los instrumentos;
d) capacitar observadores en todos los aspectos de las prácticas de observación;
e) demostrar el uso del programa informático del diario de navegación electrónico y recopilar las observaciones;
f) registrar los metadatos recopilados por el buque (en el formato de la actual *Lista internacional de buques seleccionados, suplementarios y auxiliares* (OMM-Nº 47));
g) demostrar los métodos de transmisión de la observación;
h) explicar los productos de predicción marina de los SMN.

Una vez enrolado un buque, en teoría el agente meteorológico de puerto debería comprometerse a visitarlo por lo menos una vez cada tres meses (sujeto al tráfico de buques y a la disponibilidad de recursos de personal; si ello no es factible, se pueden considerar visitas anuales), para verificar la exactitud de los instrumentos y reponer las existencias de formularios, documentos, etc. El agente debería aprovechar la ocasión para fomentar el interés por la meteorología y explicar el interés mutuo que para marinos y meteorólogos reviste la exactitud de las observaciones meteorológicas.

Las EMA y los sensores digitales pueden permitir un período de comprobación superior a un año.

En OMM (2001) se ofrece información completa sobre el Sistema de buques de observación voluntaria de la OMM.

4.2.16 Otras observaciones voluntarias fuera del ámbito del Sistema de buques de observación voluntaria

En algunos casos, una compañía (normalmente de petróleo o gas) que opera un buque o plataforma efectúa observaciones o mediciones para sus propios fines y las distribuye a través del Sistema Mundial de Telecomunicación con escasa participación de los agentes meteorológicos de puerto. Normalmente deberían hacerse bajo contrato la instalación, el mantenimiento y la capacitación con respecto a los equipos de meteorología oceánica. En caso de que el buque o estación no haya sido reclutado por un agente meteorológico de puerto, deberían hacerse esfuerzos para garantizar que los metadatos correspondientes también estén disponibles a través de los canales apropiados de la OMM.

4.3 BOYAS FONDEADAS

Las boyas fondeadas pueden ser de configuración muy diversa (por ejemplo en lo que se refiere a diseño del amarre, tipos de sensor, sistemas de muestreo, técnicas de montaje, telemetría, etc.), abarcando una gran variedad de aplicaciones y disciplinas, tanto operativas como de investigación. Esta sección, que no refleja la amplia gama de posibilidades utilizadas en los sistemas actualmente en funcionamiento, se centra en las necesidades en materia de mediciones meteorológicas marinas a partir de las boyas meteorológicas operativas fondeadas. Puede encontrarse información relativa a

otros sistemas que abordan las necesidades de aplicaciones de investigación en otras publicaciones y sitios web, como por ejemplo:

- Boyas fondeadas en aguas tropicales pertenecientes al sistema autónomo ATLAS de obtención de temperaturas: http://www.pmel.noaa.gov/tao/proj_over/mooring.shtml
- Estaciones climáticas oceánicas: http://www.pmel.noaa.gov/OCS/
- Boyas TRITON fondeadas en aguas del océano Pacífico occidental tropical: http://www.jamstec.go.jp/jamstec/TRITON/real_time/php/top.php
- Boyas m-TRITON (más recientes) fondeadas en aguas del océano Índico: http://www.jamstec.go.jp/iorgc/iomics/index.html
- Guía de la Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera (NOAA) para realizar observaciones meteorológicas y climáticas de calidad y mediciones de flujo en el mar (Bradley y Fairall, 2007)

Por lo general, las boyas fondeadas diseñadas para actividades en alta mar están equipadas con sensores para medir las siguientes variables:

a) la velocidad del viento;
b) la dirección del viento;
c) la presión atmosférica;
d) la temperatura de la superficie del mar;
e) la altura y el período de las olas;
f) la temperatura del aire;
g) la temperatura del punto de rocío o la humedad relativa.

Otros elementos que pueden medirse con algunas de esas boyas son:

a) la ráfaga del viento máxima;
b) el espectro de olas (direccional y no direccional);
c) la radiación solar (radiación de onda corta descendente);
d) la corriente de la superficie o el perfil de la corriente;
e) la salinidad de la superficie del mar;
f) la temperatura y salinidad subsuperficial hasta 500 m o 750 m;
g) la visibilidad atmosférica;
h) la precipitación;
i) la concentración de CO_2 en la superficie.

Para las olas, se suelen medir o estimar las variables siguientes utilizando las definiciones que se citan a continuación (véase también la sección 4.2.12.1 para completar estas definiciones):

Altura significativa de la ola: estimación del promedio de altura del tercio de alturas mayores de una ola.

Altura máxima de la ola: altura máxima de una única ola que se observa durante un período de tiempo determinado.

Período medio de corte por cero de la ola: período medio entre cortes por cero descendente; es decir, el intervalo de tiempo, promediado según el número de cortes, transcurrido entre dos cortes sucesivos de la superficie del mar por el plano horizontal de referencia (nivel cero) en sentido descendente. También puede estimarse a partir del momento de segundo orden de la frecuencia del espectro de energía de las olas.

Altura de pico: altura de la ola que corresponde al pico del espectro de energía de las olas (la parte del espectro con la energía de olas más alta).

Período de pico: período de la ola que corresponde a la altura de pico del espectro de energía de las olas.

Período espectral de la ola: período de la ola que corresponde a la frecuencia media del espectro.

Además de las mediciones meteorológicas y oceanográficas, es necesario verificar la ubicación de la boya y diversos parámetros de mantenimiento de rutina que se emplean en el control de la calidad de los datos y en el mantenimiento. La tecnología de las boyas fondeadas se ha perfeccionado hasta tal punto que es frecuente mantenerlas en funcionamiento automáticamente por seis meses y hasta por dos años, incluso en las condiciones más difíciles. La vida operativa está determinada sobre todo por la duración de los sensores, que se cambian a intervalos de 12 a 18 meses.

En la actualidad se considera que las mediciones obtenidas con boyas fondeadas son mejores que las realizadas a bordo de buques, por cuanto se refiere a la exactitud y a la fiabilidad de la medición (Wilkerson y Earle, 1990; Ingleby, 2010). De hecho generalmente se considera que las boyas fondeadas proporcionan las observaciones de más alta calidad de una amplia gama de variables meteorológicas marinas y, además de su uso por los predictores y su asimilación en modelos de predicción numérica del tiempo, los datos también se utilizan para ofrecer información sobre la climatología de las zonas oceánicas, datos de referencia de la "verdad obtenida en el suelo" para la calibración y validación de satélites, y estimaciones de los flujos superficiales (por ejemplo, Bourras, 2006).

Las incertidumbres típicas de las medidas proporcionadas por esas boyas son:

Velocidad del viento	1 m s^{-1} o 5% por encima de 20 m s^{-1}
Dirección del viento	10°
Temperatura del aire	0,2 °C
Presión al nivel del mar	0,2 hPa
Temperatura de la superficie del mar	0,2 °C
Temperatura del punto de rocío	0,5 °C
Altura significativa de la ola	10% o 0,2 m
Dirección de la ola	10°
Período de la ola	1 s

La serie de sensores normalizados que están situados en las boyas fondeadas toman muestras de la velocidad del viento, la ráfaga máxima (por ejemplo, ráfaga de 3 a 5 segundos según los requisitos nacionales); la dirección del viento; la presión barométrica; la temperatura del aire; la temperatura del agua; y los espectros de energía no direccional de las olas oceánicas, a partir de los cuales se determinan la altura significativa de la ola y el período pico (o medio) de la ola. En el caso de los tsunámetros, la medida de referencia es la altura de la columna de agua.

4.3.1 Presión atmosférica

La presión atmosférica y su variabilidad tanto en el tiempo como en el espacio tienen una importancia considerable para la predicción numérica del tiempo y para el análisis y la predicción meteorológicos. La mayoría de las boyas mide la presión atmosférica por medio de barómetros aneroides digitales. La presión se obtiene a partir de la capacitancia eléctrica entre las placas paralelas sensibles a la presión. La capacitancia entre las placas aumenta cuando lo hace la presión. Las mediciones de presión realizadas son las siguientes:

a) La presión de la estación es la medida real efectuada por el barómetro a la elevación de la estación en hectopascales (hPa). En algunos casos se pueden usar dos barómetros y promediar sus valores.
b) La presión al nivel del mar es la presión reducida al nivel del mar de la presión de la estación en unidades de hPa. Para boyas desplegadas en el mar esta es muy cercana a la presión de la estación. Se observa una gran diferencia entre la presión al nivel del mar y la presión de la estación de las boyas desplegadas en los lagos a gran altitud. La conversión a la presión al nivel del mar se efectúa utilizando los procedimientos descritos en los documentos del Servicio Meteorológico de Estados Unidos de América (United States Weather Bureau, 1963).

Muchas boyas que se despliegan en regiones afectadas por huracanes o por intensos sistemas de baja presión tienen la capacidad de medir datos complementarios de presión media de un minuto. Estos datos se graban después de que los datos de presión de cada hora caigan por debajo de un umbral predeterminado (por ejemplo, 1 008 hPa en los trópicos). Estos datos complementarios de presión se identifican como sigue:

a) la presión barométrica mínima de 1 minuto en hPa del barómetro primario (y del secundario si se instala) es la presión barométrica media mínima de 1 minuto durante la hora entera;
b) el tiempo es el minuto dentro de la hora en que ocurrió la presión mínima.

4.3.2 Mediciones del viento

Las mediciones del viento constituyen una de las mediciones más importantes efectuadas por las boyas fondeadas. Son esenciales para el predictor de meteorología marina.

Definiciones:

La *dirección del viento* es la dirección desde la que sopla el viento, en grados, en sentido dextrorso a partir del norte verdadero. Se determina como el vector unitario promedio de las direcciones del viento registradas.

La *velocidad del viento* es el valor medio escalar de la velocidad del viento durante el intervalo de muestreo (generalmente 10 minutos).

La *máxima velocidad del viento* es la velocidad del viento más alta en el registro del viento. Las ráfagas de viento se determinan a partir de la media móvil más alta del registro en un intervalo de tiempo corto (por ejemplo, 5 segundos).

Las mediciones del viento suelen realizarse con un anemómetro de hélice (por ejemplo, Estados Unidos de América, Canadá) o con un anemómetro de cazoletas y una veleta (Reino Unido de Gran Bretaña e Irlanda del Norte, Irlanda, Francia). Para evitar el desgaste mecánico se están empezando a utilizar en las boyas fondeadas sensores ultrasónicos de velocidad y dirección del viento sin piezas móviles. La medida de la dirección del viento está normalmente vinculada con una brújula para que la

dirección relativa del viento con respecto a la boya pueda corregirse a la real.

En sus boyas meteorológicas fondeadas Estados Unidos y Canadá usan generalmente un sensor de veleta con aspas de cuatro hojas que acciona un rotor. El valor final de una medida resulta de un tratamiento estadístico del viento de la serie temporal de muestras del viento instantáneas tomadas a una frecuencia mínima de 1 hercio (Hz) en un período de tiempo determinado. La velocidad de muestreo es función de la carga útil. La mayoría de las boyas fondeadas utilizan un período de adquisición de 8 minutos. Las mediciones normales del viento subsiguientes se producen cada hora.

Las boyas meteorológicas fondeadas de algunos Miembros (por ejemplo, Estados Unidos o Canadá) realizan el procesamiento estadístico de los datos al final de cada período de adquisición y el mensaje obtenido se actualiza con las nuevas estadísticas y seis segmentos de 10 minutos. El procesamiento estadístico incluye el cálculo del valor medio tanto de la dirección como de la velocidad y la desviación típica de la velocidad. Los datos horarios no representan los datos del minuto 0 al minuto 59 sino que, más bien, representan los últimos seis segmentos completos de 10 minutos antes de la finalización de la última adquisición. Los segmentos de 10 minutos, sin embargo, están limitados a los minutos 0, 10, 20, etc.

Para las boyas fondeadas de Estados Unidos y Canadá las velocidades del viento a 10 y a 20 metros sobre la elevación del lugar se obtienen a partir de un algoritmo (Liu y otros, 1979) que utiliza la altura del anemómetro, la velocidad del viento, una humedad relativa constante del 85 por ciento, una presión al nivel del mar constante de 1 013,25, y las temperaturas del aire y del agua. Si se desconoce la temperatura del aire o la del agua, entonces se supondrá una estabilidad neutra aunque esta hipótesis puede introducir un error de hasta un 5 por ciento. Si ambas temperaturas son desconocidas, entonces no se realizarán las observaciones de velocidades del viento ni a 10 ni a 20 metros.

Las boyas fondeadas de la serie K de Reino Unido, Francia e Irlanda han utilizado tradicionalmente un anemómetro de cazoletas y una veleta autorreferenciada para medir la velocidad y la dirección del viento durante un período de adquisición de 10 minutos cada hora. Sin embargo, durante el funcionamiento el agua salada traspasa los sellos y, con el tiempo, se produce el fallo de los instrumentos cuando en el lubricante se forman cristales de sal que dan lugar a averías mecánicas de las partes móviles. Estas boyas fondeadas tienen sistemas duales de viento para mejorar la capacidad de recuperación en caso de que el anemómetro falle. Para mejorar aún más la fiabilidad, Reino Unido los está reemplazando con un nuevo sistema de medición del viento que utiliza un anemómetro sónico y una brújula electrónica.

4.3.3 Temperatura

La temperatura es una de las mediciones meteorológicas básicas. Generalmente se utilizan termistores electrónicos para efectuar todas las mediciones de temperatura, que se expresan en grados Celsius (°C). También se pueden utilizar las mediciones de temperatura para obtener la presión al nivel del mar y la velocidad del viento a una altura estándar a partir de la presión atmosférica a una altura no estándar y de las mediciones del viento respectivamente.

4.3.3.1 Temperatura del aire

Por lo general las mediciones de la temperatura del aire son muy fiables; sin embargo, es importante señalar que la ubicación física de los sensores de temperatura puede afectar las mediciones de forma negativa. Las cajas protectoras pueden conducir a lecturas no representativas de la temperatura del aire en condiciones de baja velocidad del viento. Durante el período de muestreo se toman muestras de la temperatura del aire a una cierta frecuencia (por ejemplo, Estados Unidos y Canadá usan una frecuencia de 1 hercio, y las boyas de la serie K de Francia, Reino Unido e Irlanda usan una frecuencia de 0,1 hercios durante un período de muestreo de 10 segundos).

4.3.3.2 Temperatura del agua

Aunque por lo general hay pocos problemas con las mediciones de la temperatura del agua, cabe señalar que la profundidad de los sensores de temperatura del agua varía con el casco de la boya, y que las sondas de temperatura en las boyas se sujetan en el interior del casco. Dado que los cascos de la boya tienen una alta conductividad térmica, las temperaturas medidas pueden reflejar la temperatura media del agua alrededor del casco sumergido en lugar de la temperatura del agua más cercana a la sonda. Cuando el agua está muy estratificada, sobre todo durante las horas de la tarde en condiciones de viento en calma, la temperatura del agua

comunicada desde una boya puede ser de 2 a 3 °C por debajo de la temperatura de la superficie del agua.

4.3.6 Estimaciones de olas oceánicas

Las estimaciones del estado del mar son probablemente las mediciones más complejas efectuadas por las boyas fondeadas y son sumamente importantes para marinos, predictores marinos, ingenieros en ciencias oceánicas y científicos. En una boya todas las mediciones básicas de olas se obtienen de alguna manera a partir de las series temporales del movimiento de las boyas[3]. En NDBC (2003) pueden encontrarse los detalles completos de las mediciones de olas efectuadas por el US National Data Buoy Center (Centro nacional de boyas de acopio de datos de Estados Unidos).

El estado del mar es una descripción de las propiedades de las olas en la superficie del mar en un lugar y momento dados, y podría expresarse en función del espectro de olas, o más simplemente, en función de la altura significativa de las olas y de cierta medida del período de las olas (AMS, 2000). Muchas boyas fondeadas proporcionan una medida de la densidad espectral de la varianza (Lista de los parámetros del estado del mar publicada por la Asociación Internacional de Ingeniería e Investigación Hidroambiental) que se denominará densidad espectral de las olas. La mayoría de las boyas obtienen todos los parámetros no direccionales de las olas, alturas y períodos, pendiente, etc. a partir de las densidades espectrales de las olas. Además, muchas boyas miden el espectro direccional de las olas y de ahí determinan las direcciones media y principal de las olas, y la primera y segunda coordenadas polares normalizadas obtenidas con los coeficientes de Fourier que los centros difunden a través de las claves alfanuméricas FM-65 WAVEOB de la OMM (OMM, 2010*a*).

4.3.7 Estimaciones del oleaje oceánico no direccional

La mayoría de las boyas usa acelerómetros para medir el movimiento de desplazamiento vertical de la boya. Los acelerómetros, que están fijados para permanecer en posición vertical en relación al casco o estabilizados paralelamente a la vertical de la Tierra, se utilizan en las boyas y efectúan la inmensa mayoría de las mediciones de las olas oceánicas. La estabilización vertical, cuando se utiliza, se logra mediante el uso de un sensor de desplazamiento vertical, cabeceo y balanceo cuyo plano de referencia está montado en una plataforma estabilizada por gravedad y que mantiene un período natural del orden de 40 segundos. Este tipo de equipo es costoso y tiene un sistema mecánico incorporado para mantener el acelerómetro en posición vertical cuando la boya y el sensor se inclinan.

Los sistemas operativos de medición del oleaje no direccional comunican las estimaciones de los espectros de aceleración o de desplazamiento. Si no se comunican directamente, los espectros de desplazamiento se obtienen a partir de los espectros de aceleración como parte de los cálculos relacionados con el procesamiento en tierra de los datos de olas. A partir de estos espectros se calculan el período medio de las olas, el período de las olas dominantes, la altura significativa de las olas y la pendiente. Estos parámetros del oleaje no direccional se definen como sigue:

El período medio de las olas, en segundos, se puede calcular de diferentes maneras. Puede corresponder a la frecuencia de la ola que divide el espectro de olas en áreas iguales o puede estar basado en el momento de segundo orden de la frecuencia de la densidad espectral no direccional. También puede estimarse usando un método de corte del nivel cero.

El período de las olas dominantes o período de pico de las olas, en segundos, es el período de la ola que corresponde a la frecuencia central de la banda de frecuencias con la máxima densidad espectral no direccional.

La altura significativa de las olas, H_{m_0}, se estima a partir de la varianza del registro de desplazamiento de las olas obtenido a partir del espectro de desplazamiento según la ecuación siguiente:

$$H_{m_0} = 4\left[\int_{f_l}^{f_u} S(f)\,df\right]^{1/2}$$

donde $S(f)$ es la densidad espectral de desplazamiento, df es la anchura de la banda de frecuencias, f_u es el límite superior de frecuencia, y f_l es el límite inferior de frecuencia.

4.3.8 Estimaciones del oleaje oceánico direccional

Además de medir la aceleración o el desplazamiento vertical, los sistemas de medición del oleaje

3 El Centro nacional de boyas de acopio de datos de las Naciones Unidas ya no realiza mediciones de olas en las estaciones C-MAN utilizando sensores láser de altura de olas.

direccional requieren también el acimut, el cabeceo y el balanceo de la boya ya que estos ángulos permiten calcular las pendientes de inclinación del oleaje en las direcciones este a oeste y norte a sur. La mayoría de las boyas utilizan varios métodos y series de sensores diferentes para medir estos ángulos.

Algunos autores (Swail y otros, 2010) han recomendado que, a fin de prestar servicios a todos los usuarios, los sistemas de medición del espectro direccional del oleaje deberían estimar de manera fiable la denominada regla de "los 5 primeros". Técnicamente, esto se refiere a las cinco variables que definen una frecuencia de ola en particular (o período de la ola). La primera variable es la energía de la ola, que está relacionada con la altura de la ola, y las otras cuatro variables son los cuatro primeros coeficientes de la serie de Fourier que define la distribución direccional de esa energía. En cada banda de frecuencia, no solo se define la dirección de la ola sino la dispersión (momento de segundo orden), la asimetría (momento de tercer orden) y la curtosis (momento de cuarto orden). La asimetría resuelve cómo se concentra la distribución direccional (a la izquierda o a la derecha de la media) y la curtosis define el grado de apuntamiento o de aplastamiento de la distribución. La obtención de estos tres parámetros adicionales (la dispersión, la asimetría y la curtosis) para cada banda de frecuencia produce una mejor representación del campo de olas.

Las mediciones de las olas de las boyas fondeadas también se usan para validar las mediciones de las olas obtenidas de los instrumentos de radar de alta frecuencia.

4.3.9 Altura de la columna de agua para la detección de tsunamis

La mayoría de los tsunámetros de las boyas usan la tecnología DART® II y comunican el nivel del mar (en realidad la altura de la columna de agua) a partir de las mediciones de presión y de temperatura efectuadas en el fondo marino y convertidas a altura de la columna de agua multiplicando la presión por una constante de 670 mm por libra por pulgada cuadrada absoluta.

4.3.10 Humedad relativa

Los sensores de humedad utilizados por las boyas emplean un circuito que mide la humedad a través del cambio en la capacitancia eléctrica de un polímero delgado cuando se expone a las variaciones del vapor de agua. Una membrana permeable al gas protege las partes electrónicas de los efectos de los rociones y de la materia particulada pero permite la entrada de aire en la caja protectora del instrumento. El sensor es sensible a la temperatura y está equipado con una sonda de temperatura para proporcionar una corrección de la temperatura en el cálculo de la humedad relativa. El sensor se prueba con cierta frecuencia durante el período de muestreo (por ejemplo, 1 hercio para las boyas meteorológicas fondeadas de Estados Unidos y Canadá). En el caso de las boyas de la serie K de Reino Unido, Francia e Irlanda se toma un valor instantáneo del elemento del circuito eléctrico higrométrico a la hora de observación.

4.3.11 Sensores oceánicos

Para comprender y predecir el océano, se deben vigilar sus propiedades. Muchas boyas ayudan a vigilar el océano midiendo también las corrientes de la superficie, los perfiles de corrientes oceánicas, la temperatura cerca de la superficie y los parámetros de calidad del agua. En los parámetros de calidad del agua pueden incluirse la turbiedad, el potencial redox (Eh), el pH, la concentración de clorofila a, y el oxígeno disuelto. La calidad de los datos de las boyas se controla en tiempo real y, donde sea posible hacerlo, los datos se distribuyen por el Sistema Mundial de Telecomunicación.

4.3.11.1 Corrientes oceánicas superficiales

Se recopilan datos de corrientes superficiales para apoyar el comercio, la seguridad en las operaciones, las tareas de búsqueda y rescate, la respuesta a los vertidos de petróleo y, en el caso de las corrientes cerca de las entradas de los puertos, porque tienen repercusiones sobre el transporte oceánico. También se usa la información de las corrientes superficiales medidas por las boyas para validar las corrientes superficiales obtenidas por instrumentos de radar de alta frecuencia. La mayoría de las boyas adquiere estas mediciones usando muestreadores Doppler acústicos montados en boyas.

4.3.11.2 Perfiles de corrientes oceánicas

Los perfiles de corrientes oceánicas proporcionan el movimiento del océano a distintos niveles de la columna de agua. Esta información es esencial para

evaluar la dispersión de los vertidos de petróleo, las operaciones de búsqueda y rescate, las presiones sobre las plataformas en alta mar y la validación de modelos oceánicos. Estos datos son comúnmente adquiridos desde sistemas montados en boyas o en jaulas apuntando hacia abajo. En las plataformas petrolíferas en alta mar, los perfiles de corrientes pueden ser descendentes desde distintos niveles en la columna de agua, o ascendentes desde un sistema montado en el fondo de las mismas.

La mayoría de las boyas utiliza la tecnología de los perfiladores de corriente de efecto Doppler como sensor primario para la recopilación de los datos de perfiles de corrientes oceánicas. Aquellos emiten impulsos cortos de alta frecuencia de energía acústica en haces estrechos. Los dispersores (se supone que son necton y plancton pasivos) dentro de la columna de agua hacen retornar la energía retrodispersada y los instrumentos pueden resolver la desviación de la frecuencia Doppler a lo largo del haz en coordenadas terrestres ortogonales para obtener las corrientes oceánicas a distintos niveles de la columna de agua.

4.3.11.3 Salinidad

La salinidad es necesaria para la inicialización de los modelos oceánicos que se utilizan para emitir las predicciones oceánicas y para predecir la circulación en los océanos (que viene determinada en gran medida por la densidad). La salinidad se obtiene normalmente a partir de las mediciones de la conductividad del agua de mar. Algunos instrumentos proporcionan la salinidad directamente (a través de cálculos internos) y otros suministran la conductividad, la temperatura y la profundidad necesarias para calcular la salinidad. Las mediciones de salinidad se basan en la escala práctica de salinidad que hace uso de la relación empírica entre la salinidad y la conductividad del agua de mar (aunque una nueva ecuación termodinámica del agua de mar 2010 (TEOS-10) internacional fue aprobada recientemente por la Asamblea de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI) de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO) mediante la Resolución XXV-7). Las unidades de salinidad se expresan en unidades prácticas de salinidad.

4.3.12 Precipitación

En algunas boyas fondeadas se han instalado pluviómetros de sifón.

4.3.13 Mediciones de la radiación solar

La radiación solar tiene una influencia importante en los procesos físicos, biológicos y químicos cerca de la interfaz aire-mar y es, por consiguiente, de interés para científicos e ingenieros. Se han usado mediciones de la radiación solar tomadas en la superficie para calibrar los radiómetros de rango visible instalados en los satélites meteorológicos. El sensor se sitúa tan alto como sea posible en la plataforma para evitar las sombras. El flujo radiativo solar se mide en vatios por metro cuadrado y la radiación activa de fotosíntesis, en micromoles por metro cuadrado por segundo.

4.3.14 Visibilidad

Se han colocado sensores de visibilidad en algunas estaciones donde la visibilidad constituye un problema crítico para la seguridad de la navegación. El sensor mide la extinción de la luz en un volumen pequeño de aire entre un emisor y un colector. Es importante señalar que estas son mediciones en un solo punto, y que hay diversas definiciones similares aunque distintas.

4.4 FAROS FLOTANTES AUTOMÁTICOS

Estas plataformas son, en muchos sentidos, similares a las boyas fondeadas. Sin embargo, debido a su mayor tamaño y capacidad de carga instrumental, son más adecuadas para instalar sensores adicionales, tales como los sensores para observar la visibilidad. En caso de tiempo extremo, esos sensores pueden ser afectados por rociones de mar generados por la misma plataforma. Con todo, en la mayoría de condiciones, su rendimiento es idéntico al de los instrumentos que se encuentran en las estaciones meteorológicas automáticas terrestres.

4.5 TORRES Y PLATAFORMAS

En las torres (sobre todo en aguas relativamente poco profundas, cerca de la costa), y en las plataformas en las zonas más remotas, es posible poner en funcionamiento estaciones meteorológicas automáticas normalizadas, similares en diseño a las estaciones meteorológicas automáticas terrestres (véase el capítulo 1 de la parte II). Con frecuencia se emplean instrumentos adicionales como, por ejemplo, nefobasímetros y visibilímetros, así como

sensores que sirven para medir la altura de las olas y el nivel medio del agua por encima de un punto de referencia. Las plataformas fijas pueden incluir grandes estructuras de gravedad, y plataformas móviles "jack-up" y semisumergibles. Las plataformas "jack-up" y semisumergibles, así como los buques de perforación, podrían considerarse como plataformas estacionarias porque están fondeadas o dinámicamente posicionadas para permanecer en un mismo lugar mientras están en funcionamiento. En plataformas dotadas de personal, los datos obtenidos pueden complementarse con observaciones visuales de las nubes, la visibilidad y el tiempo, para tener informes sinópticos completos. Las observaciones visuales desde las plataformas petrolíferas y gasísticas deberían efectuarse según los procedimientos recomendados en la sección 4.2. Sin embargo, hay casos donde se aplican diferentes procedimientos. Por ejemplo, una plataforma puede incluir los datos de olas provenientes de una boya de medición de olas, fondeada en las proximidades, y la temperatura de la superficie del mar medida por un buque de suministro cercano.

Algunas plataformas marinas petrolíferas y gasísticas, tanto fijas como estacionarias, provistas de personal, pueden incluir la altura de la ola significativa y alguna medición del período de las olas en su informe meteorológico (utilizando las mismas partes de la clave FM 13 SHIP que las boyas fondeadas) empleando la salida de una boya cercana de medición de olas o de un radar de olas de a bordo.

Las plataformas y torres son estructuras convenientes para instalar sensores meteorológicos. La instalación y el mantenimiento pueden resultar menos complicados y más económicos que para una boya fondeada, mejorando la frecuencia y la fiabilidad de los datos. A la calidad de los datos no le afecta el movimiento del buque o de la boya y es menos susceptible a los errores de los sensores dañados por la acción de las olas.

Sin embargo, los sensores de temperatura y humedad requieren una instalación muy cuidadosa ya que casi siempre existen fuentes de calor y evacuación que modificarán el entorno local, lo que hace que los valores sean poco representativos de las condiciones ambientales. Las mediciones del viento deben realizarse a alturas superiores a los 100 metros sobre el nivel medio del mar y requieren una corrección para obtener el valor equivalente de los vientos de superficie a 10 metros de altura (cabe señalar que lo ideal sería disponer también de la observación real y su altura). En el caso de torres más cercanas a la costa, la altura de la marea puede alterar considerablemente la altura efectiva del sensor del viento.

En conclusión, las torres fijas y las plataformas en alta mar pueden proporcionar una fuente de datos rentable liberando así las boyas fondeadas para su utilización en zonas más remotas donde no haya otra alternativa.

4.6 BOYAS A LA DERIVA

Las boyas a la deriva se han venido utilizando durante muchos años en actividades oceanográficas, sobre todo para la medición de las corrientes marinas en la superficie de los mares y océanos; sin embargo, la creación de sistemas fiables de seguimiento y retransmisión de datos por satélite (OMM/COI, 1995) ha producido un importante aumento en el número de boyas oceánicas a la deriva desplegadas, y se han alcanzado grandes progresos en cuanto a la capacidad de los sensores de esas boyas con fines meteorológicos y oceanográficos.

En UNESCO (1988) se presenta una descripción de los sistemas de boyas a la deriva y sus modos de funcionamiento. Más recientemente, el Grupo de cooperación OMM/COI sobre boyas de acopio de datos (GCBD), publicó un informe sobre diseño de boyas a la deriva equipadas con barómetros del Programa mundial de derivadores (OMM/COI, 2009). Véanse también los informes anuales y las actas del taller del GCBD, así como los documentos OMM/COI (2004*a* y 2004*b*).

La evolución de la tecnología en materia de boyas a la deriva se ha debido a las necesidades de la investigación oceanográfica, por una parte, y de la meteorología operativa, por otra. De esa manera, se distinguen tres tipos diferentes de boyas:

a) para investigación oceanográfica, y en particular para el Experimento Mundial sobre la Circulación Oceánica (Programa sobre la velocidad de las corrientes en superficie, 1988-1993), se han fabricado y lanzado en extensas regiones de los océanos del mundo boyas a la deriva que siguen las corrientes de la superficie del mar, y que además permiten medir la temperatura de la superficie del mar;
b) para meteorología operativa se ha mejorado el modelo de boya a la deriva basado en la boya utilizada para el Primer Experimento Mundial del Programa de Investigación de la Atmósfera Global; esas boyas sirven para medir sobre todo

la presión atmosférica, la temperatura de la superficie del mar y la temperatura del aire;

c) para aplicaciones polares, se han diseñado flotadores de hielo diversos para medir las variables atmosféricas tradicionales así como las condiciones del hielo y la nieve (temperaturas del hielo y de la nieve y perfiles térmicos del hielo, espesor del hielo, tensión del hielo, condiciones del agua por debajo de la capa de hielo); es posible estimar el movimiento del hielo siguiendo la posición de las boyas en el mismo; se han llevado a cabo esfuerzos para desarrollar boyas que permitan satisfacer las necesidades de la investigación oceanográfica y de la meteorología operativa, y que han llevado a la introducción de:
   i) la boya SVP-B, fundamentalmente una boya a la deriva que sigue las corrientes de superficie, a la cual se le ha añadido un sensor para medir la presión atmosférica;
   ii) la boya SVP-BW (o Minimet), que es esencialmente una boya SVP-B con capacidad de medir el viento y que usa la denominada tecnología WOTAN, es decir, observación del viento a partir del ruido ambiental;
   iii) la boya de perfil del viento y temperatura, que es básicamente una boya a la deriva destinada a medir parámetros meteorológicos, a la cual se le han añadido sensores para medir la velocidad del viento y una cadena de termistores subsuperficiales para obtener el perfil de la temperatura a profundidades de hasta 100 metros aproximadamente; en esas boyas, la dirección del viento se mide al orientar la boya hacia el viento, utilizando un mástil chato o una veleta fija;
   iv) la adición de sensores de salinidad a las boyas SVP.

Las boyas a la deriva son dispositivos fungibles, de manera que su rendimiento se evalúa teniendo en cuenta la función que realiza y su costo. Se debería señalar que al costo del equipo ha de añadirse el costo del procesamiento y la difusión de datos a través del sistema de satélites Argos, que es elevado y puede constituir un factor limitante, aunque el más reciente uso del sistema Iridium de telecomunicaciones de datos procedentes de satélites está ayudando a resolver este problema. Sin embargo, el rendimiento de los sensores instalados en las boyas a la deriva es adecuado para los fines de la meteorología sinóptica y de la oceanografía, según proceda. Cabe señalar que la calidad de las observaciones de la velocidad del viento es cuestionable, y en consecuencia no son utilizadas por los centros operativos (Ingleby, 2010).

Las incertidumbres típicas en las mediciones realizadas con sistemas operativos son:

Temperatura de la superficie del mar	0,21 °C[a]
Presión atmosférica	0,84 hPa[b]
Velocidad del viento	3,5 m s^{-1} o 10%[abc]
Dirección del viento	18,5°[b]
Temperatura de la capa subsuperficial del mar	0,1 °C

a Fuente: O'Carroll, Eyre y Saunders (2008).

b Fuente: estadísticas de vigilancia de boyas, Centro europeo de predicción meteorológica a medio plazo, enero de 2012.

c En vista de la baja altura a la que está ubicado el sensor (aproximadamente 1 m sobre el nivel del mar), esas incertidumbres se aplican solo en situaciones de baja velocidad del viento y mar tranquilo.

ANEXO 4.A

CENTROS REGIONALES DE INSTRUMENTOS MARINOS DE LA ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL Y DE LA COMISIÓN OCEANOGRÁFICA INTERGUBERNAMENTAL

1. Considerado la necesidad de obtener mediciones meteorológicas marinas y oceanográficas de alta calidad de todos los océanos del mundo para satisfacer las necesidades de los programas de la OMM y de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI) de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO) y de programas copatrocinados, la necesidad en el ámbito regional de instalaciones para la calibración y el mantenimiento de instrumentos marinos y para el control del rendimiento de los instrumentos con el fin de lograr la adhesión de las observaciones de los océanos y de sus metadatos asociados a normas de alto nivel para los instrumentos y métodos de observación, la necesidad de documentar los métodos de medición para comprender los errores generados por cada tipo de instrumento y para elaborar métodos que permitan corregir esos errores a fin de producir y utilizar conjuntos de datos coherentes, se ha recomendado que:[4]

Los Centros Regionales de Instrumentos Marinos (CRIM) deberían tener las capacidades siguientes para llevar a cabo sus correspondientes funciones:

Capacidades:

a) un CRIM debe disponer de las instalaciones y los equipos de laboratorio pertinentes, o poder acceder a ellos, a fin de realizar las funciones necesarias para la calibración de instrumentos meteorológicos y de instrumentos oceanográficos conexos utilizados para satisfacer las necesidades comunes de los programas relativos al mar y de los programas copatrocinados de la OMM y de la COI de la UNESCO[5];
b) un CRIM debe mantener un conjunto de instrumentos meteorológicos y oceanográficos tipo o sus referencias y establecer la trazabilidad de sus propias normas de medición y de sus instrumentos de medición con respecto al Sistema Internacional de Unidades (SI);
c) un CRIM debe disponer de personal de gestión y técnico cualificado y con la experiencia necesaria para cumplir sus funciones;
d) un CRIM debe elaborar sus propios procedimientos técnicos para la calibración de instrumentos meteorológicos y oceanográficos conexos utilizando sus propios equipos de calibración;
e) un CRIM debe elaborar sus propios procedimientos de garantía de la calidad;
f) un CRIM debe organizar comparaciones entre laboratorios de los instrumentos y métodos de calibración normalizados o participar en ellas;
g) un CRIM debe utilizar los recursos y las capacidades de su región de interés de conformidad con los intereses de la región, cuando proceda;
h) un CRIM debe aplicar, siempre que sea posible, las normas internacionales correspondientes a los laboratorios de calibración, tales como la ISO/IEC 17025;
i) una autoridad reconocida[6] debe evaluar al CRIM, por lo menos cada cinco años, para comprobar sus capacidades y desempeño.

Funciones correspondientes:

a) un CRIM debe ayudar a los Miembros de la OMM y a los Estados Miembros de la COI de la UNESCO de su región en la calibración de sus patrones meteorológicos nacionales y de los instrumentos oceanográficos de control asociados, de conformidad con las capacidades del CRIM;
b) un CRIM debe organizar comparaciones de instrumentos regionales y/o en el marco de la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina (CMOMM), o participar en ellas, siguiendo las recomendaciones pertinentes de esa Comisión;
c) un CRIM debe aportar contribuciones positivas a los Miembros y los Estados Miembros en lo que se refiere a la calidad de las mediciones;
d) un CRIM debe responder a las consultas de los Miembros y los Estados Miembros sobre las prestaciones y el mantenimiento de los instrumentos

4 Recomendación 1 (CMOMM-III), formulada por la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina en su tercera reunión (2009).

5 Fundamentalmente instrumentos geofísicos utilizados en el entorno de la superficie del mar o bajo la superficie.

6 La CMOMM será el órgano que proponga formalmente los nuevos CRIM y las autoridades que realizarán las evaluaciones.

y la disponibilidad de material de orientación correspondiente;

e) un CRIM debe participar o colaborar activamente en la organización de cursillos regionales sobre instrumentos y mediciones meteorológicos y oceanográficos asociados;

f) un CRIM debe cooperar con otros CRIM en la normalización de mediciones y de sensores meteorológicos y oceanográficos conexos;

g) un CRIM debe informar periódicamente a los Miembros y los Estados Miembros y, una vez al año, comunicar al Comité de gestión de la CMOMM los servicios ofrecidos a los Miembros y los Estados Miembros y las actividades realizadas. La CMOMM, a su vez, mantendrá informados a los respectivos Consejos Ejecutivos de la OMM y de la COI de la UNESCO sobre la situación y las actividades de los CRIM, y propondrá cambios cuando sea preciso.

2. El mecanismo para la designación formal de los CRIM por la OMM y la COI de la UNESCO entraña lo siguiente:

a) la gobernanza para definir las funciones y la adopción de los CRIM será propuesta por la CMOMM y aprobada por los respectivos Consejos Ejecutivos de la OMM y de la COI de la UNESCO;

b) los candidatos a CRIM tendrán que presentar una declaración de conformidad y una lista de las capacidades del Centro propuesto, comunicar el conjunto de conocimientos técnicos que se ofrecen en relación con los instrumentos, comprometerse formalmente a albergar de forma voluntaria el Centro y demostrar su capacidad a la CMOMM;

c) la CMOMM inicia el establecimiento de los CRIM, y la CMOMM y las Secretarías de la OMM y de la COI coordinan el proceso de designación de acuerdo con el procedimiento aprobado por la CMOMM y documentado en el informe técnico Nº 53 de la CMOMM;

d) cuando se haya establecido más de un CRIM en una Región de la OMM y/o de la COI, debería haber coordinación entre los Centros a fin de minimizar la duplicación de servicios.

3. Los centros siguientes se han designado como CRIM:

Región	*Centro*	*Situación*
Asia-Pacífico	Centro nacional de normas oceánicas y metrología	Tianjin (China)
América del Norte, América Central y el Caribe	Centro nacional de boyas de acopio de datos de Estados Unidos	Stennis Space Centre, Mississippi (Estados Unidos de América)

ANEXO 4.B

DESCRIPCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN PARA USO DE LOS OBSERVADORES A BORDO DE BUQUES

La precipitación se produce de un modo más o menos uniforme (intermitente o continua) o en forma de chubascos.

Toda precipitación que no sea en forma de chubascos debe calificarse de intermitente o continua.

La precipitación sin carácter de chubasco procede generalmente de nubes estratiformes (principalmente altostratos y nimbostratos). Los chubascos caen de las grandes nubes convectivas (usualmente cumulonimbos o cúmulos de desarrollo vertical moderado o grande), y se caracterizan en general por su brusco comienzo y final, y por variaciones en la intensidad de la precipitación. Las gotas y las partículas sólidas de los chubascos son en general mayores que las que se producen en la precipitación sin carácter de chubasco.

Las gotas de la precipitación pueden estar subfundidas (es decir, la temperatura de las gotas está por debajo de 0 °C). Al chocar con la superficie, las gotas de lluvia subfundidas forman una mezcla de agua y hielo con una temperatura próxima a 0 °C.

Formas de precipitación

Las descripciones que siguen son compatibles con las definiciones dadas en la parte III.2 del volumen 1 del *Atlas Internacional de Nubes* (OMM, 1975):

Llovizna. Precipitación bastante uniforme en forma de gotas de agua muy pequeñas. El diámetro de las gotas es normalmente inferior a 0,5 mm. Las gotas casi parecen flotar, de modo que hacen visibles hasta los más leves movimientos del aire. La llovizna cae de una capa continua y bastante densa de nubes estratiformes, generalmente bajas, que a veces alcanzan la superficie (niebla). Para los efectos del cifrado, la llovizna debe clasificarse en débil, moderada e intensa, que se definen como sigue:

a) la *llovizna débil* se detecta fácilmente en la superficie de las ventanas de la timonera, del puente de mando, pero apenas se observa acumulación en la cubierta, las partes techadas, etc.;
b) la *llovizna moderada* se traduce en hilos de agua que corren por las ventanas, las cubiertas y la superestructura;
c) la *llovizna intensa* presenta las características de la llovizna moderada y además reduce la visibilidad a menos de 1 000 metros.

Lluvia. Precipitación de gotas de agua que caen de una nube. El diámetro y la concentración de las gotas de lluvia varían considerablemente según la intensidad de la precipitación y especialmente según su índole (lluvia continua, chubascos de lluvia, aguaceros, etc.). La lluvia continua procede generalmente de una capa, o varias capas, más o menos uniformes de nubes estratiformes. Para el cifrado, la lluvia debe clasificarse en débil, moderada e intensa. Estos términos se definen como sigue:

a) la *lluvia débil* puede consistir en grandes gotas dispersas o en numerosas gotitas; la rapidez de su acumulación en la cubierta es reducida y los charcos se forman muy lentamente;
b) la *lluvia moderada* no permite apreciar claramente las gotas aisladas; se pueden observar rociones de lluvia, los charcos se forman rápidamente y los ruidos sobre las partes techadas varían entre un silbido y un estruendo suave;
c) la *lluvia intensa* es un aguacero que produce un estruendo en las toldillas y superficies de la cubierta y forma una salpicadura nebulosa de finas gotitas al chocar contra las superficies de la cubierta.

Nieve. Precipitación de cristales de hielo, por separado o aglomerados, que caen de una nube. La forma, el tamaño y la concentración de los cristales de nieve varían considerablemente según las condiciones existentes en el momento de la nevada. La intensidad se cifra como débil, moderada o intensa.

Chubascos. Se caracterizan por su brusco comienzo y final, y por las variaciones de la intensidad de la precipitación, generalmente rápidas y a veces violentas. Las gotas y las partículas sólidas que caen en un chubasco son generalmente mayores que las observadas en otros tipos de precipitación. Que la precipitación (lluvia o nieve) se produzca en forma de chubascos o no, depende de las nubes que la originan. Los chubascos proceden de grandes nubes convectivas y se definen como sigue:

a) a efectos del cifrado, los *chubascos de lluvia y nieve* deben clasificarse atendiendo a su intensidad en

débiles, moderados o intensos; la descripción es la misma que para lluvia o nieve débil, moderada o intensa; cabe recordar, sin embargo, que la visibilidad para condiciones meteorológicas de chubascos experimenta una variabilidad mucho mayor que para la misma categoría de lluvia continua;

b) los *chubascos violentos* son chubascos de lluvia excepcionalmente intensos o torrenciales que se producen principalmente en las regiones tropicales.

Nieve granulada. Precipitación de partículas de hielo blancas y opacas que caen de una nube. Esas partículas son generalmente cónicas o redondeadas y su diámetro puede alcanzar cinco milímetros. Esos gránulos, con una estructura semejante a la de la nieve, son frágiles y fáciles de aplastar; cuando caen sobre una superficie dura rebotan y suelen romperse. En la mayoría de los casos, la nieve granulada cae en forma de chubascos, casi siempre acompañada de copos de nieve, cuando las temperaturas cerca de la superficie rondan alrededor de 0 °C. A los fines del registro, la intensidad de la nieve granulada, cuando se produce aisladamente, se determina atendiendo a la visibilidad, al igual que en el caso de la nieve.

Granizo. Precipitación de partículas de hielo (pedriscos) transparentes, parcial o completamente opacas, en general esféricas, cónicas o de forma irregular y de diámetro entre 5 y 50 milímetros (las partículas de menor tamaño del mismo origen pueden clasificarse como granizo pequeño o como hielo granulado), que caen separadas o aglomeradas irregularmente. El granizo siempre se produce en forma de chubascos y por lo general se observa durante las tormentas intensas. A efectos del cifrado, el granizo debe clasificarse en débil, moderado o intenso. La intensidad se determina por la rapidez de acumulación de pedriscos, como sigue:

a) *granizo débil:* caen pocos pedriscos y no hay acumulación apreciable en las superficies planas;
b) *granizo moderado:* acumulación lenta de pedriscos donde la granizada es suficiente como para que se forme una capa blanca sobre las cubiertas;
c) *granizo intenso:* acumulación rápida de pedriscos que sucede con poca frecuencia en las latitudes templadas en el mar.

Granizo pequeño. Precipitación de partículas translúcidas de hielo que caen de una nube. Esas partículas son casi siempre esféricas, y a veces tienen puntas cónicas. Su diámetro puede alcanzar y hasta exceder los cinco milímetros. Generalmente el granizo pequeño no es fácil de romper y cuando cae sobre una superficie dura rebota produciendo un sonido audible. Los chubascos van acompañados siempre de granizo pequeño. A efectos del cifrado, el granizo pequeño debe clasificarse en débil, moderado o intenso. La intensidad se determina observando la rapidez de acumulación, como en el caso del granizo.

Hielo granulado. Precipitación de partículas transparentes de hielo que caen de una nube. Esas partículas son generalmente esféricas o irregulares, y en muy raras ocasiones cónicas. Su diámetro es inferior a cinco milímetros. Por lo general, los granos de hielo no son fáciles de quebrar; cuando caen sobre superficies duras, rebotan con un sonido audible. La precipitación en forma de hielo granulado procede generalmente de altostratos o nimbostratos. La intensidad del hielo granulado se determina de la misma forma que para el granizo.

Cinarra. Precipitación de partículas blancas opacas muy pequeñas que caen de una nube. Esas partículas son claramente aplanadas o alargadas; su diámetro es casi siempre inferior a un milímetro. Cuando los gránulos golpean una superficie dura no rebotan. Por lo general, caen en pequeñas cantidades y provienen sobre todo de estratos o de niebla, y nunca en forma de chubasco. Esta precipitación corresponde, por así decirlo, a la llovizna, y se produce cuando la temperatura está entre unos 0 °C y –10 °C. Como no hay más que una sola especificación de la clave referente a la cinarra (ww – 77), no es necesario clasificar su intensidad.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

American Meteorological Society, 2000: *Glossary of Meteorology*. Segunda edición, American Meteorological Society.

Bourras, D., 2006: Comparison of five satellite-derived latent heat flux products to moored buoy data. *Journal of Climate*, volumen 19, número 24, págs. 6291 a 6313 (doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3977.1).

Bowditch, N. y the National Imagery and Mapping Agency (NIMA), 2002: *The American Practical Navigator: An Epitome Of Navigation*. Edición del bicentenario de 2002, NIMA Pub. No. 9, National Imagery and Mapping Agency, Bethesda, Maryland.

Bradley, F. y C. Fairall, 2006: A Guide to Making Climate Quality Meteorological and Flux Measurements at Sea. NOAA Technical Memorandum OAR PSD-311, NOAA/ESRL/PSD, Boulder, Colorado, 108 págs. ftp://ftp.etl.noaa.gov/users/cfairall/wcrp_wgsf/flux_handbook/fluxhandbook_NOAA-TECH%20PSD-311v3.pdf.

Hasse, L., M. Grossklaus, K. Uhlig y P. Timm, 1998: A ship rain gauge for use in high wind speeds. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 15, número 2, págs. 380 a 386 (doi: http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(1998)015<0380:ASRGFU>2.0.CO;2).

Ingleby, B., 2010: Factors affecting ship and buoy data quality: A data assimilation perspective. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 27, número 9, págs. 1476 a 1489 (doi: http://dx.doi.org/10.1175/2010JTECHA1421.1).

Kent, E. C. y D. I. Berry, 2005: Quantifying Random errors in Voluntary Observing Ships' meteorological observations. En: *Advances in the Applications of Marine climatology: The Dynamic Part of the WMO Guide to the Applications of Marine Climatology*. JCOMM Technical Report No. 13 Revisión 1, WMO/TD No. 1081 (disponible en ftp://ftp.wmo.int/Documents/PublicWeb/amp/mmop/documents/JCOMM-TR/J-TR-13-Marine-Climatology/REV1/joc1167.pdf).

Kent, E. C., P. K. Taylor y S. A. Josey, 2003: Improving global flux climatology: the role of metadata. En: *Advances in the Applications of Marine Climatology: The Dynamic Part of the WMO Guide to the Applications of Marine Meteorology*, WMO/TD-No. 1081, págs. 89 a 97 (disponible en http://www.wmo.int/pages/prog/amp/mmop/jcomm_reports.html#JCOMMTR13).

Liu, W. T., K. B. Katsaros y J. A. Businger, 1979: Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. *Journal of Atmospheric Sciences*, volumen 36, número 9, págs. 1722 a 1735 (doi: http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1979)036<1722:BPOASE>2.0.CO;2).

Moat, B. I., M. J. Yelland y A. F. Molland, 2006: Quantifying the airflow distortion over merchant ships, part II: application of model results. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 23, número 3, págs. 351 a 360 (doi: http://dx.doi.org/10.1175/JTECH1859.1).

National Data Buoy Center (NDBC), 2003: *Non-directional and Directional Wave Data Analysis Procedures*. NDBC Technical Document 03-01, National Data Buoy Center, Stennis Space Center Mississippi, 51 págs.

—, 2009: *Handbook of Automated Data Quality Control Checks and Procedures*. NDBC Technical Document 09-02, National Data Buoy Center, Stennis Space Center, Mississippi, 78 págs. (disponible en http://www.ndbc.noaa.gov/NDBCHandbookofAutomatedDataQualityControl2009.pdf).

O'Carroll, A. G., J. R. Eyre y R. W. Saunders, 2008: Three-way error analysis between AATSR, AMSR-E, and in situ sea surface temperature observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 25, número 7, págs. 1197 a 1207 (doi: http://dx.doi.org/10.1175/2007JTECHO542.1).

Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura, 1988: *Guía de utilización de boyas a la deriva para acopio e intercambio de datos oceanográficos*. OMM/COI, Manuales y Guías 20 (disponible en http://unesdoc.unesco.org/images/0008/000813/081353eo.pdf).

Organización Meteorológica Mundial, 1962: *Precipitation Measurements at Sea*. Nota técnica Nº 47, WMO-No. 124, Ginebra.

—, 1970: *Nomenclatura de la OMM del hielo marino*. Volúmenes I y III, OMM-Nº 259, Ginebra.

—, 1972: *Comparative Sea-surface Temperature Measurements* (R. W. James y P. T. Fox). Report on Marine Science Affairs No. 5, WMO-No. 336, Ginebra.

—, 1974: *The Meteorological Aspects of Ice Accretion on Ships* (H. C. Shellard). *Report on Marine Science Affairs* No. 10, WMO-No. 397, Ginebra.

—, 1975: *Atlas Internacional de Nubes: Manual de observación de nubes y otros meteoros*. Volumen I, OMM-Nº 407, Ginebra.

—, 1981: *Precipitation Measurement at Sea* (G. Olbrück). Informe Nº 1 sobre actividades de

meteorología marina y asuntos oceánicos, Ginebra.

—, 1989: *Wind Measurements Reduction to a Standard Level* (R. J. Shearman y A. A. Zelenko). Informe Nº 22 sobre actividades de meteorología marina y asuntos oceánicos, WMO/TD-No. 311, Ginebra.

—, 1991*a*: *Compendio de apuntes sobre meteorología marina para personal de las Clases III y IV* (J. M. Walker). Segunda edición, OMM-Nº 434, Ginebra.

—, 1991*b*: *The Accuracy of Ship's Meteorological Observations: Results of the VSOP-NA* (E. C. Kent, B. S. Truscott, P. K. Taylor y J. S. Hopkins). Informe Nº 26 sobre actividades de meteorología marina y asuntos oceánicos, WMO/TD-No. 455, Ginebra.

—, 1998: *Guía para el análisis y pronóstico de las olas*. Segunda edición, OMM-Nº 702, Ginebra.

—, 1999: The accuracy of meteorological observations from Voluntary Observing ships: present status and future requirements (P. K. Taylor y E. C. Kent). *Final Report of the First Session of the Commission for Marine Meteorology Working Group on Marine Observing Systems Subgroup on Voluntary Observing Ships* (Atenas, 1999), WMO TC CMM 1999, Ginebra.

—, 2001: *Guía de los servicios meteorológicos marinos*. Tercera edición, OMM-Nº 471, Ginebra.

—, 2010*a*: *Manual de Claves*. Volúmenes I.1 y I.2, OMM-Nº 306, Ginebra.

—, 2010*b*: *Manual del Sistema Mundial de Observación*, Volúmenes I y II, OMM-Nº 544, Ginebra.

—/Comisión Oceanográfica Intergubernamental, 1995: *Guide to Data Collection and Location Services using Service Argos*. Grupo de cooperación sobre boyas de acopio de datos, Technical Document No. 3, Ginebra y París.

—/Comisión Oceanográfica Intergubernamental, 1997: *Guide to Moored Buoys and Other Ocean Data Acquisition Systems* (E. A. Meindl). Grupo de cooperación sobre boyas de acopio de datos, Technical Document No. 8, Ginebra y París.

—/Comisión Oceanográfica Intergubernamental, 2004*a*: *Data Buoy Cooperation Panel: Annual Report for 2003*. Grupo de cooperación sobre boyas de acopio de datos, Technical Document No. 25, Ginebra y París (disponible en http://www.wmo.int/pages/prog/amp/mmop/dbcp_reports.html).

—/Comisión Oceanográfica Intergubernamental, 2004*b*: *Research, Applications and Developments involving Data Buoys*. Presentaciones del Cursillo técnico del Grupo de cooperación sobre boyas de acopio de datos (Angra Dos Reis, Brasil, octubre de 2003). Grupo de cooperación sobre boyas de acopio de datos, Technical Document No. 24, Ginebra y París (disponible en http://www.wmo.int/pages/prog/amp/mmop/dbcp_reports.html).

—/Comisión Oceanográfica Intergubernamental, 2009: *Global Drifter Programme Barometer Drifter Design Reference*. (A. L. Sybrandy, P. P. Niiler, C. Martin, W. Scuba, E. Charpentier y D. T. Meldrum). Grupo de cooperación sobre boyas de acopio de datos, Informe Nº 4, revisión 2.2, Ginebra y París (disponible en http://www.wmo.int/pages/prog/amp/mmop/dbcp_reports.html).

Servicio Meteorológico de Reino Unido (UKMO), 1995: *Marine Observers Handbook*. Undécima edición, UK Met Office, No. 1016, Londres, 236 págs.

Swail, V., R. E. Jensen, B. Lee, J. Turton, J. Thomas, S. Gulev, M. Yelland, P. Etala, D. Meldrum, W. Birkemeier, W. Burnett y G. Warren, 2010: Wave measurement needs and developments for the next decade. *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society* (Volumen 2), Venecia, Italia, 21 a 25 de septiembre de 2009, (J. Hall, D. E. Harrison y D. Stammer, eds.), ESA Publication WPP-306, doi: htpp//dx.doi.org/10.5270/ OceanObs09.cwp.87.

Taylor, P. K., E. C. Kent, M. J. Yelland y B. I. Moat, 2003: The Accuracy of Marine Surface Winds From Ships and Buoys. En: *Advances in the Applications of Marine Climatology: The Dynamic Part of the WMO Guide to the Applications of Marine Meteorology*, WMO/TD-No. 1081, págs. 27 a 40 (disponible en http://www.wmo.int/pages/prog/amp/mmop/jcomm_reports.html#JCOMMTR13).

United States Weather Bureau, 1963: *Manual of Barometry* (WBAN). Volumen 1, primera edición, US Government Printing Office, Washington D. C.

Wilkerson, J. C. y M. D. Earle, 1990: A study of differences between environmental reports by ships in the Voluntary Observing Program and measurements from NOAA buoys. *Journal of Geophysical Research*, volumen 95, número C3, págs. 3373 a 3385.

Yelland, M. J., B. I. Moat y P. K. Taylor, 2001: Air flow distortion over merchant ships. Progress Report to the Atmospheric Environment Service, Canadá, 32 págs. (disponible en http://eprints.soton.ac.uk/67256).

CAPÍTULO 5

TÉCNICAS ESPECIALES DE PERFILAMIENTO PARA LA CAPA LÍMITE Y LA TROPOSFERA

5.1 GENERALIDADES

Se han desarrollado técnicas especiales de perfilamiento para obtener datos a la elevada resolución temporal y espacial que exigen los análisis, predicciones e investigaciones en escalas meteorológicas más pequeñas y para diversas aplicaciones especiales. En este capítulo se hace una descripción general de los sistemas terrestres actuales que pueden utilizarse con tales fines. Se divide en dos partes principales: técnicas de teledetección, y técnicas de medición directa *in situ*. Algunas de esas técnicas pueden utilizarse para mediciones en toda la troposfera, y otras se emplean en la troposfera baja, particularmente en la capa límite planetaria.

Las técnicas de teledetección se basan en la interacción de la energía electromagnética o acústica con la atmósfera. El instrumento de medición y la variable que debe medirse se encuentran espacialmente separados, al contrario de lo que ocurre en la detección sobre el terreno (*in situ*). Para las aplicaciones atmosféricas, la técnica puede dividirse en técnicas pasivas y activas. En las técnicas pasivas se utiliza la radiación de origen natural en la atmósfera (radiómetros de microondas). Los sistemas activos (sodares, perfiladores del viento, sistema de sondeo radioacústico (RASS) y lidares) se caracterizan por la inyección en la atmósfera de una radiación artificial específica. Estas técnicas de perfilamientos terrestres se describen en la sección 5.2. En los capítulos 8 y 9 de la parte I se examinan otras técnicas de teledetección relacionadas con el presente capítulo.

En la sección 5.3 se describen técnicas *in situ* con instrumentos situados en diversas plataformas para obtener directamente medidas en la capa límite (globos, radiosondas de capa límite, torres y mástiles dotados de instrumentos, y globos cautivos con instrumentos). En los capítulos 12 y 13 de la parte I se describen las técnicas más utilizadas en las que se emplean globos para obtener mediciones del perfil.

Abunda la literatura sobre técnicas de perfilamiento. Para las consideraciones generales y las comparaciones, véanse Derr (1972), OMM (1980), Martner y otros (1993), y el número especial del *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology (volumen II, número 1,* 1994).

5.2 TÉCNICAS DE TELEDETECCIÓN TERRESTRE

5.2.1 Sondeadores acústicos (sodares)

Los sodares (SOund Detection And Ranging) se basan en el principio de la dispersión de ondas acústicas por la atmósfera. Según la teoría de la dispersión del sonido, un impulso sónico emitido en la atmósfera se dispersa debido a las variaciones del índice de refracción causadas por fluctuaciones turbulentas de temperatura y velocidad en pequeña escala, que se producen de forma natural en el aire y que están asociadas sobre todo a los fuertes gradientes de temperatura y humedad presentes en las inversiones. En el caso de la retrodispersión (180°), solo las fluctuaciones de temperatura a una escala de la mitad de la longitud de onda acústica de transmisión determinan el retorno del eco, en tanto que en las otras direcciones ese retorno se debe a las fluctuaciones de temperatura y velocidad, salvo para ángulos de 90°, en que no hay dispersión.

Entre las referencias útiles para el sondeo acústico figuran Brown y Hall (1978), Neff y Coulter (1986), Gaynor, Baker y Kaimal (1990) y Singal (1990).

Si bien se han desarrollado varios tipos diferentes de sondeadores acústicos, los dos tipos más comunes considerados para uso operativo son el sodar monoestático y el sodar Doppler monoestático.

El sodar monoestático consiste en una fuente acústica de impulsos orientada verticalmente y un receptor adyacente. Una pequeña parte de cada impulso sónico se retrodispersa hasta el receptor mediante las fluctuaciones térmicas que se producen naturalmente en el aire. El receptor mide la intensidad del sonido devuelto. Lo mismo que en un radar convencional, el tiempo transcurrido entre el momento en que se transmite y recibe un eco indica la distancia hasta el objetivo. En un sodar biestático, el receptor está situado a cierta distancia de la fuente sónica para recibir señales causadas por las fluctuaciones de velocidad.

Además de medir la intensidad de la señal de retorno, un sodar Doppler monoestático analiza también el espectro de frecuencia de las señales transmitidas y recibidas para determinar el desplazamiento de

frecuencia Doppler entre el sonido transmitido y retrodispersado. Esta diferencia se debe al movimiento de las fluctuaciones de temperatura con el aire, y proporciona una medida de la velocidad radial del aire. El sodar Doppler utiliza normalmente tres haces: uno dirigido verticalmente y dos inclinados respecto de la vertical para determinar las componentes del viento en tres direcciones. Sobre la base de esas componentes se calculan los vientos verticales y horizontales. El vector viento puede mostrarse en un diagrama de tiempo-altura a intervalos de unos 30 a 50 metros.

La altura máxima que pueden alcanzar los sondeadores acústicos depende de los parámetros del sistema, pero varía también en función de las condiciones atmosféricas. Los sistemas económicos pueden alcanzar generalmente alturas de 600 metros o más, con resoluciones de altura de unas decenas de metros.

Un sodar podría tener las siguientes características:

Parámetro	Valor típico
Frecuencia de los impulsos	1 500 Hz
Duración de los impulsos	0,05 a 0,2 s
Período de repetición de los impulsos	2 a 5 s
Abertura del haz	15°
Potencia acústica	100 W

Los sodares monoestáticos producen normalmente un registro tiempo-altura de la potencia de la señal del eco retrodispersado. Estos diagramas contienen numerosos detalles sobre la estructura interna de la capa límite, y pueden utilizarse, en principio, para controlar las alturas de inversión, la profundidad de la capa de mezcla, los cambios de estabilidad en los límites y el espesor de la niebla. Ahora bien, para interpretar correctamente los diagramas hay que tener considerables conocimientos y aptitudes, y disponer preferentemente de información adicional de mediciones *in situ* y sobre la situación meteorológica general.

Los sistemas de sodares Doppler monoestáticos proporcionan mediciones de los perfiles del viento, así como información sobre la intensidad. Tales sistemas constituyen un método rentable para obtener vientos en la capa límite, y son particularmente apropiados para la vigilancia continua de inversiones y vientos cerca de plantas industriales, donde la contaminación puede plantear problemas.

La principal limitación de los sistemas de sodares, aparte de la limitada cobertura de alturas, es su sensibilidad al ruido interferente. Esto puede deberse al tráfico, a precipitaciones o a fuertes vientos. Tal limitación impide que pueda utilizarse como sistema válido en cualesquiera condiciones meteorológicas. Los sodares producen sonido, cuya naturaleza y nivel probablemente cause molestias en las proximidades, por lo que tal vez no puedan emplearse en entornos que en otras circunstancias resultarían adecuados.

Algunos sistemas se basan en espuma absorbente para reducir los efectos de las fuentes de ruido externas y las molestias para las personas. La espuma se deteriora con el tiempo, por lo que debe sustituirse periódicamente, previniendo así la degradación del rendimiento del instrumento.

5.2.2 Radares perfiladores del viento

Los perfiladores del viento son radares Doppler en ondas métricas (VHF) y decimétricas (UHF) para medir los perfiles del viento en todas las condiciones meteorológicas. Esos radares detectan señales retrodispersadas procedentes de irregularidades del índice de refracción radioeléctrica asociadas con remolinos turbulentos con escalas de media longitud de onda de radar (condición de Bragg). Como los remolinos turbulentos se desplazan con el viento medio, su velocidad de traslación proporciona una medida directa del vector viento medio. A diferencia de los radares meteorológicos tradicionales, pueden funcionar sin precipitación ni nubes. Los perfiladores miden habitualmente la velocidad radial del aire en tres o más direcciones —verticalmente y a 15° fuera de la vertical en dirección norte y este— y a partir de esas componentes determinan las componentes del viento horizontal y vertical. Los sistemas más sencillos solo pueden medir la velocidad radial en dos direcciones fuera de la vertical y, suponiendo que la velocidad del aire vertical sea insignificante, determinar la velocidad del viento horizontal. Las técnicas de medición con perfiladores del viento de cuatro haces son más prácticas que las de perfiladores de tres haces, ya que las mediciones no se verán afectadas de forma significativa por el viento vertical (Adachi y otros, 2005).

Para más detalles, véase Gossard y Strauch (1983), Hogg y otros (1983), Strauch y otros (1990), Weber y Wuertz (1990) y OMM (1994).

En razón de la naturaleza del mecanismo de dispersión, los radares perfiladores del viento han de funcionar entre 40 y 1 300 MHz. En frecuencias superiores a 1 300 MHz el rendimiento disminuye considerablemente. La cobertura en altitud y la resolución requeridas influyen en la elección de la frecuencia de operación. En la práctica, se fabrican

Parámetro perfilador	*Estratosfera*	*Troposfera*	*Troposfera baja*	*Capa límite*
Frecuencia (MHz)	50	400	400	1 000
Potencia de pico (kW)	500	40	2	1
Rango de alturas de medición (km)	3-30	1-16	0,6-5	0,3-2
Resolución vertical (m)	150	150	150	50-100
Tipo de antena	red Yagi	red Yagi o Coco	red Yagi o Coco	disco o red en fase
Tamaño de antena típica (m)	100×100	10×10	6×6	3×3
Efecto de lluvia o nieve	pequeño	pequeño con lluvia ligera	pequeño con lluvia ligera	grande

sistemas para tres bandas de frecuencias, en torno a 50 MHz, 400 MHz y 1 000 MHz, y los sistemas funcionan en modo bajo (impulso más corto: menor altitud) y en modo alto (impulso más largo: mayor altitud) con cambios en el alcance vertical de la resolución. Las características típicas se resumen en el cuadro de arriba.

Los perfiladores pueden funcionar sin asistencia alguna y hacer mediciones continuas del viento casi directamente sobre el lugar. Estas características constituyen las principales ventajas de los perfiladores con respecto a sistemas de medición del viento que se basan en globos de seguimiento.

Todo perfilador del viento tiene distancias mínimas y máximas por debajo y por encima de las cuales no puede realizar mediciones. La distancia mínima depende de la longitud del impulso transmitido, del tiempo de recuperación del receptor de radar y también de la potencia de las señales de retorno a tierra recibidas de objetos cercanos. Por tanto, hay que elegir cuidadosamente el lugar en que se sitúan los perfiladores para minimizar las señales de retorno terrestres. Pueden elegirse valles u hondonadas, de manera que el terreno sea únicamente visible a muy corta distancia. Estas consideraciones son sumamente importantes para los perfiladores estratosféricos. La magnitud de los efectos de ecos parásitos en el suelo sobre los radares de frecuencias más altas puede reducirse mediante una protección apropiada.

La señal recibida por perfiladores generalmente disminuye al aumentar la altura. Esto acaba limitando la altura a la que puede efectuar mediciones un perfilador. La distancia máxima depende de las características del radar, y crece con el producto de la potencia media del transmisor y la abertura de la antena, pero está sometida a un límite absoluto determinado por la frecuencia de radar utilizada. Estos factores sugieren que los grandes perfiladores estratosféricos de alta potencia son los que pueden efectuar mediciones a la mayor altura. Sin embargo, según el perfilador, la altura máxima varía considerablemente en función de las condiciones meteorológicas, y a veces puede haber lagunas de cobertura en alturas más bajas.

Como es importante hacer mediciones a la mayor altura posible, los perfiladores reúnen datos durante varios minutos, con el fin de integrar las señalas débiles obtenidas. Normalmente, un perfilador puede tardar de 6 a 12 minutos en realizar las tres series de observaciones requeridas para medir la velocidad del viento. En muchos sistemas se combina una serie de esas observaciones para dar una medición cada hora.

Como los perfiladores son sensibles a las señales de retorno muy débiles debido a la heterogeneidad de la atmósfera, también pueden detectar señales procedentes de aeronaves, pájaros e insectos. En general, esas señales "confunden" a los perfiladores y pueden dar como resultado vientos erróneos. En tales casos, se compararán o combinarán varias mediciones independientes, para dar una indicación de la coherencia de las mediciones o rechazar las mediciones espurias.

En las bandas de 1 000 y 400 MHz es probable que la precipitación ofrezca un objetivo mayor que las heterogeneidades del índice de refracción. En consecuencia, la velocidad vertical medida se pondera con la reflectividad, y no es útil desde el punto de vista operativo.

Los grandes perfiladores estratosféricos son costosos, requieren redes de vastas antenas, normalmente de 100 por 100 m, y transmisores relativamente de alta potencia. En razón de su gran tamaño, tal vez sea difícil hallar lugares apropiados para emplazarlos, y su resolución en altura así como las alturas mínimas no son suficientemente buenas para ciertas aplicaciones. Presentan la ventaja de que pueden hacer rutinariamente mediciones del viento por encima de una altura de 20 km, y de que las mediciones solo resultan afectadas por las intensidades de precipitación más fuertes.

Los perfiladores troposféricos que operan en la banda de frecuencias comprendida entre 400 y 500 MHz probablemente sean los más apropiados para mediciones sinópticas y mesoescalares. Su tamaño es más bien reducido, y no resultan muy afectados por la lluvia.

Los perfiladores de la capa límite son menos costosos y utilizan antenas pequeñas. La velocidad vertical no puede medirse con precipitación, pero las gotas de lluvia aumentan la sección equivalente de radar e incrementan realmente la distancia vertical útil para la medición del viento horizontal.

Los perfiladores son dispositivos activos, y la obtención de las licencias de frecuencias necesarias representa un serio problema en muchos países. Sin embargo, se está procurando lograr las asignaciones nacionales e internacionales de frecuencias para perfiladores.

5.2.3 Sistemas de sondeo radioacústico

Para medir el perfil de temperatura virtual en la troposfera baja se utiliza un sistema de sondeo radioacústico (RASS). La técnica consiste en seguir un impulso acústico breve de gran intensidad que se transmite verticalmente a la atmósfera mediante un radar Doppler de microondas adyacente. La técnica de medición se basa en que las ondas acústicas son ondas longitudinales que crean variaciones de densidad del aire ambiente. Esas variaciones dan lugar a variaciones correspondientes en el índice de refracción local de la atmósfera, lo que origina a su vez una retrodispersión de la energía electromagnética emitida por el radar Doppler de microondas al propagarse a lo largo del impulso acústico. El radar de microondas mide la velocidad de propagación de esas perturbaciones del índice de refracción al elevarse a la velocidad local del sonido. La longitud de onda acústica corresponde a media longitud de onda en hiperfrecuencias (condición de Bragg), por lo que la energía retrodispersada desde varias ondas acústicas se agrega en el receptor en forma coherente, con lo que aumenta mucho la potencia de la señal de retorno. Midiendo la velocidad de propagación del impulso acústico puede calcularse la temperatura virtual, pues esta es proporcional al cuadrado de la velocidad de propagación del impulso menos la velocidad del aire vertical.

Existe gran cantidad de literatura sobre esta técnica, como May y otros (1990), Lataitis (1992*a*; 1992*b*) y Angevine y otros (1994).

Se han desarrollado diversas técnicas experimentales para barrer efectivamente la frecuencia acústica y obtener luego un perfil de temperatura virtual. Se han creado diversos RASS agregando una fuente acústica y un proceso apropiado a los radares perfiladores existentes del tipo mencionado. Para las frecuencias de radar de 50, 400 y 1 000 MHz se necesitan frecuencias acústicas de unos 110, 900 y 2 000 Hz; a 2 000 Hz la atenuación acústica limita generalmente la cobertura de altura a entre 1 y 2 km; a 900 Hz, los sistemas prácticos pueden alcanzar de 2 a 4 km; a 110 Hz, utilizando grandes perfiladores de 50 MHz, pueden lograrse en condiciones favorables alturas máximas de 4 a 8 km.

Las comparaciones efectuadas con radiosondas muestran que, en buenas condiciones, pueden medirse temperaturas virtuales con una incertidumbre del orden de 0,3 °C, con resoluciones de altura de 100 a 300 metros. Sin embargo, las mediciones pueden resultar comprometidas en caso de vientos y precipitaciones fuertes.

La técnica RASS es un método prometedor para obtener perfiles de temperatura virtual, pero se requieren más investigaciones para poder utilizarlos con confianza en un intervalo de alturas y con una resolución e incertidumbre que respondan a las necesidades de los usuarios.

5.2.4 Radiómetros de microondas

La radiación térmica procedente de la atmósfera en frecuencias de microondas tiene su origen fundamentalmente en el oxígeno, el vapor del agua y el agua líquida, y depende de la temperatura y de la distribución espacial. En el caso de un gas como el oxígeno, cuya densidad en función de la altura es bien conocida, dada la presión en superficie, la radiación contiene esencialmente información sobre la temperatura de la atmósfera. Los perfiles de temperatura vertical de la atmósfera baja pueden obtenerse al medir con radiómetros de microondas pasivos en tierra la emisión térmica en microondas del oxígeno en una banda espectral próxima a los 60 GHz. Las mediciones espectrales en el extremo superior de 22-30 GHz de la banda de absorción —de ensanchamiento por presión— del vapor de agua, proporcionan información sobre la cantidad integrada de vapor de agua y de agua líquida, así como sobre la distribución vertical de vapor de agua. Además, las mediciones espectrales en ambas bandas, combinadas con las mediciones en el infrarrojo de la temperatura de la base de las nubes, proporcionan información sobre la cantidad integrada y la distribución vertical de agua líquida. Para más información, véanse Hogg y otros (1983), Westwater, Snider y Falls (1990),

Solheim y otros (1998), Ware y otros (2003) y Westwater y otros (2005).

Los radiómetros individuales para el sondeo radiométrico de temperatura en sentido descendente operan a diferentes frecuencias y son extremadamente sensibles a la temperatura en determinados intervalos de presión atmosférica. La sensibilidad en función de la presión sigue una curva en forma de campana (función de ponderación). Las frecuencias de los radiómetros se eligen de manera que los picos en las funciones de ponderación se extiendan en forma óptima sobre las alturas de interés. Los perfiles de la temperatura sobre la capa límite se calculan mediante técnicas de inversión numérica utilizando las radiaciones medidas y las funciones de ponderación. La anchura de las curvas de la función de ponderación, y la radiación de la superficie terrestre, impiden obtener perfiles de temperatura exactos cerca de la superficie y en la capa límite cuando se utilizan sondeos radiométricos desde satélites.

Los principios de sondeo radiométrico de temperatura y humedad en sentido ascendente desde la superficie terrestre están bien establecidos. Las funciones de ponderación de la temperatura de los radiómetros perfiladores ascendentes tienen picos estrechos cerca de la superficie que disminuyen con la altura. Además, la sensibilidad a las emisiones de oxígeno y vapor de agua no se ve degradada por la radiación de la superficie terrestre. Ello permite recuperar, con una resolución relativamente alta, perfiles exactos de temperatura y humedad de la capa límite y de la troposfera baja. Las técnicas de inversión de los radiómetros ascendentes se basan en la climatología de la temperatura y de la humedad para el lugar de que se trate, que normalmente se obtiene mediante sondeos con radiosonda.

Los radiómetros terrestres y los de sondeo desde satélites son sumamente complementarios. La medición desde satélites proporciona una resolución temporal y espacial relativamente baja de la troposfera superior, y las mediciones terrestres facilitan una resolución temporal y espacial alta de la capa límite y de la troposfera inferior. Los perfiles recuperados de los radiómetros terrestres pueden integrarse en los modelos de predicción numérica del tiempo para mejorar los pronósticos a corto plazo (de 1 a 12 horas), aportando datos de altitud durante el intervalo que transcurre entre los sondeos de las radiosondas. Por otro lado, los datos brutos sobre la temperatura de brillo obtenidos por los radiómetros terrestres pueden integrarse directamente en los modelos de predicción numérica del tiempo. Esta aproximación aporta mejores resultados pues evita los errores inherentes al proceso de recuperación de perfiles. Un método similar consiste en integrar directamente en los modelos meteorológicos los datos brutos de las radiancias que han sido obtenidos por los radiómetros satelitales. Desde hace años se ha comprobado que este último procedimiento ofrece mejores resultados por lo que actualmente se utiliza con frecuencia.

Las principales ventajas de los radiómetros terrestres radican en que pueden producir mediciones continuas en el tiempo y también medir el agua líquida en las nubes. Se pueden utilizar las mediciones continuas en altitud de la temperatura, la humedad y el agua líquida en las nubes para mejorar la predicción inmediata y la predicción de precipitaciones a corto plazo. Estas mediciones continuas se pueden utilizar para detectar el desarrollo o el momento de llegada de cambios bien definidos de la temperatura (para los estudios de emisiones de gas, contaminación del aire, islas urbanas de calor, predicciones y alertas de condiciones meteorológicas peligrosas), véase Kadygrov, Shur y Viazankin (2003).

Durante operaciones a largo plazo llevadas a cabo en el Ártico, y en latitudes medias y tropicales, se ha constatado sobradamente la fiabilidad y exactitud de los radiómetros perfiladores (Güldner y Spänkuch, 2001; Liljegren y otros, 2005). Los resultados operativos durante 13 meses del radiómetro denominado Radiometrics MP3000 (Gaffard y Hewison, 2003) muestran que el valor eficaz de la diferencia entre la temperatura observada por la radiosonda y la recuperada por el radiómetro de microondas varía entre 0,5 K (cerca de la superficie) y 18 K (a una altura de 5 km). Asimismo, Güldner y Spänkuch (2001) trabajaron con el instrumento Radiometrics TP/WVP-3000 durante 18 meses y compararon diariamente los datos recuperados con los sondeos de cuatro radiosondas, observando un valor eficaz similar que abarcaba un rango de 0,6 K (cerca de la superficie) a 1,6 K (a una altura de 7 km en verano y de 4 km en invierno). El valor eficaz del perfil de vapor de agua no supera 1 g m^{-3} en cualquier altitud (Gaffard y Hewison, 2003; Güldner y Spänkuch, 2001).

Se ha demostrado que los radiómetros perfiladores terrestres presentan importantes ventajas económicas y prácticas cuando hay que realizar mediciones de la temperatura, de la humedad y del agua líquida en las nubes de la troposfera baja con una alta resolución temporal, y cuando sea admisible una resolución vertical moderada. Los precios de los radiómetros perfiladores que se hallan en el comercio han bajado considerablemente durante los

últimos años por lo que, actualmente, son más económicos que el costo anual normal del trabajo y de los materiales para llevar a cabo sondeos por radiosonda dos veces al día.

5.2.5 Radares láser (lidares)

La energía electromagnética a longitudes de onda ópticas y casi ópticas (desde el ultravioleta hasta el infrarrojo pasando por el visible) que generan los láseres es dispersada por las moléculas gaseosas y por las partículas que se encuentran en suspensión en el seno de la atmósfera. Esta dispersión es suficiente para permitir la aplicación del principio del radar en las observaciones de la atmósfera realizadas mediante un lidar (LIght Detection And Ranging). La dispersión óptica puede dividirse generalmente en dispersión inelástica y elástica. Cuando la longitud de onda de la energía láser, dispersada por los componentes atmosféricos, difiere en longitud de onda de la del láser incidente, el proceso se denomina dispersión inelástica. El proceso de dispersión inelástica más utilizado en sistemas de lidares atmosféricos experimentales es la dispersión de Raman, resultante de un intercambio de energía entre fotones incidentes y los estados rotacionales y vibratorios moleculares de las moléculas de dispersión. En los procesos de dispersión elástica, las longitudes de onda incidente y dispersada son las mismas. Esta dispersión puede ser de Rayleigh o de Mie, y depende de las especies y del tamaño de las partículas con respecto a la longitud de onda del láser incidente (véase el capítulo 9 de la parte II). Estos dos importantes procesos de dispersión pueden darse simultáneamente en la atmósfera.

Para más referencias véanse Hinkley (1976), OMM (1982), Thomas (1991) y Syed Ismael y Browell (1994).

La mayoría de los lidares funcionan en modo monoestático, con el receptor colocado junto al transmisor láser. Un sistema lidar común utiliza un láser pulsado para transmitir impulsos de luz coherente a la atmósfera. La potencia media del láser utilizado varía entre unos pocos milivatios y decenas de vatios. Para captar la energía retrodispersada se emplea un telescopio óptico instalado junto al láser. La luz recogida por el telescopio se enfoca sobre un fotomultiplicador o un diodo fotoconductor. La información recibida se presenta normalmente mediante un tubo de rayos catódicos para la verificación en tiempo real, y se pasa a un ordenador a fin de proceder a un análisis más detallado.

La potencia de la señal de retorno depende de la cantidad de dispersión desde el objetivo y de la atenuación bidireccional entre el lidar y el objetivo, atenuación que depende a su vez de la proporción de energía dispersada por el haz desde su trayecto y de la absorción por los gases atmosféricos. Los procesos de dispersión y absorción se explotan en diferentes lidares para proporcionar diversas mediciones.

Los lidares basados en la dispersión elástica (denominados lidares de Rayleigh o de Mie, o simplemente lidares) se utilizan sobre todo para estudios de nubes y de la materia de las partículas. La medición de la altura de la base de las nubes por un lidar es muy sencilla; el rápido aumento de la señal que marca el retorno retrodispersado desde la base de la nube puede distinguirse fácilmente y, midiendo el tiempo que tarda un impulso de láser en llegar desde el transmisor hasta la base de la nube y volver al receptor, puede determinarse la altura de la base de la nube (véase el capítulo 15 de la parte I).

Los lidares se utilizan asimismo para detectar las partículas en suspensión presentes en un aire relativamente claro y para representar ciertas características estructurales, entre ellas la estabilidad térmica y la altura de las inversiones. Los niveles naturales de las partículas en la atmósfera son suficientemente altos en la atmósfera baja para que los lidares puedan medir continuamente las velocidades del aire cuando no hay precipitación, como lo hacen los radares meteorológicos. También pueden emplearse para representar y medir la concentración de partículas artificiales, como las procedentes de chimeneas industriales.

Las observaciones por lidares han aportado muchas contribuciones, y las más documentadas, al estudio de la concentración de partículas de aerosoles en la estratosfera, influenciada fuertemente por las grandes erupciones volcánicas, y que es un importante factor en el balance de radiación global.

Es mucho más difícil obtener datos cuantitativos sobre las nubes, debido a las variaciones en la forma y la distribución de las gotas de lluvia, el contenido de agua, la discriminación entre agua, hielo y fases mixtas, y las propiedades de partículas en suspensión y de los aerosoles. En efecto, para esas mediciones se necesitan sistemas de investigación complejos de varios parámetros que efectúen diversas mediciones simultáneamente, utilizando hipótesis sobre las propiedades ópticas del medio, y complejos métodos matemáticos de reducción de datos.

El funcionamiento del lidar de absorción diferencial (DIAL, DIferential Absortion Lidar), se basa en el principio de que el coeficiente de absorción de los gases atmosféricos varía mucho con la longitud de

onda. En un sistema DIAL normalmente se utiliza un láser que puede sintonizarse entre dos frecuencias muy poco espaciadas, una de las cuales resulta fuertemente absorbida por determinado gas y la otra no. Las diferencias en las mediciones en función de la distancia pueden utilizarse para estimar la concentración del gas sometido a estudio. Se trata de una técnica de teledetección sumamente prometedora para medir la composición atmosférica, y se ha utilizado con éxito para medir concentraciones de agua, dióxido de azufre, dióxido de nitrógeno y, en particular, de ozono.

La aplicación de la dispersión de Raman reviste particular interés porque la radiación dispersada es desplazada en frecuencia en una cantidad que depende de las especies moleculares (líneas de Stokes). La potencia de la señal retrodispersada guarda relación con la concentración de las especies. Los lidares de Raman no necesitan una longitud de onda o un láser sintonizado particular; las longitudes de onda del láser pueden elegirse en una región espectral exenta de absorción atmosférica. Midiendo el espectro de Raman pueden hacerse mediciones, espacialmente resueltas, de componentes atmosféricos seleccionados previamente, y ya se han utilizado para obtener perfiles troposféricos del vapor de agua, nitrógeno y oxígeno moleculares, así como de pequeños componentes atmosféricos. Los principales inconvenientes son la falta de sensibilidad en largas distancias, debido a las pequeñas secciones eficaces de dispersión y a la necesidad de láseres de gran potencia, que pueden ocasionar problemas para la vista en aplicaciones prácticas.

Los sistemas de lidares han proporcionado una gran cantidad de información útil para los estudios de investigación, pero como instrumentos de explotación han tenido efectos limitados. Esto se debe a que son relativamente costosos y requieren personal muy especializado para su desarrollo, establecimiento y funcionamiento. Además, algunos lidares solo pueden utilizarse en condiciones limitadas, como oscuridad o ausencia de precipitación.

5.3 MEDICIONES *IN SITU*

5.3.1 Seguimiento con globos

El seguimiento con globos se utiliza frecuentemente para obtener datos sobre viento en la capa límite. El seguimiento se realiza normalmente mediante teodolitos ópticos o por medio de un radar de seguimiento. Para una descripción más general de los resultados de la medición del viento véase el capítulo 13 de la parte I.

Al realizar sondeos en la troposfera baja conviene utilizar una velocidad lenta de ascensión del globo para obtener una elevada resolución vertical. La lenta velocidad de ascensión puede lograrse mediante un paracaídas de frenado o por medio de una fuerza de ascensión libre reducida.

Para llevar a cabo el seguimiento por radar se suspende bajo el globo un pequeño reflector de radar. Para sondeos en la baja troposfera, el radar debería proporcionar datos a distancias de tan solo 100 metros, y lo ideal sería que el punto de lanzamiento se encontrase más allá de esta distancia mínima en dirección del viento.

Utilizando un solo teodolito óptico puede hacerse una medición básica del viento, pero para obtener mediciones con una exactitud razonable se requiere un sistema de dos teodolitos. La línea de referencia entre los teodolitos debería superar el kilómetro. Para facilitar el procedimiento de sondeo y garantizar la exactitud de altura, los teodolitos deberían estar provistos de interfaces de ordenador para poder registrar los datos y realizar los cálculos necesarios en forma oportuna. Con buenas condiciones pueden obtenerse perfiles del viento hasta una altitud de 3 000 m. Sin embargo, la técnica falla cuando hay condiciones adversas como precipitación, nubes bajas o niebla.

Por supuesto, es posible obtener otros datos del viento en la atmósfera baja utilizando radiosondas tradicionales y efectuando mediciones de seguimiento más frecuentes en los primeros minutos de un sondeo completo normal; por ejemplo, entre dos y diez por minuto.

5.3.2 Radiosondas en la capa límite

En el capítulo 12 de la parte I se describen en detalle los sistemas de radiosondas tradicionales. Se han diseñado radiosondas especiales para hacer observaciones detalladas de la capa límite y de la troposfera baja. Difieren de las radiosondas tradicionales en que los sensores son mucho más sensibles y las velocidades de respuesta más rápidas. Tales radiosondas se emplean para medir los perfiles de temperatura, humedad y viento en la capa que va desde la superficie hasta elevaciones, en general, de 3 a 5 km.

Normalmente se procura que la velocidad de ascenso vertical de esas radiosondas sea de entre 150

y 200 metros por minuto, que es bastante más lenta que la de las radiosondas tradicionales. Esa velocidad más lenta de ascenso permite producir perfiles verticales más detallados. La velocidad de ascenso se determina habitualmente eligiendo un globo de tamaño apropiado, pero puede modificarse utilizando un paracaídas de frenado de arrastre.

Como esos instrumentos solo se necesitan para alcanzar una altura limitada, normalmente pueden ser transportados por un globo piloto. Por lo demás, los procedimientos de sondeo y el procesamiento de datos son similares a los empleados en las radiosondas normales.

Para observaciones a una altitud de 2 000 m como máximo, a veces se prescinde del sensor de presión, con lo que la radiosonda es más sencilla y menos costosa. Hay incluso sistemas aún más simples que solo miden la temperatura.

Los requisitos básicos de las radiosondas en la capa límite son los siguientes:

Variable	*Rango de funcionamiento*	*Resolución*
Presión	1 050 a 500 hPa	±0,5 hPa
Temperatura	+40 a –40 °C	±0,1 K
Humedad	100 a 20 (o 10)%	±2%
Velocidad del viento	0,5 a 60 m s^{-1}	±0,5 m s^{-1}
Dirección del viento	0° a 360°	±5°

Las mediciones se realizan normalmente al menos cada treinta segundos, para obtener una resolución vertical de 50 a 100 m.

5.3.3 Torres y mástiles con instrumentos

Para numerosos fines, y especialmente para estimar la dispersión de la contaminación atmosférica, se utilizan torres y mástiles dotados de instrumentos especiales. Este tema se aborda en Panofsky (1973).

En algunos casos, la torre puede tener hasta 100 m de altura, y para proyectos de seguimiento y control de la contaminación atmosférica debería superar la altura de las fuentes de contaminación más importantes en 50 m, por lo menos.

Las mediciones de la temperatura, la humedad y el viento deberían efectuarse a varios niveles (al menos dos o tres), debiendo corresponder el más bajo al de la garita meteorológica corriente, próxima a la torre o al mástil. El número de niveles de medición depende de la finalidad de tales mediciones y de la altura de la torre o del mástil. El empleo de tan solo dos niveles no da ninguna información sobre la configuración del perfil vertical de las variables meteorológicas, por lo que resulta muy restringido. El número de niveles de medición es generalmente mayor para proyectos de investigación que para fines de aplicación práctica.

Por lo general, los datos se procesan y se presentan de modo automático, junto con las diferencias entre niveles que permiten caracterizar las condiciones meteorológicas del lugar. Cuando van a ser utilizados directamente por personal sin cualificación meteorológica, como el que se ocupa de mantener las concentraciones de contaminantes atmosféricos dentro de los límites de seguridad, los datos suelen afinarse por medio de un ordenador, para obtener datos derivados fácilmente aplicables a las tareas en curso.

Los sensores más comúnmente empleados en las mediciones efectuadas desde torres y mástiles son:

a) para medir la temperatura: termómetros de resistencia eléctrica, o de termopar, en garitas con aspiración o sin ella;
b) para medir la humedad: psicrómetros, sensores electroquímicos o electromecánicos, en garitas;
c) para medir el viento: instrumentos de cazoletas y veletas de hélice, sónicos o de filamento caliente.

Todos los sensores deberían tener características lineales, o linealizadas, y sus constantes de tiempo tendrían que ser lo suficientemente reducidas para asegurar que los datos recolectados reflejan debidamente las modificaciones locales de las variables meteorológicas.

Es importante que la estructura de la torre o del mástil no afecte a los sensores ni a sus mediciones de modo apreciable. En el caso de estructuras abiertas, los puntales —ya sean fijos o retráctiles— deberían tener por lo menos 2 metros de largo, y de preferencia ser suficientemente largos para poder mantener los sensores en puntos alejados de la torre o del mástil a una distancia no inferior a diez veces el diámetro de la torre. En el caso de estructuras sólidas, o cuando no sea posible disponer de puntales adecuados, deberá haber un sistema doble en cada nivel, con puntales situados en lados opuestos de la torre o del mástil, que sobresalgan en una proporción equivalente al menos a tres veces el diámetro de la estructura. Las mediciones se efectúan en un momento dado utilizando los sensores expuestos al viento no perturbado.

A veces, en situaciones especiales, se pueden emplear torres para recoger datos con el fin de establecer un perfil meteorológico sin el montaje directo de sensores fijos; en vez de ello, se emplea un método de sondeo simplificado. Se sujeta una polea en el punto más alto posible, y se utiliza un lazo de cuerda que llegue hasta el nivel del suelo y permita colocar la radiosonda a la altura requerida mediante un torno de motor o manual. La radiosonda, que se modifica con el fin de dotarla de sensores para medir el viento, transmite sus datos a un sistema receptor adecuado en tierra, lo que permite obtener información más detallada sobre el perfil vertical que la que proporciona una instalación de puntales, y determinar las altitudes de características significativas. Pero únicamente se puede realizar una observación continua a un solo nivel.

Para definir con exactitud la amplitud de la dispersión de contaminantes en determinadas condiciones meteorológicas, la altura de la torre puede resultar demasiado limitada. En esos casos, a no ser que en un radio de unos 50 km haya una estación de radiosondeo que proporcione la información necesaria, hay que disponer de un equipo especial en el mismo lugar en que está instalada la torre o el mástil para hacer sondeos locales hasta una altitud de unos 3 000 m. Además de cumplir su principal finalidad, los datos así obtenidos pueden tratarse como complementarios de los de la red aerológica básica, y emplearse además en estudios más detallados sobre los fenómenos meteorológicos locales.

El equipo de medición de las torres ha de ser controlado periódicamente por personal de mantenimiento muy especializado, que debería prestar especial atención al estado y al funcionamiento de los sensores, aparatos de registro y cables de conexión, enchufes y clavijas expuestos a la intemperie.

5.3.4 Globos cautivos con instrumentos

Entre las aplicaciones clásicas de los globos cautivos con instrumentos figuran las mediciones de los perfiles de temperatura, de humedad y de viento (y sus cambios a corto plazo) desde la superficie hasta una altitud de unos 1 500 m, y el estudio a más largo plazo de las condiciones meteorológicas a uno o varios niveles determinados. Los sensores se encuentran colgados de una o más barquillas bajo el globo, o fijados al cable de sujeción. La respuesta del sensor se transmite normalmente a tierra por radio o por conductores incorporados al citado cable. Las técnicas se analizan en Thompson (1980).

En los sistemas de globos cautivos suelen utilizarse globos grandes (~600 m^3) o pequeños (~10 a 100 m^3). Los pequeños se emplean normalmente para obtener perfiles, y los grandes para obtener mediciones a diversos niveles. Los globos cautivos deberían diseñarse de forma que ofrezcan poca resistencia de arrastre y avancen uniformemente. Por lo general, se inflan con helio. Los globos de mayor tamaño deberían poder transportar una carga máxima de 50 kg (además del cable de sujeción) hasta una altitud de 1 500 m. Se deberían poder utilizar con velocidades del viento de hasta 5 m s^{-1} en la superficie, y de 15 m s^{-1} en altitudes comprendidas en los límites de su alcance operativo. El cable de sujeción de un globo grande tendría que ser capaz de resistir una fuerza de tracción de 2 000 a 3 000 kg (de 200 a 300 kg en el caso de los globos más pequeños).

La utilización de globos cautivos está sometida a las reglamentaciones nacionales sobre la seguridad del tránsito aéreo. Por ese motivo, y para facilitar el trabajo del personal que utiliza tales globos, se recomienda especialmente el uso de globos de colores muy visibles, dotados de luces nocturnas de balizamiento. Es obligatorio que dispongan de un dispositivo de desinflado automático, y facultativo que lleven colgado debajo un objetivo de radar metalizado.

Los principales factores que limitan el funcionamiento de globos cautivos son una fuerte velocidad del viento en altitud, turbulencia cerca de la superficie y riesgo de descargas eléctricas.

El torno utilizado para controlar el globo puede ser electrónico o manual. Debería disponerse al menos de dos velocidades de arrollado del cable (por ejemplo, 1 y 2 m s^{-1}). Además, debería estar equipado de un freno de mano, un contador de longitud del cable y un medidor de tensión. El torno tendría que contar con una toma de tierra, tanto si es eléctrico como manual, a fin de protegerlo contra las descargas atmosféricas.

La utilización de conductores para enviar a tierra las señales de los sensores no es recomendable por diversas razones. En general, es preferible utilizar radiosondas especiales, que tendrán una mejor resolución que las empleadas normalmente para vuelos libres. Los sensores de temperatura y humedad deben disponer de una protección horizontal para preservarlos de los efectos de la radiación solar y de la lluvia, permitiendo sin embargo una ventilación adecuada. Además, se requieren sensores adicionales para medir la dirección y la velocidad del viento.

Los requisitos básicos son los siguientes:

Variable	*Rango de funcionamiento*	*Resolución*
Presión	1 050 a 850 hPa	±0,5 hPa
Temperatura	+40 a –20 °C	±0,1 K
Humedad	100 a 20 (o 10)%	±2%
Velocidad del viento	0,5 a 15 m s^{-1}	±0,5 m s^{-1}
Dirección del viento	0° a 360°	±1°

Para la telemetría puede emplearse una de las frecuencias de radiosonda estándar; a menudo se elige la asignación de 400 MHz. El peso máximo, baterías incluidas, debería estar dentro de la capacidad de carga del globo; la carga de 5 kg es un límite razonable. La radiosonda debería estar colgada por debajo del globo en condiciones de estabilidad a una distancia de al menos tres veces el diámetro del mismo, para mantener la protección y la ventilación adecuadas.

Un importante problema que se plantea en la medición de magnitudes turbulentas, en lugar de medias, es el efecto de vibración del cable y el movimiento del globo sobre las mediciones. Para realizar tales mediciones se han de utilizar técnicas especiales.

El equipo instalado en tierra debe incluir un receptor y un registrador. Los datos se procesan generalmente con ayuda de un pequeño ordenador.

Los sondeos pueden efectuarse durante las fases de ascenso y descenso del globo, bien de manera continua o haciendo pausas en niveles seleccionados. En los niveles inferiores, la altura puede estimarse basándose en la longitud del cable desenrollado, pero a niveles más altos este método no da más que una aproximación, por lo que es necesario recurrir a otros, como la ecuación hidrostática, utilizando la distribución de la presión, la temperatura y la humedad observadas. En ese caso, el incremento en metros geopotenciales desde el nivel n hasta el nivel $n + 1$ viene dado por:

$$29{,}27\, T_v \ln(p_n/p_{n+1})$$

en donde T_v es la media de las temperaturas virtuales en los niveles n y $n + 1$, y p_n y p_{n+1} son las dos presiones correspondientes. Si hubiera que convertir las alturas geopotenciales en alturas geométricas, puede hacerse fácilmente con las tablas meteorológicas smithsonianas, pero normalmente no es necesario. Como base para estos cálculos se toma la altura a la que se halla situado el barómetro de la estación.

Si se observan las variables meteorológicas utilizando el método nivel por nivel, habría que repetir algunas series de mediciones en cada nivel, por lo que se requieren entre dos y tres minutos para la estabilización. De este modo, la secuencia completa del sondeo podría llevar entre media hora y una hora. Como para todas las radiosondas, debería procederse a una comprobación de la línea de referencia en una garita de control, inmediatamente antes de empezar, a fin de establecer las diferencias con un barómetro y con un psicrómetro de aspiración. También habría que hacer una comprobación análoga inmediatamente antes de terminar el sondeo. Lo mismo que en los ascensos de las radiosondas normales, los datos al nivel de la estación no tendrían que obtenerse de la radiosonda, sino de los instrumentos clásicos de una garita meteorológica normal.

En cuanto a los datos de los sondeos, deberían promediarse en cada nivel la presión, la temperatura y la humedad, y con respecto a la velocidad del viento habría que calcular la media para un período de 100 o 120 segundos. Si no se mide directamente la dirección del viento, se puede estimar en primera aproximación mediante la orientación del eje longitudinal del globo respecto del norte. La incertidumbre de este método es de ±30°.

Cabría destacar que los operadores han de comunicar sus planes a las autoridades de tránsito aéreo y obtener la correspondiente autorización para cada sondeo o serie de sondeos con globos cautivos.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Adachi, A., T. Kobayashi, K. S. Gage, D. A. Carter, L. M. Hartten, W. L. Clark y M. Fukuda, 2005: Evaluation of three-beam and four-beam profiler wind measurement techniques using a five-beam wind profiler and collocated meteorological tower. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22, págs. 1167 a 1180.

Angevine, W. M., W. L. Ecklund, D. A. Carter, K. S. Gage y K. P. Moran, 1994: Improved radio acoustic sounding techniques. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology,* volumen 11, número 1, págs. 42 a 49.

Brown, E. H. y F. F. Hall, 1978: Advances in atmospheric acoustics. *Reviews of Geophysics and Space Physics,* volumen 16, págs. 47 a 109.

Derr, V. E., 1972: *Remote Sensing of the Troposphere*. United Nations National Oceanic and Atmospheric Administration, WPL, Boulder, Colorado.

Gaffard, C. y T. Hewison, 2003: Radiometrics MP3000 microwave radiometer trial report. *Technical Report – TR26,* Met Office, Workingham, Berkshire (Reino Unido), 27 págs.

Gaynor, J. E., C. B. Baker y J. C. Kaimal, 1990: *The international sodar intercomparison experiment. Proceedings of the Fifth International Symposium on Acoustic Remote Sensing*. McGraw-Hill, Nueva York, págs. 67 a 74.

Gossard, E. E. y R. G. Strauch, 1983: *Radar Observations of Clear Air and Clouds*. Elsevier, Scientific Publishing Co., Ámsterdam.

Güldner, J. y D. Spänkuch, 2001: Remote sensing of the thermodynamic state of the atmospheric boundary layer by ground-based microwave radiometry. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology,* 18, págs. 925 a 933.

Hinkley, E. D., 1976: *Laser Monitoring of the Atmosphere: Topics in Applied Physics*. Volumen 14, Springer Verlag, Nueva York.

Hogg, D. C., M. T. Decker, F. O. Guiraud, K. B. Earnshaw, D. A. Merritt, K. P. Moran, W. B. Sweezy, R. G. Strauch, E. R. Westwater y C. G. Little, 1983: An automatic profiler of the temperature, wind and humidity in the troposphere. *Journal of Climate and Applied Meteorology,* volumen 22, págs. 807 a 831.

Kadygrov, E. N. y D. R. Pick, 1998: The potential for temperature retrieval from an angular-scanning single-channel microwave radiometer and some comparisons with in situ observations. *Meteorological Applications*, volumen 5, págs. 393 a 404.

Kadygrov, E. N., G. N. Shur y A. S. Viazankin, 2003: Investigation of atmospheric boundary layer temperature, turbulence, and wind parameters on the basis of passive microwave remote sensing. *Radio Science*, volumen 38, número 3, págs. 13.1 a 13.12.

Lataitis, R. J., 1992*a*: Signal power for radio acoustic sounding of temperature: The effects of horizontal winds, turbulence and vertical temperature gradients. *Radio Science,* volumen 27, págs. 369 a 385.

—, 1992*b*: *Theory and Application of a Radio-acoustic Sounding System*. NOAA Technical Memorandum ERL WPL-230.

Liljegren, J. C., S. A. Boukabara, K. Cady-Pereira y S. A. Clough, 2005: The Effect of the half-width of the 22-GHz water vapor line on retrievals of temperature and water vapor profiles with a 12-channel radiometer, *IEEE Transactions on Geoscience Remote Sensing, volumen 43, número 5, págs. 1102 a 1108*.

Martner, B. E., D. B. Wuertz, B. B. Stankov, R. G. Strauch, E. R. Westwater, K. S. Gage, W. L. Ecklund, C. L. Martin y W. F. Dabberdt, 1993: An evaluation of wind profiler, RASS and microwave radiometer performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, volumen 74, número 4, págs. 599 a 613.

May, P. T., R. G. Strauch, K. P. Moran y W. L. Eckund, 1990: Temperature sounding by RASS, with wind profiler radars: A preliminary study. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, volumen 28, número 1, págs. 19 a 28.

Neff, W. D. y R. L. Coulter, 1986: Acoustic remote sounding. En: D. H. Lenschow (ed.): *Probing the Atmospheric Boundary Layer,* American Meteorological Society, págs. 201 a 236.

Organización Meteorológica Mundial, 1980: *Lower Tropospheric Data Compatibility: Low-level Intercomparison Experiment (Boulder, United States, 1979)*. Informe Nº 3 sobre instrumentos y métodos de observación, Ginebra.

—, 1982: *Indirect Sensing: Meteorological Observations by Laser Indirect Sensing Techniques* (A. O. Van Gysegem). Informe Nº 12 sobre instrumentos y métodos de observación, Ginebra.

—, 1994: Comparison of windprofiler and rawinsonde measurements (J. Neisser, V. Görsdorf y H. Steinhagen). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación (TECO-94)*, Informe Nº 57 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 588, Ginebra.

—, 2006: Operational Aspects of Different Ground-Based Remote Sensing Observing Techniques for

Vertical Profiling of Temperature, Wind, Humidity and Cloud Structure (E. N. Kadygrov). Informe Nº 89 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD No. 1309.

Panofsky, H. A., 1973: Tower micrometeorology. En: D. A. Haugen (ed.): *Workshop on Micrometeorology,* capítulo 4, American Meteorological Society.

Singal, S. P., 1990: Current status of air quality related boundary layer meteorological studies using sodar. *Proceedings of the Fifth International Symposium on Acoustic Remote Sensing*, McGraw-Hill, Nueva York, págs. 453 a 476.

Solheim, F., J. R. Godwin, E. R. Westwater, Y. Han, S. J. Keihm, K. Marsh, R. Ware, 1998: Radiometric profiling of temperature, water vapor, and cloud liquid water using various inversion methods, *Radio Science*, volumen 33, págs. 393 a 404.

Strauch, R. G. y otros, 1990: Preliminary evaluation of the first NOAA demonstration network wind profiler. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 7, número 6, págs. 909 a 918.

Syed Ismael y E. V. Browell, 1994: Recent Lidar technology developments and their influence on measurements of tropospheric water vapor. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 11, número 1, págs. 76 a 84.

Thomas, L., 1991: Lidar probing of the atmosphere. *Indian Journal of Radio and Space Physics*, volumen 20, págs. 368 a 380.

Thompson, N., 1980: Tethered balloons. En: *Air-sea Interaction: Instruments and Methods* (F. Dobson, L. Hasse y R. Davis, eds.), capítulo 31, Plenum Press, Nueva York.

Ware, R., R. Carpenter, J. Güldner, J. Liljegren, T. Nehrkorn, F. Solheim y F. Vandenberghe, 2003: A multi-channel radiometric profiler of temperature, humidity and cloud liquid. *Radio Science*, volumen 38, págs. 8079 a 8091.

Weber, B. L. y D. B. Wuertz, 1990: Comparison of rawinsonde and wind profiler radar measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 7, número 1, págs. 157 a 174.

Westwater, E. R., J. B. Snider y M. J. Falls, 1990: Ground-based radiometric observations of atmospheric emission and attenuation at 20.6, 31.65, and 90.0 GHz: A comparison of measurements and theory. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, volumen 38, número 10, págs. 1569 a 1580.

Westwater, E., S. Crewell, C. Mätzler y D. Cimini, 2005: Principles of Surface-based Microwave and Millimeter Wave Radiometric Remote Sensing of the Troposphere. *Quaderni Della Società Italiana di Elettromagnetismo,* volumen 1, número 3.

CAPÍTULO 6

MEDICIONES CON COHETES EN LA ESTRATOSFERA Y LA MESOSFERA[1]

6.1 GENERALIDADES

El presente capítulo trata principalmente de las mediciones del viento y la temperatura realizadas con pequeños cohetes meteorológicos. Los datos del viento se obtienen mediante el seguimiento por radar de la trayectoria de un conjunto de sensores en caída que, bien solos o con sensores de temperatura, efectúan observaciones *in situ*. Las observaciones de la temperatura se transmiten a una estación terrena. Las técnicas aquí descritas son aplicables a la estratosfera y la mesosfera, generalmente entre 20 km y 90 km.

Normalmente, los sistemas de medición con cohetes sonda meteorológicos constan de:

a) un instrumento lanzado desde un cohete cerca de su altura máxima (apogeo) que desciende luego mediante un dispositivo de deceleración, similar a un paracaídas, y transmite mediciones de la temperatura a tierra, en tanto que el seguimiento por radar de alta precisión del dispositivo proporciona información sobre el viento;
b) un globo inflable en caída libre, denominado "globo de caída" seguido por un radar de gran precisión que proporciona datos sobre la densidad de la atmósfera y el viento;
c) un dispositivo de seguimiento por radar de gran precisión de nubes de dipolos metálicos, que se denomina "cinta" y se lanza desde cerca del apogeo del cohete, lo que permite determinar solo los vientos.

Los elementos que deben medirse son muy diversos. Los más importantes son el viento y la temperatura, pero hay otros como la radiación solar, las variables eléctricas, la turbulencia y los componentes químicos. Entre estos últimos figuran el ozono, el vapor de agua, óxidos de nitrógeno, el oxígeno y el hidrógeno atómicos, el cloruro y el radical hidroxilo.

Un órgano central, el Centro Mundial de Datos-A (CMD-A), se ocupa de la recopilación y de los diversos intercambios de datos. Los datos sirven para proceder a estudios sistemáticos; por ejemplo, estudios de la circulación general, la relación entre el Sol y la alta atmósfera, la correlación entre el geomagnetismo y los parámetros meteorológicos, la composición de atmósferas típicas, la verificación de los datos procedentes de satélites y los calentamientos de la estratosfera. Para cada lanzamiento se prepara un informe conocido con el nombre de ROCOB, que se difunde a través del Sistema Mundial de Telecomunicación.

Las técnicas de medición evolucionan constantemente, tanto por lo que se refiere a los métodos utilizados como a los elementos medidos. La mayoría de las mediciones se efectúan de vez en cuando en un solo lugar. Solo las mediciones termodinámicas y del ozono se han generalizado y se realizan con frecuencia, aplicando métodos semioperativos. Otros métodos de medición meteorológica, sobre los que no nos explayaremos por rebasar la esfera de las técnicas de cohetes sonda meteorológicos pequeños, son:

a) trazadores químicos, como sodio o potasio, que proporcionan información sobre el viento, la turbulencia y la temperatura: se requieren cámaras de seguimiento especiales para triangular la huella química;
b) sondas Pitot;
c) acelerómetros activos;
d) granadas acústicas que, al explotar, emiten ondas acústicas que se reciben en un sistema de micrófonos sumamente sensibles en tierra y proporcionan datos sobre el viento y la temperatura.

En Bollermann (1970) figura un análisis completo de las contribuciones anteriores a los sondeos con cohetes meteorológicos.

6.2 MEDICIÓN DEL VIENTO

6.2.1 Metodología

Una vez que el cohete alcanza su apogeo, un dispositivo de expulsión (generalmente pirotécnico) separa la carga útil del sistema de propulsión, o motor del cohete. Los sensores del viento y la temperatura se despliegan junto a un dispositivo de telemetría utilizado para transmitir la información de la temperatura a tierra. Durante el descenso

1 El contenido técnico de este capítulo no ha sido revisado desde la anterior edición de la Guía.

resultante se sigue por radar el movimiento del sistema de detección. De este modo se determina la trayectoria del objetivo en caída, ya sea un paracaídas, un sistema de sensor de temperatura/paracaídas, o un globo inflable. Habitualmente se hacen correcciones de la trayectoria para asegurarse de que los datos sobre el viento son correctos. La cinta es otro sistema de detección del viento que cae muy lentamente y sigue muy bien el viento, por lo que en general no hay que efectuar correcciones de su movimiento. Sin embargo, la cinta ya no se utiliza mucho.

6.2.2 Sensores del viento

La calidad de las mediciones del viento depende de las reacciones del sistema de detección del viento a los movimientos atmosféricos. En esas reacciones influyen los siguientes factores:

a) la inercia, las aceleraciones y la velocidad de caída del sistema de detección del viento;
b) la estabilidad dinámica y los movimientos oscilantes del sistema de deceleración; y
c) la forma del sensor, que influye en el coeficiente de resistencia en los tres ejes.

6.2.3 Método de seguimiento

Una vez eyectada la carga útil se sigue su trayectoria por radar, empleando el eco del recubrimiento metálico del sensor. Esto permite determinar las variaciones del viento en función de la altura y obtener las componentes de la velocidad del viento. La precisión necesaria de los ángulos de seguimiento de acimut y elevación es del orden de 2×10^{-4} radianes (aproximadamente 0,011°) y del orden de 10 m para la distancia oblicua; esto se consigue utilizando radares o transmisores transpondedores de gran rendimiento. Los datos originales se muestrean a la velocidad de 10 o más puntos por segundo, y luego se atenúan por el método de los mínimos cuadrados, aplicando un sistema que varía según la altura y la velocidad de caída.

6.2.4 Correcciones y cálculos del viento

El vector de velocidad horizontal V_p del sensor con respecto al observador se toma a menudo erróneamente como la velocidad horizontal V del viento verdadero. Sin embargo, las altas velocidades de eyección, las fluctuaciones en el coeficiente de resistencia aerodinámica y las fuerzas de inercia del sensor originan diferencias entre estos dos vectores a alturas superiores a 50 km, por lo que es preciso aplicar correcciones cuya magnitud aumenta rápidamente al aumentar la velocidad de caída o la altura.

Una técnica de corrección, desarrollada por Eddy y otros (1965) y por Ballard (1966), permite obtener las componentes del viento horizontal a todos los niveles a partir de los datos de seguimiento, suponiendo que:

a) el sensor esta sometido únicamente a las fuerzas de la gravedad y de la resistencia del aire;
b) la fuerza de la gravedad permanece constante;
c) la magnitud (D) de la resistencia al movimiento es proporcional al cuadrado de la velocidad del sensor respecto del aire.

Partiendo de la segunda ley de Newton podemos escribir, como primera aproximación:

$$m\frac{dV_S}{dt} = mg + D \qquad (6.1)$$

$$|D| = \rho \cdot s \cdot \frac{C_d}{2} \cdot (V - V_2)^2 \qquad (6.2)$$

en donde C_d es el coeficiente de resistencia; g es la constante de gravedad; m es la masa de la carga útil descendente (es decir, sensor del viento y/o transmisor); S es el área transversal del sensor; t es el tiempo; V es la velocidad del viento; V_s es la velocidad del sensor del viento; y ρ es la densidad del aire.

Obtenemos así una expresión para las correcciones aplicables a las componentes horizontales de la velocidad del sensor del viento, Δu y Δv, para el cálculo de las componentes del vector viento. Esta expresión es válida si la componente del viento es muy inferior a la velocidad del sensor, y si suponemos que $S \cdot C_d$ es isótropa, es decir, independiente de la dirección de movimiento, tendremos:

$$\Delta u = -w_s \frac{\dot{u}_s}{|\dot{w}_s - g|}; \Delta v = -w_s \frac{\dot{v}_s}{|\dot{w}_s - g|} \qquad (6.3)$$

en donde $\dot{u}_s$ es la aceleración del sensor del viento en el eje W-E; $\dot{v}_s$ es la aceleración del sensor del viento en el eje S-N; w_s es la velocidad vertical del sensor del viento; y $\dot{w}_s$ la aceleración vertical del sensor del viento.

Las correcciones se consideran significativas por encima del nivel en que el sensor es sensible al viento, es decir, cuando la resistencia al movimiento resulta suficientemente importante. Esa altitud se define generalmente como el nivel al cual

la aceleración vertical del sensor es inferior a 5 m s^{-2} (por término medio, 5 km por debajo del apogeo).

El valor de los términos Δu y Δv puede alcanzar los 100 m s^{-1} en los niveles más altos, para disminuir luego rápidamente y ser inferior a 1 m s^{-1} por debajo de 50 km. El rendimiento de los mejores radares utilizados permite conseguir una precisión del 3 al 5 por ciento para vientos a niveles superiores a 70 km, y del orden del 2 por ciento a niveles inferiores. Este método de corrección no puede tener en cuenta las anomalías que se producen en el comportamiento del sensor del viento. En tales casos, hay que desechar por dudosos los datos obtenidos.

6.3 MEDICIÓN DE LA TEMPERATURA MEDIANTE TERMOMETRÍA DE INMERSIÓN

6.3.1 Generalidades

Con el fin de medir las temperaturas a elevadas altitudes mediante pequeños cohetes sonda se utilizan dos métodos. En el primero se emplea la termometría de inmersión, es decir, un conjunto de sensor/dispositivo de telemetría que se lanza desde el cohete cuando se encuentra en su apogeo, y desciende luego en paracaídas, que permite medir los datos del viento y de la temperatura durante el descenso de la carga útil hasta llegar a la atmósfera. En el segundo se utiliza un globo inflable pasivo que mide fundamentalmente los perfiles de la densidad y del viento. Las temperaturas se derivan del perfil de densidad (véase la sección 6.4). Ambos tipos de carga útil han de seguirse por radar para obtener información sobre la posición. En esta sección se analiza la primera técnica.

6.3.2 Termometría de inmersión

La extrema dificultad de las mediciones *in situ* a elevadas altitudes es un condicionamiento esencial para elegir un instrumento diseñado de manera que reduzca al mínimo la necesidad de hacer correcciones. De este modo, las correcciones pueden eliminarse totalmente o calcularse utilizando parámetros normalizados hasta los niveles más altos. Las correcciones son importantes en los niveles superiores, y su aplicación fue desarrollada por Henry (1967) y cuantificada por Krumins y Lyons (1972). Se tratan más a fondo en el punto 6.3.3.

En esas mediciones, los intercambios de energía entre el elemento captador y el entorno se reducen rápidamente haciéndose muy pequeños a gran altitud, debido a la muy baja densidad del aire, en tanto que como resultado de las grandes velocidades de descenso se producen rápidas variaciones en la temperatura medida. A una altura de 70 km, esas velocidades oscilan entre 250 m s^{-1} y 500 m s^{-1}, según el sistema que se utilice. Lamentablemente, el efecto de la gran velocidad de caída y de la inercia térmica del termistor expresada por su constante de tiempo de reacción, considerados conjuntamente, amortiguan la amplitud de la variación de temperatura.

Esto nos lleva a elegir sensores que tengan una capacidad térmica muy reducida, montados en soportes que reduzcan al mínimo la aportación de calor por conducción. Los sensores deben estar lo más alejados posible de las zonas aerodinámicamente perturbadas por el cuerpo del conjunto de la carga útil y, además, ser insensibles a las oscilaciones del conjunto sensor/paracaídas que origina variaciones en los efectos del flujo de aire incidente y de la radiación solar directa.

Se utilizan tres tipos distintos de sensores, basados en las variaciones de la resistencia eléctrica con la temperatura.

a) *Termistor:* un termistor de cuenta de 0,25 mm de diámetro aproximadamente está sostenido por dos hilos delgados soldados a soportes formados de películas de mylar metalizadas, muy finos en proporción a su superficie, con objeto de facilitar la disipación del calor debido a la conducción desde el cuerpo principal de la carga útil. La resistencia térmica del termistor aumenta exponencialmente al disminuir la temperatura. A una altura de 70 km, para una velocidad de descenso de 250 m s^{-1}, la constante de tiempo de respuesta es del orden de 15 a 20 segundos, y la magnitud de las correcciones puede situarse entre 40 y 50 K para algunos tipos de instrumentos (Krumins y Lyons, 1972), y más otros tipos (Kokin y Rusina, 1976; Schmidlin y otros, 1980).
b) *Alambre delgado:* el sensor consiste en un hilo fino, de 5 a 20 micrones de diámetro, compuesto de tungsteno, una aleación de tungsteno y renio o una aleación de níquel y hierro. A veces, el sensor está cubierto de una película de oro de algunas centésimas de micrón para protegerlo de la oxidación (una aleación de oro y paladio permite también disminuir el efecto de la radiación solar). Con objeto de reducir la llegada de calor por conducción se emplean dos técnicas: o bien el hilo fino es corto (unos pocos centímetros), de pequeño diámetro, y va soldado a dos hilos de constantán (aleación de

cobre y níquel) en un diámetro de pocas décimas de micrón, o es mucho más largo y de mayor diámetro y está soldado a unos terminales que pueden tener una capacidad térmica apreciable, fijando la posición del hilo por medio de unos soportes muy pequeños situados en varios puntos.
La variación de la resistencia con la temperatura es prácticamente lineal, y del orden de 1 ohmio por 5 K en el primer caso, o 1 ohmio por 10 K en el segundo. A una altura de 70 km, y para una velocidad de descenso de 250 m s^{-1}, la constante de tiempo para un hilo fino y corto de cinco micrones de diámetro es del orden de medio segundo, y la magnitud de la corrección es aproximadamente de 35 K, en tanto que en el caso de sensores con hilo fino largo de 20 micrones de diámetro esa constante es del orden de 2 a 3 segundos y 40 K aproximadamente.

c) Sensores laminares: este tipo de sensor, que es menos frágil que los anteriores, tiene una inercia térmica mayor, lo que limita su utilización a alturas inferiores a 60 km.
Un circuito eléctrico formado principalmente por níquel se deposita sobre una delgada base de nailon, por evaporación en vacío, y se recubren las dos caras del sensor con una película de aluminio anodizado de un espesor de cinco micrones, con objeto de reducir al mínimo los efectos de la radiación solar.
La variación de resistencia del circuito en función de la temperatura es prácticamente lineal, y del orden de 1 ohmio por 5 K, y la constante de tiempo es del orden de unos pocos segundos a 60 km.

6.3.3 Ecuación general para las correcciones del sensor de temperatura

Conociendo la temperatura del sensor T_t, puede calcularse la temperatura del aire ambiente T_∞ En general, y para cada tipo de sensor, la primera ley de temodinámica, es decir, la ley de conservación de la energía, exige que las variaciones de energía interna del sistema se equilibren con la suma de las cantidades de energía absorbidas del medio ambiente, así como la cantidad disipada.

De un modo general, podemos escribir:

$$\begin{aligned} mC\frac{dT_t}{dt} &= A\cdot h\left[T_\infty + \frac{rV^2}{2C_p} - T_t\right] \\ &+ \alpha_s\cdot J\cdot A_s + \alpha_s\cdot J\cdot Alb\cdot A_a + \sigma\alpha_l \\ &\Sigma_1^i A_i\cdot T^4 - A\cdot\varepsilon\cdot T_t^4 + W_t + K_c \end{aligned} \qquad (6.4)$$

en donde A es el área del sensor; A_a es el área efectiva del sensor con respecto a la radiación reflejada por la superficie de la Tierra; A_s es el área efectiva del sensor con respecto a la radiación solar directa; A_i es el área efectiva del sensor expuesta a la radiación de onda larga desde la Tierra, la atmósfera y el cuerpo principal de la sonda; Alb es el albedo de la Tierra y de la atmósfera; C es el calor específico del sensor; C_p es el calor específico del aire a presión constante; h es el coeficiente de transferencia de calor convectivo (función de la densidad y la velocidad del aire con relación al sensor, y de la temperatura del aire); J es la constante solar; K_c es el calor procedente de la conducción; m es la masa del sensor; r es el factor de recuperación; T_i es la temperatura del cuerpo negro equivalente de las fuentes que emiten radiación de onda larga hacia el sensor; T_t es la temperatura del sensor; T_∞ es la temperatura del aire en calma; V es la velocidad del aire con relación al sensor; W_t es el calentamiento por el efecto Joule debido a la corriente de medición y a la absorción de radiación electromagnética por la antena de transmisión; α_s es el coeficiente de absorción del sensor para la radiación solar; α_l es el coeficiente de absorción para la radiación de onda larga; ε es la emisividad del sensor; y σ es la constante de Stefan-Boltzmann.

El primer término del segundo miembro de la ecuación 6.4 representa la cantidad de energía intercambiada por convección, incluido el calentamiento cinético, que es grande por encima de 50 km debido a la rapidísima velocidad de caída. Los términos segundo y tercero representan la radiación solar y la radiación reflejada por la Tierra o la superficie de las nubes, respectivamente. El cuarto término representa la radiación de onda larga que llega al sensor desde el medio ambiente y desde la sonda. El quinto término representa la cantidad de energía emitida por el sensor debido a su emisividad. El sexto término, W_t, es la parte de la energía absorbida debida al calentamiento por el efecto Joule, y el séptimo término caracteriza la conducción entre el sensor y su soporte. Los dos últimos términos son propios de cada sistema y se deben aplicar también a los soportes o terminales del sensor, con objeto de calcular la corrección correspondiente a la conducción. Para más detalles, véanse Krumins y Lyons (1972), Bulanova y otros (1967) y Yata (1970).

Los coeficientes necesarios para calcular los otros términos se determinan experimentalmente y por fórmulas matemáticas, según los parámetros de que se disponga durante el lanzamiento. En particular, el coeficiente h, que es función de la densidad y de la temperatura, se calcula a partir de valores tipo y, posteriormente, con más precisión, mediante

procesos iterativos sucesivos, aplicando las fórmulas generales para calcular la temperatura y la densidad (ecuaciones 6.4, 6.8, 6.9 y 6.10).

6.3.4 Telemetría

Los aparatos de telemetría aplicados a la meteorología permiten transmitir las variaciones de temperatura del sensor. La resistencia del sensor se convierte en general en una frecuencia que modula directamente el transmisor, en el caso de sistemas de medición de canales múltiples, o utiliza un conmutador para la conexión secuencial de hasta 3 o 4 canales, o bien subportadoras en el caso de un sistema de medición de 2 o 3 canales.

Los sistemas de telemetría instalados a bordo de un cohete funcionan en condiciones muy difíciles. Durante la fase de despegue y propulsión del cohete, estos sistemas están sometidos a un espectro muy amplio de grandes vibraciones y a unas aceleraciones (fuerzas de *g*) que pueden alcanzar varias decenas de *g* durante varios segundos. La baja densidad del aire al comienzo del descenso reduce la disipación de calor. En una fase más avanzada del descenso, el conjunto de medición puede encontrarse con aire más denso a temperaturas que pueden ser tan solo de 190 K, lo que puede producir un enfriamiento de los dispositivos electrónicos.

En la mayoría de los casos se seleccionan resistencias o tensiones de referencia mediante un conmutador secuencial, con el fin de poder detectar y corregir los errores que introducen los sistemas de medición en su conjunto, y en particular los que se deben a los posibles cambios en el funcionamiento de los dispositivos de telemetría como resultado de la tensión ambiental durante el vuelo. Hay que tener especial cuidado al concebir y posicionar la antena con relación a los sensores, con objeto de evitar que estos se calienten debido al efecto Joule causado por la energía electromagnética radiada por el transmisor; la potencia de este último debe limitarse, en todo caso, al mínimo necesario (entre 200 MW y 500 MW). Empleando una potencia de transmisión tan baja, y con una distancia entre la estación receptora y el transmisor que puede llegar a 150 km, en general es necesario utilizar antenas receptoras direccionales de elevada ganancia.

En la recepción, para poder asignar los datos a las alturas apropiadas, las señales obtenidas después de la desmodulación o descodificación se registran en una cinta magnética de varios canales, junto con las señales basadas en el tiempo procedentes del radar de seguimiento. La correlación temporal entre las señales de telemetría y los datos sobre la posición del radar es muy importante.

6.4 MEDICIÓN DE LA TEMPERATURA CON UNA ESFERA INFLABLE EN CAÍDA LIBRE

La esfera inflable en caída libre es un globo de mylar sencillo de un metro de diámetro que contiene un mecanismo de inflado y pesa nominalmente unos 155 gramos. El globo se despliega a unos 115 km de altura, en que comienza su caída libre bajo las fuerzas de gravitación y del viento. Una vez desplegado, el globo se infla a una superpresión de 10 a 12 hPa aproximadamente mediante la vaporización de un líquido, por ejemplo el isopentano. La superficie del globo es metalizada a fin de permitir el seguimiento por radar para disponer de información de la posición en función del tiempo. Con objeto de lograr la exactitud y la precisión requeridas, el radar ha de ser un sistema de seguimiento de alta precisión, por ejemplo un radar FPS-16 de banda C o mejor. La información sobre la posición medida por radar y el coeficiente de resistencia se utilizan luego en las ecuaciones de movimiento para calcular la densidad atmosférica y los vientos. Para calcular la densidad hay que conocer el coeficiente de resistencia del globo en una amplia gama de condiciones de desplazamiento (Luers, 1970; Engler y Luers, 1978). La presión y la temperatura se calculan también para los mismos incrementos de altitud que la densidad. Las mediciones realizadas por el globo solo resultan afectadas por las fuerzas físicas externas de gravedad, aceleración de resistencia y vientos, debido a lo cual las mediciones realizadas por el globo son potencialmente más exactas que otras mediciones *in situ* (Schmidlin, Lee y Michel, 1991).

El desplazamiento del globo en caída se representa mediante una sencilla ecuación de movimiento en un marco de referencia que tiene su origen en el centro de la Tierra:

$$m\frac{dV}{dt} = mg - \frac{\rho C_d A_s |V_r| \cdot V_r}{2} - \rho V_b g - 2m\omega \times V \qquad (6.5)$$

en donde A_s es el área transversal del globo; C_d es el coeficiente de resistencia; g es la aceleración debida a la gravedad; m es la masa del globo; V es la velocidad del globo; V_r es el movimiento del globo con relación al aire; V_b es el volumen del globo; ρ es la densidad atmosférica; y ω es la velocidad angular de la Tierra.

La velocidad relativa del globo con respecto a la masa de aire se define por $V_r = V - V_a$, donde V_a es la velocidad del viento total. C_d se calcula sobre la base de la velocidad relativa del globo. Los términos de la derecha en la ecuación 6.5 representan la gravedad, la fricción, la fuerza ascensional y la fuerza de Coriolis, respectivamente.

Tras una sencilla manipulación matemática, la ecuación 6.5 se descompone en tres componentes ortogonales, incluida la componente vertical de la ecuación de movimiento a partir de la cual se calcula la densidad; tenemos, pues:

$$\rho = \frac{2m\ (g_z - \ddot{z} - C_z)}{C_d A_s |V_r|\ (\dot{z} - w_z) + 2V_b g_z} \qquad (6.6)$$

en donde g_z es la aceleración de gravedad al nivel z; w_z es la componente del viento vertical, que generalmente se supone es cero; $\dot{z}$ es la componente vertical de la velocidad del globo; y $\ddot{z}$ es la componente vertical de la aceleración del globo.

Las magnitudes de los términos de la fuerza ascensional ($V_b g_z$) y la fuerza de Coriolis (C_z) son pequeñas en comparación con los otros términos de la ecuación 6.7, por lo que o bien se descartan o se tratan como perturbaciones.

El perfil de la temperatura se extrae de la densidad atmosférica recuperada (ecuación 6.7), utilizando la ecuación hidrostática y la ecuación de estado, como sigue:

$$T_z = T_a \frac{\rho_a}{\rho_z} + \frac{M_0}{R\rho_z} \int_h^a \rho_h g dh \qquad (6.7)$$

en donde h es la altura, la variable de integración; M_0 es el peso molecular del aire seco; R es la constante universal de los gases; T_a es la temperatura en kélvines a la altitud de referencia a; T_z es la temperatura en kélvines a nivel z; ρ_a es la densidad a la altitud de referencia a; ρ_h es la densidad que debe integrarse sobre el intervalo de la altura h a a; y ρ_z es la densidad en la altitud z.

Debe observarse que la fuente del error de temperatura es la incertidumbre asociada al valor de densidad recuperado. El error en la densidad calculada consta de componentes de frecuencia espacial alta y baja. La componente de alta frecuencia puede derivarse de numerosas fuentes, como error de medición, error de cálculo y/o variabilidad atmosférica, y es un tanto aleatoria. Sin embargo, la amplitud del error puede suprimirse por promediado estadístico. No obstante, la componente de baja frecuencia, que comprende errores y variaciones lineales, puede guardar relación con las características atmosféricas reales, y es difícil separarla del error de medición.

6.5 CÁLCULO DE OTRAS VARIABLES AEROLÓGICAS

6.5.1 Presión y densidad

El conocimiento de la temperatura del aire, dada por el sensor en función de la altura, permite determinar la presión y la densidad del aire a varios niveles. En una atmósfera seca, con peso molecular constante, y utilizando la ecuación hidrostática:

$$dp = -g\rho dz \qquad (6.8)$$

y la ley de los gases perfectos:

$$\rho = \frac{M}{R} \cdot \frac{p}{T} \qquad (6.9)$$

la relación entre presiones p_i y p_{i-1} a los dos niveles z_i y z_{i-1} entre los cuales el gradiente de temperatura es aproximadamente constante, puede expresarse como:

$$p_i = a_i \cdot p_{i-1} \qquad (6.10)$$

en donde:

$$a_i = \exp\left[\frac{-M}{RT_{i-1}} \cdot g_0 \left\{\frac{r_T}{r_T + z_{i-1}}\right\}^2 \cdot \left\{1 - \frac{T_i - T_{i-1}}{2T_{i-1}}\right\}\left\{z_i - z_{i-1}\right\}\right] \qquad (6.11)$$

y g_0 es la aceleración debida a la gravedad al nivel del mar; M es el peso molecular del aire; p_i es la presión al nivel superior z_i; p_{i-1} es la presión al nivel inferior z_{i-1}; r_T es el radio de la Tierra; R es la constante de los gases (para un gas perfecto); T_i es la temperatura al nivel superior z_i; T_{i-1} es la temperatura al nivel inferior z_{i-1}; z_i es el nivel superior; y z_{i-1} es el nivel inferior.

Por comparación con una radiosonda a bordo de un globo del que se obtiene un valor de presión p, es posible determinar una presión inicial p_i para el sondeo por cohete en el nivel común z_i, que se sitúa en general cerca de 20 km, o aproximadamente 50 hPa. Del mismo modo, utilizando la ley de

los gases perfectos (ecuación 6.9) puede determinarse el perfil de densidad ρ.

Este método se basa en una integración gradual desde los niveles inferiores hasta los superiores. En consecuencia, es necesario disponer de datos muy precisos sobre la altura y la temperatura a los distintos niveles.

6.5.2 Velocidad del sonido, conductividad térmica y viscosidad

Utilizando los datos básicos de la presión y la temperatura se calculan frecuentemente otros parámetros esenciales para elaborar modelos de simulación, tales como:

a) la velocidad el sonido V_s:

$$V_s = \left(\gamma R \frac{T}{M}\right)^{\frac{1}{2}} \qquad (6.12)$$

en donde $\gamma = C_p/C_v$;

b) el coeficiente de conductividad térmica κ, del aire, expresado en W m^{-1} K^{-1} es:

$$\kappa = \frac{2{,}650\,2 \cdot 10^{-3} \cdot T^{\frac{3}{2}}}{T + 2454 \cdot 10^{\frac{12}{T}}} \qquad (6.13)$$

c) el coeficiente de viscosidad del aire μ, expresado en N s m^{-2} es:

$$\mu = \frac{1{,}458 \cdot 10^{-6} \cdot T^{\frac{3}{2}}}{T + 110{,}4} \qquad (6.14)$$

6.6 REDES Y COMPARACIONES

Actualmente, solo uno o dos países efectúan sondeos regulares de la atmósfera superior. Como consecuencia de la reducción de los requisitos operativos y del elevado costo que supone la operación de lanzamiento, hay una tendencia a limitar el número de estaciones y la frecuencia de los lanzamientos.

Para que los resultados obtenidos por los distintos sistemas existentes puedan ser uniformes se han realizado comparaciones internacionales desde Wallops Island, Virginia, en 1968, 1972 y 1977, y desde Kourou, Guyana Francesa, en 1973 y 1977 (Finger y otros, 1975; Schmidlin y otros, 1980).

Por debajo de 50 km, los datos parecen razonablemente homogéneos. Por encima de dicha altura y hasta 65 km aparecen ciertas diferencias en las mediciones con termistores *in situ*, pero utilizando las tablas de compatibilidad preparadas durante las comparaciones es posible aplicar los resultados para estudios sinópticos simplemente efectuando ajustes para corregir diferencias sistemáticas.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Ballard, M. N., 1966: The measurement of temperature in the stratosphere and mesosphere. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 6, número 1, págs. 150 a 163.

Bollermann, B., 1970: *A Study of 30 km to 200 km meteorological rocket sounding systems*. NASA Contractor Report CR–1529.

Bulanova, L. K. y otros, 1967: *Some Results on the Methodical Treatment of the Temperature Measurement at High Layers of the Atmosphere Using Small Thermistors*. Trudy, Central Aerological Observatory, volumen 77, págs. 3 a 16.

Eddy, A., C. E. Duchon, F. M. Haase y D. R. Haragan, 1965: *Determination of Winds from Meteorological Rocketsondes*. Report No. 2, Atmospheric Science Group, University of Texas, Austin, Texas.

Engler, N. A. y J. K. Luers, 1978: *Modifications to the 1972 ROBIN Program*. Final report to the Atmospheric Sciences Laboratory, White Sands Missile Range. Report ASL-CR-0008-1.

Finger, F. G., M. E. Gelman, F. J. Schmidlin, R. Leviton y B. W. Kennedy, 1975: Compatibility of meteorological rocketsonde data as indicated by international comparison tests. *Journal of the Atmospheric Sciences*, volumen 32, número 9, págs. 1705 a 1714.

Henry, R. M., 1967: Corrections for meteorological rocket temperature soundings on an individual basis. En: *Proceedings of the Conference on High-altitude Meteorology and Space Weather*. American Meteorological Society, Houston, Texas.

Kokin, G. A. y V. Y. Rusina, 1976: *Some Results of the Flight Testing of the Onboard Equipment of the MMR-06 Meteorological Rocket*. Trudy, Central Aerological Observatory, volumen 99, págs. 130 a 146.

Krumins, M. V. y W. C. Lyons, 1972: *Corrections for the Upper Atmosphere Temperatures Using a Thin-film Loop Mount*. Technical Report TR 72-152, Naval Ordenance Laboratory, White Oak, Maryland.

Luers, J. K., 1970: *A Method of Computing Winds,* Density, Temperature, Pressure, and their Associated *Errors from the High Altitude ROBIN Sphere using an Optimum Filter*. AFGL Contract F19628-C-0102, University of Dayton Research Institute, Air Force Report AFCRL-70-0366.

Schmidlin, F. J., J. R. Duke, A. I. Ivanovsky y Y. M. Chernyshenko, 1980: *Results of the August 1977 Soviet and American Meteorological Rocketsonde Intercomparison Held at Wallops Island, Virginia*. NASA Reference Publication RP 1053.

Schmidlin, F. J., H. S. Lee y W. Michel, 1991: The inflatable sphere: A technique for the accurate measurement of middle atmosphere temperatures. *Journal of Geophysical Research*, volumen 96, número D12, págs. 22673 a 22682.

Yata, A., 1970: Correction for the temperature data obtained by MT-135 system. *Geophysical Magazine* (Tokio), volumen 35, págs. 99 a 121.

CAPÍTULO 7

LOCALIZACIÓN DE LOS FOCOS DE PARÁSITOS ATMOSFÉRICOS[1]

7.1 GENERALIDADES

7.1.1 Definiciones

Los parásitos atmosféricos, llamados también atmosféricos o esféricos, se pueden definir como la onda electromagnética que resulta de una descarga eléctrica en la atmósfera. Desde el punto de vista práctico, lo que generalmente interesa es el foco del atmosférico, o sea la descarga eléctrica. En ese sentido, es un fenómeno que ofrece un medio para detectar o localizar los relámpagos. Por lo común, la simple detección de los relámpagos se destina a la emisión de avisos locales, pero los datos de localización se pueden usar para diversos fines meteorológicos y otras tareas. Las expresiones del tipo "observación de atmosféricos" son convenientes para referirse a ambos tipos de métodos.

Descarga interna o entre nubes: descarga que se produce dentro de una nube o entre nubes diferentes. En general, no es de interés práctico en lo que respecta a las tormentas, pero puede ser útil en los sistemas locales de aviso de tormenta.

Descarga al suelo: tipo de descarga eléctrica de interés práctico común. Se la denomina rayo o descarga con relámpago.

Radiogoniómetro: instrumento que determina la dirección de llegada de un atmosférico.

Fijo: localización estimada de un relámpago deducida de los atmosféricos.

Rayo: descarga con relámpago, que consiste en una o más descargas de retorno (y en las descargas iniciales que preceden a cada descarga).

Contador de relámpagos: instrumento que cuenta la cantidad de relámpagos en las proximidades de una estación.

Multiplicidad: cantidad de descargas de un relámpago. La mayoría de los relámpagos positivos son de una sola descarga.

Polaridad: las descargas al suelo son positivas o negativas según el signo de la carga eléctrica que se transmite desde la nube hasta el suelo. Los relámpagos negativos son los más comunes, y los positivos son característicos de las condiciones invernales.

Alcance: radio de observación de un dispositivo de detección (de atmosféricos). En esta Guía, "local" significa un alcance de decenas de kilómetros, "regional", de unos cientos de kilómetros, y "gran alcance" se aplica a instrumentos cuyo radio es de uno hasta unos cuantos miles de kilómetros.

Esférico: contracción de "atmosférico" aceptada para fines meteorológicos.

Foco: lugar de origen de un atmosférico, generalmente un relámpago.

Estático (descarga estática): descarga eléctrica de alcance corto que se produce en la atmósfera. Se desaconseja su utilización como sinónimo de "atmosférico".

Descarga o descarga de retorno: impulso principal de una corriente eléctrica intensa en el camino del relámpago. Un relámpago contiene una o más descargas.

Receptor del tiempo de llegada (RTL): instrumento que determina el tiempo de llegada de un atmosférico con gran exactitud (del orden de un microsegundo).

7.1.2 Unidades

El relámpago se caracteriza por su intensidad, además de por su polaridad y multiplicidad. La definición de intensidad más empleada es la de valor de cresta de la corriente eléctrica de una descarga de retorno (en general, la primera descarga de un relámpago), medida en unidades de amperios (A). Las magnitudes típicas de la intensidad del relámpago son decenas de kiloamperios (kA). La fuerza de una tormenta se puede describir en términos de la cantidad de relámpagos en una zona determinada, la multiplicidad media, la intensidad media y la relación entre relámpagos positivos y negativos. Las técnicas de las que se dispone hoy en día para determinar las diversas características de las tormentas pueden servir para definir una

1 El contenido técnico de este capítulo no ha sido revisado desde la anterior edición de la Guía.

medida descriptiva útil y concisa ("índice") de la actividad tormentosa, pero hasta el momento no se ha elaborado ese índice general.

Para definir la calidad de funcionamiento de un sistema de detección/localización de relámpagos hacen falta algunos parámetros. Un dispositivo para avisos locales, por ejemplo el contador de relámpagos, necesita parámetros como el radio o alcance de detección (por lo común, unas decenas de kilómetros), el número de relámpagos observados en ese radio, y la cantidad de alarmas falsas. Un sistema de localización está expuesto principalmente a errores de localización (normalmente de un orden de kilómetros) y a la eficacia de detección, relación entre la cantidad de relámpagos observados y verdaderos en una zona determinada, generalmente expresada en porcentaje, que dista mucho de ser perfecta. Los errores al estimar la intensidad y la multiplicidad de los relámpagos revisten casi siempre menos importancia.

7.1.3 Requisitos meteorológicos

La localización de zonas de actividad tormentosa mediante datos relativos a los atmosféricos proporciona valiosos informes adicionales a los meteorólogos. Esta información resulta particularmente útil cuando se refiere a vastas zonas oceánicas o a otras regiones en que las estaciones de observación están muy alejadas entre sí. También puede proporcionar indicaciones acerca de la inestabilidad de las masas de aire y sobre la situación y movimiento de los frentes, de las líneas de chubascos y de las tormentas tropicales y tornados, y puede facilitar el estudio de los eventos pasados. En Orville y otros (1987), y Holle, López y Watson (1990) se ofrecen ejemplos de los usos de la localización de relámpagos.

Los datos sobre atmosféricos también pueden resultar útiles para los servicios meteorológicos destinados a la aviación, dado que las tormentas son un grave peligro para la navegación aérea, ya sea por los violentos movimientos del aire o por las descargas eléctricas que pueden dañar las aeronaves. Si se facilitan los datos sobre atmosféricos más recientes, se mejorarán los partes meteorológicos cursados a las tripulaciones de los aviones y al control del tráfico aéreo; por otra parte, el conocer las zonas de actividad tormentosa es de gran utilidad para elegir rutas exentas de tempestades. Estas consideraciones también son aplicables al lanzamiento de vehículos espaciales.

Las descargas eléctricas también afectan a otros sectores, cuyas instalaciones son vulnerables a esos fenómenos, por ejemplo las redes de distribución de energía eléctrica por cables aéreos y las explotaciones mineras que utilizan explosivos, y también son un peligro para los bosques, pues son fuente de incendios. Las observaciones de atmosféricos se utilizan en los avisos de esos riesgos, tanto a nivel regional en las interpretaciones de los pronosticadores, como a nivel local en los sistemas de aviso automáticos. Además, estas observaciones se emplean en los institutos de investigaciones atmosféricas y meteorológicas de varios países.

7.1.4 Métodos de observación

7.1.4.1 Radiogoniómetros

Los sistemas de observación de atmosféricos más ampliamente utilizados hoy en día se basan en el radiogoniómetro (RG) automático. Se trata de un instrumento que emplea dos antenas de bucle ortogonales orientadas en sentido norte-sur y este-oeste para determinar la dirección de llegada de los atmosféricos a partir de sus componentes magnéticas horizontales. La ambigüedad direccional de 180º restante se compensa con la componente eléctrica perpendicular, detectada par una antena de disco horizontal.

Como sistema local independiente de aviso de relámpagos se puede usar un radiogoniómetro de banda ancha, que detecta atmosféricos a frecuencias de hasta 1 MHz. Pero su utilización más eficaz es como elemento básico de una red regional consistente en tres o más radiogoniómetros, que permite localizar las descargas en los puntos de intersección de las direcciones. En el párrafo 7.2 se describe un sistema de localización operativo.

Se han usado experimentalmente radiogoniómetros de gran alcance (700 a 4 500 km) ajustados a frecuencias muy bajas (5 a 10 kHz) para confeccionar mapas de tormentas a escala continental y hasta global (Heydt y Takeuti, 1977; Grandt y Volland, 1988). El largo trayecto de propagación, cuya influencia sobre los impulsos depende de la frecuencia, permite estimar la distancia a partir de la medición efectuada en una sola estación mediante la comparación de las componentes de los atmosféricos a diversas frecuencias. Por el momento, no se han resuelto los aspectos de exactitud de localización, eficacia de detección y viabilidad de explotación, por lo que en esta Guía no se analizarán esos sistemas.

7.1.4.2 Receptores del tiempo de llegada

Es posible determinar la distancia entre el foco de un atmosférico y la estación de observación siempre que el tiempo de llegada (TDL) de un impulso se pueda medir con una exactitud de un microsegundo. Este requisito de exactitud está asociado con la velocidad de propagación del atmosférico, que es de 300 m por microsegundo. Dado que se desconoce el momento de ocurrencia del relámpago, la medición del tiempo es solo relativa, y la localización de la fuente requiere la determinación de la diferencia en el tiempo de llegada correspondiente a varias estaciones. Un requisito general para la sincronización de las estaciones es el empleo de un cronómetro de precisión, como el que proporcionan los satélites de navegación o las redes de radiodifusión. El tiempo de propagación de la señal del atmosférico es menos sensible a las variaciones de las propiedades del terreno que su dirección y, por consiguiente, en principio, una red de dispositivos de tiempo de llegada podría determinar la ubicación de los relámpagos con más exactitud que una red de radiogoniómetros comparable. Las comparaciones se analizan en el párrafo 7.4.

Actualmente se usan dos tipos de receptores de tiempo de llegada. Uno es el destinado a la aplicación como sistema regional (Bent y Lyons, 1984), y se describe en el párrafo 7.3. El otro fue desarrollado por Lee (1986*a*, 1986*b* y 1989) para aprovechar el funcionamiento a gran distancia de esta técnica, y se viene utilizando en Reino Unido de Gran Bretaña e Irlanda del Norte desde hace tres años; se describe en el párrafo 7.3.6.

7.1.4.3 Detectores locales de relámpagos

Visto que los servicios meteorológicos u otros usuarios no emplean detectores locales de relámpagos para fines científicos, se dispone de escasa información sobre los mercados actuales y los posibles estudios del funcionamiento de esos aparatos. Cabe pensar que los adelantos en este campo han sido más lentos que los correspondientes a los sistemas de localización, y se supone que los resultados de una comparación de cinco instrumentos que efectuaron Johnson, Janota y Jay (1982) no han perdido vigencia. El análisis de los detectores locales se circunscribe a la breve descripción que se facilita en esta sección.

El radiogoniómetro (RG) independiente se puede utilizar como dispositivo de aviso de relámpagos. La información direccional que proporciona lo hace particularmente útil en comparación con otros detectores locales. Además, la intensidad media de la señal de un grupo de relámpagos se puede usar para estimar la distancia. En la comparación de Johnson, Janota y Jay (1982), la gran sensibilidad y la poca capacidad de rechazo de las señales no deseadas ocasionaron muchas alarmas falsas con los instrumentos probados. Después de esa comparación apareció en el mercado un nuevo instrumento, llamado Thunderstorm Sensor (sensor de tormentas). Básicamente, se trata del radiogoniómetro utilizado en las redes RG actuales (véase el párrafo 7.2.1). La ubicación se visualiza en una pantalla de computadora en formato de sector, con el complemento de ciertos datos estadísticos. El alcance es de 160 km. Los institutos y las empresas que no necesitan datos más precisos, como los proporcionados por los sistemas regionales de localización, o que no disponen de medios para comprar esos equipos, utilizan este nuevo aparato.

Los contadores de relámpagos están diseñados para contar descargas que se produzcan en un radio de 20 a 50 km, según el ajuste de la sensibilidad del instrumento. El principio del contador se basa en la detección de un único y rápido cambio del campo eléctrico (uno estático), lo que incrementa la sensibilidad a las falsas alarmas. Ahora bien, la cantidad de alarmas falsas registradas se puede reducir gracias a una elección cuidadosa del emplazamiento, que consiga evitar las fuentes de perturbación cercanas. Los contadores locales de relámpagos se pueden utilizar en meteorología sinóptica para difundir avisos de tormenta, especialmente cuando también se usan radares meteorológicos. Puesto que su construcción y funcionamiento son sencillos, y su precio es bajo, también pueden servir como dispositivos de aviso en cualquier actividad para la que el conocimiento a corto plazo de las tormentas que se avecinan resulte provechoso.

Un tercer tipo de instrumento para el aviso de un riesgo se basa en la detección del campo eléctrico de estática elevada asociado con las nubes tormentosas. La reducción rápida de la intensidad del campo con la distancia restringe el alcance útil hasta 10 a 20 km. En ese caso, el aviso anticipado no se basa en la distancia de una célula de tormenta que se aproxima, sino en el intervalo de establecimiento del campo eléctrico de una nube tormentosa que ya ha llegado o está cerca, que va desde el valor de umbral del aviso hasta el valor de ruptura del relámpago.

El campo eléctrico vertical estático a nivel del suelo se puede medir mediante un condensador que cambia regularmente, una sonda radioactiva compuesta de una antena vertical corta que lleva una sustancia

radioactiva para que el aire de los alrededores se ionice y se transforme en buen conductor de la electricidad, o una punta de corona que presenta una descarga en corona cuando el campo eléctrico excede un valor umbral. Según Johnson, Janota y Jay (1982), este último instrumento es sensible al ruido ambiente, por lo que causa falsas alarmas y está expuesto a pérdidas de corriente causadas por arañas e insectos, por lo que necesita mucho mantenimiento.

7.2 EL SISTEMA RADIOGONIOMÉTRICO DE DETECCIÓN DE RELÁMPAGOS

7.2.1 El radiogoniómetro

Krider, Noggle y Uman (1976) y Maier y otros (1984) describen un sistema comercial de localización de relámpagos basado en la radiogonometría. Se trata de una estructura integrada, en la que las dos antenas y la electrónica van en la misma unidad, lo que hace que su instalación sea relativamente fácil.

Desde el punto de vista de esta Guía, las características más importantes son la capacidad de detectar señales de esféricos muy débiles, al tiempo que rechaza eficazmente las señales distintas de las que se originan en descargas nube a suelo. La prueba se basa en un análisis de la forma del impulso de la señal; solo se acepta una forma que se parece a una descarga de retorno. Algunas perturbaciones locales que no son relámpagos pueden pasar la prueba, pero normalmente esas señales falsas son tan débiles que solo un radiogoniómetro puede estar lo suficientemente cerca como para detectarlas; casi siempre se evitan los relámpagos de localización falsa, que necesitan señales coincidentes de al menos dos radiogoniómetros.

El criterio de la forma del impulso significa que el esférico ocasionado por una descarga nube a suelo genuina pero distante puede estar demasiado distorsionado como para ser aceptado. El impulso de la onda de superficie se modifica durante la propagación por el terreno, y se le superpone un componente reflejado por la ionosfera con un leve retardo. Debido a estos factores, el alcance nominal de un radiogoniómetro es casi siempre de 400 km; la atenuación de la intensidad de la señal a esta distancia tiene un efecto despreciable. Sin embargo, se aceptan descargas producidas mucho más lejos, lo que significa que se detectan más tormentas alejadas, a pesar de que la información sobre la localización y frecuencia de las descargas sea menos exacta.

El sistema proporciona la siguiente información digital de una descarga aceptada: dirección de llegada (ángulo de dirección), intensidad de la señal, polaridad y multiplicidad. Estos datos se envían enseguida al módem, que está conectado normalmente a la unidad central de la red.

7.2.2 Configuración de la red de radiogoniómetros

Cuando hay dos observaciones coincidentes de dos radiogoniómetros, se puede calcular la localización del relámpago como el punto de intersección de las dos direcciones. En general, la determinación de la localización es más exacta cuando las direcciones se intersectan cerca de la perpendicular, mientras que los errores de localización pueden aumentar considerablemente cerca de la línea de base que une a las dos estaciones. Por esta razón, una red debe constar de al menos tres radiogoniómetros.

Para cubrir una zona lo más grande posible con el mínimo de radiogoniómetros, la configuración de los aparatos debe cumplir ciertas condiciones. Primero, a fin de reducir al mínimo la ocurrencia de direcciones (de línea de base) casi paralelas, una red pequeña debe formar una figura regular (un triángulo equilátero cuando se trata de un sistema de 3 RG, un cuadrado si el sistema es de 4 RG); en el caso de redes más grandes, se evitará emplazar las estaciones en la misma línea recta. Segundo, el espaciamiento de las estaciones debe ser bastante uniforme. Para conseguir un buen funcionamiento con un alcance de 400 km, las estaciones se instalarán a una distancia de 150 a 250 km unas de otras.

La configuración de la red también depende de la disponibilidad de lugares que no estén afectados por estructuras o características del terreno que actúen como pantalla, se encuentren lejos de fuentes de perturbaciones y no estén expuestos al vandalismo. La disponibilidad de líneas de comunicación también puede restringir la elección del lugar, y puede ser útil contar con personal capacitado, aunque los radiogoniómetros necesitan muy poco mantenimiento.

Un punto importante que hay que tener en cuenta es la redundancia de la red, es decir, el número de estaciones en comparación con el número mínimo necesario para su funcionamiento operativo. Suelen producirse fallos en las líneas de comunicación

entre los radiogoniómetros y la unidad central, y es conveniente que la región objeto del análisis esté cubierta por al menos cuatro aparatos. La redundancia también mejora la exactitud de localización y la eficacia de detección de la red (véase el párrafo 7.2.3).

El sistema usa una unidad central, el analizador de posición (AP), que recibe los datos de los radiogoniómetros y calcula las localizaciones. Si las líneas de comunicación son fijas, el AP determina las coincidencias entre los tiempos de llegada de los datos RG; si se trata de conexiones con conmutación de paquetes, más baratas, el AP lleva un registro de los relojes de cada radiogoniómetro mediante la información de coincidencia proporcionada por las descargas observadas. Cuando el AP recibe los datos coincidentes que proceden de más de dos radiogoniómetros, calcula la localización optimizada. La optimización puede consistir simplemente en la elección de las dos direcciones más perpendiculares, o algún procedimiento estadístico, como la aplicación de la técnica de los mínimos cuadrados (véase el párrafo 7.2.3).

La definición de la coincidencia entre radiogoniómetros depende de las condiciones de ruido de las zonas cubiertas por la red. Un valor fiable es 20 milisegundos, pero si un radiogoniómetro no detecta la primera descarga sino la segunda, se pierde la coincidencia. Una ventana de coincidencia de 50 ms aumenta en cierta medida el número de relámpagos localizados, pero la ventana debe ser inferior a 100 ms para evitar las coincidencias falsas.

Una red también debe utilizar información RG de otra red. Por ejemplo, se puede mejorar el funcionamiento de la red de un país cuando se utilizan radiogoniómetros de un país vecino, y viceversa. La realización de esta conexión es una cuestión técnica que no se puede abordar en esta Guía.

7.2.3 Exactitud de localización y eficacia de detección de las redes RG

Las orientaciones medidas por los radiogoniómetros están expuestas a los llamados errores de emplazamiento, que son errores angulares causados por las irregularidades, naturales o artificiales, del terreno que rodea al lugar donde está emplazado el aparato. Los errores varían con la dirección, casi siempre de modo sistemático, y una vez encontrados, se pueden cargar en el AP como correcciones sistemáticas.

Mach y otros (1986) han descrito una forma de encontrar los errores sistemáticos. Por ejemplo, en el caso de una observación efectuada con tres radiogoniómetros, se puede calcular el punto de intersección de un par de direcciones y corregir la tercera con respecto a este punto. Esto se hace de tres maneras diferentes (para cada aparato) con respecto a esa observación, y se reúne una gran cantidad de observaciones para cubrir todas las direcciones y distancias. Después de una pasada completa, se aplican parcialmente las correcciones resultantes a los datos originales y se repiten nuevas pasadas hasta que converjan las correcciones. Los errores sistemáticos pueden ser hasta de 10° en algunas direcciones antes de la corrección.

Orville (1987) ideó un método más complejo, que consiste en un ajuste por mínimos cuadrados y resulta de fácil adaptación a un gran número de radiogoniómetros. Se puede utilizar iterativamente para obtener las correcciones sistemáticas o como técnica de optimización de una sola pasada.

Los dos métodos adolecen de un problema: aunque los errores sistemáticos de dirección en cada sentido (en realidad, en sectores de unos pocos grados) son los valores promedio de un gran conjunto de datos, se sigue produciendo una dispersión de índole más aleatoria, que puede alcanzar varios grados en algunos sectores. El método de Orville es más adecuado para ajustar, u optimizar, después de efectuar las correcciones sistemáticas, las localizaciones definitivas mediante la reducción al mínimo de esas variaciones aleatorias, sea cual sea el método usado para determinar los errores sistemáticos. Obsérvese que los errores sistemáticos, una vez encontrados, se tratan como constantes instrumentales, mientras que la optimización definitiva es una operación que se efectúa por separado para cada relámpago (en tiempo real o diferido). En la determinación de los errores sistemáticos se producen errores aleatorios que sesgan los resultados. De hecho, la aplicación de los métodos de Mach y de Orville a los mismos datos puede conducir a estimaciones diferentes de los errores sistemáticos.

Passi y López (1989) han descrito una solución a este problema del acoplamiento de dos tipos de errores diferentes. La idea, que puede estar teóricamente justificada, consiste en representar las curvas de error sistemático como sinusoides de doble período con coeficientes desconocidos, y desacoplar los errores sistemáticos de los aleatorios en la ecuación para determinar esos coeficientes. Una vez encontradas las curvas de corrección sistemática de un conjunto de datos históricos representativos,

quizás el método más fácil de usar para optimizar las localizaciones definitivas sea el de Orville.

Los errores analizados obedecen a causas externas. El hecho de que el radiogoniómetro acepta solo impulsos relativamente bien conformados implica que la dirección se puede calcular con exactitud. Según el fabricante, los errores de dirección debidos a la distorsión de los impulsos y las componentes no verticales del campo eléctrico son inferiores a 1°.

Otro factor que interviene en el funcionamiento de un sistema de localización de relámpagos es la eficacia de detección. Mach y otros (1986) encontraron que un sistema de cuatro RG, una red típica para uso regional, tenía una eficacia de detección de alrededor del 70 por ciento. El método consistió en una comparación con datos verdaderos en tierra. Para otro sistema de cuatro RG, Tuomi (1990) determinó la manera en que el número de relámpagos localizados depende del número de radiogoniómetros en uso. Si se supone que todas las descargas nube a suelo de la zona de cobertura nominal tienen la oportunidad de ser aceptadas por un radiogoniómetro, este detecta realmente entre un 50 y 80 por ciento de esas descargas. Por consiguiente, un sistema de dos RG detecta solo alrededor de la mitad de esas descargas, y un sistema de tres RG, entre un 70 y 80 por ciento, como sugieren los resultados de Mach. Esto implica que una fracción importante, alrededor del 10 por ciento, de las descargas nube a suelo no son detectadas.

7.2.4 Mantenimiento de una red RG

Una vez que se han encontrado los lugares adecuados y tendido las líneas de comunicación, es relativamente fácil montar una red de radiogoniómetros. Si se la protege convenientemente contra las sobrecargas de tensión, también es técnicamente segura y necesita muy pocos cuidados técnicos.

La principal tarea de mantenimiento es la operación del AP y el control de la calidad de los datos. La operación, o sea la visualización de los datos y su transmisión a usuarios y archivos, puede y debe ser automática, con lo que el aspecto operativo se reduce al mínimo en la práctica. Una tarea más exigente, y también más interesante, es la del aspecto científico, que consiste no solo en las investigaciones físicas y meteorológicas de los resultados finales sino, también, en la determinación de los errores de emplazamiento, el establecimiento de la optimización de la localización y la exactitud resultante, y la definición de la verdadera zona de cobertura en términos de eficacia de detección.

7.3 EJEMPLOS DE SISTEMAS DE LOCALIZACIÓN POR TIEMPO DE LLEGADA

Como se explicó en el párrafo 7.1.4.2, hoy día se utilizan en la práctica dos tipos de sistemas de tiempo de llegada (TDL), de los que se da un ejemplo en esta sección.

7.3.1 TDL regional

Se conoce significativamente mucho menos acerca de las experiencias con redes TDL que con redes RG, razón por la que esta sección es relativamente más breve que la anterior. Gran parte de la descripción consiste en indicar las semejanzas y diferencias entre los dos sistemas.

7.3.2 Los receptores TDL

La antena del receptor es una antena de látigo sencilla, de fácil instalación porque no hace falta evitar las estructuras, cables, etc., que pueda haber en las cercanías. Un receptor que registra el tiempo de llegada en vez de la dirección es inmune a los errores locales. El aparato digitaliza el impulso durante un período de hasta 100 µs con una resolución de 0,2 µs; determina la polaridad y el tiempo de ocurrencia de la cresta, y envía toda la información a la unidad central. El reloj del receptor se ajusta continuamente mediante una señal de temporización externa, típicamente LORAN-C o GPS. El receptor analiza cada descarga por separado.

7.3.3 Configuración de la red

En un sistema regional de localización de relámpagos, los receptores se montan en un sistema de línea de base larga, a distancias de 150 a 250 km uno de otro. Informaciones recientes indican que la separación entre las estaciones puede ser mucho mayor, y que en algunas aplicaciones se puede mantener una eficacia de detección y exactitud de localización adecuadas. El número recomendado de estaciones es de cuatro a seis. Los requisitos de elección de la geometría de la red son semejantes a los de una red RG. Asimismo, los requisitos de las comunicaciones entre las estaciones receptoras y la unidad central son similares.

7.3.4 Exactitud de localización y eficacia de detección de las redes TDL

En principio, la técnica TDL para localizar los relámpagos es muy exacta. La determinación de la cresta del impulso se hace, por lo general, con un error de

uno o pocos microsegundos, que corresponden a un error espacial de un kilómetro o menos. Los errores en los tiempos de desplazamiento debidos a las diferencias de los caminos de propagación también causan errores de un microsegundo. Ahora bien, los errores más grandes pueden obedecer a los efectos de las condiciones de propagación en el tiempo de subida del impulso de la descarga principal. La localización de la descarga corresponde a la subida inicial del impulso, mientras que la cresta del impulso ocurre muy poco tiempo después (MacGorman y Rust, 1988). Es posible que las diferentes descargas de un relámpago localizadas por las crestas de los impulsos muestren poca dispersión, pero la localización de todo el grupo puede adolecer de ciertos errores debido a los tiempos de subida de los impulsos.

Una interpretación equivocada de las crestas puede originar errores aún más grandes, pues las reflexiones de la ionosfera o la distorsión de la forma de onda ocasionada por la distancia pueden desdibujarlas o desplazarlas. Según un fabricante, esas localizaciones espurias están generalmente separadas y tienen una distribución aleatoria, y su número se puede reducir mediante filtrado (si se descartan los casos en que, para un período de tiempo debidamente elegido, existe una única localización con un elemento de mapa de una dimensión determinada).

Según un informe proporcionado por el fabricante, la eficacia de detección de una red TDL de cuatro a seis estaciones es del 80 al 85 por ciento conforme a las descargas detectadas. Dado que un relámpago puede ser detectado aunque se pierda una descarga (lo que también es válido para las redes RG), la eficacia de detección de los relámpagos puede ser superior, pero no se proporcionan valores. Tampoco se sabe cuán eficaz es el rechazo de los impulsos que proceden de fuentes diferentes de la descarga nube a suelo.

7.3.5 Mantenimiento del sistema TDL

Desde el punto de vista del funcionamiento y el mantenimiento, una red TDL es bastante semejante a una red RG, es decir que el mantenimiento no plantea problemas importantes y las tareas de difusión de datos y control científico de la calidad son duraderas e interesantes.

7.3.6 Sistema de diferencia en el tiempo de llegada (DTL)

El Servicio Meteorológico de Reino Unido puso en marcha una red de dispositivos de diferencia en el tiempo de llegada (DTL), para estudiar la localización de relámpagos en Europa y el este del Atlántico. Se eligió la técnica TDL porque ofrece una exactitud de localización mejor a distancias grandes. Puesto que las ondas de los esféricos cambian a distancias grandes debido a los efectos de la propagación, las diferencias en el tiempo de llegada de la forma de onda entre pares de detectores se calcula mediante una técnica de correlación del retardo de tiempo que interviene en toda la envolvente de la onda.

7.3.7 La red DTL

En Reino Unido, la red consta de cinco detectores con separaciones de 300 a 900 km, y dos detectores más, uno en Gibraltar y otro en Chipre, emplazados a 1 700 y 3 300 km, respectivamente, de ese país, que resultan especialmente cruciales para el funcionamiento a gran distancia de este sistema. Un detector (el selector) se ajusta con menos sensibilidad que los demás, y estos tienen que enviar los datos sobre esféricos que reciben dentro del margen de tolerancia del selector. Las localizaciones se calculan para los eventos que pasan determinados criterios de calidad, por ejemplo, al menos cuatro detectores tienen que aportar correlaciones lo suficientemente bien definidas con un buen comportamiento de la variación de la amplitud de los esféricos con respecto a la distancia.

7.3.8 Exactitud de localización y eficacia de detección con la técnica DTL

Hoy día, la exactitud de localización es de 1 a 2 km en Reino Unido, de 2 a 5 km en Europa y de 5 a 10 km en el este del Atlántico. Más allá de estas distancias, la exactitud de la localización corresponde al 1 o 2 por ciento de la distancia hasta 12 000 km. Con la pérdida de los detectores que no pertenecen a Reino Unido, la exactitud disminuye en un factor de 10 fuera de ese país.

El sistema actual está limitado, tanto por la velocidad de las comunicaciones como por la potencia del procesador, a un caudal de 450 relámpagos por hora. Por ello, la eficacia de detección es bastante baja, y varía según el nivel general de actividad en la zona de cobertura. La variación en Europa es de 25 a 70 por ciento.

7.3.9 Mantenimiento del sistema DTL

Los osciladores de precisión que se emplean para mantener las estaciones de detector necesitan una calibración bastante regular con respecto a las señales LORAN-C o GPS. Un requisito para un sistema de gran alcance es un modelo de propagación adecuado para corregir los efectos diurnos, así como

los cambios del trayecto entre la tierra y el mar. A falta de ese modelo, se efectúan a intervalos verificaciones de coherencia de temporización con los datos proporcionados por todos los detectores de la red.

7.4 COMPARACIONES ENTRE LAS REDES RG Y TDL

Los sistemas RG se comercializaron a partir de finales de los años setenta, y los TDL aparecieron al menos cinco años después, por lo que las experiencias obtenidas con ambos sistemas son considerablemente diferentes. Mientras que hay abundantes resultados con varias instalaciones LLP, hay pocos resultados TDL, y las comparaciones entre los dos sistemas son aún más escasas. Por consiguiente, no es lícito extrapolar los resultados que se presentan en esta Guía a las condiciones imperantes en diversos países. Quizás otro aspecto aún más importante es que ambos sistemas están en constante evolución. Toda entidad que desee instalar un nuevo sistema de localización de relámpagos deberá analizar la situación imperante y consultar la mayor cantidad posible de estudios e informes.

Un problema que se plantea con las comparaciones es que no se las publica en las revistas corrientes sino en informes de institutos, que no se consiguen con facilidad. La comparación realizada por MacGorman y Rust (1988) se presentó en una conferencia, pero en las actas no figuraron los resultados. Sin embargo, Murphy (1988) cita esos mismos resultados en un informe oficioso. Otra comparación es un estudio de Oskarsson (1989) publicado en sueco como informe de un instituto.

Según Murphy (1988), las principales redes RG de Estados Unidos de América tienen un error de localización medio de alrededor de 3 km; en las zonas con líneas de base RG cortas, el error puede ser inferior a 1 km, y en las de líneas de base más largas, de unos 5 km. Un valor típico para la eficacia de detección es del 70 por ciento. La tasa de detecciones falsas es muy baja. No se comunica si el sistema utiliza procedimientos de optimización en el cálculo de las localizaciones. Los errores de localización de la red TDL son de unos 10 m, y la eficacia de detección, entre el 35 y 45 por ciento. Pero es probable que estos resultados hayan mejorado gracias a los adelantos técnicos.

Oskarsson (1989) efectuó en Suecia una comparación entre sistemas RG y TDL con unos pocos eventos de tormenta. Los usuarios del sistema TDL estimaron un promedio de exactitud de 5 km y un funcionamiento mejor que el del sistema RG en algunos aspectos, pero este último no utilizó procedimientos de optimización, cuyos resultados son considerables, como lo demuestran Passi y López (1989). AI comparar la cantidad de relámpagos y de descargas, se observó que la eficacia de detección del sistema TDL era de 1 a 1,5 veces inferior a la del sistema RG. En Finlandia, se estimó que una red RG de cuatro estaciones tenía un promedio de exactitud de 5 km después de aplicar las correcciones sistemáticas y la optimización (Tuomi, 1990); la exactitud en tiempo real, sin optimización, fue algo peor.

A manera de conclusión, se puede decir que los dos sistemas tienen una calidad de funcionamiento comparable en términos generales. Antes de comprar un sistema o ambos, habría que responder a las preguntas que se indican a continuación con la información más actualizada posible:

a) ¿La unidad central RG puede aplicar un procedimiento de optimización?
b) ¿Se dispone de una persona calificada para controlar la calidad de los datos de cada sistema?
c) ¿Cuáles son los sistemas que emplean los países vecinos, si es que los tienen? ¿Resultaría provechoso instalar una conexión de red?
d) ¿Hay buenas señales de temporización para TDL?
e) ¿El sistema TDL tiene una buena tasa de rechazo de alarmas falsas? ¿Cuál es la eficacia de detección resultante?
f) Para la aplicación específica, ¿es importante la identificación de relámpagos o descargas?
g) ¿Qué enlaces de comunicación se necesitarán? Para ambos sistemas, la comunicación entre la unidad central y las estaciones RG/TDL será costosa, a menos que se pueda integrar en las instalaciones existentes.
h) ¿Cuántas estaciones RG o TDL serán necesarias para proporcionar una exactitud de localización y eficacia de detección útiles para la zona de cobertura prevista?
i) ¿Existen algunos aspectos de emplazamiento de la estación que favorecerían la instalación del sistema TDL?

7.5 EJEMPLO DE COMBINACIÓN DE LAS TÉCNICAS RG Y TDL

El sistema de localización de relámpagos SAFIR, construido en Francia, es un medio perfeccionado, pero bastante caro, para conseguir una eficacia de detección muy alta con una buena exactitud para distancias de unos 150 km con detectores VHF.

La red consta de tres detectores ubicados en sectores de 120° entre 20 y 70 km de una estación central. Cada detector emplea tres antenas instaladas a 1 o 2 metros de un punto central del conjunto también en sectores de 120°. El conjunto actúa coma un interferómetro para el cálculo de los ángulos de acimut y de elevación de los eventos de relámpago observados. La tasa de acopio de datos es suficiente para identificar las secciones del camino del relámpago y permite distinguir c1aramente entre las descargas internas y los rayos. Se trata de un buen sistema de aviso de riesgo de descarga atmosférica en los centros de lanzamiento de vehículos espaciales, aeropuertos, etc., para los que las descargas internas son importantes. Visto el alcance relativamente corto, es menos adecuado para una red de localización nacional.

7.6 PRESENTACIÓN Y DIFUSIÓN DE LOS DATOS DE RELÁMPAGOS

Los diferentes medios informáticos ofrecen diversas posibilidades de presentación. Uno de los métodos más útiles para los predictores del tiempo consiste en superponer las localizaciones de relámpagos en un radar meteorológico o una pantalla con imágenes de satélite para identificar las nubes activas.

Las redes informatizadas ofrecen posibilidades casi infinitas de distribución de datos de localización de relámpagos en tiempo real o diferido a los usuarios interesados. Los problemas de difusión son comunes a cualquier tipo de información, es decir que no son específicos de los datos de localización de relámpagos.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Bent, R. B. y W. A. Lyons, 1984: Theoretical evaluations and initial operational experiences of LPATS (lightning position and tracking system) to monitor lightning ground strikes using a time-of-arrival (TOA) technique. *Preprints of the Seventh International Conference on Atmospheric Electricity*, Albany, Nueva York, American Meteorological Society, págs. 317 a 324.

Grandt, C. y H. Volland, 1988: Locating thunderstorms in South Africa with VLF sferics: Comparison with METEOSAT infrared data. *Proceedings of the Eighth International Conference on Atmospheric Electricity*, Uppsala (Suecia), Institute of High Voltage Research, págs. 660 a 666.

Heydt, G. y T. Takeuti, 1977: Results of the global VLF-atmospherics analyser network. En: H. Dolezalek y R. Reiter: *Electrical Processes in Atmospheres*, Steinkopf, Darmstadt, págs. 687 a 693.

Holle, R. L., R. E. López y A. I. Watson, 1990: Detección de rayos entre las nubes y el suelo usando redes de radiogoniómetros: *Boletín de la OMM*, volumen 39, número 3, págs. 191 a 194.

Johnson, R. L., D. E. Janota y J. E. Hay, 1982: An operational comparison of lightning warning systems. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 21, número 5, págs. 703 a 707.

Krider, E. P., R. C. Noggle y M. A. Uman, 1976: A gated, wideband magnetic direction finder for lightning return strokes. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 15, págs. 301 a 306.

Lee, A. C. L., 1986*a*: An experimental study of the remote location of lightning flashes using a VLF arrival time difference technique. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, volumen 112, número 471, págs. 203 a 229.

—, 1986*b*: An operational system for the remote location of lightning flashes using a VLF arrival time difference technique. *Journal of Atmospheric Oceanic Technology*, volumen 3, número 4, págs. 630 a 642.

—, 1989: Ground truth confirmation and theoretical limits of an experimental VLF arrival time difference lightning flash locating system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, volumen 115, número 489, págs. 1147 a 1166.

MacGorman, D. R. y W. D. Rust, 1988: An evaluation of the LLP and LPATS lightning ground strike mapping systems. *Proceedings of the Eighth International Conference on Atmospheric Electricity*, Uppsala (Suecia), Institute of High Voltage Research, págs. 668 a 673.

Mach, D. M., D. R. MacGorman, W. D. Rust y R. T. Arnold, 1986: Site errors and detection efficiency in a magnetic direction-finder network for locating lightning strikes to ground. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 3, número 1, págs. 67 a 74.

Maier, M. W., L. G. Byerly, R. C. Binford, W. L. Hiscox, E. P. Krider, A. E. Piper y M. A. Uman, 1984: Gated, wideband magnetic direction finders for locating cloud-to-ground lightning. *Preprints of the Seventh International Conference on Atmospheric Electricity*, Albany, Nueva York, American Meteorological Society, págs. 305 a 310.

Murphy, J. D., 1988: *Lightning Detection System Acquisition and Application*. Fifth Weather Wing Forecaster Memorandum.

Orville, R. E., Jr., 1987: An analytical solution to obtain the optimum source location using multiple direction finders on a spherical surface. *Journal of Geophysical Research*, volumen 92 (D9), págs. 10877 a 10886.

Orville, R. E., R. A. Weisman, R. B. Pyle, R. W. Henderson y R. E. Orville, Jr., 1987: Cloud-to-ground lightning flash characteristics from June 1984 through May 1985. *Journal of Geophysical Research*, volumen 92 (D5), págs. 5640 a 5644.

Oskarsson, K., 1989: *En jmfrande studie mellan blixtpejlsystemen LLP och LPATS*. Meteorological Institute, Uppsala University, Suecia.

Passi, R. M. y E. L. López, 1989: A parametric estimation of systematic errors in networks of magnetic direction finders. *Journal of Geophysical Research*, Volume 94 (D11), págs. 13319 a 13328.

Tuomi, T. J., 1990: On the accuracy and detection efficiency of a lightning location system of four direction finders. *Geophysica*, volumen 26, págs. 1 a 16.

CAPÍTULO 8

OBSERVACIONES DESDE SATÉLITES[1]

8.1 GENERALIDADES

En este capítulo se describen las aplicaciones de las técnicas de teledetección por satélite empleadas en la medición y observación de magnitudes meteorológicas y afines en la superficie de la Tierra, en la troposfera y en la estratosfera. Su finalidad es describir los datos espaciales en el contexto de los sistemas de datos de superficie que constituyen los principales temas de la presente Guía, exponer las técnicas de ingeniería y reducción de datos de los sistemas satelitales, y señalar las diferencias y las ventajas relativas de ambos métodos. En las secciones 8.2 y 8.4 se trata de la tecnología de los satélites, y en la sección 8.3 se describen los métodos utilizados para calcular magnitudes meteorológicas a partir de las radiancias medidas directamente por instrumentos a bordo de satélites, con comentarios sobre su exactitud, representatividad y relación con los datos de superficie.

Los sistemas de satélite evolucionan constantemente, y nuevos sistemas se están elaborando y se aplicarán dentro de pocos años. En general, las técnicas básicas siguen siendo pertinentes, y las consideraciones aquí contenidas continuarán siendo válidas para los fines de que se trata, en comparación con los métodos de superficie. Los satélites meteorológicos europeos y los sistemas europeos de proceso de datos se describen como ejemplos de tecnologías de satélites utilizadas en el acopio de datos meteorológicos, pero los otros sistemas de satélites utilizan técnicas y métodos de tratamiento esencialmente similares.

Para más detalles sobre la tecnología de los satélites y las mediciones realizadas por ellos pueden consultarse las referencias que figuran al final del presente capítulo. En Rao y otros, 1990, OMM (1994*b*) y Smith (1985) figuran descripciones generales de gran utilidad. En OMM (1994*a*) se encuentran descripciones detalladas de satélites e instrumentos, así como una exposición fidedigna de requisitos. La información general sobre los requisitos de la OMM esta contenida en OMM (1989; 2003).

Los satélites meteorológicos típicos giran en órbita terrestre a altitudes de unos 36 000 km o de 850 km, y se utilizan para obtener imágenes e información cuantitativa sobre las características de la superficie terrestre y los 20 km primeros kilómetros de la atmósfera. Por supuesto, para ello se requieren instrumentos muy sensibles y sistemas de tratamiento de datos muy onerosos, si bien la cantidad y la calidad de los datos justifican el costo. A continuación se analiza brevemente la rentabilidad de los sistemas de satélites.

El uso de sensores a bordo de satélites para proporcionar mediciones de magnitudes geofísicas tiene sin duda ventajas e inconvenientes con relación a la utilización de sistemas de observación terrestres, que se resumen en el cuadro 8.1.

La utilización de satélites meteorológicos se justifica en parte por sus posibilidades para obtener imágenes. Las imágenes de nubes proporcionan una inapreciable información de diagnóstico, que facilita el análisis de la situación meteorológica. Esta ventaja puede ser aún mayor si se utilizan secuencias de imágenes a intervalos prefijados, que nos permiten comprender mejor los procesos atmosféricos. La información sobre la configuración de las nubes no es cuantitativa.

Las mediciones meteorológicas cuantitativas constituyen un sólido argumento a favor de la utilización de satélites. En los modelos de predicción numérica hay que medir con precisión los parámetros de la atmósfera a intervalos frecuentes y numerosos niveles, con muy poca separación alrededor de la Tierra. La resolución espacial requerida para las observaciones depende de la naturaleza del modelo; los requisitos de observación que deben cumplirse en la meteorología operativa se resumen en el cuadro 8.2.

Los requisitos mundiales del cuadro 8.2 podrían atenderse mediante una red adecuada de unas 5 000 estaciones tradicionales, de preferencia distribuidas regularmente por todo el mundo, cada una de las cuales debería medir de 2 a 4 veces al día la presión en superficie, así como el viento, la temperatura y la humedad a varios niveles, desde la superficie hasta 50 hPa. Sin embargo, esa red no podría establecerse en zonas oceánicas, y su costa sería del orden de los 10 000 millones de dólares de Estados Unidos anuales.

1 El contenido técnico de este capítulo no ha sido revisado desde la anterior edición de la Guía.

Cuadro 8.1. Ventajas e inconvenientes de los sistemas de satélite con relación a los sistemas de observación terrestres

Ventajas	*Inconvenientes*
Cobertura mundial, incluidas zonas terrestres lejanas y los océanos	Los parámetros atmosféricos, oceanográficos e hidrológicos no se miden directamente
Elevada resolución espacial y temporal en vastas zonas	Poca precisión de puntería: hay que prestar constantemente atención a los procedimientos de calibración de los instrumentos y de reducción de datos
Posibilidad de medir una amplia gama de parámetros	Para instalar nuevos instrumentos se requiere mucho tiempo
Relación costo/beneficio favorable para un gran volumen de datos	Importantes desembolsos de capital para lanzar un satélite y para el equipo central en tierra
Medición simultánea de numerosos parámetros	Si falla un sensor pueden perderse todos los datos
Mediciones constantes incluso con mal tiempo	Con nubes espesas (mal tiempo), los parámetros de la superficie y la atmósfera baja solo pueden medirse parcialmente
Las mediciones abarcan todo el espesor de la atmósfera en algunas condiciones	Hay que tratar y archivar una gran cantidad de datos, y a los usuarios no les resulta fácil modificarlos

Cuadro 8.2. Informaciones requeridas por los modelos para las diferentes escalas de predicción

	MUNDIAL Medio plazo	*REGIONAL Corto plazo*	*LOCAL: PREDICCIÓN INMEDIATA Muy corto plazo*
Escala de predicción	2-14 días	12-48 horas	0-12 horas
Zona de interés (radio en torno al punto con respecto al cual se necesita la predicción)	todo el mundo	3 000 km	1 000 km
Resolución horizontal del modelo	150 km	75 km	15 km (5 km para la predicción inmediata)
Frecuencia de las observaciones	12 horas	6 horas	1 hora (15 minutos para la predicción inmediata)
Tiempo para la provisión de los productos	3 horas	2 horas	30 minutos (5 minutos para la predicción inmediata)

En cambio, todo el globo puede observarse mediante un sistema de siete satélites meteorológicos. Un programa mundial para lanzar un número apropiado de satélites al año, en sustitución de los que han llegado al fin de su vida útil, mantener los de reserva necesarios y explotar todo el sistema podría costar menos de 500 millones de dólares anuales, excluidos los costos de desarrollo.

Por lo que respecta a las redes de observación más densas requeridas para la predicción a escala regional y local podrían aducirse argumentos similares. Los datos utilizados para la predicción inmediata (0-2 horas) en los centros operativos modernos están sometidos a condiciones todavía más estrictas que las indicadas en la tercera columna del cuadro 8.2, pues deben mostrar los cambios rápidos que se producen en pequeña escala; de ahí la importancia de los siguientes factores:

a) transmisión muy rápida al predictor;
b) elevada resolución temporal (5 minutos para la convección; 15 minutos para los frentes);
c) elevada resolución espacial (1 km para los fenómenos de convección, y 3 km para los frentes).

Para cumplir estos requisitos de observación habría que disponer de más redes convencionales muy densas, en tanto que el mismo sistema mundial de satélites podría proporcionar también, mediante los ajustes necesarios, una mayor densidad de observaciones con un costo adicional relativamente bajo.

Por lo tanto, los satélites, aunque costosos individualmente, proporcionan más observaciones por dólar; la principal motivación de nuestro interés en el uso cuantitativo de satélites meteorológicos es, pues, financiera. Al parecer ofrecen soluciones rentables al problema del acopio de datos de observación con una resolución y exactitud satisfactorias.

Las magnitudes meteorológicas que se miden actualmente con fines operativos, y cuya resolución y exactitud varían, comprenden las siguientes:

a) perfil de la temperatura, y temperatura en la cima de las nubes y en la superficie del mar y terrestre;
b) perfil de la humedad;
c) velocidad y dirección del viento a nivel de las nubes y en la superficie oceánica;
d) agua líquida y cantidad de agua total, e intensidad de las precipitaciones;
e) radiación neta y albedo;
f) tipo de nube y cima de las nubes;
g) cantidad total de ozono;
h) cobertura y límite del hielo y de la nieve.

En este capítulo se describen muchas de estas mediciones, lo mismo que las técnicas de medición de magnitudes no meteorológicas —vegetación y ceniza volcánica— importantes desde el punto de vista operativo.

Por su propia naturaleza, las mediciones realizadas por satélite tienen resoluciones espaciales, horizontales y verticales, mucho menos precisas que las mediciones efectuadas en superficie. Con ellas no se logra la resolución ni, en la mayoría de los casos, la precisión requerida para todas las aplicaciones, incluida la modelización, por lo que lo mejor es combinarlas con las obtenidas mediante redes de observación en superficie. Las observaciones espaciales y de superficie pueden considerarse complementarias, y no como fuentes de datos competidoras.

8.2 SISTEMAS DE SATÉLITES OPERATIVOS

8.2.1 Vehículos espaciales

Al concebir un vehículo espacial hay que tener en cuenta la falta de gravedad en una órbita libre, las condiciones de alto vacío en las que los materiales tienen propiedades muy distintas de las que se dan en la superficie de la Tierra, y la presencia de la radiación de partículas de energía y polvo de micrometeoritos.

El vehículo espacial (plataforma) sirve de estructura en la que se montan los instrumentos que vigilan la Tierra y su atmósfera, y proporcionan además la energía necesaria para los instrumentos, la regulación térmica, el control de aspecto, el sistema de tratamiento de datos y las comunicaciones. La energía se suministra normalmente mediante células solares, apoyadas por baterías que almacenan la energía cuando el satélite se encuentra en el sector no iluminado de la Tierra.

Los sensores y otro equipo eléctrico solo funcionan en determinadas gamas de temperaturas. Por tanto, el calor generado por el equipo electrónico, o absorbido a partir de la radiación incidente, debe equilibrarse por la emisión de radiación de gran longitud de onda al espacio. La temperatura puede controlarse activamente variando la radiación neta de grandes longitudes de onda con el control de actitud, o utilizando persianas para aumentar o reducir la zona de superficies radiantes orientadas hacia el espacio frío. El control de aspecto de un vehículo espacial se logra por diferentes medios, según la concepción global. Se pueden mantener velocidades de rotación precisas alterando la distribución de masa del satélite y, por consiguiente, su momento de inercia. También se pueden utilizar sistemas inerciales que producen un momento de torsión con respecto al campo magnético terrestre, y se pueden activar buses de reacción. Debe señalarse que cuanto más estable el vehículo más larga sera su vida útil. El arrastre atmosférico impide utilizar órbitas muy inferiores a 300 km de altitud, pues la vida útil del vehículo disminuye considerablemente. Sin embargo, en órbitas más altas el arrastre es mucho menor y se pueden conseguir vidas útiles de varios años.

8.2.2 Dinámica orbital del satélite

Un satélite que se desplaza sin fricción en el campo de gravedad de un planeta esférico (figura 8.1) tiene una trayectoria elíptica, parabólica o hiperbólica, según la velocidad de arranque (Massey, 1964). En el caso de un satélite que gira alrededor de la Tierra, la órbita tiene que ser elíptica o bien circular, en un caso especial. Para la órbita elíptica representada en la figura 8.1a, la distancia r del satélite a partir del centro de la Tierra viene dada por:

$$r = \frac{a(1-e^2)}{1+e\cos\theta} \qquad (8.1)$$

en donde θ es el ángulo entre el vector del radio actual del satélite y el vector del radio en el perigeo (el punto de la órbita más próximo de la Tierra); a

es el semieje mayor de la elipse, y ae el desplazamiento del centro de la elipse desde el centro de la Tierra, en donde e es la excentricidad de la elipse.

El período de tiempo T que necesita el satélite para realizar una órbita es:

$$r = 2\pi\left(\frac{a^3}{GM}\right)^{\frac{1}{2}} \tag{8.2}$$

en donde G es la constante de gravedad; M es la masa de la Tierra; y $GM = 3{,}986\,03 \times 10^{14}$ m^3 s^{-2}. Para una órbita circular centrada en la Tierra, $e = 0$, $a = r$, y la velocidad horizontal del satélite es:

$$v_0 = \left(\frac{GM}{a}\right)^{\frac{1}{2}} \tag{8.3}$$

En términos de altura h sobre la Tierra (figura 8.1b), y de aceleración debida a la gravedad en la superficie terrestre $g = GM/R^2$, en donde $R = 6\,378$ km es el radio ecuatorial medio de la Tierra, por lo que:

$$v_0 = R\left(\frac{g}{R+h}\right)^{\frac{1}{2}} \tag{8.4}$$

Lo que nos da la altura deseada h y su velocidad V. Si cuando el satélite alcanza h su velocidad $V < V_0$ el vehículo entra en una órbita elíptica para la que $a < (h + R)$. Sin embargo, si $V > V_0$ el satélite se desplazará a una elipse más alta y $a > (h + R)$. Si $V > 2V_0$, la órbita se convierte en parabólica, el satélite alcanza su velocidad de liberación y dejará de girar en torno a la Tierra.

La órbita geoestacionaria se logra si el satélite gira en el mismo sentido que la rotación de la Tierra, con un período de un día. Si la órbita es circular sobre el ecuador, el satélite se convierte en estacionario con relación a la Tierra, y por lo tanto ve siempre la misma porción de la superficie terrestre. Suponiendo que $T = 1$ día $= 86\,400$ segundos, en la ecuación 8.2, $a = 42\,290$ km, por lo que una órbita geoestacionaria $h = a - R = 35\,910$ km.

Las órbitas más bajas tienen períodos mucho más cortos. A altitudes comprendidas entre 500 y 2 000 km, los satélites se colocan normalmente en órbitas polares casi circulares, por lo que sobrevuelan los polos durante un período del orden de 1 o 2 horas. La altitud habitual de los satélites meteoro-

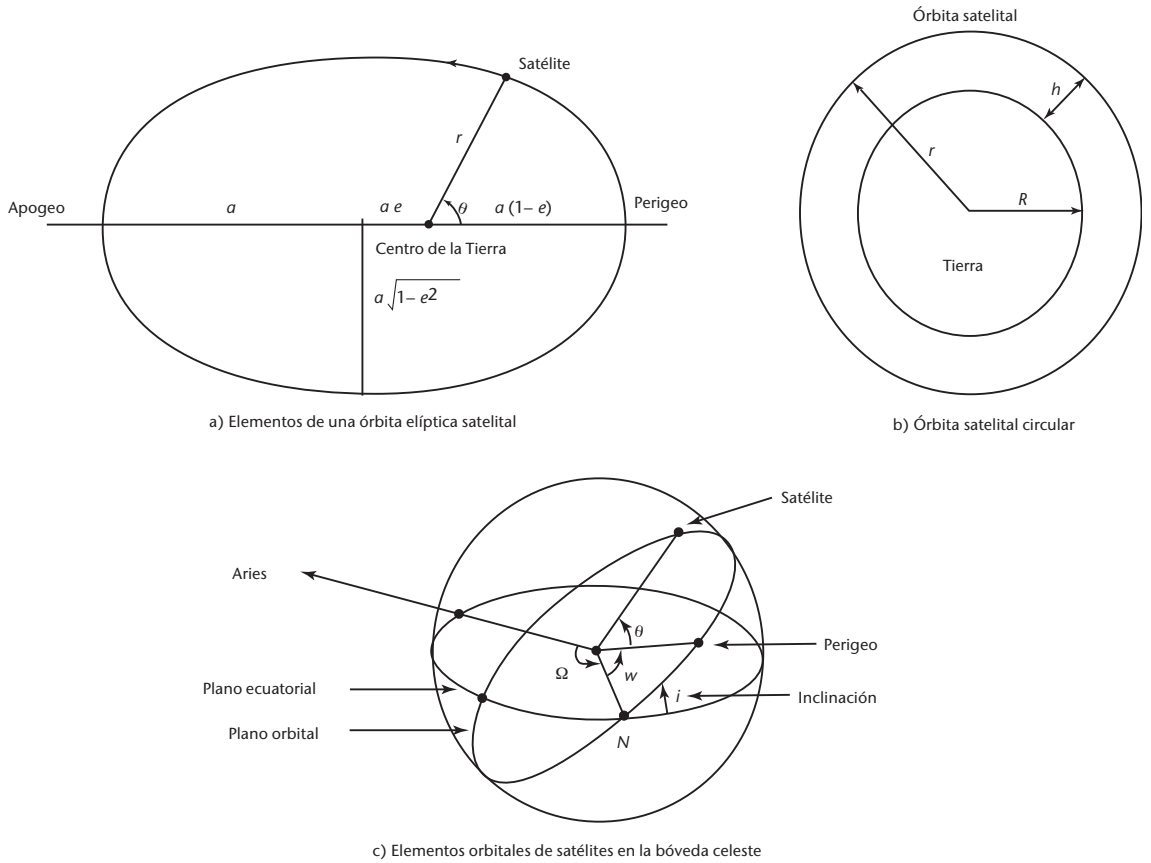


Figura 8.1. Geometrías de órbitas satelitales

lógicos es de 880 km. A medida que la Tierra gira en esa órbita, el satélite explora efectivamente del norte al sur en un lado de la Tierra, y del sur al norte a lo largo del otro lado, varias veces al día, cubriendo así una superficie mucho mayor que si se encontrara en una órbita no polar.

Hasta ahora, hemos partido del supuesto de una simetría esférica y un arrastre nulo. Pero en la práctica esto no es así. La desviación principal a partir de una órbita elíptica pura se debe a las fuerzas de gravedad no simétricas resultantes de la forma irregular y de la distribución de masa de la Tierra. La gravitación solar y lunar no son importantes, pero la curvatura ecuatorial de la Tierra tiene gran importancia porque provoca una ligera variación del período del satélite, que se traduce en el cambio temporal de la posición del perigeo de una órbita elíptica. Esta precisión hace rotar el plano orbital (figura 8.1c). Para una altura de órbita dada, es posible elegir la inclinación, i, para lograr una tasa de variación del plano orbital de 0,986 por día, lo que equivale a una rotación del plano orbital por año, en efecto, $i > 90$. Por lo tanto, la órbita puede ser fija con relación al Sol, en tanto que la Tierra gira una vez al año a su alrededor. Esto se denomina órbita heliosíncrona. El satélite cruza el ecuador a la misma hora solar local en cada pasada a lo largo del año. La mayoría de los satélites en órbita polar se encuentran en órbitas heliosíncronas. En la práctica, la inclinación de una órbita geoestacionaria también variará y, en términos más generales, deberá utilizarse realmente una órbita geosíncrona. El satélite parecerá que se desplaza por el cielo, cada día, según una trayectoria en "forma de 8" estrecho. King-Hele (1964) considera en detalle la dinámica de la órbita.

La altura orbital del satélite determina el radio del círculo de contacto para la recepción directa de los datos transmitidos en tiempo real por el satélite, y la anchura de la banda que el sensor del satélite puede observar. Aumentando la altura del satélite se mejoran ambas. Sin embargo, en tanto que una mayor altura orbital tiene ventajas, en la práctica surgen dificultades. Los satélites en órbita por encima de 1 100 km están sometidos a un flujo mucho mayor de partículas cargadas (lo que puede degradar el rendimiento de las células solares y otros materiales). Para aumentar la altura del satélite hay que disponer también de instrumentos más sensibles, a fin de conservar las mismas resoluciones en tierra.

8.2.3 Sensores a bordo de satélites

En esta sección se describen los sensores a bordo de satélites estadounidenses, por ser ampliamente representativos y los más utilizados en tales sistemas.

La información sobre nuevos sensores de satélite, sus posibilidades y el rendimiento de los sensores

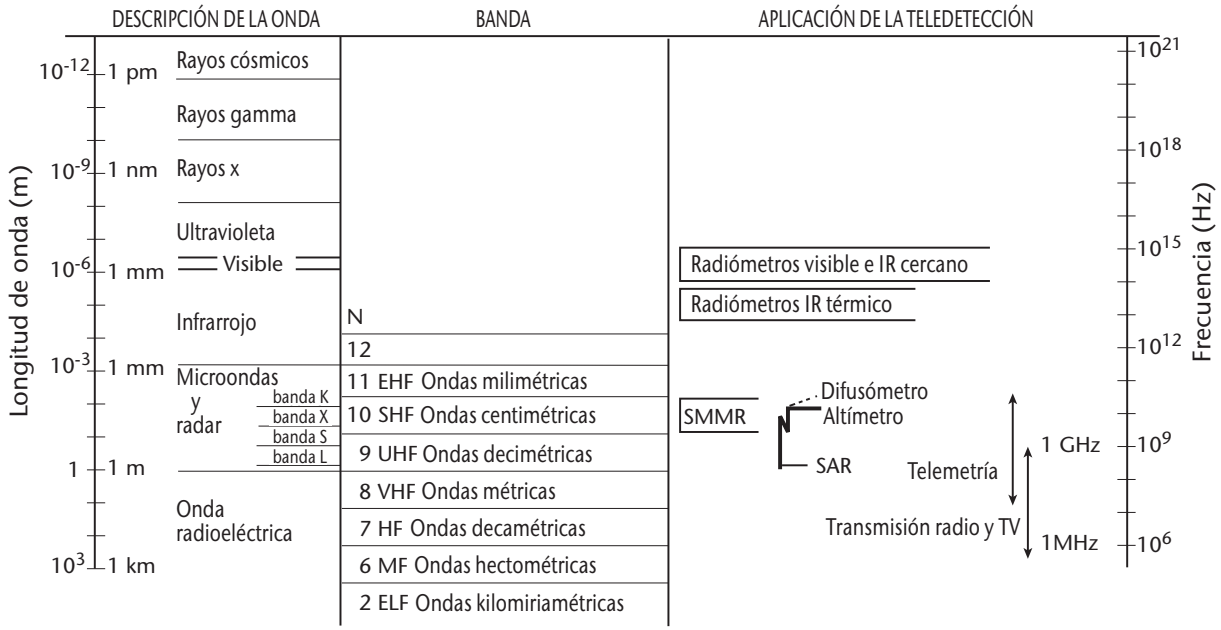


Figura 8.2. Espectro electromagnético, en que se muestran algunas definiciones de bandas y aplicaciones de teledetección típicas.

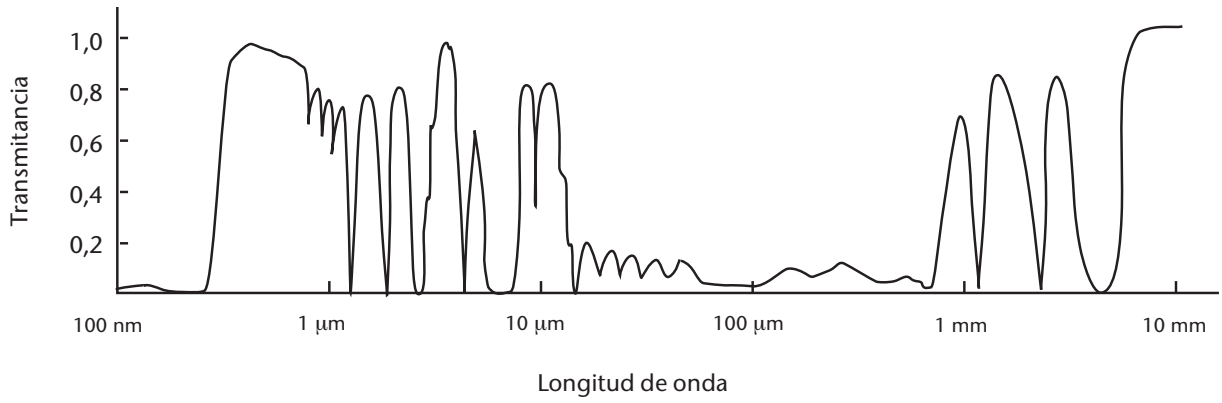


Figura 8.3. Transmitancia apropiada de ondas electromagnéticas a través de la atmósfera

más antiguos figura en los informes anuales de la OMM (OMM, 1994b).

Los sensores a bordo de satélites para observar la atmósfera utilizan la radiación electromagnética (emr) bien pasivamente, es decir, detectando la emr procedente de la superficie terrestre, o de la atmósfera, o bien activamente, es decir, utilizando la emr generada en el sensor para sondear la atmósfera y medir las características de la superficie. En la figura 8.2 se muestra el espectro electromagnético y las partes utilizadas normalmente por los sensores de teledetección a bordo de satélites. Para observar las características en tierra y en mar utilizando la radiación solar hay que emplear longitudes de onda comprendidas entre 100 nm y 1 μm. Sin embargo, las emisiones de radiación del mar se detectan en la gama de 3 a 40 μm en las bandas de microondas. No es posible emplear todas las partes de estas bandas, pues la atmósfera no transmite la radiación electromagnética en la totalidad de las longitudes de onda, coma se muestra en la figura 8.3. Esto se tratará en la sección 8.3.

Los sensores a bordo de satélites pueden ser pasivos o activos. La mayoría de los sistemas operativos son pasivos, o reciben la emr difundida, reflejada o emitida por la atmósfera o por la superficie terrestre. Los sistemas activos transmiten la emr, normalmente en microondas, y la detectan una vez difundida o devuelta por reflexión al satélite.

Los sensores pueden dividirse entre los que exploran y los que no. El ángulo sólido que intercepta la superficie y la atmósfera de las que el sensor recibe una señal en cualquier momento se conoce como campo de visión instantáneo (IFOV) o, en la superficie terrestre, la huella. El límite del IFOV no es una demarcación precisa entre cero y la respuesta total, sino que se sitúa realmente con un valor de respuesta umbral arbitrario. El campo de visión puede abarcar una zona más amplia provocando la exploración del sensor a bordo del satélite. Si el vehículo espacial es del tipo estabilizado por rotación, puede utilizarse esta última para que el sensor realice la exploración. Existen diversos sistemas de exploración mecánicos y electrónicos.

Numerosos telescopios empleados en los sensores a bordo de satélites disponen de espejos para formar imágenes primarias. La ventaja del espejo con respecto a una lente es que está totalmente exento de aberraciones cromáticas, pero debe ser parabólico para evitar la aberración esférica.

La naturaleza de los sensores empleados actualmente en los satélites meteorológicos operativos puede exponerse mediante las breves descripciones siguientes de los tomavistas y de los sondeadores a bordo de los satélites en órbita polar y GOES de la NOAA.

8.2.3.1 Satélites en órbita polar

Tomavistas

De todos los sensores a bordo de satélites quizás el más conocido y más utilizado actualmente sea el radiómetro perfeccionado de muy elevada resolución (AVHRR), que vuela desde 1978 en su forma actual a bordo de los satélites de las series TIROS-N/NOAA-A. En funcionamiento, el desplazamiento del satélite proporciona un eje para una imagen explorada comparable a una imagen de televisión. Dentro del sensor, un espejo orientable proporciona el segundo eje de exploración. Sistemas ópticos dirigen una imagen hacia detectores que registran los valores de brillo observados en el campo de visión del instrumento en las diversas bandas espectrales.

En su forma actual, el AVHRR tiene cinco canales espectrales seleccionados por filtros montados en un disco giratorio. Un canal observa en la banda visible (0,58-0,68 µm), otro en la banda cercana al infrarrojo (0,72-1,0 µm) y tres en el infrarrojo térmico 3,55-3,93 µm, 10,3-11,3 µm y 11,5-12,5 µm).

Los usuarios locales reciben en todo el mundo imágenes de plena resolución, con un campo de visión en el nadir de unos 1,1 km. A bordo del satélite se almacenan para transmitirlos a estaciones terrenas, normalmente una vez por órbita, datos de alta resolución seleccionados y datos con una resolución de menor calidad (4 km). También se difunden imágenes de baja resolución, en formato de facsímil meteorológico que permite recibirlas con receptores poco costosos y antenas omnidireccionales.

Sonda

Los sondeos procedentes de satélites no estacionarios en órbita polar se calculan a partir de los datos de un conjunto de tres instrumentos, denominados colectivamente TOVS (sonda vertical operativa TIROS), que comprenden una sonda de infrarrojos de alta resolución (HIRS) de 20 canales, un equipo de sondeo en microondas (MSU) de cuatro canales, y un equipo de sondeo estratosférico (SSU) infrarrojo de tres canales. En el cuadro 8.3 se dan las características de los cuatro instrumentos TOVS a bordo de los satélites en órbita polar de la serie NOAA: el número de canales; el campo de visión en el nadir (FOV); la abertura, el ángulo de visión explorado; la anchura de la banda, el número de píxeles vistos por banda observada, y el nivel de digitalización de datos. También se indican, con fines de comparación, datos del AVHRR.

Los anexos 8.A y 8.B contienen detalles de los canales de AVHRR y HIRS y sus aplicaciones. Los satélites no estacionarios en órbita polar de la NOAA llevan otros instrumentos, coma los radiómetros SBUV (detector de radiaciones solares retrodifundidas) y ERBE (Experimento sobre el balance de radiación de la Tierra).

En latitudes medias, un satélite no estacionario en órbita polar pasa dos veces al día. La elección de la hora del día en que se produce la pasada en cada longitud interviene en la optimización de funcionamiento de los instrumentos y la reducción de los tiempos necesarios entre las observaciones y el suministro de los datos de los modelos informáticos de predicción.

La adición de una sonda de microondas de 20 canales AMSU (Sonda perfeccionada en microondas) que comenzará con el NOAA-K, aumentará considerablemente la corriente de datos procedente del vehículo espacial, lo que provocará a su vez cambios en los servicios de radiodifusión directa. Al mismo tiempo se suprimirán otros dos sensores con un total de siete canales: el SMU y el SSU.

8.2.3.2 Satélites geoestacionarios

Tomavistas

El radiómetro utilizado a bordo de satélites geoestacionarios estadounidenses hasta GOES-7 (todos estabilizados por rotación) tiene un nombre que refleja la línea seguida: radiómetro de barrido giratorio en el espectro visible y en el infrarrojo (VISSR), que se refiere a sus canales por los que se transmiten imágenes. Lo mismo que el VAS, la sonda atmosférica VISSR comprende ahora 12 canales en el infrarrojo. En ocho campos de visión paralelos en el visible (0,55 a 0,75 µm) se observa la parte de la Tierra iluminada por el Sol con una resolución de 1 km.

Sonda

Doce canales observan en el espectro infrarrojo la radiación terrestre ascendente en las bandas comprendidas entre 3,945 y 14,74 µm. Dos de ellos son canales-ventana que observan la superficie; siete observan la radiación en las bandas atmosféricas de absorción de dióxido de carbono, y los tres restantes observan la radiación en las bandas de

Cuadro 8.3. Sistemas de instrumentos en satélites NOAA

Instrumento	*Número de canales*	*Campo de visión (km)*	*Abertura (cm)*	*Ángulo de exploración (°)*	*Anchura de banda (km)*	*Pasos*	*Datos (bits)*
SSU	3	147	8	±40	±736	8	12
MSU	4	105	—	±47,4	±1 174	11	12
HIRS	20	17	15	±49,5	±1 120	56	13

Cuadro 8.4. Sistemas de instrumentos en el espectro visible y en el infrarrojo a bordo de satélites

Canal	*Campo de visión (km)*	*Ángulo de exploración (°)*	*Anchura de banda (km)*	*Píxel/Banda*	*Dígitos*
Visible	1	±8,70	±9 050	8 × 15 228	6 bits
Infrarrojo	7-14	±3,45	±2 226	3 822	10 bits

vapor de agua. La elección de los canales permite observar la radiación atmosférica a diferentes alturas de la atmósfera. Mediante un proceso matemático de inversión se pueden estimar las temperaturas con relación a la altura en la atmósfera baja y en la estratosfera. Otra posibilidad es estimar el vapor de agua en la atmósfera, en varias capas profundas.

En el cuadro 8.4 se muestran las características del instrumento VAS/VISSR, con detalles de las exploraciones realizadas por satélites GOES, que comprenden: campos de visión en el nadir para los canales en el visible y en el infrarrojo; los ángulos de exploración (en el vehículo espacial), la anchura de la zona observada resultante en la superficie de la Tierra; el número de elementos de imagen (píxel) por banda, y el nivel de digitalización de cada píxel.

Sensores auxiliares

A bordo de los satélites GOES funcionan otros dos sistemas de recopilación de datos. Tres sensores combinados, que forman el monitor del medio ambiente espacial (SEM), comunican los niveles de emisión de rayos-x solares y vigilan la intensidad del campo magnético y las velocidades de llegada de partículas de alta energía. Un sistema de recopilación de datos recibe los informes transmitidos por las plataformas terrenas de recogida de datos y los transmite, mediante transpondedores, a una instalación central de tratamiento. Los operadores de las plataformas pueden recibir también datos directamente.

Nuevos sistemas

El GOES-8, lanzado en 1994, está estabilizado en tres ejes y ya no utiliza el sistema VAS/VISRR. Dispone de un tomavistas y una sonda semejantes en muchos aspectos a los del AVHRR y el TOVS, respectivamente, pero con mayor resolución horizontal.

8.2.4 Series actuales de satélites meteorológicos operativos y afines

Los detalles sobre los satélites operativos y experimentales figuran en OMM (1994*a*). A continuación se hace una breve descripción para mayor facilidad.

El sistema de satélites de observación global de la Vigilancia Meteorológica Mundial se resume en la figura 8.4. Existen muchos otros satélites de comunicaciones, de estudio del medio ambiente y con fines militares, algunos de los cuales tienen también aplicaciones meteorológicas.

Satélites en órbita baja:

a) *Serie TIROS-N/NOAA-A:* satélites civiles estadounidenses. El sistema comprende al menos dos satélites, el más reciente de ellos, NOAA-12, lanzado en 1991. Proporcionan servicios de imágenes y llevan instrumentos para medir la temperatura, así como para recopilar datos y localización de plataformas de datos. Algunos de los productos de estos sistemas se difunden por el SMT.
b) *Serie de DMSP:* satélites militares estadounidenses. Proporcionan imágenes y datos por microondas, y el instrumento SSM/I suministra imágenes en microondas. Sus transmisiones en tiempo real se cifran, pero puede disponerse de los datos para uso civil.
c) *Serie METEOR-2, satélites rusos:* proporcionan servicios de imágenes y sondeos, pero la calidad de las imágenes en infrarrojo no es muy buena. Los limitados datos de que se dispone por el SMT comprenden imágenes de nubes en latitudes del Polo Sur.
d) *Serie FY-1:* satélites chinos, que proporcionan servicios de imágenes, con canales en el visible y en el infrarrojo.
e) *SPOT:* satélite francés que presta servicios comerciales de imágenes de alta resolución.
f) *ERS-1:* satélite experimental de la Agencia Espacial Europea (AEE), lanzado en 1991, que

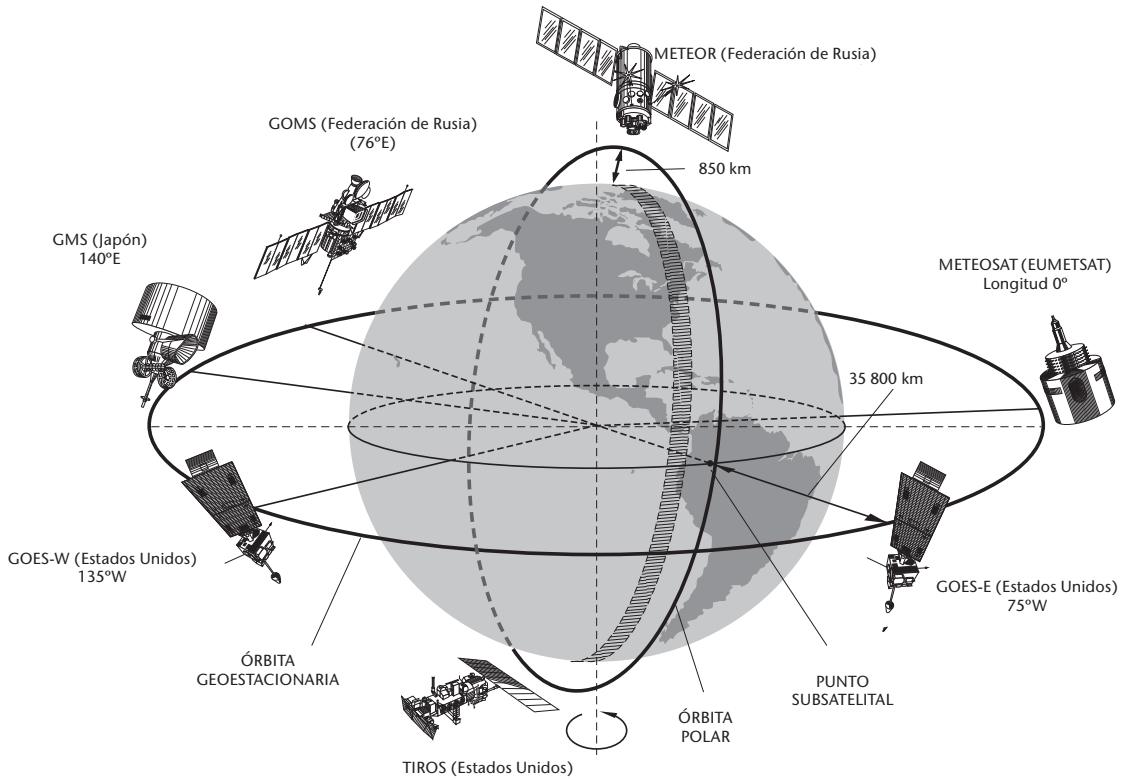


Figura 8.4. Sistema global de observación por satélite de la Vigilancia Meteorológica Mundial

proporciona las temperaturas de la superficie del mar, información sabre el viento en superficie y las olas, así como otros datos oceanográficos y medioambientales.

Satélites geoestacionarios:

a) *GOES:* satélites estadounidenses. Actualmente, sus productos comprenden datos de imágenes, sondeos y desplazamiento de las nubes. Cuando se dispone de dos satélites, en general se encuentran a 75°W y 135°W.
b) *Serie GMS:* satélites japoneses. Proporcionan una gama de servicios similares a los de GOES, pero sin efectuar sondeos; operan en la longitud de 140ºE.
c) *Serie METEOSAT:* satélites Eumetsat construidos por la AEE, que proporcionan una gama de servicios comparables a los de GOES; operan en la longitud de 0°.
d) *INSAT:* satélite indio con estabilización en tres ejes, lanzado en 1989, situado en la longitud de 74°E. Proporciona imágenes, pero por el SMT solo se dispone de vientos medidos por el desplazamiento de las nubes.

Por lo tanto, actualmente funcionan efectivamente cuatro satélites geosíncronos.

8.3 OBSERVACIONES METEOROLÓGICAS

8.3.1 Extracción de magnitudes geofísicas de las mediciones de radiancia

La magnitud medida por los sensores en los satélites es la radiancia en varias bandas definidas del espectro. Los datos se transmiten a estaciones terrenas y pueden utilizarse para compilar imágenes, o cuantitativamente para calcular temperaturas, concentraciones de vapor de agua y otros gases de efecto radiativo, así como otras propiedades de la superficie terrestre y de la atmósfera. Las mediciones pueden efectuarse a muchos niveles, y existe la posibilidad de elaborar perfiles a través de la atmósfera.

Conceptualmente, las imágenes son distribuciones continuas bidimensionales del brillo. El cerebro parece particularmente apto para tratar esta continuidad. En la práctica, las imágenes procedentes de satélites son conjuntos de elementos de imagen muy poco espaciados (píxeles), cada uno con un brillo particular. Cuando se ven desde una distancia apropiada no pueden distinguirse de las funciones

continuas. El ojo y el cerebro explotan los contrastes relativos en el interior de las escenas a diversas frecuencias espaciales, para identificar la posición y el tipo de numerosos fenómenos meteorológicos.

En general, los datos de los sondeos se utilizan en modelos numéricos, por lo que, como la mayoría de los otros datos cuantitativos derivados de la red de píxeles, se tratan muchas veces como valores por puntos.

Los datos de radiancia procedentes de los canales del espectro visible pueden convertirse en brillo, o en reflectancia de la superficie observada. Los datos de los canales en el infrarrojo pueden convertirse en temperatura, aplicando el concepto de la temperatura pirométrica (véase el punto 8.3.1.1).

Hay límites, tanto con respecto a la cantidad como a la calidad de la información que puede extraerse de un campo de radiancias medido desde un satélite. Conviene examinar un sistema de teledetección arquetipo pasivo para ver dónde se encuentran estos límites. Se supone que la superficie y la atmósfera juntas reflejan, o emiten, o ambas cosas, radiación electromagnética hacia el sistema. Los procesos físicos pueden resumirse como sigue:

Las variaciones de la radiación reflejada son causadas por:
a) la elevación del Sol;
b) el ángulo de acimut satélite-Sol;
c) el ángulo de visión del satélite;
d) la transparencia del objeto;
e) la reflectividad de la superficie subyacente;
f) el grado en que el objeto llena el campo de visión;
g) las capas delgadas suprayacentes (nubes finas o aerosoles).

Muchas nubes distan de ser planos paralelos horizontalmente homogéneos. También sabemos que, según la interpretación de las imágenes de satélite normales, otros factores importantes son:
a) el efecto de sombra (sol) originado por objetos más altos;
b) la forma del objeto (topografía de la nube) que produce sombras en la luz reflejada.

Las variaciones de la radiación emitida son causadas principalmente por:
a) el ángulo de visión del satélite;
b) las variaciones de la temperatura de la nube;
c) las variaciones de la temperatura de la superficie (bajo la nube);
d) el perfil de temperatura de la atmósfera;
e) las variaciones de emisividad de la nube;
f) las variaciones de emisividad de la superficie;
g) las variaciones en el campo de visión del instrumento del satélite;
h) la composición de la atmósfera entre el objeto y el satélite (vapor de agua, dióxido de carbono, ozono, nubes delgadas, aerosoles, etc.).

El sistema consta esencialmente de instrumentos ópticos para captar la radiación, un detector para determinar la cantidad, algún equipo de telecomunicaciones para digitalizar esa cantidad (convertirla en números) y transmitirla a tierra, algún equipo adicional que recibe información y la descodifica en algo útil, y un dispositivo para visualizarla. En cada fase, la información potencialmente útil sobre una escena observada se pierde, como consecuencia de una serie de procesos de digitalización que transforman la escena continua. Eso comprende las resoluciones espaciales, así como el producto de longitud de onda y radiométrico, del que se trata en el punto 8.3.1.2.

8.3.1.1 Temperatura de radiancia y de brillo

Emisión desde un cuerpo negro

Un "cuerpo negro" absorbe toda la radiación que recibe. En general, un cuerpo solo absorbe una fracción de la radiación incidente: la fracción se denomina absorcividad, y depende de la longitud de onda. Del mismo modo, la eficacia de la emisión se denomina emisividad.

En una longitud de onda dada:

$$\text{emisividad} = \text{absorcividad} \qquad (8.5)$$

Esta es la ley de Kirchhoff.

La radiancia (potencia por unidad de superficie por estereorradián) por unidad de intervalo de longitud de onda emitido por un cuerpo negro a la temperatura T y en una longitud de onda λ viene dada por:

$$B_\lambda(T) = \frac{2\pi hc^2\lambda^{-5}}{\exp(hc/k\lambda T) - 1} \qquad (8.6)$$

en donde B_λ (W m^{-2} sr^{-1} cm^{-1}) y su equivalente en unidades de número de onda, B_ν (W m^{-2} sr^{-1} cm), se conocen como función de Planck. c, h y k son la velocidad de la luz, la constante de Planck y la constante de Boltzmann, respectivamente. Las siguientes leyes pueden derivarse de la ecuación 8.6.

B_λ culmina en la longitud de onda λ_m dada por:

$$\lambda_m T = 0{,}29 \text{ deg} \cdot \text{cm} \qquad (8.7)$$

Esta es la ley de Wien. Para el Sol, T es 6 000 K y λ_m es 0,48 µ. Para la Tierra, T es 290 K y λ_m es 10 µ.

El flujo total emitido por un cuerpo negro es:

$$E = \int B_\lambda d\lambda = \sigma T^4 \qquad (8.8)$$

σ es la constante de Stefan. B es proporcional a T en longitudes de onda de hiperfrecuencias en el infrarrojo lejano (la parte Rayleigh-Jeans del espectro). La figura 8.5 muestra la dependencia tipo de B con relación a T para λ igual o inferior a λ_m.

Si se mide la radiancia en una banda estrecha de longitud de onda se puede utilizar la función de Planck para calcular la temperatura del cuerpo negro que la emite:

$$T_\lambda = \frac{c_2}{\lambda \ln\left[\frac{c_1}{\lambda^5 B_\lambda} + 1\right]} \qquad (8.9)$$

en donde c_1 y c_2 son constantes derivadas. Esto se denomina temperatura pirométrica, y para la mayoría de los fines las radiancias transmitidas desde el satélite se convierten en esas magnitudes T_λ.

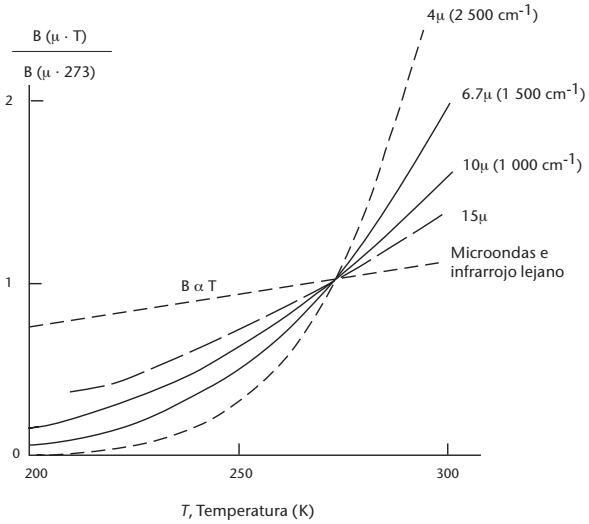


Figura 8.5. Dependencia de la temperatura respecto de la función de Planck

Absorción atmosférica

La absorción atmosférica en el infrarrojo está dominada por las "bandas de absorción" de agua, de dióxido de carbono, ozono, etc. El examen de la radiación en esas bandas permite determinar las características de la atmósfera, su temperatura y la concentración de los absorbentes. Sin embargo, hay regiones del espectro donde la absorción es reducida, lo que permite a un sensor de satélite ver la superficie o la cima de la nube, y determinar su temperatura y otras características. Esas regiones espectrales se denominan "ventanas atmosféricas". Existe una ventana particularmente importante cerca de la cresta de la curva de emisión Tierra/atmósfera, de unos 11 micrones (véase la figura 8.3).

8.3.1.2 Resolución

Resolución espacial

La naturaleza continua de la escena se divide en varios elementos de imagen discretos o píxel, que dependen del diámetro de la óptica, del tiempo de integración de los detectores y, posiblemente, del muestreo subsiguiente. El tamaño del objeto que puede resolverse en la imagen visualizada depende del tamaño de esos píxeles.

Debido a los efectos de difracción causados por elementos del sistema óptico, la imagen focalizada de un objeto en un punto alejado de la escena tiene una distribución angular característica conocida con el nombre de función de distribución (PSF) o diagrama de Airy (figura 8.6a). Dos objetos en un punto alejado, desplazados dentro de un campo de visión se consideran separables (criterio de Rayleigh) si el ángulo entre los máximos de su PSF es superior a λ/D, en donde λ es la longitud de onda de la radiación, y D es el diámetro del haz (figura 8.6b).

Ahora bien, si estas dos PSF están suficientemente próximas para focalizarlas en el mismo detector, no es posible resolverlas. En muchos sistemas de teledetección, el desplazamiento efectivo de detectores adyacentes es lo que limita la resolución espacial. Solo cuando se encuentran próximos, como en la figura 8.6c, es posible resolver los dos objetos. Un método general para determinar la resolución del sistema óptico es calcular o medir su función de transferencia de modulación o MTF. La modulación de una función sinusoidal es la relación entre la mitad de su amplitud cresta a cresta y su valor medio. La MTF se deriva evaluando la relación entre las modulaciones de salida y entrada como una función de la longitud de onda (o frecuencia espacial) de la sinusoide.

En la práctica, muchos sistemas a bordo de vehículos espaciales utilizan el desplazamiento del satélite para ampliar la imagen a lo largo de su trayectoria, y

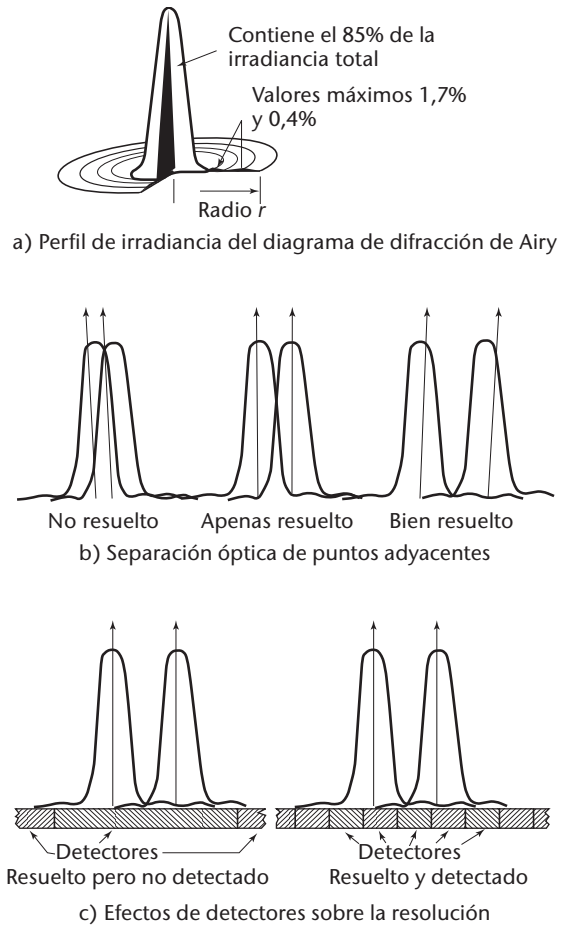


Figura 8.6. Resolución óptica

sus espejos orientables para construir la imagen a lo largo de la trayectoria. En esos sistemas la imagen focalizada de los objetos observados se explora a través de un detector. La salida del detector (véase a continuación) está integrada en cortos períodos de tiempo para lograr separar los objetos. El valor obtenido para cada integración es una convolución complicada de las funciones de distribución de cada objeto en la escena con la respuesta espacial del detector y el momento de cada integración.

Una alternativa a la exploración por los espejos orientables es utilizar series de detectores en línea. Como no tienen partes móviles, son mucho más fiables que los espejos, pero crean problemas de intercalibración entre los diferentes detectores.

Resolución radiométrica

La escena instantánea es focalizada por la óptica en un detector que reacciona a la irradiancia a que esté sometido. La reacción puede hacerse por un efecto directo sobre los niveles de energía electrónica en el detector (detección cuántica) o por la radiación absorbida, que calienta el detector y modifica alguna de sus características, por ejemplo la resistencia (detección térmica). Entre las tensiones debidas a cierto número de fuentes exteriores también detectadas figuran las provocadas por:

a) la agitación térmica de los electrones en el detector (ruido de Johnson);
b) las irregularidades de superficie y los contactos eléctricos;
c) la naturaleza cuántica de las corrientes eléctricas (ruido de granalla).

Para aumentar la relación señal/ruido, puede dotarse al sistema de grandes aparatos ópticos de captación, detectores refrigerados y largos tiempos de integración del detector. La combinación de las tensiones de señal y de ruido (señal analógica) se integra en el tiempo para producir un valor digital. Luego se codifica y transmite a tierra la secuencia de los valores integrados correspondientes a cada línea de la escena. Una vez recibidos, descodificados y convertidos los datos en productos utilizables (véase a continuación), pueden visualizarse las imágenes en un dispositivo apropiado. Normalmente, esto comprende la representación del valor de cada píxel como color apropiado en una pantalla, o en matices de grises en un registrador de facsímil.

Resolución de la visualización

De este modo, la escena observada continuamente se ha transformado en píxeles discretos en una pantalla. La naturaleza discreta de la imagen solo es perceptible cuando las resoluciones de la imagen y el dispositivo de visualización son muy discordantes. Los píxeles de una pantalla tipo están separados por unos 0,3 mm. Cada píxel comprende a su vez tres puntos fosforescentes de distintos colores. A una distancia de visión razonable de 75 cm, el ojo solo puede percibir los píxeles si están muy contrastados. Debe señalarse que la resolución del ojo, unos 0,2 mrad, está limitada por la separación de las células fotosensibles de la retina.

En la última parte del sistema intervienen las aptitudes de observación del predictor, que utiliza las imágenes para obtener información sobre sistemas meteorológicos.

8.3.1.3 Calibración

Calibración de los canales en el espectro visible

Los dos canales en el espectro visible del instrumento AVHRR se calibran antes del lanzamiento.

Las radiancias medidas por los dos canales se calculan a partir de:

$$L_i = A_i S_i \tag{8.10}$$

y

$$A_i = G_i X_i + I_i \tag{8.11}$$

en donde i es el número del canal; L es la radiancia (W m^{-2} sr^{-1}); X es el valor digital (10 bits); G es la ganancia de calibración (pendiente); I es la interceptación de calibración; A es el albedo equivalente; S es el equivalente de la radiancia solar, calculado a partir de la constante solar y de la reacción espectral de cada canal.

G e I se miden antes del lanzamiento. El albedo equivalente, A, es el porcentaje de la radiación solar recibida de la parte superior de la atmósfera (con el Sol en el cenit), reflejada y medida por el radiómetro del satélite en el intervalo espectral válido para cada canal. La absorción atmosférica y los efectos de difusión se descartan. El término "albedo equivalente" se utiliza aquí para indicar que no es un valor de albedo estrictamente verdadero, porque las mediciones se efectúan en un intervalo espectral limitado y los valores no se corrigen para los efectos atmosféricos.

A fin de calcular la reflectancia de cada píxel (considerando la dependencia del ángulo cenital variable del Sol, el ángulo cenital variable del satélite y el ángulo variable del acimut Sol-satélite), puede aplicarse el concepto de reflectancia bidireccional:

$$R_i(\mu_0, \mu, \phi)) = A_i/\mu_0 \tag{8.12}$$

en donde R_i es la reflectancia bidireccional; μ_0 el coseno del ángulo cenital del Sol; μ es el coseno del ángulo cenital del satélite, y ϕ es el ángulo de acimut Sol-satélite.

Un inconveniente del algoritmo de calibración determinado antes del lanzamiento es que las condiciones en la órbita del satélite podrían diferir considerablemente de las condiciones en tierra, lo que conduciría a valores de albedo incorrectos. Los efectos de las degradaciones del radiómetro con el tiempo también pueden afectar seriamente a la calibración. Ambos efectos se han observado en los primeros satélites. El usuario debe prestar también atención a los cambios en las técnicas y los coeficientes de calibración entre un satélite y el siguiente de la misma serie. Esto lleva a la conclusión de que, hasta que no se haya puesto a punto una técnica de calibración a bordo, habrá que examinar detenidamente los datos de radiómetro en los canales del espectro visible para descubrir discrepancias con relación a los algoritmos de calibración nominales.

Calibración de los canales en el infrarrojo

A diferencia de los canales en el espectro visible los canales en el infrarrojo se calibran continuamente a bordo del satélite. Se establece una relación lineal entre los valores digitales del radiómetro y la radiancia. Pueden estimarse los coeficientes de calibración para cada línea barrida utilizando dos mediciones de referencia. Observando el espacio que actúa como un cuerpo negro a unos 3 K se obtiene un punto de referencia frío, esencialmente una fuente de radiancia nula. El otro punto de referencia se obtiene a partir de un cuerpo negro interno en el que se vigila la temperatura. La función de Planck (véase el punto 8.3.2) da entonces la radiancia (W m^{-2} sr^{-1}) en cada longitud de onda. Se utiliza una relación lineal entre la radiancia y los valores digitales derivados de los puntos fijos, y también se aplica una pequeña corrección no lineal.

Pueden surgir dificultades de diversa índole. Por ejemplo, durante algunos meses de otoño, la calibración del canal 3 de datos del NOAA-10 ha padecido graves errores (indicando temperaturas demasiado altas). Si bien la razón no está clara, puede deberse a determinadas condiciones cuando el satélite, en su nodo ascendente, pasa de la parte iluminada a la oscura. En ese momento pueden producirse rápidos cambios en la temperatura del cuerpo negro interno, y la aplicación de un algoritmo constante de calibración podría ser incorrecta.

Calibración de las HIRS y los MSU

En el caso de las HIRS (véase el anexo 8.B), las mediciones de calibración se realizan cada 40 líneas de exploración, y ocupan 3 líneas (para las que no se dispone de ningún dato de visión de la Tierra). El procedimiento es esencialmente el mismo que para el AVHRR. Se utilizan las dos temperaturas conocidas. Para los MSU (véase el anexo 8.B) la secuencia de calibración tiene lugar al final de cada línea de exploración, por lo que no se pierde ningún dato de visión de la Tierra. También en ese caso la calibración en dos puntos se hace a partir de las fuentes de referencia caliente y fría. Sin embargo, para las frecuencias de los canales y las temperaturas típicas de visión de la Tierra de los MSU, las radiancias medidas se encuentran en la cola Rayleigh-Jeans de la función de Planck, donde la radiancia es proporcional a la temperatura pirométrica. Por consiguiente, los datos pueden calibrarse directamente en temperatura pirométrica (véase el punto 8.3.2).

8.3.1.4 Digitalización

La digitalización de la radiancia proporciona cierto número de valores discretos separados por pasos constantes. Las diferencias de temperatura correspondientes a esos pasos en la radiancia definen la cantidad mínima de temperatura en la imagen final. Debido a la no linealidad de la función del cuerpo negro con la temperatura, el tamaño de esos pasos depende de la temperatura. Los datos del AVHRR se digitalizan utilizando 10 bits, proporcionando así 1 024 valores diferentes. Para los canales en el infrarrojo térmico, el paso de temperatura a 300 K es del orden de 0,1 K, pero a 220 K es de 0,3 K.

Utilizando diferentes números de bits se digitalizan otros sistemas. En las imágenes infrarrojas de METEOSAT se utilizan 8 bits, pero los canales en el visible y el vapor de agua solo tienen 6 bits significativos. Es interesante observar que las pruebas han demostrado que una imagen de satélite monocroma puede visualizarse sin mucha degradación utilizando el equivalente de solo cinco bits.

8.3.1.5 Corrección geométrica

Como mejor se responde a las exigencias de rápido tratamiento de grandes cantidades de datos es utilizando ordenadores digitales. En un sistema operativo, la tarea de cálculo más intensa consiste en transformar la proyección en que se visualiza la imagen. Esto es necesario en parte a causa de las distorsiones derivadas de la visión de la Tierra curvada utilizando un espejo de exploración, y en parte porque hay que utilizar imágenes combinadas con otros datos meteorológicos con un mapa estándar como fondo. Un elemento fundamental en el proceso de corrección geométrica de la imagen vista desde el espacio (vista del espacio) es conocer la posición de cada píxel en la Tierra (navegación) para que corresponda a la proyección requerida. Esto se logra conociendo las características orbitales del satélite (proporcionadas por el operador del satélite), la hora precisa en que se ha registrado cada línea de la imagen, y la geometría de la exploración.

En la práctica, la corrección geométrica se efectúa como sigue. Se localiza la posición en la escena de la vista del espacio que corresponde al centro de cada píxel en la imagen final proyectada de nuevo, utilizando los datos orbitales y la geometría de la proyección final. Los valores de los píxeles en este punto y en su entorno se utilizan para calcular un nuevo valor. Se trata efectivamente de una media ponderada de los valores próximos, que se asigna al píxel en la imagen final.

Se han estudiado muchos métodos complejos para obtener esa media ponderada. La mayoría no son aplicables en tiempo casi real, debido a la gran cantidad de cálculos requeridos. Sin embargo, se espera que esto cambie al disponerse de cada vez más posibilidades de cálculo de tratamiento en paralelo.

8.3.2 Perfiles verticales de temperatura y humedad

8.3.2.1 El sistema de sonda vertical operativa del TIROS (TOVS)

Los satélites de la serie TIROS-N/NOAA-A llevan a bordo el sistema de sonda vertical operativa TIROS (TOVS), que consta de los instrumentos HIRS y MSO. Observan la radiación ascendente desde la Tierra y la atmósfera, que viene dada por la ecuación de transferencia radiativa (ETR):

$$L_\lambda = B_\lambda(T(P_s))\tau_\lambda(P_s) + \int_{p_s}^{0} B_\lambda(T(p))\frac{d\tau_\lambda(p)}{dp}\,dp \qquad (8.13)$$

en donde B_λ es la función de Planck en la longitud de onda λ; L_λ es la irradiancia ascendente; $T(p)$ es la temperatura en función de la presión, p; p_s es la presión en superficie; y τ_λ es la transmitancia.

El primer término representa la contribución de la superficie terrestre, y el segundo es la radiación de la atmósfera. $d\tau_\lambda/dp$ se denomina función de ponderación.

La solución de la ETR es la base del sondeo atmosférico. La irradiancia ascendente en lo alto de la atmósfera se debe a una combinación de la función de Planck y de la transmitancia espectral. La función de Planck encamina la información de temperatura, la transmitancia está asociada a la absorción y al perfil de densidad de gases radiativamente activos, y la función de ponderación contiene la información del perfil. Para diferentes longitudes de onda, la función de ponderación alcanzará su máximo en distintas altitudes. Pueden construirse sondeos de temperatura cuando es posible elegir una serie de intervalos de longitud de onda de manera que las radiancias correspondientes procedan en gran medida de diferentes capas de la atmósfera. En la figura 8.7 se muestran funciones de

ponderación típicas utilizadas en el tratamiento de datos del HIRS.

La solución de la ETR es sumamente compleja, debido sobre todo a la superposición de las funciones de ponderación que se muestran en la figura 8.7. Se han desarrollado diversos métodos para derivar los perfiles de temperatura y de humedad. En Smith (1985) figura una reseña general de varios métodos, y su evolución se describe en los sucesivos informes de las conferencias de estudio sobre el TOVS (CIMMS, 1991).

Métodos anteriores muy generalizados se basaban en regresiones entre las radiancias y la realidad del terreno (procedente de radiosondas), en diversas condiciones atmosféricas. Los mejores resultados se han obtenido con los cálculos de la ETR, descritos como extracciones físicas.

El principio fundamental para calcular la concentración de vapor de agua se ilustra mediante un procedimiento utilizado en ciertos mecanismos de extracción física. El perfil de temperatura se calcula utilizando longitudes de onda en las que se emite dióxido de carbono, y también utilizando longitudes de onda en las que se emite vapor de agua, con una distribución vertical supuesta del mismo. La diferencia entre los dos perfiles de temperatura obedece a la diferencia entre los perfiles de vapor de agua supuesto y real, por lo que es posible deducir el perfil real.

En la mayoría de los Servicios Meteorológicos, la extracción de magnitudes geofísicas para su uso en la predicción meteorológica numérica se realiza aplicando métodos físicos. En la NOAA los datos se extraen obteniendo una primera aproximación mediante un método de búsqueda de archivos, seguido de una extracción física total basada en un cálculo de la ETR. Otros servicios, como la Oficina Meteorológica de Reino Unido y la Oficina Meteorológica de Australia, emplean una primera aproximación de modelo numérico, seguida de un cálculo completo de la ETR.

La última novedad es una tendencia a una solución variacional de la ETR, con todos los otros datos disponibles en el momento del análisis. Esto puede

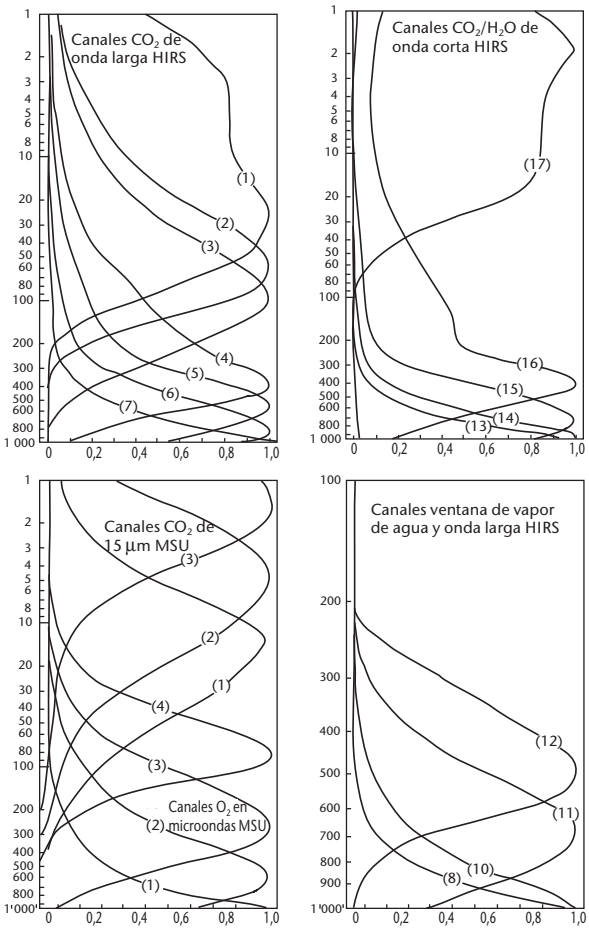


Figura 8.7. Funciones de ponderación TOVS (normalizadas)

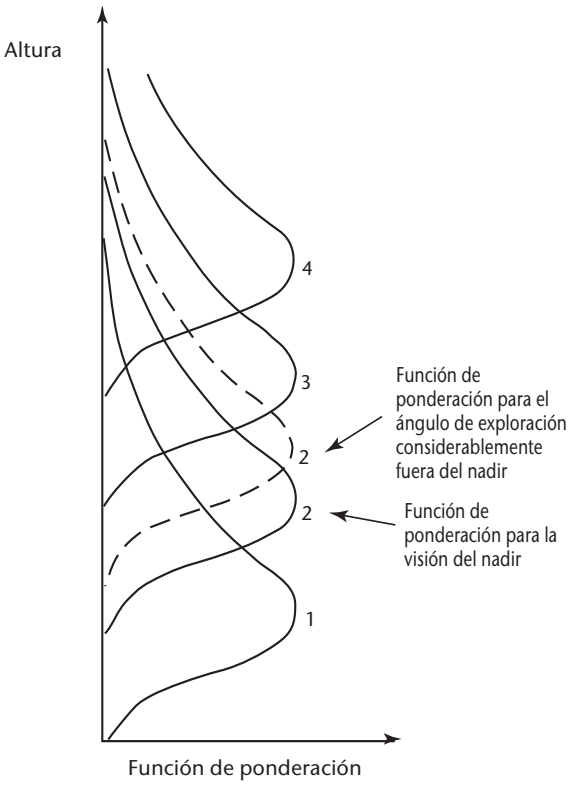


Figura 8.8. Ilustración esquemática de un grupo de funciones de ponderación para la visión del nadir y el efecto de exploración fuera del nadir sobre una de estas funciones

ampliarse a cuatro dimensiones para permitir que los datos no sinópticos contribuyan en un período de tiempo apropiado.

En todos los métodos es preciso identificar y utilizar píxeles sin nubes, o bien tener en cuenta los efectos de las nubes. Los procedimientos se describen en el punto 8.3.3.

8.3.2.2 Efecto de limbo

El efecto de limbo se ilustra en la figura 8.8. A medida que el ángulo de visión se aparta de la vertical aumenta la longitud del trayecto de la radiación a través de la atmósfera. Por consiguiente, las transmitancias de todos los niveles hacia el espacio disminuyen, y la cresta de la función de ponderación se eleva. Si el canal percibe una radiación procedente de una capa de la atmósfera en la que hay un gradiente térmico vertical, la radiancia medida cambiará; para los canales troposféricos, tenderá a disminuir. En algunas aplicaciones es, pues, necesario convertir las radiancias medidas para estimar la temperatura pirométrica que se hubiera medido si el instrumento hubiese visto el mismo volumen verticalmente. Se puede aplicar el método de corrección del limbo, o un método de extracción física.

Las correcciones del limbo se aplican a las temperaturas pirométricas medidas en un ángulo en el nadir no nulo. Son posibles porque la función de ponderación de la visión al nadir para un canal culminará, en general, con un nivel intermedio entre las crestas de la función de ponderación de dos canales en el ángulo de medición. Así pues, para un ángulo dado, θ, podemos expresar la diferencia entre la temperatura pirométrica en el nadir y en el ángulo de medición como una combinación lineal de las temperaturas pirométricas medidas en cierto número de canales:

$$(T_B)_i^{\theta=0} - (T_B)_i^{\theta} = a_{0i}^{\theta} + \sum_{j=1}^{1} a_{ji}^{\theta}(T_B)_j^{\theta} \qquad (8.14)$$

Los coeficientes a_{ji}^{θ} se obtienen por regresión lineal múltiple en las temperaturas pirométricas sintéticas calculadas para una serie representativa de perfiles.

Es posible eliminar la necesidad de una corrección de limbo. Por ejemplo, puede utilizarse un algoritmo de extracción de temperatura con una serie diferente de coeficientes de regresión para cada ángulo de exploración. Ahora bien, si se realiza una extracción de regresión en la que se emplea una serie de coeficientes (apropiada para un ángulo de exploración nulo), habremos de convertir todas las temperaturas pirométricas para el mismo ángulo de visión, generalmente el nadir.

La debilidad de los métodos de regresión con respecto al efecto de limbo es que es difícil establecer regresiones para distintos regímenes de nubosidad, temperatura y humedad. Un procedimiento mejor, utilizado ya normalmente en algunos centros, consiste en aplicar el método de extracción física, en el que la ecuación de transferencia radiativa se resuelve para cada ángulo de exploración con respecto al cual hay que hacer mediciones.

Exploración del limbo para sondeos

Las sondas meteorológicas operativas ven la superficie terrestre en el plano vertical desde el satélite, pero otro método es observar el limbo de la Tierra. Las funciones de ponderación son muy precisas para los sensores que exploran el limbo, y culminan siempre en la presión más alta en el campo de visión. Por lo tanto, se obtiene una buena resolución vertical (1 km), con una resolución horizontal de 10 km aproximadamente. En el sondeo vertical se logran resoluciones algo peores, aunque no es posible efectuar mediciones a una altitud inferior a 15 km con técnicas de sondeo del limbo; por lo tanto, para las mediciones troposféricas es preciso proceder al sondeo vertical.

8.3.2.3 Resolución y exactitud

Es difícil evaluar la exactitud de las extracciones de datos de satélite; lo mismo que en el caso de otros sistemas de observación se trata de saber "dónde se encuentra la verdad". Un método muy generalizado para evaluar la exactitud es el estudio de estadísticas de las diferencias entre extracciones y perfiles de radiosonda superpuestos. Tales estadísticas comprenden los errores de extracción, pero también contribuciones de los errores de radiosondas (incluidos los efectos de ambas discrepancias con respecto al perfil verdadero a lo largo del trayecto ascendente de la radiosonda y también el grado en que ese perfil es representativo del volumen que rodea la atmósfera) y los errores de superposición causados por la separación espacial y temporal entre el sondeo por satélite y el ascenso de la radiosonda. Si bien las estadísticas de superposición-extracción-radiosonda son muy útiles, no deben tratarse simplemente como mediciones del error de extracción.

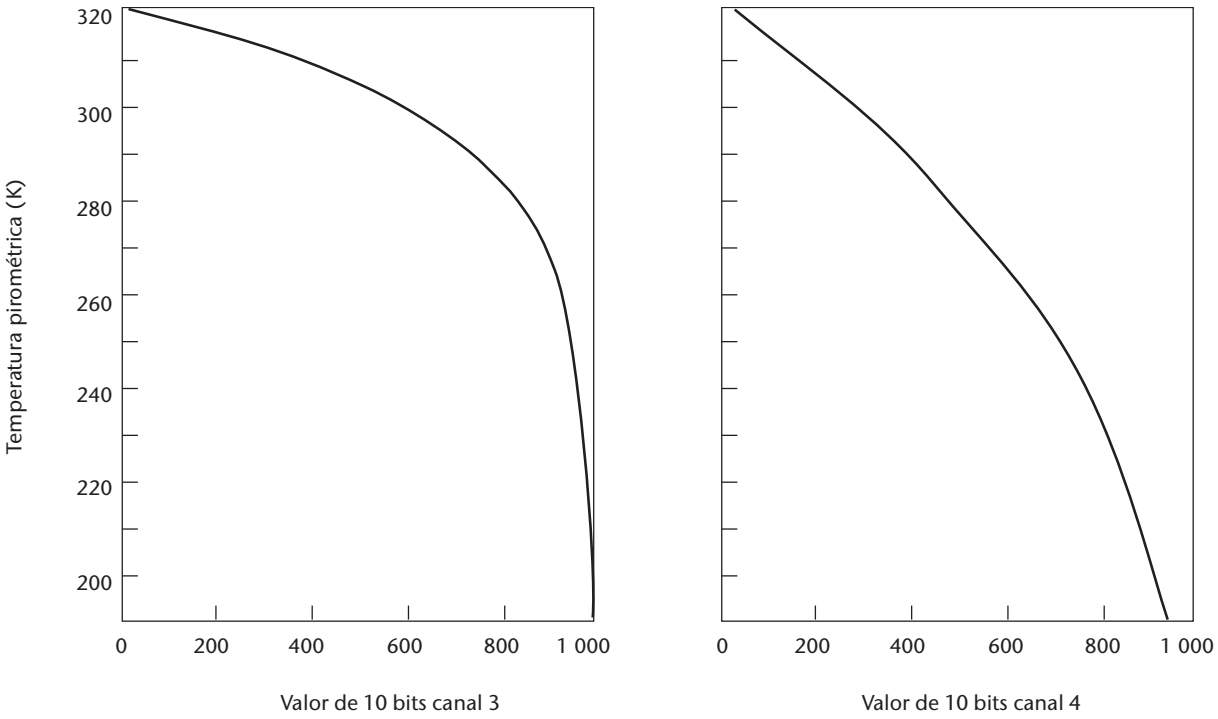


Figura 8.9. Curvas de calibración típicas de los valores digitales de los canales 3 y 4 AVHRR para temperaturas pirométricas. La curva del canal 5 AVHRR es muy similar a la del canal 4 AVHRR.

Temperaturas pirométricas

Es importante observar la fuerte no linealidad en las ecuaciones de conversión de las radiancias en temperaturas pirométricas. Esto significa que, cuando se trata de temperaturas pirométricas, la verdadera exactitud de medición de la temperatura del radiómetro varía con la temperatura. Esto no es así en el caso de las radiancias, porque están relacionadas linealmente con los valores del radiómetro. En el AVHRR, los tres canales en el infrarrojo tienen una exactitud que disminuye rápidamente para las temperaturas bajas. Esto puede verse en la figura 8.9 (que representa solo dos canales).

Las comparaciones de las exactitudes de medición para el canal 3 (anexo 8.A) y el canal 4 presentan algunas diferencias. Cuando se tratan valores de 10 bits, los errores son los indicados en el cuadro 8.5. El canal 3 presenta una no linealidad más fuerte que el canal 4, lo que conduce a menores exactitudes en las bajas temperaturas que en el caso del canal 4. El canal 5 es muy similar al canal 4. El canal 3 es mucho menos exacto, a temperaturas bajas, pero mejor que el canal 4 a temperaturas superiores a 290 K.

Cuadro 8.5. Incertidumbre (K) de los canales IR de AVHRR

Temperatura (K)	*Canal 3*	*Canal 4*
200	~10	0,3
220	2,5	0,22
270	0,18	0,10
320	0,03	0,06

Sondeos

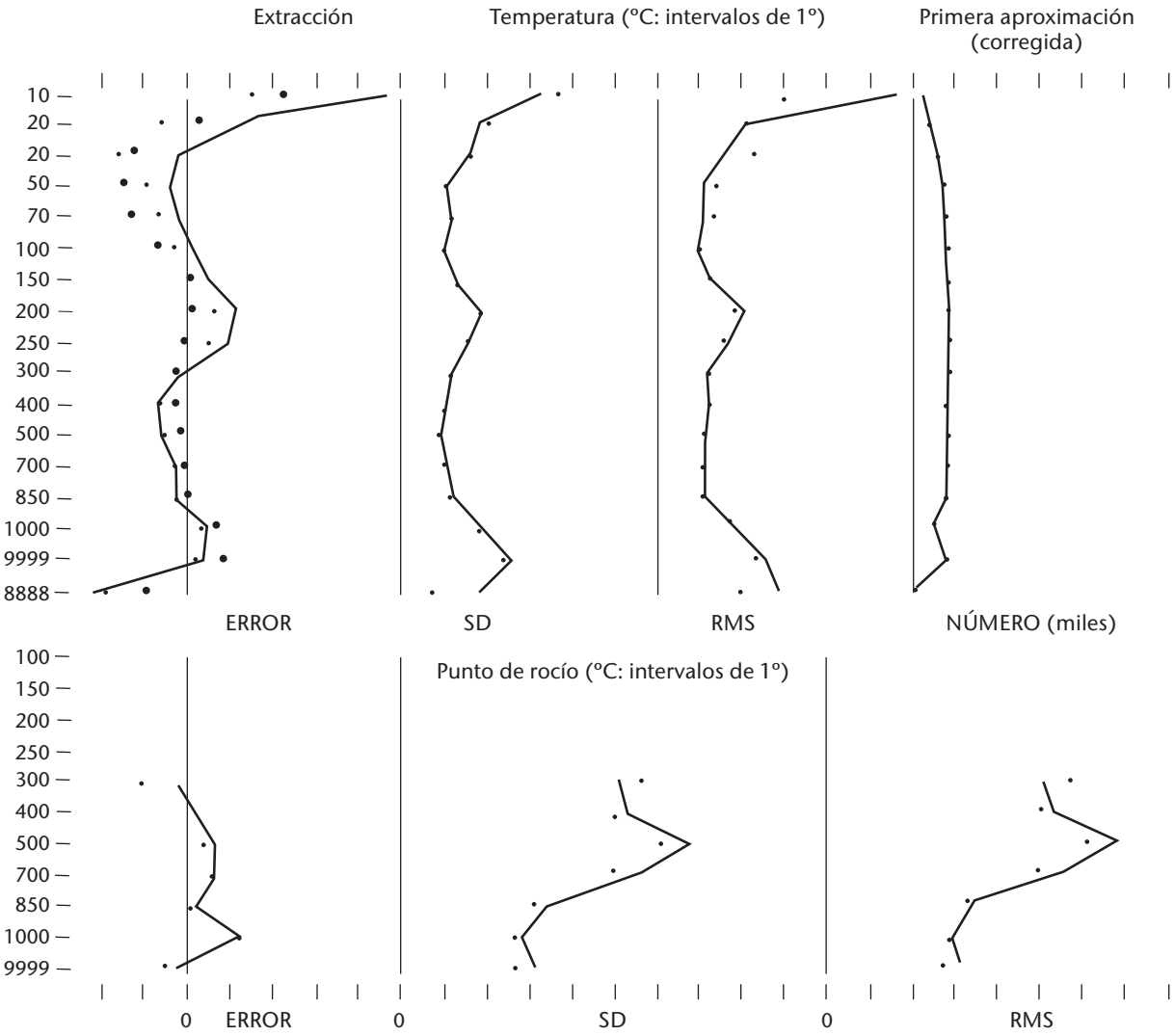
La figura 8.10 muestra las estadísticas de diferencia típica en el sistema de extracción de la Oficina Meteorológica de Reino Unido, y presenta los perfiles de error y de desviación típica para las diferencias extracción-radiosonda. Estas se basan en las superposiciones obtenidas de las extracciones del NOAA-11 en julio de 1991, con criterios de superposición de una separación temporal de tres horas y una separación horizontal de 150 km. Si la serie de perfiles en las superposiciones es grande y ambos son representativos de la misma población, los sesgos en estas estadísticas deberían ser muy pequeños. Se espera que los errores sistemáticos sean aproximadamente de 1 grado a ciertos niveles de presión, pues las superposiciones para un período de tiempo y una superficie limitados pueden no ser representativas de un juego zonal. Si bien las desviaciones

típicas son mayores que los valores equivalentes de los errores de extracción solamente, presentan algunas de las características esperadas del perfil de error de extracción. Tienen un valor mínimo en la troposfera media, y valores más altos cerca de la superficie y en la tropopausa. Los valores troposféricos más débiles reflejan problemas asociados a la contaminación residual de las nubes y a diferentes efectos de superficie. Las inversiones en capas bajas suelen provocar también problemas de extracción. Los valores de la tropopausa reflejan tanto la falta de información en las radiancias de esta parte del perfil como la tendencia del método de extracción a "atenuar" características de este tipo.

Resolución

El campo de visión del radiómetro HIRS (cuadro 8.3) es de unos 17 km en el punto de proyección del satélite, y los cálculos de perfil pueden hacerse en el borde de la zona explorada, donde el campo es elíptico, con un eje de 55 km aproximadamente. Los perfiles pueden calcularse para cualquier tamaño de retícula horizontal, pero no son independientes si se encuentran más cerca que el campo de visión.

Los sondeos de temperatura se calculan hacia abajo hasta la cima de las nubes, o hacia la superficie si se utiliza un instrumento MSU. Sobre tierra firme



• Corrección de error prevista (agregada)

8888 T8; 9999-1,5 m; todas las posiciones de exploración; no rotas 1+2; todo momento; todas las superficies (tierra + mar); BTRP > = –300; elev < = 500 m; dist. col. 0-150 km. Perfiles totales 9856; sonda NOK 2122; BTRP NOK 1; rota NOK 166; elev NOK 794.

Figura 8.10. Estadísticas de error para perfiles verticales (Oficina Meteorológica de Reino Unido)

y en las proximidades de las costas, la variabilidad horizontal de la temperatura y de la emisividad causa incertidumbres que limitan su utilización en los modelos numéricos por debajo de unos 500 hPa.

La resolución vertical de las observaciones está vinculada a las funciones de ponderación, y es normalmente de unos 3 km. Esta débil resolución vertical es una de las principales deficiencias del actual sistema de sondeo para la PMN, y se mejorará en la próxima generación de instrumentos de sondeo, tales como AIRS y HIS.

8.3.3 Características de las nubes y de la superficie terrestre, y eliminación de nubes

8.3.3.1 Observaciones de las nubes y de la superficie terrestre

El sistema elaborado en la Oficina Meteorológica de Reino Unido es característico de los que pueden utilizarse para extraer información sobre las nubes y la superficie. Aplica una sucesión de pruebas en cada píxel de una escena, para tratar de identificar nubes. La primera es una prueba de discriminación en el infrarrojo; esencialmente, se considera que todo píxel cuya temperatura es inferior a una temperatura especificada contiene nubes.

En la segunda se examina la varianza local de las temperaturas en una imagen. Los elevados valores indican combinaciones de píxeles despejados y nubosos o de píxeles que contienen nubes a diferentes niveles. Los valores reducidos a bajas temperaturas indican píxeles totalmente nubosos.

Las temperaturas pirométricas de un objeto en diferentes canales dependen de las variaciones con la longitud de onda, de la emisividad del objeto y de la atenuación de la radiación por la atmósfera. En las nubes delgadas, las temperaturas en el canal 3 AVHRR (3,7 µm) (anexo 8.A) son más cálidas que las del canal 4 (11 µm) (véase la figura 8.11a). Lo mismo ocurre con las nubes bajas espesas, lo cual es la base del sistema de detección de la niebla descrito por Eyre, Brownscombe y Allam (1984) (véase la figura 8.11b). La diferencia entre los canales 4 y 5 AVHRR (11 µm y 12 µm) es sensible al espesor de la nube y al contenido en vapor de agua de la atmósfera. Aplicando un umbral a esta diferencia se facilita la detección de cirros delgados.

Durante el día puede utilizarse también la radiación solar reflejada, corregida para eliminar los efectos de las variaciones de elevación del Sol. Mediante una prueba de umbral se separan las nubes brillantes de las superficies oscuras. En una cuarta prueba se aplica la relación entre la radiancia en el canal 2 cerca del infrarrojo (0,9 µm) y la del canal 1 (0,6 µm) en el visible. Esta relación tiene un valor:

a) próximo a la unidad para las nubes;
b) de 0,5 aproximadamente para el agua, debido a la mayor retrodifusión por los aerosoles en longitudes de onda cortas;
c) de 1,5 aproximadamente para la tierra firme, y en particular para la vegetación en crecimiento, debido a la elevada reflectancia de las estructuras frondosas cerca del infrarrojo.

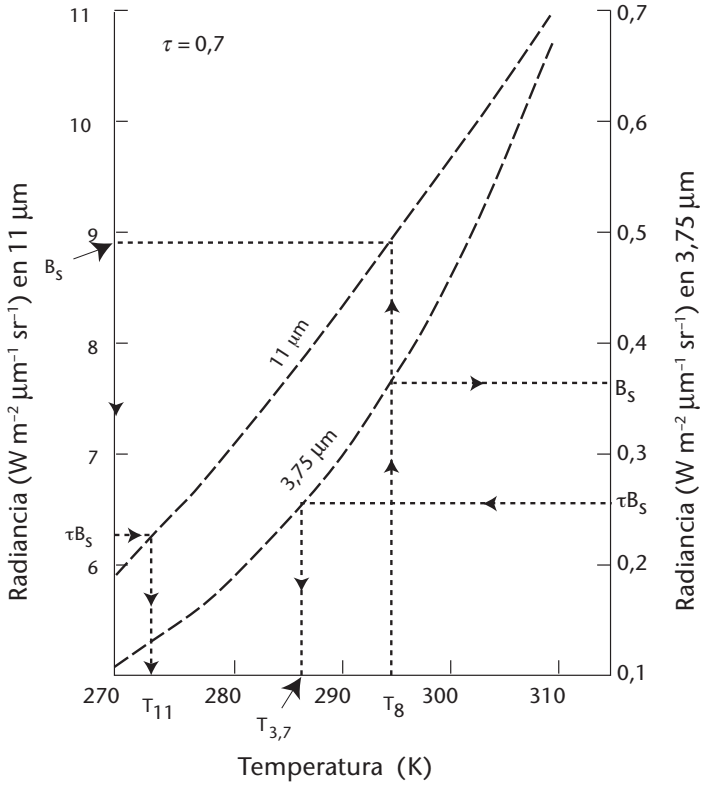
Una vez que se localizan los píxeles no contaminados por las nubes, aplicando esos métodos, es posible determinar algunos parámetros de la superficie. El más importante de ellos es la temperatura de la superficie del mar (punto 8.3.6). Las superficies en tierra firme tienen emisividades muy variables, lo que hace muy inciertos los cálculos.

Se pueden extraer parámetros de nubes utilizando ampliaciones de las series de pruebas descritas anteriormente. Comprenden la temperatura en la cima de las nubes, la parte cubierta de nubes y el espesor óptico.

La altura de la cima de las nubes puede calcularse de diversas formas. La más sencilla consiste en utilizar temperaturas pirométricas de uno o varios canales para calcular la temperatura en la cima de las nubes, y deducir la altura de un perfil de temperatura, derivada normalmente de un modelo numérico. Este método da buenos resultados para campos importantes de nubes estratiformes y cumuliformes, pero no para las nubes semitransparentes como los cirros o los campos de pequeñas nubes de cúmulos. Smith y Platt (1978) han mostrado cómo utilizar la ecuación de transferencia radiativa en pares próximos de canales HIRS para calcular la presión y, por lo tanto, la altura de cimas de nubes dispersas o delgadas, con errores comprendidos generalmente entre la mitad y la cuarta parte del espesor de las nubes de las capas semitransparentes.

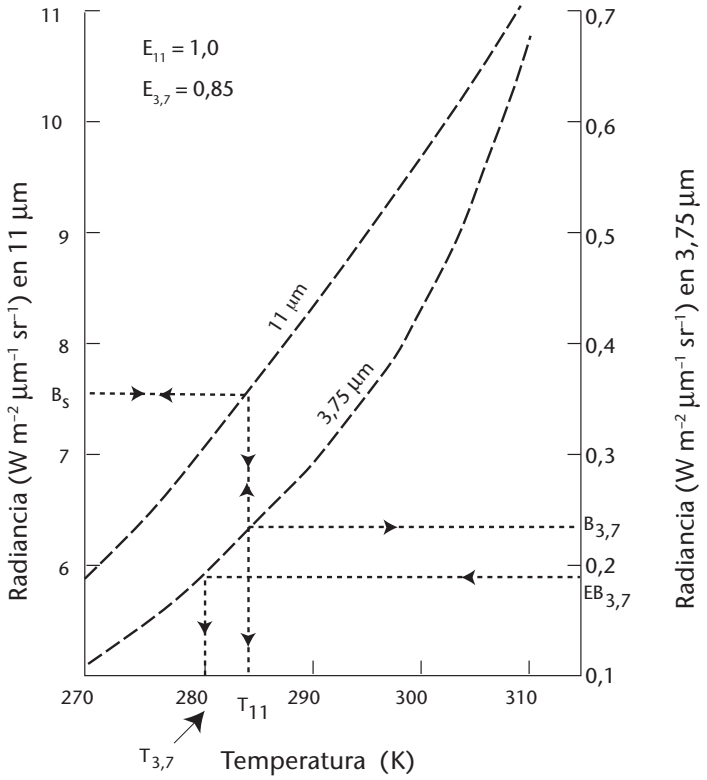
Debe destacarse que tales productos solo se pueden derivar de flujos de datos que contengan datos precisos de calibración.

Esos datos solo pueden considerarse como imágenes cuando se visualizan en un dispositivo adecuado. Si bien la finalidad de derivarlos, en algunos casos, es obtener variables de entrada para modelos numéricos mesoescalares, visualizándolos puede obtenerse



a) Efecto de nubes semitransparentes sobre las radiancias

La radiancia de la superficie B_s se reduce por nubes semitransparentes a τB_s. La temperatura correspondiente a τB_s es más alta para 3,7 μm que para 11 μm.



b) Efecto de emisividad diferente sobre las radiancias.

La radiancia recibida en el satelite, B_{sat}, es:

$$Bsat = EB(T_s)$$

donde E es la emisividad, B es la función de cuerpo negro y T_s es la temperatura de la superficie.
Para nubes bajas y niebla:

$$E_{11}\mu m \approx 1{,}0$$
$$E_{3,7}\mu m \approx 0{,}85$$

La temperatura correspondiente a $EB(T_s)$ es más alta para 11 μm que para 3,7 μm.

Figura 8.11. Cálculo de la temperatura en presencia de nubes

mucha información útil. Para definir determinados tipos de nubes, de nieve y de vegetación se emplean varias combinaciones de canales de radiómetro, como se muestra, por ejemplo, en la figura 8.12.

8.3.3.2 Sondeos de la sonda vertical operativa del TIROS (TOVS) en presencia de nubes

Eliminación de nubes

Las radiancias en el infrarrojo resultan muy afectadas por la presencia de nubes, puesto que la mayoría son casi opacas en esta gama de longitud de onda. En consecuencia, los algoritmos utilizados en la extracción de la temperatura troposférica deben poder detectar las nubes que influyen notablemente en las radiancias y, de ser posible, tener en cuenta esos efectos. Esto se logra normalmente corrigiendo las radiancias medidas con el fin de obtener valores de "cielo despejado", es decir, las radiancias que se medirían a partir de los mismos perfiles de temperatura y de humedad sin nubes. En muchos sistemas de extracción, el proceso de inversión convierte radiancias de cielo despejado en parámetros de la atmósfera, por lo que se requiere una fase preliminar de eliminación de nubes.

Numerosos algoritmos elaborados son variantes del campo de visión adyacente o método N^* (Smith, 1985). En este método, las radiancias medidas, R_1 y R_2, en dos campos de visión adyacentes (denominados a continuación "puntos") de un canal de radiómetro pueden expresarse, en ciertas condiciones, como sigue:

$$R_1 = N_1 R_{nublado} + (1 - N_1) R_{despejado}$$
$$R_2 = N_2 R_{nublado} + (1 - N_2) R_{despejado} \qquad (8.15)$$

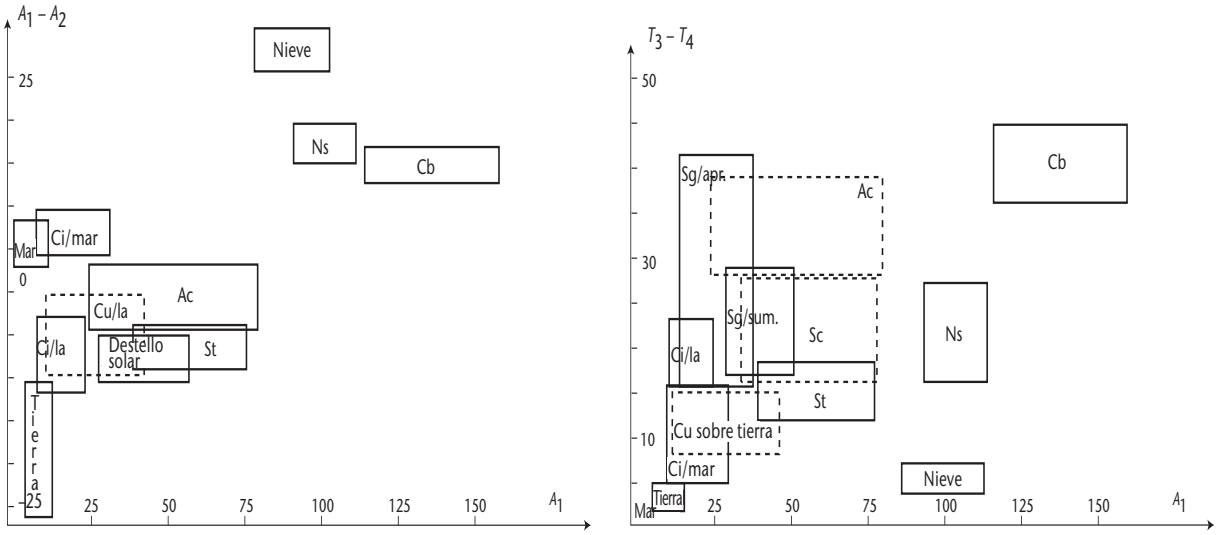
donde $R_{despejado}$ y $R_{nublado}$ son respectivamente, las radiancias propias de las condiciones de cielo despejado y cielo totalmente cubierto; N_1 y N_2 son las fracciones efectivas de cielo cubierto en los puntos 1 y 2. Para derivar esas ecuaciones se ha partido de las siguientes hipótesis:

a) el perfil atmosférico y las características de superficie son iguales en los dos puntos,
b) solo hay una capa de nubes,
c) la altura (y la temperatura) de la cima de las nubes son iguales en los dos puntos.

Si las coberturas de nube fraccionales en los dos puntos difieren ($N_1 \neq N_2$) las ecuaciones 8.15 pueden resolverse simultáneamente para obtener la radiancia de cielo despejado:

$$R_{despejado} = \frac{R_1 N^* R_2}{1 - N^*} \qquad (8.16)$$

en donde $N^* = N_1/N_2$.



a) El espacio está caracterizado por nieve, cumulonimbos (Cb), nimbostratos (Ns), altocúmulos (Ac), cúmulos (Cu) sobre tierra, cirros (Ci) sobre tierra, destello solar, tierra y mar en $A_1 - (A_1 - A_2)$. La figura se ha extraído de la base de datos para el verano, NOAA-10, y una elevación del Sol de 40º aproximadamente.

b) El espacio está caracterizado por clases de objetos en $A_1 - (T_3 - T_4)$. Desde la misma sección de base de datos que en a). La separabilidad de la nieve y las nubes es aparente. Un problema es la distinción de estratos destello solar (Sg) durante el verano. Tambien se incluye el destello solar/primavera.

Figura 8.12. Identificación de propiedades de las nubes y de la superficie

Este método se ha elaborado considerablemente, utilizando los canales HIRS y MSU, cuya resolución horizontal basta para que las hipótesis resulten con suficiente frecuencia. En este método se utiliza la regresión entre mediciones superpuestas en el canal MSU2 y los canales HIRS, y los coeficientes se actualizan regularmente, en general una vez por semana.

Ahora se aplican métodos más recientes, en que se utilizan datos AVHRR para ayudar a aclarar el campo de visión HIRS. Además, es posible aplicar métodos de extracción física total, utilizando datos AVHRR y TOVS, en los que pueden calcularse explícitamente con las radiancias observadas la parte de cielo cubierto y la altura y cantidad de nubes.

8.3.4 Mediciones del viento

8.3.4.1 Vientos medidos por el desplazamiento de las nubes

Los vientos medidos por el desplazamiento de las nubes (CDW) se obtienen a partir de imágenes de satélites geoestacionarios que siguen la trayectoria de la cima de las nubes, normalmente durante dos períodos de media hora entre imágenes IR sucesivas. La exactitud de los vientos está limitada por el punto hasta el que el movimiento de las nubes representa el viento (por ejemplo, una aglomeración de nubes convectivas puede desplazarse a la velocidad de una perturbación atmosférica mesoescalar, y no a la velocidad de un viento identificable. También depende del grado a que es posible determinar una altura representativa de las nubes a partir de un campo de temperatura pirométrica. Además, la exactitud de los vientos depende del intervalo de tiempo y, hasta cierto punto, de las correlaciones entre las imágenes de nubes utilizadas en el cálculo, la resolución espacial de esas imágenes, el error en campos de primera aproximación, el grado a que el campo de primera aproximación limita la búsqueda de configuraciones correlacionadas en imágenes secuenciales, y la importancia del desarrollo que se produce en las nubes.

Las diferencias de vector medio entre los CDW y los vientos medidos por radares de medición del viento hasta 100 nm fueron de 3, 5 y 7 m s^{-1} para nubes bajas, medias y altas, respectivamente, durante un mes. Eso indica que los errores son comparables, a bajos niveles, con los de las mediciones clásicas.

El proceso de estimación del viento es en general totalmente automático. Se eligen como objetivos zonas nubosas de unos 20 × 20 píxeles en las imágenes semihorarias, a partir de criterios que abarcan una gama apropiada de temperaturas pirométricas y gradientes dentro de cada zona experimental. Una vez elegidos los objetivos se realiza un seguimiento automático, utilizando normalmente un análisis numérico de 6 o 12 horas como campo de primera aproximación para buscar zonas objetivo bien correlacionadas. Pueden emplearse diferencias de la media cuadrática para comparar las series estadísticas de temperaturas pirométricas del objetivo y las zonas de búsqueda para evaluar el desplazamiento. La primera aproximación reduce el tamaño de la zona de búsqueda necesario para obtener el vector viento, pero limita también los resultados dentro de determinada gama del campo de viento previsto.

Se asignan indicadores de error a cada medición sobre la base de diversas características que comprenden las diferencias entre los vectores semihorarios sucesivos y la diferencia entre la medición y el campo de primera aproximación. Esos indicadores de error pueden emplearse en análisis numéricos para ponderar debidamente los datos.

El número de mediciones en cada hora sinóptica está limitado evidentemente por la presencia de nubes apropiadas, y es normalmente del orden de 600 vectores por hemisferio.

En latitudes altas pueden utilizarse imágenes secuenciales procedentes de satélites en órbita polar para producir vectores del movimiento de las nubes en las latitudes a las que no llegan los satélites geoestacionarios.

Una evolución subsiguiente de la misma técnica consiste en calcular los vientos de vapor de agua, utilizando imágenes de satélite sobre la distribución del vapor de agua.

8.3.4.2 Vientos de superficie medidos por un dispersómetro

El dispersómetro es un instrumento a bordo del satélite experimental ERS-1, que efectúa mediciones sistemáticas del viento en la superficie del mar. Esta técnica se aplicará normalmente en los satélites que se están preparando.

Tan pronto se hubo generalizado la utilización del radar de microondas en el decenio de 1940, se observó que en ángulos de elevación reducidos el

terreno circundante (o, en el mar, las olas) provocaba grandes ecos no deseados. Desde entonces, los proyectistas y los usuarios de equipo de radar han tratado siempre de reducir ese ruido. Quienes investigan el efecto observaron que el eco retrodifundido desde el mar aumentaba con la velocidad del viento, lo que ofrecía la posibilidad de medir el viento a distancia. Los radares concebidos para medir ese tipo de eco se denominan "difusómetros".

La retrodifusión se debe principalmente a las reflexiones en fase desde una superficie rugosa; para los ángulos de incidencia de más de 20º con relación a la vertical esto se produce cuando se cumple la condición de Bragg:

$$\Lambda \sin \theta_i = n\lambda/2 \qquad (8.17)$$

en donde Λ es la longitud de onda de la rugosidad de superficie; λ es la longitud de onda del radar; θ_i es el ángulo de incidencia y $n = 1, 2, 3 \ldots$ La difusión de Bragg de primer orden ($n = 1$), en las frecuencias de microondas, se debe a las pequeñas ondulaciones (garras) generadas por la tensión instantánea del viento de superficie. El nivel de retrodifusión de un objetivo ampliado como la superficie del mar, se denomina generalmente "sección transversal de radar normalizado" (NRCS) o σ^0. Para una geometría y una potencia transmitida dadas, σ^0 es proporcional a la potencia recibida de nuevo en el radar. En términos de otros parámetros de radar conocidos o mensurables:

$$\alpha^0 = \frac{P_R}{P_T} \cdot \frac{64\pi^3 R^4}{\lambda^2 L_S G_0^2 (G/G_0)^2 A} \qquad (8.18)$$

en donde P_T es la potencia transmitida y P_R la potencia recibida de nuevo en el radar; R es la distancia real hasta el objetivo de área A; λ es la longitud de onda del radar; L_s comprende la atenuación atmosférica y otras pérdidas del sistema; G_0 es la ganancia de antena de cresta; y G/G_0 es la ganancia relativa de la antena en dirección al objetivo. La ecuación 8.18 se denomina con frecuencia ecuación del radar. σ^0 puede expresarse en forma lineal (como anteriormente) o en decibelios, es decir, $\sigma^0_{\mathrm{dB}} = 10\log_{10}\sigma^0_{\mathrm{lin}}$.

La evidencia experimental extraída de los difusómetros que operan sobre el océano muestra que σ^0 aumenta con la velocidad del viento de superficie (medida por barcos o boyas); disminuye con el ángulo de incidencia, y depende también del ángulo de haz del radar con relación a la dirección del viento. La figura 8.13 es una representación de los datos de aeronave σ^0 con relación a la dirección del viento para diferentes velocidades de este. La dirección 0º corresponde al viento ascendente, 90º al viento de través y 180º al viento descendente.

La ESA tiene cierto número de experimentos coordinados para confirmar estos tipos de curvas a 5,3 GHz, que es la frecuencia de funcionamiento de este instrumento a bordo del satélite ERS-1. Se han efectuado mediciones con varios difusómetros aerotransportados cerca de barcos y boyas con instrumentos, en el mar del Norte, en el Atlántico y en el Mediterráneo. Los datos σ^0 se correlacionan luego con el viento de superficie, ajustado a una altura normal de anemómetro de 10 m (suponiendo una estabilidad neutra). Se ha adaptado a estos datos una función de modelo empírica con la siguiente forma:

$$\sigma^0 = a_0 \cdot U^\gamma (1 + a_1 \cos\phi + a_2 \cos\phi) \qquad (8.19)$$

en donde los coeficientes a_0, a_1, a_2 y γ dependen del ángulo de incidencia. Este modelo relaciona la velocidad del viento en estabilidad neutra a 10 m, U, y la velocidad del viento con relación al radar, ϕ, con la NRCS.

También puede ocurrir que σ^0 sea una función de la temperatura de la superficie del mar, del estado del mar y de las capas en superficie (naturales o artificiales, pero todavía no se ha demostrado que estos parámetros tengan un efecto significativo sobre la exactitud de extracción del vector viento.

Como σ^0 muestra una clara relación con la velocidad y la dirección del viento, en principio, la

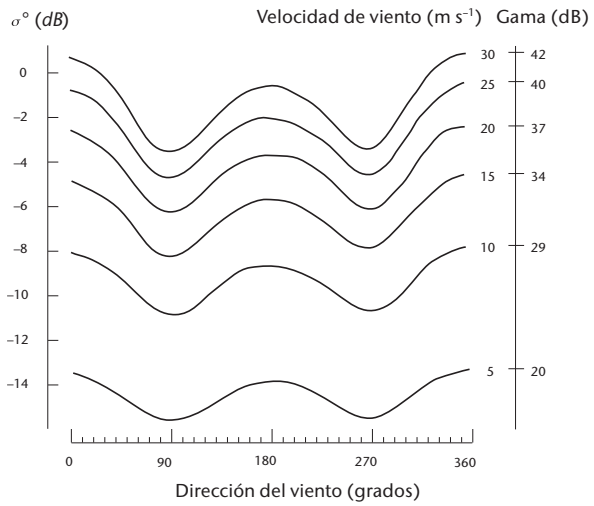


Figura 8.13. Retrodifusión medida, σ^0 (en decibelios), con respecto a la dirección del viento relativa para diferentes velocidades del viento. Datos para 13 GHz, polarización vertical.

medición de σ^0 en dos o más ángulos acimutales diferentes permite extraer la velocidad y la dirección del viento. Pero la dirección extraída puede no ser única; es posible que haya direcciones ambiguas.

En 1978 se lanzó el primer difusómetro eólico a bordo de un satélite —difusómetro del satélite SEASAT-A (SASS)— y demostró eficientemente la exactitud de esta nueva forma de medición. La especificación correspondía a exactitudes cuadráticas medias de 2 m s^{-1} para la velocidad del viento y de 20° para la dirección. Las comparaciones con mediciones tradicionales del viento mostraron que esos valores se alcanzaban si se conocía la dirección aproximada del viento, a fin de elegir la mejor de la serie ambigua de direcciones dadas por el SASS.

El instrumento SASS utilizaba dos haces en ambos lados del vehículo espacial, en tanto que el difusómetro ERS-1 empleaba un tercer haz central para mejorar la discriminación de la dirección del viento, pero solo se trata de un instrumento unilateral, por lo que su cobertura es menor. Cada una de las tres antenas produce un haz estrecho de energía de radar en el sentido horizontal, pero amplio en el vertical, lo que se traduce en una banda estrecha de iluminación de la superficie del mar a través de los 500 km de anchura de la zona explorada. A medida que el satélite avanza, el haz central, y luego el trasero, efectúan mediciones de la misma parte del océano que el haz delantero. Por tanto, cada parte de la zona explorada, dividida en cuadrados de 50 km, es objeto de tres mediciones σ^0 realizadas en diferentes direcciones con relación al vector viento de superficie local.

La figura 8.14 muestra la cobertura del difusómetro para el Atlántico Norte en 24 horas. Esas zonas exploradas no son estáticas, sino que "se desplazan" hacia el oeste los días siguientes para llenar los grandes vacíos. Incluso así, la cobertura no es total debido a que la anchura de la zona explorada es relativamente pequeña con relación, por ejemplo, al tomavistas AVHRR a bordo de los satélites NOAA. Sin embargo, se dispone potencialmente de un viento cada 50 km en la zona abarcada, globalmente, y la ESA lo transmite a los usuarios operativos en las tres horas siguientes a la medición. Los datos

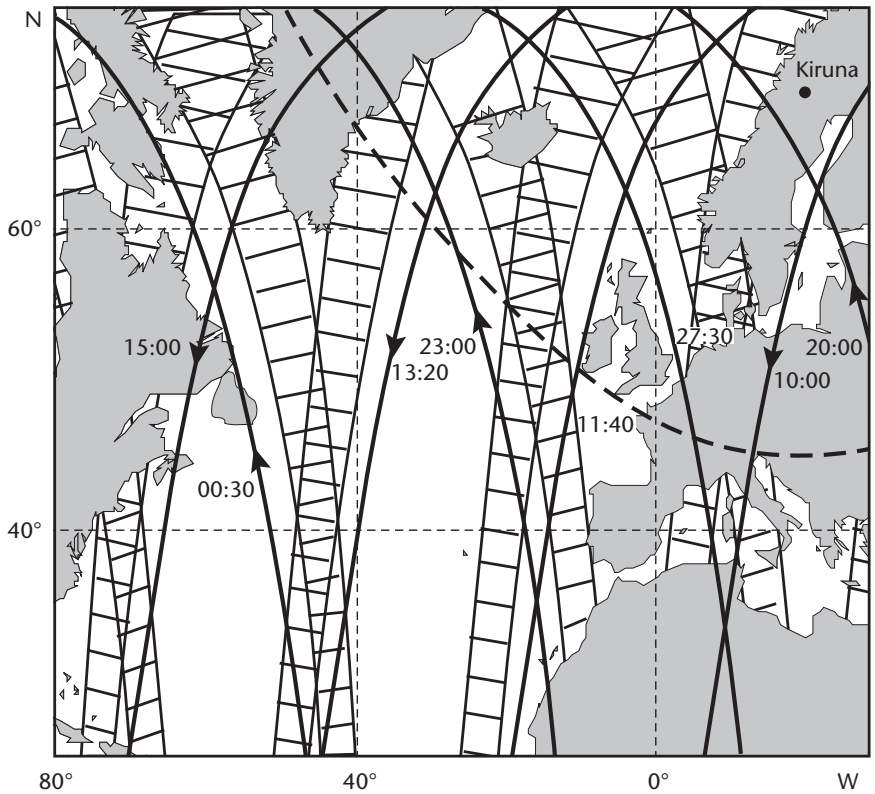


Figura 8.14. Trayectorias subsatelitales del ERS-1 y cobertura de difusómetro del viento de la región del Atlántico Norte durante un día. Los grandes vacíos se llenan parcialmente los días subsiguientes; normalmente, esto ocurre en un ciclo de tres días. La línea de trazos muestra los límites de recepción de la estación terrena de Kiruna, en Suecia.

brutos del instrumento se registran a bordo y se retransmiten a estaciones terrenas de la ESA en cada órbita; la estación principal se encuentra en Kiruna, en el norte de Suecia, en donde se derivan los vectores viento.

Como ya se ha dicho, el difusómetro mide principalmente el nivel de potencia de la retrodifusión en determinado lugar y a diferentes ángulos acimutales. Como conocemos la geometría, por ejemplo el alcance y los ángulos de incidencia, se puede utilizar la ecuación 8.18 para calcular tres valores de σ^0 para cada célula.

Se debe poder utilizar la función modelo (ecuación 8.19) para extraer los dos elementos de información requeridos —la velocidad y la dirección del viento— utilizando dos ecuaciones simultáneas apropiadas. Sin embargo, en la práctica no es posible; los tres σ^0 comprenderán un error de medición finito, y la propia función es fuertemente no lineal. En realidad, el modelo, basado inicialmente en datos de aeronave, puede no ser aplicable en todos los casos. La velocidad y la dirección del viento pueden extraerse numéricamente, en general minimizando una función de la forma siguiente:

$$R = \int_{i=1}^{3} \left[\frac{\sigma_i^0 - \sigma^0(U, \phi_i \theta_i)}{\sigma_i^0 Kp_i} \right]^2 \qquad (8.20)$$

donde R es efectivamente la suma de los cuadrados de los errores residuales, comparando los valores medidos de σ^0 con los de la función modelo (utilizando una estimación de la velocidad y de la dirección del viento), ponderada por el ruido en cada haz, Kp_i vinculada con la relación señal/ruido. La estimación del vector viento se afina para minimizar R. Partiendo de direcciones del viento con primeras aproximaciones diferentes, la solución numérica puede converger en hasta cuatro vectores viento distintos, o ambiguos, aunque con frecuencia solo dos son manifiestamente distintos: separados generalmente por 180º. Una de estas dos soluciones es la "correcta", puesto que es la más próxima a la dirección real del viento y se sitúa dentro de las exactitudes cuadráticas medias requeridas de 2 m s^{-1} y 20°. Se han desarrollado algoritmos para elegir cuál de la ambigua serie de soluciones es la correcta. También se han utilizado campos de viento de modelo numérico como primeras aproximaciones para ayudar en tales análisis. Se está trabajando con datos del ERS-1 para calibrar y validar los vientos obtenidos por satélite a partir de mediciones en superficie y a baja altitud por aeronaves.

8.3.4.3 Velocidad del viento de superficie medida por radiómetro de microondas

El sensor especial tomavistas en microondas (SSM/I) a bordo del satélite DMSP suministra datos sobre las temperaturas pirométricas radiométricas en varias frecuencias (19; 22; 37 y 85,5 GHz) y tanto en la polarización vertical como en la horizontal. Se han desarrollado varios algoritmos para medir diversos parámetros meteorológicos. Las velocidades del viento de superficie sobre el mar (no sobre tierra) pueden medirse con una exactitud de unos metros por segundo utilizando una ecuación de regresión de las temperaturas pirométricas en varios canales. Continuan los trabajos para verificar y desarrollar esos algoritmos, que todavía no se emplean operativamente.

8.3.5 Precipitación

8.3.5.1 Técnicas en el espectro visible y en el infrarrojo

Las técnicas en el espectro visible y en el infrarrojo se derivan de las estimaciones cualitativas o cuantitativas de la precipitación realizadas a partir de imágenes de satélites, a través de relaciones indirectas entre la radiación solar reflejada por las nubes (o las temperaturas pirométricas de las nubes) y la precipitación. Se han desarrollado y experimentado varios métodos en los últimos 15 años, con más o menos éxito.

Existen dos procedimientos fundamentales, a saber, las técnicas de "historial" y de "indización de nubes". En el primer tipo se utilizan datos de satélites geoestacionarios que producen imágenes generalmente cada media hora. Se aplica sobre todo en sistemas convectivos. En el segundo tipo, basado también en la clasificación de las nubes, no se requiere una serie de observaciones consecutivas del mismo sistema nuboso. Procede señalar, empero, que hasta ahora ninguna de esas técnicas ha resultado "transportable". En otras palabras, las relaciones derivadas para determinada región y para un período de tiempo dado pueden no ser válidas para una región distinta, una estación distinta, o ambas.

Entre otros problemas figuran las dificultades para definir los límites de lluvia/no lluvia y la incapacidad de tratar las características de la lluvia a escala media o escala local. Los científicos que trabajan

en este campo son conscientes de estos problemas, por lo que es práctica corriente hablar de la derivación de "índices de precipitación", en lugar de intensidad de la lluvia.

8.3.5.2 Métodos de indización de las nubes

La indización de las nubes fue la primera técnica desarrollada para estimar las precipitaciones desde el espacio. Se basa en la hipótesis de que la probabilidad de precipitación en una región dada está relacionada con la cantidad y el tipo de nubes sobre esa región. Por tanto, se puede decir que la precipitación puede caracterizarse por la estructura de la superficie superior de la nubosidad asociada. Además, en el caso de una precipitación convectiva, también puede decirse que existe una relación entre la capacidad de una nube cumuliforme para producir lluvia, así como sus dimensiones vertical y horizontal. La extensión vertical de una nube convectiva está relacionada con la temperatura pirométrica de su cima (las cimas de nubes más altas corresponden a temperaturas pirométricas más frías).

Por consiguiente, se trata de realizar un análisis de la estructura de la nube (objetivo o subjetivo), basado en la definición de un criterio que vincula la nubosidad con un coeficiente (o índice) de precipitación. Esta característica puede ser, por ejemplo, el número de píxel de imagen por encima de determinado umbral.

El procedimiento general en los métodos de indización de las nubes en que intervienen observaciones en el infrarrojo consiste en derivar una relación entre el índice de precipitación (PI) y una función de la zona de la superficie nubosa, S(TBB), asociada a la temperatura pirométrica de fondo (TBB) más fría que un valor umbral dado T_0. Esta relación puede expresarse generalmente como sigue:

$$PI = A_o + \sum_i A_i, S_i(TBB_i) \qquad (8.21)$$

para $TBB_i < T_0$.

Si se desea, puede incluirse, a la derecha de la ecuación 8.21, un término adicional vinculado con la imagen visible.

La fase siguiente consiste en relacionar PI con una magnitud física que corresponda de alguna manera a la lluvia. Esto se hace ajustando los coeficientes A y el nivel umbral T_0 por comparación con observaciones independientes como las realizadas con pluviómetros o datos de radar.

Uno de los problemas propios de esta técnica es el error que crea la presencia potencial de nubes sin precipitación en capas altas, como los cirros. Otra limitación se debe a que la medición por satélite representa una observación instantánea integrada en el espacio, en tanto que las observaciones con pluviómetros están integradas en el tiempo en un lugar dado.

8.3.5.3 Métodos de historial

Estos métodos, como indica su nombre, se basan en la observación de una serie de imágenes consecutivas obtenidas por un satélite geoestacionario.

Se ha observado que la cantidad de precipitación asociada a determinada nube está relacionada también con su fase de desarrollo, por lo que dos nubes que presenten el mismo aspecto (desde el punto de vista de las imágenes VIS-IR) pueden producir cantidades diferentes de lluvia según se estén desarrollando o perdiendo intensidad.

Lo mismo que con la técnica de indización de nubes, se deriva una relación entre un índice de precipitación (PI) y una función del área de la superficie nubosa, S(TBB), asociada a una temperatura pirométrica dada (TBB) sobre determinado nivel umbral. Además, se tiene en cuenta la evolución de la nube, y se expresa en términos de tasa de variación de S(TBB) entre dos observaciones consecutivas.

Se puede derivar una ecuación, tan compleja como se desee, entre PI y las funciones de S(TBB) y su derivada con respecto al tiempo:

$$PI = A + A, S(TBB) + A\frac{d}{dt}S(TBB) \qquad (8.22)$$

para $TBB < T_0$.

También en este caso es necesaria otra fase para relacionar el índice de precipitación definido por la ecuación con una magnitud física correspondiente a la lluvia.

Muchas de esas relaciones figuran ya en publicaciones que se han discutido ampliamente y han mostrado que, al menos en un caso, teniendo en cuenta la evolución de la nube con el tiempo se agrega una complejidad innecesaria y se puede lograr un resultado comparable mediante una sencilla técnica de indización de nubes.

Recientemente se ha introducido más física en los diversos esquemas. Las mejoras comprenden:

a) utilización de modelos de nubes para tener en cuenta la precipitación estratiforme asociada a menudo con lluvias convectivas, y para ayudar a clasificar las nubes;
b) utilización de la microfísica de las nubes, como las relaciones entre tamaño de las gotas/intensidad de la lluvia;
c) introducción de observaciones simultáneas de vapor de agua en la troposfera superior;
d) introducción de un lapso de tiempo entre las observaciones realizadas por satélite y las mediciones en tierra.

También es evidente que los datos de satélite pueden utilizarse con las observaciones de radar, no solo para validar un método, sino también como instrumento complementario. FRONTIERS *(Forecasting Rain Optimized using New Techniques of Interactively Enhanced Radar and Satellite* — Predicción de la lluvia optimada utilizando nuevas técnicas de radar y satélite interactivamente mejoradas), desarrollado por la Oficina Meteorológica de Reino Unido, representa un ejemplo de uso combinado de imágenes de satélite y observaciones de radar.

Se han efectuado y publicado numerosas comparaciones entre diferentes métodos aplicados a los mismos casos experimentales, pero hay que ser sumamente prudentes en cuanto a todo juicio definitivo sobre el éxito (o falta de éxito) de los métodos VIS-IR. El grado de éxito está muy vinculado a las escalas espaciales y temporales consideradas, y no cabe esperar que una regresión desarrollada y probada para utilizarla en estudios sobre el clima pueda ser igualmente válida para estimar una precipitación a escala media. También debe tenerse presente que siempre es fácil ajustar los coeficientes de regresión para un caso particular y pretender que se ha validado el método.

8.3.5.4 Técnicas de microondas

Las mediciones VIS-IR solo representan observaciones de la superficie superior de las nubes. En cambio, con frecuencia se cree que la radiación en microondas no resulta afectada por la presencia de nubes. En general, esto no es cierto. Su grado de validez varía según la frecuencia de microondas utilizada y el tipo de nube observada.

Una importante diferencia entre la radiación en infrarrojo y microondas es que mientras que la emisividad de la superficie del mar es casi igual a uno en el infrarrojo, su valor (aunque variable) es mucho menor en la región de microondas (en el caso que nos ocupa, de 5 a 200 GHz). Por lo tanto, la temperatura pirométrica de fondo (TBB) en la superficie del océano es mucho más fría en microondas. En tierra, la emisividad se aproxima a uno, pero varía considerablemente con la humedad del suelo.

En cuanto a las microondas, hay varios efectos diferentes asociados a la presencia de nubes sobre el océano. Dependen mucho de la frecuencia. Se están elaborando métodos activos (radar a bordo de un vehículo espacial) con fines experimentales.

8.3.6 Temperaturas de la superficie del mar

Las mediciones por satélite de la radiación emitida por la superficie del mar pueden utilizarse para derivar estimaciones de la temperatura de la superficie del mar (TSM), como complemento de los sistemas de observación *in situ* (por ejemplo, barcos, boyas a la deriva), a fin de emplearlas en aplicaciones meteorológicas u oceanográficas en tiempo real y en estudios sobre el clima. Si bien los satélites miden la temperatura de una capa del océano inferior a 1 mm de espesor, los datos de satélite se compararán muy favorablemente con los convencionales. La gran ventaja de los datos de satélite es que su cobertura geográfica rebasa generalmente con mucho la de los medios tradicionales. También, en muchos casos, la frecuencia de las observaciones por satélite es mejor que la obtenida con boyas a la deriva, si bien esto depende, entre otras cosas, del satélite y de la latitud de observación.

Las mediciones TSM por satélite se hacen la mayoría de las veces en longitudes de onda del infrarrojo, y en menor grado en hiperfrecuencias. Normalmente se utilizan radiómetros de exploración. En el IR, lo esencial de la derivación consiste en eliminar todos los píxeles contaminados por las nubes y en corregir las temperaturas pirométricas medidas para la atenuación por el vapor de agua. La identificación de píxeles sin nubes debe hacerse con sumo cuidado, para tener la seguridad de que las radiancias del océano no resultan afectadas por las nubes, que generalmente irradian a temperaturas mucho más frías que la superficie del océano. Se han desarrollado algoritmos con el fin concreto de eliminar las nubes en las mediciones TSM en el IR (por ejemplo, Saunders y Kriebel, 1988).

Las TSM por satélite en el IR pueden derivarse únicamente en zonas exentas de nubes, en tanto que en longitudes de onda de hiperfrecuencias la atenuación por las nubes es mucho más débil, hasta el punto de que, salvo en situaciones de fuerte

convección, se dispone de mediciones de datos en microondas. El inconveniente de los datos de microondas es que la resolución espacial del instrumento es normalmente de varias decenas de kilómetros, en tanto que en el IR es de 1 a 5 km aproximadamente. Las mediciones TSM en microondas se tratan en Alishouse y McClain (1985).

8.3.6.1 Técnicas de infrarrojo

La mayoría de las mediciones por satélite se realizan en la ventana atmosférica de 10,5 a 12,5 µm, para la que las correcciones de las temperaturas pirométricas medidas, en razón de la atenuación por el vapor de agua, pueden llegar hasta 10 K en atmósferas húmedas cálidas (tropicales). En las técnicas de derivación TSM se aborda normalmente este problema en una de las dos formas siguientes.

En el método de longitudes de trayectos diferentes (multivisión), las observaciones se efectúan en el mismo lugar del mar, desde distintos ángulos. Como la atenuación de la atmósfera es proporcional a la longitud del trayecto, pueden utilizarse mediciones desde dos ángulos de visión para corregir la atenuación. Un ejemplo de instrumento en el que se aplica esta técnica es el radiómetro de exploración en el sentido de la trayectoria (ATSR), una nueva generación de radiómetros IR con doble ángulo de visión del mar, fabricado especialmente para proporcionar mediciones TSM exactas (Prata y otros, 1990). Va a bordo del satélite de teledetección ERS-l de la Agencia Espacial Europea, lanzado en julio de 1991.

En la técnica de ventanas divididas, las correcciones de la atenuación atmosférica pueden hacerse en razón de la absorción diferencial en determinada región ventana de la atmósfera (por ejemplo, 10,5 a 12,5 µm), y de la naturaleza de absorción de vapor de agua, que depende mucho de la longitud de onda. Las distintas temperaturas pirométricas de IR medidas para dos longitudes de onda cualesquiera en la ventana IR de 10 a 12 µm confirman los estudios teóricos que indican una relación sumamente lineal entre cualquier par de temperaturas IR y la corrección necesaria. Por consiguiente, la diferencia de atenuación atmosférica entre un par de longitudes de onda es proporcional a la diferencia de atenuación entre un segundo par. Se elige una ventana coma ventana perfecta (a través de la cual el satélite "ve" la superficie del océano) y una longitud de onda es común a los dos pares. Un algoritmo típico de ventana dividida tiene la forma siguiente:

$$T_S = a_0 + T_{11} + a_1(T_{11} - T_{12}) \qquad (8.23)$$

En donde T_S es la TSM; los valores de T son las temperaturas pirométricas a 11 o 12 µm, según se ha indicado, y a_0 y a_1 son constantes. Los algoritmos de esta forma general se han derivado para utilizarlos en mediciones diurnas o nocturnas, empleando varios canales IR (por ejemplo, McClain, Pichel y Walton, 1985).

Instrumentos

Para las mediciones TSM se han utilizado varios instrumentos a bordo de satélites (véase Rao y otros, 1990);

a) NOAA AVHRR;
b) GOES VAS;
c) NOAA HIRS/MSU;
d) GMS VISSR;
e) Seasat y Nimbus-7 SMMR (radiómetro multicanal de exploración en microondas);
f) SSM/T (sondeador especial de temperatura en microondas) en el DMSP (Programa de satélites meteorológicos para la defensa).

La fuente de TSM por satélite más utilizada, y con mucho, ha sido el AVHRR, en los canales 3, 4 y 5 (anexo 8.A).

8.3.6.2 Comparación con observaciones en tierra

Antes de considerar la comparación entre TSM derivadas por satélite con mediciones *in situ* es importante comprender lo que miden realmente los instrumentos del satélite. Entre unos 3 y 14 µm, los radiómetros a bordo solo miden la radiación emitida por una capa de "piel" de un espesor del orden de 1 mm. La temperatura física real de esa capa superficial puede diferir varios K de la temperatura del mar a un nivel inferior (por ejemplo a una profundidad comprendida entre algunos metros y varias decenas de metros), según las condiciones prevalecientes y cierto número de factores, tales como:

a) la mezcla de las capas superiores del océano debido al viento, o al ajuste gravitacional durante la noche, una vez enfriadas las capas más altas por efecto radiativo;
b) el calentamiento de la superficie del océano por la luz solar;
c) la evaporación;
d) la lluvia;
e) las corrientes;
f) el aumento y el descenso de las aguas.

El mayor de estos problemas puede ser el calentamiento de la capa superior del océano en un día

tranquilo y soleado. Hasta cierto punto, la disparidad entre las TSM de satélite se evita utilizando los algoritmos diurnos y nocturnos, especialmente afinados para tener en cuenta los efectos oceánicos durante el día. Con frecuencia se prefieren las TSM de satélite nocturnas porque el efecto de piel y la termoclina oceánica son mínimos de noche. También debe recordarse que las mediciones por barco se refieren a un valor puntual de determinada profundidad ("temperatura de toma") de 10 m o más, en tanto que el satélite mide la radiancia promediada en una gran superficie (de 1 a varias decenas o centenares de km^2). Debe señalarse que la calidad de los datos de barco con frecuencia puede variar mucho.

Rao y otros (1990) muestran una comparación entre las TSM de satélite multicanal a escala mundial con boyas a la deriva. El error es muy pequeño y la desviación cuadrática media es de 0,5 K. Comparaciones típicas de TSM de satélite en IR y datos *in situ* (por ejemplo, de boyas) muestran sesgos de 0,1 K como máximo, y errores en la gama de 0,4 a 0,6 K.

Rao y otros (1990) muestran asimismo una comparación de TSM de satélites en microondas (con el instrumento SMMR) y observaciones de barco. El sesgo es de 0,22 K, y la desviación típica de 0,75 K, en un mes.

En resumen, las TSM derivadas de satélites son una importante fuente de observaciones para aplicaciones meteorológicas y ocanográficas. Como los instrumentos a bordo de satélites proporcionan mediciones de la temperatura del mar muy distintas de las procedentes de barcos o boyas, hay que tener cuidado al fusionar los datos de satélite con datos clásicos. Sin embargo, muchos de estos posibles problemas de fusión de series de datos ligeramente dispares se han resuelto afinando minuciosamente algoritmos TSM de satélite, para tener la seguridad de que los datos obtenidos por satélite son coherentes con un punto de referencia definido por las observaciones de boyas a la deriva.

8.3.7 Humedad en la troposfera superior

El método utilizado para extraer valores de humedad en la troposfera superior (DTH) (a partir de datos de satélites geoestacionarios) se basa en la interpretación de las radiancias del canal de vapor de agua de 6,7 µm, y los resultados representan un valor medio a través de una espesa capa de la atmósfera, entre 600 y 300 hPa aproximadamente. Los límites de esta columna atmosférica no pueden especificarse con precisión, porque la función de contribución del canal de vapor de agua varía en altitud proporcionalmente al contenido en vapor de agua de la atmósfera. El resultado del tratamiento del segmento ofrece una descripción de todas las superficies identificadas (nube, tierra o mar) y el producto DTH solo se deriva para segmentos que no contienen nubes medias ni altas. La resolución horizontal es la del segmento nominal, y los valores se expresan en porcentaje de humedad relativa.

El producto se extrae de METEOSAT dos veces al día (sobre la base de los datos de imagen de 1100 y 2300 DTC), y se difunde por el SMT en clave SATOB de la OMM.

8.3.8 Ozono total

La luz ultravioleta solar que llega a la atmósfera es en parte absorbida y en parte retrodifundida al espacio. Como el ozono es el principal retrodifusor, el radiómetro de retrodifusión solar DV (SBDV), que mide las radiaciones DV retrodifundidas, permite calcular la distribución mundial y la variación temporal del ozono atmosférico. Las mediciones en la banda DV, de 160 a 400 pm, revisten ahora gran interés como indicador de posibles cambios climáticos.

Además del SBUV, el espectrómetro cartográfico del ozono total (TOMS) a bordo del Nimbus-7, es un aparato monocromo para medir la radiación en seis bandas de 0,28 a 0,3125 µm. Desde hace más de un decenio proporciona estimaciones de ozono total hasta un 2 por ciento aproximadamente de los datos en tierra, y es una de las principales fuentes de datos en la vigilancia del "agujero de ozono".

En vez de medir las longitudes de onda UV o del espectro visible, una banda de absorción del ozono de 9,7 µm en el IR térmico ha permitido medir la densidad de la columna de ozono total, utilizando radiómetros a bordo de satélites con exploración del limbo o subsatelital (por ejemplo, los instrumentos TOVS a bordo de satélites NOAA comprenden un canal de 9,7 µm). La precisión de este tipo de medición por satélite comparada con los datos en tierra (por ejemplo, con el espectrofotómetro de Dobson) es de 10 por ciento aproximadamente, sobre todo a causa de la dependencia de un solo canal (véase Ma, Smith y Woolf, 1984).

Cabe señalar que la enorme ventaja de los datos de satélite con respecto a los datos terrestres (sondas de ozono o mediciones de Dobson) es la cobertura

temporal y la gran cobertura espacial debido a las cuales esos datos son sumamente importantes para la vigilancia del agotamiento del ozono global, en particular sobre las regiones polares, donde las redes clásicas de observación son muy escasas.

En el decenio de 1990 se han puesto en servicio nuevos instrumentos satelitales especializados, que miden los niveles del ozono u otros componentes conexos en la atmósfera superior. Estos comprenden varios instrumentos a bordo del satélite de investigación de la atmósfera superior (DARS) de la NASA; el instrumento de medición del ozono y los aerosoles polares (POAM II), a bordo del Spot-3, un satélite de teledetección lanzado en 1993; el experimento 3 sobre gases y aerosoles estratosféricos (SAGE Ill); y una serie de instrumentos que se prevé lanzar con los satélites no estacionarios en órbita polar del sistema de observación de la Tierra (EOS) a finales del decenio.

8.3.9 Detección de cenizas volcánicas

Las nubes de cenizas volcánicas presentan un grave peligro para la aviación. Tan solo desde 1970 ha habido un gran número de incidentes peligrosos y costosos con aviones a reacción que volaban por inadvertencia entre nubes de ceniza procedentes de volcanes, especialmente en la región Asia-Pacífico y en el arco del Pacífico, donde hay un gran número de volcanes en actividad. Como resultado de este problema, la OMM, la OACI y otras organizaciones han trabajado activamente para disponer de mejores sistemas de detección y aviso, a fin de reducir al mínimo los riesgos para los pasajeros y los aviones.

La distinción entre nubes de ceniza volcánica y nubes normales (agua/hielo) a partir de imágenes de satélites en un solo canal en el espectro infrarrojo o visible es sumamente difícil, si no imposible, debido sobre todo a que las nubes de ceniza aparecen con frecuencia en regiones donde la nubosidad y la actividad de las tormentas son frecuentes, y a que ambos tipos de nubes son similares. Sin embargo, recientemente se han desarrollado técnicas para utilizar el canal de ventana dividida en el instrumento AVHRR de la NOAA para ayudar a distinguir las nubes de cenizas de las nubes normales, y mejorar la delimitación de las nubes de ceniza que pueden no ser visibles en imágenes IR de un solo canal.

La técnica que se utiliza en el AVHRR se basa en que las propiedades microfísicas de las nubes de ceniza difieren de las propiedades de las nubes de agua/hielo en el IR térmico, de manera que por encima de una nube de ceniza la diferencia de la temperatura pirométrica entre los canales 4 y 5 del instrumento AVHRR, T4 y T5, es normalmente negativa y llega hasta unos –10 K, en tanto que para las nubes de agua/hielo, los valores T4 y T5 son próximos a cero, o pequeños y positivos (Prata, 1989, y Potts, 1993).

Este principio de detección de las nubes de ceniza volcánica se aplica actualmente en el desarrollo de radiómetros multicanal utilizados en tierra o a bordo de aeronaves.

Se han efectuado muy pocos estudios con observaciones *in situ* de nubes de ceniza volcánica, con el fin de comprobar la calidad y la exactitud de la discriminación de este tipo de nubes, utilizando el AVHRR. Los informes de observaciones en tierra de erupciones volcánicas suelen utilizarse operativamente para indicar a los meteorólogos que las imágenes de los satélites pueden emplearse luego para vigilar la evolución y el movimiento subsiguientes de las nubes de ceniza. Procede señalar que la técnica tiene sus limitaciones; por ejemplo, en los casos en que las nubes de ceniza pueden dispersarse, y la radiación subyacente de las nubes de agua/hielo y de las superficie mar/tierra puede dar como resultado valores T4 y T5 próximos de cero o positivos, en lugar de negativos, como cabría esperar por encima de las nubes de ceniza volcánica.

8.3.10 Índices normalizados de diferencia de vegetación

Las observaciones por satélite pueden utilizarse para identificar y vigilar la vegetación (Rao y otros, 1990). Las aplicaciones comprenden la vigilancia de cultivos, la deforestación, la ordenación forestal, la evaluación de la sequía y la vigilancia de las crecidas. La técnica se basa en que la reflectancia de la vegetación rica es débil en longitudes de onda del espectro visible, pero muy fuerte en la región de 0,7 a 1,3 µm (debido a la interacción de la radiación incidente con la clorofila). Sin embargo, la reflectancia del suelo y del mar sigue siendo baja en las regiones próximas al IR y al visible. De ahí que en las técnicas de evaluación de la vegetación por satélite se utilice generalmente la diferencia de reflectividad entre un canal en el visible y un canal cerca del IR de 1 µm aproximadamente.

Por ejemplo, el índice normalizado de diferencia de vegetación (NDVI) obtenido con datos AVHRR, cuyo uso está muy generalizado, se define como:

$$NDVI = (Ch2 - Chl)/(Ch2 + Chi) \qquad (8.24)$$

Los valores de este índice se sitúan generalmente en la gama de 0,1 a 0,6 por encima de la vegetación, y los valores más altos están asociados a un mayor verdor y una mayor densidad de la cubierta vegetal. En cambio, sobre nubes, nieve, agua o rocas, el NDVI esta muy próximo de cero o es negativo.

La vigilancia de la vegetación por satélite se utilizó ampliamente por primera vez a mediados del decenio de 1970. Desde entonces se ha perfeccionado, principalmente como resultado del mejor conocimiento gradual teórico de la compleja interacción entre la vegetación y la radiación incidente, y también del mejor conocimiento de las características del instrumento a bordo y de las correcciones requeridas para las mediciones por satélite. Lo mismo que las mediciones TSM por satélite, el tratamiento de datos satelitales de NDVI conlleva numerosas correcciones para la geometría de la visión del satélite y la iluminación solar, los efectos atmosféricos, tales como aerosoles y vapor de agua, las características de calibración del instrumento, etc. Asimismo, al comienzo se procede también a eliminar nubes para obtener píxeles sin nubes.

Los tres principales instrumentos utilizados en la vigilancia de la vegetación por satélite son el AVHRR de la NOAA, y el Explorador Multiespectral y el Instrumento de Cartografía Temática de Landsat.

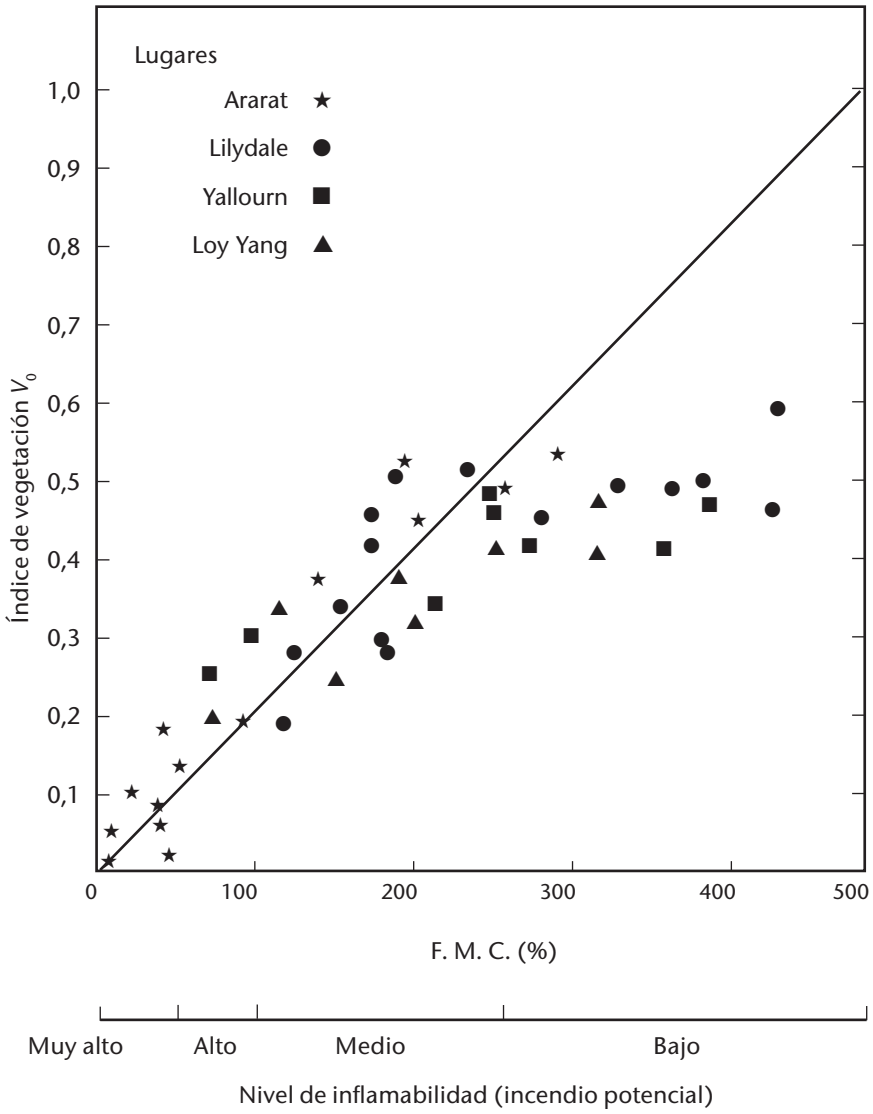


Figura 8.15. Índice de vegetación observado por satélite de cobertura total en función del contenido de humedad del combustible. Cada punto es un lugar determinado medio en un tiempo de muestreo dado (véase el texto).

La interpretación de los NDVI y su aplicación a diversos sectores de la meteorología o a la ciencia del sistema terrestre se basan en la comprensión de lo que mide exactamente el instrumento del satélite, lo cual es un complejo problema porque en el campo de visión las hojas verdes pueden orientarse a diferente ángulos, y puede haber distintos tipos de vegetación, así coma partes del campo de visión sin vegetación alguna. Sin embargo, el NDVI se correlaciona con parámetros medidos en tierra, como se indica en la figura 8.15 (Paltridge y Barber, 1988), que muestran un NDVI (denominado V_0) trazado teniendo en cuenta el contenido de humedad de los combustibles (FMC), derivado de las muestras de vegetación tomadas en tierra, en diferentes lugares vistos por el instrumento AVHRR de la NOAA. El gráfico muestra que el NDVI guarda una buena correlación con el contenido en humedad de los combustibles, salvo más allá de un valor crítico de FMC en el que la vegetación es muy verde, y con respecto al cual el NDVI se mantiene constante. Por lo tanto, el NDVI puede ser muy útil en las predicciones meteorológicas de los incendios.

En la figura 8.16 (Malingreau, 1986) se muestra el NDVI en un período de tres años, para una zona de arrozales de Tailandia. Las crestas en el NDVI corresponden a los cultivos de arroz en estación seca y en estación húmeda.

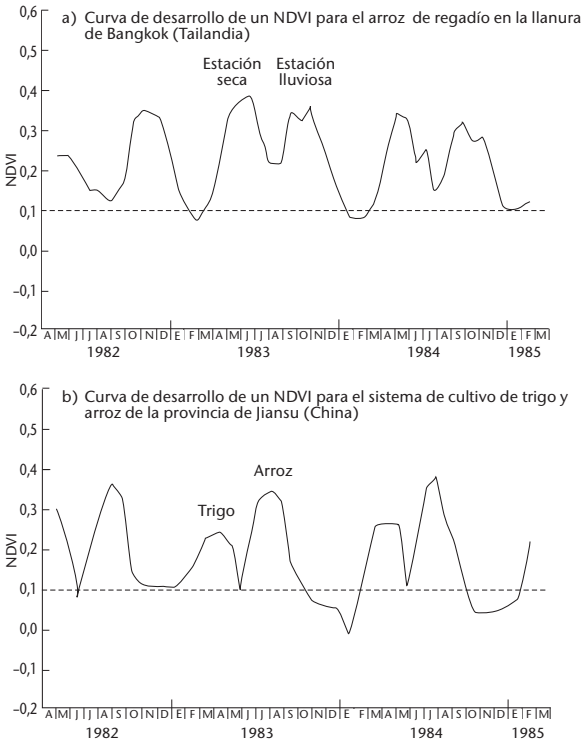


Figura 8.16. Curva de desarrollo del NDVI para el sistema de regadío de arroz en Tailandia, y de trigo y arroz en China

8.3.11 Otros parámetros

Actualmente se estiman mediante satélite otros parámetros, entre ellos diferentes gases traza atmosféricos, humedad del suelo (a partir de datos de radar de apertura sintética (ERS-1)), el vapor de agua integrado (SSM/I), el agua líquida en las nubes (SSM/I), la distribución de las aguas de crecidas, y el balance de radiación de la tierra (ERBE) (a bordo de satélites no geoestacionarios en órbita polar de la NOAA). La presión atmosférica no se ha medido aún en forma fiable desde el espacio. La inestabilidad atmosférica puede medirse a partir de los perfiles de temperatura y de humedad.

Se ha podido realizar un eficaz seguimiento de los incendios de montes bajos con instrumentos a bordo de satélites, especialmente el AVHRR de la NOAA (por ejemplo, Robinson, 1991). El canal 3 (en la ventana de 3,7 µm) es sumamente sensible a la presencia de "puntos calientes", es decir, regiones en las que la temperatura pirométrica puede variar de 400 K a unos 1 000 K. Es sensible debido a la fuerte sensibilidad térmica de la función de Planck y a la cresta de la radiancia de un cuerpo negro a partir de objetos calientes a unos 4 µm. Los puntos calientes destacan muchísimo en las imágenes del canal 3, lo que permite detectar con exactitud el frente de un incendio. En combinación con las imágenes del canal 1 y del canal 4, que pueden utilizarse para identificar el humo y las nubes, respectivamente, las del canal 3 son muy útiles para detectar incendios.

La nieve y el hielo pueden detectarse con instrumentos como el AVHRR (en el visible y en el infrarrojo) o el SMMR (microondas) a bordo del Nimbus-7 (por ejemplo, Gesell, 1989). Con el AVHRR, en el proceso de detección interviene la discriminación entre nieve/hielo y diversas superficies como tierra, mar o nubes. La variación con la longitud de onda de las características espectrales de esas superficies se explota utilizando algoritmos en los que intervienen técnicas como umbrales, tasas de radiancia o de reflectividad en distintas longitudes de onda; diferencias entre radiancias y reflectividades, o coherencia espacial. El inconveniente de utilizar el AVHRR es que la detección queda limitada por la presencia de nubes, lo cual es importante porque la nubosidad puede ser muy alta en las regiones de interés.

En las longitudes de onda de hiperfrecuencias, la detección de hielos marinos se basa en el marcado

contraste entre el mar y el hielo, debido a emisividades sumamente diferentes (y, por tanto, a temperaturas de brillo) de esas superficies en las longitudes de onda de hiperfrecuencias. La principal ventaja de la detección en hiperfrecuencias es la capacidad en cualesquiera condiciones meteorológicas, aunque la resolución espacial sea en general de varias decenas de km, en comparación con 1 km en el caso del AVHRR.

8.4 INSTALACIONES Y MEDIOS CONEXOS

8.4.1 Telemetría satelital

Todos los satélites reciben instrucciones y transmiten datos utilizando instalaciones de telemetría. Sin embargo, todos los satélites meteorológicos en órbita geoestacionaria y algunos en órbitas polares llevan transpondedores a bordo que reciben datos transmitidos desde plataformas de recopilación de datos (PERD) en estaciones periféricas. Esto permite a los satélites actuar como estaciones retransmisoras de telemetría.

Las ventajas que ofrece la telemetría por satélite son las siguientes:

a) no hay necesidad de estaciones repetidoras;
b) la instalación de las estaciones periféricas y de los receptores es sencilla;
c) las estaciones periféricas pueden desplazarse fácilmente de un lugar a otro;
d) las estaciones periféricas son discretas; sus antenas son pequeñas y no requieren altos mástiles;
e) está muy poco limitada por la topografía;
f) un receptor puede recibir datos de estaciones periféricas que cubran más de la cuarta parte de la superficie terrestre;
g) la corriente necesaria es mínima, por lo que la energía solar es adecuada;
h) el equipo tiene una gran fiabilidad, tanto a bordo del satélite como en tierra;
i) el usuario no necesita ninguna licencia de frecuencias, por disponer de ella el operador del satélite;
j) se pueden utilizar tantos receptares como sea necesario, sin tener que aumentar la energía, o las instalaciones, en las estaciones periféricas.

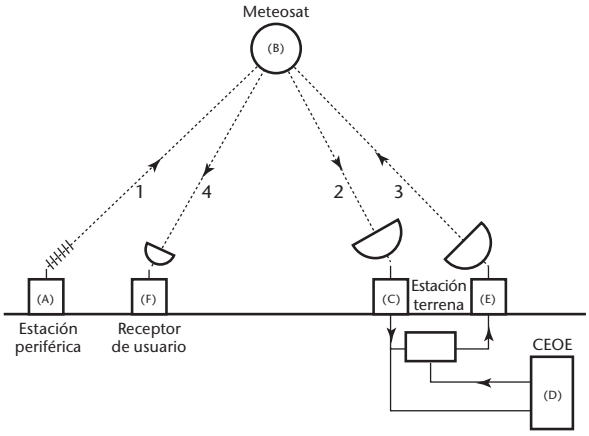


Figura 8.17. El sistema telemétrico de METEOSAT

8.4.2 Sistema telemétrico PRD de METEOSAT

En la figura 8.17 se muestra el sistema telemétrico PRD de METEOSAT. Procede señalar que con los satélites GOES, GMS e INSAT se utilizan sistemas similares, que se describen en OMM, 1989. Los sistemas para otros satélites geoestacionarios son análogos. La estación periférica (A) transmite sus mediciones a METEOSAT (B) a lo largo del trayecto 1 a determinados intervalos (cada hora, cada tres horas, diariamente, etc.). Dispone de un intervalo de tiempo de un minuto para transmitir sus datos, a una frecuencia comprendida entre 402,01 MHz y 402,20 MHz, con una potencia de cinco vatios (de 25 a 40 vatios para las estaciones móviles, con antenas omnidireccionales).

El satélite retransmite inmediatamente esos datos a la estación terrena del CEOE (C), situada en Odenwald, cerca de Michelstadt (Alemania), a lo largo del trayecto 2, a una frecuencia de unos 1 675 MHz. Desde allí se retransmiten los datos por línea terrestre al CEOE, a unos 40 km al noroeste de Odenwald, en Darmstadt (D). Allí se efectúa el control de calidad, se archivan y, cuando procede, se distribuyen por la Red Mundial de Telecomunicación. También se conservan en la estación terrena y se devuelven a METEOSAT (multiplexados con los datos de imágenes), mediante una segunda antena parabólica (E), a lo largo del trayecto 3, para retransmitirlos a los usuarios a través del satélite por el trayecto 4.

La señal tiene tal nivel que puede recibirse con una antena parabólica de 2 m de diámetro, aunque muchas veces basta con 1,5 m. El disco parabólico lleva incorporado un “convertidor reductor”, con el fin de convertir la señal recibida de 1 694,5 MHz a 137 MHz, para aplicarla a la entrada del receptor, que descodifica las transmisiones y envía los datos en caracteres ASCII a una impresora o un PC.

El equipo que constituye lo esencial de una estación periférica es la Plataforma de Recopilación de Datos (PRD). Se trata de un conjunto electrónico, muy similar a un registrador, que puede aceptar varias tensiones de entrada analógicas directamente de los sensores, o datos de serie (RS232) de una unidad de procesamiento entre los sensores y la PRD. También dispone de una pequeña memoria para almacenar las lecturas efectuadas entre transmisiones, una sección de procesador para la gestión global, un circuito de reloj, el radiotransmisor y una antena direccional u omnidireccional.

En la memoria se pueden almacenar hasta 600 bytes para transmitirlos a 100 bits por segundo. Esta capacidad puede duplicarse, pero entonces se requieren dos intervalos de un minuto para la transmisión. La capacidad se determina por la cantidad de datos que se pueden transmitir en un intervalo de un minuto.

Las PRD se programan en fábrica con su dirección (número octal de ocho dígitos) y su hora de transmisión, ambas especificadas por Eumetsat. En los futuros modelos será posible que la programación pueda hacerla el usuario, a fin de lograr más flexibilidad.

En explotación, el reloj interno de la PRD es ajustado por un operador a la hora TMG, para lo que se utiliza un "sincronizador" o un PC portátil. Se admite una variación de hasta 15 segundos en ambos sentidos, después de lo cual hay que reajustarlo.

En las horas convenidas, la PRD transmite el contenido acumulado de su memoria a METEOSAT, con lo que queda vacía y puede recibir la siguiente serie de datos para transmitirlos en el siguiente intervalo de tiempo, operación que se repite indefinidamente.

El sincronizador (o PC) puede utilizarse también para dar un nombre a la estación (por ejemplo, su lugar) y realizar toda una serie de pruebas que comprenden la verificación del ajuste del reloj, la tensión de la batería, el estado del transmisor, las entradas analógicas y el contenido de la memoria. También es posible acelerar el reloj para probar el funcionamiento general, incluido una prueba de transmisión (en una carga ficticia para impedir la interferencia transmitiendo fuera del intervalo de tiempo asignado)

Una PRD puede ir dentro de una pequeña caja y ser alimentada por batería solar. El resto de la estación exterior comprende los sensores, similares a los de una estación de registro clásica o una instalación terrestre de radiotelemetría.

8.4.3 Tratamiento de datos por METEOSAT

Imágenes

Las imágenes se establecen, línea por línea, mediante un radiómetro multiespectral (véanse las secciones anteriores) .

METEOSAT gira alrededor de su eje a 100 rotaciones por minuto, explorando la Tierra en líneas horizontales, de este a oeste. Un espejo efectúa un pequeño desplazamiento de sur a norte en cada rotación, efectuando una exploración completa de la Tierra en 25 minutos (comprendidos 5 minutos para reajustar el espejo para la siguiente exploración).

La imagen visible esta formada por 5 000 líneas, cada una de 5 000 píxeles, lo que da una resolución de 2,5 km directamente por debajo del satélite (menor resolución que en latitudes más altas). Las dos imágenes de infrarrojo comprenden cada una 2 500 líneas de 2 500 píxeles, lo que da una resolución subsatelital de 5 km.

Las imágenes se transmiten digitalmente, línea por línea, a 333 000 bits por segundo, durante el tiempo que el explorador mira al espacio. Esas transmisiones no están destinadas al usuario final, sino que pasan directamente a la estación terrena, donde son tratadas por el CEOE y difundidas luego a los usuarios, a través de METEOSAT, por dos canales distintos.

El primer canal se reserva para los datos de imágenes digitales de gran calidad, que se reciben en una estación principal de utilización de datos (PDUS). El segundo canal transmite las imágenes en forma analógica denominada WEFAX (Facsímil meteorológico), que es la norma utilizada por la mayoría de los satélites meteorológicos (comprendidos los satélites no estacionarios en órbita polar). Estas últimas imágenes pueden recibirse en estaciones secundarias de utilización de datos (SDUS).

Las SDUS reciben imágenes que abarcan diferentes secciones de la superficie terrestre en el campo de visión de METEOSAT. Las transmisiones se hacen con arreglo a un horario diario; cada cuatro minutos se transmite una imagen. Las SDUS reciben también transmisiones de las PRO.

Tratamiento de datos en las PRD

Además de obtener y difundir las imágenes, METEOSAT dispone actualmente de 66 canales para retransmitir los datos de las PRD de las estaciones periféricas a la estación terrena. La mitad de los canales se reservan para uso internacional, es decir, para las PRD móviles que pasan del campo de visión de un satélite meteorológico geoestacionario al del siguiente. El resto corresponde a las PRD "regionales" fijas. Cada canal puede dar servicio a tantas PRD como lo permitan su frecuencia de información y sus longitudes de información. Por lo tanto, con emisiones cada tres horas y mensajes de un minuto desde todas las PRD, y con un período intermedio de 30 segundos entre cada una (para tener en cuenta la variación del reloj), cada canal puede acomodar 120 PRD, lo que da un total de 7 920.

8.4.4 Sistemas telemétricos satelitales en órbita polar

Estos satélites giran en una órbita baja en dirección norte-sur, con un período de unos 100 minutos. Por consiguiente, no aparecen estacionarios en un punto del cielo, sino que aparecen sobre el horizonte, atraviesan luego el cielo (no forzosamente por encima), y desaparecen en el horizonte opuesto. Son visibles durante diez minutos más o menos en cada pasada, pero esto varía según el ángulo.

Tales órbitas imponen un modo de funcionamiento distinto para el sistema de telemetría que las utilice. A diferencia de los sistemas geoestacionarios, las PRD utilizadas con satélites en órbita polar (denominados sistemas de recopilación de datos — SRD) no pueden transmitir en horas fijas, ni pueden orientar su antena hacia un punto del cielo. En lugar de eso, los SRD se ajustan para transmitir a determinados intervalos, que varían entre 100 y 200 segundos. Utilizan una frecuencia similar, aunque no idéntica, a las PRD, y su antena es forzosamente omnidireccional.

A cada estación periférica se le asigna un intervalo de transmisión ligeramente distinto, con el fin de reducir la posibilidad de que dos estaciones transmitan simultáneamente. Como, debido al desplazamiento del satélite, se produce una desviación Doppler en la frecuencia de recepción, se obtiene una nueva separación de las estaciones periféricas, lo que difiere en cada SRD porque ocupa un lugar diferente con relación al satélite.

Esta última característica se utiliza también para poder seguir la posición de las estaciones periféricas móviles. Es uno de los factores más útiles de las órbitas polares, pues se puede seguir, por ejemplo, a una boya a la deriva y recoger sus datos. Además, la boya puede desplazarse completamente alrededor de la Tierra y ser seguida por el mismo satélite. Esta es la base del sistema ARGOS, que funciona con satélites NOAA, dirigido por Francia. Incluso las SRD fijas pueden beneficiarse de ello, pues el sistema permite recoger datos desde cualquier punto de la Tierra, a través de ese satélite.

Las transmisiones de las SRD son recibidas por el satélite en un punto determinado de su vuelo. Los medios de transmisión de los datos recibidos al usuario deben diferir de los adoptados por METEOSAT. Esto se hace por dos procedimientos.

En el primero, se retransmiten inmediatamente en tiempo real, en la banda de ondas decimétricas, y pueden llegar al receptor del usuario que disponga de antena omnidireccional. Para garantizar la comunicación, tanto el receptor como la estación periférica no deben estar separados por más de 2 000 km, puesto que ambos han de poder ver el satélite al mismo tiempo.

En el segundo, los datos recibidos se registran en un registrador de cinta magnética a bordo del vehículo espacial y se retransmiten a las estaciones terrenas cuando el satélite las sobrevuela. Esas estaciones se encuentran en Estados Unidos y en Francia (sistema ARGOS). Desde allí, los datos se difunden por el SMT o se imprimen y envían por correo, cuando hay menos urgencia.

Es bastante costoso utilizar satélites polares y, si bien presentan algunas ventajas excepcionales con respecto a los sistemas geoestacionarios, se utilizan menos como satélites de telemetría. Su principal ventaja consiste en que pueden recoger datos en altas latitudes, a las que no llegan los satélites geoestacionarios.

También pueden ser valiosos en las regiones del mundo no abarcadas actualmente por satélites geoestacionarios. Por ejemplo, el satélite japonés GMS no ofrece actualmente medios de retransmisión, y los usuarios solo pueden recibir los datos por el SMT. Mientras la superficie terrestre no esté totalmente abarcada por satélites geoestacionarios con medios de retransmisión, los satélites en órbita polar llenarán satisfactoriamente esa laguna.

ANEXO 8.A

CANALES DE RADIÓMETROS DE RESOLUCIÓN PERFECCIONADA (AVHRR)

Resolución en el nadir 1,1 km: anchura de la banda explorada > 2 600 km

Canal	*Longitud de onda µm*	*Principales usos*
1	0,58-0,68	Cartografía diurna de la superficie de las nubes
2	0,725-1,10	Agua, hielo y fusión de nieve en superficie
3	3,55-3,93	Temperatura de la superficie del mar, cartografía nocturna de las nubes
4	10,30-11,30	Temperatura de la superficie del mar, cartografía diurna y nocturna de las nubes
5	11,50-12,50	Temperatura de la superficie del mar, cartografía diurna y nocturna de las nubes

ANEXO 8.B
CANALES DE HIRS Y SUS APLICACIONES

Canales de la sonda de infrarrojos de alta resolución (HIRS) de la sonda vertical operativa (TOVS) del satélite de observación por televisión en infrarrojo (TIROS)

Canal	*Longitud de onda central µm*	*Principales usos*
1	15,00	Sondeo de la temperatura
2	14,70	
3	14,50	
4	14,20	
5	14,00	
6	13,70	
7	13,40	
8	11,10	Temperatura de la superficie y detección de las nubes
9	9,70	Ozono total
10	8,30	Sondeo del vapor de agua
11	7,30	
12	6,70	
13	4,57	Sondeo de la temperatura
14	4,52	
15	4,46	
16	4,40	
17	4,24	
18	4,00	Temperatura de la superficie
19	3,70	
20	0,70	Detección de nubes

Canales del equipo de sondeo de microondas (MSU)

Canal	*Frecuencia GHz*	*Principales usos*
1	50,31	Emisividad de superficie y atenuación de las nubes
2	53,73	Sondeo de la temperatura
3	54,96	
4	57,95	

Canales del equipo de sondeo estratosférico (SSU)

Tres canales de 15 µm para el sondeo de la temperatura.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Alishouse, J. C. y E. P. McClain, 1985: Sea surface temperature determinations. *Advances in Geophysics*, volumen 27, págs. 279 a 296.

Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies, 1991: *Technical Proceedings of the Sixth International TOVS Study Conference*. University of Wisconsin (see also proceedings of previous conferences, 1989, 1988).

Eyre, J. R., J. L. Brownscombe y R. J. Allam, 1984: Detection of fog at night using advanced very high resolution radiometer (AVHRR) imagery. *Meteorological Magazine*, 113, págs. 266 a 271.

Gesell, G., 1989: An algorithm for snow and ice detection using AVHRR data. *International Journal of Remote-sensing*, volumen 10, págs. 897 a 905.

King-Hele, D., 1964: *Theory of Satellite Orbits in an Atmosphere*. Butterworths, London.

Ma, X. L., W. L. Smith y H. M. Woolf, 1984: Total ozone from NOAA satellites: A physical model for obtaining measurements with high spatial resolution. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, volumen 23, número 9, págs. 1309 a 1314.

Malingreau, J. P., 1986: Global vegetation dynamics: Satellite observations over Asia. *International Journal of Remote-sensing*, volumen 7, págs. 1121 a 1146.

Massey, H., 1964: *Space Physics*. Cambridge University Press, London.

McClain, E. P., W. G. Pichel y C. C. Walton, 1985: Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, volumen 90, págs. 11587 a 11601.

Organización Meteorológica Mundial, 1989: *Guía del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 488, Ginebra.

—, 1994*a*: *Information on Meteorological and Other Environmental Satellites*. Tercera edición. WMO-No. 411, Ginebra.

—, 1994*b*: *Application of Satellite Technology: Annual Progress Report 1993*. WMO Satellite Report No. SAT-12, WMO/TD-No. 628, Ginebra.

—, 2003: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 544, Ginebra.

Paltridge, G. W. y J. Barber, 1988: Monitoring grassland dryness and fire potential in Australia with NOAA/AVHRR data. *Remotesensing of the Environment*, volumen 25, págs. 381 a 394.

Potts, R. J., 1993: Satellite observations of Mt Pinatubo ash clouds. *Australian Meteorological Magazine*, volumen 42, págs. 59 a 68.

Prata, A. J., 1989: Observations of volcanic ash clouds in the 10-12 micron window using AVHRR/2 data. *International Journal of Remote sensing*, volumen 10, págs. 751 a 761.

Prata, A. J., R. P. Cechet, I. J. Barton y D. T. Llewellyn-Jones, 1990: The along-track scanning radiometer for ERS-1: Scan geometry and data simulation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote-sensing*, volumen 28, págs. 3 a 13.

Rao, P. K., S. J. Holmes, R. K. Anderson, J. S. Winston y P. E. Lehr, 1990: *Weather Satellites: Systems, Data, and Environmental Applications*. American Meteorolological Society, Boston.

Robinson, J. M., 1991: Fire from space: Global fire evaluation using infrared remote-sensing. *International Journal of Remote-sensing*, volumen 12, págs. 3 a 24.

Saunders, R. W. y K. T. Kriebel, 1988: An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote-sensing*, volumen 9, págs. 123 a 150.

Smith, W. L., 1985: Satellites. En D. D. Houghton (ed.): *Handbook of Applied Meteorology*, Wiley, Nueva York, págs. 380 a 472.

Smith, W. L. y C. M. R. Platt, 1978: Comparison of satellite-deduced cloud heights with indications from radiosonde and ground-based laser measurements. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 17, número 17, págs. 1796 a 1802.

CAPÍTULO 9

MEDICIONES POR RADAR

9.1 GENERALIDADES

Este capítulo ofrece un examen elemental de los radares meteorológicos de microondas —el radar meteorológico— utilizados sobre todo para observar los hidrometeoros en la atmósfera. Se insiste especialmente en las características técnicas y operativas que han de tenerse en cuenta al planificar, desarrollar y operar radares y redes de radares en apoyo de los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos. El capítulo se basa en una considerable lista de referencias. Además, informa brevemente sobre los sistemas radar de alta frecuencia utilizados para la observación de la superficie oceánica. Los radares empleados en el estudio de los perfiles verticales se tratan en el capítulo 5 de la parte II.

9.1.1 El radar meteorológico

Los radares meteorológicos pueden detectar la precipitación y las variaciones del índice de refracción en la atmósfera generadas por variaciones locales de la temperatura o de la humedad. También pueden producir ecos de radar las aeronaves, el polvo, los pájaros o los insectos. En este capítulo se analizan los radares que se utilizan generalmente en todo el mundo. Los radares meteorológicos con las características más apropiadas para la observación y la investigación de la atmósfera transmiten pulsos electromagnéticos en el rango de frecuencias de 3 a 10 GHz (longitud de onda de 10 a 3 cm respectivamente). Están diseñados para detectar y localizar zonas de precipitación, medir su intensidad y desplazamiento, y a veces su tipo. Para detectar hidrometeoros más pequeños, como una nube o incluso gotas de niebla, se emplean frecuencias más altas. Si bien esas frecuencias tienen valiosas aplicaciones en el estudio de la física de las nubes, no se utilizan normalmente en la predicción operativa, debido a la excesiva atenuación de la señal del radar por el medio que atraviesa. Los radares que funcionan en frecuencias más bajas pueden detectar variaciones del índice de refracción con aire claro, y se utilizan para evaluar el perfil del viento. Si bien pueden detectar la precipitación, sus capacidades de exploración están limitadas por el tamaño de la antena requerida para lograr una resolución eficaz.

El pulso transmitido, cuando encuentra un objetivo meteorológico, devuelve una señal, denominada eco, que tiene una amplitud, una fase y una polarización. La mayoría de los radares operativos en el mundo se limitan todavía al análisis de la característica de amplitud que está relacionada con la distribución del tamaño y con el número de partículas en el volumen (pulso) iluminado por el haz del radar. La amplitud se emplea para determinar un parámetro denominado factor de reflectividad (Z) que permite estimar la masa de precipitación por unidad de volumen o la intensidad de la precipitación mediante relaciones empíricas. Por lo tanto, una aplicación fundamental consiste en detectar, localizar y estimar la precipitación al nivel del suelo de forma instantánea, casi continuamente, y en grandes áreas.

En algunos radares experimentales se han usado factores de reflectividad medidos con las dos polarizaciones de la onda transmitida y de la señal recibida. Continúan las investigaciones para determinar el valor y las posibilidades de los sistemas de polarización en cuanto a la medición de la precipitación y el estado del "objetivo", pero actualmente no se dispone aún de sistemas en operación.

Los radares Doppler pueden determinar la diferencia de fase entre el pulso transmitido y recibido. La diferencia es una medida de la velocidad media Doppler de las partículas: la media ponderada según la reflectividad de las componentes radiales de las velocidades de desplazamiento de los hidrometeoros en el volumen de pulsos. La anchura del espectro Doppler permite medir la variabilidad en el espacio de las velocidades, y proporciona algunas indicaciones de la cizalladura del viento y de la turbulencia. Los radares Doppler ofrecen una nueva dimensión importante para las observaciones meteorológicas por radar, y la mayoría de los nuevos sistemas tienen estas posibilidades.

Los radares meteorológicos modernos deberían poseer características óptimas para producir los mejores datos con fines de explotación, y su instalación, funcionamiento y mantenimiento deberían ser adecuados para que los meteorólogos pudieran aprovechar la capacidad del sistema.

Cuadro 9.1. Bandas de frecuencias de los radares

Banda	*Frecuencia*	*Longitud de onda*	*Nominal*
UHF	300–1 000 MHz	1–0,3 m	70 cm
L	1 000–2 000 MHz	0,3–0,15 m	20 cm
S[a]	2 000–4 000 MHz	15–7,5 cm	10 cm
C[a]	4 000–8 000 MHz	7,5–3,75 cm	5 cm
X[a]	8 000–12 500 MHz	3,75–2,4 cm	3 cm
K_u	12,5–18 GHz	2,4–1,66 cm	1,50 cm
K	18–26,5 GHz	1,66–1,13 cm	1,25 cm
K_a	26,5–40 GHz	1,13–0,75 cm	0,86 cm
W	94 GHz	0,30 cm	0,30 cm

[a] Bandas más comunes en los radares meteorológicos.

Cuadro 9.2. Algunos parámetros y unidades empleados en los radares meteorológicos

Símbolo	*Parámetro*	*Unidades*
Z_e	Reflectividad de radar equivalente o efectiva	$mm^6\ m^{-3}$ o dBZ
V_r	Velocidad radial media	$m\ s^{-1}$
σ_v	Anchura del espectro	$m\ s^{-1}$
Z_{dr}	Reflectividad diferencial	dB
CDR	Relación de despolarización circular	dB
LDR	Relación de despolarización lineal	dB
k_{dp}	Fase de propagación	grados km^{-1}
ρ	Coeficiente de correlación	

9.1.2 Características del radar, terminología y unidades

La selección de las características del radar, y el conocimiento del clima y de la aplicación son importantes para determinar el grado de exactitud aceptable en la medición de la estimación de la precipitación (cuadros 9.1, 9.2 y 9.3).

9.1.3 Aplicaciones meteorológicas

Las observaciones de radar son sumamente útiles para:

a) la detección, el seguimiento y el aviso de tiempo severo;
b) la vigilancia de sistemas meteorológicos sinópticos y mesoescalares;
c) la estimación de cantidades de precipitación.

Las características elegidas para un radar no serán adecuadas para todas las aplicaciones. Los criterios de selección de un sistema radar normalmente se optimizan con el fin de que el sistema pueda servir para varias aplicaciones, pero también pueden especificarse para responder mejor a una aplicación determinada de gran importancia. Las elecciones de la longitud de onda, la apertura del haz, la duración de los pulsos y las frecuencias de repetición de pulsos (PRF) tienen consecuencias particulares. Por consiguiente, los usuarios deberían examinar cuidadosamente las aplicaciones y la climatología antes de determinar las especificaciones para el radar.

Cuadro 9.3. Parámetros físicos y unidades empleados en los radares

Símbolo	*Parámetro*	*Unidades*
c	Velocidad de la luz	$m\ s^{-1}$
f	Frecuencia de transmisión	Hz
f_d	Desplazamiento de frecuencia Doppler	Hz
P_r	Potencia de recepción	mW o dBm
P_t	Potencia de transmisión	kW
PRF	Frecuencia de repetición de los pulsos	Hz
T	Período de la repetición de los pulsos (= 1/PRF)	ms
Ω	Velocidad de rotación de la antena	grados s^{-1} o rpm
λ	Longitud de onda de la onda transmitida	cm
ϕ	Ángulo acimutal	grados
θ	Apertura del haz entre puntos de potencia mitad	grados
τ	Duración de los pulsos	s
γ	Ángulo de elevación	grados

Detección y aviso de tiempo severo

El radar es el único medio realista de vigilar en superficie el tiempo severo en una zona extensa. Las intensidades, la extensión y los patrones de los ecos de radar pueden utilizarse para identificar zonas de tiempo severo, incluyendo tormentas con granizo probable y vientos devastadores. El radar Doppler, que puede identificar y proporcionar una medida de los vientos intensos asociados con frentes de ráfagas, descensos violentos del aire y tornados, agrega una nueva dimensión. El alcance nominal de cobertura es del orden de 200 km, suficiente para la predicción a corto plazo y para los avisos locales. Las redes de radares se utilizan para ampliar la cobertura (Browning y otros, 1982). Los datos deben ser interpretados por personal que esté bien formado y vigilando a fin de proporcionar avisos efectivos.

Vigilancia de sistemas sinópticos y mesoescalares

Los radares pueden proporcionar una monitorización casi continua del tiempo relacionado con tempestades sinópticas y mesoescalares en una zona extensa (por ejemplo, un alcance de 220 km, y una superficie de 125 000 km^2) si no hay colinas que lo impidan. Debido a ecos parásitos terrestres a cortas distancias y a la curvatura de la Tierra, la distancia práctica máxima para las observaciones meteorológicas es de unos 200 km. En áreas extensas de agua, con frecuencia no se dispone de otros medios de observación, o no es posible hacer observaciones. Las redes pueden ampliar la cobertura y ser rentables. El radar proporciona una buena descripción de la precipitación. Las aperturas de haz más estrechas proporcionan mejor resolución de los patrones de ecos y una eficacia mayor a mayores distancias. En regiones donde son comunes las precipitaciones fuertes y extensas, se necesita una longitud de onda de 10 cm para obtener buenas medidas de precipitación. En otras zonas, como las de latitudes medias, los radares de 5 cm pueden ser realmente eficaces a un costo mucho menor. La longitud de onda de 3 cm sufre de una atenuación excesiva por la precipitación para ser verdaderamente eficaz, salvo en casos de lluvia o nieve muy ligera. Se ha empezado a trabajar sobre un concepto de redes densas de radares con una longitud de onda de 3 cm, con capacidades polarimétricas para resolver el problema de atenuación de los radares de 3 cm aislados.

Estimación de la precipitación

El radar se emplea desde hace mucho para estimar la intensidad y, por ende, la cantidad y distribución de la precipitación, con una buena resolución en el tiempo y en el espacio. La mayoría de los estudios se han dedicado a las precipitaciones de lluvia, pero también pueden hacerse mediciones de la nieve teniendo debidamente en cuenta la composición del objetivo. Para una descripción más completa de la tecnología moderna, las técnicas, los problemas y las dificultades, así como de la eficacia y la exactitud, deberían consultarse los estudios de Joss y Waldvogel (1990) y Smith (1990).

Las estimaciones de la precipitación a nivel del suelo mediante sistemas radar típicos se efectúan en general para áreas de 2 km^2, en períodos sucesivos de 5 a 10 minutos, utilizando exploraciones con un indicador panorámico (PPI) de ángulo de elevación reducido y aperturas del haz de 1°. Al comparar las estimaciones radar con las mediciones de precipitación en los pluviómetros sobre el terreno, se ha encontrado que sus valores se diferencian en menos de un factor de 2. Las mediciones realizadas con pluviómetros y radares son estimaciones de un parámetro que varía constantemente. El pluviómetro muestrea una superficie sumamente reducida (100 cm^2, 200 cm^2), en tanto que el radar integra sobre un volumen, a una escala mucho mayor. Los resultados de la comparación pueden mejorarse ajustando las estimaciones del radar a las mediciones efectuadas con el pluviómetro.

9.1.4 Productos meteorológicos

Un radar puede proporcionar una gama de productos meteorológicos en apoyo de diversas aplicaciones. Los productos que pueden generarse mediante un radar meteorológico dependen del tipo de radar, de sus características de procesamiento de la señal, y del sistema de control y análisis asociado al radar. La mayoría de los radares modernos realizan automáticamente una exploración en volumen que consiste en un número de rotaciones completas de acimut de la antena para varios ángulos de elevación. Todos los datos polares sin tratar se almacenan en una red tridimensional, denominada comúnmente base de datos de volumen, que sirve como fuente de los datos para el procesamiento y archivado posterior de los mismos. Mediante una aplicación informática se genera una amplia variedad de productos meteorológicos que se visualizan en forma de imágenes en una pantalla de color de alta resolución. Los valores reticulares o de píxel y la conversión en coordenadas x-y se calculan utilizando técnicas de interpolación tridimensional. Para un radar meteorológico Doppler típico, las variables presentadas son la reflectividad, la intensidad de la precipitación, la velocidad radial

y la anchura del espectro. Cada píxel de una imagen representa el valor codificado en color de una variable seleccionada.

A continuación figura una lista de mediciones y productos generados, la mayoría de los cuales se explican en este capítulo:

a) Indicador panorámico (PPI): representación en formato polar de una variable, obtenida a partir de una sola rotación de antena completa con un ángulo de elevación dado. Se trata de una visualización de radar clásica, utilizada fundamentalmente para la vigilancia del tiempo.
b) Indicador de altura-distancia (RHI): representación de una variable obtenida, a partir de un solo barrido de elevación, normalmente de 0 a 90°, para un acimut determinado. Es la visualización de radar clásica que muestra estructuras detalladas de sección transversal, y se utiliza para identificar fuertes tormentas, granizo y la banda brillante.
c) Indicador panorámico de altitud constante (CAPPI): representación de una sección transversal horizontal de una variable a una altitud determinada, obtenida por interpolación a partir de los datos de volumen. Se utiliza para la vigilancia y la identificación de fuertes tormentas. También es útil para vigilar el tiempo a determinados niveles de vuelo en las aplicaciones de tránsito aéreo. Las regiones que aparecen "sin datos" en el CAPPI (cercanas al radar y alejadas del mismo con referencia a la altitud determinada) se rellenan con datos de la elevación más alta y más baja respectivamente, bajo otra forma de CAPPI, denominada "pseudo CAPPI".
d) Sección transversal vertical: representación de una variable sobre un vector de superficie definido por el usuario (y no necesariamente mediante el radar). Se obtiene por interpolación a partir de los datos de volumen.
e) Máximo de columna: representación, en plano, del valor máximo de una variable sobre cada punto de la zona observada.
f) Topes de eco (ECHOTOP): representación, en plano, de la altura máxima (tope) a la que se alcanza el valor de una reflectividad seleccionable, obtenida analizando los datos de volumen. Es un indicador de tiempo severo y granizo.
g) Líquido integrado verticalmente (VIL): representación, en plano, de una capa determinada de la atmósfera. Es un indicador de la intensidad de las tormentas violentas.

Además de estas visualizaciones estándar o básicas, pueden generarse otros productos para responder a las necesidades particulares de los usuarios con fines tales como hidrología, predicción inmediata (véase la sección 9.10) o aviación:

a) Acumulación de la precipitación: estimación de la precipitación acumulada durante cierto período en cada punto de la zona observada.
b) Precipitación total por subcuenca: precipitación acumulada integrada en una zona.
c) Representación velocidad-acimut (VAD): estimación del perfil vertical del viento por encima del radar. Se calcula a partir de una sola rotación de la antena para un ángulo de elevación dado.
d) Procesamiento de velocidad en un volumen: utiliza datos de un volumen tridimensional.
e) Trayectoria de la tormenta: producto obtenido mediante un programa informático complejo para determinar la trayectoria de las células tormentosas y predecir la futura posición del centroide de la tormenta.
f) Cizalladura del viento: estimación de la cizalladura del viento radial y tangencial a una altura especificada por el usuario.
g) Perfil de divergencia: estimación de la divergencia de los datos de la velocidad radial, obteniendo un perfil de divergencia en base a ciertos supuestos.
h) Mesociclón: producto de un avanzado programa informático de reconocimiento de patrones que identifica las características de rotación sobre una base tridimensional de datos de velocidad en la escala de la circulación mesociclónica, a menudo asociada con la generación de tornados.
i) Característica de vórtice de tornado: se obtiene como producto de un avanzado programa informático de reconocimiento de patrones que, usando una base tridimensional de datos de velocidad en la escala de circulación de los vórtices de tornado, identifica la característica de "cizalladura puerta a puerta" asociada a los mismos.

9.1.5 Requisitos de exactitud de los radares

Los requisitos de exactitud dependen de las aplicaciones más importantes de las observaciones efectuadas por radar. Los radares modernos debidamente instalados, calibrados y mantenidos son relativamente estables y no producen errores de medición significativos. Los factores externos, entre ellos los efectos de ecos parásitos terrestres, la propagación anómala, los efectos de atenuación y propagación, los efectos del haz, la composición de los objetivos y, sobre todo, sus fluctuaciones y cambios en el plano vertical, así como las anomalías de la relación entre la intensidad de las precipitaciones y la reflectividad, contribuyen mucho a la inexactitud.

Cuadro 9.4. Requisitos para valores de incertidumbre

Parámetro	*Definición*	*Incertidumbre aceptable*[a]
ϕ	Ángulo de acimut	0,1°
γ	Ángulo de elevación	0,1°
V_r	Velocidad Doppler media	1,0 m s^{-1}
Z	Factor de reflectividad	1 dBZ
σ_v	Anchura del espectro Doppler	1 m s^{-1}

[a] Estas cifras se refieren a un espectro gaussiano estándar con una desviación típica menor de 4 m^{-1}. Cuando crece la anchura del espectro aumenta la incertidumbre de la velocidad y disminuye la incertidumbre de la reflectividad.

Si se tienen en cuenta únicamente los errores atribuibles al sistema radar, pueden determinarse los parámetros mensurables con suficiente grado de exactitud (véase el cuadro 9.4).

9.2 TECNOLOGÍA DE RADAR

9.2.1 Principios de medición por radar

Los principios del radar y la observación de los fenómenos meteorológicos por radar se establecieron en el decenio de 1940. Desde entonces se ha avanzado mucho en el mejoramiento del equipo, y en el tratamiento e interpretación de las señales y de los datos. Se deberían consultar algunos textos para obtener más información. Entre las buenas referencias figuran: Skolnik (1970) para los aspectos técnicos y el material; Battan (1981) para los fenómenos y las aplicaciones de carácter meteorológico; Atlas (1964 y 1990), Sauvageot (1982) y OMM (1985) para un estudio general; Rinehart (1991) para las técnicas modernas; y Doviak y Zrnic (1993) para los principios y las aplicaciones del radar Doppler. A continuación se resumen brevemente los principios.

La mayoría de los radares meteorológicos son radares por pulsos. Las ondas electromagnéticas a frecuencias fijas predeterminadas se transmiten desde una antena direccional a la atmósfera, en una rápida sucesión de breves pulsos. En la figura 9.1 se muestra simbólicamente una antena direccional de radar que emite un haz formado por pulsos de energía electromagnética sobre la superficie curva de la Tierra, e ilumina una porción de un objetivo meteorológico. El diagrama muestra claramente algunas de las limitaciones y de los condicionamientos físicos de la técnica de observación. Por ejemplo, la altitud mínima a la que puede efectuarse una observación a gran distancia está limitada por la curvatura de la Tierra.

Un reflector parabólico situado en el sistema de antena concentra la energía electromagnética en un haz de forma cónica, muy direccional. La apertura del haz aumenta con la distancia; por ejemplo, un haz de 1° nominal alcanza una anchura de 0,9, 1,7 y 3,5 km para distancias de 50, 100 y 200 km, respectivamente.

Las breves ráfagas de energía electromagnética son absorbidas y dispersadas por cualquier objetivo meteorológico que se encuentre. Parte de la energía dispersada es devuelta a la antena y al receptor del radar. Como las ondas electromagnéticas se desplazan a la velocidad de la luz (es decir, a $2{,}99 \times 10^8$ m s^{-1}), midiendo el tiempo transcurrido entre la transmisión del pulso y su retorno se puede determinar la distancia del objetivo. Entre los pulsos sucesivos, el receptor queda a la escucha de cualquier retorno de onda. La señal de retorno procedente del objetivo se denomina comúnmente eco radar.

La intensidad de la señal devuelta al receptor del radar es función de la concentración, el tamaño y la fase de las partículas de precipitación que constituyen el objetivo. Por lo tanto, la potencia recibida de retorno P_r, permite medir las características del objetivo meteorológico, y está relacionada, aunque no exclusivamente, con una intensidad de la precipitación que depende de su forma. La "ecuación del alcance del radar" establece una relación entre la potencia de la señal devuelta por el objetivo, las características del radar y los parámetros del objetivo.

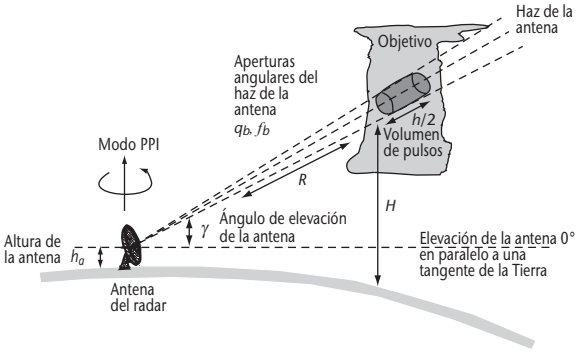


Figura 9.1. Propagación de ondas electromagnéticas a través de la atmósfera en el caso de un radar meteorológico de pulsos; h_a es la altura de la antena por encima de la superficie terrestre; R, es el alcance de la antena; h es la longitud del pulso; $h/2$, es la profundidad del volumen de la muestra; y H, es la altura del pulso por encima de la superficie terrestre.

Las mediciones de potencia están determinadas por la potencia total de la señal retrodispersada por el objetivo en un volumen muestreado en un instante cualquiera: el volumen del pulso (es decir el volumen de la muestra). La magnitud de este volumen depende de la longitud del pulso de radar en el espacio (h) y de las aperturas del haz de la antena en el plano vertical (ϕ_b) y en el horizontal (θ_b). La apertura del haz, y por consiguiente el volumen del pulso, aumentan con la distancia. Como la señal cuya potencia llega de vuelta al radar realiza un trayecto de ida y vuelta, la longitud del volumen del pulso solo es igual a la mitad de su longitud en el espacio ($h/2$), y no varía en función de la distancia. La ubicación del volumen del pulso en el espacio está determinada por la posición de la antena en acimut, así como por la elevación y la distancia del objetivo. La distancia (r) está determinada por el tiempo que tarda el pulso en alcanzar el objetivo y volver al radar.

Las partículas que se encuentran dentro del volumen del pulso se mezclan continuamente entre sí, produciendo efectos de fase en la señal dispersada y fluctuaciones de intensidad con respecto a la intensidad media del objetivo. Una sola medición de la intensidad del eco de un objetivo meteorológico no tiene gran valor. Para obtener una estimación razonable de la intensidad media es preciso integrar al menos de 25 a 30 pulsos (Smith, 1995). Esto se hace normalmente de manera electrónica en un circuito de integración. Con frecuencia se lleva a cabo un promedio adicional de los pulsos en distancia, acimut y tiempo para ampliar el tamaño del muestreo y mejorar la exactitud de la estimación, con lo que la resolución espacial disminuye.

9.2.2 Ecuación del radar para objetivos de precipitación

Los objetivos meteorológicos consisten en un volumen de partículas más o menos esféricas compuestas totalmente de hielo y/o agua y distribuidas aleatoriamente en el espacio. La energía retrodispersada desde el volumen del objetivo depende del número, el tamaño, la composición, la posición relativa, la forma y la orientación de las partículas dispersoras. La energía total retrodispersada es la suma de la energía retrodispersada por cada una de esas partículas.

Utilizando este modelo de objetivo y la teoría electromagnética, Probert-Jones (1962) desarrolló una ecuación que relaciona la potencia del eco recibida por el radar con los parámetros del radar, la distancia de los objetivos y las características de dispersión. En general, se considera que esa relación permite obtener una medición cuantitativa de la reflectividad con un grado de exactitud suficiente, teniendo en cuenta las hipótesis generalmente realistas realizadas en su deducción:

$$\bar{P}_r = \frac{\pi^3}{1\,024 \ln 2} \cdot \frac{P_t h G^2 \theta_b \phi_b}{\lambda^2} \cdot \frac{|K|^2 10^{-8} Z}{r^2} \qquad (9.1)$$

donde $\bar{P}_r$ es la potencia de la señal reenviada al radar, promediada en varios pulsos, expresada en vatios; P_t es la potencia pico del pulso emitido por el radar, expresada en vatios; h es la longitud del pulso en el espacio, en metros ($h = c\tau/2$, donde c es la velocidad de la luz, y τ la duración del pulso); G es la ganancia de la antena con relación a una antena isótropa; θ_b y ϕ_b designan las aperturas angulares del haz en el plano horizontal y vertical, en radianes, del diagrama de radiación de la antena al nivel –3 dB de la transmisión en un sentido; λ es la longitud de onda de la onda emitida-transmitida, en metros; $|K|^2$ es el factor del índice de refracción del objetivo; r es la distancia oblicua desde el radar hasta el objetivo, en metros; y Z es el factor de reflectividad del radar (tomado normalmente como el factor de reflectividad equivalente Z_e cuando no se conocen bien las características del objetivo), en $mm^6\,m^{-3}$.

El segundo término de la ecuación contiene los parámetros del radar, y el tercero los parámetros que dependen de la distancia y de las características del objetivo. Los parámetros del radar, salvo la potencia transmitida, son relativamente constantes, y si el transmisor se opera y mantiene a una salida constante (como debería ser), la ecuación puede simplificarse así:

$$\bar{P}_r = \frac{C|K|^2 Z}{r^2} \qquad (9.2)$$

donde C es la constante del radar.

La formulación de esta ecuación se basa en cierto número de supuestos fundamentales de importancia variable para la aplicación y la interpretación de los resultados. Si bien son razonablemente realistas, las condiciones no se cumplen siempre exactamente, y en ciertos casos influyen en las mediciones (Aoyagi y Kodaira, 1995). Esos supuestos se resumen como sigue:

a) las partículas de precipitación dispersoras presentes en el volumen del objetivo son esferas dieléctricas homogéneas de poco diámetro en relación con la longitud de onda, es decir, $D < 0{,}06\,\lambda$, para la aplicación estricta de las aproximaciones de dispersión de Rayleigh;

b) el volumen del pulso está totalmente lleno de partículas de precipitación distribuidas aleatoriamente;
c) el factor de reflectividad Z es uniforme a lo largo del volumen del pulso muestreado y constante durante el intervalo de muestreo;
d) todas las partículas son gotas de agua o todas son partículas de hielo; es decir que todas las partículas tienen el mismo factor de índice de refracción $|K|^2$ y la dispersión de energía por las partículas es isotrópica;
e) la dispersión múltiple (entre partículas) es insignificante;
f) no hay atenuación en el espacio situado entre el radar y el volumen del objetivo;
g) las ondas incidentes y retrodispersadas están polarizadas linealmente;
h) el lóbulo principal del diagrama de radiación de la antena tiene forma gaussiana;
i) la antena es un reflector parabólico de sección transversal circular;
j) la ganancia de la antena se conoce o puede calcularse con suficiente exactitud;
k) la contribución de los lóbulos secundarios a la potencia recibida es insignificante;
l) la absorción de la señal transmitida por los ecos parásitos terrestres en el haz es insignificante;
m) la potencia pico transmitida (P_t) es la potencia real transmitida por la antena, es decir, que todas las pérdidas debidas al guiaondas, etc., y la atenuación en el radomo han sido tenidas en cuenta;
n) la potencia media medida (P_r) se promedia sobre un número suficiente de pulsos o de muestras independientes para que sea representativa de la media sobre el volumen del pulso del objetivo.

Esta formulación simplificada establece una relación entre la potencia de eco medida por el radar y el factor de reflectividad radar, Z, que está a su vez relacionado con la intensidad de la precipitación. Tales factores y sus relaciones son elementos esenciales para interpretar la intensidad del objetivo y para evaluar las cantidades de precipitación a partir de mediciones efectuadas por radar. A pesar del número de hipótesis, esta formulación ofrece una estimación razonable de la masa del objetivo, estimación que puede mejorarse mediante un nuevo análisis de las hipótesis.

9.2.3 Radar meteorológico básico

El radar meteorológico básico consta de:
a) un transmisor para producir energía a frecuencias de microondas;
b) una antena para centrar las microondas transmitidas en un haz estrecho y recibir cualquier señal de retorno;
c) un receptor para detectar, amplificar y convertir la señal de microondas en una señal de baja frecuencia;
d) un procesador para extraer la información deseada de la señal recibida; y
e) un sistema para presentar la información en forma inteligible.

Otros elementos que permiten optimizar las capacidades del radar son:
a) un procesador para producir visualizaciones suplementarias; y
b) un sistema de registro para guardar los datos con fines de formación, estudio y archivo.

Un radar meteorológico básico puede ser no coherente, es decir, que la fase de los pulsos sucesivos sea aleatoria y desconocida.

Casi todos los sistemas actuales utilizan ordenadores para el control de los radares, el tratamiento digital de las señales, el registro, la visualización y el archivo de los productos.

La potencia de la señal retrodispersada por los objetivos meteorológicos, detectada por un radar típico, es del orden de 10^{-8} a 10^{-15} vatios, abarcando un intervalo de 70 dB aproximadamente, entre los objetivos detectables más fuertes y los más débiles. Para cubrir debidamente este intervalo de potencia de la señal se utilizaba en el pasado un receptor logarítmico. Sin embargo, ya se están introduciendo radares modernos operativos y experimentales con receptores lineales con un intervalo dinámico de 90 dB y otras características avanzadas (Heiss, McGrew y Sirmans, 1990; Keeler, Hwang y Loew, 1995). El procesador debe establecer la media de numerosos pulsos para proporcionar una medición significativa; los pulsos pueden integrarse de diferentes modos, normalmente en forma digital, y deben tener en cuenta la función de transferencia del receptor (a saber, lineal o logarítmica). En la práctica, para un sistema típico, la señal recibida por la antena sufre una amplificación que se promedia con varios pulsos, se corrige según la función de transferencia del receptor, y se convierte en un factor de reflectividad Z mediante la ecuación del alcance del radar.

El factor de reflectividad es el parámetro más importante para interpretar los datos del radar. Se obtiene a partir de un modelo de dispersión de Rayleigh y se define teóricamente como la suma de los diámetros de las partículas (gotas) contenidas

en el volumen de muestreo, elevados a la sexta potencia:

$$Z = \Sigma_{vol} D^6 \qquad (9.3)$$

donde la unidad de Z es $mm^6\ m^{-3}$. En muchos casos, el número, la composición y la forma de las partículas no se conocen, y se define una reflectividad equivalente o efectiva Z_e. Para las partículas de nieve y de hielo hay que tomar una reflectividad equivalente Z_e que representa a Z, suponiendo que todas las partículas retrodispersoras son gotas esféricas.

Con frecuencia se trabaja en una escala logarítmica o con unidades dBZ, que se definen numéricamente como $dBZ = 10 \log_{10} Z_e$.

Normalmente, las observaciones volumétricas de la atmósfera se efectúan mediante una exploración de la antena en un ángulo de elevación dado, y aumentando luego ese ángulo progresivamente a cada rotación de la antena. Una consideración importante es la resolución de los objetivos. Para concentrar las ondas en un haz axial se utilizan antenas de reflector parabólico. Cuanto más grande es el reflector y, por tanto, más costoso, más estrecho es el haz y más elevadas son la resolución y la sensibilidad. La apertura angular del haz, el ángulo comprendido entre las líneas del haz donde la potencia radiada es la mitad de la que hay en el eje, depende también de la longitud de onda y se puede dar la siguiente aproximación:

$$\theta_e = \frac{70\lambda}{d} \qquad (9.4)$$

donde θ_e se expresa en grados, y d es el diámetro de la antena expresado en las mismas unidades que λ. Los radares meteorológicos de buena calidad tienen una apertura angular de 0,5 a 1°.

Salvo para la detección de tormentas a larga distancia, el alcance útil de los radares meteorológicos es del orden de los 200 km. El haz a una elevación de, por ejemplo, 0,5° está a una altura de 4 km con respecto al suelo. La apertura del haz es también del orden de 1,5 km o más. Para conseguir buenas mediciones cuantitativas de la precipitación, la distancia será inferior a 200 km. A distancias largas, la altura del haz es demasiado importante para que se puedan conseguir estimaciones en relación con el suelo. Además, la divergencia del haz reduce la resolución, lo que puede influir en la medición. Técnicamente existe un alcance máximo inequívoco determinado por la frecuencia de repetición de los pulsos (PRF) (véase la ecuación 9.6), pues la distancia debe medirse durante el período de escucha entre pulsos. Con PRF habituales no hay problema. Por ejemplo, con una PRF de 250 pulsos por segundo, el alcance máximo es de 600 km. En el caso de PRF más altas, normalmente 1 000 pulsos por segundo, necesarias en los sistemas Doppler, el alcance se reduce considerablemente a unos 150 km. Los nuevos desarrollos podrían mejorar la situación (Joe, Passarelli y Siggia, 1995).

9.2.4 Radares Doppler

El desarrollo y la introducción de radares meteorológicos Doppler para vigilar el tiempo dan una nueva dimensión a las observaciones (Heiss, McGrew y Sirmans, 1990). Los radares Doppler miden la velocidad a la que los objetivos se acercan o alejan del radar a lo largo de un eje. Otra ventaja de la técnica Doppler es la mayor sensibilidad efectiva para objetivos de baja reflectividad cuya señal está cerca del nivel de ruido del radar cuando puede distinguirse el campo de velocidad en un campo Z ruidoso.

En el rango normal de velocidades de los objetivos meteorológicos, el desplazamiento de frecuencia es relativamente pequeño con relación a la frecuencia del radar, y es muy difícil medirlo. Una tarea más sencilla es mantener la fase del pulso emitido, compararla con la fase del pulso recibido y determinar luego el cambio de fase entre pulsos sucesivos. Se establece entonces una relación directa entre el ritmo de variación de la fase y el desplazamiento de frecuencia, que a su vez está directamente relacionado con la velocidad del objetivo: el efecto Doppler. Si la fase cambia en más de ±180°, la estimación de la velocidad es ambigua. La velocidad más alta que puede medir sin ambigüedad un radar Doppler es la del objetivo cuando se desplaza, entre dos pulsos sucesivos, en más de un cuarto de la longitud de onda. A velocidades más elevadas hay que introducir un paso adicional de procesamiento para obtener la velocidad correcta.

La máxima velocidad Doppler que puede medirse sin ambigüedad depende de la longitud de onda (λ) del radar y de la PRF, y puede expresarse como sigue:

$$V_{max} = \pm \frac{PRF \cdot \lambda}{4} \qquad (9.5)$$

El alcance máximo sin ambigüedad puede expresarse así:

$$r_{max} = \frac{c}{PRF \cdot 2} \qquad (9.6)$$

Por tanto, V_{max} y r_{max} están relacionados por la ecuación:

$$V_{max}\, r_{max} = \pm \frac{\lambda c}{8} \qquad (9.7)$$

Estas relaciones muestran los límites impuestos por la elección de la longitud de onda y de la PRF. Una PRF alta permite aumentar la velocidad máxima que se puede medir sin ambigüedad, en tanto que una PRF baja es adecuada para aumentar el alcance del radar. Es preciso llegar a un término medio hasta que se disponga de una tecnología mejor para obtener informaciones sin ambigüedad fuera de esos límites (Doviak y Zrnic, 1993; Joe, Passarelli y Siggia, 1995). La relación muestra asimismo que cuanto más elevada es la longitud de onda más amplios son los límites. En términos numéricos, para un radar típico que funcione en la banda S con una PRF de 1 000 Hz, $V_{max} = \pm 25$ m s^{-1}, en tanto que para un radar en la banda X, $V_{max} = \pm 8$ m s^{-1}.

Como el desplazamiento de frecuencia del pulso de retorno se mide comparando las fases de los pulsos transmitidos y recibidos, es necesario conocer la fase de los pulsos emitidos. En un radar no coherente, la fase al comienzo de los pulsos sucesivos es aleatoria y desconocida, por lo que tal sistema no puede utilizarse en mediciones Doppler, aunque sí en las operaciones fundamentales descritas en la sección anterior.

Algunos radares Doppler son totalmente coherentes: sus transmisores emplean fuentes de frecuencia muy estables, en los que la fase se determina y conoce para cada pulso. Los sistemas radar semicoherentes, en los que la fase de los pulsos sucesivos es aleatoria pero conocida, son más económicos y más comunes. Los radares totalmente coherentes emplean en general klistrones en sus amplificadores de salida de alta potencia, y las frecuencias de su receptor se obtienen de la misma fuente que emplean sus transmisores. Con este método se reduce considerablemente la inestabilidad de fase, propia de los sistemas semicoherentes, y se pueden eliminar mejor los ecos parásitos terrestres y distinguir en mayor medida los fenómenos de poca intensidad que pueden observarse con tiempo claro, que de otro modo podrían quedar encubiertos. El transmisor de microondas para radares no coherentes y semicoherentes es normalmente un magnetrón, de relativa sencillez y bajo coste, que generalmente da resultados adecuados en las observaciones rutinarias. Una ventaja adicional del magnetrón es la reducción de la respuesta Doppler a los ecos de segunda o de tercera traza (que proceden de una distancia superior al alcance máximo no ambiguo) en razón de su fase aleatoria, si bien puede conseguirse el mismo efecto en los sistemas coherentes introduciendo modificaciones de fases seudoaleatorias conocidas en el receptor y en el transmisor.

Los radares no coherentes pueden convertirse con relativa facilidad en un sistema Doppler semicoherente. Para efectuar la conversión debería instalarse un magnetrón de tipo coaxial, que es más estable.

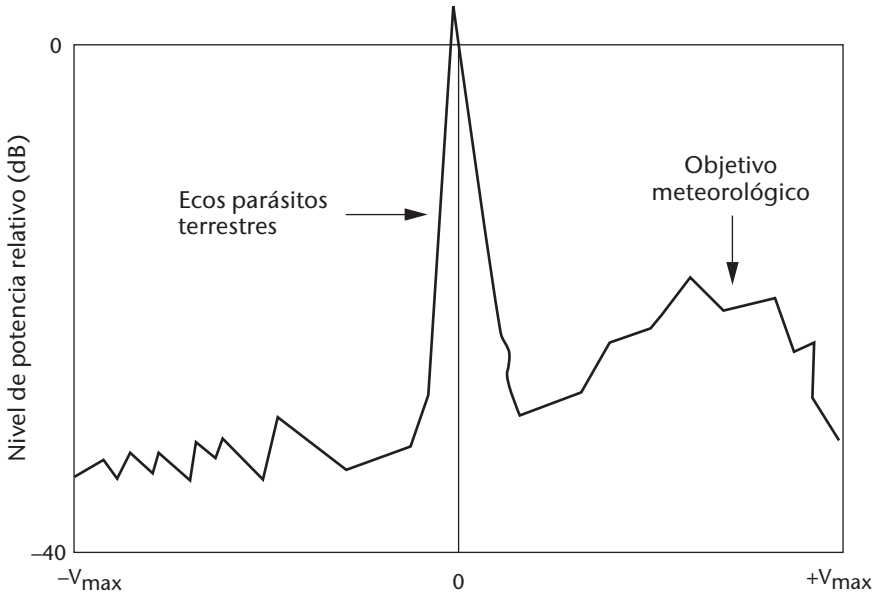


Figura 9.2. Espectro Doppler del eco de un objetivo meteorológico y de un objetivo terrestre; la contribución de este último está centrada en cero y es mucho más estrecha que la del eco meteorológico.

El factor de reflectividad y los datos sobre la velocidad se extraen del sistema radar Doppler. El objetivo consiste normalmente en un gran número de hidrometeoros (gotas de lluvia, copos de nieve, gránulos de hielo, granizo, etc.) de numerosas formas y tamaños, que se desplazan a diversas velocidades a causa de turbulencias en el volumen y de distintas velocidades de caída. Por lo tanto, el campo de velocidad es un espectro de velocidades: el espectro Doppler (véase la figura 9.2).

Para procesar los parámetros Doppler se utilizan dos sistemas de distinta complejidad. El sistema de tratamiento por pares de pulsos (PP), más sencillo, emplea la comparación de pulsos sucesivos en el dominio temporal para extraer la velocidad media y la anchura del espectro. El segundo sistema, más complejo, emplea el algoritmo de la transformada rápida de Fourier (TRF) para producir un espectro de velocidad continuo en cada volumen muestreado. El sistema PP es más rápido, requiere menos tiempo de cálculo y da mejores resultados para una baja relación señal/ruido, pero no elimina tan bien los ecos parásitos como el sistema TRF. Los sistemas modernos tratan de usar lo mejor de ambas aproximaciones, eliminando ecos parásitos por medio de técnicas TRF y posteriormente empleando el método PP para determinar la velocidad radial y la anchura espectral.

9.2.5 Radares con diversidad de polarización

Desde hace mucho tiempo se realizan experimentos con radares con diversidad de polarización a fin de determinar su capacidad para mejorar las observaciones meteorológicas (Bringi y Hendry, 1990). Según estudios prometedores, existe la posibilidad de establecer una diferencia entre diversos tipos de hidrometeoros, lo cual es un primer paso para distinguir entre lluvia, nieve y granizo. Hay dificultades de orden práctico, y las técnicas y las aplicaciones no han rebasado la fase de la investigación ni han llegado a la fase operativa. La medición de las precipitaciones podría mejorarse con radares de diversidad de polarización cuyas mediciones permiten determinar mejor la distribución del tamaño de las gotas y conocer mejor los tipos de precipitación. Recientemente, en el Laboratorio sobre tormentas violentas de Estados Unidos de América (Melnikov y otros, 2002), se han realizado una serie de trabajos para añadir capacidades polarimétricas al radar NEXRAD, aportando un sólido diseño de ingeniería que transmite y recibe simultáneamente pulsos con polarización vertical y horizontal. La evaluación de los momentos de las mediciones polarimétricas, y de los productos derivados para la acumulación de lluvia y la clasificación de hidrometeoros, ha demostrado que se trata de un diseño que se podría utilizar con gran provecho como base para agregar diversidad de polarización a toda la red NEXRAD.

Actualmente se aplican dos sistemas radar básicos. En uno de los sistemas se emite una onda de polarización circular, y se miden las polarizaciones copolar y ortogonal. En el otro sistema se emiten alternativamente pulsos con polarización horizontal y luego vertical, utilizando un conmutador de alta potencia. Generalmente se prefiere el sistema lineal ya que la recuperación de la información meteorológica necesita menos tiempo de cálculo. La última técnica es más común cuando se convierte un radar tradicional para agregarle capacidad de polarización. Ahora bien, el primer sistema tiene sin duda ventajas tecnológicas. Varias bases de polarización (Holt, Chandra y Wood, 1995) y sistemas de dos transmisores (Mueller y otros, 1995) se encuentran en fase experimental. Las principales diferencias con respecto a los radares convencionales consisten en la calidad del sistema de antena, la precisión de la calibración electrónica y el tratamiento de las señales. La concordancia de los haces, la conmutación de las polarizaciones y la medición de ligeras diferencias en las señales son operaciones importantes en las que hay que aplicar las técnicas con sumo cuidado.

Estas técnicas se basan en diferencias ínfimas en las partículas dispersoras. Cuando caen libremente en la atmósfera, las gotas de agua esféricas se transforman en elipses cuyo eje principal se orienta en el plano horizontal. El grado de achatamiento de las gotas depende de su tamaño. La potencia retrodispersada desde un esferoide achatado es mayor en el caso de una onda de polarización horizontal que en el de una onda de polarización vertical, si se parte de la dispersión de Rayleigh. Utilizando hipótesis adecuadas, se puede determinar la distribución del tamaño de las gotas y deducir la intensidad de la precipitación.

La reflectividad diferencial, denominada Z_{DR}, se define como igual a diez veces el logaritmo del cociente entre la reflectividad polarizada horizontalmente Z_H y la reflectividad polarizada verticalmente Z_v. Comparando el factor de la reflectividad equivalente Z_e y la reflectividad diferencial Z_{DR} se puede determinar si el objetivo es hielo, lluvia, llovizna o nieve (Seliga y Bringi, 1976).

Cuando una onda electromagnética se propaga en un medio compuesto de partículas achatadas se

modifica la fase del haz incidente. El efecto de esta propagación sobre las componentes vertical y horizontal de la fase depende del grado de achatamiento y se expresa mediante un parámetro denominado fase diferencial específica (K_{DP}). Para las mediciones de lluvia intensa K_{DP} presenta ciertas ventajas (Zrnic y Ryzhkov, 1995). English y otros (1991) han demostrado que, para estimar precipitaciones, es mucho mejor usar la fase diferencial K_{DP} que la reflectividad Z para intensidades de precipitación superiores a 20 mm h^{-1} en la banda S.

Los efectos que sobre el haz incidente tiene la propagación por el medio intermedio pueden predominar sobre los efectos de la retrodispersión debida al objetivo, y originar confusión en la interpretación de la señal resultante. Bebbington (1992) concibió para los radares de polarización circular un parámetro denominado grado de polarización, insensible a los efectos de la propagación. Ese parámetro es similar a la correlación lineal utilizada en los radares de polarización lineal. Al parecer, es útil para distinguir objetivos. Por ejemplo, valores sumamente débiles indican la presencia de dispersores con una orientación aleatoria, por ejemplo briznas de hierba en suspensión en el aire o ecos parásitos terrestres (Holt y otros, 1993).

9.2.6 Eliminación de ecos parásitos terrestres

Los ecos procedentes de objetivos-blancos distintos de las precipitaciones se conocen como ecos parásitos, que deberían eliminarse, con excepción de los ecos debidos al aire claro o a insectos, que pueden servir para establecer la cartografía de los campos de viento. Los ecos parásitos pueden deberse a diversos objetos, en particular, edificios, colinas, montañas, aviones y briznas, entre otros. El buen emplazamiento de un radar es el primer medio para reducir los efectos de los ecos parásitos terrestres. Sin embargo, siempre hay algunos. La intensidad de esos ecos parásitos es inversamente proporcional a la longitud de onda (Skolnik, 1970), en tanto que la energía retrodispersada por la lluvia es inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda. Por consiguiente, cuanto más corta es la longitud de onda, menos afectado resulta un radar por los ecos parásitos terrestres.

Los objetos puntuales, como los aviones, pueden eliminarse, si están aislados, suprimiendo los ecos que ocupan un solo volumen de resolución del radar. Los objetivos meteorológicos se distribuyen en varios volúmenes de resolución. Los objetos puntuales se pueden suprimir durante la fase de tratamiento de datos. En cambio, con esta técnica —que depende de la intensidad relativa— no es posible eliminar objetos puntuales como los ecos de aviones, que están embebidos entre los ecos de las precipitaciones.

Los objetivos distribuidos exigen técnicas de tratamiento de las señales y de los datos más perfeccionadas. Una idea atractiva, desde el punto de vista teórico, es utilizar mapas de ecos parásitos. Los patrones de ecos radar en ausencia de precipitación se usan para generar un mapa de ecos parásitos que se sustrae del patrón obtenido cuando hay precipitación. Pero esta técnica plantea un problema, y es que el patrón de los ecos parásitos terrestres cambia con el tiempo. Tales cambios se deben fundamentalmente a cambios en las condiciones meteorológicas; un ejemplo característico son los ecos causados por una propagación anómala, que duran varias horas y luego desaparecen. Pequeñas modificaciones en el medio ambiente originan ligeras fluctuaciones en el patrón de los ecos terrestres, que dan lugar a confusión al utilizar mapas de ecos parásitos. Mediante técnicas de adaptación (Joss y Lee, 1993) se trata de determinar el patrón de los ecos parásitos en forma dinámica para tener en cuenta las fluctuaciones a corto plazo, pero estas técnicas no son suficientemente precisas para utilizarlas en forma exclusiva, si es que pueden aplicarse.

En las técnicas de tratamiento Doppler se procura eliminar los ecos parásitos del eco meteorológico, desde la perspectiva del tratamiento de la señal. Se parte de la hipótesis fundamental de que el eco parásito tiene poca anchura espectral y es estacionario. Sin embargo, para cumplir con estos primeros criterios hay que recoger y tratar un número suficiente de pulsos con objeto de disponer de bastante resolución espectral para poder distinguir el eco meteorológico del eco parásito. También se requiere un intervalo de Nyquist relativamente grande para poder visualizar el eco meteorológico. En general, la anchura espectral del eco parásito terrestre es muy inferior a 1 o 2 m s^{-1}, en tanto que la anchura espectral del eco meteorológico es superior a 1 o 2 m s^{-1}. Por lo tanto, se requiere un intervalo de Nyquist del orden de 8 m s^{-1}. El eco parásito es generalmente estacionario y se identifica en el espectro gracias a un estrecho pico a velocidad nula en la representación espectral (véase la figura 9.2). Ese pico tiene una anchura limitada porque los objetos que originan el eco terrestre, por ejemplo árboles agitados, presentan cierto movimiento.

El tratamiento de datos en el tiempo para suprimir la componente de velocidad nula (o DC) de una secuencia finita es problemático, porque en el proceso de filtrado se eliminará también el eco meteorológico correspondiente a la velocidad nula (Zrnic y Hamidi, 1981). Un tratamiento espectral flexible (la transformada de Fourier) puede suprimir el eco parásito terrestre de los ecos meteorológicos, incluso aunque estén superpuestos (Passarelli y otros, 1981; Crozier y otros, 1991). Esto constituye una importante ventaja del tratamiento espectral. Desprovistos del eco parásito, los parámetros meteorológicos significativos pueden calcularse.

Otro método se basa en la observación de que las estructuras que contribuyen al eco parásito terrestre son de una escala muy pequeña (inferior a unos 100 m). El muestreo de la distancia se hace con una resolución muy fina (inferior a 100 m), y el eco parásito se identifica utilizando la reflectividad y el tratamiento de la señal Doppler. La media de las distancias (con una resolución final de 1 km) se realiza con células de distancia exentas de ecos parásitos. La finalidad es detectar las células de distancia caracterizadas por el eco parásito y descartarlas, en vez de corregir esos ecos (Joss y Lee, 1993; Lee, Della Bruna y Joss, 1995). Esta técnica difiere radicalmente de las tratadas con anterioridad; queda por ver si será eficaz en todos los casos, y en particular en situaciones de propagación anómala, donde el eco parásito está generalizado.

Con el radar de polarización también se pueden identificar los ecos parásitos. Sin embargo, habrá que seguir trabajando para determinar las ventajas y los inconvenientes.

Los ecos parásitos pueden reducirse eligiendo cuidadosamente el emplazamiento del radar (véase la sección 9.7). Los radares utilizados en la vigilancia de largo alcance, por ejemplo para seguir los ciclones tropicales, o situados en una red muy dispersa, se instalan habitualmente en la cima de colinas, para ampliar el alcance útil, y de ahí que puedan captar numerosos ecos parásitos. Una técnica de eliminación sencilla es proceder a una exploración automática a varias alturas, y descartar los datos correspondientes a las distancias más cortas para elevaciones bajas, donde se encuentran la mayoría de los ecos parásitos. En la vigilancia de corto alcance, cuando se procesan datos de radares para obtener productos CAPPI se eliminan automáticamente los datos correspondientes a elevaciones bajas en distancias cortas.

9.3 PROPAGACIÓN Y DISPERSIÓN DE LAS SEÑALES DE RADAR

Las ondas electromagnéticas se propagan en línea recta, en un medio homogéneo, a la velocidad de la luz. La atmósfera terrestre no es homogénea, y las microondas sufren refracción, absorción y dispersión en su trayectoria. En general, la atmósfera tiene una estratificación vertical, y los rayos cambian de dirección según las variaciones con la altura del índice de refracción (o de la temperatura y de la humedad). Cuando las ondas encuentran precipitaciones y nubes, parte de la energía es absorbida, parte se dispersa en todas las direcciones, y parte se retrodispersa hacia el radar.

9.3.1 Refracción en la atmósfera

La flexión de las ondas electromagnéticas puede predecirse utilizando el perfil vertical de la temperatura y de la humedad (véase Bean y Dutton, 1966). En condiciones atmosféricas normales, las ondas se desplazan según una curva que se inclina ligeramente hacia la tierra. El trayecto del haz puede ser ascendente (sub-refracción) o descendente (super-refracción). En ambos casos, la medición de la altitud del haz será errónea si se parte del supuesto de una atmósfera tipo.

Desde el punto de vista de la medición de la precipitación, el mayor problema se plantea en condiciones de super-refracción o propagación por conductos. El haz puede inclinarse suficientemente hasta alcanzar el suelo y provocar ecos terrestres que normalmente no se producen. El fenómeno aparece cuando el índice de refracción disminuye rápidamente con la altura; por ejemplo, en caso de aumento de la temperatura y disminución de la humedad con la altura. Tales ecos han de tenerse en cuenta al establecer un mapa de precipitación. Esta condición se denomina propagación anómala (AP o ANAPROP).

Algunos ecos que se producen en “aire claro” se deben a heterogeneidades de turbulencia en el índice de refracción observado en zonas de turbulencia, en las capas más estables, en las células de cizalladura del viento o en fuertes inversiones. Esos ecos tienen una configuración fácilmente reconocible, pero deben eliminarse como campos de precipitación (véase Gossard y Strauch, 1983).

9.3.2 Atenuación en la atmósfera

Las microondas están sometidas a una atenuación por absorción y dispersión debida a gases atmosféricos, nubes y precipitaciones.

Atenuación por gases

Los gases atenúan las microondas en la banda de 3 a 10 cm. La absorción por gases atmosféricos se debe fundamentalmente al vapor de agua y a las moléculas de oxígeno. La atenuación debida al vapor de agua es directamente proporcional a la presión y a la humedad absoluta, y aumenta en forma casi lineal con la disminución de la temperatura. La concentración de oxígeno hasta una altitud de 20 km es relativamente uniforme. La atenuación también es proporcional al cuadrado de la presión.

La atenuación por gases varía ligeramente según el clima y la estación del año. Es significativa a gran distancia para las longitudes de onda de los radares meteorológicos, donde puede alcanzar de 2 a 3 dB para las longitudes de onda más largas y de 3 a 4 dB para longitudes de onda más cortas, a una distancia de 200 km. Al parecer, merece la pena proceder a una compensación, que puede realizarse automáticamente con facilidad. La atenuación se puede calcular en función de la distancia sobre una base estacional de las trayectorias de ondas utilizadas en la medición de la precipitación, y aplicarse como una corrección al campo de precipitación.

Atenuación por hidrometeoros

La atenuación por hidrometeoros puede deberse a la absorción y a la dispersión. Es la fuente más importante de atenuación. Depende de la forma, la dimensión, el número y la composición de las partículas. En razón de esta dependencia, es muy difícil suprimirla en forma cuantitativa empleando solo observaciones de radar. Todavía no se ha logrado eliminarla satisfactoriamente en los sistemas automatizados de mediciones operativas. Sin embargo, se debe tener presente el fenómeno y reducir los efectos mediante alguna intervención subjetiva basada en conocimientos de carácter general.

La atenuación depende de la longitud de onda. En longitudes de onda de 10 cm es más bien débil, en tanto que en longitudes de onda de 3 cm es muy importante. En una longitud de onda de 5 cm, la atenuación puede resultar aceptable en muchos climas, sobre todo en la parte alta de las latitudes medias. Longitudes de onda inferiores a 5 cm no se recomiendan para una buena medición de la precipitación, salvo en el caso de aplicaciones a poca distancia (cuadro 9.5).

Para las estimaciones de la precipitación por radar pueden formularse algunas consideraciones de carácter general sobre la magnitud de la atenuación. La atenuación depende de la masa de agua del objetivo y, por tanto, la atenuación es más importante en caso de fuertes lluvias; las nubes con una masa de agua mucho menor entrañan una atenuación más débil. Las partículas de hielo atenúan mucho menos que las partículas en estado líquido. Las nubes y las nubes de hielo provocan una atenuación débil que normalmente puede despreciarse. Las partículas de nieve o de hielo (o el granizo) pueden alcanzar dimensiones muy superiores a las de las gotas de lluvia. Se humedecen cuando comienzan a fundirse, lo que da lugar a un gran aumento de la reflectividad y, por consiguiente, de las propiedades de atenuación. Este fenómeno puede distorsionar las estimaciones de las precipitaciones.

Cuadro 9.5. Relaciones de atenuación unidireccional

Longitud de onda (cm)	*Relación (dB km^{-1})*
10	0,000 343 $R^{0,97}$
5	0,001 8 $R^{1,05}$
3,2	0,01 $R^{1,21}$

Según Burrows y Attwood (1949). Atenuaciones específicas a 18 °C. R se expresa en unidades de mm h^{-1}.

9.3.3 Dispersión por nubes y precipitación

La potencia de la señal detectada y tratada por el radar (es decir, el eco) es la potencia retrodispersada por el objetivo o por hidrometeoros. La sección transversal de retrodispersión (σ_b) se define como la superficie de un dispersor isotrópico que enviaría a la fuente emisora la misma potencia que el objetivo real. El primero que determinó la sección transversal de retrodispersión de partículas esféricas fue Mie (1908). Rayleigh observó que si la relación entre el diámetro de la partícula y la longitud de onda es igual o inferior a 0,06 se puede utilizar una expresión más sencilla para determinar la sección transversal de retrodispersión:

$$\sigma_b = \frac{\pi^5 |K|^2 D^6}{\lambda^4} \tag{9.8}$$

lo que justifica la ecuación 9.3. $|K|^2$, el factor del índice de refracción, es igual a 0,93 para el agua en estado líquido, y a 0,197 para el hielo.

Las mediciones de potencia del radar se emplean para obtener la intensidad de dispersión del objetivo mediante la ecuación 9.2 en la forma:

$$z = \frac{C\bar{P}_r r^2}{|K|^2} \tag{9.9}$$

En la sección 9.9 se trata del método y de los problemas que plantea la interpretación del factor de reflectividad en términos de la intensidad de la precipitación (*R*).

9.3.4 Dispersión en el aire claro

Se ha comprobado que en regiones sin nubes de precipitación los ecos se deben sobre todo a insectos o a fuertes gradientes del índice de refracción en la atmósfera. Esos ecos son de muy poca intensidad, y solo se detectan por radares muy sensibles. Los valores de reflectividad Z_e equivalentes para fenómenos que se producen en aire claro generalmente se sitúan en el intervalo entre –5 y –55 dBZ, si bien no se trata de verdaderos parámetros *Z*, pues el proceso físico que genera los ecos es totalmente diferente. Para la medición de la precipitación, esos ecos representan un "ruido" poco importante en la señal. En general, se pueden asociar con algunos fenómenos meteorológicos como una brisa de mar o un frente de racha en caso de tormenta. Los ecos que se producen en aire claro también pueden deberse a pájaros o a insectos en concentraciones muy bajas. Los ecos con una intensidad de 5 a 35 dBZ no son raros, sobre todo en períodos de migración (véase el cuadro 9.6).

Si bien en el tratamiento normal las señales de radar se interpretan en función de *Z* o de *R*, las propiedades de dispersión del aire claro son muy diferentes de las características de los hidrometeoros. La mayoría de las veces se expresan en función del parámetro estructural del índice de refracción, C_n^2, que es una medida de las fluctuaciones medias al cuadrado del índice de refracción en función de la distancia (véase Gossard y Strauch, 1983).

Cuadro 9.6. Secciones transversales típicas de retrodispersión para diversos objetivos

Objeto	σ_b *(m²)*
Avión	10 a 1 000
Hombre	0,14 a 1,05
Globos sonda	0,01
Pájaros	0,001 a 0,01
Abejas, libélulas, polillas	3×10^{-6} a 10^{-5}
Gota de agua de 2 mm	$1{,}8 \times 10^{-10}$

9.4 MEDICIONES DE LA VELOCIDAD

9.4.1 El espectro Doppler

Los radares Doppler miden la velocidad estimando el desplazamiento de frecuencia producido por un conjunto de objetivos en movimiento. También proporcionan información sobre la potencia total de las señales devueltas y sobre la anchura del espectro de las partículas de precipitación contenidas en el volumen del pulso. La velocidad Doppler media es igual al movimiento medio de los dispersores ponderado por sus secciones transversales y, para exploraciones de antena casi horizontales, es esencialmente la velocidad a la que el aire se acerca al radar o se aleja de él. Asimismo, la anchura del espectro corresponde a la dispersión de la velocidad, esto es, a la cizalladura o a la turbulencia en el volumen de resolución.

Un radar Doppler mide la fase de la señal devuelta referenciando la fase de la señal recibida con relación al transmisor. La fase se mide en forma rectangular, para obtener las componentes en fase (I), y en cuadratura (Q), de la señal. Las componentes I y Q son muestras a distancia fija. Se registran y procesan para obtener la velocidad media y la anchura de espectro.

9.4.2 Ambigüedades Doppler

Para detectar retornos a diversas distancias del radar, se muestrean periódicamente las señales devueltas, en general cada microsegundo, con objeto de obtener información sobre cada 150 m de la distancia. Ese muestreo puede proseguirse hasta que se transmita el pulso siguiente. Un punto muestreado en el tiempo (correspondiente a una distancia con relación al radar) se denomina puerta de distancia. La cartografía de la componente radial del viento a través de una tormenta o de un área de precipitación se establece mediante las exploraciones de la antena.

Un problema fundamental en la utilización práctica de cualquier radar Doppler de pulsos es la eliminación de la ambigüedad en las estimaciones Doppler de la velocidad media, es decir, duplicidad de velocidad. Las muestras discretas equidistantes de una función variable en el tiempo dan lugar a una frecuencia máxima no ambigua igual a la mitad de la frecuencia de muestreo (f_s). Por consiguiente, las frecuencias superiores a $f_s/2$ están solapadas ("dobladas") en el cointervalo de Nyquist ($\pm f_s/2$), y se interpretan como velocidades comprendidas en

$\pm\lambda f_s/4$, donde λ es la longitud de onda de la energía transmitida.

Entre las técnicas para suprimir la ambigüedad de las velocidades figuran las de PRF (Crozier y otros, 1991; Doviak y Zrnic, 1993) y las técnicas de continuidad (Eilts y Smith, 1990). En las primeras, se reúnen las estimaciones de la velocidad radial en dos PRF diferentes con distintas velocidades máximas no ambiguas, y se combinan para obtener una nueva estimación de la velocidad radial para una velocidad no ambigua ampliada. Por ejemplo, un radar en la banda C que utilice PRF de 1 200 y 900 Hz tiene velocidades no ambiguas nominales de 16 y 12 m s^{-1}, respectivamente. La magnitud de la ambigüedad puede deducirse de la diferencia entre las estimaciones de las dos velocidades necesarias para suprimir la ambigüedad hasta un intervalo de velocidad ampliada de ±48 m s^{-1} (véase la figura 9.3).

Las técnicas de continuidad se basan en la existencia de un eco suficiente para discernir ambigüedades en las velocidades y corregirlas, suponiendo la continuidad de la velocidad (no hay discontinuidades de más de $2V_{max}$).

La utilización de PRF elevadas (superiores a unos 1 000 Hz) impone una limitación del alcance, según se describe en la sección 9.2. Por encima del alcance máximo, la ambigüedad devuelve los ecos al alcance primario. En el caso de radares con transmisores coherentes (por ejemplo, sistemas de klistrón), los ecos aparecerán en el alcance primario. En el caso de sistemas de recepción coherente, los ecos de segunda traza aparecerán en forma de ruido (Joe, Passarelli y Siggia, 1995; Passarelli y otros, 1981).

9.4.3 Mediciones por orientación vertical

En principio, un radar Doppler que funcione en el modo de orientación vertical constituye un instrumento ideal para obtener mediciones exactas, a escala de nube, de velocidades verticales del viento y distribuciones del tamaño de las gotas (DTG). Sin embargo, la exactitud de estas mediciones, obtenidas del espectro Doppler, está limitada por la fuerte interdependencia matemática de las dos magnitudes. La verdadera dificultad estriba en que el espectro Doppler se mide como una función de la velocidad vertical total de las partículas dispersoras, debida a las velocidades terminales de caída de los hidrometeoros, y a las corrientes ascendentes o descendentes. Para poder calcular la DTG a partir del espectro Doppler tomado en incidencia vertical, el espectro ha de expresarse solamente en función de la velocidad terminal. Un error de tan solo ±0,25 m s^{-1} en la velocidad vertical puede originar

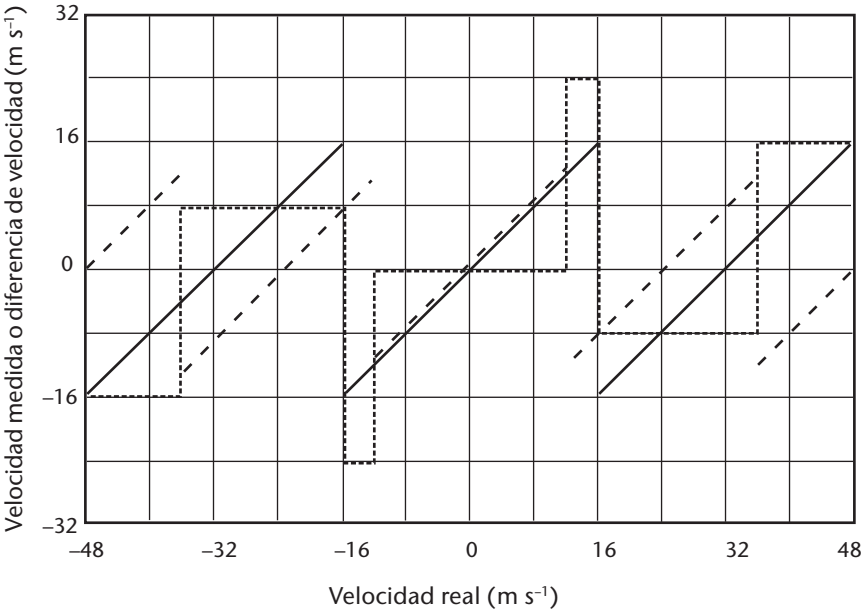


Figura 9.3. Las líneas continuas y de trazos representan las mediciones de la velocidad Doppler realizadas con dos frecuencias de repetición de pulsos diferentes (1 200 y 900 Hz para un radar de banda C). Las velocidades superiores a las velocidades máximas no ambiguas, son ambiguas (están solapadas). Las diferencias (líneas de puntos) entre las estimaciones de la velocidad Doppler son distintas y pueden utilizarse para identificar el grado de ambigüedad (solapamiento).

un error del 100 por ciento en las concentraciones numéricas de las gotas (Atlas, Scrivastava y Sekhom, 1973). Se ha desarrollado una técnica de doble longitud de onda (denominada método Ratio) que permite determinar con exactitud la velocidad vertical con independencia de la DTG. En este enfoque, hay un compromiso entre la exactitud potencial y las posibilidades de aplicación con éxito.

9.4.4 Mediciones de los campos de velocidad

Con un solo radar Doppler se puede obtener una gran cantidad de información en tiempo real. Debería tenerse en cuenta que la interpretación de la velocidad radial que se estima a partir de un solo radar no siempre carece de ambigüedad. La visualización en color de los esquemas de la velocidad radial obtenida con un solo radar Doppler facilita la interpretación en tiempo real de los campos de reflectividad asociados, y puede revelar importantes características que no se observan en las estructuras de la reflectividad aisladas (Burgess y Lemon, 1990). Esto es particularmente importante para identificar y seguir las tormentas severas. En las pantallas de color normales se asignan de 8 a 15 colores o más a las velocidades comprendidas entre $-V_{max}$ y $+V_{max}$. Las velocidades comprendidas fuera del intervalo de Nyquist entran en la escala de colores en el extremo opuesto. Este proceso puede repetirse si hay ambigüedad en las velocidades en más de un intervalo de Nyquist.

El radar Doppler puede utilizarse también para obtener perfiles verticales de los vientos horizontales. Cuando la antena del radar está orientada por encima de la horizontal, la altura aumenta en función de la distancia. Se puede obtener un perfil del viento según la altura, ajustando las curvas sinusoidales a los datos observados (técnica denominada "representación velocidad-acimut" (VAD), según Lhermitte y Atlas, 1961), si el viento es relativamente uniforme en la zona explorada. Los vientos a lo largo de la línea de contorno correspondiente a una velocidad radial nula son perpendiculares al eje del haz del radar. Es fácil interpretar en pantallas de color los datos VAD obtenidos a partir de sistemas de precipitación de gran escala. Los esquemas de exploración cónica en altitud típicos cuando hay precipitaciones generalizadas revelan una línea de contorno en forma de S para una velocidad radial nula cuando el viento medio cambia de dirección con la altura (Wood y Brown, 1986). Otras veces, son evidentes las líneas de contorno cerradas que representan las corrientes en chorro.

Como la exactitud de la medición es buena, también pueden obtenerse estimaciones de la divergencia empleando la técnica VAD, si bien esta no puede emplearse de manera precisa en períodos de precipitación convectiva alrededor del radar. Sin embargo, con radares Doppler sensibles y de mediana potencia se ha logrado obtener perfiles del viento y estimaciones de la divergencia en la capa límite, cuando está ópticamente despejada, en todos los meses del año salvo los más fríos, hasta alturas de 3 a 5 km sobre el nivel del suelo. La técnica VAD parece muy apropiada para medir vientos procedentes de sistemas de precipitación asociados a ciclones extratropicales y tropicales. Si el radar funciona en modo de aire claro, una serie cronológica de mediciones de divergencia y velocidad vertical derivada es particularmente útil para la predicción inmediata de la probabilidad de convección profunda.

Desde mediados del decenio de 1970 se realizan experimentos para medir campos de viento tridimensionales utilizando redes de varios radares Doppler. Las mediciones efectuadas en un lugar dado, en una zona de precipitación, pueden combinarse utilizando una transformación geométrica apropiada para obtener las tres componentes del viento. Esas estimaciones pueden hacerse asimismo con dos radares solamente, aplicando la ecuación de continuidad. En Browning y Wexler (1968) figura una descripción del análisis cinemático del campo de viento.

9.5 FUENTES DE ERROR

Relleno del haz del radar

En muchos casos, especialmente a gran distancia del radar, el volumen de pulsos no está totalmente lleno de precipitación homogénea. Con frecuencia, la intensidad de la precipitación varía considerablemente en pequeñas distancias; a grandes distancias del radar el volumen del pulso aumenta de tamaño. Al mismo tiempo, los efectos de la curvatura de la tierra adquieren importancia. En general, las mediciones pueden ser útiles cuantitativamente para una distancia inferior a 100 km. Este efecto es importante para medir la altura de la cima de las nubes y para estimar la reflectividad.

Irregularidad en la distribución vertical de las precipitaciones

El primer parámetro de interés al hacer mediciones por radar es normalmente la intensidad de la

precipitación a nivel del suelo. Debido a los efectos de la apertura del haz, de la inclinación de este y de la curvatura de la tierra, las mediciones de precipitación por radar están a mayor altura que la media, sobre una profundidad considerable. Estas mediciones dependen de los detalles de la distribución vertical de la precipitación y pueden contribuir a generar grandes errores en las estimaciones de la precipitación en el suelo.

Variaciones de la relación Z-R

Se ha observado que existen diversas relaciones *Z-R* para los diferentes tipos de precipitación. Sin embargo, a partir de un solo radar (excepto en el caso de radares con doble polarización) no pueden estimarse esas variaciones en los tipos y distribución de tamaño de los hidrometeoros. En las aplicaciones prácticas, tales variaciones pueden constituir una importante fuente de error.

Atenuación por precipitaciones intermedias

La atenuación debida a la lluvia puede ser importante, sobre todo en las longitudes de onda de radar más cortas (5 cm y 3 cm). La atenuación debida a la nieve, aunque menor que la producida por la lluvia, puede ser igualmente importante en el caso de trayectorias largas.

Bloqueo del haz

Según el emplazamiento del radar, el haz puede quedar parcial o totalmente oculto por la topografía o por obstáculos situados entre el radar y el objetivo. Esto produce una subestimación de la reflectividad, y por ende, de la intensidad de las precipitaciones.

Atenuación debida a la humedad del radomo

La mayoría de las antenas de radar están protegidas contra el viento y la lluvia por un radomo, en general de fibra de vidrio. El radomo se concibe de manera que la pérdida de energía radiada sea escasa. Por ejemplo, la pérdida bidireccional originada por este dispositivo puede limitarse a menos de 1 dB en la banda C, en condiciones normales. Ahora bien, en caso de precipitaciones intensas, la superficie del radomo puede cubrirse con una fina película de agua o hielo, lo que origina una fuerte atenuación dependiente del acimut. La experiencia con los radares NEXRAD WSR-88D ha demostrado que los radomos cubiertos con una pintura hidrófoba especial eliminan prácticamente esa fuente de atenuación, al menos en longitudes de onda de hasta 10 cm.

Interferencia electromagnética

La interferencia electromagnética causada por otros radares o dispositivos, tales como enlaces de microondas, puede ser a veces un importante factor de error. Este tipo de problema puede reconocerse fácilmente a través de las observaciones. Se puede resolver mediante negociación, cambio de frecuencia, utilización de filtros en el receptor del radar y, en ocasiones, con programas informáticos.

Ecos parásitos terrestres

La contaminación de los ecos de la lluvia por ecos parásitos terrestres puede ser causa de errores muy importantes en la estimación de la precipitación y del viento. Ante todo, deberían reducirse al mínimo los ecos parásitos terrestres mediante una antena adecuada y un buen emplazamiento del radar. Este efecto puede reducirse sensiblemente merced a una combinación de dispositivos de supresión de ecos parásitos en el equipo (Aoyagi, 1983) y mediante el tratamiento de las señales y de los datos. Los ecos parásitos terrestres aumentan considerablemente en caso de propagación anómala.

Propagación anómala

La propagación anómala distorsiona el trayecto del haz del radar, y provoca un aumento de los ecos parásitos terrestres al refractar el haz hacia el suelo. A causa de ello, el radar puede detectar tormentas situadas muy lejos de su alcance normal, lo que provoca errores en la determinación de la distancia debido a la distorsión del alcance. La propagación anómala es frecuente en algunas regiones, cuando la atmósfera está sometida a fuertes disminuciones de humedad y/o aumentos de temperatura con la altura. Los retornos de un eco parásito debido a una propagación anómala pueden inducir a error a observadores inexpertos, y es más difícil eliminarlos totalmente tratándolos como un eco parásito terrestre normal.

Ajuste de los parámetros de la antena

Con un sistema bien diseñado se puede determinar la posición de la antena con una aproximación de 0,2°. Una anchura excesiva del haz del radar, o la presencia de lóbulos secundarios, pueden también originar errores en presencia de ecos parásitos o de fuertes ecos debidos a precipitaciones.

Estabilidad del equipo electrónico

Los sistemas electrónicos modernos están sometidos a pequeñas variaciones con el tiempo. Estas

pueden controlarse utilizando un sistema de control bien desarrollado, que limitará las variaciones del equipo electrónico a menos de 1 dB, o activará una alarma en caso de avería.

Exactitud del tratamiento

El tratamiento de las señales ha de concebirse de manera que se saque el máximo provecho de la capacidad de muestreo del sistema. Las varianzas en la estimación de la reflectividad, la velocidad Doppler y la anchura del espectro han de reducirse al mínimo. La ambigüedad en el alcance y en la velocidad puede constituir una importante fuente de error.

Ecuación del alcance del radar

Existen numerosas hipótesis para interpretar, mediante la ecuación del alcance del radar, las mediciones de la potencia recibida en función del parámetro meteorológico *Z*. Si no se respetan esas hipótesis, pueden originarse errores.

9.6 OPTIMIZACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS DEL RADAR

9.6.1 Elección del radar

El radar es un sistema de observación muy eficaz. Las características del radar y la climatología determinan su eficacia en determinada aplicación y no puede concebirse un único radar que logre la máxima eficacia en todas las aplicaciones. Se pueden elegir sus características para optimizar la capacidad de adaptación a una o varias aplicaciones, por ejemplo la detección de tornados. La mayoría de las veces, para las aplicaciones generales hay que llegar a soluciones intermedias a fin de responder a las diversas exigencias del usuario. Muchas de las características son interdependientes con respecto a los resultados, por lo que es necesaria la optimización para ajustarse a una especificación adecuada. El costo es un aspecto importante. Gran parte de la interdependencia puede visualizarse con referencia a la ecuación del alcance del radar. A continuación se resumen algunos de los factores importantes.

9.6.2 Longitud de onda

Cuanto más larga es la longitud de onda más costará el sistema radar, particularmente por lo que se refiere a la antena para aperturas angulares del haz comparables (es decir, resolución). Esto se debe a una mayor cantidad de material, pero también a la dificultad para ajustarse a las tolerancias en los casos de mayor tamaño. En las bandas utilizadas en los radares meteorológicos (S, C, X y K), la sensibilidad o capacidad del radar para detectar un objetivo depende mucho de la longitud de onda. También está muy relacionada con el tamaño de la antena, la ganancia y la apertura angular del haz. Para una determinada antena, la capacidad de detección de objetivos aumenta con la disminución de la longitud de onda. También se produce un aumento de la sensibilidad de 8,87 dB en teoría, y de 8,6 dB en la práctica, cuando la longitud de onda pasa de 5 a 3 cm. Por tanto, cuanto más reducida es la longitud de onda mayor es la sensibilidad. Al mismo tiempo, la apertura angular del haz es más estrecha cuanto mejores son la resolución y la ganancia. Hay un gran inconveniente, y es que con pequeñas longitudes de onda aumenta mucho la atenuación.

9.6.3 Atenuación

Los rayos del radar resultan atenuados sobre todo por la lluvia, menos por la nieve y el hielo, y menos aún por las nubes y los gases atmosféricos. La mayoría de las veces, la atenuación en la banda S es relativamente débil y en general no muy importante. A pesar de su costo, la banda S es esencial para penetrar en las grandísimas reflectividades de las latitudes medias y subtropicales en el caso de tormentas severas acompañadas de granizo húmedo. La atenuación en los radares que funcionan en la banda X puede ser fuerte en cortas distancias, lo que dificulta la estimación de la intensidad de las precipitaciones, e incluso la vigilancia, salvo en distancias muy cortas cuando tormentas próximas no sombrean ni ocultan sensiblemente otras más alejadas. La atenuación en la banda C es intermedia.

9.6.4 Potencia del transmisor

La capacidad de detección de objetivos está directamente relacionada con el pico de potencia del pulso emitido por el radar. Sin embargo, en la práctica, la potencia de transmisión es limitada a causa de la tecnología de los tubos de potencia. Un aumento ilimitado de potencia no es el medio más eficaz para aumentar la capacidad de detección de objetivos; por ejemplo, duplicando la potencia solo aumenta la sensibilidad del sistema en 3 dB. Desde el punto de vista técnico, la máxima potencia de emisión posible aumenta con la longitud de onda. Las mejoras de la sensibilidad del receptor y de la ganancia de la antena, y la debida elección de la

longitud de onda, pueden ser los mejores medios para aumentar la capacidad de detección.

Normalmente, los tubos de potencia están constituidos por magnetrones y klistrones. Los magnetrones son menos costosos, pero tienen frecuencias menos estables. Para las operaciones Doppler, se consideró indispensable la estabilidad de los klistrones. En un análisis de Strauch (1981) se llegó a la conclusión de que los magnetrones pueden ser totalmente eficaces en las aplicaciones meteorológicas de carácter general, y numerosos radares Doppler se basan actualmente en magnetrones. Las técnicas de supresión del eco en tierra y las aplicaciones de detección en aire claro pueden favorecer el empleo de klistrones. Por otra parte, los sistemas de magnetrones simplifican la supresión de los ecos de segunda traza.

En las longitudes de onda utilizadas normalmente, los radares convencionales deberían detectar las intensidades de precipitación del orden de 0,1 mm h^{-1} a 200 km, y tener un pico de potencia en la emisión del orden de 250 kW o más, en la banda C.

9.6.5 Duración del pulso

La duración del pulso determina la potencia de resolución del objetivo dentro del alcance del radar. La resolución en alcance o la capacidad de un radar para distinguir dos objetivos discretos es proporcional a la mitad de la longitud del pulso en el espacio. Para la mayoría de los klistrones y magnetrones la relación máxima de anchura del pulso con la PRF es de aproximadamente 0,001. La duración normal de los pulsos se sitúa en el rango de 0,3 a 4 µs. Una duración de pulso de 2 µs tiene una potencia de resolución de 300 m, y una duración de 0,5 µs, de 75 m.

Suponiendo que el objetivo llene totalmente el volumen del pulso, duplicando la duración del pulso se aumenta la sensibilidad efectiva del radar en 6 dB, disminuyendo al mismo tiempo la resolución; reduciendo la duración del pulso se disminuye la sensibilidad, y se aumenta su resolución. La menor duración del pulso permite tomar muestras más independientes del objetivo dentro del alcance y la posibilidad de mejorar la exactitud de la estimación.

9.6.6 Frecuencia de repetición de los pulsos

La PRF debería ser la más alta posible para conseguir el máximo número de mediciones del objetivo por unidad de tiempo. Una de las razones fundamentales para limitar la PRF es la detección no deseada de ecos de segunda traza. La mayoría de los radares convencionales tienen alcances máximos no ambiguos superiores al alcance útil de la observación meteorológica por radar. Una importante limitación para el alcance útil de los objetivos meteorológicos es la considerable altura del haz con respecto al suelo, incluso a distancias de 250 km.

En los sistemas radar Doppler, las PRF elevadas se utilizan para aumentar el límite de medición de la velocidad Doppler sin ambigüedad. Ya se han señalado anteriormente los inconvenientes de las PRF más altas.

El factor PRF no es una consideración de costo importante, pero influye mucho en el rendimiento del sistema. En resumen, las PRF elevadas son adecuadas para aumentar el número de muestras medidas y la velocidad máxima no ambigua que puede medirse, y también para lograr velocidades de exploración admisibles más altas. Las PRF reducidas son adecuadas para aumentar la máxima distancia sin ambigüedad que puede ser medida, y proporcionar un ciclo de trabajo más bajo.

9.6.7 Sistema de antena, apertura angular del haz, velocidad y ganancia

Los radares meteorológicos utilizan normalmente una antena con una fuente de radiación de tipo bocina y con un reflector parabólico para producir un haz cónico estrecho. Dos importantes factores que deben considerarse son la apertura angular del haz (resolución angular) y la ganancia de potencia. En los radares meteorológicos comunes, el tamaño de la antena aumenta cuando la longitud de onda es mayor y cuando el haz requerido es más estrecho.

Normalmente, los radares meteorológicos tienen aperturas angulares comprendidas entre 0,5° y 2,0°. Para un haz de 0,5° y 1,0° en una longitud de onda en la banda C, el diámetro del reflector de la antena es de 7,1 m y 3,6 m, respectivamente, y en la banda S, de 14,3 m y 7,2 m. El costo del sistema de antena y del pedestal experimenta un incremento muy superior al lineal con el tamaño del reflector. También hay un límite técnico y de costo. Además, hay que elegir debidamente la torre que pueda soportar el peso de la antena.

La elección de un haz estrecho para obtener la máxima resolución y para mejorar la posibilidad de que el haz contenga todo el objetivo es particularmente esencial para grandes distancias. Para un haz de

0,5°, la apertura del haz acimutal (y vertical) a distancias de 50, 100 y 200 km es de 0,4, 0,9 y 1,7 km, respectivamente. Para un haz de 1,0°, las aperturas son de 0,9, 1,7 y 3,5 km. Incluso con esos haces relativamente estrechos, la apertura angular a grandes distancias es considerable.

La ganancia de la antena es también inversamente proporcional a la apertura angular del haz, por lo que con haces más estrechos mejora igualmente la sensibilidad del sistema por un factor igual a la ganancia diferencial. En las estimaciones de reflectividad y precipitación se requiere alcanzar el objetivo un mínimo de veces para lograr una exactitud aceptable en las mediciones. El haz ha de tener un tiempo de permanencia adecuado sobre el objetivo operando en modo de exploración rotatorio. Por eso está limitada la velocidad de rotación de la antena. Los ciclos de exploración no pueden reducirse sin consecuencias. En las mediciones significativas de objetivos distribuidos, las partículas deben tener suficiente tiempo para volver a cambiar de posición con el fin de poder efectuar una estimación independiente. En general, los sistemas exploran a una velocidad del orden de 3 a 6 revoluciones por minuto.

La mayoría de los radares meteorológicos tienen polarización lineal, y la dirección del vector del campo eléctrico emitido es horizontal o vertical. La elección no es evidente, pero la polarización más común es horizontal. Las ventajas de la polarización horizontal son: a) los ecos marinos y terrestres son en general menores; b) los lóbulos secundarios están menos desarrollados, lo que permite realizar mediciones más precisas en el plano vertical; y c) la retrodispersión debida a la lluvia es mayor, porque las gotas que caen son elípticas. Sin embargo, con ángulos de elevación reducidos, la mejor reflexión de las ondas de polarización horizontal en un suelo plano puede producir un efecto no deseado dependiente de la distancia.

En resumen, la pequeña apertura angular del haz influye en la sensibilidad, la capacidad de detección, la resolución horizontal y vertical, el alcance útil y la exactitud de medición del sistema. El inconveniente de la pequeña apertura angular es principalmente el costo. Es por ello que cuanto más se reduce la apertura angular del haz a un precio asequible mayor es la utilidad del radar (Crozier y otros, 1991).

9.6.8 Características de los radares meteorológicos típicos

En el cuadro 9.7 figuran las características de los radares típicos utilizados en las aplicaciones meteorológicas generales.

Como ya se ha dicho, las características y los parámetros del radar son interdependientes. Los límites técnicos de los elementos del radar y la disponibilidad de elementos fabricados son consideraciones importantes en el diseño de los sistemas radar.

Los de tipo "*Z* únicamente" son los radares convencionales no coherentes de pulsos utilizados durante decenios, que siguen siendo sumamente útiles. Los radares Doppler son los radares de nueva generación que agregan una nueva dimensión a las observaciones. Permiten estimar la velocidad radial. Los radares "micro-Doppler" se han concebido para detectar mejor microrráfagas y tornados en pequeña escala en zonas muy limitadas, y se utilizan en la protección de las terminales aéreas.

Cuadro 9.7. Especificaciones de los radares meteorológicos típicos

Tipo	*Z únicamente*	*Doppler*	*Z únicamente*	*Doppler*	*Micro-Doppler*
Banda	C	C	S	S	C
Frecuencia (GHz)	5,6	5,6	3,0	2,8	5,6
Longitud de onda (cm)	5,33	5,33	10,0	10,7	5,4
Pico de potencia (kW)	250	250	500	1 000	250
Duración del pulso (s)	2,0	0,5; 2,0	0,25; 4,0	1,57; 4,5	1,1
PRF (Hz)	250–300	250–1 200	200–800	300–1 400	235–2 000
Receptor	Log	Log/Lin	Log	Log/Lin	Log/Lin
Señal mínima detectable, MDS (dBm)	–105	–105	–110	–113	–106
Diámetro de la antena (m)	3,7	6,2	3,7	8,6	7,6
Apertura angular (grados)	1,1	0,6	1,8	1,0	0,5
Ganancia (dB)	44	48	38,5	45	51
Polarización	H	H	H	H	H
Velocidad de rotación (rpm)	6	1–6	3	6	5

9.7 INSTALACIÓN DE RADAR

9.7.1 Elección del emplazamiento óptimo

La elección del emplazamiento óptimo para instalar un radar meteorológico depende del uso a que esté destinado. En caso de una zona definida en la que se necesitan avisos de tormenta, la mejor solución consiste normalmente en situar el equipo a una distancia comprendida entre 20 km y 50 km de la zona considerada, y normalmente frente al viento con relación a la trayectoria principal de las tormentas. Se recomienda instalar el radar ligeramente fuera de esa trayectoria para evitar los problemas de medición cuando la perturbación pasa sobre el radar. Esto debería permitir, al mismo tiempo, una buena resolución en la zona, y dar aviso con mayor antelación de las tormentas que se aproximen (Leone y otros, 1989).

En el caso de una red de radares destinada fundamentalmente a aplicaciones sinópticas, los radares en latitudes medias deberían situarse a una distancia de 150 a 200 km aproximadamente unos de otros. La distancia puede aumentarse en latitudes más próximas al Ecuador terrestre, si los ecos de radar que deben captarse alcanzan frecuentemente grandes altitudes. En todos los casos, la mejor exactitud en la medición de las precipitaciones se obtiene con los radares de haz estrecho.

En la elección exacta del emplazamiento del radar influyen numerosos factores económicos y técnicos, a saber:

a) Existencia de carreteras para acceder al radar.
b) Disponibilidad de energía y enlaces de telecomunicaciones. Con frecuencia, es necesario instalar dispositivos de protección contra rayos disponibles en el mercado.
c) Precio del terreno.
d) Proximidad de un servicio de control y mantenimiento.
e) Es preciso evitar los obstáculos que bloqueen los haces. No debería haber ningún obstáculo en un ángulo mayor que la mitad de la apertura angular del haz sobre el horizonte, o con una anchura horizontal superior a la mitad de la apertura angular del haz.
f) Los ecos parásitos terrestres deben evitarse en la medida de lo posible. En el caso de un radar que se utilice para aplicaciones a distancias relativamente cortas, a veces es posible hallar, tras una minuciosa inspección del lugar y un examen detallado de los mapas topográficos, una zona relativamente plana en una depresión poco profunda, cuyos bordes servirán de obstáculo natural a los ecos parásitos de los lóbulos secundarios del diagrama de radiación de la antena y representarán un bloqueo mínimo para el haz principal. En todos los casos, al estudiar el emplazamiento debería utilizarse una cámara y un teodolito para comprobar si hay obstáculos. A veces, conviene emplear un sistema de radar móvil para confirmar la conveniencia del emplazamiento. Algunos radares modernos cuentan con equipo y programas que suprimen gran parte de los ecos parásitos terrestres con un rechazo mínimo de los ecos meteorológicos (Heiss, McGrew y Sirmans, 1990).
g) Cuando se utiliza el radar para la vigilancia a gran distancia, como en el caso de ciclones tropicales o de otras aplicaciones en las costas, normalmente se lo sitúa en lo alto de una colina. Se observará una gran cantidad de ecos parásitos, pero esto puede no tener mucha importancia en grandes distancias (para la eliminación de los ecos parásitos véase el punto 9.2.6).
h) Los parques eólicos situados cerca de un radar meteorológico pueden resultar perjudiciales para el funcionamiento del mismo y, por consiguiente, los radares no deberían situarse cerca de aquellos. En el anexo figura un estudio más detallado de este nuevo problema y directrices sobre cómo minimizar los efectos de las turbinas eólicas sobre los radares meteorológicos.
i) En todos los estudios sobre posibles emplazamientos debería verificarse minuciosamente la interferencia electromagnética, para evitar en la mayor medida posible la interferencia con otros sistemas de comunicaciones tales como señales de televisión, enlaces de microondas u otros radares. También debería comprobarse que no existan riesgos debidos a la radiación de microondas para la salud de la población que viva cerca del lugar previsto para la instalación del radar (Skolnik, 1970; Leone y otros, 1989).

9.7.2 Telecomunicaciones y visualización a distancia

La reciente evolución en la tecnología de las telecomunicaciones y de la informática permite transmitir datos de radar a un gran número de aparatos distantes. En particular, se dispone de sistemas informáticos capaces de asimilar los datos procedentes de numerosos radares, así como de otras fuentes de datos, por ejemplo satélites. El funcionamiento de un radar también se puede monitorizar y controlar a distancia, o sea, de modo automático. Gracias a esos avances técnicos, en muchos países se

realizan predicciones inmediatas en lugares alejados de las estaciones de radar.

Las imágenes pueden transmitirse por casi todos los medios de transmisión modernos, como líneas telefónicas (especializadas o no), enlaces de fibra óptica, radioenlaces o enlaces de microondas, y canales de comunicación por satélite. Los sistemas de transmisión más utilizados son las líneas telefónicas especializadas, en razón de su disponibilidad y de su costo, relativamente bajo, en muchos países. Debería tenerse presente que los radares se encuentran a menudo en lugares remotos donde no se dispone de sistemas avanzados de telecomunicaciones.

Gracias a los rápidos progresos en materia de tecnologías de la comunicación las imágenes de radar pueden ahora transmitirse en unos pocos segundos. Por ejemplo, una imagen de radar correspondiente a una distancia de 100 km, con una resolución espacial de 0,5 km puede caber en un archivo de 160 kBytes. Utilizando un algoritmo de compresión, se puede reducir ese archivo a un formato GIF de entre 20 y 30 kBytes. Ese archivo puede transmitirse mediante una línea telefónica analógica en menos de 30 segundos, mientras que a través de un circuito ISDN de 64 kbps la transmisión no duraría más de 4 segundos. Sin embargo, la transmisión de un mayor número de niveles de reflectividad o de datos adicionales, tales como las exploraciones de volumen de la reflectividad o datos Doppler, aumenta el tiempo de transmisión.

9.8 CALIBRACIÓN Y MANTENIMIENTO

Para la calibración y el mantenimiento de los radares deberían seguirse los procedimientos prescritos por el fabricante. A continuación se ofrece una reseña.

9.8.1 Calibración

Lo mejor para la calibración completa de la reflectividad es utilizar un objetivo externo con un factor de reflectividad de radar conocido, como una esfera revestida de metal. Se trata de comprobar si la antena y los guiaondas conservan sus características nominales. Sin embargo, este método se emplea muy raramente, a causa de las dificultades prácticas para poner en órbita una esfera y de las múltiples reflexiones en el suelo. Los parámetros de la antena pueden también ser verificados mediante mediciones del flujo solar. Las calibraciones rutinarias, en las que se prescinde de la antena, incluyen el guiaondas y el sistema transmisor y receptor. Normalmente se prescriben las siguientes operaciones:

a) medición de la potencia de emisión y de la forma de onda en la banda de frecuencias apropiada;
b) verificación de la frecuencia de transmisión y del espectro de frecuencias;
c) inyección de una señal de microondas conocida antes de la etapa del receptor, a fin de comprobar si los niveles de reflectividad indicados por el radar responden debidamente a la potencia de entrada;
d) medición de la relación señal-ruido, que debería situarse en el intervalo nominal de acuerdo con las especificaciones del radar.

Si algunas de estas verificaciones de la calibración indican cambios o errores sistemáticos, entonces deben efectuarse los ajustes correctivos correspondientes. La calibración Doppler comprende la verificación y el ajuste de la estabilidad de fase utilizando objetivos fijos o señales artificiales, así como la graduación de las partes real e imaginaria del sistema de vídeo complejo, y la prueba del procesador de señales mediante señales conocidas generadas artificialmente.

La mejor manera de controlar el nivel y el ángulo de elevación es seguir la posición del Sol en modo de recepción únicamente, y utilizar la información disponible sobre la posición solar; de otro modo se requiere información sobre los niveles mecánicos de la antena. La presencia o ausencia de ecos procedentes de objetivos terrestres fijos también puede servir para verificar aproximadamente el rendimiento del transmisor o del receptor.

Aunque los radares modernos están normalmente provistos de elementos electrónicos muy estables, las calibraciones han de realizarse con suficiente frecuencia para garantizar la fiabilidad y la exactitud de los datos. La calibración ha de hacerse por personal cualificado, o mediante técnicas automáticas tales como los diagnósticos en línea y el equipo de prueba. En el primer caso, en el que se necesita personal, se debería efectuar la calibración al menos una vez por semana. En el segundo, puede hacerse diariamente o en forma semicontinua. Se pueden realizar frecuentemente verificaciones comparativas sencillas de la potencia y la ubicación del eco, utilizando dos o más radares superpuestos, orientados a un objetivo apropiado.

9.8.2 Mantenimiento

Los radares modernos instalados y funcionando debidamente no deberían sufrir averías frecuentes.

Algunos fabricantes señalan un tiempo medio entre fallos (MTBF) del orden de un año. Sin embargo, tales afirmaciones son muchas veces optimistas y para alcanzar tal media hay que realizar un mantenimiento preventivo programado. Para que el tiempo de reparación sea lo más breve posible es preciso contar con un plan de mantenimiento periódico y con suficiente personal técnico.

El mantenimiento preventivo debería comprender al menos un control mensual de todas las partes del radar que puedan desgastarse, por ejemplo engranajes, motores, ventiladores e infraestructuras. El personal local de mantenimiento debería anotar los resultados de las verificaciones en un libro de control del radar y, cuando proceda, transmitirlos al servicio central de mantenimiento. Cuando haya varios radares, se podrá disponer de un servicio centralizado de logística y de un taller de reparación. Este último recibirá las piezas averiadas de los radares, las reparará y las pasará al servicio logístico, que las almacenará como piezas de repuesto, para ser usadas cuando se necesiten.

Para el mantenimiento correctivo, el servicio debería estar suficientemente provisto de:

a) piezas de repuesto para todos los elementos más sensibles, tales como tubos, componentes de semiconductores, tarjetas, chasis, motores, engranajes, suministros de alimentación, etc.; la experiencia ha demostrado que conviene asignar el 30 por ciento de la inversión inicial en radar, a las piezas de repuesto esenciales en el emplazamiento del radar; cuando haya varios radares, ese porcentaje deberá reducirse al 20 por ciento aproximadamente, con una distribución apropiada entre el mantenimiento central y local;
b) equipo de prueba, incluido el equipo de calibración mencionado anteriormente; en general, esto representará aproximadamente el 15 por ciento del valor del radar;
c) personal debidamente capacitado para hacer diagnósticos y efectuar reparaciones con rapidez y eficiencia.

Con una organización de mantenimiento competente se debería disponer del radar durante el 96 por ciento del tiempo sobre una base anual, con un equipo estándar. Aumentando los gastos se pueden obtener mejores resultados.

Para la calibración y el mantenimiento se recomienda disponer al menos del siguiente equipo:

a) un generador de señales de microondas;
b) un medidor de potencia en microondas;
c) un osciloscopio de MHz;
d) un medidor de frecuencia de microondas;
e) antenas de bocina de ganancia normalizada;
f) un generador de señales de frecuencia intermedia (FI);
g) componentes de microondas, entre ellos circuitos de carga, acopladores, atenuadores, conectores, cables, adaptadores, etc.;
h) un analizador versátil de espectro de microondas en el servicio central;
i) herramientas y equipo estándar de electricidad y mecánica.

9.9 MEDICIÓN DE LAS PRECIPITACIONES

La medición de las precipitaciones por radar suscita interés desde el comienzo de la meteorología por radar. La principal ventaja del uso de radares para medir la precipitación es la cobertura, desde un solo punto de observación y en tiempo real, de una amplia zona con resolución espacial y temporal. Además, es posible ampliar la imagen bidimensional de la situación meteorológica a una zona muy vasta recopilando los datos procedentes de varios radares. Sin embargo, hasta hace poco no había sido posible realizar mediciones en una zona grande con el suficiente grado de exactitud que exigen las aplicaciones hidrológicas.

Lamentablemente, no se puede determinar de forma precisa la exactitud de las mediciones, en parte porque no se dispone de ninguna base satisfactoria de comparación. Un método común consiste en utilizar alguna red de pluviómetros como referencia para comparar las estimaciones obtenidas por radar. Este método parece atractivo a primera vista, pero tiene una limitación fundamental: que no se dispone de ningún patrón de referencia para determinar la exactitud de la medición de la cantidad de lluvia en la zona, realizada mediante una red de pluviómetros en la escala del haz del radar. La naturaleza no proporciona precipitaciones homogéneas y uniformes como para poder probar la red, y tampoco se dispone de ningún patrón de categoría superior con el que comparar los datos obtenidos en dicha red. Por lo tanto, no se conoce la verdadera cantidad de lluvia en la zona, ni la exactitud de la red de pluviómetros. En realidad, hay indicios de que la exactitud de los datos pluviométricos puede ser, para algunos fines, bastante inferior a la supuesta comúnmente, sobre todo si las estimaciones proceden de un número relativamente reducido de pluviómetros (Neff, 1977).

9.9.1 Características de la precipitación que influyen en las mediciones por radar: relación *Z-R*

La precipitación se mide habitualmente utilizando la relación *Z-R*:

$$Z = AR^b \qquad (9.10)$$

donde *A* y *b* son constantes. La relación no es única pues se han desarrollado numerosas relaciones empíricas para diversos climas o localidades y tipos de perturbaciones. Los valores nominales y característicos del índice y del exponente son: $A = 200$; $b = 1{,}60$ (Marshall y Palmer, 1948; Marshall y Gunn, 1952).

La ecuación se desarrolla teniendo en cuenta varias hipótesis que puede que no sean siempre totalmente válidas. Sin embargo, el historial y la experiencia muestran que, en la mayoría de los casos, la relación da una buena estimación de la precipitación en el suelo, a menos que haya anomalías evidentes. Pueden exponerse algunas generalidades. En longitudes de onda de 5 y 10 cm, la aproximación de Rayleigh es válida a todos los efectos prácticos, salvo en presencia de granizo. Las grandes concentraciones de hielo mezclado con agua pueden provocar anomalías, sobre todo cerca del nivel de fusión. Teniendo en cuenta el factor del índice de refracción del hielo (es decir, $|K|^2 = 0{,}208$) y eligiendo una relación apropiada entre el factor de reflectividad y la intensidad de la precipitación (Z_e con relación a *R*), se pueden estimar razonablemente las cantidades de precipitación en condiciones de nieve (el valor de 0,208, en lugar de 0,197 para el hielo, tiene en cuenta la variación del diámetro de las partículas cuando se trata de partículas de agua y de hielo de igual masa).

La intensidad de la precipitación (*R*) es un producto de la masa contenida y de la velocidad de caída en un volumen de radar. Es aproximadamente proporcional a la cuarta potencia del diámetro de las partículas. No existe, pues, ninguna relación única entre la reflectividad del radar y la intensidad de la precipitación, ya que la relación depende de la distribución del tamaño de las partículas. Por esta razón la variabilidad natural en tal distribución es una importante fuente de incertidumbre en las mediciones de la precipitación por radar.

Las relaciones empíricas *Z-R*, y las variaciones entre una formación tormentosa y otra y en el interior de una misma tormenta, han sido objeto de numerosos estudios en los últimos cuarenta años. Se puede obtener una relación *Z-R* calculando los valores de *Z* y de *R* a partir de distribuciones medidas del tamaño de las gotas. También se puede comparar el valor de *Z* medido en altura por el radar (se denomina entonces "factor de reflectividad del radar equivalente" y se designa mediante Z_e) con *R* medida en el suelo. Con este último procedimiento se trata de reflejar cualquier diferencia que exista entre la precipitación en altura y la que llega al suelo. También puede haber errores en la calibración del radar, por lo que el resultado no es estrictamente una relación *Z-R*.

Se ha prestado mucha atención a la posibilidad de explicar parte de la variabilidad de la relación *Z-R*, separando las perturbaciones según el tipo de lluvia (convectiva, no celular, orográfica). Las mejoras conseguidas no son grandes, y subsisten dudas en cuanto a la posibilidad de aplicar esta técnica en la práctica. Las variaciones de la distribución del tamaño de las gotas son ciertamente importantes, pero con frecuencia se sobrestima su importancia relativa. Después de establecer alguna media en el tiempo y/o en el espacio, se observa que los errores asociados a esas variaciones raramente exceden en un factor de 2 en la intensidad de la lluvia. Dichos errores son la principal fuente de variación en experimentos bien definidos, a distancias cortas. Pero, a distancias mayores, predominan generalmente los errores debidos a la imposibilidad de observar las precipitaciones cerca del suelo y al rellenado del haz. Estos errores no se tienen muy en cuenta, a pesar de su importancia.

Debido al aumento o a la evaporación de la precipitación, al movimiento del aire y al cambio de fase (hielo y agua en la capa de fusión, o banda brillante), se observan perfiles verticales de reflectividad muy variables, tanto en el interior de una perturbación como entre dos perturbaciones. A menos que la apertura angular del haz sea muy reducida, esto da lugar a una distribución no uniforme de la reflectividad en el volumen muestreado por el radar. La experiencia muestra que el problema del perfil vertical plantea menos dificultades en el caso de lluvia convectiva.

En cambio, con lluvia o nieve en condiciones estratiformes, el perfil vertical adquiere más importancia. Al aumentar la distancia, el haz se agranda y su altura es mayor. Por consiguiente, las diferencias entre las estimaciones de la precipitación por radar y la lluvia medida en el suelo también aumentan. Normalmente, la reflectividad disminuye con la altura, por lo que la lluvia se subestima en las mediciones por radar en caso de precipitación en condiciones estratiformes.

A grandes distancias, en perturbaciones a baja altura, y especialmente cuando las elevaciones bajas de la antena quedan bloqueadas por obstáculos tales como montañas, la subestimación puede ser grande. Estos errores suelen predominar sobre todos los demás. Se puede prescindir fácilmente de ellos cuando se observan perturbaciones a corta distancia únicamente, o cuando se analizan varias perturbaciones situadas aproximadamente a la misma distancia.

En Joss y Waldvogel (1990), Smith (1990) y Sauvageot (1994) se tratan estas y otras cuestiones, entre ellas la elección de la longitud de onda, los errores causados por la atenuación, los aspectos que deben considerarse al elegir un emplazamiento del radar para aplicaciones hidrológicas, la calibración del equipo de los sistemas de radar, el muestreo y la realización de promedios, y el ajuste meteorológico de los datos obtenidos por radar. En esta breve exposición se consideran únicamente las mediciones de la lluvia; se dispone de poca experiencia práctica sobre las mediciones por radar de la nieve, y todavía menos de las mediciones del granizo.

9.9.2 Procedimientos de medición

El principal procedimiento para deducir la intensidad de la lluvia a partir de reflectividades medidas por radar para aplicaciones hidrológicas comprende los siguientes pasos:

a) asegurarse de que el equipo es estable mediante la calibración y el mantenimiento;
b) corregir los errores utilizando el perfil vertical de la reflectividad;
c) tener en cuenta toda la información sobre la relación Z_e-R y deducir la intensidad de la lluvia;
d) realizar el ajuste con los pluviómetros.

Los tres primeros pasos se basan en factores físicos conocidos, y en el último se utiliza un método estadístico para compensar los errores residuales, con lo que los métodos estadísticos resultan más eficaces. En el pasado, los circuitos analógicos y las técnicas fotográficas para registrar y analizar los datos imponían grandes limitaciones a la realización de este proceso. Por eso, era sumamente difícil determinar y hacer los ajustes necesarios, y desde luego no en tiempo real. Actualmente, los datos pueden obtenerse en tres dimensiones y en una forma manejable, y se dispone de la necesaria potencia de cálculo para efectuar esas tareas. Buena parte de la investigación actual se dirige hacia la elaboración de técnicas que permitan realizar estas tareas con carácter operativo (véase Ahnert y otros, 1983).

Los métodos empleados en los pasos b) a d) anteriores, y la validez de los resultados obtenidos en la medición de las precipitaciones por radar dependen mucho de las circunstancias. Estas pueden incluir el objetivo específico, la región geográfica considerada, los detalles de la aplicación y otros factores. En algunos casos conviene realizar un proceso interactivo, como el elaborado para FRONTIERS y descrito en el Apéndice A, de Joss y Waldvogel (1990). En ese proceso se utiliza toda la información pertinente de que se dispone en los centros modernos de información meteorológica.

Hasta ahora no se ha aceptado con carácter general ningún método de compensación de los efectos del perfil vertical de la reflectividad en tiempo real (paso b)), pero se pueden señalar tres métodos de compensación:

a) Corrección dependiente de la distancia. El efecto del perfil vertical está asociado a la combinación de la creciente altura del eje del haz y a su agrandamiento con la distancia. En consecuencia, se puede aplicar un factor climatológico medio, dependiente de la distancia, para obtener una corrección en primera aproximación. Puede haber diferentes factores apropiados para distintas categorías de perturbación; por ejemplo, convectiva o estratiforme.
b) Ajuste variable en el espacio. A veces, cuando las características de la precipitación varían sistemáticamente en la zona considerada, o cuando la cobertura por radar no es uniforme debido a la topografía o a obstáculos locales, puede ser conveniente hacer correcciones variando ambos, el acimut y la distancia. Si se dispone de suficiente información anterior, se pueden introducir factores medios de ajuste en las tablas de consulta apropiadas; si no, las correcciones han de deducirse de los propios datos de reflectividad o de comparaciones con datos pluviométricos (operación difícil en ambos casos).
c) Perfiles verticales completos. Los perfiles verticales de las perturbaciones varían según el lugar y el momento, y el nivel más bajo, visible para el radar, varía normalmente debido a las irregularidades del horizonte del radar. En consecuencia puede ser necesario un proceso de corrección punto por punto utilizando un perfil vertical representativo para cada zona considerada, a fin de obtener los mejores resultados. Pueden obtenerse perfiles representativos a partir de los propios datos de las exploraciones de volumen de radar, de resúmenes climatológicos o de modelos de perturbaciones. Se trata del método más complejo, pero puede aplicarse con sistemas modernos de datos (Joss y Lee, 1993).

Tras efectuar las correcciones del perfil, debería utilizarse una relación entre la reflectividad y la intensidad de la precipitación apropiada para la situación, para las condiciones geográficas y para la estación, a fin de calcular el valor de *R* (paso c) en el primer párrafo de esta sección). En opinión general las comparaciones con los datos de los pluviómetros deberían hacerse regularmente, para comprobar el rendimiento del radar, y se deberían efectuar los ajustes apropiados si se observaran claramente errores sistemáticos del radar (paso d)). En aquellos casos en que las estimaciones realizadas por radar difieran considerablemente de las de los pluviómetros, ya sea por un problema de calibración o de otro tipo, con esos ajustes se pueden conseguir importantes mejoras.

Sin embargo, los ajustes no garantizan automáticamente la mejora de las estimaciones efectuadas por radar, y a veces las estimaciones ajustadas son peores que las originales. Así ocurre especialmente en el caso de lluvia convectiva, donde el alcance vertical del eco mitiga las dificultades asociadas al perfil vertical, y los datos obtenidos con los pluviómetros son dudosos a causa de un muestreo no representativo. Asimismo, la distancia de correlación espacial puede ser pequeña, y la comparación pluviómetro-radar resulta cada vez más imprecisa con la distancia desde el pluviómetro. Una regla general es que los ajustes producirán sensibles mejoras solo si las diferencias sistemáticas (es decir, el error o sesgo) entre las estimaciones de las precipitaciones por radar y por pluviómetro es mayor que la desviación típica de la dispersión aleatoria de las comparaciones de pluviómetro y radar. Esta regla permite determinar si deberían utilizarse los datos pluviométricos para hacer ajustes, e indica que los datos disponibles deberían ser comprobados antes de proceder realmente a un ajuste. Se han estudiado varios métodos, pero ninguno cuenta con la aceptación general.

Se han propuesto diversas técnicas para utilizar radares con diversidad de polarización a fin de mejorar la medición de las precipitaciones. En particular, se ha sugerido que la diferencia entre las reflectividades medidas con polarización horizontal y vertical (Z_{DR}, reflectividad diferencial) puede proporcionar información útil sobre las distribuciones del tamaño de las gotas (Seliga y Bringi, 1976). Otro método consiste en utilizar K_{DP} (fase diferencial específica) que depende del cambio de la fase de la onda transmitida debido a grandes esferoides achatados. El método depende de las deformaciones hidrodinámicas sufridas por las grandes gotas de lluvia, aportando las precipitaciones más intensas y las gotas de mayor tamaño señales de polarización más fuertes. Sin embargo, todavía hay bastante controversia en cuanto a si esta técnica es prometedora para la medición de las precipitaciones en la práctica (English y otros, 1991).

A distancias cortas (con elevada resolución espacial), los radares con diversidad de polarización pueden proporcionar valiosa información sobre la distribución de las partículas de las precipitaciones y otros parámetros propios de la física de las nubes. A distancias mayores, no se puede tener la seguridad de que el haz del radar esté lleno de hidrometeoros distribuidos homogéneamente, por lo que resulta más incierta la relación empírica entre la señal polarimétrica y la distribución del tamaño de las gotas. Por supuesto, será útil conocer mejor la relación *Z-R*, pero incluso aunque las técnicas de parámetros múltiples funcionaran perfectamente, el error causado por la relación *Z-R* solo podría reducirse del 33 al 17 por ciento, como han mostrado Ulbrich y Atlas (1984). Para aplicaciones hidrológicas a corta distancia, la corrección de otros errores (considerados ya anteriormente) es generalmente mucho mayor, tal vez de un orden de magnitud o más.

9.9.3 Técnicas modernas y resumen

A lo largo de los años gran parte de los trabajos de investigación se han orientado a estudiar las posibilidades del radar como instrumento de medición de la lluvia. En general, las mediciones de la lluvia por radar, deducidas de una relación empírica *Z-R*, están bastante de acuerdo con las mediciones de pluviómetros situados a distancias próximas al radar. A distancias mayores aumentan la variabilidad y la subestimación de las mediciones por radar. Por ejemplo, en Suiza, a una distancia media de 100 km, los radares solo miden el 25 por ciento de la cantidad de lluvia medida por pluviómetros, en tanto que a distancias cortas miden el 100 por ciento.

En terreno llano o con lluvia convectiva se observan variaciones similares, pero no tan importantes. Esto se debe a la curvatura de la tierra, a obstáculos topográficos y a la ampliación del haz del radar con la distancia. Por eso, el principal inconveniente de utilizar el radar para medir precipitaciones y para aplicaciones hidrológicas prácticas es la imposibilidad de medir las precipitaciones suficientemente cerca del suelo a la distancia de cobertura deseada. Como este problema no se presenta frecuentemente en experimentos bien definidos, no se le ha prestado la atención que merece como un

problema fundamental en las aplicaciones prácticas.

Dado que se dispone de equipo de tratamiento de datos a gran velocidad de bajo costo, hoy día es posible determinar la distribución tridimensional de los ecos en toda la zona de cobertura del radar. Y como además se conoce la posición del radar y la orografía que lo circunda, se puede corregir en tiempo real una gran parte del problema que plantea el perfil vertical, o estimar al menos su magnitud. Tal corrección permite ampliar la región en que se obtiene una exactitud aceptable en muchas aplicaciones hidrológicas.

Para utilizar en forma óptima el radar deberían seguirse las siguientes reglas:

a) El emplazamiento del radar debería elegirse de manera que se puedan observar las precipitaciones lo más cerca posible del suelo. Por "observar" se entiende aquí la inexistencia de efecto de pantalla o ecos parásitos o que pueda suprimirse la influencia de estos, por ejemplo mediante análisis Doppler. Esta condición puede limitar frecuentemente el alcance útil del radar para mediciones cuantitativas a entre 50 y 100 km.
b) La longitud de onda y el tamaño de la antena deberían elegirse de manera que se logre un término medio aceptable entre la atenuación debida a las precipitaciones y una buena resolución espacial. A distancias mayores, tal vez se necesite una longitud de onda más corta para lograr un haz suficientemente estrecho, o una antena mayor si es necesario utilizar la banda S, a causa de la frecuente atenuación provocada por grandes células intensas.
c) Se deberían mantener los sistemas con rigor y controlar la calidad, incluso asegurando la suficiente estabilidad y calibración del equipo.
d) A menos que las mediciones de reflectividad se efectúen junto al suelo, deberían corregirse los errores procedentes del perfil vertical de la reflectividad. Como ese perfil cambia con el tiempo, se debería monitorizar constantemente mediante el radar. Tal vez sea necesario calcular la corrección para cada píxel, pues depende de la altura del volumen visible más bajo por encima del suelo. Debería efectuarse la corrección del perfil vertical de la reflectividad antes de proceder a otros ajustes, por tratarse de la principal corrección a gran distancia.
e) La muestra debería tener el tamaño adecuado para la aplicación de que se trate. En las aplicaciones hidrológicas, y especialmente cuando se ajustan las estimaciones del radar con las mediciones realizadas con pluviómetros, conviene integrar los datos sobre cierto número de horas y/o kilómetros cuadrados. La integración ha de hacerse sobre la magnitud deseada (intensidad lineal de la lluvia *R*) para evitar todo sesgo originado por esta integración.

Incluso una estimación aproximada del perfil vertical real de la reflectividad puede producir una importante mejora. Las mediciones polarimétricas pueden proporcionar alguna mejora más, pero todavía no se ha demostrado que el costo adicional, la complejidad y el riesgo de interpretación errónea de las mediciones de polarización puedan estar justificados en las aplicaciones hidrológicas operativas.

Las principales ventajas del radar residen en su elevada resolución espacial y temporal, su amplia cobertura y la inmediatez (datos en tiempo real). El radar también puede efectuar mediciones en zonas inaccesibles, tales como lagos, y seguir un "objetivo flotante" o un "complejo convectivo" en tiempo real; por ejemplo, para predicciones a corto plazo. Aunque no sea tan adecuado para dar la medición de cantidades de lluvia con una exactitud absoluta, en muchos lugares se obtiene ya información cuantitativa de buena calidad con redes de radar. No es probable que el radar sustituya algún día totalmente al pluviómetro, pues este proporciona información adicional y es esencial para ajustar y/o controlar las indicaciones obtenidas por radar. Por otro lado, según han señalado muchos expertos, para obtener una resolución como la que puede conseguirse fácilmente con el radar se necesitaría una red sumamente densa y costosa de pluviómetros.

9.9.4 Técnica de integración superficie-tiempo

En las aplicaciones climatológicas, que no requieren datos en tiempo real, se puede sacar provecho de la estrecha relación entre la cantidad total de lluvia y la extensión y duración de los chubascos (Byers, 1948; Leber, Merrit y Robertson, 1961). Sin utilizar una relación *Z-R*, Doneaud y otros (1984, 1987) establecieron una relación lineal entre la superficie de la zona abarcada por la lluvia y la pluviosidad total en esa zona con muy poca dispersión. Esta relación depende del umbral elegido para definir la zona de lluvia. Si bien tiene limitaciones en las aplicaciones de predicción a corto plazo en tiempo real, esta relación debería tener verdadero valor en las aplicaciones y estudios climatológicos.

9.10 DETECCIÓN DEL TIEMPO SEVERO Y APLICACIONES A LA PREDICCIÓN INMEDIATA

9.10.1 Utilización de la información sobre la reflectividad

En la actualidad, el criterio más utilizado para la detección por radar de tormentas potencialmente severas es la intensidad de la reflectividad. Se aconseja a los meteorólogos de los servicios operativos que busquen zonas de alta reflectividad (50 dBZ o más). Estas comprenden estructuras de bandas espirales y de la pared del ojo que caracterizan a los ciclones tropicales. Los ecos en forma de gancho o de dedo, los ecos salientes y de otro tipo obtenidos mediante exploraciones del volumen del radar se utilizan para predecir tornados o tormentas violentas (véase, por ejemplo, Lemon, Burgess y Brown, 1978), pero hay una elevada proporción de falsas alarmas.

Recientemente se ha logrado mejorar la detección de tormentas severas tratando los datos digitales de reflectividad obtenidos por exploración automática del volumen con intervalos de actualización de 5 a 10 minutos. Con mediciones masivas de la reflectividad como las realizadas para calcular el líquido integrado verticalmente (VIL) y la probabilidad de tiempo severo, se ha podido mejorar la detección y el aviso de tormentas violentas, especialmente para granizo.

Se han propuesto numerosas técnicas para identificar el granizo con radares convencionales de 10 cm, entre ellas la presencia de un eco de 50 dBZ a alturas de 3 u 8 km (Dennis, Schock y Koscielski, 1970; Lemon, Burgess y Brown, 1978). Sin embargo, todavía no se ha informado acerca de estudios de verificación para otras partes del mundo. Federer y otros (1978) observaron que la altura de la línea de contorno de 45 dBZ debe superar la altura del nivel de grado nulo en más de 1,4 km para que exista probabilidad de granizo. Una extensión de este método se ha verificado en el Instituto Real de Meteorología de los Países Bajos y se está aplicando (Holleman y otros, 2000; Holleman, 2001). Otro método para mejorar la detección del granizo incluye el empleo de radares con dos longitudes de onda, generalmente en las bandas X y S (Eccles y Atlas, 1973). La física de lo que ve el radar en esas diversas longitudes de onda es esencial para comprender las ventajas y las limitaciones de estas técnicas (cambios de sección transversal de los hidrometeoros o distribución de la intensidad). Según estudios sobre la diversidad de polarización, será posible mejorar la detección del granizo y la estimación de las precipitaciones fuertes basándose en la reflectividad diferencial (Z_{DR}) medida por un radar Doppler de doble polarización (Seliga y Bringi, 1976).

Desde finales del decenio de 1970 se utilizan ordenadores para proporcionar técnicas de "intervalos de tiempo" y de "zum" para tratar los datos radar. El sistema británico FRONTIERS (Browning y Collier, 1982; Collier, 1989), el sistema japonés AmeDAS, el sistema francés ARAMIS (Comisión de las Comunidades Europeas, 1989) y el sistema estadounidense PROFS, que son interactivos, permiten al usuario obtener imágenes polícromas compuestas desde varios radares remotos simultáneamente, así como combinar los datos de radar con otros tipos de información.

Para monitorizar la cantidad de lluvia se dispone de un potente producto de predicción inmediata que consiste en una síntesis de datos de radar y datos de pluviómetros. Uno de los métodos aplicados en Japón (Makihara, 2000) es el análisis de precipitaciones utilizando componentes de la red de radares del Sistema de adquisición automática de datos meteorológicos (AMeDAS). La intensidad del eco captado mediante una red de radares se convierte en intensidad de precipitación utilizando la relación Z_e-R, y se calcula la cantidad de precipitación en una hora a partir de la intensidad de precipitación. Luego se calibran las cantidades estimadas utilizando las cantidades de lluvia observadas mediante pluviómetros para obtener con gran exactitud un gráfico de la cantidad de lluvia durante una hora.

9.10.2 Utilización de la información Doppler

El mejor método para medir los vientos en las precipitaciones es el método Doppler múltiple, utilizado desde mediados del decenio de 1970 en programas científicos específicos de duración limitada. Sin embargo, de momento no se prevé la utilización operativa en tiempo real de dobles o triples análisis Doppler, a causa de los requisitos de cobertura espacial. Una excepción podrían ser los aeropuertos, por sus requisitos de área limitada, en que podrían ser útiles los sistemas biestáticos (Wurman, Randall y Burghart, 1995).

La aplicación del radar Doppler a la detección y el seguimiento en tiempo real de tormentas violentas comenzó en los primeros años del decenio de 1970. Donaldson (1970) fue probablemente el primero en identificar una de las características del flujo de vórtice en una tormenta fuerte. Experimentos cuasi

operativos han demostrado que un elevadísimo porcentaje de las señales de vórtice identificadas por análisis Doppler simple, vienen acompañadas por granizo devastador, fuertes vientos convectivos o tornados (Ray y otros, 1980; JDOP, 1979).

Desde entonces es evidente la existencia de dos rasgos útiles de tormenta severa con patrones característicos o "señales-firma". La primera "señal-firma" es la del mesociclón, columna de aire vertical con un movimiento rotatorio ascendente, normalmente con un diámetro de 2 a 10 km. Se ha observado que la "señal-firma" de mesociclón (o pareja de velocidades) se forma al nivel medio de una tormenta y desciende hacia la base de la nube, coincidiendo con el desarrollo del tornado (Burgess, 1976; Burgess y Lemon, 1990). Este comportamiento permitió reducir el tiempo de aviso de los tornados en 20 minutos o más, en experimentos cuasi operativos realizados en Oklahoma (JDOP, 1979). La mayoría de las observaciones con radar Doppler se efectuaron en Estados Unidos de América, y no se sabe todavía si pueden generalizarse los resultados. En experimentos llevados a cabo en Oklahoma, aproximadamente el 50 por ciento de todos los mesociclones produjeron tornados verificados; además, todas las tormentas con tornados violentos se formaron en entornos con fuerte cizalladura y se caracterizaron por mesociclones fuertes (Burgess y Lemon, 1990).

La segunda "señal-firma" es la señal del vórtice del tornado (TVS), que la produce el propio tornado. Se trata de la ubicación de una circulación muy débil en el interior del mesociclón. A veces la TVS se detecta en altura, aproximadamente media hora, o más, antes de que un tornado llegue a tierra. Tras varios años de experiencia con la TVS, ha quedado demostrada su gran utilidad para determinar la ubicación de los tornados, generalmente con una aproximación de ±1 km. Se estima que es posible detectar entre el 50 y el 70 por ciento de los tornados al este de las altas llanuras de las Montañas Rocosas, en Estados Unidos de América (Brown y Lemon, 1976). Se han identificado espectros Doppler de gran anchura (momento de segundo orden) relacionados con la ubicación de tornados. Sin embargo, también se ha establecido una buena correlación entre grandes valores de anchura de espectro con grandes valores de turbulencia durante las tormentas.

La divergencia calculada a partir de datos sobre la velocidad radial parece corresponder debidamente a la divergencia total. Se estima que la divergencia radial en la cima de una tormenta coincide con la que existe a la altura máxima de los ecos de precipitación, lo cual es un indicador de la fuerza de las corrientes ascendentes. En experimentos cuasi operativos con radares Doppler se ha demostrado que un aumento en la magnitud de la divergencia probablemente sea el primer indicador de que una tormenta se está volviendo severa. Además, se ha observado que una fuerte divergencia cerca de la cima de una tormenta es un indicador útil de granizo.

Las "señales-firma" de divergencia a niveles bajos de los "reventones" o ráfagas descendentes se han utilizado con los radares meteorológicos Doppler para aeropuertos (TDWR) para proteger a los aviones durante las operaciones de despegue y aterrizaje. Esos radares se han construido especialmente para la vigilancia de zonas limitadas y para rápidas exploraciones reiteradas del espacio aéreo circundante de las terminales aéreas. Como el ciclo de vida de las microrráfagas es de 10 a 20 minutos, para detectarlas eficazmente se requieren sistemas radar especializados. En esta aplicación, el sistema radar-ordenador proporciona automáticamente avisos a la torre de control de tránsito aéreo (Michelson, Schrader y Wilson, 1990).

Los estudios con radares Doppler de la función de las líneas de convergencia de la capa límite en la formación de nuevas tormentas confirman los resultados de estudios previos de nubes-arco realizados con datos de satélite. Hay indicaciones de que las líneas de convergencia a mesoescala de la capa límite (incluida la intersección de frentes de ráfagas de una convección anterior) desempeñan un importante papel en la determinación del lugar y del momento en que se forman las tormentas. Wilson y Schreiber (1986) han documentado y explicado varios casos de formación de tornados por líneas de cizalladura del viento no debidas a precipitaciones, observados mediante radares Doppler (Mueller y Carbone, 1987).

Las recientes mejoras en las técnicas de tratamiento y visualización digital de los datos de radar han permitido crear nuevos productos cuantitativos, a base de radar, para aplicaciones hidrometeorológicas. En varios países europeos y en Japón se utilizan esos productos de radar con modelos numéricos para la predicción operativa de las crecidas y su control (véase, por ejemplo, Cluckie y Owens, 1987).

Por consiguiente, ya se estima posible realizar importantes avances en la predicción de tormentas en un plazo de 0 a 2 horas. Para que esto sea posible habrá que lograr la integración eficaz de los datos obtenidos con radares Doppler con datos de alta resolución transmitidos por satélite y datos de observación en superficie y de sondeos.

Los radares Doppler son particularmente útiles para seguir los ciclones tropicales, proporcionar datos sobre la evolución dinámica del ojo, el muro del ojo y las bandas espirales, y sobre la localización y la intensidad de los vientos de fuerza huracanada (Ruggiero y Donaldson, 1987; Baynton, 1979).

9.11 RADARES DE ALTA FRECUENCIA PARA LAS MEDICIONES EN LA SUPERFICIE DE LOS OCEANOS

Las señales radioeléctricas transmitidas en la banda de ondas (decamétricas) de alta frecuencia, de 3 a 30 MHz, son retrodispersadas por las olas en la superficie del mar, y su frecuencia sufre un desplazamiento Doppler. Esas señales pueden detectarse mediante un radar de ondas (decamétricas) de alta frecuencia, diseñado para observarlas. La intensidad de la señal devuelta se debe a la interferencia constructiva de los rayos dispersados por sucesivas olas del mar, espaciadas de manera que los rayos se dispersen en resonancia, como ocurre en una red difractora. En el caso de incidencia rasante, la resonancia se produce cuando la longitud de onda de las olas es igual a la mitad de la longitud de onda de las ondas radioeléctricas. La señal devuelta sufre un desplazamiento Doppler debido al movimiento de las olas. Mediante el espectro Doppler es posible determinar la dirección del movimiento de las olas con una ambigüedad izquierda-derecha a lo largo de la dirección del haz, que puede resolverse utilizando otra información, como la de un campo de valores de un estado anterior. Si las olas se encuentran en equilibrio con el viento en superficie, se obtiene la dirección del viento, que es la medición meteorológica básica en el mar con radares en ondas (decamétricas) de alta frecuencia. El análisis del espectro de la señal devuelta puede profundizarse para obtener el espectro de las olas y una indicación de la velocidad del viento.

Es posible realizar mediciones hasta una distancia de 200 km o más con radares de onda de superficie, y hasta 3 000 km o más con radares de onda ionosférica (utilizando la reflexión desde la ionosfera). Estos últimos se conocen como radares transhorizonte.

La mayoría de los radares de alta frecuencia operativos se utilizan con fines militares, pero algunos se emplean para proporcionar regularmente datos sobre la velocidad del viento, en zonas muy vastas, a los Servicios Hidrometeorológicos.

Shearman (1983), Dexter, Heron y Ward, (1982), Keenan y Anderson (1987) y Harlan y Georges (1994) proporcionan más información sobre los radares en ondas (decamétricas) de alta frecuencia y sus aplicaciones meteorológicas, así como numerosas referencias.

ANEXO

DECLARACIÓN DE ORIENTACIÓN DE LA OMM SOBRE EL EMPLAZAMIENTO DE RADARES METEOROLÓGICOS Y GENERADORES EÓLICOS

La Organización Meteorológica Mundial (OMM) expresa su preocupación por los efectos cada vez más evidentes de los parques de generadores eólicos sobre los radares meteorológicos y destaca la necesidad de emprender esfuerzos de consulta, protección y atenuación adecuados. La OMM transmite su preocupación a las instancias normativas, a los organismos nacionales de administración de radio, a las sociedades meteorológicas e hidrológicas nacionales, a los promotores de parques de generadores eólicos, a los proveedores comerciales de equipos de generadores eólicos y a la comunidad meteorológica.

La protección de los datos de los radares meteorológicos es fundamental para el funcionamiento y la mejora ininterrumpidos de la detección, la vigilancia, la predicción y los avisos meteorológicos y, por lo tanto, redunda en interés de la protección y la seguridad públicas. Los modelos de predicción meteorológica y la predicción operativa localizada dependen de forma creciente de las redes nacionales de radares meteorológicos terrestres Doppler y perfiladores de viento terrestres para emitir avisos de condiciones meteorológicas extremas, tales como los tornados, las crecidas repentinas y los huracanes que llegan a tierra, predecir las precipitaciones (lluvia, nieve o granizo), el engelamiento de las aeronaves y desviar el tránsito aéreo de zonas con condiciones meteorológicas desfavorables. En el mundo entero, las redes de radares Doppler y de perfiladores de viento deben enfrentarse actualmente a la presión creciente que ejercen los parques eólicos.

Los parques eólicos ya han producido efectos en las redes de radares meteorológicos operacionales, y han creado así ecos del suelo que ocasionan confusión y una pérdida significativa de datos o falsas precipitaciones para aplicaciones hidrológicas. La rotación de las aspas puede crear velocidades desconcertantes que podrían, potencialmente, confundirse con fenómenos meteorológicos extremos, tales como un tornado. Mientras que los radares

Distancia	*Efectos potenciales*	*Directriz*
0-5 km	El generador eólico puede bloquear, de forma total o parcial, el radar y conllevar una pérdida significativa de datos que no podrán recuperarse.	Zona de impacto definido: no deberían instalarse generadores eólicos en esta zona.
5-20 km	La reflexión múltiple o la dispersión por trayectos múltiples pueden crear ecos falsos y múltiples elevaciones. Las mediciones Doppler de la velocidad pueden verse alteradas por la rotación de las aspas.	Zona de impacto moderado: los efectos del terreno constituirán un factor. Se recomienda realizar análisis y consultas. La reorientación o modificación del emplazamiento de los generadores puede reducir o atenuar los efectos.
20-45 km	Por lo general son visibles en una exploración en elevación mínima; se observarán ecos como los del suelo en la reflectividad; las velocidades Doppler pueden verse alteradas por la rotación de las aspas.	Zona de bajo impacto: se recomienda emitir notificaciones.
> 45 km	Por lo general no son observables en los datos, pero pueden llegar a serlo debido a las condiciones de propagación.	Zona de impacto intermitente: se recomienda emitir notificaciones.

meteorológicos han sido desplazados por los promotores de parques eólicos, en general, la comunidad meteorológica no tiene jurisdicción sobre el emplazamiento de los parques eólicos y se apoya en políticas cooperativas de "buena vecindad" para la atenuación de su efecto.

La creación de nuevas redes de radares y de perfiladores de viento, así como de parques eólicos, exigirá de las comunidades meteorológica y de parques eólicos una planificación estratégica para la atenuación. La OMM y la comunidad meteorológica cuentan con los organismos nacionales e internacionales de radio autorizados y los respaldan, y alentarán y apoyarán enérgicamente los esfuerzos de esos organismos por promover y proteger el uso de espacios sin obstrucciones con fines meteorológicos. La OMM alienta a los organismos nacionales de radio a elaborar criterios aceptables relativos a la obstrucción y a proporcionar herramientas a los promotores de parques eólicos para ayudarlos en la selección del emplazamiento.

La distancia entre los generadores eólicos y los radares meteorológicos puede generalmente utilizarse para describir los efectos en la calidad de los datos de los radares y también para elaborar una estrategia de atenuación en el marco de un emplazamiento conjunto de radares meteorológicos y generadores eólicos. A continuación figuran las directrices generales para radares corrientes en emplazamientos con terrenos llanos, que pueden requerir modificaciones para situaciones específicas y para radares particulares. Los radares más potentes, como los de banda S (10 cm de longitud de onda), con menos atenuación, podrían necesitar mayores límites de alcance que los que figuran en la tabla.

La OMM alienta a que se financien y realicen estudios para crear tecnologías destinadas a atenuar los efectos. Las técnicas de procesamiento de señales de radares meteorológicos o el uso de otros materiales para construir generadores eólicos podrían contribuir a reducir los ecos parásitos a largas distancias. Asimismo, la OMM recomienda que los resultados de esos estudios se pongan a disposición de los fabricantes de radares meteorológicos y generadores eólicos.

Redunda en interés de todas las naciones proteger los espacios sin obstrucción para los radares meteorológicos y los perfiladores de viento, que son esenciales y fundamentales para la predicción exacta de condiciones meteorológicas desfavorables. Se buscan soluciones tecnológicas y a nivel local y nacional. La OMM proporcionará material de orientación y herramientas para proteger los espacios sin obstrucción para los radares meteorológicos y los perfiladores de viento, y defenderá esos espacios.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Ahnert, P. R., M. Hudlow, E. Johnson, D. Greene y M. Dias, 1983: Proposed on-site processing system for NEXRAD. *Preprints of the Twenty-first Conference on Radar Meteorology* (Edmonton, Canadá), American Meteorological Society, Boston, págs. 378 a 385.

Aoyagi, J., 1983: A study on the MTI weather radar system for rejecting ground clutter. *Papers in Meteorology and Geophysics*, volumen 33, número 4, págs. 187 a 243.

Aoyagi, J. y N. Kodaira, 1995: The reflection mechanism of radar rain echoes. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), American Meteorological Society, Boston, págs. 246 a 248.

Atlas, D., 1964: Advances in radar meteorology. *Advances in Geophysics* (H. E. Landsberg y J. Van Meighem, eds.), volumen 10, Academic Press, Nueva York, págs. 317 a 479.

Atlas, D. (ed.), 1990: *Radar in Meteorology*. American Meteorological Society, Boston.

Atlas, D., R. C. Scrivastava y R. S. Sekhon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, volumen 11, número 1, págs. 1 a 35.

Battan, L. J., 1981: *Radar Observation of the Atmosphere*. University of Chicago Press, Chicago.

Baynton, H. W., 1979: The case for Doppler radars along our hurricane affected coasts. *Bulletin of the American Meteorological Society*, volumen 60, págs. 1014 a 1023.

Bean, B. R. y E. J. Dutton, 1966: *Radio Meteorology*. Washington D. C., U. S. Government Printing Office.

Bebbington, D. H. O., 1992: Degree of Polarization as a Radar Parameter and its Susceptibility to Coherent Propagation Effects. *Preprints from URSI Commission F Symposium on Wave Propagation and Remote Sensing* (Ravenscar, Reino Unido), págs. 431 a 436.

Bringi, V. N. y A. Hendry, 1990: Technology of polarization diversity radars for meteorology. En: *Radar in Meteorology* (D. Atlas, ed.), American Meteorological Society, Boston, págs. 153 a 190.

Brown, R. A. y L. R. Lemon, 1976: Single Doppler radar vortex recognition: Part II – Tornadic vortex signatures. *Preprints of the Seventeenth Conference on Radar Meteorology* (Seattle, Washington), American Meteorological Society, Boston, págs. 104 a 109.

Browning, K. A., C. G. Collier, P. R. Larke, P. Menmuir, G. A. Monk y R. G. Owens, 1982: On the forecasting of frontal rain using a weather radar network. *Monthly Weather Review*, volumen 110, págs. 534 a 552.

Browning, K. A. y C. G. Collier, 1982: *An integrated radar-satellite nowcasting system in the United Kingdom*. En: *Nowcasting* (K. A. Browning, ed.). Academic Press, Londres, págs. 47 a 61.

Browning, K. A. y R. Wexler, 1968: The determination of kinetic properties of a wind field using Doppler radar. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 7, págs. 105 a 113.

Burgess, D. W., 1976: Single Doppler radar vortex recognition: Part I – Mesocyclone signatures. *Preprints of the Seventeenth Conference on Radar Meteorology* (Seattle, Washington), American Meteorological Society, Boston, págs. 97 a 103.

Burgess, D. W. y L. R. Lemon, 1990: Severe thunderstorm detection by radar. En: *Radar in Meteorology* (D. Atlas, ed.). American Meteorological Society, Boston, págs. 619 a 647.

Burrows, C. R. y S. S. Attwood, 1949: *Radio Wave Propagation*. Academic Press, Nueva York.

Byers, H. R., 1948: The use of radar in determining the amount of rain falling over a small area. *Transactions of the American Geophysical Union*, págs. 187 a 196.

Cluckie, I. D. y M. E. Owens, 1987: *Real-time Rainfall Run-off Models and Use of Weather Radar Information*. En: *Weather Radar and Flood Forecasting* (V. K. Collinge y C. Kirby, eds). John Wiley and Sons, Nueva York.

Collier, C. G., 1989: *Applications of Weather Radar Systems: A Guide to Uses of Radar Data in Meteorology and Hydrology*. John Wiley and Sons, Chichester, Inglaterra.

Comisión de las Comunidades Europeas, 1990: *Une revue du programme ARAMIS* (J. L. Cheze). Seminar on Cost Project 73: Weather Radar Networking (Bruselas, 5 a 8 de septiembre de 1989), págs. 80 a 85.

Crozier, C. L., P. Joe, J. Scott, H. Herscovitch y T. Nichols, 1991: The King City operational Doppler radar: Development, all-season applications and forecasting. *Atmosphere-Ocean*, volumen 29, págs. 479 a 516.

Dennis, A. S., C. A. Schock y A. Koscielski, 1970: Characteristics of hailstorms of western South Dakota. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 9, págs. 127 a 135.

Dexter, P. E., M. L. Heron y J. F. Ward, 1982: Remote sensing of the sea-air interface using HF radars. *Australian Meteorological Magazine*, volumen 30, págs. 31 a 41.

Donaldson, R. J., Jr., 1970: Vortex signature recognition by a Doppler radar. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 9, págs. 661 a 670.

Doneaud, A. A., J. R. Miller Jr., L. R. Johnson, T. H. Vonder Haar y P. Laybe, 1987: The area-time integral technique to estimate convective rain volumes over areas applied to satellite data: A preliminary investigation. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, volumen 26, págs. 156 a 169.

Doneaud, A. A., S. Ionescu-Niscov, D. L. Priegnitz y P. L. Smith, 1984: The area-time integral as an indicator for convective rain volumes. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, volumen 23, págs. 555 a 561.

Doviak, R. J. y D. S. Zrnic, 1993: *Doppler Radar and Weather Observations*. Segunda edición, Academic Press, San Diego.

Eccles, P. J. y D. Atlas, 1973: A dual-wavelength radar hail detector. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 12, págs. 847 a 854.

Eilts, M. D. y S. D. Smith, 1990: Efficient dealiasing of Doppler velocities using local environment constraints. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 7, págs. 118 a 128.

English, M. E., B. Kochtubajda, F. D. Barlow, A. R. Holt y R. McGuiness, 1991: Radar measurement of rainfall by differential propagation phase: A pilot experiment. *Atmosphere-Ocean*, volumen 29, págs. 357 a 380.

Federer, B., A. Waldvogel, W. Schmid, F. Hampel, E. Rosini, D. Vento y P. Admirat, 1978: Grossversuch IV: Design of a randomized hail suppression experiment using the Soviet method. *Pure and Applied Geophysics*, 117, págs. 548 a 571.

Gossard, E. E. y R. G. Strauch, 1983: *Radar Observations of Clear Air and Clouds*. Elsevier Scientific Publication, Amsterdam.

Harlan, J. A. y T. M. Georges, 1994: An empirical relation between ocean-surface wind direction and the Bragg line ratio of HF radar sea echo spectra. *Journal of Geophysical Research*, volumen 99, C4, págs. 7971 a 7978.

Heiss, W. H., D. L. McGrew y D. Sirmans, 1990: NEXRAD: Next generation weather radar (WSR-88D). *Microwave Journal*, volumen 33, número 1, págs. 79 a 98.

Holleman, I., 2001: *Hail Detection Using Single-polarization Radar*. Scientific Report, Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI), WR 2001-01, De Bilt.

Holleman, I., H. R. A. Wessels, J. R. A. Onvlee y S. J. M. Barlag, 2000: Development of a hail-detection product. *Physics and Chemistry of the Earth*, parte B, 25, págs. 1293 a 1297.

Holt, A. R., M. Chandra y S. J. Wood, 1995: Polarisation diversity radar observations of storms at C-Band. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), American Meteorological Society, Boston, págs. 188 a 189.

Holt, A. R., P. I. Joe, R. McGuinness y E. Torlaschi, 1993: *Some examples of the use of degree of polarization in interpreting weather radar data*. *Proceedings of the Twenty-sixth International Conference on Radar Meteorology*, American Meteorological Society, págs. 748 a 750.

Joe, P., R. E. Passarelli y A. D. Siggia, 1995: Second trip unfolding by phase diversity processing. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), American Meteorological Society, Boston, págs. 770 a 772.

Joint Doppler Operational Project (JDOP), 1979: *Final Report on the Joint Doppler Operational Project*. NOAA Technical Memorandum, ERL NSSL 86, Norman, Oklahoma, National Severe Storms Laboratory.

Joss, J. y A. Waldvogel, 1990: Precipitation measurement and hydrology. En: *Radar in Meteorology* (D. Atlas, ed.), American Meteorological Society, Boston, págs. 577 a 606.

Joss, J. y R. W. Lee, 1993: Scan strategy, clutter suppression calibration and vertical profile corrections. *Preprints of the Twenty-sixth Conference on Radar Meteorology* (Norman, Oklahoma), American Meteorological Society, Boston, págs. 390 a 392.

Keeler, R. J., C. A. Hwang y E. Loew, 1995: Pulse compression weather radar waveforms. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), American Meteorological Society, Boston, págs. 767 a 769.

Keenan, T. D. y S. J. Anderson, 1987: Some examples of surface wind field analysis based on Jindalee skywave radar data. *Australian Meteorological Magazine*, 35, págs. 153 a 161.

Leber, G. W., C. J. Merrit y J. P. Robertson, 1961: WSR 57 Analysis of Heavy Rains. *Preprints of the Ninth Weather Radar Conference*, American Meteorological Society, Boston, págs. 102 a 105.

Lee, R., G. Della Bruna y J. Joss, 1995: Intensity of ground clutter and of echoes of anomalous propagation and its elimination. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), American Meteorological Society, Boston, págs. 651 a 652.

Lemon, L. R., D. W. Burgess y R. A. Brown, 1978: Tornadic storm airflow and morphology derived from single-Doppler radar measurements. *Monthly Weather Review*, volumen 106, págs. 48 a 61.

Leone, D. A., R. M. Endlich, J. Petriceks, R. T. H. Collis y J. R. Porter, 1989: Meteorological considerations used in planning the NEXRAD network. *Bulletin of the American Meteorological Society*, volumen 70, págs. 4 a 13.

Lhermitte, R. y D. Atlas, 1961: Precipitation motion by pulse Doppler radar. *Preprints of the Ninth*

Weather Radar Conference, American Meteorological Society, Boston, págs. 218 a 233.

Makihara, Y., 2000: Algorithms for precipitation nowcasting focused on detailed analysis using radar and raingauge data. *Technical Report of the Meteorological Research Institute*, JMA, 39, págs. 63 a 111.

Marshall, J. S. y K. L. S. Gunn, 1952: Measurement of snow parameters by radar. *Journal of Meteorology*, volumen 9, págs. 322 a 327.

Marshall, J. S. y W. M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, volumen 5, págs. 165 a 166.

Melnikov, V., D. S. Zrnic, R. J. Dovink y J. K. Carter, 2002: Status of the dual polarization upgrade on the NOAA's research and development WSR-88D. *Preprints of the Eighteenth International Conference on Interactive Information Processing Systems* (Orlando, Florida), American Meteorological Society, Boston, págs. 124 a 126.

Michelson, M., W. W. Schrader y J. G. Wilson, 1990: Terminal Doppler weather radar. *Microwave Journal*, volumen 33, número 2, págs. 139 a 148.

Mie, G., 1908: Beiträge zur Optik träber Medien, speziell kolloidaler Metalläsungen. *Annalen der Physik*, 25, págs. 377 a 445.

Mueller, C. K. y R. E. Carbone, 1987: Dynamics of a thunderstorm outflow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, volumen 44, págs. 1879 a 1898.

Mueller, E. A., S. A. Rutledge, V. N. Bringi, D. Brunkow, P. C. Kennedy, K. Pattison, R. Bowie y V. Chandrasekar, 1995: CSU-CHILL radar upgrades. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), American Meteorological Society, Boston, págs. 703 a 706.

Neff, E. L., 1977: How much rain does a rain gage gage? *Journal of Hydrology*, volumen 35, págs. 213 a 220.

Organización Meteorológica Mundial, 1985: *Use of Radar in Meteorology* (G. A. Clift). Nota técnica Nº 181, WMO-No. 625, Ginebra.

Passarelli, R. E., Jr., P. Romanik, S. G. Geotis y A. D. Siggia, 1981: Ground clutter rejection in the frequency domain. *Preprints of the Twentieth Conference on Radar Meteorology* (Boston, Massachusetts), American Meteorological Society, Boston, págs. 295 a 300.

Probert Jones, J. R., 1962: The radar equation in meteorology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, volumen 88, págs. 485 a 495.

Ray, P. S., C. L. Ziegler, W. Bumgarner y R. J. Serafin, 1980: Single- and multiple-Doppler radar observations of tornadic storms. *Monthly Weather Review*, volumen 108, págs. 1607 a 1625.

Rinehart, R. E., 1991: *Radar for Meteorologists*. Grand Forks, Dakota del Norte, University of North Dakota, Departament of Atmospheric Sciences.

Ruggiero, F. H. y R. J. Donaldson, Jr., 1987: Wind field derivatives: A new diagnostic tool for analysis of hurricanes by a single Doppler radar. *Preprints of the Seventeenth Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology* (Miami, Florida), American Meteorological Society, Boston, págs. 178 a 181.

Sauvageot, H., 1982: *Radarmétéorologie*. Eyrolles, París.

—, 1994: Rainfall measurement by radar: A review. *Atmospheric Research*, volumen 35, págs. 27 a 54.

Seliga, T. A. y V. N. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 15, págs. 69 a 76.

Shearman, E. D. R., 1983: Radio science and oceanography. *Radio Science*, volumen 18, número 3, págs. 299 a 320.

Skolnik, M. I. (ed.), 1970: *Radar Handbook*. McGraw-Hill, New York.

Smith, P. L., 1990: Precipitation measurement and hydrology: Panel report. *En: Radar in Meteorology*. (D. Atlas, ed.), American Meteorological Society, Boston, págs. 607 a 618.

—, 1995: Dwell time considerations for weather radars. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), American Meteorological Society, Boston, págs. 760 a 762.

Strauch, R. G., 1981: Comparison of meteorological Doppler radars with magnetron and klystron transmitters. *Preprints of the Twentieth Conference on Radar Meteorology* (Boston, Massachusetts), American Meteorological Society, Boston, págs. 211 a 214.

Ulbrich, C. W. y D. Atlas, 1984: Assessment of the contribution of differential polarization to improve rainfall measurements. *Radio Science*, volumen 19, número 1, págs. 49 a 57.

Wilson, J. W. y W. E. Schreiber, 1986: Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. *Monthly Weather Review*, volumen 114, págs. 2516 a 2536.

Wood, V. T. y R. A. Brown, 1986: Single Doppler velocity signature interpretation of nondivergent environmental winds. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, volumen 3, págs. 114 a 128.

Wurman, J., M. Randall y C. Burghart, 1995: Real-time vector winds from a bistatic Doppler radar network. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), American Meteorological Society, Boston, págs. 725 a 728.

Zrnic, D. S. y A. V. Ryzhkov, 1995: Advantages of rain measurements using specific differential phase. *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), American Meteorological Society, págs. 35 a 37.

Zrnic, D. S. y S. Hamidi, 1981: *Considerations for the Design of Ground Clutter Cancelers for Weather Radar*. Report DOT/FAA/RD-81/72, NTIS, pág. 77.

CAPÍTULO 10

TÉCNICAS DE GLOBOS

10.1 GLOBOS

10.1.1 Principales tipos de globos

Hay dos grandes categorías de globos utilizados en meteorología:

a) Los globos piloto, que se utilizan para medir visualmente el viento en altitud, y los globos sonda para la medición de la altura de la base de las nubes. No suelen llevar una carga apreciable, por lo que son considerablemente más pequeños que los globos de radiosonda. Son casi siempre extensibles y esféricos, y de ellos se requiere ante todo que, además de poder alcanzar alturas satisfactorias, mantengan su forma esférica mientras ascienden.
b) Los globos utilizados para transportar instrumentos para el registro o la transmisión de las observaciones corrientes en altitud suelen ser del tipo extensible, y de forma esférica. Se denominan habitualmente globos de radiosonda o de sondeo. Deberían poseer el tamaño y la calidad suficientes para poder transportar la carga requerida (por lo general, entre 200 g y 1 kg) a alturas de hasta 35 km, a una velocidad de ascenso lo bastante rápida como para permitir una aireación razonable de los elementos de medición. Para la medición de vientos en altitud mediante radar se utilizan globos piloto grandes (100 g) o globos de radiosonda, según el peso y la resistencia del equipo transportado.

Hay otros tipos de globos, utilizados para fines especiales, que no se describen en el presente capítulo. Los globos de nivel constante, que ascienden hasta un nivel predeterminado y flotan en él, están fabricados de material inextensible. Los globos grandes de nivel constante se llenan parcialmente en el momento del lanzamiento. Los globos de superpresión de nivel constante se llenan de modo que se inflen completamente al efectuarse el lanzamiento. Los globos tetraédricos son pequeños globos de nivel constante y de superpresión utilizados para estudios de trayectoria. El uso de globos cautivos para la obtención de perfiles se aborda en el capítulo 5 de la parte II.

10.1.2 Materiales y propiedades de los globos

Los mejores materiales básicos para los globos extensibles son el látex de caucho natural de alta calidad y un látex sintético a base de policloropreno. El látex natural conserva su forma mejor que el policloropreno, que es más fuerte y puede fabricarse de mayor grosor para obtener las prestaciones deseadas. Resulta menos afectado por la temperatura, pero resiste peor el ozono y las radiaciones ultravioleta a grandes altitudes, y su duración en almacén es menor. Ambos materiales pueden llevar incorporados diversos aditivos para mejorar su duración en almacén, su resistencia y sus prestaciones a bajas temperaturas, tanto durante el almacenamiento como en vuelo, y para resistir el ozono y la radiación ultravioleta. Durante la fabricación de los globos que se desea llenar de hidrógeno puede añadirse también un agente antiestático, como precaución frente a posibles explosiones.

Hay principalmente dos procesos para la producción de globos extensibles. Uno de ellos consiste en sumergir un armazón en una emulsión de látex, y el otro, en modelar el globo sobre la cara interior de un molde hueco. Este último método permite fabricar los globos con un grosor más uniforme, lo cual es deseable para alcanzar grandes altitudes a medida que el globo se expande, y el cuello puede fabricarse formando una sola pieza con el resto, con lo que se evita la aparición de puntos débiles.

Para los globos de nivel constante, el material inextensible que se emplea es el polietileno.

10.1.3 Especificaciones de los globos

Una vez terminados, los globos deberían estar libres de materias extrañas, picaduras u otros defectos, y deberán ser homogéneos y de grosor uniforme. Deberían estar provistos de cuellos de entre 1 y 5 cm de diámetro y de 10 a 20 cm de longitud, según el tamaño del globo. En los globos de sondeo los cuellos tendrían que poder soportar una fuerza de hasta 200 N sin sufrir daños. Para evitar que el cuello llegue a desprenderse, es importante que el grosor de la envoltura aumente gradualmente en dirección a aquel; toda discontinuidad brusca del grosor constituirá un punto débil.

En cuanto al tamaño, los globos se identifican mediante su peso nominal en gramos. El peso real de un globo no debería diferir del peso nominal especificado en más de un diez, y preferiblemente, un cinco por ciento. Al expandirse, el globo debería poder alcanzar un diámetro como mínimo cuatro veces, y preferiblemente cinco o seis veces, superior al original, y mantenerlo durante al menos una hora. La geometría del globo inflado debería ser esférica o en forma de pera.

La duración de los globos en almacén es un aspecto importante, especialmente en condiciones tropicales. Aunque pueden realizarse pruebas de envejecimiento artificial, sus resultados no son muy indicativos. Una de ellas consiste en mantener el globo de muestra en un horno a 80 °C durante cuatro días, situación que se considera equivalente a unos cuatro años en los trópicos, después de lo cual el globo debería seguir siendo capaz de producir la expansión mínima requerida. Un embalado cuidadoso de los globos para evitar exponerlos a la luz (especialmente a la luz del sol), al aire fresco o a temperaturas extremas es esencial para evitar un deterioro rápido.

Los globos fabricados con látex sintético incorporan un plastificante que les permite resistir el endurecimiento o congelación del material a las bajas temperaturas reinantes en torno a la tropopausa y a altitudes superiores. Algunos fabricantes proponen distintos tipos de globo para usos diurnos y nocturnos, con cantidades diferentes de plastificante.

10.2 COMPORTAMIENTO DE LOS GLOBOS

10.2.1 Velocidad de ascenso

Según el principio de flotabilidad, la fuerza ascensional total de un globo viene dada por la flotabilidad del volumen de gas que contiene, a saber:

$$T = V(\rho - \rho_g) = 0{,}523\, D^3(\rho - \rho_g) \qquad (10.1)$$

En donde T es la fuerza ascensional; V es el volumen del globo; ρ es la densidad del aire; ρ_g es la densidad del gas; y D es el diámetro del globo, que se habrá supuesto esférico.

Todas las unidades están expresadas en el Sistema Internacional. Para el hidrógeno al nivel del suelo, la flotabilidad $(\rho - \rho_g)$ es aproximadamente 1,2 kg m^{-3}. Todas las magnitudes de la ecuación 10.1 varían con la altura.

La fuerza ascensional libre L de un globo es la cantidad en que la fuerza ascensional total excede del peso conjunto W del globo más su carga (si la hubiera):

$$L = T - W \qquad (10.2)$$

En otras palabras, es la flotabilidad neta, es decir, el peso adicional que el globo conseguirá soportar, con toda su carga, sin ascender o caer.

Basándose en el principio de similitud dinámica, puede demostrarse que la velocidad de ascenso V de un globo en el seno de aire inmóvil viene expresada mediante la fórmula general:

$$V = \frac{qL^n}{(L + W)^{1/3}} \qquad (10.3)$$

donde q y n dependen del coeficiente de resistencia aerodinámica, y por consiguiente del número de Reynolds, $v\rho D/\mu$ (donde μ es la viscosidad del aire). Lamentablemente, muchos de los globos meteorológicos tienen, en algún momento del vuelo, números de Reynolds comprendidos en la región crítica $1{\cdot}10^5$ a $3{\cdot}10^5$, en que se produce un rápido cambio del coeficiente de resistencia, y no siempre son perfectamente esféricos. Por ello, resulta impracticable utilizar una fórmula simple que sirva para globos de tamaños y fuerzas ascensionales libres diferentes. Así pues, los valores de q y de n en la fórmula precedente deberán obtenerse experimentalmente; expresando en m min^{-1} la velocidad de ascenso, dichos valores suelen ser muy aproximadamente iguales a 150 y a 0,5, respectivamente. Otros factores, como el cambio de densidad del aire o las pérdidas de gas, pueden afectar también a la velocidad de ascenso y causar una variación apreciable con la altura.

Durante la realización de sondeos en condiciones de precipitación o de engelamiento, podría ser necesario un aumento de la fuerza ascensional libre de hasta un 75 por ciento, en función del mayor o menor rigor de las condiciones reinantes. Únicamente deberían utilizarse los valores supuestos de la velocidad de ascenso en condiciones de precipitación ligera. Por lo general, solo es necesario conocer con precisión la velocidad de ascenso para las observaciones piloto y de techo de nubes, en que no hay otro medio de determinar la altura. La velocidad de ascenso depende en gran medida de la fuerza ascensional libre y de la resistencia del aire sobre el globo y el tren de lanzamiento. La resistencia aerodinámica puede ser más importante, especialmente en el caso de los globos no esféricos. La altura máxima depende principalmente de la fuerza ascensional y del tamaño y la calidad del globo.

Prestaciones típicas de un globo

Peso (g)	10	30	100	200	350	600	1 000	1 500	3 000
Diámetro en el lanzamiento (cm)	30	50	90	120	130	140	160	180	210
Carga útil (g)	0	0	0	250	250	250	250	1 000	1 000
Fuerza ascensional libre (g)	5	60	300	500	600	900	1 100	1 300	1 700
Velocidad de ascenso (m min^{-1})	60	150	250	300	300	300	300	300	300
Altura máxima (km)	12	13	20	21	26	31	34	34	38

10.2.2 Rendimiento de los globos

En el cuadro de arriba se indican valores típicos de las prestaciones que proporcionan distintos tamaños de globos. Se trata de valores muy aproximados. Cuando sea necesario conocer con precisión las prestaciones de determinado globo y de su tren de lanzamiento, habrá que averiguarlas mediante el análisis de vuelos reales. Aumentando la fuerza ascensional total, un globo puede transportar una carga superior a la indicada en el cuadro. Ello se consigue utilizando más gas y aumentando el volumen del globo, con lo cual se modifica la velocidad de ascenso y la altura máxima.

La selección de un globo para fines meteorológicos viene dictada por la carga que haya que transportar, por la velocidad de ascenso, por la altitud requerida, por el propósito de utilizar o no el globo para un seguimiento visual, y por la cubierta de nubes en relación con su color. Normalmente es deseable una velocidad de ascenso de entre 300 y 400 m min^{-1}, a fin de reducir al mínimo el tiempo requerido para la observación; podría ser también necesaria para proporcionar una aireación suficiente de los sensores de la radiosonda. Al seleccionar un globo habrá que tener también en cuenta que la altitud alcanzada suele ser menor cuando la temperatura es muy baja en el momento del lanzamiento.

En cuanto a los globos que se utilizan para operaciones ordinarias, es conveniente determinar la fuerza ascensional libre que permita alcanzar alturas de estallido óptimas. Por ejemplo, se ha notado que, en algunos globos medianos, una menor cantidad de gas de inflado conlleva una reducción de la velocidad media de ascenso de 390 a 310 m min^{-1}, lo que puede dar lugar a un incremento de la altura de explosión en una media de 2 km. Deberían llevarse registros de las alturas de estallido y examinarse periódicamente para asegurar la aplicación de las mejoras prácticas.

En períodos diurnos, las observaciones visuales se facilitan utilizando globos incoloros los días soleados y despejados, y de color oscuro los días nubosos.

La mejor manera de calibrar el rendimiento de un globo es determinando la extensión lineal máxima que soportará sin estallar, y puede expresarse de manera práctica mediante el cociente entre el diámetro (o circunferencia) en el momento de estallar y el diámetro del globo no inflado. El rendimiento de un globo durante el vuelo, sin embargo, no es necesariamente el mismo que en una prueba de estallido efectuada en tierra. El rendimiento puede resultar afectado por un trato rudo durante el inflado y por los esfuerzos provocados durante un lanzamiento en condiciones de viento fuerte. Durante el vuelo, la extensión del globo puede resultar afectada por la pérdida de elasticidad a bajas temperaturas, por la acción química del oxígeno, del ozono o de la radiación ultravioleta, y por defectos de fabricación, como picaduras o puntos débiles. Con todo, un globo de calidad satisfactoria debería extenderse al menos hasta el cuádruple durante un sondeo real. El grosor del material en el momento del lanzamiento suele ser de 0,1 a 0,2 mm.

Durante el ascenso, se produce siempre un ligero exceso de presión, p_1, de varios hectopascales en el interior del globo, debido a la tensión del caucho. Ello impone un límite a la presión externa que es posible alcanzar. Puede demostrarse que, si la temperatura es la misma en el interior que en el exterior del globo, la presión limitadora p viene dada por:

$$p = \left(\frac{1{,}07W}{L_0} + 0{,}075\right) p_1 \cong \frac{Wp_1}{L_0} \qquad (10.4)$$

donde W es el peso del globo más los aparatos, y L_0 es la fuerza ascensional libre en tierra, expresados ambos en gramos. Si el globo es capaz de alcanzar la altura correspondiente a p, flotará a esa altura.

10.3 MANEJO DE LOS GLOBOS

10.3.1 Almacenamiento

Es muy importante que los globos de radiosonda se almacenen correctamente si se desea obtener de ellos un rendimiento óptimo al cabo de varios meses. Es aconsejable reducir las existencias de globos a la cantidad mínima que permitan las necesidades operativas dentro de los márgenes de seguridad. Siempre que sea posible, será preferible recibir material con frecuencia antes que comprar en grandes cantidades, con los consecuentes largos períodos de almacenamiento. Para evitar utilizar globos que hayan estado almacenados durante mucho tiempo, deberían utilizarse siempre siguiendo el orden determinado por su fecha de fabricación.

Normalmente es posible obtener el rendimiento máximo hasta unos 18 meses después de la fabricación, siempre y cuando las condiciones de almacenamiento hayan sido cuidadosamente determinadas. Muchos fabricantes publican instrucciones para sus propios globos, que habría que observar meticulosamente. Las instrucciones generales siguientes son aplicables a la mayoría de los tipos de globos de radiosonda.

Los globos deberían almacenarse al abrigo de la luz del sol y, a ser posible, en la oscuridad. En ningún momento deberían almacenarse junto a una fuente de calor o de ozono. Los globos compuestos de policloropreno o de una mezcla de policloropreno y caucho natural pueden deteriorarse si se exponen al ozono emitido por generadores eléctricos o por motores de grandes dimensiones. Todos los globos deberían mantenerse en su embalaje original hasta que comiencen los preparativos del vuelo. Habría que poner cuidado para que no entren en contacto con sustancias oleosas o de otro tipo que pudieran penetrar en la envoltura y dañar el globo.

Siempre que sea posible, los globos deberían guardarse en un recinto a temperaturas de entre 15 °C y 25 °C; algunos fabricantes proponen directrices concretas sobre este particular, que habría que seguir en todos los casos.

10.3.2 Acondicionamiento

Los globos de caucho natural no requieren un tratamiento térmico especial previo a su uso, ya que ese material no se congela a las temperaturas habituales de los edificios destinados a viviendas. Sin embargo, si un globo ha estado almacenado a una temperatura inferior a 10 °C durante un largo período, es preferible tenerlo a la temperatura ambiente durante varias semanas antes de utilizarlo.

Los globos de policloropreno experimentan una pérdida parcial de elasticidad durante el almacenamiento prolongado a temperaturas inferiores a 10 °C. Para obtener un resultado óptimo, habría que recuperar dicha pérdida antes del inflado mediante una preparación del globo. Convendría atenerse a las instrucciones del fabricante. Lo habitual es colocar el globo en una cámara aislada térmicamente con circulación forzada de aire, mantenerlo a temperatura y humedad adecuadas durante algunos días antes de inflarlo, o sumergirlo en un baño de agua templada.

En las estaciones polares, durante períodos extremadamente fríos, los globos que se utilicen deberían tener unas características especiales, de modo que puedan mantener la resistencia y la elasticidad en tales condiciones.

10.3.3 Inflado

Cuando no se utilice un lanzador de globos, convendría disponer de un recinto especial, preferiblemente aislado de otros edificios, para el llenado de los globos. El recinto debería estar adecuadamente ventilado (por ejemplo, NFPA, 1999). Si se va a utilizar hidrógeno gaseoso, será esencial respetar las precauciones de seguridad (véase la sección 10.6). El edificio no debería contener ninguna fuente de chispas, y sería preciso que todos los interruptores y dispositivos eléctricos estén diseñados de manera que no las produzcan; en la sección 10.6.2 se dan más indicaciones al respecto. Si se va a usar helio gaseoso, habrá que prever la posibilidad de calentar el edificio en tiempo frío. Las paredes, puertas y suelos tendrían que disponer de buenos acabados, y deberían estar libres de polvo y de partículas finas. El calentamiento de los recintos de inflado con hidrógeno puede conseguirse mediante vapor, agua caliente u otros métodos indirectos; sin embargo, el calentamiento eléctrico, si se utilizase, deberá cumplir las normativas eléctricas nacionales (por ejemplo, NFPA 50A para espacios de clase I y división 2).

Durante el inflado (véase la sección 10.6.4) convendría usar vestimentas de protección. El operario no debería permanecer en una habitación cerrada con un globo que contenga hidrógeno. El proceso de suministro del hidrógeno debería estar controlado, y la operación de llenado tendría que observarse desde el exterior si las puertas están cerradas;

estas deberían permanecer abiertas mientras el operario se encuentre en el recinto con el globo.

El inflado debería realizarse lentamente, ya que toda expansión súbita podría crear puntos débiles en el material del globo. Sería deseable disponer de una válvula de ajuste fino para regular el flujo del gas. El nivel de inflado deseado (fuerza ascensional libre) puede determinarse utilizando una boquilla de llenado, del peso requerido, o una boquilla que forme un brazo de balanza, en el que pueda pesarse la fuerza ascensional del globo. Este último método es menos conveniente, a menos que se desee un margen de variación en el peso de los globos, que es prácticamente innecesario en el régimen de trabajo habitual. Es útil disponer de una válvula acoplada al inflador de balanza; un sistema más depurado, utilizado en algunos servicios, consiste en una válvula ajustable de modo que se cierre automáticamente al alcanzarse la fuerza ascensional adecuada.

10.3.4 Lanzamiento

El globo debería mantenerse al abrigo hasta que todo estuviera listo para el lanzamiento. Convendría evitar una exposición prolongada a la luz solar intensa, que podría causar un rápido deterioro del material del globo, o incluso hacerlo estallar antes de iniciar el ascenso. En los lanzamientos manuales se debería vestir prendas de protección.

El lanzamiento de un globo de radiosonda con viento ligero no reviste especial dificultad. Habría que tener cuidado siempre en evitar que el globo y los instrumentos tropiecen con obstáculos antes de elevarse por encima de los árboles y edificios que rodean la estación. Una gran parte de los problemas del lanzamiento puede evitarse planificando detenidamente el lugar en que se va a efectuar. El área seleccionada debería tener el mínimo posible de obstáculos que puedan interferir en el lanzamiento; los edificios de la estación habrían de estar diseñados y ubicados atendiendo a los vientos predominantes, a los efectos de las ráfagas en el área de lanzamiento y, en climas fríos, a las ventiscas de nieve.

Es también aconsejable, con vientos fuertes, mantener la amarra de suspensión del instrumento lo más corta posible durante el lanzamiento, utilizando una trabilla de suspensión o un devanador. Un dispositivo útil sería un carrete que enrolle la cuerda de suspensión, junto con un perno provisto de un freno de aire o de una trabilla que permita ir devanando lentamente la cuerda tras el lanzamiento del globo.

Los lanzadores mecánicos de globos tienen la gran ventaja de haber sido diseñados para proporcionar una seguridad prácticamente total, ya que mantienen separado al operario del globo durante el llenado y el lanzamiento. Pueden ser automatizados en grado diverso, incluso hasta el punto de realizarse toda la operación de radiosonda sin la presencia de un operario en caso necesario. Estos dispositivos podrían no ser efectivos a velocidades del viento superiores a 20 m s^{-1}. Convendrá prever una ventilación adecuada para los sensores de la radiosonda antes del lanzamiento, y sería deseable que la estructura estuviera construida de manera que no resultara dañada por el fuego o por las explosiones.

10.4 ACCESORIOS PARA ASCENSOS DE GLOBOS

10.4.1 Iluminación para ascensos nocturnos

La fuente de luz habitualmente utilizada en los ascensos nocturnos de los globos piloto es una pequeña batería eléctrica de linterna y una lámpara. Suele ser adecuada una batería de dos celdas de 1,5 V, o bien una de activación por agua con una bombilla de 2,5 V y 0,3 A. Otra posibilidad es utilizar un dispositivo de iluminación por fluorescencia química. No obstante, para sondeos de gran altitud se necesita un sistema más potente, de 2 o 3 W, junto con un reflector simple.

Si se desea que la velocidad de ascenso se mantenga invariable cuando se utilice un dispositivo de iluminación, en teoría se requerirá un pequeño aumento de la fuerza ascensional libre; es decir, la fuerza ascensional total deberá aumentar en una cantidad superior al peso adicional transportado (véase la ecuación 10.3). En la práctica, sin embargo, el aumento requerido es probablemente menor que el calculado, ya que la carga mejora el perfil aerodinámico y la estabilidad del globo.

Tiempo atrás, se utilizaba para los ascensos nocturnos una pequeña vela alojada en un farol de papel translúcido suspendido a unos 2 m por debajo del globo. Aun así, hay riesgo de deflagración o de explosión si la vela llega a aproximarse al globo o a la fuente de hidrógeno, además del riesgo de originar un incendio forestal u otro incendio grave al retornar a la tierra. Por ello, no es en absoluto recomendable utilizar velas.

10.4.2 Paracaídas

Para reducir el riesgo de causar daños con la caída de un instrumento de sondeo, es habitual instalar un paracaídas simple. Este debería poder abrirse con fiabilidad, y reducir la velocidad de descenso a no más de 5 m s^{-1} en las proximidades del suelo. Convendría también que sea resistente al agua. Para instrumentos de hasta 2 kg de peso, será suficiente un paracaídas de papel impermeable o de plástico, de unos 2 m de diámetro, y de una longitud de cordaje de unos 3 m. Para reducir la tendencia del cordaje a retorcerse durante el vuelo es aconsejable fijar las cuerdas a un aro ligero de madera, plástico o metal, de unos 40 cm de diámetro, inmediatamente por encima del punto en que se enlazan.

Cuando el tren de lanzamiento incorpora un reflector de radar para la detección de vientos, podrá instalarse este en el paracaídas, y servirá además para mantener las cuerdas separadas. Las cuerdas y los accesorios deberán poder resistir la apertura del paracaídas. Si se utilizan radiosondas de poco peso (menos de 250 g), el reflector de radar podría proporcionar suficiente resistencia por sí solo durante el descenso.

10.5 GASES DE INFLADO

10.5.1 Consideraciones generales

Los dos gases más adecuados para los globos meteorológicos son el helio y el hidrógeno. El primero es con mucho preferible, ya que no presenta riesgos de explosión ni de incendio. Sin embargo, son pocos los países que disponen de un suministro natural abundante, por lo que se utiliza más el hidrógeno (véase OMM, 1982). La flotabilidad (la fuerza ascensional total) del helio es de 1,115 kg m^{-3} a una presión de 1 013 hPa y a una temperatura de 15 °C. El valor correspondiente para el hidrógeno puro es de 1,203 kg m^{-3}, y para el hidrógeno comercial, un poco más bajo.

Cabe señalar que la utilización de hidrógeno a bordo de buques ya no está permitida en las condiciones generales de las pólizas de seguro marítimo. En tales circunstancias, deberá sopesarse el costo adicional que supondría la utilización de helio, frente a los riesgos para la vida humana y el costo extra del seguro, si fuera posible concertar uno.

Además del costo y de los problemas de transporte, el suministro en bombonas de gas comprimido constituye el medio de abastecimiento de gas más conveniente en las estaciones meteorológicas. Sin embargo, cuando el costo o la dificultad de suministrar bombonas sea un impedimento, la utilización de un generador de hidrógeno en la estación (véase la sección 10.5.3) no debería presentar grandes dificultades.

10.5.2 Bombonas de gas

Para usos generales, las bombonas de acero, con una capacidad de 6 m^3 de gas comprimido a una presión de 18 MPa (10 MPa en los trópicos), tienen probablemente el tamaño más conveniente. Sin embargo, cuando el consumo de gas es alto, como ocurre en las estaciones de radiosonda, puede ser útil emplear bombonas de mayor capacidad, o baterías de bombonas estándar conectadas mediante un colector a una misma válvula de salida. Esta forma de colocación reducirá al mínimo las operaciones del personal. Para evitar el riesgo de confusión con otros gases, las bombonas de hidrógeno deberían estar pintadas de un color distintivo (en muchos países se usa el rojo), y estar marcadas además conforme a las normativas nacionales. Sus válvulas de salida deberían estar enroscadas a la izquierda, para diferenciarlas de las de las bombonas de gases no combustibles. Las bombonas tendrían que estar provistas de un capuchón, para proteger las válvulas durante los desplazamientos.

Convendría probar las bombonas de gas a intervalos regulares de dos a cinco años, en función del tipo de reglamentación nacional vigente. Para efectuar la prueba, habría que someterlas a una presión interna de, al menos, un 50 por ciento superior a su presión de funcionamiento normal. Las bombonas de hidrógeno no deberían exponerse al calor y, en climas tropicales, deberían estar protegidas de la luz solar directa. Preferiblemente, tendrían que almacenarse en un lugar cerrado, bien ventilado, que permita salir al exterior los escapes de gas que se produzcan.

10.5.3 Generadores de hidrógeno

El hidrógeno puede producirse *in situ* mediante diversos tipos de generadores. Todas las plantas generadoras e instalaciones de almacenamiento de hidrógeno deberán estar claramente marcadas y llevarán las advertencias adecuadas conforme a las reglamentaciones nacionales (por ejemplo, “Esta unidad contiene hidrógeno”; “Hidrógeno: Gas inflamable. Prohibido fumar. No generar llamas al aire libre”). Los procesos siguientes han resultado

los más adecuados para generar hidrógeno con fines meteorológicos:

a) ferrosilicio y sosa cáustica con agua;
b) aluminio y sosa cáustica con agua;
c) hidruro de calcio y agua;
d) pastillas de magnesio-hierro y agua;
e) amoníaco líquido con catalizador de platino caliente;
f) metanol y agua con un catalizador caliente;
g) electrólisis de agua.

La mayoría de las sustancias químicas empleadas en estos procesos son peligrosas, y habría que atenerse estrictamente a las normas nacionales pertinentes y a los códigos de aplicación de dichas normas, incluidos el marcado y las advertencias. Esas sustancias requieren un transporte, almacenamiento, manipulación y evacuación especiales. Muchas de ellas son corrosivas, al igual que el residuo resultante de su utilización. Si no se controlaran cuidadosamente esas reacciones, podrían producir un exceso de calor y de presión. El metanol, que es un alcohol tóxico, puede ser mortal si se ingiere o si se abusa de esa sustancia mediante una exposición excesiva.

En particular, la sosa cáustica, que es de uso común, requiere un manejo cuidadoso por parte del operario, que debería protegerse adecuadamente, especialmente en los ojos, no solo del contacto con la solución, sino también de las finas partículas que podrían desprenderse al colocar el material sólido en el generador. En previsión de accidentes, convendría tener a mano un frasco de colirio para el lavado de los ojos y un agente neutralizador (por ejemplo, vinagre).

Algunos de estos métodos químicos tienen lugar a alta presión, con el consiguiente aumento del riesgo de accidente. Convendría probar los generadores de alta presión cada dos años, como mínimo al doble de la presión de funcionamiento. Los generadores deberían estar provistos de un dispositivo de seguridad que alivie el exceso de presión. Este suele consistir en un disco de ruptura, y es muy importante atenerse estrictamente a las instrucciones de uso en lo referente al material, tamaño y forma de los discos y a la frecuencia de recambio. Aunque el dispositivo de seguridad sea eficiente, es previsible que durante su funcionamiento expulse solución caliente. Deberán limpiarse cuidadosamente los generadores de alta presión antes de recargarlos, dado que los restos de la carga anterior podrían reducir considerablemente el volumen disponible del generador y aumentar, por consiguiente, la presión de funcionamiento por encima del límite de diseño.

Por desgracia, el hidruro de calcio y el magnesio-hierro, que permiten evitar la utilización de sosa cáustica, son caros de producir, por lo que probablemente solo serán aceptables para fines especiales. Dado que estos dos materiales producen hidrógeno a partir de agua, es esencial almacenarlos en contenedores absolutamente a prueba de humedad. En los procesos en que se utilice un catalizador, se pondrá buen cuidado en evitar la contaminación del catalizador.

Todos los sistemas producen gas a una presión suficiente para llenar globos. Sin embargo, las tasas de producción de algunos de ellos (en particular, la electrólisis), son demasiado bajas, por lo que habría que producir el gas antes de necesitarlo, y almacenarlo en forma comprimida o en un gasómetro.

Los procesos que funcionan mediante electrólisis de agua o mediante la desintegración catalítica de metanol son atrayentes por su relativa seguridad y su bajo costo, y por utilizar materiales no corrosivos. Tanto estos dos procesos como el de amoníaco líquido requieren la utilización de energía eléctrica. El equipo es más bien complejo, y deberá estar sometido a un cuidadoso mantenimiento y, diariamente, a procedimientos de comprobación detallados, para asegurarse de que los sistemas de control de seguridad son efectivos. El agua destinada a la electrólisis deberá tener un bajo contenido en minerales.

10.6 UTILIZACIÓN DEL HIDRÓGENO Y PRECAUCIONES DE SEGURIDAD

10.6.1 Consideraciones generales

El hidrógeno puede entrar fácilmente en ignición mediante una pequeña chispa, y arde con una llama casi invisible. Puede también arder mezclado con el aire a muy diversas concentraciones, entre el 4 y el 74 por ciento en volumen (NFPA, 1999), y explotar a concentraciones del 18 al 59 por ciento. En ambos casos, un operario cercano puede sufrir quemaduras graves en toda la piel expuesta, y una explosión puede lanzar a una persona contra una pared o derribarla, causándole heridas graves.

El riesgo de accidente puede eliminarse mediante procedimientos y equipamientos cuidadosamente diseñados, siempre y cuando se respeten aquellos y se mantengan estos con diligencia (Gremia, 1977; Ludtke y Saraduke, 1992; NASA, 1968). La incorporación de medios de seguridad adecuados para los edificios en los que se genera y almacena hidrógeno,

o para los lugares en que se llenan o lanzan los globos, no siempre es objeto de la atención adecuada (véase la sección siguiente). En particular, deberá someterse a vigilancia e inspección meticulosas y continuas la observancia de los procedimientos por los operarios.

La gran ventaja de los lanzadores automáticos de globos (véase la sección 10.3.4) es que pueden llegar a tener un grado de seguridad casi total para los operarios, manteniendo a estos separados del hidrógeno.

Un punto de partida esencial para conocer las precauciones que se han de adoptar con el hidrógeno consistirá en aplicar las normas y reglas de utilización concebidas para evitar los riesgos que conllevan las atmósferas explosivas en general. Se encontrará mayor información sobre las precauciones necesarias en las publicaciones sobre los riesgos de explosión en las salas de operaciones de los hospitales y en otros entornos industriales en que existan problemas similares. El operario no debería permanecer nunca en un recinto cerrado con un globo inflado. A lo largo de este capítulo se encontrarán otras indicaciones sobre seguridad.

10.6.2 Diseño de edificios

Debería disponerse lo necesario para evitar la acumulación de hidrógeno libre y de cargas estáticas, y la aparición de chispas en todo recinto en que se genere, almacene o utilice hidrógeno. Deberá evitarse la acumulación de hidrógeno incluso en caso de que estallara un globo en el interior del recinto durante el proceso de inflado (OMM, 1982).

El diseño estructural de los edificios en que se opere con hidrógeno deberá incorporar disposiciones de seguridad (NFPA, 1999; SAA, 1985). Las condiciones climáticas y las normas y códigos nacionales establecen un margen de limitación dentro del cual pueden definirse muchos tipos de diseños y materiales apropiados para esa clase de edificios. Los códigos tienen únicamente carácter de recomendación, y sirven como base para adoptar unas prácticas adecuadas. Las normas se publican en forma de especificaciones para materiales, productos y prácticas de seguridad en el trabajo. Deberían referirse a aspectos tales como accesorios de iluminación eléctrica que no produzcan llamas, aparatos eléctricos en atmósferas explosivas, ventilación de recintos con atmósferas explosivas, utilización de ventanas de plástico, discos de ruptura, etc. (OMM, 1982).

Tanto los códigos como las normas deberían contener información útil y adecuada para el diseño de edificios en que se trabaje con hidrógeno además de estar en consonancia con las prácticas nacionales recomendadas. Cuando se diseñen edificios de este tipo, o cuando se reexamine la seguridad de un edificio existente, convendría solicitar directrices de las autoridades nacionales de normalización, en particular para aspectos tales como:

a) ubicaciones preferidas para los sistemas de hidrógeno;
b) resistencia de los materiales propuestos contra incendios, en relación con los valores que haya que cumplir;
c) necesidades de ventilación, y en particular techos de construcción ligera para que el hidrógeno y los productos de las explosiones escapen desde el punto más alto del edificio;
d) equipo y cableado eléctrico adecuados;
e) protección contra incendios (extintores y alarmas);
f) disposiciones para que el operario controle el inflado del globo desde el exterior del recinto de llenado.

Convendría adoptar medidas para reducir al mínimo la posibilidad de que se produzcan chispas en los recintos en que se maneje hidrógeno. Por lo tanto, debería mantenerse fuera de los recintos todo tipo de sistemas eléctricos (interruptores, tomas, cables); en caso contrario, habría que instalar interruptores especiales a prueba de chispas, presurizados para evitar la penetración de hidrógeno, así como cables de esas mismas características. Es también aconsejable iluminar los recintos mediante luces exteriores a través de ventanas. Por esas mismas razones, ningún instrumento de los que se utilicen debería producir chispas. El calzado del observador tampoco debería producir chispas, y habría que instalar asimismo una protección adecuada contra rayos.

Si en alguna parte del edificio se utilizan sistemas de aspersión, habría que tener presente la posibilidad de que siga escapando hidrógeno aun después de haber extinguido el fuego. Existen sistemas de detección de hidrógeno que pueden utilizarse, por ejemplo, desconectar la corriente al generador de hidrógeno si llegase a un 20 por ciento del límite inferior de explosión, y que activarían una alarma, más una alarma subsiguiente que se activaría a un 40 por ciento de dicho límite.

Convendría delimitar una zona de emergencia en torno a un área que abarque el generador, el almacén y el globo, y a la que solo estaría permitido el acceso con vestimenta de seguridad (véase la sección 10.6.4).

Los lanzadores de globos (véase la sección 10.3.4) hacen normalmente innecesario un recinto especial

para el llenado del globo, y simplifican mucho el diseño de las instalaciones para uso de hidrógeno.

10.6.3 Cargas estáticas

Los peligros que conlleva el inflado y el lanzamiento de los globos pueden reducirse considerablemente evitando la presencia de cargas estáticas en el recinto de llenado, en la ropa del observador y en el propio globo. En Loeb (1958) se encontrará información sobre el proceso de electrificación estática. Las cargas estáticas se controlan mediante una buena toma de tierra de los equipos de hidrógeno y de los accesorios del recinto de llenado. La utilización de tenazas para descarga estática por los observadores puede eliminar las cargas generadas en las prendas de vestir (OMM, 1982).

En los globos, las cargas eléctricas son más difíciles de tratar. El material del globo, especialmente el látex puro, es un aislante excelente. Se generan cargas estáticas al separar dos materiales aislantes en contacto entre sí. Un breve contacto con las ropas o el cabello del observador puede generar una carga de 20 kV, que, si se descarga a través de una chispa, es más que suficiente para deflagrar una mezcla de aire e hidrógeno. Las cargas acumuladas en un globo pueden tardar muchas horas en descargarse a tierra a través del material del globo, o de manera natural al aire circundante. Se ha determinado también que, cuando un globo estalla, la separación de la lámina a lo largo de una hendidura en el material puede generar chispas con energía suficiente para desencadenar la ignición.

Las cargas electrostáticas pueden evitarse o eliminarse rociando agua sobre el globo durante el llenado, sumergiéndolo en una solución antiestática (secándolo o no antes de su utilización), utilizando globos con aditivos antiestáticos en el látex, o insuflando aire ionizado sobre el globo. No bastará con conectar a tierra el cuello del globo.

El potencial electrostático máximo que se puede generar o mantener en la superficie de un globo disminuye al aumentar la humedad, pero la magnitud de este efecto no se conoce aún con exactitud. Ciertas pruebas realizadas con globos de 20 gramos inflados indican que es poco probable que se produzcan chispas con la energía suficiente para deflagrar mezclas hidrógeno-oxígeno cuando la humedad relativa del aire es superior al 60 por ciento. Otros estudios cifran el límite de seguridad en valores de humedad relativa de entre el 50 y el 76 por ciento, pero hay algunos que indican que pueden producirse chispas a niveles de humedad relativa todavía más altos. Se podría decir que es poco probable una descarga estática cuando la humedad relativa excede del 70 por ciento, pero sería mejor no fiarse de esta afirmación (véase Cleves, Sumner y Wyatt, 1971).

Se recomienda sin reservas rociar el globo con finas gotas de agua, ya que el humedecimiento y la toma de tierra eliminarán la mayor parte de las cargas estáticas de las partes mojadas. La aspersión debería hacerse de modo que moje la mayor superficie de globo posible, produciendo regueros continuos de agua desde el globo hasta el suelo. Si se mantienen cerradas las puertas, la humedad relativa en el interior del recinto de llenado puede aumentar hasta el 75 por ciento o más, reduciendo así la probabilidad de que salten chispas con energía suficiente para producir una ignición. El lanzamiento del globo debería realizarse rápidamente, una vez que concluya la aspersión y se abran las puertas del recinto de llenado.

Otras medidas que se deberían adoptar para reducir la formación de cargas estáticas son (OMM, 1982):

a) dotar al edificio de un sistema completo de tomas a tierra, conectando por separado a una sola tierra todos los accesorios, el equipo de hidrógeno y el pararrayos, de modo que dicha tierra cumpla las especificaciones nacionales vigentes para los electrodos de tierra; se debería contemplar la posibilidad de extraer las cargas eléctricas desde el suelo;
b) instalar puntos de descarga estática para los observadores;
c) revestir regularmente las ventanas con una solución antiestática;
d) sugerir a los operarios que no lleven puestas prendas de vestir sintéticas o zapatos aislantes; es una buena costumbre proporcionar un calzado parcialmente conductor;
e) reducir al mínimo todo contacto entre el observador y el globo; esto se podría facilitar situando el dispositivo de llenado a un metro o más por encima del suelo.

10.6.4 Vestimenta de protección e instalaciones de primeros auxilios

Convendría llevar puestas prendas de protección siempre que se trabaje con hidrógeno, durante todas las etapas de las operaciones, y concretamente durante la generación del gas, el manejo de las bombonas, el inflado y el lanzamiento del globo. Estas prendas consistirán en una bata ligera de material ignífugo, con capucha de material antiestático y no sintético, y protección para la

parte inferior de la cara, gafas o anteojos, guantes de algodón, y cualquier otra prenda contra deflagraciones recomendada localmente (véase Hoschke y otros, 1979).

Debería disponerse de material de primeros auxilios adecuado en la instalación, por ejemplo contra las quemaduras producidas por deflagraciones y para los miembros rotos. Cuando se utilicen sustancias químicas, convendría tener a mano soluciones neutralizantes apropiadas, por ejemplo ácido cítrico para las quemaduras de sosa cáustica. Sería preciso disponer de un dispositivo para el lavado ocular, listo para su uso (OMM, 1982).

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA), 1968: *Hydrogen Safety Manual*. NASA Technical Memorandum TM-X-52454, NASA Lewis Research Center, Estados Unidos de América.

Atmospheric Environment Service (Canadá), 1978: *The Use of Hydrogen for Meteorological Purposes in the Canadian Atmospheric Environment Service*, Toronto.

Cleves, A. C., J. F. Sumner y R. M. H. Wyatt, 1971: The Effect of Temperature and Relative Humidity on the Accumulation of Electrostatic Charges on Fabrics and Primary Explosives. *Proceedings of the Third Conference on Static Electrification* (Londres).

Gremia, J. O., 1977: *A Safety Study of Hydrogen Balloon Inflation Operations and Facilities of the National Weather Service*. Trident Engineering Associates, Annapolis, Maryland.

Hoschke, B. N., y otros, 1979: *Report to the Bureau of Meteorology on Protection Against the Burn Hazard from Exploding Hydrogen-filled Meteorological Balloons*. CSIRO Division of Textile Physics and the Department of Housing and Construction, Australia.

Loeb, L. B., 1958: *Static Electrification,* Springer-Verlag, Berlín.

Ludtke, P. y G. Saraduke, 1992: *Hydrogen Gas Safety Study Conducted at the National Weather Service Forecast Office*. Norman, Oklahoma.

National Fire Protection Association, 1999: *NFPA 50A: Standard for Gaseous Hydrogen Systems at Consumer Sites*. Edición de 1999, National Fire Protection Association, Quincy, Maryland.

National Fire Protection Association, 2002: *NFPA 68: Guide for Venting of Deflagrations*. Edición de 2002, National Fire Protection Association, Batterymarch Park, Quincy, Maryland.

National Fire Protection Association, 2005: *NFPA 70, National Electrical Code*. Edición de 2005, National Fire Protection Association, Quincy, Maryland.

National Fire Protection Association, 2006: *NFPA 220, Standard on Types of Building Construction*. Edición de 2006, National Fire Protection Association, Quincy, Maryland.

Organización Meteorológica Mundial, 1982: *Meteorological Balloons: The Use of Hydrogen for Inflation of Meteorological Balloons*. Informe Nº 13 sobre instrumentos y métodos de observación, Ginebra.

Rosen, B., V. H. Dayan y R. L. Proffit, 1970: *Hydrogen Leak and Fire Detection: A Survey*. NASA SP-5092.

Standards Association of Australia, 1970: AS C99: *Electrical equipment for explosive atmospheres – Flameproof electric lightning fittings*.

Standards Association of Australia, 1980: AS 1829: *Intrinsically safe electrical apparatus for explosive atmospheres*.

Standards Association of Australia, 1985: AS 1482: *Electrical equipment for explosive atmospheres – Protection by ventilation – Type of protection V*.

Standards Association of Australia, 1995: ASNZS 1020: *The control of undesirable static electricity*.

Standards Association of Australia, 2004: AS 1358: *Bursting discs and bursting disc devices – Application selection and installation*.

CAPÍTULO 11

OBSERVACIONES URBANAS

11.1 CONSIDERACIONES GENERALES

La necesidad de efectuar observaciones meteorológicas en áreas urbanas es cada vez mayor. Las poblaciones urbanas siguen expandiéndose, y los Servicios Meteorológicos experimentan una demanda creciente de datos que ayuden a entregar predicciones detalladas, tanto a los ciudadanos como en los sectores de construcción y diseño urbano, conservación de energía, transporte y comunicaciones, calidad del aire y salud, estructuras de protección frente a temporales de agua y de viento, seguros, y medidas de emergencia. Al mismo tiempo, los Servicios Meteorológicos tienen dificultades para llevar a cabo unas observaciones urbanas cuyos resultados sean perfectamente fiables. Esto ocurre porque en la mayoría de los emplazamientos desarrollados no es posible atenerse a las directrices normalizadas indicadas en la parte I de la presente Guía con respecto a la selección de emplazamientos y a la exposición de instrumentos, debido a circunstancias tales como la obstrucción del flujo de aire y el intercambio de radiación que causan edificios y árboles, la presencia de una cubierta superficial artificial, y los excedentes de calor y de vapor de agua que emiten las actividades humanas.

Este capítulo contiene información de utilidad para la selección de emplazamientos, la instalación de estaciones meteorológicas y la interpretación de los datos obtenidos en áreas urbanas. En particular, aborda el caso de las estaciones climáticas habitualmente consideradas "estándar". Pese a la complejidad y heterogeneidad de los entornos urbanos, es posible obtener observaciones útiles y repetibles. Cada emplazamiento presenta unas dificultades específicas. Para asegurarse de que las observaciones obtenidas sean aceptables, habrá que prestar atención a ciertos principios y conceptos que son virtualmente exclusivos de las áreas urbanas. La persona que cree y se ocupe de la estación también deberá aplicar esos principios y conceptos de manera inteligente y flexible, atendiendo a las realidades del entorno específico en cuestión. Las

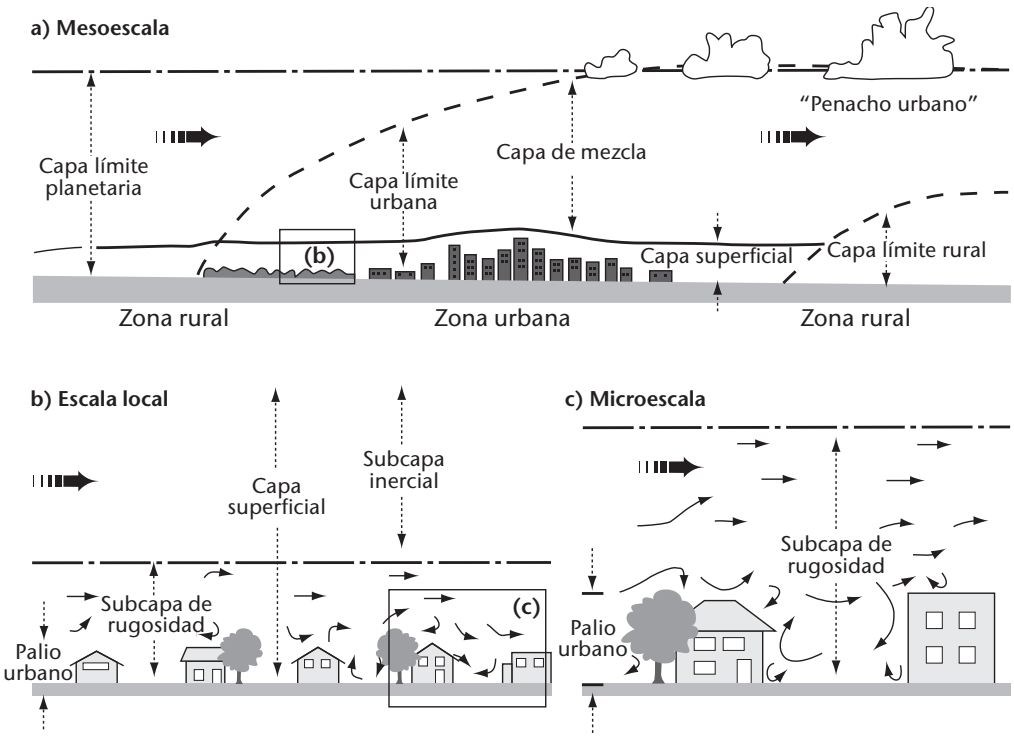


Figura 11.1. Esquema de las escalas climáticas y las capas verticales observadas en las zonas urbanas: capa límite planetaria, capa límite urbana, palio urbano, capa límite rural (modificado de Oke, 1997).

"normas" rígidas son de escasa utilidad. La necesaria flexibilidad no encaja del todo con la noción general de normalización que promueve la OMM como práctica de observación. En áreas urbanas, es necesario en ocasiones avenirse a exponer los instrumentos en superficies y alturas no normalizadas, dividir las observaciones entre dos o más puntos, o acercarse más de lo habitual a los edificios o fuentes de calor artificial.

Las unidades de medición y los instrumentos utilizados en las áreas urbanas son los mismos que en otros entornos. Por consiguiente, en el presente capítulo se abordan solo los aspectos que son exclusivos de las áreas urbanas, o que plantean dificultades debido a la naturaleza de las ciudades, por ejemplo para la selección del emplazamiento, la exposición de los instrumentos y la documentación de los metadatos.

Las horas y la frecuencia de observación, así como la codificación (cifrado) de los informes deberían regirse por unas normas apropiadas (OMM, 1983; 1988; 1995; 2003*b*; 2006).

Con respecto a las estaciones automatizadas y a los requisitos aplicables al cifrado y transmisión de mensajes, al control de la calidad, al mantenimiento (teniendo presentes las exigencias especiales de los entornos urbanos) y a la calibración, deberían seguirse las recomendaciones del capítulo 1 de la parte II.

11.1.1 Definiciones y conceptos

11.1.1.1 Justificación de las estaciones

Una explicación clara de las razones que justifican el establecimiento de una estación urbana es esencial para su éxito. Dos de las razones más habituales son el deseo de representar el entorno meteorológico en un lugar dado con fines climatológicos generales, y el deseo de proporcionar datos en respuesta a las necesidades de determinado usuario. En ambos casos, será necesario definir las escalas espaciales y temporales que se utilizarán y, como se describe más adelante, tanto el emplazamiento de la estación como la exposición de los instrumentos podrían variar considerablemente según el caso.

11.1.1.2 Escalas horizontales

Para obtener resultados satisfactorios en una estación urbana, lo más importante es valorar el concepto de escala. Hay tres escalas que podrían ser útiles (Oke, 1984; figura 11.1):

a) Microescala: toda superficie u objeto tiene su propio microclima, que abarca también sus inmediaciones. Las temperaturas de la superficie y del aire pueden variar en varios grados a lo largo de distancias muy cortas, de milímetros incluso, y el flujo de aire puede resultar muy alterado incluso por objetos pequeños. Las escalas típicas del microclima urbano están relacionadas con la dimensión de los distintos edificios, árboles, carreteras, calles, patios, jardines, etc. Las escalas más habituales abarcan desde un metro hasta varios centenares de metros. Las directrices de la parte I de la presente Guía están formuladas específicamente para evitar los efectos microclimáticos. Las recomendaciones sobre las estaciones climáticas tienen por objeto normalizar todos los emplazamientos en la medida en que ello sea viable. De ahí la especificación de una altura de medición normalizada, una cubierta superficial única, unas distancias mínimas a los obstáculos y una escasa obstrucción del horizonte. Lo que se pretende es conseguir unas observaciones del clima exentas de señales microclimáticas espurias y, con ello, caracterizar los climas locales. Aplicando unas normas aún más estrictas, las estaciones de primer orden podrían ser capaces de representar las condiciones existentes a escalas espaciales y temporales sinópticas. Los datos pueden servir para evaluar las tendencias del clima a escalas todavía mayores. A menos que los objetivos sean muy especializados, las estaciones urbanas deberían evitar también las influencias microclimáticas; sin embargo, ese fin es difícil de alcanzar.
b) Escala local: es la escala a la que deberán operar las estaciones climáticas normalizadas. Incluye ciertas características del paisaje, como la topografía, pero excluye los efectos a microescala. En zonas urbanas, ello equivale al clima de diversos entornos con tipos de desarrollo urbano similares (cubierta superficial, tamaño y separación de los edificios, actividad). La señal viene a ser la integración de una combinación característica de efectos microclimáticos causados por el área fuente en las inmediaciones del emplazamiento. El área fuente es la parte de la superficie a barlovento que aporta las principales propiedades del flujo o de la concentración meteorológica que se desea determinar (Schmid, 2002). Las escalas más habituales abarcan desde uno hasta varios kilómetros.
c) Mesoescala: las ciudades influyen en el tiempo y en el clima a la escala del núcleo urbano, que abarca generalmente una extensión de varias

decenas de kilómetros. Una estación única no es suficiente para representar esta escala.

11.1.1.3 Escalas verticales

Una diferencia esencial entre el clima de las áreas urbanas y el de las ubicaciones rurales o los aeropuertos estriba en que, en las ciudades, los intercambios verticales de cantidad de movimiento, calor y humedad no tienen lugar en una superficie (prácticamente) plana, sino en una capa de espesor no desdeñable, denominada palio urbano (figura 11.1). La altura del palio urbano equivale aproximadamente a la altura media de los principales elementos de rugosidad (edificios y árboles), z_H (véanse en la figura 11.4 las definiciones de los parámetros). Los efectos microclimáticos de las distintas superficies y obstáculos persisten a lo largo de una corta distancia desde la fuente para, seguidamente, mezclarse y desaparecer por la acción de las corrientes turbulentas. La distancia requerida antes de que el efecto desaparezca dependerá de la magnitud del mismo, de la velocidad del viento y de la estabilidad (conceptuada como estable, neutral o inestable). Esta mezcla tiene lugar tanto en dirección horizontal como vertical. Como ya se ha indicado, los efectos horizontales pueden persistir hasta una distancia de varios centenares de metros. En la vertical, los efectos de las distintas peculiaridades son discernibles en la subcapa de rugosidad (SCR), que se extiende desde el nivel del suelo hasta la altura de mezcla z_r, donde finaliza ese fenómeno. Las estimaciones efectuadas *grosso modo* y las mediciones sobre el terreno indican que z_r puede alcanzar valores tan bajos como $1{,}5\,z_H$ en emplazamientos densamente edificados (con pequeña separación entre edificios) y homogéneos, pero superiores a $4\,z_H$ en áreas de baja densidad (Grimmond y Oke, 1999; Rotach, 1999; Christen, 2003). Un instrumento situado por debajo de z_r puede registrar anomalías microclimáticas, pero por encima de ese valor percibe una señal difusa, promediada espacialmente, que es representativa de la escala local.

Hay que considerar también otra restricción de altura pues cada tipo de superficie a escala local genera una capa límite interna en la cual la estructura del flujo y las propiedades termodinámicas están adaptadas al tipo de superficie. La altura de la capa aumenta con el alcance (es decir, con la distancia a barlovento hasta la frontera en que tiene lugar una transición a un tipo de superficie claramente diferente). La rapidez con que aumente la capa límite interna con el alcance dependerá de la rugosidad y de la estabilidad. En condiciones rurales, las relaciones altura/alcance pueden variar desde valores tan pequeños como 1:10 en condiciones inestables hasta proporciones tan elevadas como 1:500 en casos estables, disminuyendo a medida que aumenta la rugosidad (Garratt, 1992; Wieringa, 1993). Las áreas urbanas tienden a una estabilidad neutra, debido al aumento de turbulencia térmica y mecánica asociado a las islas de calor y a su elevada rugosidad. Por consiguiente, se considera como valor típico una relación altura/alcance de aproximadamente 1:100. La altura de la capa límite interna se determina por encima de la altura de desplazamiento z_d, que es el nivel de referencia del flujo por encima de la altura de mezcla. (Para una explicación de z_d, véanse la figura 11.4 y la nota 2 del cuadro 11.2).

Considérese, por ejemplo, un distrito hipotético densamente edificado con un valor de z_H igual a 10 m. Ese valor significa que z_r no es inferior a 15 m. Si se selecciona esa altura como nivel de medición, el alcance requerido en un terreno urbano similar probablemente no sea inferior a 0,8 km, dado que el alcance es igual a 100 $(z_r - z_d)$, y z_d será aproximadamente 7 m. Ello puede restringir considerablemente el emplazamiento dado que, si el terreno urbano no es similar como mínimo hasta esa distancia en torno al emplazamiento de la estación, las observaciones no serán representativas del tipo de superficie local. En emplazamientos de menor densidad artificial, donde los efectos de isla de calor y rugosidad son menores, el alcance requerido será probablemente mayor.

En alturas superiores a la altura de mezcla, aunque sin salirse de la capa límite interna local, las mediciones se sitúan en una subcapa inercial (figura 11.1) en la que es válida la teoría clásica de la capa límite. Esa teoría determina la forma de los perfiles verticales medios de las variables meteorológicas (en particular la temperatura del aire, la humedad y la velocidad del viento), así como el comportamiento de los flujos, espectros y estadísticas asociados a la turbulencia. Todo ello permite:

a) calcular el área fuente (o "huella"; véase el siguiente apartado) desde la que se origina el flujo turbulento o la concentración de una variable meteorológica; se define así la distancia a barlovento correspondiente al alcance mínimo aceptable;
b) extrapolar determinado flujo o propiedad a través de la capa inercial y en sentido descendente hacia la SCR (y, aunque es menos fiable, hacia el palio urbano). En la capa inercial, los flujos son constantes en altura, y el valor medio de las propiedades meteorológicas es invariante en dirección horizontal. Por consiguiente, las observaciones de los flujos y de las variables normalizadas presentan una utilidad conside-

rable y permiten caracterizar el entorno subyacente a escala local. La extrapolación hacia la SCR resulta menos aconsejable.

11.1.1.4 Áreas fuente ("huellas")

Un sensor situado sobre una superficie "percibe" solo una parte de su entorno denominada "área fuente" del instrumento, y depende de su altura y de las características del proceso responsable de transportar la propiedad superficial al sensor. Para las señales de radiación ascendentes (radiación en onda corta y larga, y temperatura superficial medida por un termómetro de infrarrojos), el campo de visión del instrumento y la geometría de la superficie subyacente determinan las variables percibidas. Por analogía, ciertos sensores, tales como termómetros, higrómetros, analizadores de gas y anemómetros, "perciben" propiedades como la temperatura, la humedad, los gases atmosféricos y la velocidad y dirección del viento transportadas desde la superficie hasta el sensor en régimen turbulento. La figura 11.2 muestra una ilustración conceptual de estas áreas fuente.

El área fuente de un radiómetro orientado hacia abajo con su elemento detector paralelo al terreno es una superficie circular en cuyo centro está situado el instrumento (figura 11.2). El radio (r) del área fuente circular que contribuye a la señal del radiómetro a la altura (z_1) se indica en Schmid y otros (1991):

$$r = z_1 \left(\frac{1}{F} - 1 \right)^{-0,5} \qquad (11.1)$$

donde F es el factor de visión, es decir, la proporción de flujo medido en el sensor que corresponde a esa área. En función de su campo de visión, un radiómetro podría percibir solo un círculo limitado, o extenderse hacia el horizonte. En este último caso, el instrumento suele presentar una respuesta en forma de coseno, de modo que en dirección al horizonte es cada vez más difícil definir el área fuente realmente percibida. De ahí la utilización del factor de visión que define el área que contribuye en una proporción determinada (a menudo elegida como el 50, 90, 95, 99 o 99,5 por ciento) de la señal del instrumento.

El área fuente de un sensor que obtiene su señal mediante transporte turbulento no está distribuida simétricamente en torno a la ubicación del sensor. Es de forma elíptica, y está alineada a barlovento de la torre (figura 11.2). Cuando hay viento, el efecto de la superficie en la base del

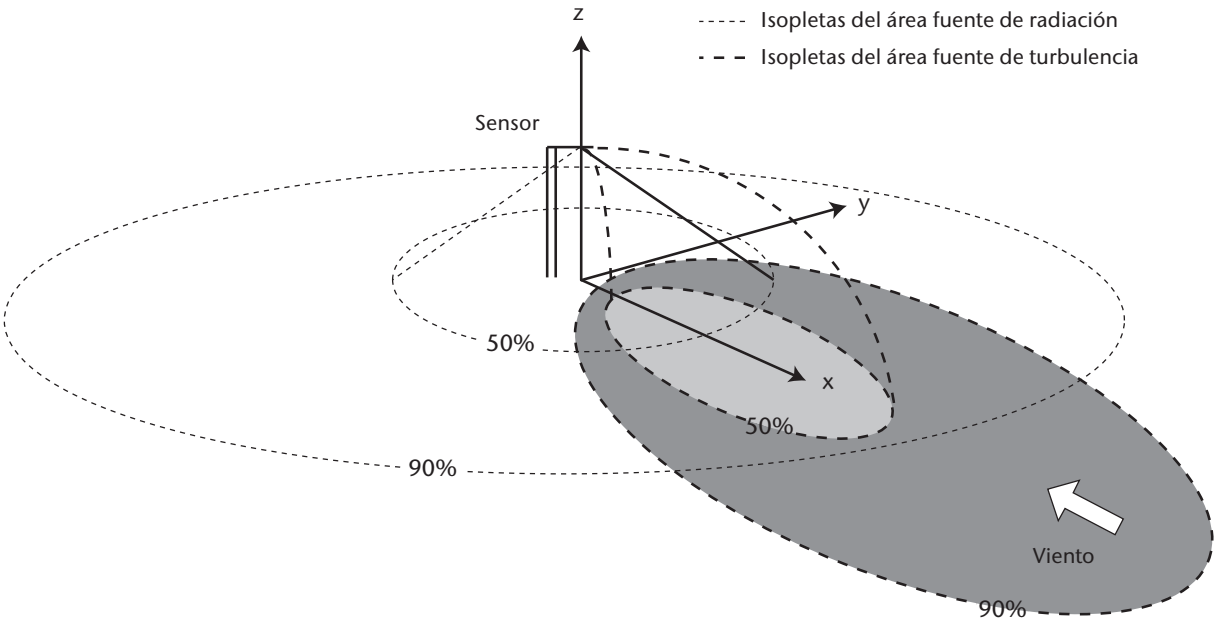


Figura 11.2. Representación conceptual de las áreas fuente que contribuyen a los sensores de radiación y de los flujos turbulentos de las concentraciones. Si el sensor es un radiómetro, el 50 o el 90 por ciento del flujo se origina en la zona interior del círculo en perspectiva. Si el sensor responde a una propiedad de transporte turbulento, el 50 o el 90 por ciento de la señal procede de la zona del interior de las elipses respectivas, que son dinámicas pues están orientadas hacia el viento y, por consiguiente, se mueven de acuerdo con la dirección y la estabilidad del mismo.

mástil es, de hecho, cero, ya que la turbulencia no puede transportar esa influencia hasta el nivel del sensor. A cierta distancia a barlovento, la fuente comienza a afectar al sensor; este efecto alcanza un máximo (pico) para, seguidamente, disminuir a mayor distancia (la configuración en las direcciones x e y se describe en Kljun, Rotach y Schmid, 2002; Schmid, 2002). La distancia a barlovento hasta la primera superficie que contribuye a la señal, hasta el punto de influencia máxima (pico), y hasta la superficie más alejada a barlovento que influye en la medición, así como el área de la "huella", varían considerablemente con el tiempo pues dependen de la altura de la medición (valores más altos cuanto mayor es la altura), de la rugosidad de la superficie, de la estabilidad atmosférica (valores en aumento conforme se pasa de inestable a estable) y de si lo que se mide es un flujo turbulento o una concentración meteorológica (valores más altos cuando se trata de esta última) (Kljun, Rotach y Schmid, 2002). Existen métodos para calcular las dimensiones de las "huellas" de flujo y de concentración (Schmid, 2002; Kljun y otros, 2004).

Aunque la figura 11.2 ilustra una situación de carácter general, es especialmente válida para los instrumentos situados en la subcapa inercial, suficientemente por encima de las complicaciones que entrañan la SCR y la compleja geometría de la superficie urbana tridimensional. En el palio urbano no se ha evaluado todavía de manera fiable el proceso en virtud del cual los efectos de las áreas fuente de radiación y turbulencia disminuyen con la distancia. Cabe suponer que dependerán de las mismas propiedades y se asemejarán a las formas generales de la figura 11.2. Sin embargo, hay complicaciones obvias debidas a la compleja geometría de la radiación y al bloqueo y canalización del flujo, que son característicos del palio urbano. Sin duda, el entorno inmediato de la estación es, con diferencia, el factor más crítico, y el alcance del área fuente de los efectos convectivos aumenta con la estabilidad y con la altura del sensor. La distancia que influye en los sensores al nivel de la garita (~1,5 m) puede cuantificarse en varias decenas de metros en condiciones neutras, en valores inferiores en condiciones de inestabilidad, y posiblemente en más de 100 m cuando las condiciones son estables. A una altura de 3 m, las distancias equivalentes llegan probablemente hasta los 300 m en el caso estable. El círculo de influencia sobre un sensor de temperatura o de humedad, situado al nivel de la garita, se considera que tiene generalmente un radio de unos 0,5 km, aunque este valor dependerá de la densidad de edificación.

11.1.1.5 Metodologías de medición

De la discusión precedente se desprende que en emplazamientos urbanos provistos de instrumentos para vigilar el clima a escala local en las proximidades de la superficie caben dos metodologías:

a) Situar el emplazamiento en el palio urbano, en un lugar circundado por unas condiciones medias o "típicas" del terreno urbano, y colocar los sensores a alturas similares a las utilizadas en emplazamientos no urbanos. Se supone con ello que la mezcla inducida por el flujo en torno a los obstáculos es suficiente para entremezclar las propiedades hasta conformar un palio urbano medio a escala local.
b) Instalar los sensores en una torre elevada situada por encima de la SCR, para obtener valores entremezclados que puedan extrapolarse al palio urbano.

Por lo general, el método a) es más eficaz para la temperatura del aire y la humedad, mientras que el b) lo es para la velocidad y dirección del viento y para la precipitación. En el caso de la radiación, el único requisito importante es que el horizonte carezca de obstáculos. Por consiguiente, las estaciones urbanas suelen consistir en instrumentos instalados tanto por debajo como por encima del nivel del techo; para ello es necesario que en la evaluación y descripción del emplazamiento se tengan en cuenta las escalas correspondientes a ambos contextos.

11.1.1.6 Descripción del emplazamiento urbano

La magnitud de cada escala urbana no concuerda exactamente con las que habitualmente se indican en los libros de texto. Las escalas vienen dadas por las dimensiones de los rasgos morfométricos que constituyen un paisaje urbano. Se pone así de relieve la necesidad de describir adecuadamente las propiedades de las áreas urbanas que afectan a la atmósfera. Los rasgos básicos más importantes son la estructura urbana (dimensiones de los edificios y separación entre ellos, anchura y separación de las calles), la cubierta urbana (componentes, superficies pavimentadas y ajardinadas, suelo desnudo, agua), el tejido urbano (materiales de construcción y naturales) y el metabolismo urbano (calor, agua y contaminantes debidos a la actividad humana). Así pues, al caracterizar los emplazamientos de las estaciones climáticas urbanas deberán tenerse en cuenta esos descriptores, utilizarlos en posibles emplazamientos, e incorporarlos en forma de metadatos que describan adecuadamente las condiciones en la estación.

Estas cuatro características básicas de las ciudades tienden a agruparse en varias clases urbanas típicas. Así, por ejemplo, en las ciudades la mayoría de las áreas céntricas contienen edificios relativamente altos y muy próximos entre sí, por lo que el terreno está cubierto en su mayor parte de edificios o pavimentos de material duradero (piedra, hormigón, ladrillo o asfalto) y con presencia de abundantes emisiones provenientes de hornos, aparatos de aire acondicionado, chimeneas y vehículos. En el otro extremo del espectro hay distritos de baja densidad de edificación con edificios de una o dos plantas, de construcción relativamente ligera, y amplias superficies ajardinadas o verdes y con emisiones de calor bajas aunque, posiblemente, con importantes aportes de irrigación.

No existe un método universalmente aceptado de clasificación urbana con fines climáticos. Un planteamiento útil con respecto a los componentes edificados es el de Ellefsen (1991), que desarrolló varios tipos de zonas de terreno urbano. Este autor diferencia inicialmente los tipos en función de las tres clases de contigüidad de los edificios (adosados (en hileras), separados a poca distancia, separados a gran distancia). Estos tipos se subdividen ulteriormente en un total de 17 subtipos atendiendo a su función, ubicación en la ciudad, altura de sus edificios, tipo de construcción y edad. Para aplicar este método son suficientes las fotografías aéreas, generalmente de fácil acceso, y su clasificación ha sido utilizada en varias ciudades del mundo, por lo que parece revestir carácter general.

La clasificación de Ellefsen puede utilizarse para describir la estructura urbana en términos de rugosidad, flujo de aire, acceso a la radiación y apantallamiento. Cabe argumentar que refleja indirectamente aspectos de la cubierta, del tejido y del metabolismo urbanos, dado que una estructura determinada conlleva un tipo de cubierta y de materiales, y un cierto grado de actividad humana. Sin embargo, la clasificación reviste menor utilidad cuando las edificaciones son escasas y hay áreas de vegetación muy extensas (bosques urbanos, cubierta vegetal de baja altura, pastizales, monte bajo, cultivos), terrenos desnudos (suelo o rocas) o masas de agua (lagos, pantanos, ríos). En el cuadro 11.1 se representa una clasificación más simple de las zonas climáticas urbanas (ZCU). Abarca grupos de zonas de Ellefsen, más un indicador de la estructura, z_H/W (véase la nota c del cuadro 11.1), estrechamente relacionado con el flujo, la protección solar y la isla de calor, así como un indicador de la cubierta superficial (en porcentaje de edificaciones) relacionado con el grado de permeabilidad de la superficie.

La importancia de las ZCU no estriba en la exactitud absoluta con que describan el emplazamiento, sino en su capacidad para clasificar áreas de asentamientos en distritos similares en cuanto a su potencial para modificar el clima local, y para identificar posibles transiciones a otras ZCU. Este tipo de clasificación es esencial al iniciar la instalación de una estación urbana, con el fin de que se cumplan aproximadamente los criterios de homogeneidad espacial en el palio urbano o por encima de la SCR. En lo sucesivo, se supondrá que la morfometría del área urbana, o de una parte de ella, ha sido evaluada mediante mapas pormenorizados y/o fotografías aéreas, imágenes satelitales (visibles y/o térmicas), documentos de planificación o, como mínimo, un reconocimiento visual realizado desde un vehículo y/o a pie. Aunque los mapas de uso de la tierra pueden ser útiles, debería tenerse en cuenta que describen la *función*, y no necesariamente la *forma física*, del asentamiento. La descripción urbana debería traducirse en un mapa que delimite las distintas ZCU.

Las ZCU aquí utilizadas son las que aparecen en el cuadro 11.1. Podría ser necesario adaptar esas categorías para incorporar características especiales de las formas urbanas en ciertas ciudades antiguas o del desarrollo urbano no planificado en el caso de algunos países menos adelantados. Así, en gran número de ciudades y pueblos de África y Asia la fracción de superficie cubierta por materiales impermeables no es tan grande, y las carreteras no siempre están pavimentadas.

11.2 SELECCIÓN DE LA UBICACIÓN Y DEL EMPLAZAMIENTO DE UNA ESTACIÓN URBANA

11.2.1 Ubicación

En primer lugar, es necesario establecer claramente la finalidad de la estación. Si el propósito es instalar una sola estación en un área urbana, habrá que decidir si lo que se desea es vigilar los efectos más intensos de la ciudad o de un distrito más representativo o típico, o caracterizar un emplazamiento determinado (donde pueda percibirse que vaya a haber problemas climáticos, o donde se hayan planificado desarrollos futuros). En líneas generales, las áreas con máxima probabilidad de presentar efectos máximos pueden apreciarse tomando como referencia la lista de tipos de ZCU del cuadro 11.1. Análogamente, la probabilidad de que una estación sea típica puede evaluarse mediante los principios en que se basa el cuadro 11.1 y seleccionando extensas áreas de desarrollo urbano similar para llevar a cabo una investigación más a fondo.

Cuadro 11.1: Clasificación simplificada de distintas formas urbanas organizadas por orden decreciente aproximado de su capacidad para afectar al clima local (Oke, 2004, sin publicar)

Zona climática urbana [a]	*Imagen*	*Clase de rugosidad* [b]	*Relación de aspecto* [c]	*% construido (impermeable)* [d]
1. Zona urbana intensamente construida con edificios muy juntos de gran altura con revestimiento, por ejemplo, torres del centro		8	> 2	> 90%
2. Zona urbana densamente construida con edificios de entre dos y cinco plantas, adosados o muy juntos, a menudo de ladrillo o piedra, por ejemplo, el centro histórico de la ciudad		7	1,0-2,5	> 85
3. Zona urbana muy construida, densidad media con viviendas, locales y apartamentos en fila o unifamiliares, pero muy juntos, por ejemplo, edificaciones urbanas		7	0,5-1,5	70-85
4. Zona urbana construida, densidad media de grandes edificios bajos y estacionamientos pavimentados, por ejemplo centros comerciales, almacenes		5	0,05-0,2	70-95
5. Zona suburbana de construcción media de una o dos plantas, por ejemplo, viviendas suburbanas		6	0,2-0,6 hasta > 1 con árboles	35-65
6. Uso mixto con grandes edificios en paisaje abierto, por ejemplo, instituciones como hospitales, universidades, aeropuertos		5	0,1-0,5 depende de los árboles	< 40
7. Desarrollo semirural, viviendas dispersas en zonas naturales o agrícolas, por ejemplo, granjas, fincas		4	> 0,05 depende de los árboles	< 10

Edificios — Vegetación
Terreno impermeable — Terreno permeable

a Conjunto simplificado de clases que incluye aspectos de los esquemas de Auer (1978) y Ellefsen (1990/1991), además de las medidas físicas relativas al viento y al control térmico y de humedad (columnas de la derecha). La correspondencia aproximada entre las ZCU y las zonas de terreno urbano definidas por Ellefsen es: 1 (Dc1, Dc8), 2 (A1-A4, Dc2), 3 (A5, Dc3-5 , Do2), 4 (Do1, Do4 , Do5), 5 (Do3), 6 (Do6), 7 (ninguna).

b La rugosidad eficaz del terreno de acuerdo con la clasificación de Davenport (Davenport y otros, 2000); véase el cuadro 11.2.

c La relación de aspecto Z_h/W es la altura media de los principales elementos de rugosidad (edificios, árboles) dividida por su espaciado medio; en el centro de la ciudad representa la razón altura/anchura de los "cañones (desfiladeros)" que forman las calles. Se sabe que esta medida está relacionada con los tipos de régimen de flujo (Oke, 1987) y con los controles térmicos (protección solar y apantallamiento de la radiación de onda larga) (Oke, 1981). Los árboles altos aumentan esta medida de forma significativa.

d Proporción media del plano del terreno cubierto por características de la construcción (edificios, carreteras y zonas pavimentadas, y otras áreas impermeables); el resto de la superficie está ocupado por una cubierta permeable (espacios verdes, agua y otras superficies naturales). La permeabilidad afecta al estado de la humedad del suelo y, por lo tanto, al potencial de humidificación y de enfriamiento por evaporación.

En el caso de la temperatura del aire y de la humedad, la búsqueda suele mejorarse utilizando reconocimientos espaciales, transportando el sensor a pie, en bicicleta o en automóvil, y recorriendo las áreas de interés. Repitiendo el procedimiento varias veces, será posible dibujar las secciones transversales o mapas de isolíneas (véase la figura 11.3), que revelarán las áreas donde radica la anomalía térmica o de humedad. Por lo general, el mejor momento para efectuar esas operaciones será o bien cuando hayan transcurrido algunas horas después de la puesta del sol, o bien antes del amanecer, en noches con cielo despejado y aire en relativa calma. Se maximizarán así las posibilidades de caracterizar las diferencias entre microclimas y climas locales. No es aconsejable realizar tales reconocimientos en torno a la puesta del sol o al amanecer, ya que las variables meteorológicas cambian tan rápidamente en esos momentos que dificultan las comparaciones espaciales.

Si se desea integrar la estación en una red que caracterice los rasgos espaciales del clima urbano, se necesitará una visión más extensa. Este concepto puede ilustrarse considerando la forma espacial típica de las distribuciones del clima urbano. Así, las isolíneas de las "islas" urbanas de calor y de humedad se asemejan efectivamente al contorno de sus homónimos topográficos (figura 11.3) ya que contienen "escarpes" relativamente bruscos, y frecuentemente una "meseta" que abarca gran parte del área urbana, salpicada de "picos" localizados y de "cuencas" de calor/frialdad y de humedad/sequedad.

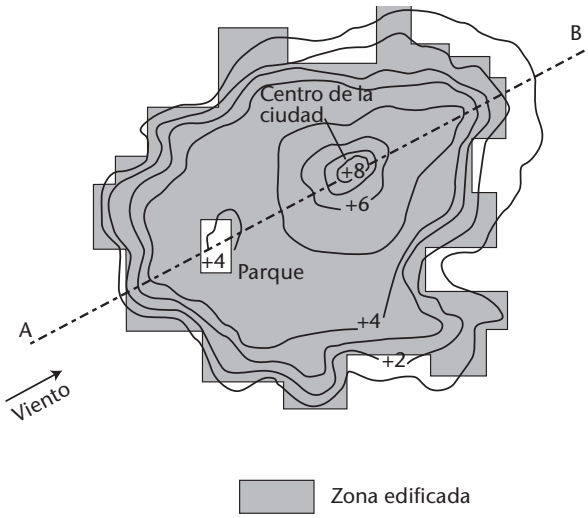


Figura 11.3. Patrón espacial típico de las isotermas de una gran ciudad en una noche serena, con tiempo despejado, que ilustra el efecto de la isla de calor (según Oke, 1982).

Estas características coinciden en el espacio con áreas de mayor o menor desarrollo como, por ejemplo, bloques de apartamentos, tiendas, fábricas o parques, espacios abiertos o agua. Por consiguiente, una decisión se impone: ¿lo que se desea es obtener una muestra representativa de la diversidad de las ZCU, o reflejar fielmente la estructura espacial?

En la mayoría de los casos, esta última finalidad resulta demasiado ambiciosa para una red de estaciones fijas en el palio urbano. La razón de ello es que será necesario un gran número de estaciones para describir los gradientes cerca de la periferia, la meseta, y los picos y valles de los nodos de desarrollo urbano superior e inferior al promedio. Si se desea efectuar las mediciones desde una torre, con los sensores situados por encima de la SCR, el efecto de mezcla dará lugar a configuraciones espaciales más atenuadas, y el alcance hasta la frontera siguiente entre la ZCU y la franja urbana-rural se convertirá en una cuestión importante. En tanto que una distancia de 0,5 a 1 km hasta la ZCU adyacente podría resultar aceptable dentro del palio urbano, cuando el sensor está instalado en una torre se necesitarán probablemente varios kilómetros de alcance.

Dado que el objetivo es vigilar el clima local atribuible a un área urbana, será necesario evitar las influencias microclimáticas espurias u otros fenómenos climáticos locales o mesoescalares que compliquen el registro urbano. Por consiguiente, a menos que se tenga un interés específico por las configuraciones climáticas generadas topográficamente, como los efectos del drenaje de aire frío descendente a lo largo de valles y laderas hacia el área urbana, la aceleración o apantallamiento de los vientos por efecto de colinas y escarpaduras, la niebla en valles fluviales o en las inmediaciones de masas de agua, las configuraciones de nubes geográficamente tupidas, etc., será conveniente evitar las ubicaciones que puedan resultar afectadas por los efectos locales y mesoescalares. Por otra parte, si de ello resultase algún beneficio o riesgo, podría ser útil diseñar la red específicamente para obtener una muestra de sus efectos sobre el clima urbano; por ejemplo, el suavizado térmico de una ciudad muy cálida gracias a las brisas marinas o lacustres.

11.2.2 **Emplazamiento**

Una vez seleccionado el tipo de ZCU y su ubicación general en el interior del área urbana, el paso siguiente consistirá en inspeccionar el mapa, las imágenes y las evidencias fotográficas para reducir el número de posibles ubicaciones en una ZCU. Lo

que se busca son zonas con un desarrollo urbano razonablemente homogéneo, sin grandes extensiones de estructura, cubierta o material anómalos. Sin embargo, no es posible definir de forma precisa lo que se entiende por "razonablemente", pues casi todos los distritos urbanos tienen en la práctica su propia idiosincrasia que reduce su homogeneidad a una cierta escala. Aunque no es posible, por ello, confeccionar una lista completa, cabe señalar algunas situaciones a evitar: extensiones inhabitualmente húmedas en una superficie mayoritariamente seca, edificios que sobresalgan más de la mitad de la altura media de los demás, aparcamientos pavimentados de gran extensión en áreas ajardinadas con riego, una fuente de calor grande y concentrada (por ejemplo, una central de calefacción) o la salida de ventilación de un túnel. Debería evitarse la proximidad a las zonas de transición entre diferentes tipos de ZCU, al igual que los emplazamientos en que está previsto o es probable que se modifique el desarrollo urbano. El efecto de las peculiaridades anómalas disminuye con la distancia respecto del propio emplazamiento, como se ha indicado en relación con las áreas fuente.

En la práctica, para cada posible emplazamiento debería estimarse una "huella" de radiación (por ejemplo, la ecuación 11.1) y de propiedades turbulentas. Seguidamente, habría que documentar las principales propiedades superficiales, como la altura y la densidad medias de los obstáculos y las características de la cubierta y material superficial dentro de las respectivas huellas. A continuación debería valorarse su homogeneidad, de forma visual o mediante métodos estadísticos. Una vez seleccionadas unas áreas de homogeneidad aceptable para una estación a nivel de garita o en altitud (por encima de la SCR), será útil identificar a los posibles propietarios que pudieran estar dispuestos a acoger el emplazamiento. Si hay un organismo gubernamental buscando un emplazamiento, es posible que posea ya tierras destinadas a otros fines en esa misma zona, o que mantenga buenas relaciones con otros organismos o empresas (oficinas, parques industriales, tierras inutilizadas, derechos de paso) como, por ejemplo, escuelas, universidades, instalaciones de servicios básicos (electricidad, teléfono, conducciones) o grandes vías de transporte (carreteras, vías férreas). Todos ellos son emplazamientos adecuados, ya que el acceso a los mismos estará permitido y, frecuentemente, también estarán protegidos del vandalismo y dispondrán de conexiones de alimentación eléctrica.

Los techos de los edificios a menudo se han utilizado para efectuar observaciones meteorológicas. En muchos casos, esta idea está basada en la creencia errónea de que a esa elevación el abrigo del instrumento no traerá aparejadas las complicaciones del palio urbano. En realidad, los techos tienen sus propios microclimas anómalos claramente diferenciados, que conducen a resultados erróneos. El flujo del aire por encima de un edificio crea intensas perturbaciones de velocidad, dirección y rafagosidad que son muy distintas del flujo a esa misma elevación lejos del edificio o cerca del nivel del suelo (figura 11.5). Es más, los edificios de techo llano pueden crear flujos opuestos al flujo externo principal, con velocidades que varían desde las propias de un chorro a presión hasta la calma casi total. Los techos están también fabricados de materiales con comportamiento térmico bastante extremo que, con vientos flojos y cielos despejados, pueden caldearse mucho durante el día y enfriarse por la noche. Por consiguiente, suele crearse un gradiente de temperatura acentuado cerca del techo. Además, los techos están diseñados para ser impermeables y desaguar con rapidez; y esta circunstancia, unida a su exposición a la radiación solar y al viento, los hace anormalmente secos. Los techos son, pues, por lo general ubicaciones muy poco adecuadas para medir la temperatura del aire, la humedad, el viento y la precipitación, a menos que los instrumentos estén situados sobre mástiles muy altos. Sin embargo, pueden ser adecuados para observar los componentes de la radiación entrante.

Una vez seleccionado el emplazamiento, es esencial documentar detalladamente sus características en forma de metadatos (véase la sección 11.4).

11.3 EXPOSICIÓN DEL INSTRUMENTO

11.3.1 Modificaciones de las prácticas estándar

En muchos aspectos, las normas generalmente aceptadas con respecto a la exposición de instrumentos meteorológicos, descritas en la parte I de la presente Guía, son aplicables a los emplazamientos urbanos. Sin embargo, en numerosas ocasiones será imposible o carecerá de sentido atenerse a ellas. En esta sección se recomiendan algunos principios que serán útiles en tales circunstancias; aun así, no es posible prever todas las eventualidades. Las recomendaciones aquí indicadas concuerdan con los objetivos generales descritos en el capítulo 1 de la parte I.

Son numerosas las estaciones urbanas que han sido instaladas sobre hierba corta en lugares abiertos

(parques, campos de ocio), debido a lo cual monitorizan realmente unas condiciones rurales modificadas, no representativas del entorno urbano. De ahí la curiosa conclusión de que ciertos pares de estaciones rurales-urbanas no revelan efecto alguno de los núcleos urbanos sobre la temperatura (Peterson, 2003).

El principio a seguir con respecto a la exposición de los sensores en el palio urbano consistiría en situarlos de tal modo que monitoricen unas condiciones que sean representativas del entorno de la ZCU seleccionada. En pueblos y ciudades, no será apropiado utilizar emplazamientos similares a los habituales de las áreas rurales sin edificar. Se recomienda más bien emplazar las estaciones urbanas en superficies que, dentro de un cierto radio a microescala, sean representativas del entorno urbano a escala local. El criterio del porcentaje construido (cuadro 11.1) permite hacerse una idea del tipo de superficie base recomendada.

Evidentemente, el requisito más difícil de cumplir en numerosos emplazamientos urbanos es la distancia a los obstáculos, ya que el emplazamiento debería estar situado a gran distancia de árboles, edificios, muros u otras obstrucciones (capítulo 1 de la parte I). Se recomienda, pues, situar la estación urbana en el centro de un espacio abierto cuya relación de aspecto circundante (z_H/W) sea aproximadamente representativa del lugar.

Al instalar instrumentos en emplazamientos urbanos será especialmente importante utilizar cables blindados, debido a la ubicuidad de las líneas eléctricas y de otras fuentes de ruido eléctrico en tales lugares.

11.3.2 Temperatura

11.3.2.1 Temperatura del aire

Los sensores generalmente utilizados para medir la temperatura del aire (así como su grado de exactitud y sus características de respuesta) son apropiados para las áreas urbanas. Se recomienda especialmente prestar gran atención a la protección frente a las radiaciones y a la ventilación. En el palio urbano, existe la posibilidad de que un grupo de sensores se encuentre relativamente cerca de superficies calientes, como un muro iluminado por el sol, una carretera o un vehículo con el motor en marcha, o de que reciba calor reflejado por superficies de vidrio. Por consiguiente, las protecciones utilizadas deberían bloquear de forma eficaz la radiación. Análogamente, dado que un grupo de sensores situado en el palio urbano inferior podría estar demasiado apantallado, se recomienda la ventilación forzada del sensor. La presencia en una red de una combinación de grupos de sensores con o sin apantallamiento y ventilación podría contribuir a la obtención de unos resultados diferentes según el emplazamiento. Por ello, las prácticas deberían ser uniformes.

La superficie sobre la cual se mide la temperatura del aire y la exposición del dispositivo sensor deberían atenerse a las recomendaciones de la sección precedente, es decir, la superficie tendría que ser típica de la ZCU, y la garita o protección del termómetro debería estar centrada en un espacio de z_H/W en promedio, aproximadamente. En una ZCU muy edificada, esto significa que deberá estar situada a solo 5 o 10 m de los edificios de 20 a 30 m de altura. Si el emplazamiento estuviera situado en una calle de tipo "cañón" (cañón urbano), el valor z_H/W será aplicable solo a la sección transversal perpendicular al eje de la calle. La orientación del eje de la calle puede ser también importante, debido a la presencia de configuraciones sistemáticas de sol/sombra. Si está previsto realizar una vigilancia continua, las calles de orientación norte-sur serán preferibles a las de orientación este-oeste, dado que presentan una menor distorsión de fase, aunque la evolución diurna de la temperatura podría ser bastante anfractuosa.

En estaciones no urbanas, la altura de garita recomendada es de entre 1,25 y 2 m sobre el suelo. Aunque este valor es también aceptable para los emplazamientos urbanos, puede resultar conveniente suavizar este requisito para permitir alturas mayores. En la mayoría de los casos, ello no debería conllevar errores apreciables, especialmente en áreas muy densamente edificadas, ya que las observaciones en cañones urbanos evidencian unos gradientes de temperatura del aire muy poco acentuados en la mayor parte del palio urbano, siempre y cuando la ubicación se halle a más de 1 m de una superficie (Nakamura y Oke, 1988). Las mediciones efectuadas a alturas de 3 o 5 m no son muy diferentes de las realizadas a alturas estándar, tienen algunas áreas fuente ligeramente mayores, y en ellas el sensor está situado a una distancia suficiente para evitar daños y la proximidad de vehículos. Permiten también una mayor dilución del calor emitido por los vehículos, y reducen la contaminación debida al polvo.

Las temperaturas del aire medidas por encima del palio urbano mediante sensores instalados en una torre están influidas por el aire intercambiado con el palio urbano, más el efecto de los techos. Los

Cuadro 11.2: Clasificación de Davenport de la rugosidad eficaz del terreno[a]

Clase	z_0 (*m*)	*Descripción del paisaje*
4 Abierto rugoso	0,10	Moderadamente abierto con obstáculos ocasionales (p. ej. edificios bajos aislados o árboles) con separaciones horizontales relativas de al menos 20 veces la altura del obstáculo
5 Rugoso	0,25	Obstáculos dispersos (edificios) a distancias relativas de 8 a 12 veces la altura del obstáculo para objetos sólidos bajos (p. ej. edificios) (el análisis puede requerir z_d)[b]
6 Muy rugoso	0,5	Zona moderadamente cubierta por edificios bajos con separaciones relativas de 3 a 7 veces la altura del obstáculo y sin árboles altos (el análisis requiere z_d)[b]
7 Cerrado	1,0	Zona densamente construida sin demasiada variación en la altura de los edificios (el análisis requiere z_d)[b]
8 Caótico	2,0	Centros de ciudades con combinación de edificios altos y bajos (se recomienda análisis por túnel de viento)

a Versión abreviada (revisada en 2000 solo para la rugosidad urbana) de Davenport y otros (2000); para las clases 1 a 3 y para las clases rurales 4 a 8, véanse el anexo del capítulo 5 de la parte I de la presente Guía y OMM (2003*a*).

b Los valores de primer orden de z_d figuran como fracciones de la altura media de los obstáculos, esto es: $0{,}5\,z_H$, $0{,}6\,z_H$ y $0{,}7\,z_H$ para las categorías 5, 6 y 7 de Davenport, respectivamente.

techos presentan una variabilidad térmica mucho mayor que la mayoría de las superficies del palio urbano. En su mayor parte, están diseñados para aislar, y, por consiguiente, para minimizar el intercambio de calor con el interior del edificio. En consecuencia, la temperatura superficial del techo suele aumentar mucho durante el día, en tanto que el suelo y las paredes del cañón urbano, parcialmente a la sombra y más conductores, son más fríos. Durante la noche, la situación se invierte: los techos son relativamente más fríos, y las superficies que dan a la calle son más cálidas, al liberar el calor acumulado durante el día. Pueden presentarse también complicaciones por efecto del calor liberado en las salidas de ventilación de los techos. Por consiguiente, aunque en el palio urbano la temperatura varía escasamente con la altura, hay una discontinuidad cerca del nivel del techo, tanto horizontal como verticalmente. Así pues, si se desea conseguir un promedio espacial correcto, los sensores deberían estar situados suficientemente por encima del nivel medio del techo, a una altura superior a $1{,}5\,z_H$ si fuera posible, a fin de que el aire del techo se mezcle con el de la calle. A la hora de abordar los datos de temperatura del aire obtenidos mediante un sensor situado a gran altura, es difícil extrapolar esos valores en sentido descendente hasta el nivel de la garita, dado que no existen en la actualidad métodos normalizados. Análogamente, no hay un método simple y general que permita extrapolar horizontalmente la temperatura del aire en el palio urbano. Los modelos estadísticos son eficaces, pero obligan a disponer de un gran archivo de observaciones referidas a una red densa, lo cual no siempre es factible.

11.3.2.2 Temperatura en superficie

La temperatura superficial no es una variable habitualmente medida en las estaciones urbanas, pero puede ser muy útil como dato de entrada en los modelos para calcular los flujos. Para conseguir una temperatura superficial representativa es necesario promediar una muestra adecuada de las numerosas superficies, tanto verticales como horizontales, que constituyen una zona urbana. Ello solo es posible mediante teledetección en infrarrojos, o bien gracias a un escáner instalado en una aeronave o en un satélite, o utilizando un pirgeómetro orientado hacia abajo, o uno o más termómetros de radiación cuyo campo de visión conjunto abarque una muestra representativa del distrito urbano. Por consiguiente, para obtener unos resultados exactos, será necesario obtener unas muestras suficientes del observable y conocer su emisividad promedio.

11.3.2.3 Temperatura del suelo y de la calzada

En las áreas urbanas es aconsejable medir la temperatura del suelo. El efecto de isla de calor afecta también al subsuelo de la ciudad, circunstancia que

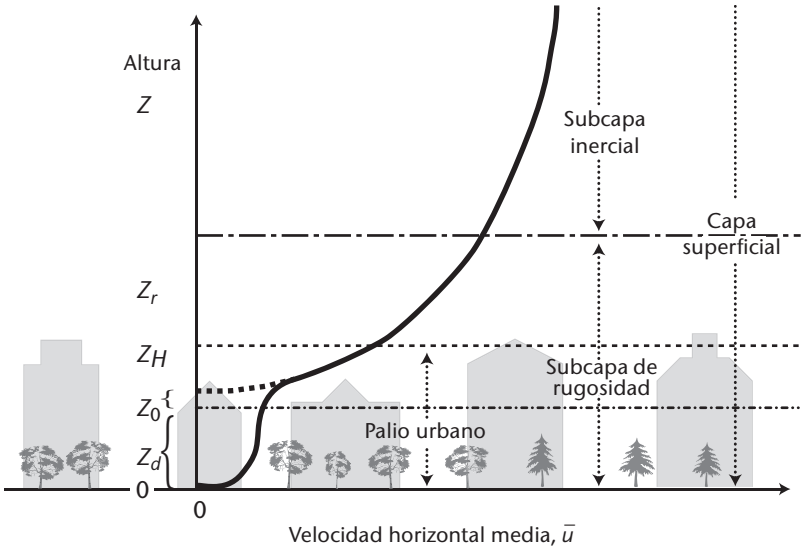


Figura 11.4. Perfil de la velocidad media (espacial y temporal) generalizada del viento $\bar{u}$ en una zona urbana densamente desarrollada, incluida la localización de las subcapas de la capa superficial. Las mediciones en la escala de la altura son la altura media de los elementos de rugosidad (z_H), la subcapa de rugosidad (z_r o altura de mezcla), la longitud de rugosidad (z_0) y la longitud de desplazamiento del plano cero (z_d). La línea discontinua representa el perfil extrapolado de la subcapa inercial, la línea continua representa el perfil real.

podría ser importante para diseñar las conducciones de agua o para la construcción de carreteras. En la práctica, medir esta variable puede resultar una tarea difícil en emplazamientos urbanos muy desarrollados. No siempre se dispone de un terreno desnudo, el perfil del suelo suele estar muy alterado, y en el subsuelo puede haber obstrucciones o artefactos anormalmente cálidos o fríos (por ejemplo, conducciones de agua vacías, llenas o con fugas, alcantarillas, conducciones de calefacción). En áreas urbanas, la medición de la temperatura mínima de la hierba prácticamente no tiene utilidad.

Los sensores de temperatura suelen estar subsumidos en el pavimento de las calles, especialmente en zonas propensas a congelación. Suelen formar parte de las estaciones de vigilancia meteorológica de las autopistas. A menudo es útil disponer de sensores en la calzada situados bajo la zona de rodadura y el centro del carril.

11.3.3 Presión atmosférica

A escala de un área urbana probablemente no será necesario monitorizar la presión atmosférica cuando exista ya una estación sinóptica en la región. Si se incorporan sensores de presión, serán válidas las recomendaciones del capítulo 3 de la parte I. En espacios cerrados y en las proximidades de los edificios existe la posibilidad de un "bombeo" de presión debido a las ráfagas. Asimismo, puede haber diferencias de presión entre el interior y el exterior si el sensor está situado en una habitación con aire acondicionado. Ambas dificultades se pueden atenuar instalando una cabeza estática de presión (véase la parte I, capítulo 3, sección 3.8).

11.3.4 Humedad

Los instrumentos habitualmente utilizados para medir la humedad (capítulo 4 de la parte I) son también válidos en las áreas urbanas. Las directrices indicadas en la sección 11.3.2.1 con respecto al emplazamiento y la exposición de los sensores de temperatura en el palio urbano y por encima de la SCR son también aplicables a los sensores de humedad.

Los entornos urbanos son ostensiblemente más sucios (polvo, aceites, contaminantes). En ellos, hay varios tipos de higrómetros que pueden experimentar degradación o que necesitan de un mantenimiento más cuidadoso. Por consiguiente, si se utilizan métodos psicrométricos, el manguito del bulbo húmedo deberá ser sustituido con mayor frecuencia de lo normal, y habría que procurar que el agua destilada no se contamine. En los higrómetros de cabello, este puede resultar destruido por el aire urbano contaminado; por ello, no se recomienda

su uso durante períodos prolongados. Tanto el espejo de los higrómetros de punto de rocío como las ventanas de los higrómetros de absorción en ultravioleta e infrarrojo deberán limpiarse con frecuencia. Algunos instrumentos se degradan hasta tal punto que los sensores han de ser completamente sustituidos con bastante regularidad. En el palio urbano, el apantallamiento frente al viento hace esencial la ventilación forzada según lo recomendado en la sección 4.2 del capítulo 4 de la parte I al igual que la protección frente a fuentes espurias de radiación solar y de onda larga.

11.3.5 Velocidad y dirección del viento

Las mediciones de la velocidad y dirección del viento son muy sensibles a las distorsiones del flujo a causa de los obstáculos, que alteran el flujo medio del viento y su turbulencia. Este tipo de efectos se manifiestan en todas las escalas utilizadas, e incluyen los efectos del relieve local debidos a picos, valles y escarpes, cambios bruscos de la rugosidad o de la elevación efectiva de la superficie (z_d, véase más adelante), perturbaciones del flujo en torno a grupos de árboles y edificios, y a árboles y edificios individuales, e incluso alteraciones inducidas por el grueso de la torre o del soporte al que va fijado el instrumento.

11.3.5.1 Perfil medio del viento

Sin embargo, si un emplazamiento se encuentra sobre un terreno razonablemente llano, con un alcance suficiente a sotavento de los principales cambios de rugosidad y en una única ZCU con ausencia de edificios anormalmente elevados, debería existir un perfil medio del viento como el indicado en la figura 11.4. La media es tanto espacial como temporal. En el palio urbano no hay que esperar emplazamientos que presenten ese tipo de perfil. Cada ubicación experimenta cambios muy variables de la velocidad y dirección del viento, ya que la corriente de aire interactúa con la configuración de los edificios, calles, patios y árboles. En los cañones urbanos, la configuración del perfil es diferente a lo largo del cañón que a su través (Christen y otros, 2002), y depende de la posición transversal y longitudinal en la propia calle (DePaul y Shieh, 1986). Los gradientes de velocidad del viento son pequeños en el palio urbano, hasta niveles muy cercanos a la superficie. En primera aproximación, el perfil en el palio urbano puede describirse por una curva exponencial (Britter y Hanna, 2003) que coincide con el perfil logarítmico en las proximidades del nivel de los techos (figura 11.4).

En la subcapa inercial es aplicable la teoría de similitud de Monin-Obukhov, y en particular la ley logarítmica:

$$\bar{u}_z = (u_*/k)\{\ln[(z - z_d)/z_0] + \Psi_M(z/L)\} \qquad (11.2)$$

donde u_* es la velocidad de rozamiento; k es la constante de von Kármán (0,40); z_0 es la longitud de rugosidad superficial; z_d es la altura de desplazamiento del plano cero (figura 11.4); L es la longitud de estabilidad de Obukhov ($= -u_*^3/[k(g/\theta_v)Q_H]$, donde g es la aceleración de la gravedad, θ_v la temperatura potencial virtual y Q_H el flujo turbulento de calor sensible); Ψ_M es una función adimensional que refleja la variación de la curvatura del perfil del viento respecto del perfil neutro con mayor estabilidad o inestabilidad[1]. En el caso neutro (generalmente con vientos fuertes y nubes), cuando Ψ_M es igual a la unidad la ecuación 11.2 se reduce a:

$$\bar{u}_z = (u_*/k)\{\ln[(z - z_d)/z_0] \qquad (11.3)$$

Para medir los parámetros del perfil del viento puede utilizarse una formación vertical de anemómetros, o una serie de mediciones del flujo de la cantidad de movimiento o de la rafagosidad mediante anemometría de respuesta rápida en la capa inercial, pero las estimaciones varían con la dirección del viento y son susceptibles de errores (Wieringa, 1996; Verkaik, 2000). Existen también métodos para parametrizar los parámetros del perfil del viento z_0 y z_d en terrenos urbanos (véanse las referencias de Grimmond y Oke, 1999; Britter y Hanna, 2003). Los métodos más simples conllevan una descripción general del uso de la tierra y de los obstáculos (véanse los cuadros 11.1 y 11.2, así como Davenport y otros, 2000; Grimmond y Oke, 1999), o una descripción detallada de las alturas de los elementos rugosos y de su separación mediante un sistema de información geográfica que indique las dimensiones de los edificios y calles, o mediante mapas y fotografías aéreas oblicuas, o bien mediante imágenes tomadas desde el aire o desde satélites, aplicando seguidamente alguna de las fórmulas empíricas (véanse recomendaciones al respecto en Grimmond y Oke, 1999).

Es importante incorporar la altura de desplazamiento z_d en las evaluaciones del perfil del viento urbano. En efecto, ello equivale a establecer una base para el perfil logarítmico del viento que reconozca

1 Para más información sobre L y la forma de la función Ψ_M, consúltese cualquier texto clásico de micrometeorología; por ejemplo: Stull, 1988; Garratt, 1992; o Arya, 2001. Obsérvese que u_* y Q_H deberían ser evaluadas en la capa inercial situada por encima de la SCR.

la envergadura física del palio urbano. Es algo así como establecer una nueva "superficie del terreno" a un nivel superior, donde estará situado el sumidero de la cantidad de movimiento media del flujo (figura 11.4).

Según sea la densidad de edificios y de árboles, este método podría establecer la base del perfil a una altura situada entre 0,5 y 0,8 z_H (Grimmond y Oke, 1999). Por consiguiente, si no se incorpora en los cálculos se obtendrán grandes errores. Para una primera estimación pueden utilizarse las fracciones de z_H indicadas en el cuadro 11.2 (nota b).

11.3.5.2 Altura de medición y exposición

La selección de la altura a la que se efectuarán las mediciones de viento en áreas urbanas plantea serias dificultades. Sin embargo, si se aplican varios principios básicos pueden obtenerse resultados sólidos. La inadecuada ubicación de los sensores de viento en las ciudades es causa de un considerable malgasto de recursos y de esfuerzos, y puede traducirse en cálculos erróneos de la dispersión de los contaminantes. Naturalmente, ese tipo de situaciones plantea también dificultades en terrenos despejados, debido a los obstáculos y a los efectos topográficos. A ello se debe el que la altura estándar de las observaciones de viento en terrenos rurales sea de 10 metros sobre tierra, y no al nivel de la garita, y el que el anemómetro no esté a una distancia horizontal de las obstrucciones inferior a diez veces la altura del obstáculo (parte I, capítulo 5, sección 5.9.2). En los distritos urbanos típicos no es posible encontrar tales ubicaciones; por ejemplo, en una ZCU con edificios y árboles de 10 metros de altura sería necesario un radio no inferior a 100 metros. Si ese emplazamiento existiese, es casi seguro que no sería representativo de la zona. Se ha señalado ya que la SCR, en la que persisten los efectos de los elementos individuales de rugosidad, se extiende hasta una altura de aproximadamente 1,5 z_H en áreas densamente edificadas, y posiblemente superior en lugares menos densamente desarrollados. Por consiguiente, en el distrito utilizado como ejemplo la altura mínima aceptable para el anemómetro no será inferior a 15 metros, en lugar de los 10 metros habituales. Cuando los edificios sean mucho más altos, un anemómetro situado a la altura estándar de 10 metros estaría a un nivel bastante inferior en el palio urbano y, dada la heterogeneidad de la configuración urbana y, por consiguiente, de la estructura del viento, no será realmente muy útil colocar un sensor de viento por debajo del nivel del techo, o incluso en torno a ese nivel.

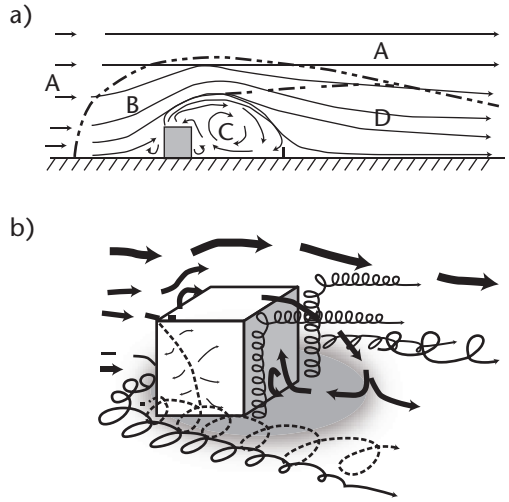


Figura 11.5. Flujo bidimensional típico alrededor de un edificio, con flujo perpendicular a la pared de barlovento a): líneas de corriente y zonas de flujo; A representa la zona no perturbada, B representa la zona de desplazamiento, C representa la cavidad, D representa la estela del flujo (según Halitsky, 1963); y b): flujo y estructuras de vórtice (simplificado según Hunt y otros, 1978).

Gracias a las observaciones mediante túneles de viento y sobre el terreno, se sabe ya que el flujo sobre un obstáculo sólido aislado, como un edificio de gran altura, resulta muy perturbado tanto inmediatamente por encima como a su alrededor. Tales perturbaciones implican alteraciones de las líneas de corriente, la presencia de zonas de recirculación sobre el techo y en la denominada "burbuja" o cavidad situada tras él, y efectos de estela que persisten en el flujo corriente abajo a lo largo de varias decenas de veces la altura del edificio y que afectan a una gran parte del entorno (figura 11.5).

Son muchos los ejemplos de sistemas de anemómetro de veleta mal ubicados en las ciudades. Los datos registrados por tales instrumentos son erróneos, equívocos y posiblemente engañosos si se utilizan para obtener datos de viento en aplicaciones relacionadas con la carga de viento o su dispersión, y malgastan recursos. No se insistirá bastante en que los anemómetros de veleta no deben estar situados en mástiles de escasa altura sobre la cima de los edificios. La velocidad y las direcciones varían enormemente a corta distancia, tanto en sentido horizontal como vertical. Los resultados obtenidos mediante los instrumentos así instalados reflejan escasamente el flujo general y dependen enteramente de los rasgos específicos del propio edificio, de la situación del mástil en la estructura y del ángulo de ataque del flujo contra el edificio. Los flujos de la circulación y del vórtice que pueden apreciarse

en la figura 11.5 significan que, si el mástil está situado delante, sobre el techo o en la zona de cavidad situada detrás de un edificio, la dirección del viento obtenida por las mediciones podría ser muy diferente de la dirección dominante del flujo sin la influencia del clima eólico generado por el propio edificio (es decir, la zona A de la figura 11.5a), y las velocidades serán altamente variables. Para salir de la zona perturbada, los instrumentos de viento deberán instalarse a una altura considerable. Así, por ejemplo, algunos autores han propuesto que la altura de esos sensores fuera superior a la dimensión horizontal máxima del techo principal (Wieringa, 1996). Ello conlleva un sistema de mástil costoso, posiblemente con amarres que abarquen una gran extensión y dificultades para obtener el permiso de instalación. Sin embargo, es el único planteamiento aceptable si se desea obtener unos datos significativos.

Ante esa realidad, los sensores deberían estar instalados de modo que su señal no resulte afectada en gran medida por la estructura de su soporte. Se ofrecen las recomendaciones siguientes:

a) en distritos urbanos con altura y densidad de elementos bajas (ZCU 6 y 7), podrá utilizarse un emplazamiento en el que sea posible aplicar las directrices sobre exposición típica en "paisajes abiertos"; para usar la altura de 10 metros, los obstáculos más cercanos deberían estar como mínimo a una distancia de diez veces su altura desde el anemómetro, y no medirán más de 6 metros de altura, en promedio;
b) en distritos más densamente edificados, con una altura y densidad de elementos relativamente uniformes (edificios y árboles), las mediciones de la velocidad y la dirección del viento deberían realizarse con el anemómetro instalado en un mástil de construcción abierta, a una altura mínima igual a 1,5 veces la altura media de los elementos;
c) en distritos urbanos con edificios altos dispersos, las recomendaciones son las mismas que en b), aunque prestando especial atención para evitar la zona de estela de las estructuras elevadas;
d) no se recomienda efectuar mediciones de la velocidad del viento o de la dirección en áreas densamente edificadas con múltiples estructuras de gran altura, a menos que se utilice una torre muy alta.

Los anemómetros situados en torres de construcción abierta deberían estar instalados en aguilones (brazos transversales) suficientemente largos para mantener los sensores a una distancia no inferior a dos diámetros de torre (preferiblemente tres) respecto del lateral del mástil (Gill y otros, 1967). Los sensores tendrían que estar montados de modo que a través de la torre pase la dirección del flujo menos frecuente. Si ello no fuera posible, o si la construcción de la torre no estuviera muy descubierta, podría ser necesario instalar dos o tres aguilones con sensores duplicados para evitar los efectos de estela y el estancamiento a barlovento producido por la propia torre.

Cuando los mástiles del anemómetro deban ser instalados en edificios altos o aislados, habrá que considerar el efecto de las dimensiones de esa estructura sobre el flujo (véase la parte II, capítulo 5, sección 5.3.3). Para ello, probablemente sea necesario efectuar análisis utilizando túneles de viento, canales de agua o modelos informáticos de dinámica de fluidos específicamente adaptados al edificio en cuestión, incluidos el terreno y las estructuras circundantes.

El objetivo es asegurarse de que todas las mediciones de viento se efectúan a alturas en que sean representativas de la rugosidad superficial a barlovento en la escala local y que estén lo más exentas posible de la influencia perturbadora de las anomalías superficiales a escala local o a microescala. De ahí la importancia de efectuar mediciones exactas a la altura que sea necesaria para reducir el error, en lugar de utilizar alturas estándar. Para ello podría ser necesario separar físicamente el emplazamiento de medición del viento de la ubicación de los demás sistemas de medición. En consecuencia, podrían efectuarse observaciones de viento a distintas alturas en un mismo asentamiento. A tal fin será necesario extrapolar los valores medidos hasta un valor de altura común si se pretende discernir diferencias espaciales, o si los datos van a ser introducidos en un modelo de mesoescala. La extrapolación se consigue fácilmente aplicando el perfil logarítmico (ecuación 11.2) a dos valores de altura:

$$\bar{u}_1/\bar{u}_{ref} = \ln(z_1/z_0)/\ln(z_{ref}/z_0) \qquad (11.4)$$

donde z_{ref} es la altura de referencia seleccionada; z_1 es la altura del anemómetro en el emplazamiento; y z_0 es la longitud de rugosidad de la ZCU. En terreno urbano, es correcto definir la altura de referencia de modo que incluya la altura de desplazamiento del plano cero, es decir, de modo que tanto z_1 como z_{ref} presenten la forma $(z_x - z_d)$, donde el subíndice x representa "1" o "ref". 50 m por encima de la altura de desplazamiento podría ser una altura de referencia apropiada.

Es posible introducir también otras correcciones de la exposición para reflejar distorsiones del flujo, características topográficas y efectos de rugosidad,

con arreglo a lo recomendado en el capítulo 5 de la parte I (véase 5.9.4: Corrección de la exposición). Cabe la posibilidad de que no se puedan efectuar observaciones de viento adecuadas en determinado emplazamiento urbano. En tales casos, siempre será posible calcular el viento a la altura de referencia mediante observaciones efectuadas en otra estación urbana o en el aeropuerto, utilizando el modelo de "transformación logarítmica" de Wieringa (1986):

$$\bar{u}_{zA} = \bar{u}_{zB}\left[\frac{\ln(z_r / z_{0B})\cdot\ln(z_A / z_{0A})}{\ln(z_B / z_{0B})\cdot\ln(z_r / z_{0A})}\right] \qquad (11.5)$$

donde los subíndices A y B hacen referencia al emplazamiento en que se esperan los vientos y al emplazamiento en que se dispone de mediciones de viento normalizadas, respectivamente. La altura de mezcla z_r debería ser o bien $4z_H$ (sección 11.1.1.3), o bien un valor estándar de 60 metros; el método no es muy sensible a este término. También en este caso, si alguno de los emplazamientos contiene elementos de rugosidad densos y altos, la escala de alturas correspondiente debería incorporar z_d.

11.3.5.3 Consideraciones sobre los sensores de viento

Los instrumentos utilizados para medir la dirección y la velocidad del viento, la rafagosidad y otras características del flujo en entornos no urbanos son también válidos en áreas urbanas. En las ciudades, las mediciones de la dirección y la velocidad del viento deberían efectuarse siempre de modo que permitan introducir correcciones de la influencia de la torre en función del acimut. Si se utilizan anemómetros mecánicos de cazoletas, debería llevarse a cabo un mantenimiento más frecuente a causa de la suciedad de la atmósfera y, por esa misma razón, habría que prestar una mayor atención a los engranajes y a la corrosión. Si se efectúan mediciones en el palio urbano, la rafagosidad puede agravar el problema de la velocidad demasiado elevada de las cazoletas, y un apantallamiento excesivo puede dar lugar a que los anemómetros funcionen en torno a su velocidad mínima de umbral o por debajo de ella. Este problema deberá abordarse por medio de un mantenimiento más cuidadoso y, posiblemente, utilizando anemómetros de respuesta rápida, de hélice o sónicos. Los anemómetros de hélice son menos propensos a alcanzar velocidades excesivas, y los sónicos, que no contienen piezas móviles, prácticamente no necesitan mantenimiento. Sin embargo, son costosos y obligan a mantener un registro electrónico y un procesamiento sofisticados, y no todos los modelos funcionan en condiciones de lluvia.

11.3.6 Precipitación

Los instrumentos y métodos utilizados para medir la precipitación que han sido descritos en el capítulo 6 de la parte I son también aplicables a las áreas urbanas. La medición de la precipitación en forma de lluvia o de nieve se presta siempre a errores asociados a la exposición del pluviómetro, especialmente en relación con el campo de viento de sus inmediaciones. Dado el contexto urbano y la alta variabilidad del campo de viento en el palio urbano y en la SCR, se plantean al respecto cuatro problemas principales:

a) la interceptación de la precipitación a lo largo de su trayectoria hasta el suelo causada por superficies colectoras cercanas, como árboles o edificios;
b) la presencia de superficies duras próximas al pluviómetro que pudieran causar salpicaduras, y de objetos situados a mayor altura que pudieran verter precipitación sobre el pluviómetro;
c) la complejidad espacial del campo de viento en torno a los obstáculos en el palio urbano da lugar a una concentración muy localizada o a una ausencia de flujos de aire portadores de lluvia o nieve;
d) las ráfagas de viento, conjuntamente con la presencia física del propio pluviómetro, crean turbulencias anómalas a su alrededor, que dan lugar a una captación superior o inferior a la real.

En el campo, la exposición típica implica la ausencia de obstáculos a distancias inferiores al doble de su altura. En ciertos aspectos, esta condición es menos restrictiva que para las mediciones de temperatura, humedad o viento. Sin embargo, en el palio urbano la actividad turbulenta creada por el flujo en torno a edificios con aristas acentuadas es más intensa que alrededor de obstáculos naturales y puede extenderse a distancias superiores a lo largo de su estela. También en este caso, la alta variabilidad de las velocidades y direcciones del viento sobre el techo de un edificio aconsejan evitar tales emplazamientos.

Por otra parte, a diferencia de las mediciones de temperatura, humedad y viento, el objeto de las mediciones de precipitación no suele ser el análisis de efectos locales, excepto posiblemente en el caso de la intensidad de lluvia. Ciertos efectos urbanos sobre la precipitación pueden desencadenarse a escala local (por ejemplo, a causa de una instalación industrial de gran envergadura), aunque sin manifestarse hasta bastante distancia a sotavento de la ciudad. Las configuraciones características de un área urbana se deberán más probablemente al relieve o a los efectos de la topografía costera.

La selección de un emplazamiento extenso y abierto en una ciudad, que permita cumplir las normas referentes a la exposición, puede resultar aceptable, aunque significará, casi con toda seguridad, que el pluviómetro no compartirá ubicación con los sensores de temperatura del aire, humedad y viento. Aunque estos últimos tienen que ser representativos de la estructura, la cubierta, el tejido y el metabolismo urbanos a escala local en una ZCU específica, no es ese el caso de la precipitación.

Sin embargo, el entorno local del pluviómetro será importante si se desea utilizar la estación para estudiar las configuraciones del tipo de precipitación en el seno del medio urbano. La isla de calor urbana, por ejemplo, ejerce una influencia sobre la existencia de diferentes formas de precipitación; así, la nieve o el aguanieve en la base de las nubes podrían derretirse en la atmósfera urbana, más cálida, y caer en forma de lluvia. Ello podría traducirse en la presencia de nieve en emplazamientos rurales y suburbanos, en tanto que en el centro de la ciudad se registraría lluvia.

Con respecto a los medidores de precipitación en áreas urbanas, se recomienda lo siguiente:

a) Deberían situarse en espacios abiertos de la ciudad donde sea posible cumplir los criterios normalizados de exposición (por ejemplo, campos de actividad deportiva, parques no acotados con baja densidad de árboles, aeropuertos urbanos).
b) Habría que situarlos junto con los instrumentos de viento si se identifica una exposición que sea representativa. Si se exceptúan los emplazamientos con baja densidad de edificación, lo anterior probablemente conlleve instalar el pluviómetro sobre un mástil por encima del nivel de los techos. Con ello, el pluviómetro estará expuesto a una velocidad de viento superior a lo normal, por lo que el error de estimación será mayor que en las proximidades de la superficie, y los datos proporcionados por el medidor deberán ser corregidos. Estas correcciones son factibles si la medición del viento se realiza en el mismo mástil. Ello significa también que se opta por el registro automático, por lo que será necesario verificar el pluviómetro con regularidad para asegurarse de que está en posición horizontal y de que su boca está libre de detritos.
c) No deberían instalarse sobre los techos de los edificios a menos que su exposición tenga lugar a una altura suficiente para evitar la envolvente de viento del edificio.
d) Habría que efectuar la medición de la altura de nieve en emplazamientos abiertos o, si el lugar está edificado, debería obtenerse una muestra espacial de mayor tamaño para tener en cuenta la inevitable deriva en torno a los obstáculos. El muestreo debería abarcar calles orientadas en distintas direcciones.

Los hidrólogos urbanos están interesados en las intensidades de lluvia, especialmente durante los episodios de fuerte temporal. Por consiguiente, serán útiles los pluviómetros de cubeta basculante o de pesaje. La medición de las precipitaciones de lluvia y nieve en áreas urbanas puede beneficiarse del desarrollo de técnicas tales como los pluviómetros ópticos o los radares.

En las ciudades hay también precipitaciones en forma de rocío, hielo y niebla, que pueden tener importancia en el balance hídrico, especialmente para ciertas superficies, y ser útiles para determinadas aplicaciones, como enfermedades de las plantas, actividad de los insectos, seguridad vial o localización de una fuente suplementaria de recursos hídricos. Los métodos descritos en el capítulo 6 de la parte I son apropiados para los emplazamientos urbanos.

11.3.7 **Radiación**

En la actualidad son escasas las mediciones del flujo de radiación que se efectúan en áreas urbanas. Por ejemplo, no hay prácticamente ninguna en el Archivo del inventario de energía mundial del Programa Mundial sobre el Clima ni en el Programa de medición de la radiación atmosférica del Departamento de Energía de Estados Unidos de América. Los emplazamientos en que se mide la radiación suelen estar situados en ubicaciones rurales o apartadas específicamente con objeto de evitar los aerosoles y los contaminantes gaseosos que están presentes en las ciudades y que “contaminan” sus registros. Incluso cuando una estación lleva el nombre de la ciudad, los metadatos suelen revelar que en realidad está situada a bastante distancia de los límites urbanos. Cuando las estaciones se hallan en la zona edificada, probablemente se medirá solo la radiación solar entrante (global), y no se observarán ni las radiaciones entrantes de onda larga ni los flujos con componentes salientes. En su mayor parte, los proyectos experimentales de corta duración centrados específicamente en los efectos urbanos miden tanto las ganancias como las pérdidas de radiación en las ciudades. Todos los flujos de onda corta y larga resultan afectados por las propiedades especiales de la atmósfera y la superficie de las ciudades, y lo mismo cabe decir con respecto al balance de radiación en todas las frecuencias, que

determina de hecho el balance de energía urbano (Oke, 1988*a*).

Todos los instrumentos, calibraciones y correcciones, así como la mayoría de los métodos sobre el terreno descritos en relación con las mediciones de la radiación en emplazamientos no urbanos en el capítulo 7 de la parte I son aplicables a las áreas urbanas. Se mencionarán aquí únicamente las diferencias, o determinadas necesidades o dificultades de carácter urbano.

11.3.7.1 Flujos entrantes

La radiación solar entrante es una variable de forzamiento del clima urbano tan fundamental que su medición debería ser altamente prioritaria cuando se establece o se mejora una estación. El conocimiento de este término, junto con las observaciones estándar de temperatura del aire, humedad y velocidad del viento, más unas simples medidas de la estructura y cubierta del emplazamiento, permiten configurar un sistema de procesamiento meteorológico previo (es decir, el conjunto de métodos y algoritmos utilizados para convertir los campos de observación estándar en las variables de entrada para los modelos, aunque no hayan sido medidas; por ejemplo, flujos, estabilidad, altura de mezcla, coeficientes de dispersión, etc.), como el modelo híbrido de dispersión de penachos (HPDM) (Hanna y Chang, 1992) o el sistema de parametrización meteorológica urbana a escala local (LUMPS) (Grimmond y Oke, 2002), con el fin de determinar otras mediciones mucho más complejas, como las de estabilidad atmosférica, estadísticas de turbulencia, flujos de cantidad de movimiento, calor y vapor de agua. Estas, a su vez, permiten predecir la altura de mezcla y la dispersión de contaminantes (COST 710, 1998; COST 715, 2001). Además, puede utilizarse la radiación solar como alternativa de la actividad diurna de las nubes, y como base para aplicaciones de energía solar, determinación de niveles de luz diurna en edificios, comodidad de los peatones, derechos legislados con respecto a la exposición solar y muchas otras vertientes. En las estaciones automáticas, la incorporación de mediciones de la radiación solar es simple y relativamente barata.

Los requisitos de exposición para piranómetros y otros sensores de flujo entrante se cumplen con relativa facilidad en las ciudades. Se necesita principalmente que el sensor esté nivelado, exento de vibraciones y libre de obstrucciones por encima del plano del elemento detector, tanto fijas (edificios, mástiles, árboles o colinas) como circunstanciales (nubes generadas por salidas de ventilación o penachos de contaminantes). Por consiguiente, lo ideal será, habitualmente, disponer de una plataforma elevada, estable y accesible, como el techo de un edificio alto. Puede que sea imposible evitar la obstrucción, durante cortos períodos de tiempo, del haz directo de radiación solar que llega a los radiómetros orientados al cielo a causa de la presencia de torres, antenas, mástiles o estructuras similares. Si fuera ese el caso, debería documentarse detalladamente la ubicación de la obstrucción y la duración típica de sus efectos sobre el elemento detector (véase la sección 11.4). En el capítulo 7 de la parte I se mencionan varios métodos para corregir estas interferencias. Es también importante asegurarse de que no hay una reflexión excesiva proveniente de paredes de colores muy claros que se extiendan por encima del horizonte local. Es esencial limpiar con regularidad las cúpulas superiores. En entornos con alto nivel de polución, la limpieza podría tener que ser diaria.

Sería también conveniente medir otros flujos de radiación entrante, pero ello dependerá de la naturaleza de la ciudad, de las posibles aplicaciones y del costo de los sensores. Tales flujos de radiación (así como sus instrumentos) son: haz solar directo entrante (pirheliómetro), solar celeste difusa (piranómetro provisto de un anillo de sombra o de un disco de sombra sobre una montura ecuatorial), ultravioleta solar (sensores de banda ancha y estrecha, y espectrómetros) y onda larga (pirgeómetro). Todos estos flujos de radiación tienen aplicaciones útiles: haces de luz (coeficientes de extinción de la contaminación), difusa (iluminación diurna en interiores, paneles solares), ultravioleta (agotamiento del ozono y daños a los seres humanos, a las plantas y a los materiales) y onda larga (observación de nubes nocturnas e intensificación del flujo por los contaminantes y por el efecto de isla de calor).

11.3.7.2 Flujos salientes y netos

La reflexión de la radiación solar y la emisión y reflexión de la radiación de onda larga desde la superficie subyacente, así como el resultado neto de los flujos radiantes de onda corta, de onda larga y de todas las longitudes de onda rara vez se monitorizan en las estaciones urbanas actuales. Ello significa que las propiedades destacadas del sistema climático urbano siguen inexploradas. El albedo, que decide si la radiación solar es absorbida por el tejido urbano o reenviada a la atmósfera y al espacio, será un valor desconocido. Se perderá así la oportunidad de invertir la relación de Stefan-Boltzmann y de resolverla para la temperatura radiante en superficie. No se conocerá

la radiación neta, cuyo valor es crítico para el calentamiento y enfriamiento del tejido urbano, ni los intercambios de agua y calor entre la superficie y la capa límite urbana. De estos, los menos conocidos son los datos de radiación neta en todas las frecuencias. Los resultados de un radiómetro neto adecuadamente mantenido son inestimables para configurar un sistema de procesamiento previo como medición alternativa de las nubes.

La principal dificultad para medir con exactitud los términos de la radiación saliente es la exposición del radiómetro orientado hacia abajo para abarcar un área representativa de la superficie urbana subyacente. El área fuente radiativa (ecuación 11.1 y figura 11.2) debería "percibir" idealmente una muestra representativa de las principales superficies que contribuyen al flujo. En los casos de exposición normalizada, definida en las secciones correspondientes del capítulo 7 de la parte I, se considera apropiada para el sensor una altura de 2 m por encima de una superficie de hierba de baja altura. A ese nivel, un 90 por ciento del flujo proviene de un círculo de 12 m de diámetro sobre la superficie. Claramente se necesita una altura mucho mayor sobre un área urbana para obtener muestras de una superficie que contenga una población de facetas superficiales suficiente para ser representativa de sus ZCU. En el caso de un radiómetro situado a una altura de 20 m (en la cima de un mástil alto de 10 m instalado sobre un edificio de 10 m de altura) en un distrito densamente desarrollado, el 90 por ciento del área fuente tendrá un diámetro de 120 m a nivel del suelo. Este valor parecería suficiente para "percibir" varios edificios y carreteras, pero deberá tenerse en cuenta también que el sistema es tridimensional, y no prácticamente llano como la hierba. Al nivel de los techos del ejemplo, el área fuente tendrá ahora solo 60 m de diámetro, y el número de edificios visibles será relativamente pequeño.

Cabe plantearse si el sensor puede percibir una combinación apropiada de superficies climáticamente activas. Esto significa que el sensor no solo deberá percibir un conjunto adecuado de tipos de superficies esquemáticas, sino también muestrear las fracciones apropiadas de las superficies de techos, paredes y suelos, incluidas las fracciones exactas de cada uno de ellos que se encuentran al sol o a la sombra. La tarea no es trivial, y depende de la estructura de la superficie y de la posición tanto del sensor como del sol en el espacio situado por encima de los elementos. Soux, Voogt y Oke (2004) desarrollaron un modelo para calcular esas fracciones en el caso de configuraciones geométricas del tipo urbano relativamente simples. Sin embargo, es necesario seguir investigando para poder disponer de unas directrices específicas respecto a cada uno de los tipos de ZCU. Parece probable que la altura del sensor deba ser *superior* a la de las mediciones de turbulencia. La naturaleza no lineal de los efectos del área fuente radiativa es evidente en la ecuación 11.1 (véase la figura 11.2). La mayor ponderación de las superficies cercanas a la ubicación del mástil significa que el entorno inmediato es lo más relevante. En el ejemplo anterior, de un radiómetro situado a una altura de 20 m sobre un edificio de 10 m de altura, un 50 por ciento de la señal al nivel del techo proviene de un círculo de solo 20 m de diámetro (posiblemente un único edificio). Si el techo de ese edificio, o cualquier otra superficie sobre la que se instale el mástil, tuviera propiedades radiativas anómalas (albedo, emisividad o temperatura), afectará desproporcionadamente al flujo, que debería ser representativo de un área mayor. Por consiguiente, habría que evitar los techos con grandes superficies de vidrio o de metal, o de un color inhabitualmente oscuro o claro, o los diseñados para contener masas de agua estáticas.

A grandes alturas, algunos de los problemas relacionados con los radiómetros orientados hacia abajo son: a) conseguir que el plano del elemento detector esté nivelado; b) conseguir que para grandes ángulos cenitales el elemento detector no "perciba" la radiación solar directa o la radiación entrante de onda larga proveniente del cielo; c) determinar si es necesario corregir los resultados para reflejar la divergencia de flujo radiativo en la capa de aire situada entre la altura del instrumento y la superficie considerada. Para eliminar la radiación espuria de carácter solar o de onda larga en las proximidades del horizonte, podría ser necesario instalar un manguito estrecho que limite el campo visual a unos grados menos de 2π. Para ello será necesario introducir una pequeña corrección en las lecturas, a fin de reflejar la falta de aportación solar difusa (véase el anexo 7.E del capítulo 7 de la parte I, para el caso de un anillo de sombra) o la contribución adicional de onda larga proveniente del manguito.

Los sensores invertidos pueden adolecer de errores, ya que su parte posterior está expuesta al calentamiento solar. Este efecto debería evitarse utilizando algún tipo de apantallamiento y de aislamiento. Puede ser también más difícil mantener la limpieza de las cúpulas del instrumento y limpiar los depósitos de agua o hielo. La imposibilidad de observar la tasa y efectividad de ventilación del instrumento a una altura determinada significa que deberían ser preferibles los instrumentos que no necesitan aspiración. Es conveniente poder abatir el mástil para ocuparse de la limpieza, para la sustitución

del desecante o de las cúpulas de polietileno, y para su nivelación.

Se recomienda:

a) situar los radiómetros orientados hacia abajo a una altura como mínimo igual a la de un sensor de turbulencia (es aconsejable un valor mínimo de $2z_H$), y preferiblemente a mayor altura;
b) que las propiedades radiativas del entorno inmediato del mástil provisto de un instrumento de medición de la radiación fueran representativas del distrito urbano considerado.

11.3.8 Duración de la insolación

Las atmósferas contaminadas de las áreas urbanas reducen las horas de insolación en comparación con los valores en sus inmediaciones o valores de las zonas preurbanas (Landsberg, 1981). Los instrumentos, métodos y recomendaciones sobre exposición indicados en el capítulo 8 de la parte I son aplicables a una estación urbana.

11.3.9 Visibilidad y alcance óptico meteorológico

Los efectos de las áreas urbanas sobre la visibilidad y el alcance óptico meteorológico (MOR) son complejos dado que, aunque los contaminantes tienden a reducir la visibilidad y el MOR en la medida que influyen en la atenuación de la luz y en la intensificación de ciertos tipos de niebla, los efectos de isla de calor y de humedad urbana reducen a menudo la frecuencia e intensidad de la niebla y de las nubes bajas. En la práctica, resulta bastante conveniente disponer de información sobre la visibilidad urbana y el MOR para sectores como la aeronáutica, el transporte fluvial y por carretera, o las comunicaciones ópticas, y, consiguientemente, incorporar esas observaciones en las estaciones urbanas.

En las ciudades, la apreciación visual de la visibilidad no es fácil de llevar a cabo pues, aunque hay numerosos objetos y fuentes luminosas que pueden servir para determinar el alcance, podría resultar difícil obtener una línea de visibilidad directa ininterrumpida a la altura recomendada de 1,5 m. La utilización de una plataforma elevada o del nivel superior de los edificios está considerada como una medida inhabitual, y no se recomienda. Las observaciones cerca del plano del techo pueden verse afectadas también por el centelleo proveniente de los techos calientes, o por el "humeo" del vapor de agua que emana de los techos húmedos cuando se secan, y también por los contaminantes y las nubes de agua liberados por chimeneas y otros conductos de ventilación.

Los instrumentos que miden el MOR (por ejemplo, transmisómetros y dispersómetros) funcionan generalmente bien en las áreas urbanas. Requieren unas trayectorias relativamente cortas, y arrojarán unos resultados satisfactorios si los componentes ópticos se mantienen limpios. Naturalmente, el instrumento deberá estar expuesto en una ubicación que sea representativa de la atmósfera de las inmediaciones, pero los requisitos no son más estrictos que para otros instrumentos situados en el palio urbano. Podría suceder que, para ciertas aplicaciones, fuese de utilidad conocer la variación del MOR con la altura (por ejemplo, para determinar la posición de la cima de niebla o para establecer la base de nubes).

11.3.10 Evaporación y otros flujos

El desarrollo urbano suele dar lugar a una reducción de la evaporación, debido principalmente a la circunstancia de que los elementos edificados sellan la superficie, mientras que la vegetación ha sido eliminada. Sin embargo, en ciertas regiones naturalmente secas la evaporación puede aumentar si el agua se importa de otro lugar y se utiliza para regar la vegetación urbana.

En las áreas urbanas hay muy pocas estaciones de medición de la evaporación. Ello es comprensible, ya que es casi imposible interpretar las mediciones de evaporación realizadas en el palio urbano mediante atmómetros, bandejas de evaporación o lisímetros. Como se explica en el capítulo 10 de la parte I, tales mediciones deberán efectuarse en un emplazamiento que sea representativo de la zona; a una distancia de los obstáculos no inferior a cinco veces su altura, o a diez veces si están agrupados; el emplazamiento no deberá estar situado sobre hormigón ni asfalto, ni excesivamente a la sombra, y estará libre de superficies duras que pudieran causar salpicaduras. Además de estas precauciones, las superficies de los instrumentos deberán actuar como sucedáneos de los sistemas de vegetación o de agua libre. Estas superficies probablemente no sean representativas del entorno en lugares urbanos. Por consiguiente, son receptoras de microadvección, que probablemente forzará la evaporación a unas tasas irrealmente elevadas.

Considérese el caso de una bandeja de evaporación instalada durante un largo período en un emplazamiento semiárido que es después convertido para usos agrarios de regadío y posteriormente invadido

por el desarrollo suburbano, quedando finalmente situado en mitad de un área urbana muy edificada. Su registro de evaporación comenzará en valores muy altos, ya que es una superficie de agua libre en un entorno cálido y seco. Por consiguiente, aunque la evaporación real en el área sea muy baja, la advección forzará unas pérdidas considerables en la bandeja. Dado que la introducción del riego enfría y humidifica las condiciones, las lecturas de la bandeja disminuyen mientras la evaporación real aumenta. En la medida en que el desarrollo urbano invierte considerablemente los cambios ambientales y reduce la velocidad del viento en las proximidades del suelo, las pérdidas de la bandeja aumentan, pero la evaporación real probablemente disminuye. Por consiguiente, a lo largo de esta secuencia la evaporación de la bandeja y la evaporación real se encuentran probablemente en fases opuestas. Durante el período de explotación agraria podría haberse aplicado un coeficiente de bandeja para convertir las lecturas de esta en otras típicas de extensiones de hierba o cultivos. No se dispone de tales coeficientes para convertir la evaporación de la bandeja en evaporación urbana, incluso aunque las lecturas no estén distorsionadas a causa de la complejidad del entorno en el palio urbano. En resumen, no se recomienda utilizar instrumentos convencionales de evaporación en el palio urbano.

Las dimensiones y la heterogeneidad de las áreas urbanas hacen poco práctico el uso de lisímetros de escala completa (por ejemplo, por no poder estar situados a menos de 100 y 150 m de un cambio del entorno). Los microlisímetros pueden determinar la evaporación en ciertas superficies, pero son en cualquier caso específicos de su entorno. Este tipo de dispositivos necesitan un gran cuidado, en particular para renovar la muestra de suelo y evitar la desecación, y no son apropiados para las observaciones de rutina durante largos períodos.

Para obtener información sobre el promedio espacial de evaporación y otros flujos turbulentos (cantidad de movimiento, calor sensible, dióxido de carbono) pueden utilizarse observaciones obtenidas por encima de la SCR. Algunos de esos flujos revisten en áreas urbanas un interés práctico mayor que en muchas áreas no urbanas. Así, es necesario conocer el flujo vertical de la cantidad de movimiento horizontal y las estadísticas y espectros del viento integrales para determinar la carga de viento sobre las estructuras y la dispersión de los contaminantes aéreos. El flujo de calor sensible es un dato de entrada esencial para calcular la estabilidad atmosférica (por ejemplo, el número de Richardson del flujo y la longitud de Obukhov) y el espesor de la capa de mezcla urbana. Se recomienda utilizar métodos de desviación típica o de covarianza turbulenta de respuesta rápida en lugar de métodos de gradiente de perfil. Son apropiados a ese respecto los anemómetros sónicos, los higrómetros de infrarrojos y los analizadores de gas y escintilómetros. Los sensores deberían exponerse de la misma manera que los sensores de viento: por encima de la SCR, pero por debajo de la capa límite interna de la ZCU considerada. También en este caso, tales mediciones se basan en una "huella" del flujo lo suficientemente grande como para que sea representativa del área local considerada.

Si tales mediciones están fuera del alcance de los recursos financieros y técnicos disponibles, un método aceptable para obtener unos valores aéreamente representativos de la evaporación urbana y del flujo de calor puede ser la utilización de un sistema de procesamiento meteorológico previo como el método de limitación de ozono (OLM), el modelo HPDM o el sistema LUMPS (véase la sección 11.3.7). Estos sistemas requieren únicamente observaciones espacialmente representativas de la radiación solar entrante, la temperatura del aire, la humedad y la velocidad del viento, y unas estimaciones generales de las propiedades superficiales medias, como el albedo, la emisividad, la longitud de rugosidad y las fracciones del distrito urbano pobladas de vegetación, edificadas o irrigadas. Evidentemente, las observaciones de velocidad del viento deberán adecuarse a las recomendaciones de la sección 11.3.5. Lo ideal sería que la temperatura del aire y la humedad se observasen por encima de la SCR; sin embargo, si se dispusiera solo de valores del palio urbano, estos serán por lo general aceptables, ya que ese tipo de sistemas no son muy sensibles a estas variables.

11.3.11 Humedad del suelo

El conocimiento de la humedad del suelo urbano puede ser útil, por ejemplo, para los jardineros o para el cálculo de la evaporación. Su importancia térmica en paisajes urbanos queda evidenciada por las configuraciones notablemente diferenciadas que se aprecian en las imágenes térmicas obtenidas por teledetección. Durante el día, cualquier zona con vegetación activa o tierra irrigada es visiblemente más fría que la tierra edificada, pavimentada o desnuda. Sin embargo, el muestreo necesario para obtener unos valores representativos de la humedad del suelo constituye una tarea de enormes proporciones.

Algunos de los problemas que se plantean surgen de la circunstancia de que una gran proporción de

las superficies urbanas están completamente selladas por pavimentos y edificaciones; buena parte del suelo expuesto ha sido muy alterado en el pasado durante las actividades de construcción o tras su abandono después de haber estado destinado a usos urbanos; de hecho, el "suelo" puede estar constituido en gran parte por los escombros de antiguos edificios y material de pavimentación o haber sido importado en forma de suelos o material de relleno procedente de lugares distantes; o bien la humedad del suelo podría estar afectada por las infiltraciones provenientes de fuentes localizadas, como conducciones de agua rotas o alcantarillas, o provenir de operaciones de riego. Todos estos elementos configuran un campo de humedad del suelo urbano muy fragmentado que podría presentar superficies totalmente secas inmediatamente adyacentes a extensiones de césped con exceso de agua. Por consiguiente, aunque es posible hacerse una idea de la humedad del suelo a escala local en áreas de escaso desarrollo urbano, o donde se ha conservado el paisaje seminatural, resulta casi imposible caracterizarlo en la mayoría de los distritos urbanos. También en este caso, podría ser más conveniente utilizar valores rurales que proporcionen un valor de fondo regional, en lugar de carecer completamente de estimaciones de la disponibilidad de la humedad del suelo.

11.3.12 Tiempo atmosférico presente

Si se dispone de observadores humanos o de los instrumentos habituales, la observación de fenómenos del tiempo presente, como escarcha, hielo superficial, niebla, tormentas de polvo o de arena, nubes de embudo y truenos y relámpagos pueden ser de utilidad, especialmente si tienen implicaciones prácticas con respecto a la eficacia o seguridad de las actividades urbanas; por ejemplo, el transporte. Si se dispone de instalaciones de archivo, las imágenes de *webcams* pueden ofrecer evidencias muy útiles de las nubes, de los cambios de corta duración en nubes asociadas a frentes nubosos, de los bancos de niebla que aumentan y disminuyen, de las nubes bajas que se elevan o descienden, y de la llegada de frentes tormentosos de polvo y de arena.

11.3.13 Nubes

Aunque las observaciones de la nubosidad son raras en las grandes áreas urbanas, se trata de una información de gran utilidad. Todos los métodos e instrumentos descritos en el capítulo 15 de la parte I son válidos para las áreas urbanas. El gran número e intensidad de fuentes de luz en las ciudades, junto con una atmósfera neblinosa y, en ocasiones, contaminada hacen más difícil la observación visual. Siempre que sea posible, el lugar de observación debería estar apartado de áreas con iluminación particularmente intensa.

11.3.14 Composición atmosférica

El control de la contaminación atmosférica en los entornos urbanos es cada vez más importante. Sin embargo, se trata de otro campo de especialización, que no será abordado en el presente capítulo. En el capítulo 17 de la parte I se analiza este tema en el contexto más general de la Vigilancia de la Atmósfera Global.

11.3.15 Técnicas de perfilado de la capa límite urbana

Dado que las influencias urbanas afectan a toda la capa límite planetaria (figura 11.1), es necesario utilizar torres y mástiles para obtener observaciones por encima de la SCR si se desea efectuar mediciones a mayor altura. Revisten especial interés los efectos sobre el campo de viento y la estructura vertical de la temperatura, y en particular el espesor de la capa de mezcla y sus efectos combinados sobre la dispersión de los contaminantes.

Todas las técnicas especiales de perfilado descritas en el capítulo 5 de la parte II son de utilidad en las áreas urbanas. Las sondas acústicas (sodares) pueden ser muy útiles; sin embargo, hay que reconocer que adolecen de dos inconvenientes: en primer lugar, sus señales acusan frecuentemente interferencias de diversas fuentes de ruido urbanas (tráfico, aeronaves, actividades de construcción, e incluso cortadoras de césped); y, en segundo lugar, su utilización podría estar prohibida si ocasionan molestias a los residentes. Los radares perfiladores de viento, los sistemas de sondeo radioacústico, los radiómetros de microondas, los perfiladores de temperatura de microondas, los radares láser (lidares) y los nefobasímetros modificados son sistemas adecuados para vigilar la atmósfera urbana siempre que sea posible evitar la interferencia proveniente del nivel del suelo. Análogamente, es también posible utilizar con muy buenos resultados globos de seguimiento de viento, radiosondas para la capa límite (minisondas) y globos cautivos provistos de instrumentos, siempre y cuando las autoridades del tránsito aéreo autoricen su uso. Las torres y mástiles provistos de instrumentos pueden ser un lugar excelente para colocar los sensores por encima del nivel de los techos y en la subcapa inercial, y las

estructuras muy altas pueden permitir efectuar mediciones en la capa de mezcla situada por encima. Sin embargo, es necesario insistir en las precauciones indicadas en la sección 5.3.3 del capítulo 5 de la parte II con respecto a la posible interferencia con las propiedades atmosféricas por parte de la estructura de apoyo. Aunque pudiera parecer que los edificios altos permiten llegar a niveles más altos de la capa límite urbana, a menos que se evalúen enteramente los efectos de interferencia de los obstáculos y que se adopten medidas para evitarlos, la instalación de sensores puede resultar inútil y, probablemente, engañosa.

11.3.16 Observaciones satelitales

La teledetección por satélite con una resolución adecuada en el espectro infrarrojo puede ser aplicable a áreas urbanas extensas; sin embargo, la descripción de esta técnica excede del alcance del presente capítulo. Puede obtenerse cierta información al respecto en el capítulo 8 de la parte II, y se encontrará una exposición del tema en Voogt y Oke, 2003.

11.4 METADATOS

Resulta absolutamente esencial contar con una documentación completa y exacta de los metadatos de una estación (véase el capítulo 1 de la parte I) "para asegurarse de que el usuario de los datos finales no tiene dudas acerca de las condiciones en que estos han sido registrados, recopilados y transmitidos con objeto de extraer conclusiones acertadas de su análisis" (OMM, 2003*a*). Cabe argumentar que esa condición es si cabe más crucial en el caso de las estaciones urbanas, ya que los emplazamientos de este tipo presentan un inusual grado alto de complejidad y, al mismo tiempo, una mayor propensión a los cambios. La complejidad confiere a cada emplazamiento un carácter verdaderamente único, mientras que los emplazamientos adecuados en campo abierto se atienen a un modelo relativamente estándar. La existencia de cambios implica que los controles del emplazamiento son dinámicos y, por consiguiente, será necesario actualizar con frecuencia la documentación. En la figura 11.6 se ha supuesto que se cumplen todos los requisitos mínimos estipulados en OMM (2003*a*) con respecto a los metadatos de una estación, y que se aplicarán algunas o todas las prácticas más eficaces recomendadas en esa publicación. Se insiste aquí en las características urbanas especiales que hay que incluir en los metadatos, particularmente en las categorías de "entorno local" y "sucesos históricos".

11.4.1 Entorno local

Como se ha explicado en la sección 11.1.1, las estaciones urbanas conllevan la exposición de instrumentos tanto en el palio urbano como por encima de él. Por consiguiente, la descripción de sus inmediaciones deberá abarcar tanto la microescala como la escala local. Según OMM (2003*a*), con algunas adaptaciones para caracterizar el entorno urbano, se recomienda registrar la información descriptiva siguiente con respecto a la estación:

a) Un mapa de escala local o mesoescalar (~ 1:50 000) como el de la figura 11.6(a), actualizado conforme sea necesario para describir las variaciones del desarrollo urbano en gran escala (por ejemplo, conversión de terrenos sin edificar en viviendas, construcción de un centro comercial o de un aeropuerto, construcción de nuevos edificios de gran altura, tala de un área boscosa, drenaje de un lago, creación de un estanque de retención). Lo ideal sería aportar también una fotografía aérea del área y un mapa esquemático simple (a escala 1:500 000 o 1:1 000 000) para indicar la ubicación de la estación con respecto al resto de la región urbanizada (figuras 11.6 b) y c)) y cualquier accidente geográfico importante, como grandes masas de agua, montañas y valles, o cambios del tipo de ecosistema (desierto, pantano, bosque). Una fotografía aérea oblicua puede resultar especialmente útil, ya que permite apreciar también la altura de los edificios y de los árboles. Si fuera posible, sería también útil incluir imágenes aéreas o satelitales en el espectro infrarrojo de los controles importantes del microclima. Así, las superficies relativamente frías durante el día suelen indicar la existencia de humedad o de materiales con una emisividad superficial anómala. Las zonas más calientes de lo normal pueden estar muy secas o presentar un albedo bajo o un aislamiento muy eficaz. Durante la noche, el frío relativo indica un buen aislamiento, mientras que el calor relativo indica la situación contraria, o bien un material con una admitancia térmica elevada que emite calor almacenado durante el día, o una fuente anómala de calor antropógeno. Puede obtenerse una idea de las clases de rugosidad de la ZCU y de Davenport consultando los cuadros 11.1 o 11.2.
b) Un mapa esquemático en microescala (~ 1:5 000) que cumpla las directrices sobre metadatos, actualizado todos los años (figura 11.7 a)).
c) Una cartografía del horizonte obtenida de un reconocimiento efectuado con ayuda de un clinómetro y de una brújula en un círculo en torno a la garita (como puede verse en el gráfico de la parte inferior de la plantilla, figura 11.7 a),

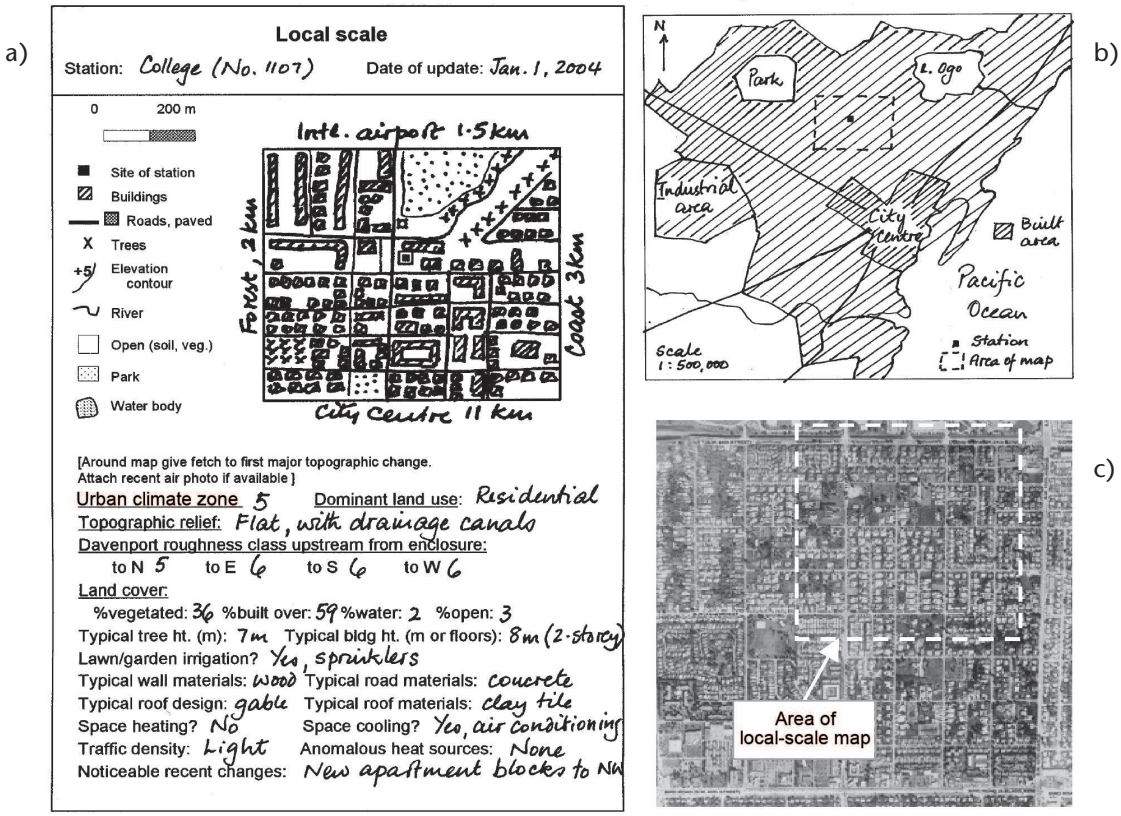


Figura 11.6. Información mínima necesaria para describir el entorno a escala local de una estación urbana formada por: a) una plantilla para documentar el emplazamiento local; b) un mapa croquis para situar la estación en la región urbana más amplia; y c) una fotografía aérea.

así como en la fotografía tomada con un objetivo de "ojo de pez" obtenida apuntando verticalmente al cénit con la parte posterior de la cámara colocada sobre el suelo cerca de la garita, pero sin llegar a permitir que esta bloquee parte alguna del cielo (figura 11.7 b)). Si no se dispone de una lente de ojo de pez, un método más simple consiste en tomar una fotografía de un reflector hemisférico (figura 11.7 c)). Esta debería actualizarse todos los años, o con mayor frecuencia si hubiera variaciones notables de la obstrucción del horizonte, por ejemplo a causa de la construcción o demolición de un nuevo edificio cercano, o de la tala de árboles.

d) Fotografías tomadas desde los puntos cardinales del recinto de instrumentos, y de otras ubicaciones y torres de instrumentos.

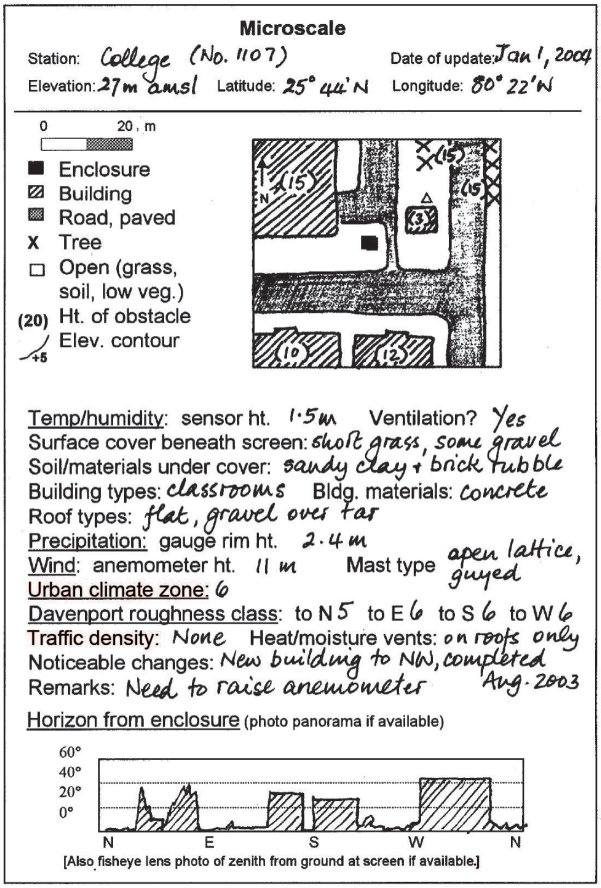
e) Un esquema en microescala del recinto de instrumentos, actualizado cada vez que se reubiquen los instrumentos o sobrevengan otros cambios importantes.

f) Si algunas de las mediciones en la estación (viento, radiación) han sido obtenidas a distancia del recinto (en mástiles, techos o lugares más abiertos), se repetirán los pasos b) a d) anteriores para cada emplazamiento.

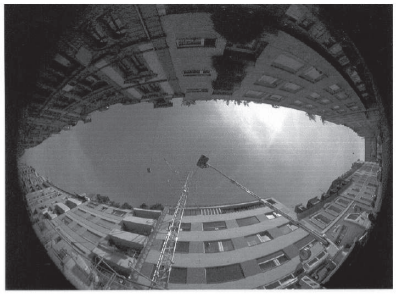
11.4.2 Evolución histórica

Los distritos urbanos están sujetos a numerosos factores de cambio, como las ordenanzas municipales que modifiquen los tipos de uso de la tierra permitidos en esa área, la altura de los edificios o los materiales y técnicas de construcción aceptables, o bien ordenanzas sobre el medio ambiente, el riego o las normas de tráfico. Las iniciativas de planificación centralizada para la renovación urbana pueden dar lugar a alteraciones muy radicales. Sobrevienen también alteraciones orgánicas de la naturaleza de un distrito con la inmigración o emigración de grupos de población, o cuando un barrio se pone en boga o se pasa de moda como lugar de residencia o de trabajo. El área urbana puede ser un centro de conflicto y destrucción. Este tipo de acontecimientos debería documentarse, con el fin de que los usuarios posteriores de los datos tengan información sobre el contexto de los cambios que podría experimentar el clima urbano.

a)



b)



c)

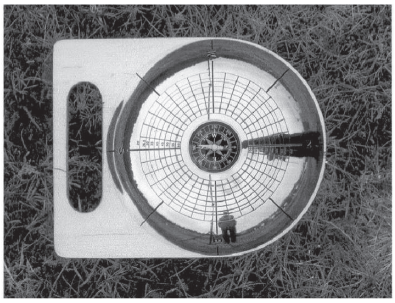


Figura 11.7. Información necesaria para describir los entornos a microescala de una estación climática urbana; a) plantilla para archivo de metadatos; b) ejemplo de una fotografía tomada con un objetivo de "ojo de pez" de un cañón urbano que ilustra una obstrucción horizontal; y c) reflector hemisférico de la Oficina Meteorológica de Reino Unido situado sobre un pluviómetro.

11.4.3 Observancia de otras recomendaciones de la OMM

Todas las demás recomendaciones de la OMM sobre la documentación de los metadatos, incluidos los identificadores de estación, los datos geográficos, la exposición de los instrumentos, los tipos de instrumentos, la instalación y apantallamiento de estos, el registro y transmisión de datos, las prácticas de observación, el almacenamiento y accesibilidad de los metadatos y el procesamiento de los datos deberían ser observadas en las estaciones urbanas.

11.5 EVALUACIÓN DE LOS EFECTOS URBANOS

El estudio del tiempo y el clima urbanos ofrece una perspectiva prácticamente única en su género. La ciudadanía siente curiosidad por conocer el papel que desempeñan los seres humanos en la modificación de la atmósfera de las ciudades. Por ello, a diferencia de lo que ocurre en otros entornos de interés, en los que basta con estudiar la atmósfera por sí misma, en las áreas urbanas hay interés por conocer los efectos. Ello conlleva una evaluación de los posibles cambios de las variables meteorológicas a medida que se desarrolla el área urbana, en comparación con lo que habría sucedido si no se hubiera creado el asentamiento. Esta cuestión es esencialmente imposible de responder una vez instalado este y, si el asentamiento no existiera, el paisaje podría perfectamente haber evolucionado en otra dirección (por ejemplo, como consecuencia de otras actividades humanas, como la agricultura o la silvicultura). Por consiguiente, la evaluación de los efectos urbanos está sembrada de dificultades metodológicas y no es posible conocer una "verdad", sino solo aproximaciones sustitutivas. A la hora de establecer una estación urbana, tanto con carácter individual como formando parte de una

red, se recomienda tener muy en cuenta el análisis de Lowry (1977) y de Lowry y Lowry (2001) para evaluar los efectos urbanos sobre el tiempo y el clima.

11.6 RESUMEN DE LAS CONSIDERACIONES CLAVE CON RESPECTO A LAS ESTACIONES URBANAS

11.6.1 Principios prácticos

Al establecer una estación urbana, las rígidas directrices aplicables a las estaciones climáticas son frecuentemente inapropiadas. Será necesario aplicar principios orientativos en lugar de reglas, y adoptar una perspectiva flexible. En muchos casos, ello equivaldrá a adoptar diferentes soluciones para propiedades atmosféricas distintas, y puede implicar que no todas las observaciones asociadas a un "emplazamiento" hayan sido efectuadas en un mismo lugar.

Dado que el entorno de las estaciones urbanas suele evolucionar a medida que avanza el desarrollo, la actualización frecuente de los metadatos es tan importante como los datos meteorológicos obtenidos. Sin una descripción adecuada de la estación es imposible vincular las mediciones al terreno circundante.

11.6.2 Selección del emplazamiento

Un primer paso esencial al seleccionar los emplazamientos para una estación urbana consiste en evaluar la naturaleza física del terreno urbano mediante una clasificación de las zonas climáticas. Ello permitirá identificar áreas de homogeneidad.

Una extensión urbana está constituida por varios tipos de terreno urbano. Para tener una idea descriptiva del clima de un asentamiento se necesitan múltiples estaciones. Habría que seleccionar emplazamientos que previsiblemente obtengan muestras de aire relativamente homogéneas en terrenos urbanos y que sean, por consiguiente, representativas de una única zona climática. Deberá procurarse que los efectos microclimáticos no interfieran en el objetivo de medición del clima a escala local.

11.6.3 Mediciones

Con respecto a las mediciones, habría que tener en cuenta los importantes aspectos siguientes:

a) Las mediciones de temperatura del aire y de humedad obtenidas en el palio urbano pueden ser localmente representativas si se selecciona cuidadosamente el emplazamiento. Si se observan estas variables por encima del nivel de los techos, y en particular por encima de la SCR, no existirá un vínculo entre ellas y las del palio urbano.
b) Las mediciones de viento y del flujo turbulento deberían efectuarse por encima de la SCR, pero dentro de la capa límite interna de la ZCU seleccionada. Tales mediciones deberán establecer que la "huella" superficial que contribuye a las observaciones sea representativa de la zona climática. En el caso del viento, es posible vincular el flujo a ese nivel con el experimentado dentro del palio.
c) Las observaciones de precipitación pueden efectuarse o bien cerca del suelo en un emplazamiento sin obstrucciones, o bien por encima de la SCR, introduciendo correcciones acordes con las mediciones en paralelo del viento.
d) Con la excepción de las mediciones de la radiación solar entrante, deberán evitarse los emplazamientos sobre techos, a menos que los instrumentos estén expuestos sobre un mástil elevado.
e) Las mediciones de los flujos de las radiaciones neta y ascendente deberán efectuarse a alturas que permitan muestrear adecuadamente todos los tipos de superficie y orientaciones típicas de la zona.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Arya, P. S., 2001: *Introduction to Micrometeorology*. Academic Press, Nueva York.

Auer, A. H. Jr, 1978: Correlation of land use and cover with meteorological anomalies. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 17, número 5, págs. 636 a 643.

Britter, R. E. y S. R. Hanna, 2003: Flow and dispersion in urban areas. *Annual Review of Fluid Mechanics*, volumen 35, págs. 469 a 496.

Christen, A., 2003: (comunicación personal). Institute of Meteorology, Climatology and Remote Sensing, Universidad de Basilea.

Christen, A., R. Vogt, M. W. Rotach y E. Parlow, 2002: *First results from BUBBLE I: Profiles of fluxes in the urban roughness sublayer. Proceedings of the Fourth Symposium on Urban Environment* (Norfolk, Virginia), American Meteorological Society, Boston, págs. 105 a 106.

COST-710, 1998: *Final Report: Harmonisation of the Pre-processing of Meteorological Data for Atmospheric Dispersion Models*. Comisión Europea, EUR 18195 EN.

COST-715, 2001: *Preparation of Meteorological Input Data for Urban Site Studies*. Comisión Europea, EUR 19446 EN.

Davenport, A. G., C. S. B. Grimmond, T. R. Oke y J. Wieringa, 2000: *Estimating the roughness of cities and sheltered country. Proceedings of the Twelfth Conference on Applied Climatology* (Asheville, Carolina del Norte), American Meteorological Society, Boston, págs. 96 a 99.

DePaul, F. T. y C. M. Shieh, 1986: Measurements of wind velocity in a street canyon. *Atmospheric Environment*, volumen 20, págs. 455 a 459.

Ellefsen, R., 1991: Mapping and measuring buildings in the canopy boundary layer in ten US cities. *Energy and Buildings*, volumen 16, págs. 1025 a 1049.

Garratt, J. R., 1992: *The Atmospheric Boundary Layer*. Cambridge University Press, Cambridge.

Gill, G. C., L. E. Olsson, J. Sela y M. Suda, 1967: Accuracy of wind measurements on towers or stacks. *Bulletin of the American Meteorological Society*, volumen 48, págs. 665 a 674.

Grimmond, C. S. B. y T. R. Oke, 1999: Aerodynamic properties of urban areas derived from analysis of surface form. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 38, número 9, págs. 1262 a 1292.

—, 2002: Turbulent heat fluxes in urban areas: Observations and a local-scale urban meteorological parameterization scheme (LUMPS). *Journal of Applied Meteorology*, volumen 41, número 7, págs. 792 a 810.

Halitsky, J., 1963: Gas diffusion near buildings. *Transactions of the American Society of Heating, Refrigerating and Air-conditioning Engineers*, volumen 69, págs. 464 a 485.

Hanna, S. R. y J. C. Chang, 1992: Boundary-layer parameterizations for applied dispersion modeling over urban areas. *Boundary-Layer Meteorology*, volumen 58, págs. 229 a 259.

Hunt, J. C. R., C. J. Abell, J. A. Peterka y H. Woo, 1978: Kinematical studies of the flow around free or surface-mounted obstacles: Applying topology to flow visualization. *Journal of Fluid Mechanics*, volumen 86, págs. 179 a 200.

Kljun, N., M. Rotach y H. P. Schmid, 2002: A three-dimensional backward Lagrangian footprint model for a wide range of boundary-layer stratifications. *Boundary-Layer Meteorology*, volumen 103, número 2, págs. 205 a 226.

Kljun, N., P. Calanca, M. W. Rotach, H. P. Schmid, 2004: A simple parameterization for flux footprint predictions. *Boundary-Layer Meteorology*, volumen 112, págs. 503 a 523.

Landsberg, H. E., 1981: *The Urban Climate*. Academic Press, Nueva York.

Lowry, W. P., 1977: Empirical estimation of urban effects on climate: A problem analysis. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 16, número 2, págs. 129 a 135.

Lowry, W. P. y P. P. Lowry, 2001: *Fundamentals of Biometeorology: Volumen 2 — The Biological Environment*. Capítulo 17, Peavine Publications, St Louis, Missouri, págs. 496 a 575.

Nakamura, Y. y T. R. Oke, 1988: Wind, temperature and stability conditions in an east-west oriented urban canyon. *Atmospheric Environment*, 22, págs. 2691 a 2700.

Oke, T. R.,1981: Canyon geometry and the nocturnal heat island: Comparison of scale model and field observations. *Journal of Climatology*, volumen 1, número 3, págs. 237 a 254.

—, 1982: The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, volumen 108, número 455, págs. 1 a 24.

—, 1984: Methods in urban climatology. En: *Applied Climatology* (W. Kirchofer, A. Ohmura y W. Wanner, eds.). Zürcher Geographische Schriften, volumen 14, págs. 19 a 29.

—, 1988*a*: The urban energy balance. *Progress in Physical Geography*, volumen 12, págs. 471 a 508.

—, 1988*b*: Street design and urban canopy layer climate. *Energy and Buildings*, volumen 11, págs. 103 a 113.

—, 1997: Urban environments. En: *The Surface Climates of Canada* (W. G. Bailey, T. R. Oke y W. R. Rouse, eds.). McGill-Queen's University Press, Montreal, págs. 303 a 327.

Organización Meteorológica Mundial, 1983: *Guía de prácticas climatológicas*. Segunda edición, OMM-Nº 100, Ginebra.

—, 1988: *Reglamento Técnico*. Volumen I, OMM-Nº 49, Ginebra.

—, 1995: *Manual de claves*. OMM-Nº 306, Ginebra.

—, 2003*a*: *Guidelines on Climate Metadata and Homogenization* (E. Aguilar, I. Auer, M. Brunet, T. C. Peterson y J. Wieringa). Informe Nº 53 del Programa Mundial de Datos y Vigilancia del Clima (PMDVC), WMO/TD-No. 1186, Ginebra.

—, 2003*b*: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 544, Ginebra.

—, 2006*: Initial Guidance to Obtain Representative Meteorological Observations at Urban Sites* (T. R. Oke). Informe Nº 81 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1250, Ginebra.

Peterson, T. C., 2003: Assessment of urban versus rural in situ surface temperatures in the contiguous United States: No difference found. *Journal of Climate*, volumen 16, págs. 2941 a 2959.

Rotach, M. W., 1999: On the influence of the urban roughness sublayer on turbulence and dispersion. *Atmospheric Environment*, volumen 33, págs. 4001 a 4008.

Schmid, H. P., 2002: Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: A review and perspective. *Agricultural and Forest Meteorology*, volumen 113, número 1, págs. 159 a 183.

Schmid, H. P., H. A. Cleugh, C. S. B. Grimmond y T. R. Oke, 1991: Spatial variability of energy fluxes in suburban terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, volumen 54, número 3, págs. 249 a 276.

Soux, A., J. A. Voogt y T. R. Oke, 2004: A model to calculate what a remote sensor 'sees' of an urban surface. *Boundary-Layer Meteorology*, volumen 111, págs. 109 a 132.

Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Verkaik, J. W., 2000: Evaluation of two gustiness models for exposure correction calculations. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 39, número 9, págs. 1613 a 1626.

Voogt, J. A. y T. R. Oke, 2003: Thermal remote sensing of urban climates. *Remote Sensing of Environment*, volumen 86, número 3, págs. 370 a 384.

Wieringa, J., 1986: Roughness-dependent geographical interpolation of surface wind speed averages. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, volumen 112, número 473, págs. 867 a 889.

—, 1993: Representative roughness parameters for homogeneous terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, volumen 63, número 4, págs. 323 a 363.

—, 1996: Does representative wind information exist? *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, volumen 65, número 1, págs. 1 a 12.

CAPÍTULO 12

MEDICIONES METEOROLÓGICAS VIARIAS

12.1 CONSIDERACIONES GENERALES

12.1.1 Definición

Las mediciones meteorológicas viarias son particularmente útiles en países donde la transitabilidad invernal de la infraestructura de transporte ejerce una gran influencia sobre la economía nacional. En algunos países habrá, además, otros factores de riesgo en las carreteras como las tempestades de polvo o las erupciones volcánicas. La seguridad y eficacia del transporte por carretera resulta afectada negativamente por las condiciones que se indican a continuación, que influyen en los aspectos de velocidad, distancia entre vehículos, adhesión de los neumáticos o eficacia de frenado: escasa visibilidad (precipitación intensa, niebla, humos, tempestades de arena), vientos fuertes, inundaciones en superficie, socavones, nieve, precipitación engelante y hielo.

12.1.2 Finalidad

El cometido del responsable de una red viaria es asegurar un tráfico óptimo, seguro y fluido en las vías principales. Las decisiones prácticas sobre la emisión de información meteorológica y sobre la puesta en marcha de las operaciones de deshielo y limpieza de nieve dependerán de las observaciones meteorológicas viarias, que son cada vez más habituales en las estaciones meteorológicas automáticas (EMA) especializadas. Aunque estas estaciones deberían adecuarse en la medida de lo posible a las normas de exposición de los sensores y de medición aplicadas en las EMA convencionales (véase el capítulo 1 de la parte II), tendrán características específicas en consonancia con sus funciones, su ubicación y sus requisitos de medición.

En las estaciones meteorológicas viarias, que apoyan mediante datos la toma de decisiones sobre el transporte, la fiabilidad es un elemento decisivo: cada estación se ocupará del entorno inmediato de las vías importantes y de alta densidad, y se encargará de suministrar datos para las operaciones de rutina de predicción meteorológica y para la generación de alarmas automáticas. Así, la fiabilidad y el mantenimiento del equipo, el suministro de energía, la continuidad de las comunicaciones y la integridad de los datos son, todos ellos, elementos importantes a la hora de seleccionar, establecer y gestionar la red de mediciones meteorológicas. Estas consideraciones ponen de manifiesto los beneficios que reportaría una colaboración eficaz entre los servicios de gestión viaria y el Servicio Meteorológico e Hidrológico Nacional (SMHN).

12.1.3 Requisitos meteorológicos viarios

Este capítulo debería ayudar a normalizar las mediciones meteorológicas viarias utilizando un método lo más acorde posible con las normas comunes de la OMM. Sin embargo, los usuarios que deseen utilizar ese tipo de mediciones para otras aplicaciones meteorológicas deberán tener en cuenta que hay importantes desviaciones, por ejemplo en la exposición de los sensores.

Las necesidades de los responsables de una red viaria abarcan cuatro grandes aspectos (OMM, 1997; 2003*a*):

a) *Observación de la meteorología viaria en tiempo real*. El objetivo práctico es, por una parte, informar a los usuarios de las carreteras de los riesgos (previstos o en tiempo real) que probablemente deberán afrontar en las rutas indicadas y, por otra parte, emprender una serie de actuaciones encaminadas a mejorar la seguridad viaria; por ejemplo, despejando la nieve o aplicando agentes químicos anticongelantes.
b) *Mejora de las predicciones de la temperatura en la superficie del pavimento*. Las mediciones de las EMA viarias son los datos de mayor importancia para los programas que utilicen los SMHN con el fin de predecir la temperatura y el estado del pavimento. Estos organismos disponen de los medios para asegurar la continuidad y puntualidad de las observaciones y del servicio de predicción. En la práctica, los predictores disponen de dos herramientas. La primera es un modelo informático que permite transponer una predicción de las condiciones atmosféricas para obtener una predicción de la temperatura superficial del pavimento, teniendo en cuenta las características físicas de cada estación. La segunda herramienta consiste en la aplicación de un algoritmo basado en un estudio climatológico específico de la superficie del pavimento.

c) *Base de datos sobre el clima viario*. La creación de una base de datos climatológicos viarios es importante, ya que la evaluación de la situación meteorológica existente en una ubicación provista de los instrumentos adecuados permite frecuentemente a los responsables experimentados de las redes viarias utilizar el modelo climático para transponer los datos a otras ubicaciones que ellos conocen bien. En algunos casos, será posible obtener valores de la huella térmica para modelizar esa relación espacial. El registro de los datos meteorológicos viarios será útil para analizar alteraciones invernales precedentes y para efectuar estudios climatológicos específicamente viarios. Los SMHN pueden rellenar las lagunas de datos y comparar mediciones provenientes de diferentes fuentes, sometiéndolas a un proceso de garantía de la calidad.

d) *Datos fiables*. Los responsables viarios no necesitan unas mediciones muy exactas (a excepción de la temperatura superficial de la carretera). Lo que necesitan es que los datos sean lo más fiables posible. En otras palabras, los datos deberán reflejar de manera coherente la situación real, y los dispositivos de medición tendrán que ser robustos. Con frecuencia, la continuidad de las comunicaciones y del suministro eléctrico son aspectos de la mayor importancia.

12.2 ESTABLECIMIENTO DE UNA ESTACIÓN METEOROLÓGICA VIARIA

12.2.1 Mediciones representativas normalizadas

Los requisitos generales aplicables a las estaciones meteorológicas, a su emplazamiento y al tipo y frecuencia de sus mediciones se definen en OMM (1988; 2003*a*). Cuando se establezca una estación meteorológica viaria, se recomienda atenerse lo más estrictamente posible a esas normas y al resto del material pertinente de la presente Guía, con el fin de obtener unas mediciones normalizadas y representativas que puedan ser relacionadas con las de otras estaciones viarias de la red y con los datos obtenidos de estaciones sinópticas o climatológicas normalizadas, excepto en aquellos casos en que las mediciones de variables meteorológicas específicamente viarias requieran otras normas, por ejemplo en lo referente a la exposición de los sensores. Podrá obtenerse información sobre la ubicación y densidad óptima de las estaciones en la oficina local del SMHN, que tendrá acceso a los datos climatológicos de la región.

Los emplazamientos de las estaciones meteorológicas se seleccionan de modo que representen adecuadamente una región geográfica determinada. La estación meteorológica viaria estará ubicada de modo que represente óptimamente una parte de la red de carreteras o un tramo particular de una carretera importante expuesta a factores de riesgo meteorológico o de otro tipo. Por ello, la estación deberá ser adyacente a la carretera, de modo que sea posible instalar sensores en la superficie de esta, siendo necesario en algunos casos encontrar una solución intermedia con respecto al emplazamiento y la exposición "ideales" en términos meteorológicos. Los sensores quedarán instalados de modo que su exposición permita representar de la mejor manera posible en el espacio y en el tiempo la variable que se desea medir, sin interferencias indeseadas de elementos secundarios. Por lo general, los emplazamientos inmediatamente adyacentes a la calzada deberían ser llanos, con hierba de baja altura, y exentos de sombras de edificios o árboles.

12.2.2 Metadatos sobre la estación

En todos los casos, será importante documentar detalladamente tanto la ubicación como las características del emplazamiento, y especificar las características del equipo y de los sensores, en particular mediante planos y fotografías del emplazamiento. Estos metadatos (capítulo 1 de la parte I y capítulo 1 de la parte III) serán inestimables para el funcionamiento de la estación y para comparar la calidad de las mediciones con las de otros emplazamientos.

12.3 VARIABLES OBSERVADAS

12.3.1 Mediciones meteorológicas viarias

En las estaciones meteorológicas viarias, las mediciones importantes para la predicción del estado de las carreteras son: temperatura y humedad del aire, velocidad y dirección del viento, cantidad y tipo de precipitación, visibilidad, radiación global y de onda larga, temperatura y estado de la superficie de la carretera. Algunas de las mediciones obtenidas (por ejemplo, temperatura y humedad) permitirán predecir estados del tiempo de interés para los usuarios, mientras que otras (viento y

visibilidad) podrían indicar la inminencia o presencia real de fenómenos peligrosos; ciertas mediciones (radiación meteorológica, temperatura y estado de la superficie de la carretera) tienen específicamente por objeto predecir el comportamiento de la superficie de la carretera.

La selección de los sensores se hará ateniéndose a su incertidumbre, estabilidad, facilidad de mantenimiento y calibración, y procurando que dispongan de salidas eléctricas que les permitan conectarse con el sistema automático de adquisición de datos. La decisión sobre los sensores y su exposición debería adecuarse a la práctica y recomendaciones estándar de la OMM (véanse los capítulos correspondientes en la parte I de la presente Guía), excepto en aquellos casos en que sean incompatibles con las necesidades específicas de la meteorología viaria. Por lo general, la incertidumbre de las mediciones debería atenerse a los rendimientos indicados en el anexo 1B del capítulo 1 de la parte I. Ténganse también en cuenta las recomendaciones indicadas en el capítulo 1 de la parte II sobre las mediciones de las EMA.

12.3.1.1 Temperatura del aire

El sensor podrá consistir en un termómetro de resistencia eléctrica (de platino, o un termistor estable). El sensor de temperatura del aire, su garita o protección contra la radiación y su exposición deberían adecuarse a las directrices del capítulo 2 de la parte I, instalando la protección a una altura de entre 1,25 y 2 metros sobre hierba de baja altura o sobre un suelo natural.

Precauciones a adoptar: el sensor y la garita no deberían instalarse sobre superficies de hormigón o asfalto que pudieran sobrevalorar la temperatura medida. La protección tendría que estar situada de modo que no quede expuesta a salpicaduras de agua de las ruedas de los vehículos que transitan, que podrían ser causa de importantes errores de medición.

12.3.1.2 Humedad relativa

El sensor higrométrico podrá ser de tipo conductivo o capacitivo, de película delgada (capítulo 4 de la parte I). No se recomienda utilizar un psicrómetro de bulbo húmedo, debido a la contaminación permanente de su mecha por los hidrocarburos. El sensor podrá estar combinado con el sensor de temperatura del aire en la garita de protección contra la radiación, o compartir ubicación con él, siempre y cuando la salida térmica del sensor (autocalentamiento) sea muy baja, con el fin de no influir en la medición de la temperatura.

Precauciones a adoptar: las precauciones en relación con las salpicaduras de agua serán las mismas que para los sensores de temperatura. La efectividad de los sensores de humedad estará sujeta a los efectos de la contaminación de la atmósfera y de los vehículos. Deberían efectuarse con regularidad comprobaciones funcionales de control de la calidad durante la adquisición de datos, y habría que comprobar las calibraciones como mínimo cada seis meses, particularmente antes del comienzo de cada invierno. Los sensores que no respondan correctamente deberán ser sustituidos inmediatamente.

12.3.1.3 Velocidad y dirección del viento

Estas variables suelen medirse mediante un par de sensores de cazoleta y veleta, o por medio de un anemómetro de hélice (capítulo 5 de la parte I) con una salida que genere impulsos o frecuencias. Los sensores estarán instalados a una altura estándar de 10 metros por encima de la superficie del terreno, y en un área despejada y representativa, con el fin de efectuar unas mediciones que no resulten influidas por las alteraciones del flujo de la masa de aire causadas por el tráfico y los obstáculos locales.

Precauciones a adoptar: la congelación de las piezas mecánicas, la penetración de agua, la corrosión y la caída de rayos constituyen factores de riesgo.

12.3.1.4 Precipitación

a) *Precipitación acumulada:* en las estaciones automáticas se utiliza habitualmente el pluviógrafo de cubeta basculante (capítulo 6 de la parte I), que suma incrementos de precipitación de 0,2 mm. Para medir nieve u otros tipos de precipitación sólida pueden utilizarse pluviómetros con dispositivo de calefacción. Podrá estimarse la intensidad de precipitación registrando el número de sucesos a lo largo de un intervalo de tiempo fijo.
Precauciones a adoptar: el pluviómetro deberá mantenerse nivelado, y tanto el embudo como las cubetas estarán limpios y exentos de obstrucciones. El pluviómetro de cubeta basculante no da resultados satisfactorios cuando se desea detectar el comienzo de una lluvia muy fina, o en períodos prolongados de condiciones meteorológicas de congelación. Los totales serán inferiores a los valores verdaderos, debido al

efecto del viento en torno a la boca del medidor, a la evaporación de las cubetas entre descarga y descarga de lluvia, y a las pérdidas entre vaciado y vaciado de la cubeta en condiciones de lluvia intensa.

b) *Presencia y tipo de precipitación:* existen sensores basados en medios electrónicos (en particular, rejillas caldeadas, mediciones por conductancia o capacitancia) para estimar el tipo de precipitación (llovizna, lluvia o nieve) recibida. Los sensores ópticos, que determinan las características de la precipitación (tamaño, densidad y movimiento de las partículas) mediante dispersión de un haz láser semiconductor, ofrecen una mejor discriminación con un costo mucho mayor.
Precauciones a adoptar: estas funciones de detección son muy convenientes en todas las estaciones, pero los tipos de sensores existentes carecen de discriminación y de una reproducibilidad estable. Deberán adaptarse medidas (ciclos de calentamiento) para eliminar la nieve acumulada en la superficie y será necesario limpiar periódicamente los elementos sensibles y las superficies ópticas.
Únicamente deberían instalarse sensores que estén bien documentados y que puedan calibrarse con una referencia apropiada. Si algún sistema utilizara un algoritmo para obtener indirectamente una variable, el algoritmo también debería estar documentado.

12.3.1.5 Radiación meteorológica

a) *Radiación global:* para medir la radiación solar (directa y difusa) recibida por un ángulo sólido de 2π estereorradianes sobre una superficie horizontal debería utilizarse un piranómetro con elementos detectores termoeléctricos o fotoeléctricos (capítulo 7 de la parte I). El sensor tendría que estar situado de modo que carezca de obstrucciones cercanas apreciables por encima del plano del instrumento y esté exento de sombras o de reflexiones luminosas sobre el sensor. Aunque su ubicación debería ser tal que evitase la posibilidad de accidentes que dañasen el sensor, este tendría que ser accesible para su inspección y limpieza. La radiación global medida *in situ* reviste particular interés para el responsable viario pues expresa la cantidad de energía recibida por la carretera durante el día. La relación de la radiación entrante con la temperatura superficial y la inercia de la carretera dependerá de los materiales integrantes y de las dimensiones de la masa del pavimento.
Precauciones a adoptar: se evitará la presencia de obstrucciones en el horizonte del sensor, la inclinación del sensor respecto del plano horizontal, la suciedad en su superficie, la presencia de nieve o escarcha que oscurezcan la cúpula de vidrio o la superficie detectora, y la condensación de agua en el interior de la cúpula de vidrio.

b) *Radiación de onda larga:* podrá utilizarse un pirgeómetro que mida la radiación en infrarrojos mediante una termopila, filtrando el espectro visible. Una vez instalado con el sensor orientado hacia arriba y un horizonte exento de obstrucciones, determinará la radiación de onda larga recibida de la atmósfera, particularmente durante la noche, y ofrecerá una indicación de la nubosidad y, por consiguiente, del enfriamiento radiativo de la calzada. Para las predicciones meteorológicas viarias será adecuado un sensor sensible a un espectro comprendido entre 5 y 50 µm, con una sensibilidad máxima de 15 $\mu V/Wm^{-2}$ y un tiempo de respuesta inferior a 5 segundos.
Precauciones a adoptar: las mismas que para la radiación global.

12.3.1.6 Visibilidad

Podrán utilizarse transmisómetros y dispersómetros frontales (capítulo 9 de la parte I).

Precauciones a adoptar: los responsables viarios están interesados en valores de visibilidad inferiores a 200 metros (el umbral de peligro). Es importante mantener limpias las ventanas de los sensores y las lentes. Algunos sistemas compensarán hasta cierto punto la contaminación de la ventana. Durante el mantenimiento de rutina debería efectuarse una calibración apropiada.

12.3.1.7 Temperatura de la superficie de la carretera

Existen sensores activos basados en una resistencia de platino de 100 ohmios, provistos de transmisión digital en serie, que pueden ser incrustados en la superficie de la carretera. Para la instalación y cableado del sensor, y para su fijación a la superficie de la carretera, deberían seguirse las instrucciones del fabricante. El sensor estará situado a cierta distancia de la línea de rodadura de los neumáticos, ya que en caso contrario su superficie se manchará y las mediciones se verán afectadas por el calentamiento resultante del rozamiento. El sensor estará situado en el plano de la superficie de la carretera,

donde esta no forme depresiones que pudieran acumular agua y afectar a las mediciones. Deberá comprobarse regularmente la posición correcta del sensor.

Precauciones a adoptar: el retardo térmico (constante de tiempo) del sensor y el material donde va incrustado deberían ser compatibles con la composición de la superficie de la carretera. El sensor debería presentar un acabado superficial con bajo poder de absorción en el infrarrojo para minimizar los errores debidos a la radiación. Para longitudes de cable de conexión largas (más de 20 metros), se recomienda una compensación de la resistencia del cable.

12.3.1.8 Temperatura del pavimento

Para determinar las temperaturas del pavimento a 5, 10 y 20 centímetros por debajo de la superficie de la carretera se introducirán los sensores de resistencia eléctrica, adecuadamente revestidos, a las profundidades correspondientes, utilizando el material adhesivo apropiado.

Precauciones a adoptar: las mismas que para la temperatura en la superficie de la carretera.

12.3.1.9 Estado de la superficie de la carretera y temperatura de congelación

Este sensor estima el estado de la superficie de la carretera (sequedad, agua, escarcha o hielo) y la temperatura de congelación del agua residual de la superficie. El circuito de control del sensor calienta este antes de refrigerarlo mediante el efecto Peltier. La velocidad de enfriamiento es función del estado de la superficie y de la temperatura de congelación. Véase también el capítulo 6 de la parte I en lo referente a la presencia de hielo sobre el pavimento. Los datos generados por el sensor deberían proporcionar a los responsables viarios una indicación de la persistencia química de los agentes de deshielo en la ubicación específica del sensor, así como permitirles optimizar las operaciones de diseminación química.

Precauciones a adoptar: el sensor no deberá quedar cubierto por material extraño, o aflorar sobre el nivel de la carretera. Deberá ser limpiado con regularidad. Es difícil conseguir una respuesta del sensor que sea representativa del estado verdadero de la superficie de la carretera, y ello es debido al pequeño tamaño de la muestra, a la ubicación del sensor sobre la superficie de la carretera y a la variabilidad de los métodos de incrustación. La medición dependerá de la densidad del tráfico, y en cualquier caso no será muy estable a lo largo del tiempo. Este tipo de sensor, del que existen pocos modelos alternativos, puede ser difícil de obtener. La teledetección de la temperatura superficial de la carretera mediante sensores térmicos en infrarrojos no suele ser un método práctico, debido a la interferencia de las salpicaduras de agua de los neumáticos de los vehículos. La estimación del riesgo de escarcha en la superficie de la carretera puede mejorar si también lo hace la medición de la temperatura y de la humedad y temperatura atmosféricas en la superficie de la carretera, y por encima de ella, es decir, mejorando la exposición del sensor y reduciendo los errores sistemáticos y aleatorios.

12.3.1.10 Vigilancia mediante vídeo

La vigilancia mediante vídeo es un componente de lo que ha venido a denominarse sistemas de transporte inteligentes. Se utiliza principalmente para detectar incidentes viarios, pero ofrece también indicaciones útiles del tiempo presente con fines de gestión del transporte. Los algoritmos de procesamiento de imágenes ayudarán a discriminar entre diferentes condiciones meteorológicas.

12.4 SELECCIÓN DEL EQUIPO EN UNA ESTACIÓN METEOROLÓGICA VIARIA

El capítulo 1 de la parte II ofrece información que es válida para las aplicaciones de las mediciones meteorológicas viarias. En las secciones siguientes se señalan los problemas experimentados por los responsables de las redes viarias, y particularmente la necesidad de una gran eficacia en aquellos casos en que la seguridad pública es primordial.

12.4.1 El entorno viario

Las estaciones meteorológicas viarias están sujetas a un estrés considerable, debido a la proximidad de la calzada: vibraciones, interferencia del encendido de los vehículos, contaminación por los humos de escape, corrosión causada por la sal anticongelante, y curiosidad indeseada de los transeúntes. En cierto sentido, puede considerarse que la estación opera en un entorno industrial, con todo lo que ello implica en términos de robustez del diseño y de peligro para la integridad de los datos. Algunos problemas frecuentes son: ausencia de protección frente a la sobretensión en los circuitos de interfaz

con los sensores; aislamiento eléctrico inadecuado entre los sensores, sus cables y el dispositivo de adquisición de datos; resistencia de contacto variable de los conectores, que ocasiona una deriva de la calibración; fallos de la medición; y una mayor necesidad de mantenimiento.

12.4.2 Capacidad de procesamiento en estaciones distantes

Al diseñar una EMA se tiende a incorporar una capacidad mayor de procesamiento de datos y un mayor volumen de almacenamiento en la unidad remota de adquisición de datos, con las finalidades siguientes: utilizar algoritmos de procesamiento que actúen sobre varias señales del sensor para generar salidas complejas; proporcionar un cierto grado de garantía de la calidad de los datos; ofrecer sistemas de comunicación bidireccional entre el centro de control y las unidades remotas con fines de diagnóstico, tanto del rendimiento del sensor como de la unidad; y proporcionar nuevos algoritmos de descarga y actualizaciones de los programas informáticos en las unidades remotas. Por otra parte, una red de estaciones distantes que no sean más complejas de lo necesario para la fiabilidad en la adquisición de datos, y un ordenador central de control y adquisición de datos que utilice los algoritmos más complejos y que se encargue de la garantía de la calidad y de la traducción de los códigos (o claves), así como una mayor capacidad de procesamiento orientado a las decisiones de gestión viaria, permitirán disponer de un sistema generalmente más fiable y menos costoso. Se alienta a los planificadores de redes de mediciones meteorológicas viarias a considerar soluciones de equipo flexibles y ampliables con opciones de programación potentes para el procesamiento de los datos de los sensores y el control de los sistemas.

El procesamiento de los datos en la estación podría abarcar: control del ciclo de medición (iniciación, frecuencia, hora y fecha); gestión compleja del sensor (encendido/apagado, régimen de muestreo); procesamiento de la señal del sensor (filtrado, conversión a unidades científicas, algoritmos); comprobaciones de la calidad de los datos; generación de alarmas (variables que rebasen los límites preestablecidos, fallo parcial del sistema, violación de la integridad de la estación); almacenamiento de datos (almacenamiento para períodos cortos y archivo); generación de mensajes de salida (estructura de los códigos o claves, protocolo de comunicaciones); gestión de las comunicaciones; y mantenimiento del recinto de la estación (suministro eléctrico, comprobación de los sensores, comunicaciones).

12.4.3 Configuración de la red y opciones con respecto al equipo

La selección del equipo de la estación, de sus comunicaciones y del control de la red (es decir, la infraestructura de la red) debería reflejar las demandas específicas de la meteorología viaria y los procesos decisorios de los responsables de la red viaria. Las decisiones resultarán afectadas de hecho por la relación existente entre la autoridad de la red viaria y el SMHN local. Así, el organismo de la red viaria podría contratar los servicios de predicción meteorológica del SMHN y el suministro de determinados datos viarios, que los responsables de la red utilizarán para, aplicando sus criterios físicos, adoptar decisiones operativas. En tales casos, sería lógico que las estaciones de la red viaria constituyeran una extensión de la red de EMA del SMHN y que utilizaran unos equipos, comunicaciones y servicios de mantenimiento comunes en la estación, cuidando especialmente de la fiabilidad de la red, e incorporando los sensores especiales, los algoritmos y los programas informáticos necesarios para las tareas meteorológicas viarias. Sin embargo, si tal integración no resultara factible, el organismo viario podría adoptar algunas disposiciones comunes con los sistemas del SMHN para beneficiarse de la experiencia operativa y para el suministro de elementos de equipo y piezas de recambio.

Cuando sea necesaria una red enteramente nueva o diferente, se recomienda adoptar las directrices siguientes para seleccionar el equipo y las comunicaciones destinados a la adquisición de datos. En lugar de crear nuevos equipos y programas informáticos para las mediciones meteorológicas viarias, sería aconsejable utilizar sistemas existentes ya comprobados y fabricados por empresas y fuentes de confianza, introduciendo únicamente las modificaciones necesarias para su aplicación a la red viaria, y beneficiándose de la experiencia y del asesoramiento de otros administradores de la red. El equipo y sus programas informáticos deberían ser modulares, a fin de permitir la incorporación de futuros sensores y la modificación de las especificaciones del sensor. Para facilitar la ampliación de la red al cabo de varios años, sería muy útil que el equipo presentara un diseño normalizado basado en un proceso de fabricación consistente, de modo que las versiones ulteriores sean previsiblemente compatibles con las generaciones precedentes.

12.4.4 Diseño orientado a la fiabilidad

Los módulos de procesamiento de datos deberían reflejar una arquitectura industrial estándar, y

utilizar unos sistemas operativos normalizados y robustos, con un proceso de mejoras adecuadamente gestionado. Las aplicaciones informáticas deberían programarse en un lenguaje estándar, y estar bien documentadas. Para conseguir la fiabilidad deseada, podrán seleccionarse unos componentes y módulos industrializados especiales. Una alternativa más barata consistiría en utilizar diseños comerciales habituales con sistemas redundantes en paralelo o de reserva que garanticen la fiabilidad del sistema. Requerirá particular atención el diseño de la unidad remota de suministro eléctrico. Podría recomendarse un suministro de energía de continuidad asegurada, aunque teniendo presente que los sistemas de comunicaciones dependerán también del suministro eléctrico local.

Sea cual fuere el diseño del sistema, el alojamiento de los componentes electrónicos en una carcasa robusta, resistente a la corrosión, segura, de temperatura uniforme y exenta de polvo y humedad mejorará mucho su fiabilidad. Los conectores que transmiten las señales del sensor deberían ser de alta calidad industrial o militar y estarán adecuadamente protegidos de las tensiones del cable, de la penetración de agua y de la corrosión. El cableado del sensor tendría que estar provisto de una protección conectada a tierra y de un revestimiento aislante robusto e impermeable, y alojado en un conducto.

En el sistema de adquisición de datos habría que procurar evitar el efecto de ruido eléctrico o las interferencias por efecto de los cables del sensor, del suministro eléctrico o de las líneas de comunicación. Esas señales eléctricas indeseadas podrían dar lugar a errores en la señal del sensor y corromper los datos, causando fallos electrónicos, particularmente en los circuitos sensibles de la interfaz. Será necesario prestar atención a: el diseño del aislamiento del sensor y la línea de comunicaciones así como de la protección frente a sobretensiones, y en particular una protección adecuada frente a la electricidad atmosférica; una toma de tierra adecuada para los sensores, los suministros eléctricos, el módem de comunicaciones y las carcasas del equipo; y un apantallamiento con toma de tierra para todas los piezas de la cadena de medición, evitando los bucles de corriente a tierra, que causarán errores de medición.

La realización de unas prácticas de instalación y mantenimiento adecuadas y normalizadas contribuirá en gran medida a la fiabilidad del sistema, relacionada también con el "tiempo medio de reparación", que incluye el tiempo de aviso y desplazamiento del personal de mantenimiento para sustituir los elementos de equipo, tanto de la unidad como de los módulos.

12.5 CODIFICACIÓN (CIFRADO) DE LOS MENSAJES

12.5.1 Funciones de codificación

El mensaje transmitido por la estación meteorológica viaria remota contendrá un identificador de estación, la fecha y hora del mensaje, los datos del canal del sensor, y en particular la identificación del canal, y cierto número de datos de "mantenimiento interno", que podrían consistir en información sobre la seguridad de la estación, el suministro eléctrico, la calibración y otras comprobaciones de la calidad de los datos. Este mensaje estará incorporado en la envolvente del código correspondiente al canal de comunicaciones, y contendrá un encabezamiento de dirección, así como información de control y caracteres de comprobación de redundancia para la detección de errores. La parte del mensaje correspondiente a los datos meteorológicos viarios podrá estar codificada utilizando un método eficaz e inequívoco que permita al ordenador central de control y adquisición de datos descodificar y procesar estos antes de generar una información orientativa que sea comprensible para los responsables de la red con miras a la toma de decisiones.

12.5.2 Codificación (cifrado) estándar de la OMM

Los diseñadores de las redes de mediciones meteorológicas viarias deberían considerar también la utilidad de las claves estándar de la OMM para el cifrado de mensajes (véase OMM, 1995), que permiten a otros usuarios, como los SMHN, recibir los datos y utilizarlos en otras aplicaciones meteorológicas. La codificación de los mensajes podrá efectuarse en la EMA remota, utilizando por consiguiente programas informáticos y sistemas de procesamiento de la estación, o, más probablemente, en el ordenador central de control y adquisición de datos, una vez finalizadas las operaciones de garantía de la calidad.

12.6 ORDENADOR CENTRAL DE CONTROL Y ADQUISICIÓN DE DATOS

Se han indicado ya las funciones del ordenador u ordenadores centrales. Tales funciones consisten

en gestionar la red controlando las comunicaciones (véase la sección siguiente), recibir informes (mensajes meteorológicos viarios, mensajes de mantenimiento interno de la EMA, e información sobre la calidad) y procesar los datos de las mediciones viarias para proporcionar a los responsables de la red la información práctica y las herramientas de decisión que necesiten. La arquitectura de la red podrá estar diseñada de modo que permita al ordenador central actuar como servidor de Intranet o servidor web para facilitar el acceso a esa información de los responsables regionales y de otros usuarios de los datos meteorológicos.

Es probable que se destine un ordenador distinto específicamente para la gestión de la base de datos climáticos de la red viaria y para la elaboración y distribución de análisis y resúmenes estadísticos. En una red sofisticada, el ordenador central gestionará ciertas operaciones de mantenimiento y calibración, modificará los modos de funcionamiento de la EMA y actualizará los programas informáticos de la misma.

12.7 CONSIDERACIONES SOBRE LAS COMUNICACIONES

Es esencial disponer de un servicio de telecomunicaciones fiable que permita a la red de estaciones realizar una gestión eficaz, proporcionando puntualmente al mismo tiempo los datos necesarios. Dado que los gastos de comunicación constituirán una gran parte de los costos de funcionamiento anuales, será importante analizar las opciones de comunicación existentes, de modo que se optimice el costo por mensaje a tenor del servicio deseado. Un examen detallado de las opciones de telecomunicación existentes para la recopilación y gestión de los datos de las EMA viarias excede del alcance del presente capítulo (véase el capítulo 1 de la parte II sobre las directrices de transmisión de datos). La solución adoptada dependerá de los objetivos de gestión de la red meteorológica viaria y de los servicios ofrecidos por los proveedores de telecomunicaciones del país, así como de las correspondientes tarifas.

12.8 PROCESAMIENTO DE LA SEÑAL DEL SENSOR Y GENERACIÓN DE ALARMAS

12.8.1 Algoritmos de procesamiento de la señal

Los datos en bruto de la señal de los sensores deberán ser procesados o filtrados para obtener unos valores medios que sean representativos. Estas operaciones se efectúan en algunos sensores activos, en la interfaz del sensor con la unidad de adquisición de datos, o durante el procesamiento más elaborado de los datos de la estación. En el anexo 1B del capítulo 1 de la parte I se encontrarán las especificaciones necesarias para promediar las señales de salida de los sensores.

Los algoritmos aplicados a las señales de salida (o a los grupos de señales de salida) de los sensores, tanto en la estación distante como en el ordenador central, deberían provenir de fuentes acreditadas, estar rigurosamente comprobados y, a ser posible, haber sido publicados y ser accesibles. Todo algoritmo interno adoptado por la dirección de la red viaria debería estar claramente definido y registrado en los metadatos de la estación o en los manuales de la red.

12.8.2 Generación de alarmas

Cuando los valores exceden de unos límites preestablecidos, las señales de salida de los sensores pueden generar indicaciones de alarma en forma de mensajes de la EMA. Las alarmas y pruebas de límite seleccionados dependerán de las prácticas nacionales o regionales. A continuación se indican algunos ejemplos de alarmas en EMA viarias. Obsérvese la utilización de las combinaciones lógicas "Y" y "O" en los algoritmos.

Ejemplos de alarmas:

Alarma 1: T(aire) O T(superficie de la carretera) 3 °C
Y
T(extrapolada a la superficie de la carretera)[a] ≤ 1 °C
Alarma 2: T(aire) ≤ 0 °C
Alarma 3: Primera condición
T(superficie de la carretera) ≤ 1 °C
O T(extrapolada de la superficie de la carretera) ≤ 0 °C
O T(pavimento a –5 cm) ≤ 0 °C
O T(pavimento a –10 cm) ≤ –1 °C
O T(pavimento a –20 cm) ≤ –2 °C
Y
Segunda condición
La calzada no está seca
O como mínimo una precipitación contabilizada en la última hora
O humedad relativa ≥ 95%
O T(superficie de la carretera) – T(punto de rocío) ≤ 1 °C
Alarma 4: T(superficie de la carretera) ≤ 0 °C
Y
estado detectado: escarcha o hielo oscuro
Alarma 5: Primera condición
Precipitación detectada = nieve o granizo
Y
Segunda condición
T(aire) ≤ 2 °C
O T(superficie de la carretera) ≤ 0 °C

Alarma 6: Promedio de viento ≥ 11 m s^{-1}
Y
Dirección del viento referida al acimut de la carretera, entre 45° y 135° O entre 225° y 315°
Alarma 7: Visibilidad ≤ 200 m

[a] La temperatura extrapolada de la superficie de la carretera se calcula mediante un algoritmo que incorpora las últimas mediciones y crea una ecuación cuadrática. Su valor puede utilizarse para calcular estimaciones de la temperatura durante las 3 horas siguientes.

Será posible incorporar otras alarmas si se detectaran fallos en los sensores, en el formato de los mensajes, en el suministro eléctrico o en las comunicaciones.

12.9 CONTROL DE LA CALIDAD DE LAS MEDICIONES

Una adecuada toma de decisiones de los responsables viarios dependerá de la obtención de mediciones fiables de modo que cuando los sensores, su cableado o interfaces en la EMA fallen, el elemento defectuoso sea detectado y reparado sin un retraso indebido. Para un responsable viario es muy difícil detectar mediciones erróneas. Deberían consultarse a este respecto las directrices sobre control de la calidad del capítulo 1 de la parte II y del capítulo 1 de la parte III. Los programas informáticos del sistema de la EMA pueden detectar fallos importantes del sensor y deberían generar seguidamente una situación de alarma.

12.9.1 Comprobación frente a valores espurios

Los valores de medición no comprendidos en el rango de funcionamiento esperado del sensor (por ejemplo, entre 0° y 359° en el caso de una veleta, y los valores del punto de rocío no superiores a la temperatura del aire) pueden descartarse estableciendo unos límites para cada variable. Los valores nulos debidos al mal funcionamiento, las derivas rápidas o los saltos escalonados en la respuesta del sensor son mediciones inválidas que deben ser descartadas por el programa informático que analiza estadísticamente las mediciones a lo largo del tiempo, o bien en la EMA si esta dispone de capacidad de procesamiento suficiente, o bien en el ordenador central de adquisición de datos. En algunos de los ejemplos siguientes, se compara la desviación típica de los *n* últimos valores con un umbral parametrizado.

Algunos ejemplos de algoritmos de comprobación (solo para mediciones meteorológicas viarias):

a) *Para todas las temperaturas:* los datos serán aceptables solo si la desviación típica de los 30 últimos valores es ≥ 0,2 °C.
b) *Para la velocidad del viento:* los datos serán aceptables solo si la desviación típica de los 20 últimos valores es ≥ 1 km h^{-1}.
c) *Para la dirección del viento:* los datos serán aceptables solo si la desviación típica de los 30 últimos valores es ≥ 10°.
d) *Para la precipitación líquida:* se comprobará la coherencia de la cantidad obtenida con la del día anterior.
e) *Para la precipitación de nieve:* se comprobarán los datos cuando T(aire) > 4 °C.
f) *Para la radiación atmosférica (RA) de onda larga (relacionada con la nubosidad):* se rechazarán los datos si RA > 130 W m^{-2}, si la humedad relativa es mayor que el 97 por ciento y RA > 10 W m^{-2}, y si la humedad relativa es mayor o igual que el 90 por ciento y RA > 10 W m^{-2}, durante cuatro horas sucesivas.

12.10 MANTENIMIENTO DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS VIARIAS

12.10.1 El entorno viario

Con respecto a la inspección, el mantenimiento y la calibración, deberían consultarse el capítulo 1 de la parte I y el capítulo 1 de la parte II. Los capítulos de la parte I contienen información sobre el mantenimiento y la calibración de determinados sensores. Obsérvese, sin embargo, que las EMA viarias están situadas en un entorno con problemas peculiares: vulnerabilidad de la estación y de sus sensores a los daños accidentales o intencionados; exposición a altos niveles de polución de los humos de escape de los vehículos; interferencia eléctrica del encendido de los vehículos y de las líneas eléctricas de alta tensión cercanas; corrosión por salpicaduras de sal; y vibración (que afecta a las conexiones entre sensores y cables).

12.10.2 Planes de mantenimiento y documentación

Las decisiones operativas que afectan a la seguridad viaria pueden depender crucialmente de la fiabilidad de los datos de las EMA, por lo que hay unos requisitos estrictos con respecto al mantenimiento de determinadas estaciones en ciertas fechas del año. Estas consideraciones se describen en el plan

de gestión del mantenimiento de la red, que debería incluir el mantenimiento preventivo de rutina con arreglo a unos plazos, y una respuesta eficaz a las averías conocidas.

La administración de la red viaria debería disponer de un manual de mantenimiento propio para sus estaciones meteorológicas, basado en las recomendaciones del fabricante, en la información obtenida de la presente Guía y en su propia experiencia. Un buen manual contendrá listas de comprobación como ayuda durante la inspección y para las tareas de mantenimiento. La administración podría decidir contratar la labor de inspección y mantenimiento con el SMHN local, quien debería poseer experiencia en ese tipo de instrumentación.

12.10.3 Inspecciones y programas de trabajo

Dos veces al año, cada estación debería someterse a un programa de mantenimiento completo consistente en: mantener el emplazamiento (cortar la hierba y la vegetación que pudiera afectar a la exposición de los sensores); comprobar los recintos por si pudiera penetrar agua, y sustituir los desecantes; tratar y pintar las carcasas, las garitas y los soportes desgastados y corroídos; comprobar la integridad de cables y conectores; limpiar y nivelar los sensores (teniendo presentes las precauciones anteriormente indicadas); y calibrar o sustituir los sensores y la cadena de medición de la EMA.

Los responsables viarios deberían mantener un programa de inspección física que permita comprobar la integridad y el funcionamiento adecuados de sus estaciones una vez al mes en invierno, y una vez cada dos meses en verano. Cuando se efectúen trabajos en la superficie de la carretera, deberán instalarse las señales de aviso reglamentarias, y será preciso utilizar la vestimenta de seguridad aprobada.

12.11 FORMACIÓN

Para gestionar, operar y mantener una red de estaciones meteorológicas viarias con el fin de obtener un flujo continuo de datos fiables y de interpretarlos de manera que aporten información plenamente satisfactoria, será necesario contar con personal formado específicamente en las disciplinas apropiadas. Algunas de ellas son: el medio viario y la adopción de decisiones operativas en el ámbito de la seguridad y la eficacia del tráfico; adquisición, telecomunicación y computación de datos a distancia; selección, aplicación y mantenimiento de sensores meteorológicos y del procesamiento de sus señales; e interpretación de datos meteorológicos y de otro tipo con fines prácticos. La administración responsable de la red viaria debería colaborar con otros organismos en la medida necesaria para cerciorarse de que se mantiene la combinación óptima de conocimientos y formación necesarios para un funcionamiento satisfactorio de la red de mediciones meteorológicas viarias.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Organización Meteorológica Mundial, 1988: *Reglamento Técnico*. OMM-Nº 49, Ginebra.

—, 1995: *Manual de claves*. Volúmenes I.1 y I.2, OMM-Nº 306, Ginebra.

—, 1997: *Road Meteorological Observations* (R. E. W. Pettifer y J. Terpstra). Informe Nº 61 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 842, Ginebra.

—, 2003*a*: *Road Managers and Meteorologists over Road Meteorological Observations: The Result of Questionnaires* (J. M. Terpstra y T. Ledent). Informe Nº 77 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 1159, Ginebra.

—, 2003*b*: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 544, Ginebra.

World Road Association (PIARC), 2002*: Proceedings of the Eleventh PIARC International Winter Road Congress* (Sapporo, Japón).

PARTE III

GARANTÍA DE LA CALIDAD Y GESTIÓN DE LOS SISTEMAS DE OBSERVACIÓN

PARTE III. GARANTÍA DE LA CALIDAD Y GESTIÓN DE LOS SISTEMAS DE OBSERVACIÓN

ÍNDICE

Página

CAPÍTULO 1. GESTIÓN DE LA CALIDAD III.1–1

1.1 Generalidades III.1–1
1.2 La familia ISO 9000, las normas ISO/IEC 17025 e ISO/IEC 2000, y el Marco de gestión de la calidad de la OMM III.1–3
1.3 Introducción de la gestión de la calidad III.1–7
1.4 Acreditación de laboratorios III.1–8
1.5 Herramientas de gestión de la calidad III.1–9
1.6 Factores que afectan a la calidad de los datos III.1–10
1.7 Garantía de la calidad (control de la calidad) III.1–13
1.8 Supervisión del funcionamiento III.1–15
1.9 Homogeneidad de los datos y metadatos III.1–15
1.10 Gestión de redes III.1–17

Referencias y bibliografía complementaria III.1–20

CAPÍTULO 2. MUESTREO DE VARIABLES METEOROLÓGICAS III.2–1

2.1 Generalidades III.2–1
2.2 Series temporales, espectros de potencia y filtros III.2–3
2.3 Determinación de las características de los sistemas III.2–12
2.4 Muestreo III.2–13

Referencias y bibliografía complementaria III.2–17

CAPÍTULO 3. REDUCCIÓN DE DATOS III.3–1

3.1 Generalidades III.3–1
3.2 Muestreo III.3–2
3.3 Aplicación de funciones de calibración III.3–3
3.4 Linealización III.3–3
3.5 Promediado III.3–4
3.6 Variables y estadísticas derivadas III.3–4
3.7 Correcciones III.3–5
3.8 Gestión de la calidad III.3–5
3.9 Compilación de metadatos III.3–5

Referencias y bibliografía complementaria III.3–6

CAPÍTULO 4. PRUEBA, CALIBRACIÓN E INTERCOMPARACIÓN III.4–1

4.1 Consideraciones generales III.4–1
4.2 Pruebas III.4–2
4.3 Calibración III.4–5
4.4 Intercomparaciones III.4–7

Anexo 4.A. Procedimientos para las intercomparaciones mundiales y regionales de instrumentos de la OMM III.4–8

Anexo 4.B. Directrices para organizar las intercomparaciones de instrumentos de la OMM III.4–9

Anexo 4.C. Informes de comparaciones internacionales realizadas bajo los auspicios de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación III.4–14

Referencias y bibliografía complementaria III.4–16

Página

CAPÍTULO 5. CAPACITACIÓN DE ESPECIALISTAS EN INSTRUMENTOS III.5–1

5.1 Introducción III.5–1
5.2 Formación adecuada a las necesidades operativas III.5–2
5.3 Algunos principios generales de formación III.5–3
5.4 El proceso de formación III.5–7
5.5 Recursos de formación III.5–13

Anexo. Centros Regionales de Formación III.5–18

Referencias y bibliografía complementaria III.5–19

CAPÍTULO 1

GESTIÓN DE LA CALIDAD

1.1 GENERALIDADES

El presente capítulo aborda, en términos generales, los sistemas operativos de observación meteorológica de cualquier tamaño o naturaleza. Las directrices que ofrece sobre la gestión de la calidad son aplicables a las grandes redes de estaciones de observación, pero debería entenderse que también son válidas para una sola estación.

Gestión de la calidad

La gestión de la calidad establece los principios y el marco metodológico de las operaciones, y coordina las actividades con el fin de gestionar y controlar una organización en lo referente a la calidad. La garantía y el control de la calidad son los ingredientes de todo sistema eficaz de gestión de la calidad. La garantía de la calidad tiene por objeto infundir confianza en que se satisfarán los requisitos de calidad, y abarca todas las actividades planificadas y sistemáticas que se llevan a cabo en un sistema de gestión de la calidad con el fin de cumplir los requisitos de calidad de un producto o servicio. El control de la calidad está asociado a los componentes que permiten asegurarse del cumplimiento de los requisitos en materia de calidad, y abarca todas las técnicas y actividades operativas utilizadas para cumplir tales requisitos. El presente capítulo está dedicado a la gestión de la calidad en relación con el control y la garantía de la calidad, así como a la acreditación oficial de las actividades en laboratorio, especialmente desde el punto de vista de las observaciones de las variables meteorológicas y atmosféricas.

El examen de la familia de normas ISO 9000 permite comprender el mejor método que hay que seguir durante la introducción de un sistema de gestión de la calidad en un Servicio Meteorológico e Hidrológico Nacional (SMHN); este grupo de normas contiene los procesos mínimos que deberán ser introducidos en un sistema de gestión de la calidad para satisfacer los requisitos de la norma ISO 9001. A continuación se analiza el concepto de gestión total de la calidad con arreglo a las directrices ISO 9004, poniendo de relieve las opiniones de los usuarios y de las partes interesadas, e introduciendo también la norma ISO/IEC 17025. Asimismo, se describen las ventajas que para los SMHN y los Centros Regionales de Instrumentos (CRI) representan la acreditación con arreglo a la norma ISO/IEC 17025, así como un requisito del proceso de acreditación.

Seguidamente se introduce en la discusión la norma ISO/IEC 20000 sobre gestión de servicios en tecnología de la información, puesto que todo sistema de observación incorpora componentes de esa tecnología.

Garantía de la calidad y control de la calidad

Los datos son de buena calidad cuando responden a necesidades tanto explícitas como implícitas. En otro lugar de esta Guía se exponen necesidades explícitas o implícitas de los grados de exactitud, incertidumbre, resolución y representatividad requeridos, principalmente para las aplicaciones sinópticas de los datos meteorológicos, aunque pueden identificarse también necesidades similares para otras aplicaciones. Hay que suponer que un costo total bajo es también una condición, implícita o explícita, para todo tipo de aplicación. La gestión de la calidad tiene por objeto asegurarse de que los datos cumplen las condiciones necesarias (en cuanto a margen de incertidumbre, resolución, continuidad, homogeneidad, representatividad, puntualidad, formato, etc.) para la aplicación deseada, con un costo mínimo viable. Todos los datos medidos son imperfectos pero, cuando su calidad es conocida y demostrable, pueden ser utilizados de manera apropiada.

El suministro de datos meteorológicos de buena calidad no es asunto sencillo, y resulta imposible sin un sistema de gestión de la calidad. Los mejores sistemas de gestión de la calidad actúan de manera continua en todos los elementos del sistema de observación, desde la planificación de la red y la formación hasta la transmisión y el archivo de datos, pasando por la instalación y las operaciones en la estación, y prevén mecanismos de respuesta y de seguimiento en tiempo casi real y con periodicidades más amplias, hasta las revisiones de carácter anual. Los recursos que hay que dedicar para una gestión eficaz de la calidad suponen una parte apreciable del costo de las operaciones en un sistema o red de observación, y suele representar varios puntos porcentuales del costo total. De no mediar este gasto, habrá que considerar los datos como inciertos o de calidad desconocida, y su utilidad será menor.

Un sistema eficaz de gestión de la calidad es aquel que gestiona los vínculos entre la preparación para la recopilación de datos, la propia recopilación de los datos, la garantía de su calidad y su distribución a los usuarios a fin de asegurarse de que el usuario recibe la magnitud solicitada. Para numerosas magnitudes meteorológicas existen varios ciclos de preparación-recopilación-garantía como el anterior entre el lugar de observación y la fase final de distribución al usuario. Es esencial identificar todos esos ciclos y minimizar las posibilidades de divergencia respecto de la magnitud solicitada. Muchos de esos ciclos estarán tan estrechamente vinculados que podrán ser considerados como uno solo. La mayoría de los problemas surgen cuando hay varios ciclos que son tratados de manera independiente entre sí.

Una vez que se obtiene un dato a partir de un proceso de medición, aquel es conceptuado como tal. Posteriormente, otros procesos permitirán verificar su validez como magnitud requerida, utilizarlo en un proceso de ajuste para conseguir la calidad deseada, o rechazar el dato. Sin embargo, ninguno de esos procesos ulteriores modifica el dato del proceso de medición. El control de la calidad es el proceso en virtud del cual se procura tener la seguridad de que los procesos conducentes al dato final distribuido son correctos, y reducir al mínimo las posibilidades de rechazo o de ajuste del dato resultante.

La garantía de la calidad abarca el control explícito de los factores que afectan directamente al dato obtenido y procesado antes de su distribución a los usuarios. En el caso de las observaciones o mediciones, esa función abarca el equipo, la exposición, los procedimientos de medición, el mantenimiento, la inspección, la calibración, la elaboración de algoritmos, la redundancia de las mediciones, la investigación aplicada y la formación. En el sentido de la transmisión de datos, el control de la calidad es el proceso establecido para asegurarse de que, con respecto a aquellos datos que son posteriormente transmitidos o reenviados a la base de datos de un usuario, se han establecido unos protocolos que permiten asegurar que el usuario solo recopila datos de calidad aceptable.

El control de la calidad es el componente más conocido de los sistemas de gestión de la calidad, y constituye el mínimo irreducible de todo sistema. Consta de la totalidad de procesos aplicados para generar confianza y para asegurarse de que los datos producidos tengan la calidad requerida, y abarca también el examen de los datos de las estaciones y de los centros de datos, con el fin, por un lado, de verificar que estos concuerdan con los objetivos del sistema de gestión de la calidad y, por otro, para detectar errores de modo que sea posible marcar los datos poco fiables, corregirlos o, cuando los errores sean manifiestos, suprimirlos. Un sistema de gestión de la calidad debería incorporar procedimientos de retorno de la información a los procesos de medición y de control de la calidad con objeto de evitar la repetición de los errores. La garantía de la calidad puede aplicarse en tiempo real después de la medición, y puede alimentar el proceso de control de la calidad del proceso siguiente de un sistema de calidad aunque, por lo general, tiende a operar en tiempo no real.

El control de la calidad en tiempo real se suele efectuar en la estación y en los centros de análisis meteorológico. El control de la calidad diferido puede realizarse en los centros de análisis, para compilar bases de datos depuradas, y en los centros sobre el clima o bancos de datos, para archivarlas. En todos los casos, los resultados deberían devolverse a los responsables de la gestión de las observaciones, para realizar un seguimiento.

Un componente habitual del control de la calidad es la vigilancia de la calidad o supervisión del funcionamiento, que es una actividad en tiempo no real consistente en examinar la efectividad de la red o del sistema de observación para detectar tendencias y deficiencias sistemáticas. Suele encomendarse a la oficina que dirige y se responsabiliza de la red o del sistema, y que puede prescribir cambios del equipo o de los procedimientos. Estos aspectos suelen estar bajo la responsabilidad del administrador de la red, en colaboración con otros especialistas, si procede.

En la actualidad, la calidad de los datos se plantea atendiendo a las ventajas que supone un sistema completo de garantía de la calidad, que incluye procedimientos orientados a una interacción continua entre todas las partes implicadas en el sistema de observación, incluidos los máximos responsables y otros como, por ejemplo, los diseñadores y formadores, que de otro modo habrían adoptado un papel secundario en las operaciones relacionadas con la calidad tras la recopilación de los datos. Los procedimientos formales prescritos por la Organización Internacional de Normalización (ISO) con respecto a la gestión de la calidad y a la garantía de la calidad, así como otros procedimientos pormenorizados que se utilizan en los sectores manufacturero y comercial, son también adecuados para los datos meteorológicos.

1.2 LA FAMILIA ISO 9000, LAS NORMAS ISO/IEC 17025 E ISO/IEC 20000, Y EL MARCO DE GESTIÓN DE LA CALIDAD DE LA OMM

En este capítulo se ofrece una explicación de las normas ISO relacionadas, y de la manera en que están interconectadas.

La competencia en sistemas de calidad conforme a las normas ISO puede conseguirse mediante certificación o acreditación, y suele hacer necesaria una auditoría externa del sistema de gestión de la calidad adoptado. La certificación implica que el marco y los procedimientos utilizados por la organización han sido establecidos y utilizados en la forma descrita. La acreditación implica que el marco y los procedimientos aplicados por la organización han sido establecidos y utilizados en la manera descrita, y son técnicamente capaces de conseguir el resultado deseado. La evaluación de la competencia técnica es un requisito obligatorio para la acreditación, pero no para la certificación. La norma ISO 9001 permite a una organización obtener la certificación, mientras que la norma ISO/IEC 17025 es la habitualmente requerida en los laboratorios y para las observaciones de rutina para la acreditación.

La norma ISO 9000 ha sido elaborada para ayudar a las organizaciones, independientemente de su naturaleza y tamaño, a aplicar y utilizar sistemas de gestión de la calidad. La norma ISO 9000 describe los elementos fundamentales de los sistemas de gestión de la calidad y ofrece definiciones de términos sobre el particular (como, por ejemplo, la necesidad o la satisfacción del cliente). La idea fundamental se ilustra en la figura 1.1. La norma ISO 9001 especifica los requisitos que ha de cumplir un sistema de gestión de la calidad para obtener una certificación con arreglo a esa norma. La norma ISO 9004 contiene directrices para una mejora continua del sistema de gestión de la calidad, con el fin de alcanzar un sistema total de gestión de la calidad. La norma ISO 19011 contiene directrices sobre la auditoría del sistema de gestión de la calidad. Todas estas normas se describen con mayor detalle en los documentos correspondientes del Marco de gestión de la calidad de la OMM.

1.2.1 ISO 9000: Sistemas de gestión de la calidad – Conceptos básicos y vocabulario

Los ocho principios siguientes de gestión de la calidad constituyen implícitamente la base en que se asienta un buen liderazgo de los SMHN, sean cuales sean sus dimensiones, y una mejora continua de la calidad de funcionamiento:

a) el cliente como centro de atención;
b) liderazgo;
c) participación del personal;
d) enfoque basado en procesos;
e) enfoque sistémico de la gestión;
f) mejora continua;
g) enfoque fáctico de la toma de decisiones;
h) relaciones mutuamente beneficiosas con los proveedores.

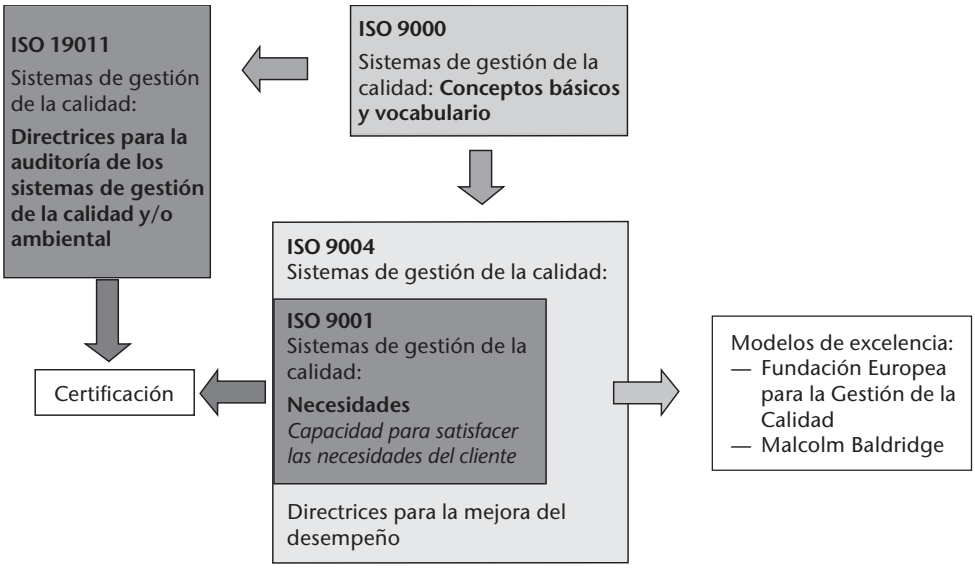


Figura 1.1. Concepto principal de las normas de la familia ISO 9000 y sus dependencias

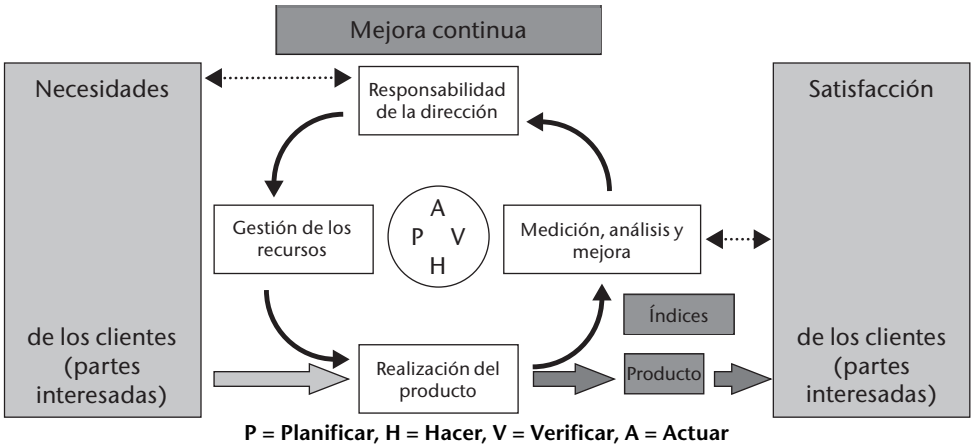


Figura 1.2. Circuito de control PHVA (también denominado círculo de Deming)

Todos estos principios deberán documentarse y aplicarse para cumplir los requisitos de las normas ISO 9000 y 9001, a fin de conseguir la certificación. El aspecto principal de estas normas es el enfoque basado en procesos, que en términos simples puede describirse como el conjunto de las actividades que utilizan recursos para transformar los elementos de entrada en resultados.

Los sistemas de gestión de la calidad basados en procesos pueden describirse mediante el modelo simple representado en la figura 1.2. La idea básica consiste en un mecanismo que permita conseguir una mejora continua del sistema y de la satisfacción del cliente mediante la determinación de unos índices de proceso (por ejemplo, el tiempo de computación en los modelos de entorno genérico (GME), la satisfacción del cliente, el tiempo de reacción, etc.), la evaluación de resultados, la adopción de decisiones para lograr una mejor gestión de los recursos y la obtención de unos productos inevitablemente mejores.

1.2.2 ISO 9001: Sistemas de gestión de la calidad – Requisitos

Esta norma prescribe los requisitos básicos de un sistema de gestión de la calidad, y en particular los procesos que permiten mejorar y abordar las quejas, así como efectuar revisiones de la gestión. Tales procesos suelen estar incorporados en el manual de la calidad. La norma ISO 9001 está orientada a la responsabilidad de gestión, y no a las actividades técnicas.

Para conseguir la certificación ISO 9001, la organización (SMHN) tendrá que definir y documentar los seis procesos siguientes:

a) control de documentos;
b) control de registros;
c) control de productos no conformes;
d) acción correctiva;
e) acción preventiva;
f) auditoría interna.

Además, deberá existir un manual de la calidad que defina las políticas (por ejemplo, la consecución de un liderazgo regional en la predicción del tiempo) y los objetivos de la organización (por ejemplo, la mejora de las predicciones del tiempo reduciendo la probabilidad de falsos avisos), y que describa los marcos donde tienen lugar los procesos y las interacciones entre ellos. Deberán definirse los conceptos siguientes:

a) gestión;
b) comunicación interna;
c) mejora continua;
d) control del sistema (por ejemplo, mediante revisiones de la gestión).

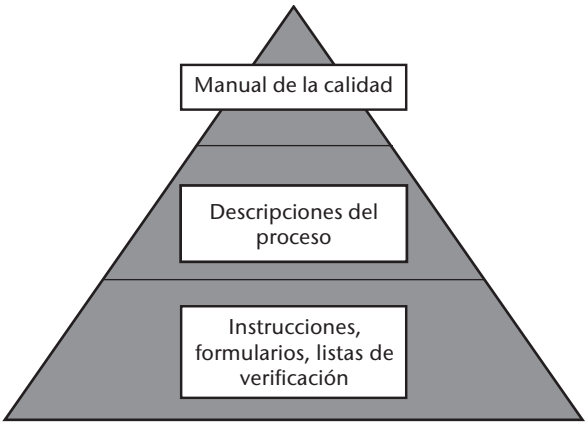


Figura 1.3. Pirámide de la documentación del sistema de gestión de la calidad

Se podrán admitir exclusiones, por ejemplo de las actividades de desarrollo (cuando no haya tales actividades en la organización).

La figura 1.3 muestra la pirámide de jerarquía de la documentación del sistema de gestión de la calidad. Las descripciones de los procesos indican las actividades reales que se llevan a cabo en la organización, como el proceso de adquisición de datos de las redes de observación del tiempo y del clima. Proporcionan información sobre las diferentes etapas de los procesos y las dependencias organizativas que las realizan, con el fin de cooperar y de compartir información. La documentación deberá diferenciar entre procesos periódicos y no periódicos. Ejemplos de los primeros son la adquisición de datos o la difusión de las predicciones. Un proceso no periódico puede ser la instalación de equipos de medición que surge a partir de la necesidad de algún usuario o del requisito vinculado a un componente (por ejemplo, el encargo de instalar una red de mediciones).

Por último, las instrucciones de la ISO 9001 ofrecen información detallada sobre las etapas del proceso que es necesario referenciar en la descripción del mismo (por ejemplo, las instrucciones iniciales de una estación meteorológica automática). Los formularios y las listas de verificación son medios útiles para reducir la posibilidad de olvidar las tareas requeridas.

1.2.3 ISO 9004: Sistemas de gestión de la calidad – Directrices para la mejora del desempeño

Las directrices encaminadas a desarrollar el sistema de gestión de la calidad ya introducido con el fin de lograr la excelencia empresarial están formuladas en ISO 9004. El principal aspecto de esta norma es la adopción de la perspectiva de las partes interesadas, en lugar de la del cliente. Las directrices ISO 9004 permiten desarrollar diferentes modelos de excelencia; por ejemplo, el de la Fundación Europea para la Gestión de la Calidad (EFQM)[1] o el premio nacional Malcolm Baldrige a la calidad[2]. Ambos modelos de excelencia están sólidamente establecidos y son muy respetados en todos los países del mundo.

El modelo de excelencia de la EFQM contiene los nueve criterios siguientes, evaluados por un equipo experto de asesores:

a) liderazgo;
b) personal;
c) política y estrategia;
d) colaboradores y recursos;
e) procesos;
f) resultados en el personal;
g) resultados en los clientes;
h) resultados en la sociedad;
i) resultados clave en el rendimiento.

El modelo Malcolm Baldrige está basado en siete criterios similares a los del modelo de excelencia de la EFQM, a saber:
a) liderazgo;
b) planificación estratégica;
c) orientación al cliente y al mercado;
d) medición, análisis y gestión del conocimiento;
e) orientación a los recursos humanos;
f) gestión de los procesos;
g) resultados.

No existen procesos de certificación para esta norma, pero las evaluaciones externas permiten efectuar comparaciones con otras organizaciones con respecto al modelo de excelencia (véase también la figura 1.1).

1.2.4 ISO 19011: Directrices para la auditoría de los sistemas de gestión de la calidad y/o ambiental

Esta norma establece directrices para la auditoría de los sistemas de gestión de la calidad o ambiental, y no tiene carácter regulador. Para las auditorías de la organización se describen en detalle las actividades siguientes:
a) principios de auditoría (conducta ética, presentación ecuánime, debido cuidado profesional, independencia, enfoque basado en la evidencia);
b) planificación de la auditoría (establecimiento y puesta en marcha del programa de auditoría);
c) actividades de auditoría (inicio de la auditoría, preparación y realización de las actividades de auditoría *in situ*, preparación del informe de la auditoría);
d) enseñanza y formación profesional de los auditores (competencias, conocimientos, habilidades sociales).

La manera en que se realice la auditoría dependerá de los objetivos y alcance de esta, que serán establecidos por la dirección o por el cliente. La tarea principal de la primera auditoría consiste en verificar la conformidad del sistema de gestión de la calidad con los requisitos de la norma ISO 9001. En auditorías posteriores se da mayor prioridad a la interacción y a las interfaces entre procesos.

1 Véase el sitio web de la EFQM en http://www.efqm.org.

2 Véase el sitio web del NIST en http://www.qualiy.nist.gov

Los criterios de la auditoría consisten en la documentación del sistema de gestión de la calidad, la descripción de los procesos, el manual de la calidad y las reglamentaciones específicas.

La planificación de la auditoría que publique la organización debería especificar los departamentos correspondientes de la organización, los criterios y objetivos de la auditoría, así como el lugar, la fecha y la hora de esta, con el fin de establecer claramente las funciones de que constará.

1.2.5 ISO/IEC 17025: Requisitos generales con respecto a la competencia de los laboratorios de pruebas y calibración

Este grupo de requisitos es aplicable a las instalaciones y, en particular, a los laboratorios y centros de prueba que deseen obtener una acreditación externa de su competencia en términos de procesos de medición y prueba.

La norma ISO/IEC 17025 establece unos requisitos de gestión que concuerdan con los de la norma ISO 9001. Esta norma consta de dos partes principales: requisitos de gestión y requisitos técnicos. Por consiguiente, el sistema de gestión de la calidad deberá ajustarse a los requisitos de la norma ISO 9001, que abarca los procesos descritos, más un manual de gestión que permite conectar los procesos y objetivos con las políticas establecidas, y la obligación de auditar con regularidad esos aspectos. Todos los procesos de laboratorio deberán ser aprobados, verificados y validados de manera adecuada para satisfacer los requisitos. Además, deberán determinarse las funciones desempeñadas por el representante de la gestión de la calidad (el director de calidad) y por el jefe del laboratorio.

Un componente esencial de los requisitos técnicos es el desarrollo de análisis de incertidumbre para cada uno de los procesos de medición y, en particular, la trazabilidad documentada y verificada con arreglo a las normas metrológicas internacionales.

1.2.6 ISO/IEC 20000: Tecnología de la información – Gestión de servicios

Los SMHN hacen uso de equipos de tecnología de la información para obtener datos de las redes de observación, con el fin de utilizarlos en modelos GME/LM y para proporcionar a los predictores las salidas de esos modelos. Las recomendaciones de esta norma son útiles para la prestación de servicios fiables de tecnologías de la información. La nueva norma ISO/IEC 20000 viene a ser un resumen de la antigua norma británica BS-15000 y de las recomendaciones de la Biblioteca de Infraestructura de Tecnologías de la Información. La clasificación de los requisitos se ajusta a la estructura de la Biblioteca de Infraestructura de Tecnologías de la Información.

Los elementos de la citada biblioteca se clasifican en aspectos de prestación de servicios y de apoyo a los servicios, y van acompañados de los procesos siguientes:

Prestación de servicios:
a) gestión de nivel de servicio;
b) gestión financiera;
c) gestión de la continuidad de servicio de tecnología de la información;
d) gestión de la disponibilidad;
e) gestión de la capacidad.

Apoyo a los servicios:
a) gestión del cambio;
b) gestión del incidente;
c) gestión del problema;
d) gestión de la entrega;
e) gestión de la configuración.

La gestión de la seguridad es común a ambas áreas.

Todos estos aspectos implican:
a) que los procesos se adapten a la organización de los SMHN;
b) que se preste particular atención al apoyo a los usuarios.

Se ha puesto especial énfasis en el proceso de gestión del cambio, que puede incluir la gestión de la entrega y la de la configuración. La gestión de incidentes y de problemas normalmente está incluida en la instalación de un servicio de asistencia a los usuarios.

1.2.7 Marco de gestión de la calidad de la OMM

El Marco de gestión de la calidad de la OMM contiene las recomendaciones básicas fundamentadas en las experiencias de los SMHN. Las condiciones necesarias para una certificación satisfactoria de acuerdo con la norma ISO 9001 se explican en OMM (2005*a*; 2005*b*).

El Marco de gestión de la calidad es el material orientativo de los SMHN, especialmente cuando estos tienen escasa experiencia en sistemas de gestión de la calidad. En la sección siguiente se describe sucintamente un sistema de gestión de la calidad, y se señala que la OMM no puede expedir ninguna certificación respecto de la norma ISO 9001.

1.3 INTRODUCCIÓN DE LA GESTIÓN DE LA CALIDAD

La introducción de una gestión de la calidad satisfactoria depende en gran medida de la cooperación de la cúpula directiva. La alta dirección del SMHN deberá comprometerse en el sistema de gestión de la calidad y apoyar al equipo de proyecto. En la ISO 20000 se resumen las condiciones necesarias para lograr una certificación satisfactoria y se explica el texto de las normas ISO 9001.

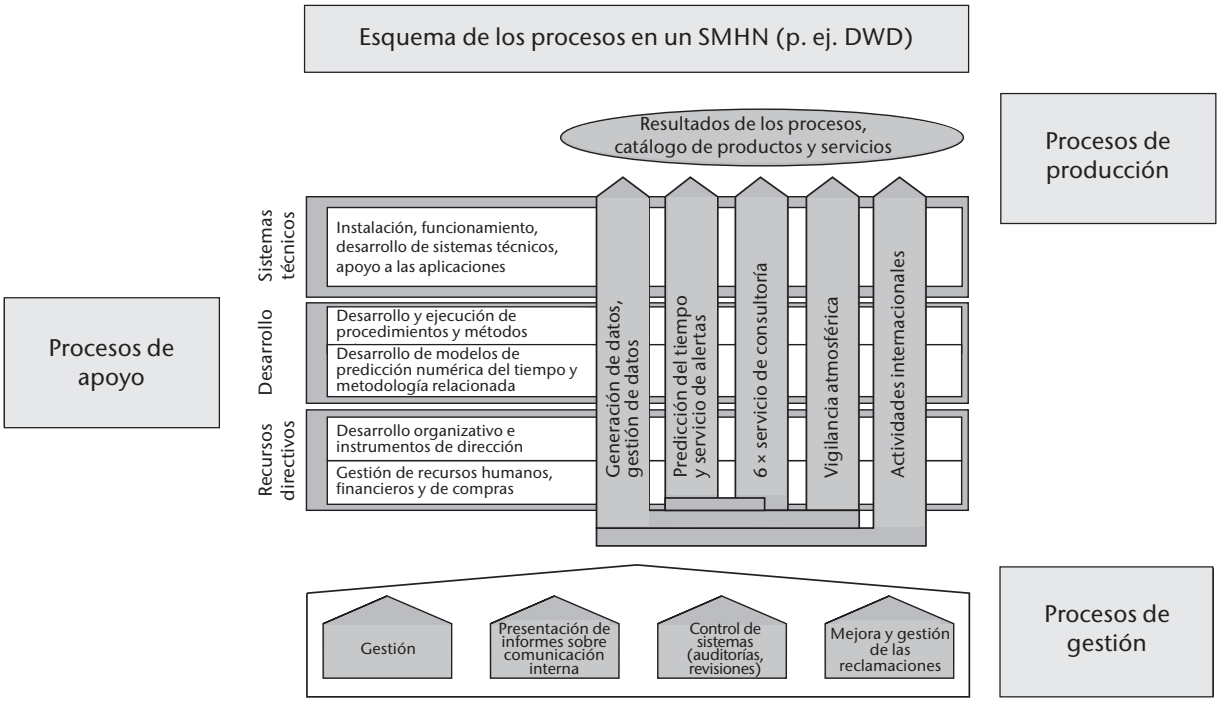
La alta dirección define una política en materia de calidad, junto con los objetivos correspondientes (que incluyen el compromiso de la gestión de la calidad), y el personal ha de estar lo suficientemente formado en cuestiones relativas a la gestión de la calidad como para comprender las bases de ese proceso (véase la sección 1.2.2). Y lo que es más importante, debería crearse un equipo de proyecto que gestione la transición a un sistema formal de gestión de la calidad, que defina y analice los procesos utilizados por la organización.

Para ayudar al equipo de proyecto, el personal que participa en la definición de los procesos puede recibir unas breves instrucciones, consistentes generalmente en:

a) documentar (anotar) lo que hace cada grupo;
b) indicar la documentación existente;
c) señalar las pruebas o indicadores de las tareas que se van realizando;
d) identificar las medidas que podrían adoptarse para mejorar de manera continua los procesos.

Dado que la documentación especifica las actividades de la organización, es esencial que los principales procesos reflejen las funciones organizativas del SMHN. Estas pueden formar parte de los procesos enunciados (véase la figura 1.4), por ejemplo:

a) predicción del tiempo (incluidos los aspectos hidrometeorológico, agrometeorológico y biometeorológico humano) y emisión de alertas meteorológicas;
b) servicios de consultoría (incluidos el clima y el medio ambiente);
c) generación de datos (de las redes de medición y observación);



DWD = Deutscher Wetterdienst (Servicio Meteorológico de Alemania)

Figura 1.4. Esquema de los procesos en un SMHN (por ejemplo, DWD, OMM 2005a)

d) asuntos internacionales;
e) investigación y desarrollo (modelización mundial, modelos de área limitada, instrumentación);
f) infraestructura técnica (informática y comunicaciones, apoyo técnico, gestión de datos y apoyo de tecnologías de la información);
g) procesos administrativos (compras, gestión financiera y de recursos humanos, organización, oficinas administrativas y bienes inmuebles, gestión del conocimiento, planificación central, y control y asuntos jurídicos).

Aun cuando estos procesos satisfagan las necesidades de los SMHN y les aporten subprocesos, por lo general debería disponerse de normativas que subsanaran posibles incidentes (por ejemplo, fallos del sistema o accidentes del personal).

La introducción de procesos en la organización deberá responder a unos objetivos de calidad claros; todo el personal deberá estar capacitado para comprender tales procesos, y particularmente la utilización de procedimientos y listas de verificación así como la medición de los indicadores de proceso.

Antes de solicitar una certificación, el sistema de gestión de la calidad debe ser revisado mediante auditorías internas en los departamentos y divisiones de la organización, con objeto de verificar la conformidad del sistema en los términos en que ha sido descrito y puesto en práctica. Estas revisiones documentadas pueden recaer también sobre los productos si se utilizan auditores especializados y adecuadamente formados. Los requisitos y recomendaciones para llevar a cabo esas revisiones se describen en la ISO 19011 (véase la sección 1.2.4).

La revisión del sistema de gestión de la calidad que efectúe la dirección abarcará:
a) resultados de las auditorías;
b) comentarios del cliente;
c) funcionamiento de los procesos con arreglo a los indicadores de desempeño;
d) estado de las acciones preventivas y correctivas;
e) actividades de seguimiento basadas en revisiones de gestión anteriores;
f) cambios en el sistema de gestión de la calidad (políticas de la organización);
g) mejoras recomendadas.

1.4 ACREDITACIÓN DE LABORATORIOS

La acreditación conllevará procesos y documentación adicionales y, lo que es más importante, pruebas de que el personal del laboratorio ha recibido formación y domina perfectamente los procesos y métodos que se desea acreditar.

La documentación deberá abarcar los aspectos siguientes:
a) un manual de gestión para el laboratorio;
b) las descripciones de procesos mencionadas en la sección 1.2;
c) la documentación de todos los procesos y métodos;
d) instrucciones de trabajo con respecto a todas las etapas parciales de los procesos y métodos;
e) manuales de equipo (incluyendo los certificados de calibración);
f) manuales de mantenimiento.

Puesto que los procedimientos y métodos cambiarán probablemente con mayor frecuencia que los aspectos de gestión de la acreditación, los métodos no suelen incluirse en el manual de gestión. Sin embargo, sí hay una referencia específica a los procedimientos y a los métodos utilizados en el manual de gestión.

Como es poco probable que todos los aspectos de la acreditación queden cubiertos una vez introducido el sistema de gestión de la calidad, se recomienda efectuar una auditoría previa y coordinarla con el organismo certificador. En estas auditorías previas sería normal que el organismo certificador:
a) evaluara las necesidades previas de personal y de espacio;
b) evaluara la idoneidad del sistema de gestión;
c) verificara la documentación;
d) validara el alcance de la acreditación.

El procedimiento de acreditación consiste en una serie de evaluaciones a cargo de un grupo especial de expertos (externo a la organización), que incluye entre sus miembros un representante del organismo certificador. El grupo de evaluación se centrará en las dos áreas principales siguientes:
a) documentación;
b) examen de las instalaciones incluidas en el alcance de la acreditación (por ejemplo, laboratorios y emplazamientos especiales sobre el terreno).

La evaluación de la documentación abarcará la verificación de los documentos siguientes:
a) un manual de gestión (o guía de laboratorio);
b) instrucciones acerca de los procedimientos;
c) instrucciones de trabajo;
d) instrucciones con respecto a las pruebas;
e) manuales de equipo;
f) manuales de mantenimiento;

g) análisis de incertidumbre de determinadas magnitudes, resultados de pruebas y calibraciones;
h) documentos probatorios (por ejemplo, justificación de haber impartido formación al personal y de que las magnitudes son trazables);
i) registros (por ejemplo, correspondencia con el cliente y certificados de calibración generados).

El equipo externo de expertos podría solicitar documentos adicionales, ya que todos los aspectos de la norma ISO/EC 17025 se someten a verificación y con mayor detalle que para una certificación con arreglo a la norma ISO 9001.

Además de la inspección de los métodos de medición y del equipo asociado, la evaluación de las instalaciones abarcadas por la acreditación incluirá:
a) la evaluación del personal (particularmente en los niveles de formación y de responsabilidad);
b) la evaluación de la infraestructura que sirve de base para los métodos (por ejemplo, edificios y accesos).

Durante la evaluación se someterán también a verificación los aspectos siguientes, para garantizar que cumplen los objetivos requeridos por la dirección para la acreditación:
a) estructura organizativa;
b) competencias del personal;
c) adecuación de las instalaciones tecnológicas;
d) el cliente como centro de atención.

Además, la evaluación debería verificar que el laboratorio ha dejado suficientemente probados:
a) la competencia técnica (selección y utilización del sistema de medición);
b) la calibración del equipo de medición;
c) el mantenimiento del equipo de medición;
d) la verificación y validación de los métodos utilizados.

Ventajas y desventajas de la acreditación

Mediante una acreditación inicial a cargo de un organismo certificador independiente, los SMHN demuestran su competencia en el campo de los métodos de medición y de prueba para usos meteorológicos con arreglo a una norma reconocida. Una vez establecida la acreditación, se adopta una auditoría externa periódica que aporta pruebas adicionales de que se han respetado las normas y, lo que es más importante, ayuda a la organización a asegurarse de que se verifican sus propios requisitos internos sobre la calidad.

Una acreditación cuyo alcance sea adecuado ofrece además oportunidades comerciales para la calibración, la verificación y la evaluación de los dispositivos de medición.

Para las organizaciones que no han adoptado un sistema de gestión de la calidad, los beneficios de la acreditación son considerables. En primer lugar, documenta el sistema de la organización y, como resultado, permite utilizar un proceso de análisis para lograr que la organización sea más eficiente y eficaz. Así, por ejemplo, uno de los componentes de la acreditación con arreglo a la norma ISO/EC 17025 obliga a efectuar análisis de incertidumbre en todas las pruebas de calibración y verificación; estos análisis cuantitativos aportan información sobre los aspectos que permiten obtener el máximo de beneficios con el mínimo de recursos.

La acreditación o certificación, sea cual sea el marco de calidad reconocido, obliga a realizar registros y auditorías periódicas a cargo de expertos externos y del organismo certificador. Ello conlleva un costo adicional para la organización, en función del alcance de la acreditación y de la certificación.

La solicitud de acreditación antes de haber implantado un sistema de gestión de la calidad eficaz conllevará un aumento de los recursos utilizados y una detracción de recursos existentes para el establecimiento del sistema de gestión de la calidad, a lo que vendrá a sumarse el costo de las auditorías periódicas.

1.5 HERRAMIENTAS DE GESTIÓN DE LA CALIDAD

Existen varias herramientas suficientemente conocidas para facilitar los procesos de un sistema de gestión de la calidad y para su mejora constante. A título introductorio, se describen a continuación tres ejemplos de estas herramientas: el cuadro de mando integral, el análisis modal de fallos y efectos, y seis sigma.

El cuadro de mando integral (Kaplan y Norton, 1996) presenta al menos cuatro puntos focales: las finanzas, el cliente, los procesos y los empleados. Es frecuente incorporar también el público en general, dado que los intereses de este deben ser siempre tenidos en cuenta.

Cada organización y elemento organizativo aporta indicadores de desempeño clave respecto de cada

una de las áreas de interés, vinculadas a su vez a la misión de la organización (o a su finalidad, visión u objetivos) y a su estrategia (o misión de trabajo y visión práctica).

El análisis modal de fallos y efectos es un método ideado para examinar las posibles causas y fallos no previstos y la probabilidad de que sucedan. El método puede ser utilizado para analizar procesos de producción y para la especificación de productos. La finalidad del proceso de optimización es reducir el número de prioridad del riesgo.

El método seis sigma fue desarrollado en el sector de las comunicaciones y está basado en controles de proceso estadísticos orientados a la mejora de la producción. Este método tiene como objetivo reducir los fallos de proceso por debajo de un valor especificado.

1.6 FACTORES QUE AFECTAN A LA CALIDAD DE LOS DATOS

El historial de los instrumentos sobre el terreno consta de varias fases, entre ellas la de planificación con arreglo a las necesidades de los usuarios, la de selección e instalación del equipo, y las actividades operativas, de calibración, de mantenimiento y de formación. Para obtener datos de calidad adecuada o prescrita habrá que adoptar medidas apropiadas en cada una de estas fases. En esta sección se reseñan los factores que afectan a la calidad de los datos y, para una información más completa, se remite a otros capítulos de esta Guía y a otros manuales y guías de la OMM.

Necesidades de los usuarios. La calidad de un sistema de medición puede evaluarse estableciendo una comparación entre las necesidades de los usuarios y la capacidad de los sistemas para responder a ellas. La compatibilidad entre las necesidades de calidad de datos de los usuarios y la efectividad de los instrumentos debe ser tenida en cuenta no solo en la fase de diseño y planificación de un proyecto, sino también durante todo el funcionamiento, y la implantación del sistema debe planificarse de modo que optimice las relaciones costo/beneficio y costo/efectividad. Ello implica una responsabilidad compartida entre los usuarios, los expertos en instrumentos y los expertos logísticos, a fin de ajustarse a los factores técnicos y financieros. En particular, los expertos en instrumentos deberán estudiar las necesidades de los usuarios en materia de calidad de los datos, a fin de proponer especificaciones adecuadas a las técnicas más modernas. Esta importante fase del diseño se denomina "análisis de valor". Cuando se pasa por alto, como ocurre frecuentemente, es probable que el costo, o las necesidades de calidad, o ambos, no se satisfagan, hasta el punto de que el proyecto podría fracasar y los esfuerzos serían vanos.

Especificaciones funcionales y técnicas. La plasmación de esas necesidades en especificaciones funcionales y, posteriormente, en especificaciones técnicas es una tarea muy importante y compleja, que requiere un conocimiento a fondo de las necesidades de los usuarios, la tecnología de mediciones meteorológicas, los métodos de observación y las reglamentaciones de la OMM, así como unas condiciones de trabajo e infraestructuras técnicas y administrativas adecuadas. Las especificaciones determinarán el funcionamiento general del sistema de medición previsto, por lo que sus efectos sobre la calidad de los datos serán considerables.

Selección de instrumentos. Los instrumentos deberían seleccionarse cuidadosamente, teniendo en cuenta la incertidumbre, el rango y la resolución requeridos (véanse las definiciones en el capítulo 1 de la parte I), las condiciones climatológicas y ambientales en que se desarrollen las aplicaciones del usuario, las condiciones de trabajo, y la infraestructura técnica disponible para la formación, la instalación y el mantenimiento. Una elección inapropiada de los instrumentos puede producir datos de mala calidad imprevistos, causando muchos problemas al ser descubiertos con posterioridad y dando lugar, por ejemplo, a especificaciones inadecuadas que ocasionarían un desgaste o una deriva excesivos. En general, deberían utilizarse solo instrumentos de alta calidad para las tareas meteorológicas. A este respecto, se remite a la información contenida en los diversos capítulos de esta Guía. Si se desea obtener más información sobre el comportamiento de diversos tipos de instrumentos, véanse los informes de las intercomparaciones internacionales de instrumentos de la OMM, así como las actas de OMM/CIMO y de otras conferencias internacionales sobre instrumentos y métodos de observación.

Pruebas de aceptabilidad. Antes de proceder a la instalación y a la aceptación, es necesario asegurarse de que los instrumentos cumplen las especificaciones originales. Los fabricantes deberían publicar los valores de funcionamiento de los instrumentos y su sensibilidad ante ciertos factores influyentes; en ocasiones las autoridades de calibración certifican estos parámetros. Sin embargo, las intercomparaciones de instrumentos de la OMM revelan que los

instrumentos pueden resultar degradados, pese a todo, por factores que afecten a su calidad y que pueden aparecer durante las fases de producción y transporte. Los errores de calibración son difíciles o imposibles de detectar si no se tiene fácil acceso a patrones adecuados o a instalaciones de prueba y calibración apropiadas. Uno de los componentes esenciales de una buena gestión es la realización de pruebas adecuadas en condiciones de funcionamiento, antes de utilizar los instrumentos con fines operativos. Estas pruebas pueden utilizarse tanto para determinar las características de un modelo dado como para controlar la calidad efectiva de cada instrumento.

Al comprar el equipo, debería tenerse presente la posibilidad de pedir al proveedor que establezca en su organización unos procedimientos de garantía de la calidad certificados según los requisitos de los SMHN, reduciendo con ello la necesidad de que el receptor del equipo realice pruebas de aceptabilidad. El costo adicional en la compra del equipo podría resultar compensado por una reducción en los costos de las pruebas internas o del mantenimiento operativo, o por la calidad asegurada de las operaciones ulteriores sobre el terreno.

Compatibilidad. Pueden aparecer problemas de compatibilidad cuando se utilizan instrumentos de características técnicas diferentes para realizar un mismo tipo de mediciones. Esto puede ocurrir, por ejemplo, al pasar de mediciones manuales a automatizadas, al incorporar nuevos instrumentos con constantes de tiempo diferentes, al utilizar una protección diferente para los sensores, al aplicar algoritmos diferentes para la reducción de datos, etc. Deberían estudiarse a fondo, mediante intercomparaciones durante períodos largos, los efectos de estos cambios sobre la compatibilidad y la homogeneidad de los datos. Deberían consultarse los diversos informes de la OMM sobre intercomparaciones internacionales de instrumentos.

Emplazamiento y exposición. La densidad de estaciones meteorológicas depende de la escala espacial y temporal de los fenómenos meteorológicos que se vayan a observar, y suele estar especificada por los usuarios o estipulada en las reglamentaciones de la OMM. Hay evidencia experimental de que una ubicación y exposición inadecuadas pueden deteriorar seriamente la exactitud y la representatividad de las mediciones. En el capítulo 1 de la parte I se ofrecen criterios generales sobre el emplazamiento y la exposición, y en los distintos capítulos de la parte I se da información detallada sobre determinados instrumentos. Deberían consultarse asimismo las reglamentaciones al respecto en OMM (2010*c*). Convendría también prestar atención a factores externos que puedan introducir errores, como el polvo, la contaminación, la escarcha, la sal, los valores muy extremos de la temperatura ambiente o los actos de vandalismo.

Errores instrumentales. La selección apropiada de los instrumentos es una condición necesaria pero no suficiente para obtener una calidad adecuada de los datos. Ninguna técnica de medición es perfecta, y todos los instrumentos generan diversos errores sistemáticos y aleatorios. Sus efectos sobre la calidad de los datos deberían reducirse a un nivel aceptable mediante la adopción de medidas preventivas y correctivas apropiadas. Estos errores dependen del tipo de observación, y se examinan en los capítulos correspondientes de esta Guía (véase la parte I).

Adquisición de datos. La calidad de los datos no depende solo de la calidad de los instrumentos y de su correcto emplazamiento y exposición, sino también de las técnicas y métodos utilizados para obtener los datos y convertirlos en datos representativos. Debería hacerse una distinción entre las mediciones automatizadas y las observaciones humanas. En función de las características técnicas de un sensor, y en particular de su constante de tiempo, será necesario aplicar procedimientos adecuados de muestreo y de promediado. La existencia de fuentes no deseadas de interferencia eléctrica externa y de ruido puede degradar la calidad de la señal de salida del sensor; por tanto, deberían eliminarse mediante un acondicionamiento adecuado de esa señal antes de acceder al sistema de adquisición de datos. Deberían consultarse los capítulos 1 y 2 de la parte II, relativos al muestreo y filtrado. Cuando la lectura del instrumento es manual, pueden producirse errores imputables al diseño, a los valores de instalación del instrumento o a su resolución, o a una formación inadecuada del observador. En las observaciones visuales o subjetivas, los errores pueden deberse a la inexperiencia del observador, cuando este interpreta incorrectamente los fenómenos meteorológicos.

Procesamiento de datos. Pueden producirse también errores imputables a las técnicas de conversión o a los procedimientos de cálculo aplicados para convertir los datos de los sensores en datos meteorológicos de nivel II o de nivel III. Ese podría ser el caso, por ejemplo, al calcular los valores de humedad a partir de la humedad relativa o el punto de rocío, o al reducir la presión al nivel medio del mar. También pueden producirse errores durante la codificación, cifrado o transcripción de los mensajes meteorológicos, particularmente si los efectúa un observador.

Control de la calidad en tiempo real. La calidad de los datos depende de los procedimientos de control de la calidad en tiempo real que se apliquen durante la adquisición y el procesamiento de los datos y durante la preparación de los mensajes para eliminar las principales fuentes de error. Estos procedimientos son específicos para cada tipo de medición, aunque suelen consistir en comprobaciones simples de la verosimilitud de los valores y de la rapidez de los cambios, y en comparaciones con otras mediciones (por ejemplo, el punto de rocío no puede ser más alto que la temperatura). Otras comprobaciones especiales permiten verificar las observaciones introducidas manualmente y los mensajes meteorológicos. En las estaciones meteorológicas automáticas es posible detectar errores específicos del equipo mediante programas informáticos y aparatos de prueba especiales incorporados físicamente. La aplicación de estos procedimientos es extremadamente importante, ya que algunos errores introducidos durante el proceso de medición no pueden ser eliminados posteriormente. Para obtener una descripción general de los métodos manuales y automáticos en uso, véanse también otros párrafos de este capítulo, así como el capítulo 1 de la parte II y OMM (1993*a*, 2010*a*, 2010*b*, 2010*c*).

Supervisión del funcionamiento. Como los procedimientos de control de la calidad en tiempo real tienen limitaciones, y algunos errores pueden pasar inadvertidos (por ejemplo, la deriva a largo plazo de los sensores, o los errores en la transmisión de datos), será necesario que los centros de análisis meteorológico y los administradores de las redes lleven a cabo una supervisión del funcionamiento a nivel de la red. Esta función se describe en la sección 1.8 de este capítulo. Se encontrará también información a ese respecto en el capítulo 1 de la parte II y en OMM (2010*a*). Es importante establecer procedimientos eficaces de enlace entre los responsables de la supervisión y los de mantenimiento y calibración, para facilitar una respuesta rápida cuando el sistema de supervisión emita un informe de avería o de fallo.

Pruebas y calibración. Durante la operación, tanto el funcionamiento como las características de los instrumentos meteorológicos cambian por diversas razones, por ejemplo el envejecimiento de los componentes del equipo, la degradación del mantenimiento, la exposición, etc. Estos factores pueden producir derivas a largo plazo o cambios bruscos de la calibración. Por esa razón, los instrumentos necesitan ser inspeccionados y calibrados con regularidad con el fin de proporcionar unos datos fiables. Para ello, es preciso disponer de patrones e instalaciones de calibración y prueba apropiadas. Se requiere también un plan de calibración y un mantenimiento de la calibración eficientes. Véase el capítulo 4 de la parte III, que contiene información general sobre los aspectos de prueba y calibración, y los capítulos correspondientes de la parte I, referentes a los distintos instrumentos.

Mantenimiento. El mantenimiento puede ser correctivo (de las piezas que fallan), preventivo (por ejemplo, las tareas de limpieza o de lubricación) o de adaptación (en respuesta a nuevas necesidades o a la obsolescencia del equipo). La calidad de los datos proporcionados por un instrumento resulta considerablemente afectada por la calidad de su mantenimiento, que, a su vez, depende principalmente de la aptitud del personal de mantenimiento y del tipo de mantenimiento. Las capacidades, el personal y el equipo de la organización o dependencia responsables del mantenimiento deberán ser adecuados para los instrumentos y las redes. Algunos factores que cabría tener en cuenta son: un plan de mantenimiento, que incluiría el mantenimiento correctivo, preventivo y de adaptación; una gestión logística; e instalaciones de reparación, prueba y servicios de apoyo. Deberá tenerse presente que los costos de mantenimiento del equipo pueden exceder en mucho el costo de su compra (véase el capítulo 1 de la parte II).

Formación y enseñanza. La calidad de los datos depende también de las aptitudes del personal técnico encargado de las actividades de prueba, calibración y mantenimiento, y de los observadores que efectúan las observaciones. Se deberían organizar programas de formación y enseñanza y adaptarlos al sistema, con arreglo a un plan racional orientado a las necesidades de los usuarios y, especialmente, a las necesidades de mantenimiento y calibración antes señaladas; esta consideración es especialmente importante en las estaciones meteorológicas automáticas. Al efectuar la compra del sistema, el fabricante debería estar obligado a proporcionar una documentación operativa y técnica muy completa, y a organizar cursos de formación técnicos y prácticos (véase el capítulo 5 de la parte III) en el SMHN.

Metadatos. Un buen sistema de garantía de la calidad implica la disponibilidad de información detallada acerca del sistema de observación propiamente dicho y, en particular, sobre todos los cambios que se produzcan durante el tiempo de funcionamiento. Esta información sobre los datos, conocida como “metadatos”, permite al operador de un sistema de observación adoptar las medidas preventivas, correctivas y de adaptación más apropiadas para mantener o mejorar la calidad de los datos. Las necesidades en materia de metadatos se

examinan más ampliamente en la sección 1.9. Se encontrará más información sobre los metadatos en el capítulo 1 de la parte I (y en el anexo 1.C).

1.7 GARANTÍA DE LA CALIDAD (CONTROL DE LA CALIDAD)

En OMM (2010*c*) se estipula que ciertos procedimientos de control de la calidad deberán aplicarse a todos los datos meteorológicos destinados a intercambio internacional. Tendrán que someterse a dichos procedimientos los datos de nivel I y de nivel II, así como la conversión entre unos y otros. En OMM (2010*b*) se estipula que los centros de procesamiento de datos meteorológicos deberán aplicar procedimientos de control de la calidad a la mayoría de tipos de informes meteorológicos intercambiados internacionalmente, a fin de verificar los errores de cifrado y codificación, la coherencia interna, la coherencia temporal y espacial, y los límites físicos y climatológicos; se especifican también la frecuencia mínima y las fechas de los controles de calidad.

En OMM (2010*a*) se ofrecen directrices generales sobre los procedimientos, poniéndose de relieve la importancia del control de la calidad en la estación, dado que algunos errores que se producen en ella no pueden ser subsanados posteriormente, y señalándose las grandes ventajas de la automatización. En OMM (1993*a*) se ofrecen descripciones bastante detalladas de los procedimientos que pueden aplicarse en los centros de análisis numérico, además de asesoramiento sobre límites climatológicos, formas de verificación de la coherencia interna, comparaciones con estaciones vecinas y con otros análisis y pronósticos, y breves comentarios sobre las probabilidades de rechazar datos buenos y de aceptar datos falsos con distribuciones estadísticas de error conocidas.

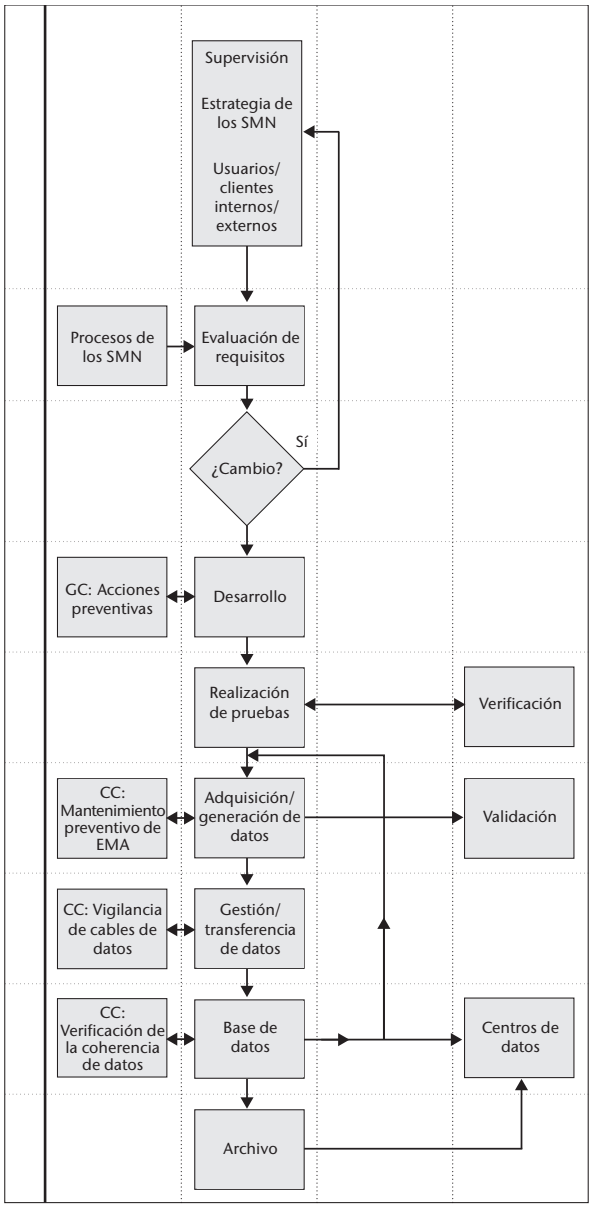
El control de la calidad, tal como se define específicamente en la sección 1.1, se aplica en tiempo real o casi real a la adquisición y procesamiento de los datos. En la práctica, la responsabilidad de ese proceso está repartida entre varios eslabones de la cadena de datos, que pueden encontrarse en la estación, cuando se interviene manualmente y de forma directa en la adquisición de los datos, o en los diversos centros donde estos son procesados.

Los procedimientos de garantía de calidad se deberán introducir y estudiar de nuevo durante las fases de desarrollo de los nuevos sensores o sistemas de observación (véase la figura 1.5).

1.7.1 Datos de superficie

1.7.1.1 Observaciones manuales y estaciones dotadas de personal

El observador, o el oficial responsable de una estación, tiene que asegurarse de que los datos que salgan de la estación hayan pasado un control de la calidad y, para atender esta responsabilidad, se le deberían proporcionar los procedimientos



SMN: Servicio Meteorológico o Hidrológico Nacional
GC: Garantía de la calidad
CC: Control de la calidad

Figura 1.5. Proceso para la generación de observaciones

establecidos. Esta función específica viene a añadirse a otras funciones de mantenimiento de los equipos y de los registros, y abarca:

a) Verificación de la coherencia interna de una observación sinóptica completa o de otros tipos de observación mixta: en la práctica, un observador experimentado la realiza casi mecánicamente, pero debería ser un requisito explícitamente indicado. Esta consideración es aplicable, por ejemplo, a las relaciones entre la temperatura, el punto de rocío y las temperaturas extremas diarias, o entre la lluvia, las nubes y el tiempo atmosférico.
b) Comprobaciones climatológicas. Son de coherencia. El observador conoce los rangos estacionales normales de las variables en la estación, o recurre a mapas o tablas de esos intervalos, y no debería permitir que ningún valor no habitual quede sin comprobar.
c) Verificaciones temporales: deberían garantizar que los cambios acaecidos desde la última observación fueran verosímiles, especialmente cuando las observaciones hubieran sido realizadas por observadores diferentes.
d) Verificación explícita de todas las operaciones aritméticas y de consulta de tablas.
e) Comprobación de todos los mensajes y de otros registros respecto de los datos originales.

1.7.1.2 Estaciones meteorológicas automáticas

En las EMA, algunas de estas comprobaciones deberían realizarse mediante programas informáticos y a través de verificaciones técnicas del comportamiento del sistema. Estos aspectos se discuten en el capítulo 1 de la parte II.

1.7.2 Datos de altitud

Los procedimientos de control de la calidad de los datos de altitud son esencialmente los mismos que para los datos de superficie. Deberían realizarse comprobaciones de coherencia interna (por ejemplo, de los gradientes verticales o de las cizalladuras), de coherencia climatológica y temporal, y de coherencia con las observaciones de superficie normales. En las operaciones de radiosonda, es sumamente importante verificar de manera explícita y deliberada la calibración inicial de referencia. Deberá cotejarse también el mensaje con los datos observados.

La automatización del control de la calidad en la estación es especialmente útil para los datos de altitud.

1.7.3 Centros de datos

Los datos deberían verificarse en tiempo real, o con el mayor grado de sincronía posible, en el primero y siguientes puntos en que se reciban o utilicen. Es muy recomendable aplicar las mismas comprobaciones urgentes a todos los datos, incluso a los que no se utilicen en tiempo real, ya que el control de la calidad posterior no suele ser tan eficaz. Naturalmente, si existen procedimientos automáticos debería hacerse uso de ellos, aunque es posible aplicar ciertos procedimientos de control de la calidad sin necesidad de ordenadores, o solo con ayuda parcial de los sistemas informáticos. Como principio a seguir, deberían verificarse todos los mensajes, preferiblemente en cada una de las fases de toda la cadena de datos.

Las comprobaciones realizadas en la estación suelen repetirse en los centros de datos, posiblemente en forma más elaborada, con ayuda de procedimientos automáticos. Los centros de datos, sin embargo, suelen tener acceso a otros datos de la red y pueden, por consiguiente, efectuar una verificación espacial respecto de observaciones efectuadas en estaciones circundantes, o con campos analizados o previstos. Este método es muy eficaz, y constituye la aportación específica de los centros de datos.

Si se encontraran errores, los datos deberían ser rechazados, o corregidos tomando como referencia la fuente original, o bien corregidos en el centro de datos por inferencia. Aunque la última de estas alternativas puede introducir sin duda nuevos errores, es válida, sin embargo, en muchas circunstancias; los datos corregidos por este medio deberían etiquetarse en la base de datos y utilizarse con precaución.

El proceso de control de la calidad produce datos de calidad establecida, que podrán ser después utilizados para operaciones en tiempo real y para conformar con ellos un banco de datos. Sin embargo, este proceso debería conllevar también la compilación de información sobre los errores encontrados. Es una buena práctica introducir, en el primero o siguientes puntos del procesamiento de los datos, un sistema que notifique inmediatamente los errores encontrados al origen de los datos, así como compilar un registro que pueda utilizar el administrador de la red para supervisar el funcionamiento, como se expone más adelante. Lo ideal sería realizar esta función a nivel regional, donde se puede acceder fácilmente a las estaciones sobre el terreno.

Los procedimientos detallados que se describen en OMM (1993*a*) sirven de guía para el control de la

calidad de datos destinados al intercambio internacional, conforme a las recomendaciones de OMM (2010*b*).

1.7.4 Interacción con las estaciones sobre el terreno

Para mantener la calidad es absolutamente esencial poder descubrir el origen de los errores y realizar algún tipo de corrección. Si los datos provienen de estaciones dotadas de personal, estas funciones se realizan muy eficazmente en tiempo casi real, no solo porque los datos pueden corregirse, sino también porque puede identificarse la causa del error y evitar que se repita.

En un centro de datos u otro centro operativo, es conveniente designar a una persona con la responsabilidad de mantener una comunicación en tiempo casi real, y un contacto de trabajo eficaz, con las estaciones sobre el terreno, de modo que se pueda recurrir a esta persona cuando se descubran errores en los datos.

1.8 SUPERVISIÓN DEL FUNCIONAMIENTO

La gestión de una red o de una estación es mucho más eficaz si se mantienen constantemente registros del funcionamiento, normalmente con periodicidad diaria y mensual. El objetivo de la supervisión del funcionamiento es examinar continuamente la calidad de las estaciones sobre el terreno y de cada sistema de observación, por ejemplo las mediciones de presión o la red de radiosondas.

La supervisión del funcionamiento presenta varios aspectos:

a) debería utilizarse el asesoramiento de los centros de datos para registrar el número y tipo de errores detectados por los procedimientos de control de la calidad;
b) los datos obtenidos de cada estación deberían compilarse en conjuntos sinópticos estructurados por períodos de tiempo, y estos conjuntos deberían servir para identificar diferencias sistemáticas con respecto a estaciones vecinas, tanto en los campos espaciales como en las series cronológicas comparativas; en este sentido, es útil obtener estadísticas del valor medio y de la dispersión de las diferencias y, para esos fines, resultan eficaces los métodos gráficos;
c) deberían obtenerse informes de las estaciones sobre el terreno sobre los fallos de los equipos u otros aspectos del funcionamiento.

Esos tipos de registro son muy útiles para identificar fallos sistemáticos de funcionamiento, y para indicar medidas correctivas. Constituyen muy buenos indicadores de gran número de factores que afectan a los datos, como la exposición o las variaciones de la calibración, el deterioro del equipo, la variación de la calidad de los fungibles, o la necesidad de una nueva formación. Son particularmente importantes para mantener la confianza en el equipo automático.

Los resultados de la supervisión del funcionamiento deberían comunicarse a las estaciones sobre el terreno, medida que sería importante para mantener la motivación. Los resultados indican también cuándo es necesario reparar o mejorar el equipo instalado *in situ*.

La supervisión del funcionamiento constituye una ardua tarea, y el administrador de la red le deberá asignar unos recursos adecuados. En OMM (1988) se describe un sistema de vigilancia de datos de una red de EMA, utilizando una pequeña oficina con personal dedicado a controlar los datos de salida en tiempo real y a asesorar a los administradores de la red y a los usuarios de los datos. En Miller y Morone (1993) se describe un sistema con funciones análogas, en tiempo casi real, que utiliza un modelo numérico de mesoescala para realizar las pruebas espaciales y temporales con los datos.

1.9 HOMOGENEIDAD DE LOS DATOS Y METADATOS

En el pasado, las redes de observación se constituían principalmente en apoyo de actividades de predicción meteorológica. En la práctica, el control de la calidad estaba centrado principalmente en descubrir valores anómalos, pero raramente incorporaba verificaciones de la homogeneidad de los datos y de la continuidad de las series temporales. El repentino interés por el cambio climático, debido principalmente a la preocupación por el aumento de los gases de efecto invernadero, hizo cambiar esta situación. Las pruebas de homogeneidad de los datos han revelado que muchos de los aparentes cambios climáticos pueden ser atribuidos a la falta de homogeneidad de las series temporales causada únicamente por variaciones operativas de los sistemas de observación. En esta sección se intentará resumir esas causas y exponer algunas directrices sobre la información necesaria en materia de datos —es decir, metadatos— que debería proporcionarse para contribuir a la homogeneidad de los datos y a los estudios sobre el cambio climático.

1.9.1 Causas de heterogeneidad en los datos

La falta de homogeneidad causada por cambios en el sistema de observación se presenta en forma de discontinuidades abruptas, cambios graduales, o cambios de la variabilidad. Las discontinuidades abruptas se deben mayormente a los cambios de instrumentos, de emplazamiento y de exposición, a la reubicación de estaciones, a variaciones en el cálculo de valores medios, a los procedimientos de reducción de datos, y a la aplicación de nuevas correcciones de la calibración. Los cambios en el entorno de la estación, la urbanización o los cambios graduales de las características de los instrumentos pueden producir una heterogeneidad creciente de carácter gradual. Los cambios de la variabilidad están causados por el mal funcionamiento de los instrumentos. Se puede producir también heterogeneidad por variaciones en la hora de observación, por insuficiencia de las rutinas de inspección, mantenimiento y calibración, o por procedimientos de observación insatisfactorios. En una red, puede aparecer heterogeneidad por efecto de incompatibilidades de los datos. Es evidente que todos los factores que afectan a la calidad de los datos pueden también dar origen a una falta de homogeneidad en estos.

Un estudio histórico de los cambios experimentados por las radiosondas (OMM, 1993*b*) pone de manifiesto la gravedad del problema, e ilustra claramente la atención que hay que dedicar para subsanarlo.

Las variaciones de los registros de temperatura en superficie que se experimentan cuando las estaciones manuales son sustituidas por estaciones meteorológicas automáticas, así como las variaciones de los registros de altitud ocasionadas por los cambios en las radiosondas constituyen casos especialmente interesantes de heterogeneidad de datos. Estos dos casos son ya conocidos, y es posible, en principio, preverlos y corregirlos; aun así, la supervisión del funcionamiento puede servir para confirmar la eficacia de las correcciones, o incluso para obtenerlas.

1.9.2 Metadatos

Debería evitarse en la medida de lo posible la heterogeneidad de los datos mediante la adopción de unos procedimientos apropiados de garantía de la calidad en relación con el control de la calidad. Sin embargo, ello no siempre es posible, ya que algunas causas de la heterogeneidad, como la sustitución de un sensor, pueden representar mejoras reales de las técnicas de medición. Es importante disponer de información sobre la presencia, el tipo y, especialmente, la cronología de toda falta de homogeneidad que sobrevenga. Una vez obtenida esa información, los climatólogos pueden utilizar programas estadísticos apropiados para vincular los datos anteriores con los nuevos datos en bases de datos homogéneas con un alto grado de confianza. La información de este tipo suele estar disponible en forma de metadatos, o sea, información sobre datos, y se denomina también "historial de estación". En ausencia de esa información, es posible que muchas de las heterogeneidades anteriormente indicadas no lleguen a ser descubiertas o corregidas. Cabe considerar los metadatos como una versión ampliada del registro administrativo de la estación, que contiene toda la información posible sobre la puesta en marcha inicial y sobre los tipos y fechas de los cambios acaecidos durante la vida útil de un sistema de observación. En la medida que los sistemas informatizados de gestión de datos constituyen un aspecto importante del suministro de datos de calidad, sería deseable que los metadatos estuvieran disponibles en una base de datos informatizada que permita la composición, actualización y uso de esa información.

1.9.3 Elementos de una base de metadatos

Las bases de metadatos contienen información sobre el sistema inicial, además de actualizaciones cuando se produce algún cambio. Sus principales elementos son:

a) Información sobre la red:
autoridad operadora, y tipo y finalidad de la red.

b) Información sobre la estación:
   i) información administrativa;
   ii) ubicación: coordenadas geográficas, elevación(es)[3];
   iii) descripciones del entorno y de obstáculos cercanos y distantes[3];
   iv) distribución física de los instrumentos[3];
   v) medios: transmisiones de datos, suministro de energía, cables;
   vi) descripción climatológica.

c) Información sobre los distintos instrumentos:
   i) tipo: fabricante, modelo, número de serie, principios de funcionamiento;
   ii) características de funcionamiento;
   iii) fecha y hora de las calibraciones;
   iv) emplazamiento y exposición: ubicación, apantallamiento, altura sobre el suelo[3];

3 Es necesario incluir mapas y planos a las escalas apropiadas.

v) programa de medición o de observación;
vi) horas de las observaciones;
vii) observador;
viii) adquisición de datos: muestreo, promediado;
ix) métodos y algoritmos de procesamiento de datos;
x) mantenimiento preventivo y correctivo;
xi) calidad de los datos (en forma de etiqueta o de incertidumbre).

1.9.4 Recomendaciones para un sistema de metadatos

El desarrollo de un sistema de metadatos requiere un considerable nivel de organización interdisciplinaria, y una atención constante a su funcionamiento, particularmente mediante una datación meticulosa y exacta de los cambios en la base de metadatos.

En OMM (1994) se encontrará un útil inventario de las necesidades al respecto, junto con ejemplos de los efectos producidos por los cambios en las actividades de observación y una explicación de las ventajas que conllevan los metadatos de calidad para poder obtener un registro climático fiable a partir de datos discontinuos. Los elementos funcionales básicos de un sistema para mantener una base de metadatos pueden resumirse como sigue:

a) deberán establecerse procedimientos normalizados para reunir mediciones superpuestas respecto de todos los cambios importantes en los instrumentos, en las prácticas de observación y en el emplazamiento de sensores;
b) deberán realizarse evaluaciones de rutina de los problemas existentes en materia de calibración, mantenimiento y homogeneidad, a fin de adoptar medidas correctivas cuando sea necesario;
c) deberá haber una comunicación fluida entre el recopilador de los datos y el investigador, que permita enviar información de respuesta para tomar conocimiento de los problemas relativos a los datos o, al menos, de las posibilidades de que ocurran, y corregirlos para mejorar o incorporar documentación en respuesta a necesidades de los usuarios inicialmente no previstas (por ejemplo, grupos de trabajo);
d) deberá existir una documentación detallada y rápidamente accesible sobre los procedimientos, la fundamentación, las pruebas realizadas, los supuestos y los problemas conocidos que intervengan en la constitución del conjunto de datos a partir de las mediciones.

Estas cuatro recomendaciones permitirían obtener metadatos suficientes para que un usuario de los datos pudiera manipularlos, aglutinarlos y resumirlos adoptando unos supuestos mínimos respecto de su calidad y homogeneidad.

1.10 GESTIÓN DE REDES

Gestionar una red implica ocuparse de todos los factores que afectan a la calidad de los datos, enumerados en la sección 1.6. En particular, la gestión de una red deberá incorporar medidas correctivas en respuesta al funcionamiento de la red que revelen los procedimientos de control de la calidad y la supervisión del funcionamiento.

El concepto de red está definido en OMM (2010*c*), y en OMM (2010*a*) se ofrecen directrices sobre la gestión de redes en términos generales, y en particular sobre la estructura y funciones de una unidad de gestión de red. En la práctica, las redes se gestionan de maneras muy diversas, a tenor de disposiciones administrativas de ámbito local.

Es útil designar como administrador de la red a determinada persona u oficina, a la que se encomendará una responsabilidad activa con respecto a las repercusiones de los distintos factores sobre la calidad de los datos. El administrador de una red deberá contar con la colaboración de otros especialistas que se ocupen de la gestión y materialización de algunos de esos factores, y que acepten responsabilidades respecto de sus efectos sobre la calidad de los datos.

El administrador debería examinar regularmente los procedimientos empleados y los resultados obtenidos respecto de todos los factores que afecten a la calidad, según se expone en la sección 1.6, considerando en particular que:

a) los sistemas de control de la calidad descritos en la sección 1.1 son, desde el punto de vista operativo, esenciales en cualquier red meteorológica, y deberían recibir atención prioritaria de los usuarios de los datos y del administrador de la red;
b) la supervisión del funcionamiento suele aceptarse como una de las funciones de gestión de la red y puede servir para indicar la necesidad de actuar para contrarrestar los efectos de la exposición, de la calibración y del mantenimiento, además de proporcionar información sobre los efectos de algunos de los demás factores;
c) la inspección de las estaciones sobre el terreno, que se describirá más adelante, es una de las funciones de la gestión de una red;

d) el mantenimiento del equipo puede ser directamente una de las funciones de la unidad de gestión de la red y, si no lo fuera, debería existir una colaboración particularmente eficaz entre el administrador de la red y la oficina responsable del equipo;
e) las disposiciones administrativas deberían permitir al administrador de la red adoptar, o encargar que se adopten, medidas correctivas según aconsejen los procedimientos de control de la calidad, la supervisión del funcionamiento, el programa de inspección o cualquier otro factor que afecte a la calidad; de los demás factores, uno de los más importantes es la formación de los observadores, tal como se explica en el capítulo 5 de la parte III, y el administrador de la red debería poder influir en el contenido y en el desarrollo de los cursos, o en la definición de las necesidades de formación.

1.10.1 Inspecciones

Las estaciones sobre el terreno deberían someterse regularmente a inspección, preferiblemente por parte de inspectores experimentados y expresamente designados para ello. Los objetivos consisten en examinar y mantener la actividad de los observadores, el equipo y la exposición de los instrumentos, así como mejorar el valor de los datos mediante un registro del historial de la estación. Al mismo tiempo, se pueden realizar diversas funciones administrativas, que son particularmente importantes para las estaciones dotadas de personal. Estos mismos principios son aplicables a las estaciones con personal, a las manejadas por observadores contratados, voluntarios o a tiempo parcial, y, en cierta medida, a las estaciones meteorológicas automáticas. Las necesidades en materia de inspección están indicadas en OMM (2010*c*), y en OMM (2010*a*) se ofrece asesoramiento al respecto.

Los informes proporcionados por las inspecciones formarán parte del registro de la supervisión del funcionamiento.

Sería muy recomendable disponer de un procedimiento sistemático y exhaustivo, abundantemente documentado en forma de manuales de inspección y de mantenimiento, para uso de los inspectores visitantes. Los procedimientos deberían incluir los detalles de la notificación y de las actuaciones de seguimiento que se realicen posteriormente.

El inspector debería ocuparse, en particular, de los aspectos siguientes de las operaciones en la estación:

a) *Funcionamiento de los instrumentos*. Los instrumentos que requieran calibración deberán ser verificados, contrastándolos con un patrón adecuado. La presión atmosférica es la observación más pertinente, ya que todos los barómetros emplazados *in situ* pueden experimentar cierto grado de deriva. Deberán verificarse los sistemas mecánicos y eléctricos de registro conforme a procedimientos establecidos. Otros equipos más complejos, como las estaciones meteorológicas automáticas y los radares, necesitan someterse a diversos tipos de verificaciones físicas y eléctricas. Los anemómetros y las garitas meteorológicas son especialmente propensos a sufrir diversos tipos de deterioro, que podrían viciar los datos. Debería examinarse el estado físico de todos los aparatos (por ejemplo, presencia de polvo, corrosión, etc.).
b) *Métodos de observación*. Es fácil adquirir prácticas inadecuadas en los procedimientos de observación, por lo que debería supervisarse continuamente el trabajo de todos los observadores. La uniformidad en los métodos de toma de registros, cifrado y codificación es esencial para el uso sinóptico y climatológico de los datos.
c) *Exposición*. Cuando sea viable, deberá documentarse y, en su momento, corregirse, todo cambio que se produzca en el entorno de la estación. Podría ser necesario cambiar de emplazamiento.

Las inspecciones de las estaciones manuales permiten también mantener el interés y el entusiasmo de los observadores. El inspector deberá ser prudente, informativo, entusiasta, y capaz de obtener cooperación de buen grado.

Para cada inspección debería cumplimentarse un formulario preparado para dejar constancia de la inspección. En él se debería incluir una lista de comprobación del estado y de la instalación del equipo, así como de la capacidad y competencia de los observadores. El formulario de inspección podrá utilizarse también para otros fines administrativos, por ejemplo los inventarios.

Es muy importante dejar siempre constancia y tomar nota de la fecha de todos los cambios percibidos durante la inspección, a fin de poder confeccionar un historial de la estación que sea posteriormente de utilidad para estudios climáticos u otros fines.

En general, no es posible especificar una frecuencia óptima de las visitas de inspección, ni tan siquiera para un tipo particular de estación. Aquella dependerá de la calidad de los observadores y del equipo,

de la rapidez con que se deterioren el equipo y la exposición, y de los cambios que se produzcan en el personal e instalaciones de la estación. Para una estación adecuadamente organizada, podría ser aceptable un intervalo de inspección de dos años y, para las estaciones automáticas, seis meses podría ser un plazo apropiado. En algunos tipos de estación habrá requisitos de inspección especiales.

Una parte del mantenimiento del equipo podrá ser efectuada por el inspector o por el grupo de inspección, en función de las aptitudes de estos. Por lo general, debería haber un programa de mantenimiento del equipo, al igual que se hace con las inspecciones. Este tema no se examinará en el presente texto, ya que las necesidades y las posibles formas de organización son muy diversas.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Deming, W. E., 1986: *Out of the Crisis: Quality, Productivity and Competitive Position*. University of Cambridge Press, Cambridge.

Kaplan, R. S., D. P. Norton, 1996: *The Balanced Scorecard: Translating Strategy into Action*. Harvard Business School Press, Boston.

Miller, P. A. y L. L. Morone, 1993: Real-time quality control of hourly reports from the automated surface observing system. *Preprints of the Eighth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*. American Meteorological Society, Boston, págs. 373 a 378.

Organización Internacional de Normalización (ISO), 2005: *Quality management systems – Fundamentals and vocabulary*. ISO 9000:2005.

Organización Internacional de Normalización (ISO), 2000: *Quality management systems – Requirements*. ISO 9001:2000.

Organización Internacional de Normalización (ISO), 2000: *Quality management systems – Guidelines for performance improvements*. ISO 9004:2000.

Organización Internacional de Normalización (ISO), 2002: *Guidelines for quality and/or environmental management systems auditing*. ISO 19011:2002.

Organización Internacional de Normalización/Comisión Electrotécnica Internacional (ISO/IEC), 2005: *General requirements for the competence of testing and calibration laboratories*. ISO/IEC 17025:2005.

Organización Internacional de Normalización/Comisión Electrotécnica Internacional (ISO/IEC), 2005*: Information technology – Service management – Part 1: Specification*. ISO/IEC 20000-1:2005.

Organización Internacional de Normalización/Comisión Electrotécnica Internacional (ISO/IEC), 2005 y 2012: *Information technology – Service management – Part 2: Code of practice*. ISO/IEC 20000-2:2005-12, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1988: Practical experience of the operation of quality evaluation programmes for automated surface observations both on land and over the sea (M. Field y J. Nash). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación (TECO-1988)*, Informe nº 33 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 222, Ginebra, págs. 335 a 340.

Organización Meteorológica Mundial, 1993*a*: *Guía del Sistema Mundial de Proceso de Datos*. OMM-Nº 305, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1993*b*: *Historical Changes in Radiosonde Instruments and Practices* (D. J. Gaffen). Informe nº 50 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 541, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1994: Homogeneity of data and the climate record (K. D. Hadeen y N. B. Guttman). *Artículos presentados en la Conferencia Técnica de la OMM sobre Instrumentos y Métodos de Observación (TECO-94)*, Informe nº 57 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 588, Ginebra, pags. 3 a 11.

Organización Meteorológica Mundial, 2005*a*: *Quality Management Framework (QMF)*. Primer informe técnico de la OMM (edición revisada), WMO/TD-No. 1268.

Organización Meteorológica Mundial, 2005*b*: *Guidelines on Quality Management Procedures and Practices for Public Weather Services*. PWS-11, WMO/TD No. 1256, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 2010*a*: *Guía del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 488, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 2010*b*: *Manual del Sistema Mundial de Proceso de Datos y de Predicción*. OMM-Nº 485, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 2010*c*: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. Volumen I – Aspectos mundiales, OMM-Nº 544, Ginebra.

CAPÍTULO 2

MUESTREO DE VARIABLES METEOROLÓGICAS

2.1 GENERALIDADES

El presente capítulo está concebido como una introducción a este tema complejo, destinada a aquellos que no son especialistas pero que necesitan disponer de los conocimientos suficientes para comprenderlo en términos generales y para formarse una idea de la importancia de las técnicas.

Variables atmosféricas tales como la velocidad del viento, la temperatura, la presión y la humedad son funciones de cuatro dimensiones: dos horizontales, una vertical y una temporal. En todas ellas las variaciones son irregulares, y la finalidad perseguida al estudiar el muestreo es definir procedimientos de medición prácticos a fin de obtener observaciones representativas con un grado de incertidumbre aceptable en las estimaciones de los valores medios y de la variabilidad.

El estudio del muestreo en las dimensiones horizontales incluye la representatividad del área de medición, que se aborda en el capítulo 1 de la parte I, en otros capítulos relativos a la medición de determinadas magnitudes, y sucintamente a continuación. Abarca asimismo el diseño de redes, que constituye un tema de estudio especial relacionado con el análisis numérico, y la medición de magnitudes integradas en área mediante radares y satélites; ninguno de estos dos temas se examinará en el presente texto. El muestreo vertical se examina brevemente en los capítulos 12 y 13 de la parte I y en el capítulo 5 de la parte II. Así pues, el presente capítulo está dedicado únicamente al muestreo en función del tiempo, a excepción de algunos comentarios generales sobre la representatividad.

El tema puede abordarse en los dos niveles siguientes:

a) Podría estudiarse, a un nivel elemental, el problema meteorológico básico de obtener el valor medio de una magnitud fluctuante representativa de un intervalo de muestreo establecido en un período de tiempo dado, empleando sistemas de instrumentos cuyos tiempos de respuesta sean largos comparados con las fluctuaciones. Al nivel más simple, esto implica la consideración de las estadísticas de un conjunto de mediciones y del tiempo de respuesta de los instrumentos y circuitos electrónicos.
b) El problema podría estudiarse con mayor precisión aplicando la teoría de análisis mediante series temporales, el concepto de espectro de fluctuaciones y el comportamiento de los filtros. Estas materias son necesarias para estudiar el problema más complejo del empleo de instrumentos de respuesta relativamente rápida para obtener mediciones satisfactorias del valor medio o del espectro de una magnitud rápidamente variable, siendo el viento el ejemplo más destacado.

Será, pues, conveniente comenzar por una exposición de las series temporales, los espectros y los filtros, en las secciones 2.2 y 2.3. En la sección 2.4 se brindan consejos prácticos sobre muestreo. La mayor parte de estas consideraciones presupondrán el empleo de técnicas digitales y de procesamiento automático.

Es importante tener presente que nunca se muestrea realmente una variable atmosférica. Como máximo, se muestrea el resultado de un sensor de esa variable. Esta distinción es importante, ya que los sensores no proporcionan una analogía exacta de la variable percibida. Por lo general, los sensores responden con mayor lentitud que los cambios atmosféricos, y añaden ruido. Los sensores tienen también otros efectos, por lo general indeseables, como producir derivas de la calibración, responder de forma no lineal, interferir con la magnitud que están midiendo, fallar más a menudo de lo que se desea, etc., aunque en el presente texto se abordarán únicamente la respuesta y la adición de ruido.

Son muchos los libros de texto en los que se puede encontrar la información general necesaria para diseñar sistemas de muestreo o para estudiar datos muestreados. Véanse, por ejemplo, Bendat y Piersol (1986), o bien Otnes y Enochson (1978). Otros textos de utilidad son Pasquill y Smith (1983), Stearns y Hush (1990), Kulhánek (1976), y Jenkins y Watts (1968).

2.1.1 Definiciones

En el presente capítulo se utilizarán las definiciones siguientes:

Un *muestreo* es el proceso empleado para obtener una secuencia discreta de mediciones de una magnitud.

Una *muestra* es una medición individual, por lo general una de una serie de lecturas puntuales de un sistema sensor. Obsérvese que esta definición difiere de la empleada habitualmente en estadística, que se refiere a un conjunto de números o mediciones que forma parte de una población.

Una *observación* es el resultado de un proceso de muestreo, y es la magnitud notificada o registrada (denominada también con frecuencia "medición"). En el contexto del análisis de series temporales, una observación se obtiene a partir de cierto número de muestras.

Una *medición*, según la ISO, es el "conjunto de operaciones encaminadas a determinar el valor de una magnitud". En el uso habitual, este término puede emplearse para designar el valor de una muestra o de una observación.

El *tiempo de muestreo* o *período de observación* es el período de tiempo durante el que se toma determinado número de muestras en el transcurso de una observación.

El *intervalo de muestreo* es el tiempo transcurrido entre observaciones sucesivas.

La *función de muestreo* o *función de ponderación* es, en los términos más simples, un algoritmo para promediar o filtrar las muestras individuales.

La *frecuencia de muestreo* es la frecuencia con que se toman las muestras. El *espaciamiento de muestreo* es el tiempo transcurrido entre muestras.

Se denomina *suavizado* al proceso de atenuación de los componentes de alta frecuencia del espectro sin afectar de manera significativa a las frecuencias más bajas. Se suele emplear para eliminar ruido (errores y fluctuaciones aleatorios ajenos a la aplicación).

Un *filtro* es un dispositivo empleado para atenuar o seleccionar determinadas frecuencias. El suavizado se realiza mediante un filtro de *paso bajo*, y los términos *suavizado* y *filtrado* suelen utilizarse indistintamente en este sentido. Sin embargo, existen también filtros de *paso alto* y de *paso de banda*. El filtrado puede ser una propiedad del instrumento, como la inercia, o bien puede realizarse por medios electrónicos o numéricos.

2.1.2 Representatividad en el tiempo y en el espacio

Las observaciones de muestreo se realizan con una frecuencia limitada, durante un intervalo de tiempo limitado y sobre un área limitada. En la práctica, las observaciones deberían ser lo suficientemente frecuentes para ser representativas de las partes no muestreadas de la variable (continua), y a menudo se consideran representativas de un intervalo de tiempo y un área mayores.

El usuario de una observación espera de ella que sea representativa, o típica, de un área e instante, y de un período de tiempo. El área puede ser, por ejemplo, un aeropuerto, o una extensión de varios kilómetros de radio visible sin dificultad para un observador humano. El tiempo es el instante en que se efectúa el informe o se transmite el mensaje, y el intervalo es una cantidad convenida, a menudo de 1, 2 o 10 minutos.

Para que las observaciones sean representativas, se exponen los sensores a alturas estándar, en lugares despejados, y se procesan las muestras para obtener los valores medios. En algunos casos los sensores, por ejemplo los transmisómetros, obtienen por su propia naturaleza un promedio espacial, contribuyendo así a la representatividad de la observación. Otro ejemplo a este respecto es la observación humana de la visibilidad. Sin embargo, en lo que resta del capítulo se ignorará el muestreo espacial para centrarse en el muestreo temporal de las mediciones realizadas en un punto.

Un ejemplo típico de muestreo y de promediado a lo largo del tiempo consistiría en la medición de temperatura minuto a minuto (las muestras), el cálculo de un promedio a lo largo de diez minutos (es decir, el intervalo de muestreo y la función de muestreo), y la transmisión de dicho promedio (la observación) en un informe sinóptico cada tres horas. Cuando estas observaciones se obtienen durante un período de tiempo en un mismo lugar, ellas mismas se convierten en muestras a lo largo de una nueva secuencia temporal, con un espaciamiento de tres horas. Cuando se toman en un gran número de lugares, dichas observaciones se convierten también en muestras, conforme a una secuencia espacial. En este sentido, las observaciones representativas son también muestras representativas. En el presente capítulo se abordará el tema de la observación inicial.

2.1.3 Los espectros de magnitudes atmosféricas

Aplicando la operación matemática conocida como transformada de Fourier, una función irregular del tiempo (o de la distancia) puede ser reducida a su espectro, que es la suma de un gran número de

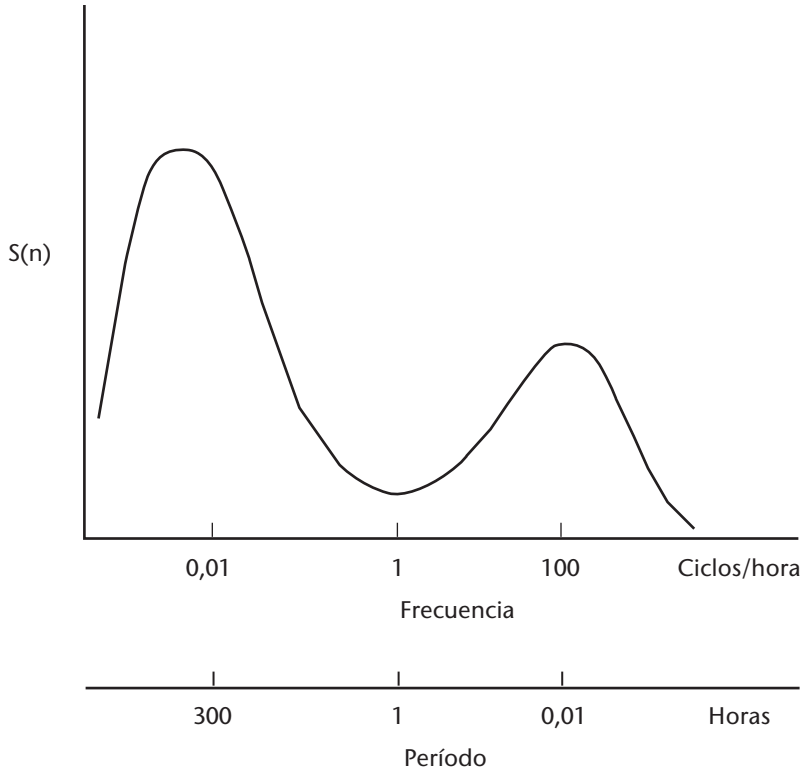


Figura 2.1. Espectro típico de una magnitud meteorológica

sinusoides, cada una de ellas con su propia amplitud, longitud de onda (o período, o frecuencia) y fase. En contextos amplios, estas longitudes de onda (o frecuencias) definen "escalas" o "escalas de movimiento" de la atmósfera.

El alcance de estas escalas es limitado en la atmósfera. En un extremo del espectro, las escalas horizontales no pueden exceder de la circunferencia de la Tierra, es decir, de 40 000 kilómetros. Para fines meteorológicos, las escalas verticales no exceden de algunas decenas de kilómetros. En la dimensión temporal, sin embargo, las escalas de mayor extensión son las climatológicas y, en principio, no tienen límite, aunque en la práctica el período más largo no excede de la longitud de los registros. En el extremo corto, la disipación viscosa de energía turbulenta en forma de calor establece un límite inferior. Cerca de la superficie de la Tierra, este límite está determinado por una longitud de onda de algunos centímetros, y aumenta con la altura hasta llegar a unos cuantos metros en la estratosfera. En la dimensión temporal, estas longitudes de onda corresponden a frecuencias de decenas de hercios. Sería correcto decir que las variables atmosféricas son de ancho de banda limitado.

La figura 2.1 muestra una representación esquemática del espectro de una magnitud meteorológica tal como el viento, medida teóricamente en una estación y en un instante determinados. El eje de ordenadas, denominado habitualmente energía o densidad espectral, está relacionado con la varianza de las fluctuaciones del viento para cada frecuencia *n*. El espectro de la figura 2.1 tiene un mínimo de energía en la mesoescala en torno a un ciclo por hora, entre máximos en la escala sinóptica en torno a un ciclo cada cuatro días, y en la microescala en torno a un ciclo por minuto. Las longitudes de onda más cortas son de unos pocos centímetros, y las frecuencias más grandes, de decenas de hercios.

2.2 SERIES TEMPORALES, ESPECTROS DE POTENCIA Y FILTROS

La presente sección es una introducción a los conceptos del análisis de series temporales, dirigida al lector no especializado, que constituye uno de los fundamentos de una buena práctica de muestreo. En el contexto de esta Guía, son particularmente importantes para la medición del viento, pero idénticos problemas plantean la temperatura, la presión

y otras magnitudes. Adquirieron importancia para las mediciones meteorológicas de rutina cuando se introdujeron las mediciones automáticas, que permitían realizar muestreos rápidos y frecuentes. Se pueden producir errores graves en la estimación de los valores medios, de los valores extremos y del espectro si los sistemas no han sido diseñados adecuadamente.

Aunque las mediciones de espectros no sean habituales, tienen numerosas aplicaciones. El espectro de viento es importante en ingeniería, y en relación con la dispersión, la difusión y la dinámica atmosféricas. Los conceptos aquí estudiados se utilizan también en el ámbito del análisis cuantitativo de datos satelitales (en la dimensión espacial horizontal), así como en climatología y en micrometeorología.

En resumen, el argumento es el siguiente:

a) puede evaluarse una frecuencia de muestreo óptima considerando la variabilidad de la magnitud que se somete a medición; las estimaciones del valor medio y de otros parámetros estadísticos de las observaciones conllevarán incertidumbres menores para frecuencias de muestreo más altas, es decir, para muestras más grandes;
b) el teorema de Nyquist afirma que una magnitud en fluctuación continua puede determinarse con precisión mediante una serie de muestras de espaciamiento fijo, siempre que estén lo suficientemente próximas;
c) si la frecuencia de muestreo es demasiado baja, las fluctuaciones a las frecuencias no muestreadas más altas (por encima de la frecuencia de Nyquist, que se define en la sección 2.2.1) afectarán a la estimación del valor medio, y también lo harán al cálculo de las frecuencias más bajas con lo que el espectro medido será incorrecto; la señal espuria, de baja frecuencia, que aparece en estos casos, como consecuencia de esa baja frecuencia de muestreo, se denomina *aliasing* o solapamiento, y puede dar lugar a errores importantes si no se conocen sus mecanismos y si no se tiene en cuenta al diseñar los sistemas;
d) el solapamiento puede evitarse empleando una frecuencia de muestreo elevada o realizando un filtrado de las altas frecuencias de modo que se pueda utilizar una frecuencia de muestreo más baja y más adecuada;
e) los filtros pueden ser digitales o analógicos, y un sensor con un tiempo de respuesta suficientemente largo actúa como filtro.

Para entender a fondo lo que es un muestreo hay que saber lo que son los espectros de potencia, el teorema de Nyquist, el filtrado, y la respuesta de los instrumentos. Se trata de un tema muy especializado, que conlleva conocer: las características de los sensores utilizados; la manera en que se acondiciona, se procesa y se registra cronológicamente la señal de salida de los sensores; las propiedades físicas de los elementos que se miden; y la finalidad a que se destinará el análisis. Para ello, a su vez, es necesario conocer en profundidad la física de los instrumentos, la teoría de los sistemas electrónicos o de otro tipo utilizados en los procesos de acondicionamiento y registro cronológico, y también matemáticas y estadística, así como la meteorología de los fenómenos, todo lo cual excede del alcance del presente texto.

Sin embargo, un lego puede llegar a comprender los principios en que se basa una buena práctica de medición de valores medios y extremos, y a hacerse una idea de los problemas que plantea la medición de espectros.

2.2.1 Análisis de series temporales

Será necesario considerar las señales como valores pertenecientes al dominio de tiempo o al de frecuencias. La idea fundamental en que se basa el análisis espectral es el concepto de transformada de Fourier. Una función, $f(t)$, definida entre $t = 0$ y $t = \tau$ puede ser transformada en la suma de un conjunto de funciones sinusoidales:

$$f(t) = \sum_{j=0}^{\infty} [A_j \sin(j\omega t) + B_j \cos(j\omega t)] \qquad (2.1)$$

donde $\omega = 2\pi/\tau$. El miembro derecho de esta ecuación es una serie de Fourier. A_j y B_j son las amplitudes de las contribuciones de los componentes a las frecuencias $n_j = j\omega$. Esta es la transformada básica entre el dominio de tiempo y el de frecuencias. Los coeficientes de Fourier A_j y B_j están directamente relacionados con la frecuencia $j\omega$, y pueden asociarse a las contribuciones espectrales a $f(t)$ a estas frecuencias. Si se conoce la respuesta de frecuencia de un instrumento, es decir, la manera en que este amplifica o atenúa ciertas frecuencias, y en qué manera dichas frecuencias contribuyen a la señal original, puede calcularse el efecto de la respuesta de frecuencia sobre la señal de salida. La contribución de cada frecuencia se caracteriza mediante dos parámetros. Lo más adecuado es utilizar la amplitud y la fase del componente frecuencia. Así, si se expresa la ecuación 2.1 en la forma alternativa:

$$f(t) = \sum_{j=0}^{\infty} [\alpha_j \sin(j\omega t + \phi_j)] \qquad (2.2)$$

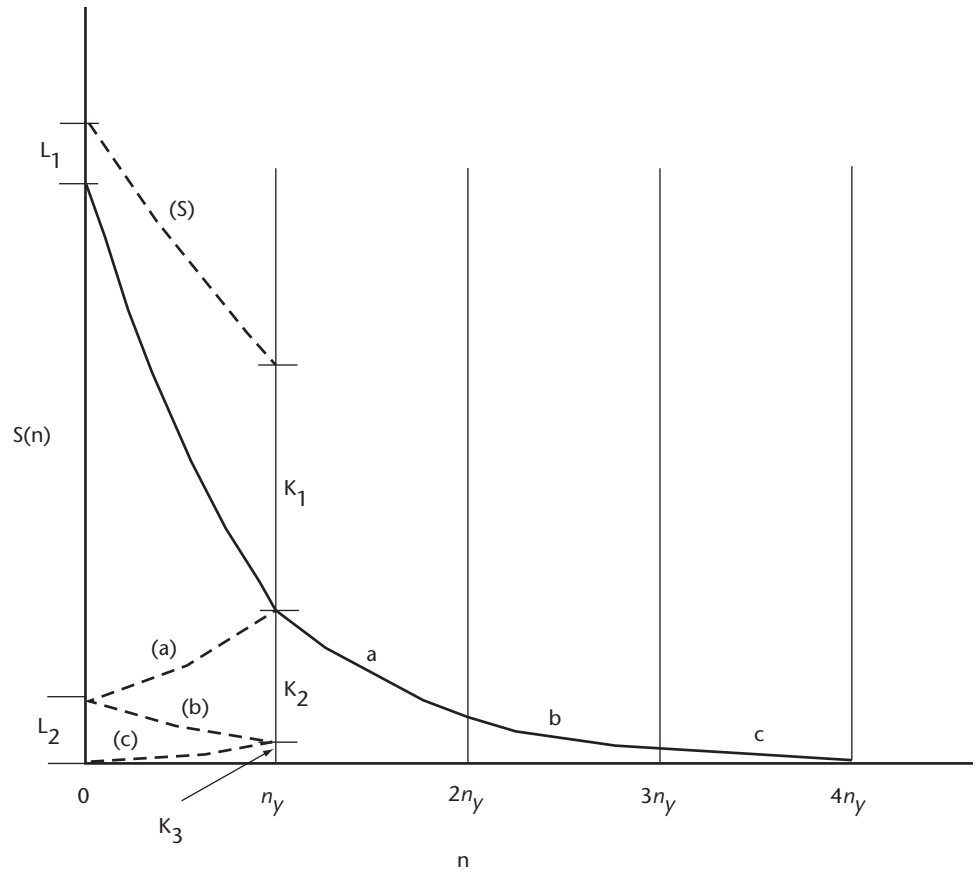


Figura 2.2. Ilustración esquemática del solapamiento de un espectro calculado a partir de una serie temporal estacionaria. El espectro solo puede calcularse en la banda de frecuencias comprendida entre cero y la frecuencia de Nyquist, n_y. Los valores verdaderos de las energías a frecuencias más altas se indican mediante los sectores señalados como a, b, c. Estos valores se "pliegan" hacia atrás en el sector comprendido entre $n = 0$ y n_y, como se indica mediante las líneas discontinuas a), b) y c). El espectro calculado, que se muestra en la línea discontinua (S), incluye la suma de estos valores.

la amplitud y la fase asociadas a cada contribución espectral serán α_j y ϕ_j. Ambas pueden resultar afectadas durante el muestreo y el procesamiento.

Hasta ahora se ha supuesto que la función $f(t)$ es conocida de manera continua en todo su recorrido desde $t = 0$ hasta $t = \tau$. En la mayoría de los casos, sin embargo, no suele ser así; la variable meteorológica se mide en puntos discretos con arreglo a una serie temporal, que es una serie de N muestras tomadas a un mismo intervalo Δt durante un período especificado $\tau = (N - 1)\Delta t$. Se supone que las muestras se toman instantáneamente, lo que no es estrictamente cierto, ya que todos los dispositivos de medición requieren un cierto tiempo para determinar el valor que miden. En la mayoría de los casos, este tiempo es breve comparado con el espaciamiento de la muestra, Δt. Incluso en los casos en que no sea así, se puede incorporar al análisis el tiempo de respuesta del sistema de medición, aunque este tema no se abordará aquí.

Si se consideran los datos que se obtendrían muestreando una función sinusoidal a intervalos Δt, puede apreciarse que la frecuencia más alta que es posible detectar es $1/(2\Delta t)$, y que en la realidad toda sinusoide de frecuencia más alta que aparezca en la serie temporal estará representada en los datos como si su frecuencia fuera más baja. La frecuencia $1/(2\Delta t)$ se denomina frecuencia de Nyquist, y se designará en lo sucesivo como n_y. La frecuencia de Nyquist se denomina también a veces frecuencia de plegado, en referencia al solapamiento de los datos. El concepto está representado esquemáticamente en la figura 2.2. Lo que sucede es que, cuando se realiza un análisis espectral de una serie temporal, el hecho de que los datos sean discretos hace que la contribución a la estimación, a la

frecuencia n, también contenga contribuciones de frecuencias superiores, concretamente de $2\,jn_y \pm n$ ($j = 1$ a ∞). Esta situación se puede visualizar considerando el dominio de frecuencias como si estuviera plegado, en forma de concertina, a $n = 0$ y $n = n_y$, y así sucesivamente en intervalos de n_y. La estimación espectral para cada frecuencia del recorrido de valores es la suma de todas las contribuciones de las frecuencias más altas que están por encima de ella.

En la sección 2.4.2 se examinarán los efectos del solapamiento en la práctica. En principio, el problema que plantea es grave, y hay que tenerlo en cuenta en el diseño de sistemas de instrumentos. Se puede evitar minimizando o anulando la intensidad de la señal a las frecuencias superiores a n_y. Esto se puede conseguir de dos maneras. En primer lugar, el sistema puede contener un filtro de paso bajo que atenúe las contribuciones a frecuencias superiores a n_y antes de digitalizar la señal. La única desventaja es que la cadencia temporal y la magnitud de los cambios rápidos no se registrarán bien, o no se registrarán en absoluto. El segundo método consiste en hacer Δt suficientemente pequeño, de modo que las contribuciones por encima de la frecuencia de Nyquist sean insignificantes. Ello es posible gracias a que el espectro de la mayoría de las variables meteorológicas decae muy rápidamente a frecuencias muy altas. Sin embargo, este segundo método no siempre será viable: al igual que en el ejemplo de las mediciones de temperatura cada tres horas, si Δt es del orden de horas, las fluctuaciones en la pequeña escala, del orden de minutos o segundos, pueden tener valores espectrales relativamente grandes y producir fuertes solapamientos. Cuando este sea el caso, el primer método podría resultar apropiado.

2.2.2 La medición de espectros

La densidad espectral, al menos según la estimación obtenida de una serie temporal, se define como sigue:

$$S(n_j) = (A_j^2 + B_j^2)/n_j = \alpha_j^2/n_j \qquad (2.3)$$

Obsérvese que en este caso la fase no aparece.

El espectro de una magnitud fluctuante puede medirse de varias maneras. En ingeniería eléctrica solía determinarse haciendo pasar la señal por filtros de paso de banda y midiendo la potencia de salida. Seguidamente, el valor obtenido se relacionaba con la potencia de la frecuencia central del filtro.

Existen varias maneras de abordar los análisis espectrales numéricos de una serie temporal. La más evidente consiste en aplicar directamente una transformada de Fourier de la serie temporal. En tales casos, como la serie tiene un número finito de términos, habrá solo un número finito de componentes de frecuencia en la transformada. Si la serie contiene N términos, habrá $N/2$ frecuencias como resultado del análisis. Un cálculo directo resultaría muy laborioso, por lo que se han desarrollado otros métodos. La primera idea al respecto apareció en Blackman y Tukey (1958), donde se relacionaba la función de autocorrelación con las estimaciones de diversas funciones espectrales. (La función de autocorrelación $r(t)$ es el coeficiente de correlación calculado entre términos de la serie temporal separados por un intervalo de tiempo t). Este método era apropiado para la baja capacidad de computación de las décadas de 1950 y 1960, pero en la actualidad ha quedado relegado por la denominada transformada rápida de Fourier (TRF), que se basa en las propiedades generales de las computadoras digitales para acelerar considerablemente los cálculos. La limitación principal de este método es que la serie deberá contener 2^k términos, donde k es un valor entero. En general, este problema no es grave, ya que en la mayoría de los casos se dispone de datos suficientes para organizar convenientemente la serie hasta llegar a esa longitud. Alternativamente, algunos programas de computadora de TRF pueden utilizar un número arbitrario de términos y añadir datos sintéticos hasta completar los 2^k.

Puesto que la serie temporal es de duración finita (N términos), representa solo una muestra de la señal que interesa. Así pues, los coeficientes de Fourier vienen a ser solo una estimación del valor verdadero, es decir, poblacional. Para mejorar la fiabilidad, es habitual promediar cierto número de términos a cada lado de determinada frecuencia, y asignar el promedio al valor de esa frecuencia. Con ello, se reduce el intervalo de confianza de la estimación. Por regla general, se considera que 30 grados de libertad son suficientes a efectos prácticos. Por consiguiente, como cada estimación efectuada durante la transformada de Fourier tiene 2 grados de libertad (asociados a los coeficientes de los términos seno y coseno), lo habitual es promediar unos 15 términos. Obsérvese que 16 es un número mejor si se utiliza una TRF, ya que es igual a 2^4 y entonces hay exactamente $2^k/2^4$ (= 2^{k-4}) estimaciones espectrales; por ejemplo, si la serie tiene 1 024 términos (esto es, $k = 0$), habrá 512 estimaciones de las A y de las B, y 64 (= 2^{10-4}) estimaciones suavizadas.

La utilización de estos análisis es, cada vez más, parte integrante de los sistemas meteorológicos, y reviste interés no solo para el análisis de datos. La forma exacta de los espectros con que se trabaja en meteorología puede tener conformaciones muy diversas. Como se puede imaginar, las contribuciones pueden provenir de las frecuencias más bajas, como en el caso del cambio climático, o de periodicidades anuales o estacionales, o de episodios sinópticos con períodos de varios días, o de una periodicidad diurna (por días completos) o semidiurna, y tanto para episodios de mesoescala locales como para turbulencias o variaciones moleculares. Para la mayoría de las aplicaciones meteorológicas, incluido el análisis sinóptico, el interés se cifra en el rango de valores de entre minutos y segundos. A estas frecuencias, lo normal es que el espectro disminuya muy rápidamente con la frecuencia. Para períodos inferiores a un minuto, el espectro suele presentar valores proporcionales a $n^{-5/3}$. De ese modo, la contribución de frecuencias superiores a 1 Hz suele ser relativamente pequeña.

Una de las propiedades importantes del espectro es que:

$$\sum_{j=0}^{\infty} S(n_j) = \sigma^2 \qquad (2.4)$$

donde σ^2 es la varianza de la magnitud que se mide. A efectos del análisis, muchas veces es conveniente expresar el espectro de forma continua, de modo que la ecuación 2.4 se convierta en:

$$\int_0^{\infty} S(n)\, dn = \sigma^2 \qquad (2.5)$$

De las ecuaciones 2.4 y 2.5 se infiere que los cambios producidos en el espectro, por ejemplo por el sistema de instrumentos, alterarán el valor de σ^2 y, por consiguiente, las propiedades estadísticas de los valores de salida en comparación con los de entrada. Esta consideración puede ser importante en el diseño de instrumentos y en el análisis de datos.

Obsérvese también que el miembro izquierdo de la ecuación 2.5 es el área abarcada por la curva de la figura 2.2. Dicha área, y por consiguiente la varianza, no resulta afectada por solapamiento si la serie temporal es estacionaria, es decir, si su espectro no cambia de vez en cuando.

2.2.3 Respuesta del sistema de instrumentos

Los sensores, y los circuitos electrónicos que se pueden utilizar con ellos, incluidos los sistemas de instrumentos, tienen tiempos de respuesta y características de filtrado que afectan a las observaciones.

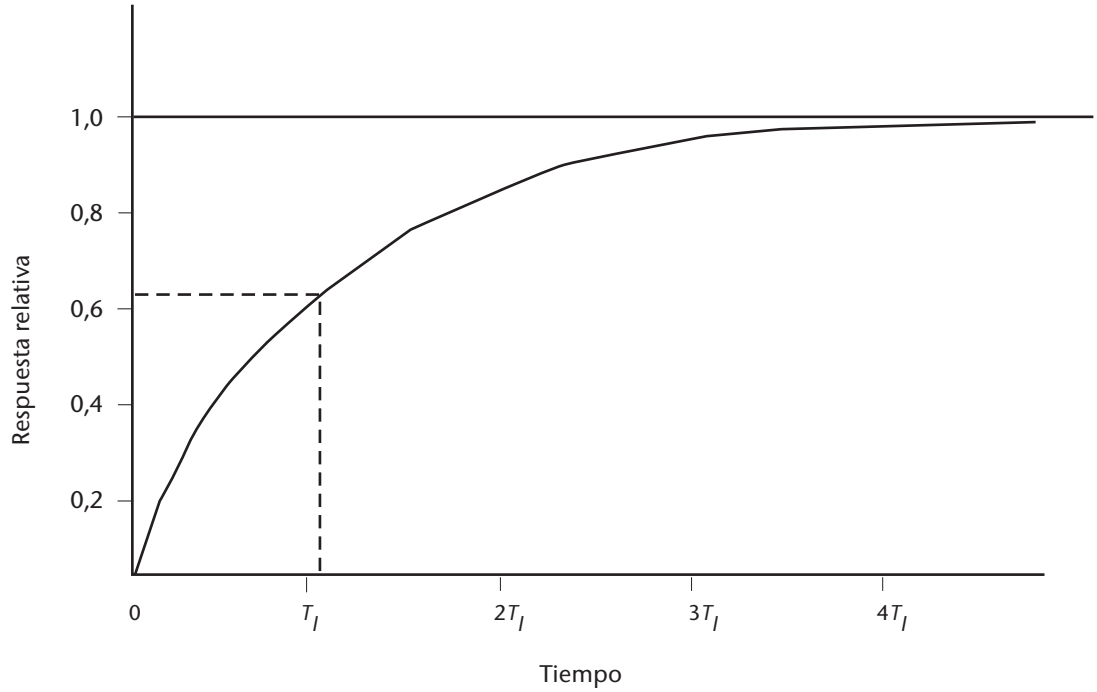


Figura 2.3. Respuesta de un sistema de primer orden ante una función escalonada. En el instante $T_{(I)}$ el sistema ha alcanzado el 63 por ciento de su valor final.

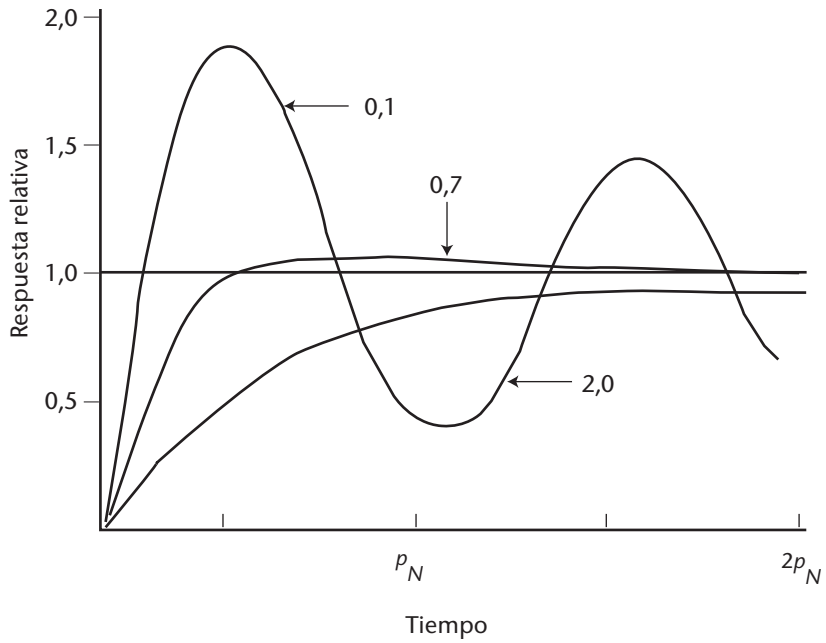


Figura 2.4. Respuesta de un sistema de segundo orden ante una función escalonada. p_N es el período natural, relacionado con k_1 en la ecuación 2.7, que, para una veleta, depende de la velocidad del viento. Las curvas que se muestran son los factores de amortiguamiento con valores de 0,1 (amortiguamiento muy ligero), 0,7 (amortiguamiento crítico, óptimo para la mayoría de los casos) y 2,0 (amortiguamiento fuerte). El factor de amortiguamiento está relacionado con k_2 en la ecuación 2.7.

Ningún sistema de instrumentos meteorológicos, o, para lo que importa en este texto, ningún sistema de instrumentos, va describiendo con exactitud la magnitud que mide. En términos generales, no existe una manera simple de describir la respuesta de un sistema, aunque hay aproximaciones razonables. La más simple puede clasificarse en términos de respuestas de primero y de segundo orden. Esta denominación hace referencia al orden de la ecuación diferencial que se utiliza para aproximar la manera de responder del sistema. Para un examen detallado de los conceptos que siguen hay numerosas referencias en los textos de física y en la bibliografía (véase MacCready y Jex, 1964).

En un sistema de primer orden, como puede ser un sensor simple, o el tipo más simple de circuito de filtro de paso bajo, la velocidad con que cambia el valor registrado por el instrumento es directamente proporcional a la diferencia entre el valor registrado por el instrumento y el valor verdadero de la variable. Así, si el valor verdadero en el instante t es $s(t)$ y el valor medido por el sensor es $s_0(t)$, el sistema viene descrito por la ecuación diferencial de primer orden:

$$\frac{ds_0(t)}{dt} = \frac{s(t) - s_0(t)}{T_I} \qquad (2.6)$$

donde T_I es una constante con dimensión de tiempo, característica del sistema. En un sistema de primer orden, la respuesta a una función escalonada es proporcional a $\exp(-t/T_I)$ y T_I es observable como el tiempo que tarda el sistema, después de un incremento, en alcanzar el 63 por ciento de la lectura estacionaria final. La ecuación 2.6 es válida para muchos tipos de sensores, entre ellos los termómetros.

Un anemómetro de cazoletas es un instrumento de primer orden, con la propiedad especial de que T_I no es constante. Varía con la velocidad del viento y, de hecho, el parámetro s_0T_I se denomina constante de distancia, ya que es prácticamente constante. Como puede verse en este caso, la ecuación 2.6 no es ya una simple ecuación de primer orden, dado que ahora es no lineal y su solución plantea, por consiguiente, problemas importantes. Un problema añadido radica en que T_I depende también de si las cazoletas están acelerando o ralentizando; es decir, de si el miembro de la derecha es positivo o negativo. Esto ocurre porque el coeficiente de arrastre de una cazoleta es menor cuando el flujo de aire es frontal que cuando incide en su cara posterior.

Una veleta se aproxima a un sistema de segundo orden, ya que la aceleración de la veleta en la

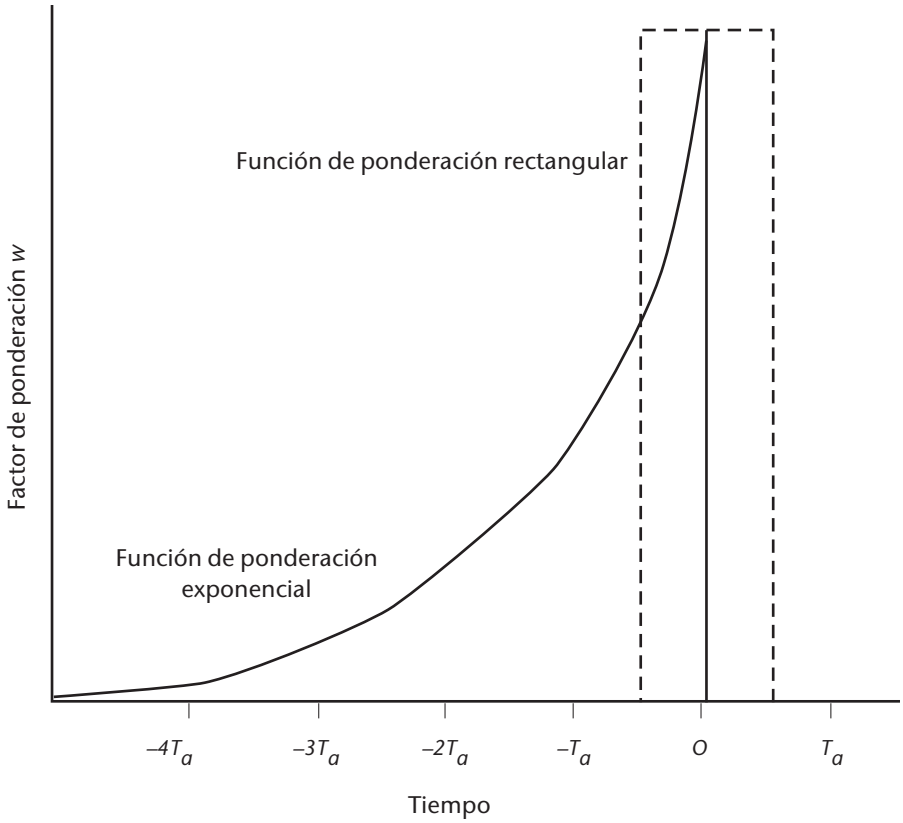


Figura 2.5. Factores de ponderación para una función de ponderación de primer orden (exponencial) y para una función de ponderación rectangular. Para el tramo rectangular T_a es T_s, el tiempo de muestreo, y $w = 1/N$. Para la función de primer orden T_a es T_l, es decir, la constante de tiempo del filtro, y $w(t) = (1/T_l) \exp(-t/T_l)$.

dirección del viento verdadero es proporcional al desplazamiento de aquella respecto de la dirección verdadera. Esta es claramente la descripción clásica de un oscilador (por ejemplo, de un péndulo). Las veletas, tanto por razones naturales como por diseño, experimentan amortiguamiento. Este efecto se debe a una fuerza resistente proporcional y de signo contrario a la velocidad de cambio. Así pues, la ecuación diferencial que describe la acción de la veleta es la siguiente:

$$\frac{d^2\phi_0(t)}{dt^2} = k_1[\phi_0(t) - \phi(t)] - k_2\frac{d\phi_0(t)}{dt} \qquad (2.7)$$

donde ϕ es la dirección del viento verdadero; ϕ_0 es la dirección de la veleta; y k_1 y k_2 son constantes. La solución a esta ecuación es una oscilación amortiguada a la frecuencia natural de la veleta (determinada por la constante k_1). Desde luego, la amortiguación es muy importante y está controlada por la constante k_2. Si es demasiado pequeña, la veleta simplemente oscilará a la frecuencia natural, mientras que, si es demasiado grande, no responderá a los cambios de la velocidad del viento.

Resulta instructivo examinar cómo responden estos dos sistemas a un incremento de sus valores de entrada, ya que esta situación ejemplifica la manera en que los instrumentos responden en la realidad. Las ecuaciones 2.6 y 2.7 pueden resolverse analíticamente para esos valores de entrada. Las respuestas aparecen representadas en las figuras 2.3 y 2.4. Obsérvese que el sistema en ningún caso mide el valor real del elemento. Además, los valores escogidos para las constantes k_1 y k_2 pueden tener un efecto importante sobre los valores de salida.

Una propiedad importante de un sistema de instrumentos es su función de respuesta en frecuencia o función de transferencia $H(n)$. Esta función indica qué cantidad de espectro es transmitida por el sistema. Puede definirse como:

$$S(n)_{sal} = H(n)\, S(n)_{ent} \qquad (2.8)$$

donde los subíndices hacen referencia a los espectros de entrada (*ent*) y de salida (*sal*). Obsérvese que, en virtud de la relación contenida en la ecuación 2.5, la varianza de la salida depende de $H(n)$.

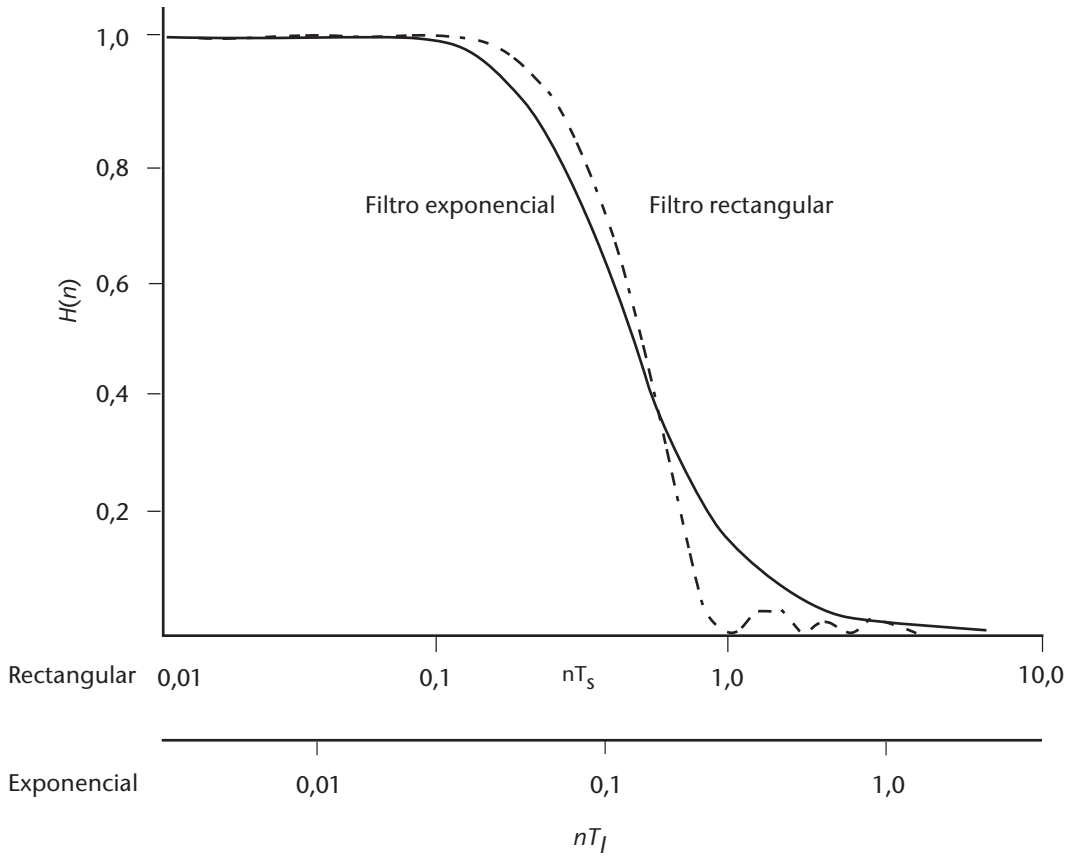


Figura 2.6. Funciones de respuesta en frecuencia para una función de ponderación de primer orden (exponencial) y para una función de ponderación rectangular. La frecuencia está normalizada para el filtro de primer orden mediante la constante de tiempo T_I, y para el filtro rectangular mediante el tiempo de muestreo T_s.

$H(n)$ define el efecto del sensor como filtro, tal como se examina en la sección siguiente. En la sección 2.3 se exponen diversas formas para calcular o medir este valor.

2.2.4 Filtros

En esta sección se examinarán las propiedades de los filtros, describiendo mediante ejemplos en qué manera pueden afectar estos a los datos.

El filtrado consiste en el procesamiento de una serie temporal (ya sea continua o discreta, es decir, muestreada) de tal modo que el valor asignado en un instante dado esté ponderado por los valores manifestados en otros instantes. En la mayoría de los casos, esos instantes serán inmediatos al instante dado. Así, por ejemplo, en una serie temporal discreta de N muestras numeradas de 0 a N, con valores y_i, el valor de la observación filtrada $\overline{y}_i$ podría definirse como sigue:

$$\overline{y}_i = \sum_{j=-m}^{m} w_j \, y_{i+j} \qquad (2.9)$$

Aparecen aquí $2m + 1$ términos en el filtro, numerados mediante la variable ficticia j desde $-m$ hasta $+m$, mientras que $\overline{y}_i$ está centrado en $j = 0$. Algunos datos son rechazados al comienzo y al término del tiempo de muestreo. w_j suele denominarse función de ponderación, y normalmente verifica:

$$\sum_{j=-m}^{m} w_j = 1 \qquad (2.10)$$

de manera que al menos el promedio de la serie filtrada tendrá el mismo valor que el de la original.

El ejemplo anterior está basado en un filtrado digital. Pueden obtenerse efectos semejantes mediante electrónica (por ejemplo, mediante un circuito con una resistencia y un condensador) o basándose en las características del sensor (por ejemplo, como en el caso del anemómetro, anteriormente examinado).

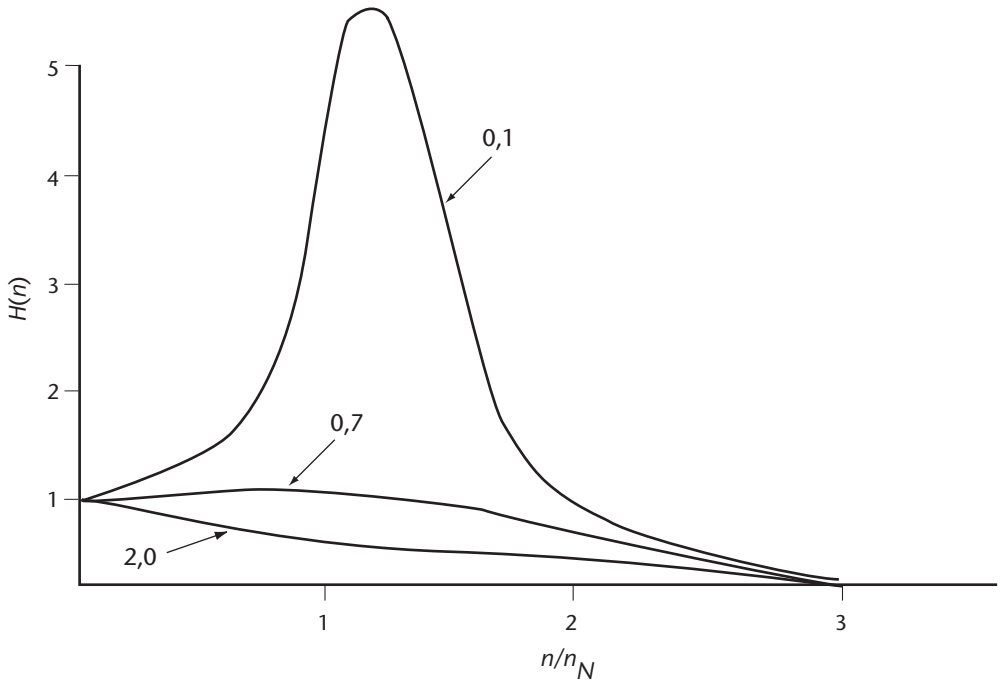


Figura 2.7. Funciones de respuesta en frecuencia para un sistema de segundo orden, como puede ser una veleta. La frecuencia está normalizada mediante la frecuencia natural n_N, que depende de la velocidad del viento. Las curvas que se muestran son los factores de amortiguamiento con valores de 0,1 (amortiguamiento muy ligero), 0,7 (amortiguamiento crítico, óptimo para la mayoría de los casos) y 2,0 (amortiguamiento fuerte).

Tanto si es digital como analógico, un filtro está caracterizado por $H(n)$. Si es digital, $H(n)$ puede calcularse. Si es analógico, puede obtenerse empleando los métodos descritos en la sección 2.3.

Compárese, por ejemplo, un sistema de primer orden con un tiempo de respuesta T_1, y un filtro rectangular, de longitud T_s, aplicado a una serie temporal discreta obtenida de un sensor con una respuesta mucho más rápida. Las formas de estos dos filtros se muestran en la figura 2.5. En el primero, es como si el instrumento tuviera una memoria de máxima intensidad en el instante actual, que disminuye exponencialmente hacia el pasado hasta donde llegan los datos. En el filtro rectangular, todas las ponderaciones son de igual magnitud para el período T_s, e iguales a cero después de este. Las funciones de respuesta en frecuencia, $H(n)$, para estos dos sistemas están representadas en la figura 2.6.

En la figura se han representado a escala las frecuencias para poner de manifiesto la semejanza entre ambas funciones de respuesta. Se ve en ella que un instrumento con un tiempo de respuesta de 1 segundo produce aproximadamente el mismo efecto en la señal de entrada que un filtro rectangular aplicado durante 4 segundos. Sin embargo, cabe señalar que este tipo de filtros, que se calculan numéricamente, no se comportan de manera simple. No eliminan todas las frecuencias más altas superiores a la de Nyquist, y solo pueden utilizarse válidamente si el espectro decae rápidamente por encima de n_y. Obsérvese que el filtro rectangular representado en la figura 2.6 es una solución analítica para w como función continua; si el número de muestras del filtro es pequeño, el corte es menos abrupto y los picos indeseados de frecuencia más alta son mayores.

En Acheson (1968) se incluyen consejos prácticos sobre los filtrados rectangular y exponencial, y una comparación de sus efectos.

En la figura 2.7 se representa una función de respuesta de un sistema de segundo orden, en este caso para una veleta, y en ella puede apreciarse cómo el amortiguamiento actúa como filtro de paso de banda.

Se pone de manifiesto que el procesamiento de señales por los sistemas puede influir considerablemente en los datos de salida, por lo que debe realizarse con pericia.

Uno de los efectos de los filtros es la manera en que estos pueden cambiar la información estadística de los datos. El tema ha sido abordado antes, y aparece ilustrado en las ecuaciones 2.5 y 2.8. En la ecuación 2.5 puede verse que, integrando el espectro a lo largo de todas las frecuencias se obtiene la varianza de la serie temporal. La ecuación 2.8 muestra en qué manera el filtrado, por efecto de la función de transferencia, cambiará el espectro medido. Obsérvese que la varianza no siempre disminuye con el filtrado. Por ejemplo, para sistemas de segundo orden, en ciertos casos, la función de transferencia amplificará partes del espectro e incrementará posiblemente la varianza, como se muestra en la figura 2.7.

Para exponer otro ejemplo: si la distribución es gaussiana, la varianza será un parámetro útil. Si el filtrado la hiciera menor, el usuario de los datos subestimaría la desviación respecto de la media de los casos que ocurrieran con probabilidades o períodos de retomo dados.

También el diseño del filtro digital puede producir efectos indeseados o inesperados. Si se observa la figura 2.6, puede verse que la función de respuesta para el filtro rectangular muestra una serie de máximos a frecuencias superiores al valor en que se anula por primera vez. En consecuencia, los datos filtrados presentarán una pequeña periodicidad a esas frecuencias. En este caso, el efecto será mínimo cuando los máximos sean pequeños. Sin embargo, en algunos diseños de filtros pueden introducirse máximos bastante grandes. Por regla general, cuanto menor sea el número de ponderaciones, mayor será el problema. En algunos casos se han alegado periodicidades en los datos que se debían únicamente al filtrado de los mismos.

Un tema relacionado con el concepto de filtro es el de la longitud de la muestra. Para explicarlo mediante un ejemplo, obsérvese que si la longitud del registro tiene una duración T no podrá haber ninguna contribución a la variabilidad de los datos a frecuencias inferiores a $1/T$. Puede demostrarse que la longitud finita de un registro produce el efecto de un filtro de paso alto. Como en el caso de los filtros de paso bajo examinados anteriormente, un filtro de paso alto afectará también a las estadísticas de los datos de salida.

2.3 DETERMINACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS DE LOS SISTEMAS

A fin de determinar la frecuencia de muestreo adecuada para la serie temporal producida por un sensor o un circuito electrónico, o por un sistema del que formen parte, será preciso antes conocer las características de filtrado del sistema. El procedimiento consiste en medir la función de transferencia o de respuesta $H(n)$, en la ecuación 2.8.

La función de transferencia puede obtenerse por lo menos de tres maneras: por medición directa, cálculo y estimación.

2.3.1 Medición directa de la respuesta

La respuesta puede medirse directamente de dos maneras, como mínimo. Una de ellas consiste en aplicar un cambio conocido, por ejemplo una función escalonada, al sensor o al filtro, y medir su tiempo de respuesta; a partir de ahí, se puede calcular $H(n)$. Otra consiste en comparar la salida del sensor con la de otro sensor mucho más rápido. El primero de estos métodos se utiliza más habitualmente que el segundo.

Un ejemplo sencillo de determinación de la respuesta de un sensor a una señal de entrada conocida es la medición de la constante de distancia de un anemómetro de cazoletas o de hélice. En este ejemplo, la señal de entrada conocida es una función escalonada. Se sitúa el anemómetro en una corriente de aire de velocidad constante, impidiendo su rotación, y seguidamente se libera y se registran sus valores de salida. El tiempo que tardan estos valores en aumentar desde cero hasta el 63 por ciento de la velocidad final o de equilibrio en la corriente de aire será la “constante” de tiempo (véase 2.2.3).

Si se dispone de otro sensor que responda mucho más rápidamente que aquel cuya respuesta se quiere determinar, resultará posible medir y comparar unas buenas aproximaciones, tanto de los valores de entrada como de los de salida. El dispositivo que probablemente más se presta para realizar la comparación es un moderno analizador digital de espectro de dos canales. La señal que sale del sensor de respuesta rápida entra a uno de los canales, y la señal saliente del sensor que se somete a prueba entra al otro canal; la función de transferencia se visualiza automáticamente. La función de transferencia describe directamente el sensor como filtro. Si el dispositivo cuya respuesta se va a determinar es un circuito electrónico, será mucho más fácil generar una señal de entrada conocida, o incluso verdaderamente aleatoria, que encontrar un sensor mucho más rápido. También en este caso lo más conveniente es, probablemente, emplear un analizador digital de espectro de dos canales, aunque se pueden utilizar otros instrumentos electrónicos de prueba.

2.3.2 Determinación de la respuesta mediante cálculo

Este método es el descrito en la sección 2.2.3. Si se conoce suficientemente la física de un sensor/filtro, se puede determinar la respuesta a muy diversas señales de entrada mediante una solución numérica o analítica. Tanto la respuesta a determinadas señales entrantes (por ejemplo, una función escalonada) como la función de transferencia son calculables. Si el sensor o circuito es lineal (es decir, está descrito por una ecuación diferencial lineal), la función de transferencia proporciona una descripción completa, ya que describe las respuestas en amplitud y en fase como una función de la frecuencia, en otras palabras, como si fuera un filtro. No siempre es conveniente considerar la respuesta como una función de la frecuencia, pero la función de transferencia tiene una transformada de Fourier equivalente, la función de respuesta de impulsos, que hace más fácil la interpretación de la respuesta como función del tiempo. Lo anterior se ilustra en las figuras 2.3 y 2.4, que representan la respuesta como una función del tiempo.

Si pueden obtenerse, las soluciones analíticas son preferibles, dado que muestran claramente la dependencia respecto de los distintos parámetros.

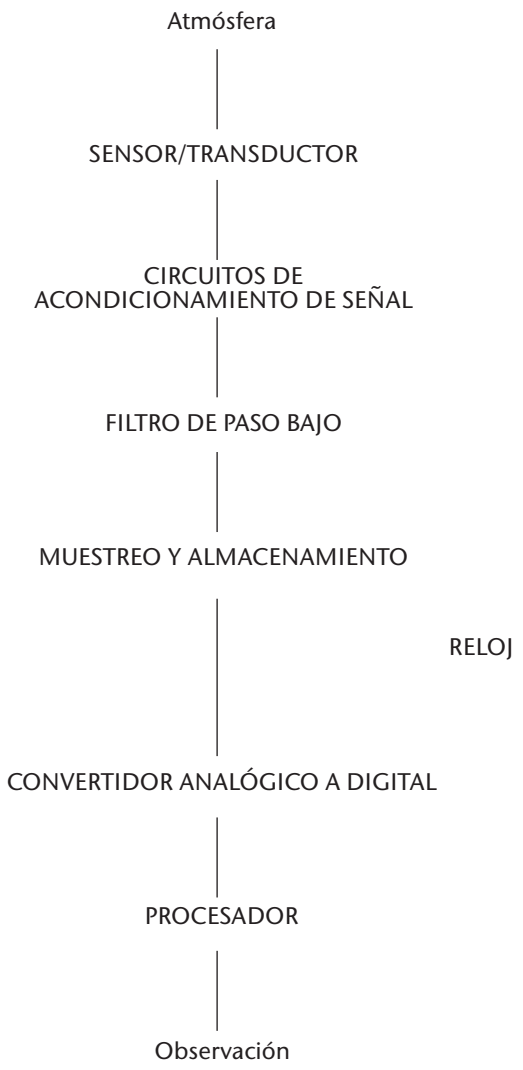


Figura 2.8. Sistema de instrumentos

2.3.3 Estimación de la respuesta

Si se conocen las funciones de transferencia de un transductor y de cada circuito siguiente, su producto es la función de transferencia del sistema en su conjunto. Si, como suele ocurrir, las funciones de transferencia son filtros de paso bajo, la función de transferencia total será un filtro de paso bajo con una frecuencia de corte menor que la de los filtros por separado.

Si una de las frecuencias de corte es mucho menor que cualquiera de las otras, la frecuencia de corte colectiva es solo ligeramente menor.

Dado que la frecuencia de corte de un filtro de paso bajo es aproximadamente la inversa de su constante de tiempo, se deduce que, si una de las constantes de tiempo es mucho mayor que cualquiera de las otras, la constante de tiempo del conjunto es solo ligeramente mayor.

2.4 MUESTREO

2.4.1 Técnicas de muestreo

En la figura 2.8 se ilustra esquemáticamente un sensor y un circuito de muestreo típicos. Cuando se expone a la atmósfera, alguna de las propiedades del transductor cambia en función de alguna variable atmosférica, por ejemplo la temperatura, la presión, la velocidad o la dirección del viento, o la humedad, y convierte esa variable en una señal útil, por lo general eléctrica. Los circuitos de acondicionamiento de señal realizan habitualmente funciones tales como convertir la salida del transductor en tensión eléctrica, amplificarla, *linealizarla*, compensarla o suavizarla. El filtro de paso bajo, por último, prepara la señal de salida del sensor para introducirla en el dispositivo de muestreo y almacenamiento. El circuito de muestreo y almacenamiento y el convertidor de analógico a digital

producen las muestras a partir de las cuales se computa la observación en el procesador.

Conviene señalar que el suavizado realizado en la etapa de acondicionamiento de la señal por razones de ingeniería, para eliminar los picos y estabilizar la electrónica, se realiza mediante un filtro de paso bajo que reduce el tiempo de respuesta del sensor y elimina frecuencias altas que pudieran ser de interés. Su efecto debería ser comprendido claramente por el diseñador y por el usuario, y su frecuencia de corte tendría que ser tan alta como fuera posible.

Los denominados "sensores inteligentes", dotados de microprocesadores, pueden incorporar todas las funciones indicadas. Los circuitos de acondicionamiento de señal podrían no existir en todos los sensores, o podrían estar combinados con otros circuitos. En otros casos, por ejemplo el anemómetro de cazoletas giratorias o de hélice, sería fácil hablar solo de un sensor, ya que es complicado distinguir un transductor. En los pocos casos en que la salida de un transductor o de un sensor es una señal cuya frecuencia varía con la variable atmosférica que se mide, el circuito de muestreo y almacenamiento y el convertidor de analógico a digital pueden sustituirse por un contador. Pero estos detalles no son importantes. El elemento importante del diseño consiste en asegurarse de que la secuencia de muestreo representa adecuadamente los cambios apreciables de la variable atmosférica que se está midiendo.

La primera condición que deben cumplir los dispositivos que se muestran en la figura 2.8 es que el sensor responda con rapidez suficiente para seguir las fluctuaciones atmosféricas que se describirán en la observación. Si la observación va a ser un promedio a lo largo de uno, dos o diez minutos, este requisito no es muy exigente. Por otra parte, si lo que se va a observar es algún fenómeno de turbulencia, por ejemplo el pico de una ráfaga de viento, el sensor deberá escogerse cuidadosamente.

La segunda condición que deben cumplir los dispositivos que se muestran en la figura 2.8 es que el circuito de muestreo y almacenamiento y el convertidor de analógico a digital proporcionen muestras suficientes para realizar una buena observación. La exactitud que se requiere de las observaciones meteorológicas suele poner a prueba al sensor, no a la tecnología electrónica de muestreo. Sin embargo, el sensor deberá corresponder al muestreo, para evitar solapamiento. Si, por razones técnicas, se limita la frecuencia de muestreo, el sistema sensor/filtro deberá estar diseñado de modo que elimine las frecuencias que no se pueden representar. Si el sensor tiene una función de respuesta adecuada, el filtro de paso bajo podrá omitirse, o incorporarse por seguridad o para mejorar la calidad de la señal de entrada al circuito de muestreo y almacenamiento. Por ejemplo, puede incluirse un filtro de este tipo para eliminar la captación de ruido en el extremo de un cable largo, o para suavizar aún más la señal de salida del sensor. Desde luego, este circuito deberá responder también con rapidez suficiente para seguir las fluctuaciones atmosféricas que interesen.

2.4.2 Frecuencias de muestreo

Para la mayoría de las aplicaciones meteorológicas y climatológicas se requiere efectuar observaciones a intervalos de entre media hora y 24 horas, y cada observación se efectúa con un tiempo de muestreo del orden de 1 a 10 minutos. En el anexo 1.D del capítulo 1 de la parte I de la presente Guía se reproduce una lista reciente de requisitos con ese fin.

Una práctica habitual en las observaciones de rutina consiste en tomar una lectura puntual del sensor (por ejemplo, un termómetro), y contar con su constante de tiempo para proporcionar un tiempo de muestreo aproximadamente correcto. Ello equivale a utilizar un filtro exponencial (figura 2.6). Las estaciones meteorológicas automáticas suelen utilizar sensores más rápidos, y resulta necesario efectuar y procesar varias lecturas puntuales para obtener un promedio (filtro rectangular) u otra media adecuadamente ponderada.

Un esquema práctico recomendado para las frecuencias de muestreo es el siguiente[1]:

a) las muestras tomadas para calcular promedios deberían obtenerse a intervalos de tiempo equidistantes que:
   i) no sean superiores a la constante de tiempo del sensor; o bien;
   ii) no sean superiores a la constante de tiempo de un filtro de paso bajo analógico que siga la señal de salida *linealizada* de un sensor de respuesta rápida; o bien;
   iii) su número sea suficiente para asegurar que la incertidumbre del promedio de las muestras se reduce a un nivel aceptable; por ejemplo, menor que la exactitud que se requiera del promedio;

1 Recomendación 3 (CIMO-X) adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su décima reunión, 1989.

b) las muestras que se utilicen para estimar valores extremos de las fluctuaciones, por ejemplo de ráfagas de viento, deberían tomarse a frecuencias al menos cuatro veces mayores que las especificadas en los apartados i) o ii) anteriores.

Para obtener promedios, suelen proponerse y practicarse frecuencias de muestreo algo más rápidas que i) y ii), iguales, por ejemplo, al doble por constante de tiempo.

Los criterios i) y ii) se obtienen de un examen de la frecuencia de Nyquist. Si el espaciamiento entre muestras es $\Delta t \leq T_I$, entonces la frecuencia de muestreo será $n \geq 1/T_I$ y $nT_I \geq 1$. En la curva exponencial de la figura 2.6 puede verse que, en tales casos, se eliminan las frecuencias más altas y se evita el solapamiento. Si $\Delta t = T_I$, $n_y = 1/2T_I$, se producirá solapamiento en los datos solamente a la energía espectral en frecuencias de $nT_I = 2$ o más altas, es decir, donde las fluctuaciones tengan períodos inferiores a $0{,}5T_I$.

Los criterios i) y ii) se utilizan para el muestreo automático. El criterio estadístico de iii) es más aplicable a las frecuencias de muestreo, mucho menores, de las observaciones manuales. La incertidumbre de la media es inversamente proporcional a la raíz cuadrada del número de observaciones, y su valor puede determinarse a partir de las estadísticas de la magnitud.

El criterio b) pone de relieve la necesidad de frecuencias de muestreo más altas, o, más precisamente, de constantes de tiempo pequeñas, para medir ráfagas. Las ráfagas registradas son suavizadas por la respuesta del instrumento, y el máximo registrado se promediará a lo largo de un múltiplo de la constante de tiempo.

El efecto de solapamiento sobre las estimaciones de la media puede apreciarse fácilmente considerando lo que sucede cuando la frecuencia de la onda que se mide es la misma que la frecuencia de muestreo, o un múltiplo de ella. La media obtenida dependerá de la cadencia del muestreo. Una muestra diaria tomada a una hora fija del día no proporcionará una buena estimación de la temperatura mensual media.

El solapamiento puede ilustrarse de manera algo más compleja como sigue: considérese una serie temporal de observaciones de temperatura cada tres horas mediante un termómetro ordinario. Si la temperatura varía suavemente con el tiempo, como suele ocurrir, el promedio diario calculado a partir de ocho muestras tendrá una estabilidad aceptable. Pero si se ha producido un fenómeno mesoescalar (una tormenta) que haya reducido la temperatura en bastantes grados en media hora, el promedio calculado será incorrecto. La fiabilidad de los promedios diarios depende de la debilidad que suele presentar el espectro en las frecuencias de mesoescala y superiores. No obstante, la aparición de un fenómeno de frecuencia más alta (la tormenta) introducirá solapamiento en los datos, afectando así al cálculo del valor medio, de la desviación típica y de otras medidas de la dispersión, y también al espectro.

El tema de la frecuencia de muestreo puede abordarse también en términos de la figura 2.8. El argumento de la sección 2.2.1 era que, para medir el espectro, la frecuencia de muestreo, que determina la frecuencia de Nyquist, debería escogerse de tal modo que el espectro de las fluctuaciones por encima de dicha frecuencia sea demasiado débil para afectar al espectro calculado. Esto se consigue si la frecuencia de muestreo determinada por el reloj en la figura 2.8 es al menos el doble de la máxima frecuencia de amplitud significativa en la señal de entrada al circuito de muestreo y almacenamiento.

La expresión "máxima frecuencia de amplitud significativa" es imprecisa, pero resulta difícil encontrar una definición rigurosa, ya que las señales nunca están realmente limitadas en términos de anchura de banda. Sin embargo, no es difícil asegurarse de que la amplitud de las fluctuaciones de señal disminuye rápidamente con el aumento de la frecuencia, y de que la amplitud cuadrática media de las fluctuaciones por encima de determinada frecuencia es, o bien pequeña en comparación con el ruido de cuantificación del convertidor de analógico a digital, o pequeña en comparación con un error o nivel de ruido aceptable en las muestras, o bien su contribución al error o al ruido total de la observación es insignificante.

En la sección 2.3 se examinan las características de los sensores y circuitos que se pueden elegir o ajustar para que la amplitud de las fluctuaciones de señal disminuya rápidamente al aumentar la frecuencia. La mayoría de los transductores, en virtud de su incapacidad para responder a fluctuaciones atmosféricas rápidas (de alta frecuencia) y de su capacidad para replicar fielmente los cambios lentos (frecuencia baja), son también filtros de paso bajo. Por definición, los filtros de paso bajo limitan la anchura de banda y, en virtud del teorema de Nyquist, limitan también la frecuencia de muestreo necesaria para reproducir con exactitud la señal de salida del filtro. Así, por ejemplo, si en la atmósfera se producen variaciones reales con períodos no inferiores a 100 ms, la frecuencia de muestreo de

Nyquist será de 1 por cada 50 ms, lo cual plantea exigencias técnicas considerables. Sin embargo, si se examinan mediante un sensor y un filtro que respondan mucho más lentamente, por ejemplo con una constante de tiempo de 10 segundos, la frecuencia de muestreo de Nyquist será de 1 muestra por cada 5 segundos, que resulta mucho más sencillo y menos costoso, y es preferible si no se requieren mediciones de las frecuencias altas.

2.4.3 Frecuencia de muestreo y control de la calidad

Para ser eficaces, muchas de las técnicas de control de la calidad de los datos que se utilizan en las estaciones meteorológicas automáticas dependen de la coherencia, o persistencia, de los datos a lo largo del tiempo. Como ejemplo extremadamente simple, considérense dos algoritmos hipotéticos de control de la calidad para las mediciones de presión en estaciones meteorológicas automáticas. Las muestras se toman cada 10 segundos, calculándose un nuevo promedio de un minuto, cada minuto. Se supone que la presión atmosférica muy raramente, o nunca, cambia a una razón que exceda 1 hPa por minuto.

El primer algoritmo rechaza el promedio si este difiere del precedente en más de 1 hPa. Con este método no se puede sacar el máximo partido de los datos disponibles, ya que permite que una muestra con un error de hasta 6 hPa pase sin ser detectada e introduzca un error de 1 hPa en una observación.

El segundo algoritmo rechaza una muestra si esta difiere de la precedente en más de 1 hPa. En este caso, ningún promedio contendrá errores superiores a 0,16 (1/6) hPa. De hecho, si es correcto el supuesto de que la presión atmosférica solo raramente cambia en más de 1 hPa por minuto, sería posible ajustar el criterio de aceptación/rechazo para las muestras adyacentes hasta los 0,16 hPa y reducir aún más el error del promedio.

Lo que se pretendía evidenciar es que, para ser eficaces, los procedimientos de control de la calidad de los datos que dependen de la coherencia en el tiempo (correlación) encuentran su mejor aplicación en los datos de resolución temporal elevada (frecuencia de muestreo). En el extremo de altas frecuencias del espectro de salida del sensor/filtro, la correlación entre muestras adyacentes aumenta con la frecuencia de muestreo hasta alcanzar la frecuencia de Nyquist, después de lo cual la correlación no sigue aumentando.

Hasta aquí, nada de lo que se ha dicho podría oponerse a la utilización de un sensor/filtro con una constante de tiempo tan larga como el período de promedio requerido para la observación, ni a la toma de una sola muestra para utilizarla como observación. Aunque esto no conllevaría grandes exigencias respecto del subsistema digital, hay aún otra consideración que se ha de tener en cuenta para llevar a cabo un control eficaz de la calidad de los datos. Las observaciones pueden agruparse en tres categorías:

a) exactas (observaciones con errores inferiores o iguales a un valor especificado);
b) inexactas (observaciones con errores superiores a un valor especificado);
c) perdidas.

Existen dos razones para el control de la calidad de los datos: minimizar el número de observaciones inexactas, y el de observaciones perdidas. Estas dos condiciones se cumplen si cada observación se calcula a partir de un número razonablemente grande de muestras sometidas a control de la calidad de los datos. De este modo, las muestras con grandes errores espurios pueden ser aisladas y excluidas, y el cálculo puede proseguir, sin resultar contaminado por esas muestras.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Acheson, D. T., 1968: An approximation to arithmetic averaging for meteorological variables. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 7, págs. 548 a 553.

Bendat, J. S. y A. G. Piersol, 1986: *Random Data: Analysis and Measurement Procedures*. Segunda edición, John Wiley and Sons, Nueva York.

Blackman, R. B. y J. W. Tukey, 1958: *The Measurement of Power Spectra*. Dover Publications, Nueva York.

Jenkins, G. M. y D. G. Watts, 1968: *Spectral Analysis and its Applications*. Holden-Day, San Francisco.

Kulhánek, O., 1976: *Introduction to Digital Filtering in Geophysics*. Elsevier, Ámsterdam.

MacCready, P. B. y H. R. Jex, 1964: Response characteristics and meteorological utilization of propeller and vane wind sensors. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 3, número 2, págs. 182 a 193.

Otnes, R. K. y L. Enochson, 1978: *Applied Time Series Analysis*. Volumen 1: Basic techniques. John Wiley and Sons, Nueva York.

Pasquill, F. y F. B. Smith, 1983: *Atmospheric Diffusion*. Tercera edición. Ellis Horwood, Chichester.

Stearns, S. D. y D. R. Hush, 1990: *Digital Signal Analysis*. Segunda edición. Prentice Hall, Nueva Jersey.

CAPÍTULO 3

REDUCCIÓN DE DATOS

3.1 GENERALIDADES

En el presente capítulo se examinan desde un punto de vista general los procedimientos para procesar los datos obtenidos directamente de los instrumentos y/o convertirlos en datos adecuados para los usuarios meteorológicos, y en particular para su intercambio entre países. La OMM ha prescrito formalmente un conjunto de reglas para la reducción de datos que se intercambian a nivel internacional, que figuran en OMM (2003). En el capítulo 1 de la parte I se ofrecen algunos consejos y definiciones pertinentes.

3.1.1 Definiciones

Al abordar el tema de los instrumentos utilizados para medir variables atmosféricas, ha resultado útil clasificar los datos observacionales en distintos niveles. Esa clasificación se introdujo para el sistema de procesamiento de datos del Programa de Investigación de la Atmósfera Global (GARP), y aparece definida en OMM (1992; 2003).

Los datos de nivel I son, por lo general, lecturas de instrumentos expresadas en unidades físicas apropiadas, y acompañadas de sus coordenadas geográficas. Es necesario convertirlos en variables meteorológicas normales (indicadas en el capítulo 1 de la parte I). Estos datos se obtienen, en muchos casos, del procesamiento de señales eléctricas, por ejemplo en forma de voltaje, y se los denomina también "datos en bruto". Pertenecen a este grupo las radiancias de los satélites y la presión de vapor de agua.

Los datos reconocidos como variables meteorológicas son datos de nivel II. Pueden obtenerse directamente de los instrumentos (tal es el caso para muchos tipos de instrumentos simples), o derivarse de datos de nivel I. Por ejemplo, un sensor no puede medir la visibilidad, que es una magnitud de nivel II; en lugar de ello, los sensores miden el coeficiente de extinción, que es una magnitud de nivel I.

Los datos de nivel III son datos agrupados en conjuntos con algún tipo de coherencia interna, generalmente en forma de retícula de puntos. No se examinarán en la presente Guía.

Los datos que se intercambian a nivel internacional son datos de nivel II o de nivel III.

3.1.2 Requisitos meteorológicos

Las estaciones de observación producen habitualmente en todo el mundo observaciones frecuentes en formato normalizado para el intercambio de información de alta calidad obtenida mediante técnicas de observación uniformes. Sin embargo, existe una gran diversidad en cuanto a los sensores que se utilizan en todo el mundo, o incluso dentro de un mismo país. Para superar este obstáculo se han invertido recursos muy cuantiosos a lo largo de muchos años, con objeto de normalizar el contenido, la calidad y el formato. A medida que se generaliza la observación automatizada de la atmósfera, se hace más importante todavía mantener esta uniformidad, y desarrollar normas adicionales para la conversión de datos en bruto en datos de nivel I, y de datos en bruto y de nivel I en datos de nivel II.

3.1.3 El proceso de reducción de datos

Los transductores se utilizan para percibir una variable atmosférica y convertirla en términos cuantitativos en una señal útil. Este tipo de aparatos, sin embargo, puede experimentar respuestas secundarias al medio ambiente (por ejemplo, en forma de calibraciones dependientes de la temperatura), y sus señales de salida están sujetas a distintos tipos de error (por ejemplo, la deriva de los resultados, o el ruido). Tras realizar un muestreo apropiado mediante un sistema de adquisición de datos, habrá que convertir a escala y linealizar la señal de salida con arreglo a la calibración del sistema total, y seguidamente filtrarla o promediarla. Al llegar a este punto, o antes, la señal viene a convertirse en dato en bruto. Seguidamente, habrá que convertir los datos en mediciones de las magnitudes físicas a las que responda el sensor, que serán datos de nivel I o que podrán ser datos de nivel II si no fuera necesaria ninguna conversión más. Para algunas aplicaciones, deberán obtenerse variables adicionales. En diversas etapas de este proceso, podrán modificarse los datos para corregir efectos externos, por ejemplo la exposición, y someterlos a control de la calidad.

Por consiguiente, los datos procedentes de estaciones meteorológicas convencionales y automáticas deberán someterse a numerosas operaciones antes de poder ser utilizados. La totalidad de este proceso

se conoce como "reducción de datos", y consiste en la ejecución de varias funciones, que podrían ser todas o algunas de las siguientes:

a) transducción de variables atmosféricas;
b) acondicionamiento de las señales de salida del transductor;
c) adquisición y muestreo de datos;
d) aplicación de información relativa a la calibración;
e) linealización de las señales de salida del transductor;
f) extracción de estadísticas (por ejemplo, promedios);
g) obtención de variables derivadas;
h) aplicación de correcciones;
i) control de la calidad de los datos;
j) registro y almacenamiento de datos;
k) compilación de metadatos;
l) formateo de mensajes;
m) comprobación de contenido de los mensajes;
n) transmisión de los mensajes.

El orden en que se ejecuten estas funciones será solo aproximadamente secuencial. Naturalmente, la primera y la última función de la lista deberán serlo también a la hora de ejecutarse. La linealización podrá efectuarse inmediatamente a continuación, o será una función inherente al transductor, pero deberá realizarse antes de obtener un promedio. A diversos niveles del proceso de reducción de datos podrán aplicarse determinados controles de la calidad y correcciones. Según el tipo de aplicación, las estaciones pueden operar con una capacidad menor sin incorporar todas estas funciones.

En el contexto de esta Guía, las funciones importantes en el proceso de reducción de datos son: la selección de procedimientos de muestreo apropiados; la aplicación de información relativa a la calibración; la linealización, cuando sea necesaria; el filtrado y/o el promediado; la obtención de variables derivadas; la aplicación de correcciones; el control de la calidad y la compilación de metadatos. Estos son los temas que se examinan en este capítulo. Puede obtenerse información más detallada sobre la gestión de la calidad en el capítulo 1 de la parte III, y sobre el muestreo, el filtrado y el promediado en el capítulo 2 de la parte III.

Una vez reducidos los datos, deben ponerse a disposición de terceros mediante operaciones tales como la codificación, la transmisión y recepción, la visualización y el archivado, que se examinan en otros manuales y guías de la OMM. Un sistema de observación no está completo a menos que esté conectado a otros sistemas que proporcionen los datos a los usuarios. La calidad de los datos vendrá determinada por el eslabón más débil. En cada etapa habrá que efectuar un control de la calidad.

Buena parte de la actual tecnología y de las técnicas manuales normalizadas para la reducción de datos puede utilizarse también en las estaciones meteorológicas automáticas (EMA), que plantean, sin embargo, necesidades especiales. Las EMA incluyen diversos tipos de sensores, cálculos tipificados para la obtención de elementos de los mensajes, y el formato del mensaje propiamente dicho. No todos los sensores tienen una buena interfaz con el equipo automatizado. Es preciso recuperar o descubrir las expresiones analíticas que determinarán los cálculos incorporados en las tablas. Las reglas para codificar los mensajes deberán expresarse en lenguajes de computadora, y serán precisas, completas e inequívocas en un grado no requerido para las instrucciones escritas en lenguaje común destinadas a los observadores humanos. Además, algunas funciones humanas, como la identificación de tipos de nubes, no pueden automatizarse mediante ninguna tecnología actual o previsible.

Los programas informáticos de adquisición y procesamiento de datos para las EMA se examinan con cierto detalle en el capítulo 1 de la parte II, con un grado de amplitud suficiente para abarcar la aplicación de transductores eléctricos en meteorología. En OMM (1987) se ofrecen algunas consideraciones generales y ejemplos sobre el diseño de algoritmos para las EMA sinópticas.

Para procesar datos meteorológicos suele haber un procedimiento, algoritmo o método correcto, y puede haber muchas aproximaciones con un grado de validez entre satisfactorio y nulo. La experiencia sugiere abrumadoramente que el planteamiento correcto suele ser, a largo plazo, el más eficiente. Es directo, requiere una preparación mínima, y una vez puesto en práctica no hay que dedicarle mayor atención. Por esta razón, los párrafos siguientes se limitan principalmente al único planteamiento correcto, en la medida en que existan soluciones exactas, para el problema que se examina.

3.2 MUESTREO

Este tema se examina a fondo en el capítulo 2 de la parte III. A continuación se ofrece un resumen de los principales resultados.

Convendría tener presente que las variables atmosféricas fluctúan de manera rápida y aleatoria, debido a la presencia constante de turbulencias, y

que las señales de salida de los transductores no reproducen fielmente las variables atmosféricas, en razón de lo imperfecto de sus características dinámicas (por ejemplo, su capacidad limitada para responder a cambios rápidos). Por lo general, los transductores necesitan de un equipo que amplifique o proteja sus señales de salida y/o convierta una forma de salida en otra, por ejemplo la resistencia en tensión eléctrica. Los circuitos utilizados para lograr este fin pueden también suavizar la señal o someterla a un filtrado de paso bajo. Hay una frecuencia de corte por encima de la cual no se producen fluctuaciones notables, por no existir ninguna en la atmósfera y/o porque el transductor o el circuito de acondicionamiento de señal las ha eliminado.

Una consideración de diseño importante es la frecuencia con que convendría muestrear la señal de salida del transductor. La respuesta definitiva es: con un espaciamiento temporal de al menos el doble de la frecuencia de corte de la señal de salida del transductor. Sin embargo, suele bastar con una regla más simple y equivalente: el intervalo de muestreo no debería exceder de la constante de tiempo más alta de todos los dispositivos y circuitos que preceden al sistema de adquisición. Si la frecuencia de muestreo es inferior al doble de la frecuencia de corte, se producen errores innecesarios en la varianza de los datos y en todas las magnitudes y estadísticas que se hayan obtenido. Aunque estos aumentos pueden resultar aceptables en algunos casos, no siempre lo son. Un muestreo adecuado asegura en todos los casos una varianza mínima.

Un buen diseño puede incorporar un filtro de paso bajo, con una constante de tiempo aproximadamente igual al intervalo de muestreo del sistema de adquisición de datos. Por cautela, conviene también minimizar los efectos del ruido, y especialmente los 50 o 60 Hz de la tensión de funcionamiento de la red eléctrica en los cables que conectan los sensores a los procesadores, así como las fugas a través de las tomas de corriente.

3.3 APLICACIÓN DE FUNCIONES DE CALIBRACIÓN

Las reglamentaciones de la OMM (OMM, 2003) estipulan que las estaciones deben estar equipadas con instrumentos adecuadamente calibrados, y que han de emplearse técnicas de observación y medición adecuadas, a fin de que las mediciones sean suficientemente exactas para responder a las necesidades de las disciplinas meteorológicas correspondientes. La conversión de los datos en bruto de los instrumentos en las correspondientes variables meteorológicas se realiza mediante funciones de calibración. La aplicación adecuada de las funciones de calibración y de cualquier otro tipo de corrección sistemática es esencial para poder obtener datos que respondan a las necesidades de exactitud expresadas.

La determinación de las funciones de calibración debería estar basada en la calibración de todos los componentes de la cadena de medición. En principio al menos, y en la práctica para algunas magnitudes meteorológicas tales como la presión, la calibración de los instrumentos de campo debería ser trazable respecto a un instrumento patrón internacional mediante una cadena ininterrumpida de comparaciones entre el instrumento y una serie parcial o completa de instrumentos patrón, como, por ejemplo, un patrón itinerante, un patrón de trabajo, un patrón de referencia y un patrón nacional. (Véanse las definiciones en el capítulo 1 de la parte I).

En cada uno de los respectivos capítulos de la parte I se ofrece una descripción de los procedimientos de calibración y de las correcciones sistemáticas asociadas a cada una de las variables meteorológicas básicas.

Los instrumentos de campo deben ser calibrados periódicamente por un experto, con las correspondientes revisiones de las funciones de calibración. No basta con basarse en los datos de calibración que se suministran con el equipo. Con frecuencia se ignora la relación entre el equipo de calibración suministrado y el patrón nacional y, en cualquier caso, es previsible que la calibración cambie durante los períodos de transporte, almacenamiento y utilización. Los cambios de la calibración deberán registrarse en los ficheros de metadatos de la estación.

3.4 LINEALIZACIÓN

Si la señal de salida del transductor no es exactamente proporcional a la magnitud que se mide, habrá que linealizar la señal basándose en la calibración del instrumento. Esta operación deberá llevarse a cabo antes de filtrar o promediar la señal. Cuando la señal no es constante durante todo el período de promediado, la secuencia de operaciones “promediar, y seguidamente linealizar”

produce resultados diferentes de la secuencia "linealizar, y seguidamente promediar".

Existen tres situaciones en que pueden aparecer comportamientos no lineales (OMM, 1987):

a) muchos transductores son de por sí no lineales, es decir, su señal de salida no es proporcional a la variable atmosférica medida; un ejemplo simple de ello son los termistores;
b) aunque un sensor puede incorporar transductores lineales, las variables medidas podrían no estar en relación lineal con la variable atmosférica de interés; así, por ejemplo, el fotodetector y el transductor angular de un nefobasímetro de haz rotatorio son dispositivos lineales, pero la señal de salida del nefobasímetro (la intensidad de la luz retrodispersada en función del ángulo) no es lineal respecto de las alturas de nubes;
c) la conversión de nivel I a nivel II puede no ser lineal; así, por ejemplo, para producir estimaciones de la visibilidad media, la variable adecuada es el coeficiente de extinción, y no la visibilidad o la transmitancia.

En el primero de estos casos, suele utilizarse una función de calibración polinómica. Para ello, sería realmente deseable disponer de sensores normalizados con coeficientes de calibración uniformes, evitando así los problemas que se plantean al intercambiar sensores en el lugar de la medición. En los otros dos casos, suele ser apropiada una función analítica que describa el comportamiento del transductor.

3.5 PROMEDIADO

La variabilidad natural de la atmósfera en pequeña escala hace necesario suavizar o promediar los valores a fin de obtener observaciones representativas y de conseguir la compatibilidad de los datos entre instrumentos diferentes. Para los intercambios internacionales y para gran número de aplicaciones operativas, la medición notificada deberá ser representativa de los 2 o 10 minutos anteriores en el caso del viento y, por convenio, de los 1 a 10 minutos anteriores para otras magnitudes. La práctica de 1 minuto responde, en parte, al hecho de que algunos sensores meteorológicos convencionales tienen una respuesta de ese orden, y una lectura única es, conceptualmente, un valor promediado o suavizado a lo largo de 1 minuto. Cuando el tiempo de respuesta del instrumento sea mucho más rápido, será necesario tomar muestras y filtrarlas o promediarlas. Este es el tema que se examina en el capítulo 2 de la parte III. En el anexo 1.D del capítulo 1 de la parte I se indican los requisitos y tiempos de promediado típicos de los sistemas de instrumentos meteorológicos en funcionamiento.

Habitualmente se utilizan dos métodos de promediado o de suavizado, a saber, el aritmético y el exponencial. El promedio aritmético responde al significado normal de media, y es fácil de calcular digitalmente: consiste en el filtro rectangular descrito en el capítulo 2 de la parte III. El promedio exponencial es la información de salida del filtro de paso bajo más sencillo, que representa la respuesta más simple posible de un sensor a las fluctuaciones atmosféricas, y resulta más útil a la hora de su implantación en circuitos analógicos, que el promedio aritmético. Cuando la constante de tiempo de un filtro simple es aproximadamente la mitad del tiempo de muestreo a lo largo del cual se calcula un promedio dado, los valores suavizados por métodos aritméticos y exponenciales son prácticamente indistinguibles (véase el capítulo 2 de la parte III, así como Acheson, 1968).

Las señales de salida de los sensores de respuesta rápida varían rápidamente, por lo que requieren frecuencias de muestreo altas para un promediado óptimo (incertidumbre mínima). Si se desea reducir la frecuencia de muestreo requerida, sin por ello dejar de conseguir un promediado digital óptimo, podría linealizarse la señal de salida del transductor (cuando sea necesario), suavizarla exponencialmente mediante circuitos analógicos con una constante de tiempo t_c, y seguidamente muestrearla digitalmente a intervalos t_c.

Para aplicaciones especiales se han utilizado muchos otros tipos de filtros complejos basados en computación digital.

Dado que el promediado de variables no lineales entraña dificultades cuando las variables cambian durante el período de promediado, es importante elegir la variable lineal apropiada para calcular el promedio. En el cuadro que figura en el epígrafe siguiente se indican algunos de los elementos de una observación sinóptica que se notifican en forma de promedio, junto con la variable lineal que correspondería utilizar.

3.6 VARIABLES Y ESTADÍSTICAS DERIVADAS

Además de los datos promediados, deben determinarse también valores extremos y otras variables representativas en determinados períodos,

conforme a los fines de la observación. Así ocurre con las mediciones de ráfagas de viento, para las que son necesarias frecuencias de muestreo más altas.

También otras magnitudes, como la presión a nivel del mar, la visibilidad o el punto de rocío, se obtendrán a partir de los datos promediados. En las estaciones manuales convencionales se utilizan tablas de conversión. Es habitual incorporar estas tablas en una EMA, junto con rutinas de interpolación, o bien incorporar las fórmulas básicas o aproximaciones de las mismas. Véanse los capítulos de la parte 1 relativos a las prácticas de conversión de datos, y el capítulo 1 de la parte II, referente a las prácticas de las EMA.

Magnitudes para las que es necesario convertir los datos al calcular los promedios

Magnitud que se notificará	*Magnitud que se promediará*
Velocidad y dirección del viento	Componentes cartesianas
Punto de rocío	Humedad absoluta
Visibilidad	Coeficiente de extinción

3.7 CORRECCIONES

Las mediciones de magnitudes meteorológicas están sujetas en muchos casos a correcciones, o en los datos en bruto o en la etapa de nivel I o de nivel II, a fin de compensar diversos tipos de efectos. Estas correcciones se describen en la parte I, en los capítulos referentes a las distintas variables meteorológicas. Las correcciones de datos en bruto, para errores de cero o de índice, o por temperatura, gravedad y otros errores por el estilo, se obtienen de la calibración y caracterización del instrumento. Otros tipos de correcciones o ajustes de los datos en bruto o de niveles superiores incluyen el suavizado, por ejemplo para la medición de las alturas de nubes y de perfiles en altitud, y las correcciones de exposición, como las que se aplican algunas veces a las observaciones de temperatura, viento y precipitación. Posiblemente, los algoritmos utilizados para estos tipos de correcciones están basados, en algunos casos, en estudios no del todo definitivos; por lo tanto, aunque sin duda mejoran la exactitud de los datos, no excluyen la posibilidad de descubrir otros diferentes en un futuro. Si así ocurriera, podría resultar necesario recuperar los datos originales no corregidos. En consecuencia, se recomienda documentar extensamente los algoritmos.

3.8 GESTIÓN DE LA CALIDAD

La gestión de la calidad se examina en el capítulo 1 de la parte III. Los requisitos a este respecto aparecen especificados en OMM (2003), y los procedimientos generales se examinan en OMM (1989).

Deberían emplearse procedimientos de control de la calidad en cada una de las etapas de conversión de los datos en bruto, obtenidos de las salidas de los sensores, en variables meteorológicas. Se incluyen en este concepto los procesos necesarios para obtener los datos y para reducirlos a datos de nivel II.

Durante el proceso de obtención de datos, el control de la calidad debería tratar de eliminar los errores de medición sistemáticos y aleatorios, los debidos a una desviación respecto de las normas técnicas, los debidos a una exposición insatisfactoria de los instrumentos, y los errores subjetivos imputables al observador.

Durante la reducción y conversión de los datos, el control de la calidad debería tratar de eliminar los errores derivados de las técnicas de conversión utilizadas, o de los procedimientos de cálculo empleados. Para mejorar la calidad de los datos obtenidos con frecuencias de muestreo altas, que podrían generar un mayor ruido, se utilizan técnicas de filtrado y de suavizado. Estas técnicas han sido descritas tanto en el presente capítulo como en el capítulo 2 de la parte III.

3.9 COMPILACIÓN DE METADATOS

El tema de los metadatos se examina en el capítulo 1 de la parte I, en el capítulo 1 de la parte III y en otros capítulos referentes a las distintas magnitudes meteorológicas. Los metadatos deberán mantenerse de manera que:

a) se puedan recuperar los datos originales para reelaborarlos, en caso necesario (por ejemplo, mediante distintos filtrados o correcciones);
b) el usuario pueda averiguar fácilmente la calidad de los datos y las circunstancias en que fueron obtenidos (por ejemplo, la exposición);
c) eventuales usuarios puedan descubrir la existencia de los datos.

Así pues, deberán registrarse los procedimientos empleados para las funciones de reducción de datos anteriormente citadas, en términos genéricos para cada tipo de datos, e individualmente para cada estación y tipo de observación.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Acheson, D. T., 1968: An approximation to arithmetic averaging for meteorological variables. *Journal of Applied Meteorology*, volumen 7, número 4, págs. 548 a 553.

Organización Meteorológica Mundial, 1987: *Some General Considerations and Specific Examples in the Design of AIgorithms for Synoptic Automatic Weather Stations*. (D. T. Acheson). Informe Nº 19 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD-No. 230, Ginebra.

—, 1989: *Guía del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 488, Ginebra

—, 1992: *Manual del Sistema Mundial de Proceso de Datos y de Predicción*. Volumen I, OMM-Nº 485, Ginebra.

—, 2003: *Manual del Sistema Mundial de Observación*. Volumen I — Aspectos mundiales, OMM–Nº 544, Ginebra.

CAPÍTULO 4

PRUEBA, CALIBRACIÓN E INTERCOMPARACIÓN

4.1 CONSIDERACIONES GENERALES

Una de las finalidades de la OMM, estipulada en el artículo 2 c) del Convenio de la OMM, consiste en "fomentar la normalización de las observaciones meteorológicas y conexas y asegurar la publicación uniforme de observaciones y estadísticas". Con tal objeto se han desarrollado varios grupos de procedimientos normalizados y prácticas recomendadas, cuyos aspectos esenciales se explican en la presente Guía.

Solo es posible obtener datos de observación válidos después de haber aplicado un completo programa de control de la calidad a los instrumentos y a la red. La calibración y las pruebas son elementos inseparables de un programa de control de la calidad. Otros elementos son: una definición clara de las necesidades, la selección de instrumentos basada expresamente en las necesidades, los criterios de emplazamiento, el mantenimiento y la logística. Estos elementos deberán ser tenidos en cuenta al desarrollar planes de calibración y de prueba. A escala internacional, la inclusión de intercomparaciones en los programas de control de la calidad es importante para poder crear conjuntos de datos compatibles y comparables.

Dada la importancia de la normalización a nivel supranacional, varias asociaciones regionales de la OMM han creado diversos Centros Regionales de Instrumentos[1] con objeto de organizar y facilitar las actividades de normalización y calibración. Sus atribuciones y los lugares donde se encuentran figuran en el anexo 1.A del capítulo 1 de la parte I. Análogamente, atendiendo a la recomendación de la CMOMM[2], se ha creado una red de Centros Regionales de Instrumentos Marinos, que desempeñan funciones similares en el ámbito de las mediciones de meteorología marina y oceanográficas afines. Sus atribuciones y los lugares donde se encuentran figuran en el anexo 4.A del capítulo 4 de la parte II.

Existen patrones y directrices nacionales e internacionales para muy distintos aspectos de las pruebas y de la evaluación, que deberían utilizarse cuando sea apropiado. Algunos de ellos se mencionan en el presente capítulo.

4.1.1 Definiciones

La Organización Internacional de Normalización ha establecido definiciones de términos metrológicos (ISO, 2007). Muchas de ellas figuran en el capítulo 1 de la parte I, de las cuales será útil reproducir aquí algunas. Su utilización no es universal, y difieren en algunos aspectos de la terminología habitualmente empleada en la práctica meteorológica. Sin embargo, las definiciones de la ISO están recomendadas para su uso en meteorología. El documento de la ISO ha sido elaborado conjuntamente con la Oficina Internacional de Pesas y Medidas, la Organización Internacional de Metrología Jurídica, la Comisión Electrotécnica Internacional y otros organismos internacionales similares.

La terminología de la ISO difiere de los usos habituales, particularmente en los siguientes aspectos:

La *exactitud* (de una medición) es el grado de aproximación del resultado de una medición a su valor verdadero, y es un término cualitativo. La exactitud de un instrumento es la capacidad de este para dar respuestas próximas al valor verdadero, y es también un término cualitativo. Aunque puede hablarse de la mayor o menor exactitud de un instrumento o de una medición, la medida cuantitativa de la exactitud es la incertidumbre.

La *incertidumbre* se expresa en términos de dispersión, por ejemplo en forma de desviación típica o de nivel de confianza.

El *error* de una medición es el resultado de esta menos el valor verdadero (la corrección es de signo contrario), y está compuesto de errores aleatorios y de errores sistemáticos (el término *sesgo* se utiliza habitualmente para indicar el error sistemático).

La *repetibilidad* se expresa también en términos estadísticos, y se define como el grado de concordancia entre mediciones efectuadas en condiciones constantes (definidas).

---

1 Recomendación 19 (CIMO-IX), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su novena reunión (1985).

2 Recomendación 1 (CMOMM-III), formulada por la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina en su tercera reunión (2009).

La *reproducibilidad* es el grado de concordancia en diferentes condiciones definidas.

La ISO no define el concepto de precisión, y desaconseja utilizar este término.

4.1.2 Programas de prueba y de calibración

Antes de hacer uso de mediciones atmosféricas efectuadas con determinado sensor para fines meteorológicos, será necesario responder a preguntas como las siguientes:

a) ¿Cuál es la exactitud del sensor o sistema?
b) ¿Cuál es la variabilidad de las mediciones en una red que contiene este tipo de sistemas o sensores?
c) ¿Qué cambio o error sistemático se apreciará en los datos proporcionados por el sensor o sistema si se cambia su emplazamiento?
d) ¿Qué cambio o error sistemático se apreciará en los datos si se sustituye el sensor o sistema por otro diferente que mida el mismo elemento o elementos meteorológicos?

Para responder a estas preguntas, y para asegurar la validez y adecuación de las mediciones efectuadas con un sensor o sistema meteorológico, se necesita utilizar en diversa medida la calibración, las pruebas de laboratorio y las pruebas funcionales.

Los programas de calibración y de prueba deberían desarrollarse y normalizarse basándose en la variabilidad climática esperada, en la interferencia medioambiental y en la interferencia electromagnética a la que se prevé estarán sometidos los sistemas y sensores. Así, por ejemplo, podrían tenerse en cuenta factores tales como: el rango previsto de temperatura, humedad y velocidad del viento; si el sensor o sistema debe funcionar en un medio marino, o en áreas donde el viento arrastra polvo o arena; la variación prevista de la tensión y de la fase eléctricas, y las corrientes transitorias en la señal y en la línea de alimentación eléctrica; y la interferencia electromagnética media y máxima prevista. Los Servicios Meteorológicos podrán contratar servicios de calibración y de prueba con laboratorios y empresas privadas, o crear organizaciones para la prestación de estos servicios.

Es extremadamente importante que, en cada programa de pruebas, estas se apliquen como mínimo a dos sensores o sistemas semejantes. Con ello se podrá determinar la variabilidad esperada del sensor o sistema, y se facilitará también la detección de problemas.

4.2 PRUEBAS

4.2.1 Finalidad de las pruebas

Los sensores y sistemas se someten a prueba con el fin de acumular información sobre su funcionamiento en determinadas condiciones de uso. Lo normal es que los fabricantes prueben sus propios sensores y sistemas y, en algunos casos, publiquen especificaciones operativas en base a los resultados de sus pruebas. Sin embargo, es muy importante que el Servicio Meteorológico desarrolle y realice su propio programa de pruebas, o que tenga acceso a una autoridad independiente en la materia.

Las pruebas pueden clasificarse en: pruebas ambientales, pruebas de interferencia eléctrica o electromagnética y pruebas funcionales. Un programa de pruebas podrá constar de uno o más de estos elementos.

Por lo general, un programa de pruebas tiene por objeto asegurarse de que un sensor o sistema cumplirá las especificaciones relativas al nivel de funcionamiento, al mantenimiento y al tiempo medio entre fallos en todo tipo de condiciones previstas, tanto de funcionamiento como de almacenamiento o de transporte. Los programas de pruebas se realizan también para obtener información sobre la variabilidad que cabría esperar en una red de sensores similares, en términos de reproducibilidad funcional y de comparabilidad de las mediciones entre diferentes sensores o sistemas.

El conocimiento de la reproducibilidad funcional y de la comparabilidad es muy importante en climatología, ya que una sola base de datos de largo período suele contener información obtenida por sensores y sistemas que, a lo largo del tiempo, utilizan sensores y tecnologías diferentes para medir la misma variable meteorológica. De hecho, para las aplicaciones prácticas, una buena comparabilidad operativa entre instrumentos constituye una cualidad más valiosa que una calibración de precisión absoluta. Esta información se desarrolla en las pruebas funcionales.

Aunque los sensores y sistemas se entreguen acompañados de un informe de calibración, deberían realizarse pruebas ambientales y, eventualmente, pruebas adicionales de calibración. Tal es el caso, por ejemplo, de cierto sistema moderno de medición de la temperatura, en el que la sonda suele ser un dispositivo térmico de resistencia. Lo habitual es que el fabricante calibre varios de esos dispositivos en un baño térmico y determine las especificaciones

de funcionamiento con arreglo a los resultados de la calibración. Sin embargo, el sistema que proporciona el valor de temperatura se compone también de elementos eléctricos y electrónicos (interfaz) que pueden resultar afectados por la temperatura. Por ello, es importante que los componentes electrónicos y la sonda funcionen, durante la calibración, como un solo sistema en todo el rango de temperaturas. Suele ser también conveniente sustituir la sonda por resistencias cuyo coeficiente de temperatura sea conocido, que simularán valores de temperatura para toda la horquilla de temperaturas consideradas, a fin de verificar la interfaz de temperatura en todo el rango de medición.

Los usuarios deberían aplicar también un programa para someter a prueba sensores y sistemas de producción seleccionados al azar, incluso aunque se hayan probado los prototipos, ya que, aun con cambios aparentemente secundarios del material, de la configuración o de los procesos de fabricación, pueden afectar a las características de funcionamiento de los sensores y sistemas.

La Organización Internacional de Normalización ha publicado normas (ISO, 1989*a*, 1989*b*) que especifican los planes y procedimientos de muestreo para la inspección de gran número de elementos de equipo.

4.2.2 Pruebas ambientales

4.2.2.1 Definiciones

Las definiciones siguientes sirven para exponer las características de un sistema de instrumentos que debería someterse a pruebas de funcionamiento:

Condiciones operativas: condiciones, o conjunto de condiciones, que concurren o concurrirán previsiblemente durante el tiempo en que un elemento de equipo desempeña sus funciones normales cumpliendo enteramente sus especificaciones de funcionamiento.

Condiciones de resistencia: condiciones, o conjunto de condiciones distintas de las operativas, a las que se prevé estará expuesto el instrumento. Puede ocurrir que la probabilidad de que se presenten, a lo largo de la vida útil del instrumento, sea muy baja. No se espera que el dispositivo desempeñe sus funciones normales cuando se dan estas condiciones. Sí se espera, sin embargo, que resista esas condiciones y recupere su comportamiento normal cuando retorne a las condiciones operativas.

Entorno exterior: condiciones, o conjunto de condiciones, que concurren o concurrirán previsiblemente durante el tiempo en que un elemento de equipo funciona normalmente en un entorno natural exento de protección y no controlado.

Entorno interior: condiciones, o conjunto de condiciones, que concurren o concurrirán previsiblemente durante el tiempo en que un elemento de equipo recibe alimentación de energía y funciona normalmente en el interior de un recinto de trabajo. Se tendrán presentes tanto el entorno interior no controlado como el entorno interior controlado artificialmente.

Entorno de transporte: condiciones, o conjunto de condiciones, que concurren o concurrirán previsiblemente durante el tiempo de la vida útil de un elemento de equipo en que este es transportado. Se tendrán presentes los principales métodos de transporte (camión, ferrocarril, buque y aeronave) y todos los tipos de entorno posibles antes del transporte, durante este, y durante la fase de descarga. El dispositivo suele estar protegido en su embalaje durante la exposición al entorno de transporte.

Entorno de almacenamiento: condiciones, o conjunto de condiciones, que concurren o concurrirán previsiblemente durante el tiempo en que un dispositivo se encuentra almacenado y no está en funcionamiento. Se tendrán presentes todos los tipos de almacenamiento, desde el efectuado al aire libre y sin protección hasta el almacenamiento confinado y protegido. El dispositivo suele estar alojado en su embalaje o contenedor durante la exposición al entorno de almacenamiento.

La Comisión Electrotécnica Internacional tiene también un conjunto de normas (IEC, 1990) para clasificar las condiciones ambientales, que es más completo que el anterior. Estas normas definen diversos ambientes meteorológicos, físicos y biológicos a los que podrán estar expuestos los productos que se transportan, almacenan, instalan y utilizan, y que son útiles para la especificación de los elementos de equipo y para las pruebas de planificación.

4.2.2.2 Programa de pruebas ambientales

Las pruebas ambientales de laboratorio proporcionan resultados rápidos en muy diversas condiciones, y pueden acelerar ciertos efectos, como los producidos por un ambiente marino con una elevada carga de sal en la atmósfera. La ventaja de las pruebas ambientales frente a las pruebas sobre el

terreno es que muchas de ellas pueden acelerarse en un laboratorio bien equipado, y que el equipo se puede probar para valores muy diversos de la variabilidad climática. Las pruebas ambientales son importantes; pueden ayudar a comprender posibles problemas, y dan confianza para seguir adelante con las pruebas en el exterior, aunque no pueden sustituirlas.

Un programa de pruebas ambientales suele estar concebido en torno a algunas de las siguientes condiciones: alta temperatura, baja temperatura, choque térmico, ciclos de temperatura, humedad, viento, lluvia, lluvia engelante, polvo, luz solar (insolación), baja presión, vibración de transporte y choque de transporte. Los rangos, o límites de prueba, de cada prueba vienen determinados por los entornos previsibles (operativo, de resistencia, exterior, interior, de transporte y de almacenamiento).

La finalidad de un documento sobre el programa de pruebas ambientales es establecer criterios normalizados para estas, junto con los correspondientes procedimientos de prueba para la especificación, la adquisición, el diseño y la prueba de los equipos. El documento debería basarse en las condiciones y en los valores extremos ambientales que se esperan en la práctica.

Estados Unidos de América, por ejemplo, ha elaborado los criterios ambientales y los procedimientos de prueba normalizados de su Servicio Meteorológico Nacional (NWS, 1984) basándose en un estudio prospectivo que proporcionaba los intervalos de valores meteorológicos operativos y extremos previsibles en el área del citado país, y ha propuesto criterios para las pruebas (NWS, 1980). Dichos criterios y procedimientos constan de tres partes:

a) criterios y límites de prueba ambientales para ambientes exteriores, interiores y de transporte/almacenamiento;
b) procedimientos de prueba para la evaluación del equipo con arreglo a los criterios de prueba ambientales;
c) fundamentación, en la que se ofrece información general sobre las distintas condiciones ambientales a las que podrían estar expuestos los equipos, así como sobre sus efectos potenciales en el equipo y las correspondientes razones en que se basan los criterios de prueba recomendados.

4.2.3 Pruebas de interferencia eléctrica y electromagnética

La creciente tendencia a la utilización de sensores y de sistemas de recopilación y procesamiento automático de datos que contienen componentes electrónicos hace necesario, en muchos casos, incorporar a un programa general las pruebas de funcionamiento en entornos de trabajo con campos eléctricos y en condiciones de interferencia electromagnética.

Debería elaborarse un documento sobre el programa de pruebas de interferencia eléctrica y electromagnética. Dicho documento debería tener por objeto establecer unos criterios normalizados para las pruebas de interferencia eléctrica y electromagnética, junto con los correspondientes procedimientos de prueba, y servir como directriz uniforme para especificar los requisitos de susceptibilidad a la interferencia eléctrica y electromagnética con miras a la adquisición y al diseño de los elementos de equipo.

El documento debería basarse en un estudio que cuantifique los niveles y tiempos de sobrecarga previsibles de las corrientes transitorias en la línea de alimentación eléctrica y en la línea de la señal por efecto de fenómenos naturales, como las tormentas. Debería incluir también pruebas sobre las variaciones de energía previsibles, tanto en tensión eléctrica como en fase. Si se prevé que el equipo vaya a funcionar en un aeropuerto o en otro entorno con posibles interferencias de radiación electromagnética, habría que cuantificar también estas e incluirlas en la norma. El programa puede tener también por objeto asegurarse de que el equipo no genera radiación electromagnética. Debería prestarse particular atención a los equipos que contengan un microprocesador y, por consiguiente, un reloj de cuarzo, que es crucial para las funciones de regulación del tiempo.

4.2.4 Pruebas funcionales

Las pruebas de calibración y ambientales proporcionan un fundamento necesario, pero no suficiente, para definir las características operativas de un sensor o sistema, dado que las pruebas de calibración y de laboratorio no pueden definir completamente el comportamiento del sensor o sistema en condiciones reales. Es imposible simular los efectos sinérgicos de todos los cambiantes elementos meteorológicos a los que estará expuesto un instrumento en todos los entornos de trabajo requeridos.

Las pruebas funcionales son simplemente pruebas realizadas en un medio natural exterior en el que se espera que los instrumentos funcionen en condiciones meteorológicas y regímenes climáticos muy diversos y, en el caso de los instrumentos de

superficie, en superficies del terreno con albedos muy variables. Las pruebas funcionales son necesarias para determinar la idoneidad de un sensor o sistema mientras este está expuesto a amplias variaciones de viento, precipitación, temperatura, humedad y radiación solar directa, difusa y reflejada. Las pruebas funcionales adquieren mayor importancia a medida que van entrando en funcionamiento sensores con nuevas tecnologías, como los que contienen elementos electroópticos, piezoeléctricos y capacitivos. Las lecturas de esos sensores pueden resultar afectadas por condiciones incidentales, tales como la presencia de insectos o de arañas y telas de araña, o la distribución de partículas en la atmósfera en función de su tamaño, todo lo cual habrá que determinar mediante pruebas funcionales.

Para muchas aplicaciones, la comparabilidad deberá ser puesta a prueba en condiciones reales. Para ello se somete a prueba, uno junto al otro, sensores o sistemas iguales y diferentes, tomando como referencia un patrón de referencia *in situ*. Estas ideas están expuestas en Hoehne (1971, 1972, 1977).

Las pruebas funcionales pueden ser planificadas y realizadas por laboratorios privados, o por una organización interna del Servicio Meteorológico u otra organización de usuarios. Tanto para la adquisición como para la utilización del equipo, deberá tenerse en cuenta el nivel de conocimientos y aptitudes de los observadores y de los técnicos que serán los usuarios del sistema, y que deberían probar el equipo como parte integrante del programa de pruebas. Quienes instalen, utilicen, mantengan y reparen el equipo deberían evaluar las partes del sensor o sistema que utilizarán en su trabajo, y en particular la idoneidad de las instrucciones y de los manuales. Al preparar las especificaciones de compra debería tenerse presente también su nivel de aptitud.

4.3 CALIBRACIÓN

4.3.1 Finalidad de la calibración

La calibración de sensores o sistemas es la primera etapa para definir la validez de los datos. Por lo general, conlleva la comparación con respecto a un patrón conocido, a fin de determinar en qué medida la señal de salida del instrumento coincide con el patrón en las diversas condiciones de funcionamiento previsibles. Una calibración de laboratorio presupone implícitamente que las características del instrumento serán suficientemente estables para mantener la calibración sobre el terreno. Un historial de las calibraciones sucesivamente realizadas debería infundir confianza en la estabilidad del instrumento.

Específicamente, la calibración es el conjunto de operaciones que establecen, en determinadas condiciones, la relación existente entre los valores indicados por un instrumento o sistema de medición y los correspondientes valores conocidos de una magnitud sujeta a medición (mesurando). La calibración debería definir los errores sistemáticos o la desviación media de un sensor o sistema con respecto al patrón utilizado, así como sus errores aleatorios, el rango de valores en los que la calibración es válida, y la existencia de umbrales o de regiones de respuesta no lineal. Asimismo, debería definir la resolución y la histéresis. La histéresis debería determinarse haciendo que el sensor recorra cíclicamente todo su rango de funcionamiento durante la calibración. El resultado de una calibración se expresa en ocasiones como un factor o una serie de factores de calibración, en forma de tabla o de curva de calibración. Los resultados de una calibración deberán quedar anotados en un documento denominado certificado de calibración o informe de calibración.

El certificado o informe de calibración debería definir todo error sistemático eliminable posteriormente mediante ajustes mecánicos, eléctricos o informáticos. El error aleatorio restante no es repetible y no puede ser eliminado, aunque es posible definirlo estadísticamente repitiendo suficientes veces la medición durante la calibración.

4.3.2 Patrones

La calibración de instrumentos o de sistemas de medición suele efectuarse comparando estos con uno o más patrones de medición. Estos patrones se clasifican con arreglo a su calidad metrológica. Sus definiciones (ISO, 2007) figuran en el capítulo 1 de la parte I, y pueden resumirse como sigue:

Patrón primario: patrón de la más alta calidad metrológica, cuyo valor se acepta sin utilizar otros patrones como referencia.

Patrón secundario: patrón cuyo valor es asignado tomando como referencia un patrón primario.

Patrón internacional: patrón reconocido en virtud de un acuerdo internacional, que sirve como referencia para asignar valores a otros patrones relativos a la misma magnitud.

Patrón nacional: patrón reconocido a nivel nacional, que sirve de referencia para asignar valores a otros patrones.

Patrón de referencia: patrón, generalmente de la más alta calidad metrológica disponible en determinado emplazamiento u organización, que se toma como referencia para las mediciones en ese lugar.

Patrón de trabajo: patrón utilizado habitualmente para calibrar o verificar instrumentos de medición.

Patrón de transferencia: patrón utilizado como intermediario para comparar patrones.

Patrón itinerante: patrón, a veces de una construcción especial, destinado al transporte entre diferentes lugares.

Los patrones primarios están adscritos a instituciones internacionales o nacionales de primer orden. Los patrones secundarios están frecuentemente adscritos a laboratorios de calibración importantes, y no suelen ser adecuados para trabajar sobre el terreno. Los patrones de trabajo suelen ser instrumentos de laboratorio calibrados a partir de un patrón secundario. Los patrones de trabajo que pueden utilizarse sobre el terreno son conocidos como patrones de transferencia. Los patrones de transferencia pueden utilizarse también para comparar instrumentos en laboratorio o sobre el terreno.

4.3.3 Trazabilidad

El concepto de trazabilidad se define en ISO (2007) como sigue:

> "Propiedad de un resultado de medida por la cual el resultado puede relacionarse con una referencia mediante una cadena ininterrumpida y documentada de calibraciones, cada una de las cuales contribuye a la incertidumbre de medida."

En meteorología, es habitual que las mediciones de presión sean trazables mediante patrones itinerantes, de trabajo y secundarios a otros patrones nacionales o primarios, con lo cual las incertidumbres acumuladas son conocidas (excepto cuando se trabaja sobre el terreno, en cuyo caso se determinarán mediante pruebas *in situ*). Tal es el caso también con las mediciones de temperatura.

Este mismo principio deberá aplicarse a la medición de cualquier magnitud que se necesite medir con una incertidumbre conocida.

4.3.4 Prácticas de calibración

La calibración de instrumentos meteorológicos suele realizarse en un laboratorio que cuente con patrones de medición y dispositivos de calibración apropiados. Puede ser un laboratorio nacional, privado o perteneciente a un Servicio Meteorológico u otra organización de usuarios. Un laboratorio de calibración se encarga de mantener las necesarias calidades de sus patrones de medición, y de llevar un registro de su trazabilidad. Este tipo de laboratorios puede expedir también certificados de calibración, que deberían asimismo contener una estimación de la exactitud de la calibración. A fin de garantizar la trazabilidad, el laboratorio de calibración debería estar reconocido y autorizado por las autoridades nacionales apropiadas.

Los fabricantes de instrumentos meteorológicos deberían entregar sus productos de calidad (por ejemplo, barómetros o termómetros normalizados) con certificados o informes de calibración. Estos documentos pueden estar, aunque no necesariamente, en el precio básico del instrumento, pero son opciones posibles. Los certificados de calibración entregados por un laboratorio autorizado pueden resultar más caros que los certificados de fábrica. Como se ha señalado en la sección anterior, deberían realizarse pruebas ambientales y funcionales y, posiblemente, pruebas de calibración adicionales.

Los usuarios pueden adquirir también dispositivos de calibración o patrones de medición para sus propios laboratorios. Un buen dispositivo de calibración debería ir siempre acompañado de un patrón de medición apropiado, por ejemplo una cámara de calibración de temperatura en baño líquido con un conjunto de termómetros de líquido en cápsula de vidrio, y/o de termómetros de resistencia, certificados. En el ejemplo anterior habría que tener en cuenta también otras consideraciones, como la utilización de silicona fluida, no conductora. Así, si se instala un dispositivo de medición de temperatura en un circuito electrónico, será posible sumergirlo en el baño a fin de probar el dispositivo en su configuración de trabajo. No solo el equipo y los patrones de calibración deberán ser de alta calidad, sino que los ingenieros y técnicos de un laboratorio de calibración tendrán que estar adecuadamente capacitados en metrología básica y en la utilización de los dispositivos de calibración y patrones de medición disponibles.

Una vez que los instrumentos hayan pasado satisfactoriamente la calibración y las pruebas iniciales, y hayan sido aceptados por el usuario, debería

instituirse un programa de calibraciones y comprobaciones de calibración con regularidad. Algunos instrumentos, como los barómetros de mercurio, pueden romperse fácilmente al ser transportados al lugar de trabajo. En estaciones distantes, esos instrumentos deberían mantenerse inmóviles siempre que fuera posible, y tendrían que calibrarse tomando como referencia patrones itinerantes más resistentes que puedan ser desplazados de una estación a otra por los inspectores. Los patrones itinerantes deberán ser comparados frecuentemente con un patrón de trabajo o de referencia en el laboratorio de calibración y, preferiblemente, antes y después de cada visita de inspección.

Los procedimientos de calibración en laboratorio de, por ejemplo, barómetros, termómetros, higrómetros, anemómetros e instrumentos de radiación se explican más detalladamente en los capítulos correspondientes de esta Guía o en manuales especializados. Estas publicaciones contienen también información sobre instrumentos normalizados y dispositivos de calibración internacionales reconocidos. Los procedimientos de calibración para las estaciones meteorológicas automáticas requieren una atención especial, como se señala en el capítulo 1 de la parte II.

En OMM (1989) se analizan en detalle los procedimientos de calibración empleados por diversos Servicios Meteorológicos para la calibración de instrumentos utilizados para medir temperatura, humedad, presión y viento.

4.4 INTERCOMPARACIONES

La intercomparación de instrumentos y sistemas de observación, así como los procedimientos acordados para el control de la calidad, son esenciales para la creación de conjuntos de datos compatibles. Todas las intercomparaciones deberían planificarse y realizarse cuidadosamente, a fin de mantener un nivel de calidad adecuado y uniforme en las mediciones de cada variable meteorológica. Muchas magnitudes meteorológicas no pueden compararse directamente con patrones metrológicos y, por consiguiente, con referencias absolutas (por ejemplo, visibilidad, altura de la base de las nubes, o precipitación). Con respecto a esas magnitudes, las intercomparaciones son fundamentales.

Las comparaciones o evaluaciones de instrumentos y sistemas de observación pueden organizarse y llevarse a efecto a los niveles siguientes:

a) comparaciones internacionales, a las que pueden asistir participantes de todos los países interesados en respuesta a una invitación general;
b) intercomparaciones regionales, a las que pueden asistir participantes de los países de una región determinada (por ejemplo, las Regiones de la OMM) en respuesta a una invitación general;
c) intercomparaciones multilaterales y bilaterales, a las que pueden asistir participantes de dos o más países por mutuo acuerdo, sin que medie una invitación general;
d) intercomparaciones nacionales, en el ámbito de un país.

Dada la importancia de la comparabilidad internacional de las mediciones, la OMM organiza esporádicamente, mediante uno de sus órganos constituyentes, comparaciones internacionales y regionales de instrumentos. Dichas intercomparaciones o evaluaciones de instrumentos y sistemas de observación pueden ser muy laboriosas y costosas. Por ello, ha sido necesario establecer reglas que permitan conseguir una coordinación eficaz. Estas reglas figuran en los anexos 4.A y 4.B[3]. Contienen directrices generales, por lo que, cuando sea necesario, deberían añadirse otras reglas específicas para cada intercomparación (véanse los capítulos correspondientes de esta Guía).

En otros capítulos de esta Guía se hace referencia a informes de ciertas comparaciones internacionales de la OMM (véanse, por ejemplo, los capítulos 3, 4, 9, 12, 14 y 15 de la parte I). El anexo 4.C contiene una lista de las comparaciones internacionales que han recibido apoyo de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, y que han sido publicadas en la serie de documentos técnicos de la OMM.

Los informes de las comparaciones, sean cuales sean estas, deberían darse a conocer y ponerse a disposición de toda la comunidad meteorológica.

3 Recomendaciones adoptadas por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión (1994) mediante el anexo a la Recomendación 14 (CIMO-XI) y el anexo IX.

ANEXO 4.A

PROCEDIMIENTOS PARA LAS INTERCOMPARACIONES MUNDIALES Y REGIONALES DE INSTRUMENTOS DE LA OMM

1. El órgano constituyente competente de la OMM acordará una intercomparación de instrumentos y métodos de observación de la Organización, a fin de que sea reconocida como intercomparación de la OMM.

2. El Consejo Ejecutivo considerará la aprobación de la intercomparación, y su inclusión en el programa y presupuesto de la OMM.

3. Si fuera urgente realizar determinada intercomparación no prevista en la reunión de un órgano constituyente, el presidente del órgano correspondiente podrá presentar una propuesta al respecto al Presidente de la OMM para que la apruebe.

4. En el momento oportuno antes de cada intercomparación, el Secretario General, en cooperación con el presidente de la CIMO y, posiblemente, con los presidentes de otras comisiones técnicas, asociaciones regionales o jefes de programa interesados, debería tratar de averiguar la disponibilidad de uno o más Miembros para ejercer de país anfitrión, así como el interés de los Miembros por participar en la intercomparación.

5. Si al menos un Miembro conviniera en ejercer de país anfitrión, y un número razonable de Miembros hubieran expresado su interés por participar, el presidente de la CIMO, en consulta con los directores de los órganos constituyentes interesados, debería constituir, si fuera procedente, un comité organizador internacional.

6. Antes del comienzo de la intercomparación, el comité organizador debería llegar a un acuerdo sobre la manera de organizarla, al menos con respecto a los principales objetivos; el lugar, la fecha y la duración de la intercomparación; las condiciones para participar; la metodología a seguir para la adquisición, el procesamiento y el análisis de datos; los planes respecto a la publicación de resultados; las reglas de intercomparación; y las responsabilidades del anfitrión o anfitriones y de los participantes.

7. El anfitrión debería nombrar a un jefe de proyecto que supervise la adecuada realización de la intercomparación y se responsabilice del análisis de los datos y de la preparación de un informe final, conforme acuerde el comité organizador. El jefe de proyecto será miembro de oficio del comité organizador.

8. Si el comité organizador decidiera realizar la intercomparación en diferentes países anfitriones, cada uno de estos nombrará a un jefe de emplazamiento. El comité organizador especificará las responsabilidades del jefe de emplazamiento y la gestión del proyecto en su conjunto.

9. Se invitará al Secretario General a anunciar a los Miembros la intercomparación prevista, lo antes posible tras la creación del comité organizador. Junto con la invitación, debería informarse sobre la organización y las reglas a que se someterá la intercomparación, conforme acuerde el comité organizador. Los Miembros participantes deberían atenerse a esas reglas.

10. Toda comunicación ulterior entre el anfitrión o anfitriones y los participantes sobre cuestiones de organización estará a cargo del jefe de proyecto y, posiblemente, del jefe de emplazamiento, a menos que el comité organizador disponga otra cosa.

11. En caso necesario, podrían organizarse reuniones del comité organizador durante el período de intercomparación.

12. Una vez concluida la intercomparación, el comité organizador examinará y aprobará los principales resultados del análisis de datos de la intercomparación, y formulará propuestas con miras a la utilización de los resultados en la comunidad meteorológica.

13. El informe final de la intercomparación, preparado por el jefe de proyecto y aprobado por el comité organizador, debería publicarse en la serie de Informes de la OMM sobre instrumentos y métodos de observación.

ANEXO 4.B

DIRECTRICES PARA ORGANIZAR LAS INTERCOMPARACIONES DE INSTRUMENTOS DE LA OMM

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Estas directrices son complementarias de los procedimientos relativos a las intercomparaciones mundiales y regionales de instrumentos meteorológicos de la OMM. Están basadas en el supuesto de que se habrá creado un comité organizador internacional al que servirán de orientación para efectuar la intercomparación. Véase, en particular, el anexo 12.C del capítulo 12 de la parte I.

1.2 Sin embargo, dado que todas las intercomparaciones difieren en cierta medida entre sí, estas directrices deberían considerarse como una lista de comprobación general de las tareas. Deberían modificarse conforme lo aconsejen las circunstancias, teniendo presente que la corrección y la validez científica habrían de ser los criterios a seguir en la realización de las intercomparaciones y evaluaciones de la OMM.

1.3 Los informes finales de otras intercomparaciones de la OMM y los informes de las reuniones de los comités organizadores podrán servir de ejemplo para la realización de intercomparaciones. Estos informes pueden obtenerse en el Departamento de la Vigilancia Meteorológica Mundial de la Secretaría de la OMM.

2. OBJETIVOS DE LA INTERCOMPARACIÓN

El comité organizador debería examinar los logros que se espera conseguir de la intercomparación, y señalar los problemas concretos que pudieran surgir. Tendría que preparar una declaración clara y detallada de los objetivos principales de la intercomparación, y convenir los criterios que se utilizarán en la evaluación de los resultados. El comité organizador debería investigar también la mejor manera de garantizar el éxito de la intercomparación, valiéndose de la experiencia acumulada en anteriores intercomparaciones, según los casos.

3. LUGAR, FECHA Y DURACIÓN

3.1 La Secretaría debería pedir al país anfitrión que proporcione al comité organizador una descripción del lugar e instalaciones propuestos para la intercomparación (ubicación(es), condiciones ambientales y climatológicas, principales características topográficas, etc.). Asimismo, debería nombrar un jefe de proyecto[4].

3.2 El comité organizador debería examinar la idoneidad del emplazamiento e instalaciones propuestos, proponer los cambios necesarios, y llegar a un acuerdo sobre el emplazamiento e instalaciones que se vayan a utilizar. Seguidamente, el jefe de proyecto debería preparar una descripción completa del emplazamiento y del entorno. El comité organizador, en consulta con el jefe de proyecto, debería decidir la fecha de comienzo y la duración de la intercomparación.

3.3 El jefe de proyecto debería proponer una fecha a partir de la cual tanto el emplazamiento como sus instalaciones estarían disponibles para instalar el equipo y conectarlo al sistema de adquisición de datos. Debería reservarse un período de tiempo para verificar y probar el equipo, y para que los operadores se familiaricen con los procedimientos de trabajo y de rutina.

4. PARTICIPACIÓN EN LA INTERCOMPARACIÓN

4.1 El comité organizador debería examinar los aspectos técnicos y operativos, las características deseables y preferencias, y las restricciones, prioridades y descripciones de diferentes tipos de instrumentos para la intercomparación.

4.2 Normalmente, solo deberían admitirse instrumentos que estén siendo utilizados, o cuya utilización prevean los Miembros en un futuro próximo. Incumbe a los Miembros participantes la responsabilidad de calibrar sus instrumentos antes de enviarlos, tomando como referencia patrones reconocidos, y de proporcionar los certificados de calibración apropiados. Podrá pedirse a los

4 Cuando haya más de un emplazamiento se designarán los jefes de emplazamiento necesarios. Algunas tareas del jefe de proyecto indicadas en este anexo se delegarán en los jefes de emplazamiento.

participantes que proporcionen dos instrumentos idénticos de cada tipo, a fin de que los datos sean más fiables. Sin embargo, ello no debería condicionar la participación.

4.3 El comité organizador debería redactar un cuestionario detallado para obtener la información necesaria sobre cada instrumento propuesto para la intercomparación. El jefe de proyecto aportará más detalles y completará el cuestionario lo antes posible. Se pedirá a los participantes que especifiquen muy claramente en su respuesta las conexiones de su equipo y las características de sus programas informáticos, y que proporcionen documentación adecuada (en la Secretaría de la OMM se puede obtener una lista de comprobación para la preparación del cuestionario).

4.4 Seguidamente, el presidente del comité organizador debería solicitar:

a) al Secretario General, que invite oficialmente a los Miembros (que hayan expresado su interés) a participar en la intercomparación, incluyendo en la invitación toda la información necesaria, preparada por el comité organizador y por el jefe de proyecto, sobre las reglas a que se ajustará la intercomparación;
b) al jefe de proyecto, que se encargue de todos los contactos ulteriores con los participantes.

5. ADQUISICIÓN DE DATOS

5.1 Instalación del equipo

5.1.1 El comité organizador debería evaluar la configuración que proponga el jefe de proyecto para la instalación de los instrumentos, y dar su conformidad a efectos de la intercomparación. Habría que prestar atención especial para la ubicación y exposición correctas y adecuadas de los instrumentos, teniendo en cuenta los criterios y normas de la OMM y de otras organizaciones internacionales. Los criterios de ubicación y exposición que se adopten deberán estar documentados.

5.1.2 El jefe de proyecto, en nombre del comité organizador, debería examinar y aprobar, en su caso, las peticiones específicas de los participantes con respecto a la instalación de los equipos.

5.2 Patrones y referencias

El país anfitrión debería hacer todo lo posible por incluir al menos un instrumento de referencia en la intercomparación. La calibración de ese instrumento habría de estar referida a patrones nacionales o internacionales. El comité organizador debería aportar una descripción y especificación del patrón. Si no existiera ningún patrón o referencia reconocidos para la variable o variables que se desee medir, el comité organizador debería acordar un método para determinar una referencia que sirva para la intercomparación.

5.3 Observaciones y mediciones conexas

El comité organizador debería acordar una lista de variables meteorológicas y ambientales para medir u observar en el lugar de la intercomparación durante todo el período que dure esta. Debería preparar un programa de medición de dichas variables, y solicitar al país anfitrión que lleve a la práctica dicho programa. Los resultados del programa tendrían que quedar registrados en un formato adecuado para el análisis de la intercomparación.

5.4 Sistema de adquisición de datos

5.4.1 Normalmente, el país anfitrión debería proporcionar el sistema de adquisición de datos necesario para registrar las señales requeridas, tanto analógicas como de impulsos o digitales (en serie o en paralelo) de todos los instrumentos participantes. El país anfitrión debería proporcionar al comité organizador una descripción y un diagrama de conjunto de toda la cadena de medición. El comité organizador, en consulta con el jefe de proyecto, tendría que decidir si en la intercomparación se aceptarán registros gráficos analógicos y lecturas visuales con fines de análisis, o únicamente como comprobación del funcionamiento.

5.4.2 Antes de empezar la comparación y de realizar mediciones, deberían probarse adecuadamente el equipo y programas informáticos del sistema de adquisición de datos, a fin de evitar lagunas en el registro de datos durante la intercomparación.

5.5 Metodología para la adquisición de datos

El comité organizador debería acordar unos procedimientos apropiados para la adquisición de datos, especificando la frecuencia de las mediciones, el muestreo, promediado, reducción y formato de los datos, el control de la calidad en tiempo real, etc. Cuando los participantes tengan que preparar

informes con datos durante el período de intercomparación, o cuando los datos estén disponibles en forma de registros gráficos o de observaciones visuales, el comité organizador debería determinar mediante un acuerdo las responsabilidades en cuanto a la comprobación de esos datos, el plazo de tiempo en que habría que presentarlos al jefe de proyecto, y los formatos y medios físicos que permitan almacenar dichos datos en la base de datos del anfitrión. Cuando sea posible, deberían realizarse comparaciones directas respecto del instrumento de referencia.

5.6 Calendario de intercomparación

El comité organizador debería acordar un calendario esquemático para la intercomparación que incluya tareas normales y específicas, y exponerlo en forma gráfica. El jefe de proyecto y su personal deberían encargarse de elaborar los detalles.

6. PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE LOS DATOS

6.1 Disponibilidad de bases de datos y de datos

6.1.1 Todos los datos esenciales de la intercomparación, incluidos los datos meteorológicos y ambientales pertinentes, deberían almacenarse en una base de datos para su posterior análisis bajo la supervisión del jefe de proyecto. El comité organizador, en colaboración con el jefe de proyecto, debería proponer un formato común para todos los datos, incluidos los notificados por los participantes durante la intercomparación. El comité organizador debería acordar comprobaciones de la vigilancia en tiempo casi real y del control de la calidad, para asegurar la validez de la base de datos.

6.1.2 Una vez concluida la intercomparación, el país anfitrión debería, si así se le solicita, proporcionar a cada Miembro participante un conjunto de datos obtenidos del instrumento o instrumentos por él presentados. Dicho conjunto debería contener también datos meteorológicos, ambientales y de referencia sobre el particular.

6.2 Análisis de los datos

6.2.1 El comité organizador debería proponer un marco adecuado para el análisis y procesamiento de los datos, y para la presentación de los resultados. Tendría que llegar a un acuerdo sobre los algoritmos de conversión, calibración y corrección de los datos, y preparar una lista de términos, definiciones, abreviaturas y relaciones (cuando estas difieran de las prácticas comúnmente aceptadas y documentadas). Debería elaborar y preparar una descripción completa de los métodos estadísticos que se utilizarán en consonancia con los objetivos de la intercomparación.

6.2.2 Cuando sea inapropiada una comparación directa, sincronizada en el tiempo e individualizada (por ejemplo, cuando los instrumentos estén separados espacialmente durante la prueba), debería contemplarse la posibilidad de emplear métodos de análisis basados en distribuciones estadísticas. Si no existe un instrumento de referencia (por ejemplo, para la base de las nubes, el alcance óptico meteorológico, etc.), deberían compararse los instrumentos con una referencia relativa seleccionada entre los instrumentos que se someten a prueba, en base al valor de la mediana o al valor modal, poniendo cuidado en excluir los valores no representativos del subconjunto de datos seleccionado.

6.2.3 Cuando se efectúe una segunda intercomparación algún tiempo después de la primera, o en una fase posterior de una intercomparación en curso, los métodos de análisis y la presentación deberían incluir los utilizados en el estudio original. Ello no debería excluir la incorporación de nuevos métodos.

6.2.4 Normalmente, el jefe de proyecto debería ser responsable del procesamiento y análisis de los datos. Además, habría que verificar lo antes posible la idoneidad de los procedimientos de análisis seleccionados y, en la medida necesaria, preparar informes provisionales para que los miembros del comité organizador expongan sus comentarios al respecto. Basándose en esos exámenes, debería estudiarse la posibilidad de introducir los cambios necesarios.

6.2.5 Una vez concluida la intercomparación, el comité organizador debería examinar los resultados y análisis preparados por el jefe de proyecto. Debería dedicar especial atención a las recomendaciones sobre la utilización de los resultados de la intercomparación, y al contenido del informe final.

7. INFORME FINAL DE LA INTERCOMPARACIÓN

7.1 El comité organizador debería redactar un esquema general del informe final, y pedir al jefe

de proyecto que prepare un informe provisional basado en aquel.

7.2 El informe final de la intercomparación tendría que contener, para cada instrumento, un resumen de las características de funcionamiento y de los factores operativos esenciales. Los resultados del análisis estadístico deberían presentarse en forma de tablas y gráficos, según el caso. Habría que considerar la posibilidad de representar gráficamente las series temporales para determinados períodos que incluyan episodios particularmente relevantes. Debería invitarse al país anfitrión a preparar un capítulo descriptivo de la base de datos y de las instalaciones utilizadas para el procesamiento, análisis y almacenamiento de los datos.

7.3 El comité organizador debería acordar los procedimientos a seguir para aprobar el informe final, por ejemplo:

a) el proyecto de informe final será preparado por el jefe de proyecto y presentado a todos los miembros del comité organizador y, si procede, también a los Miembros participantes;
b) los comentarios y enmiendas deberían enviarse de nuevo al jefe de proyecto en un plazo de tiempo especificado, remitiendo también una copia al presidente del comité organizador;
c) si las modificaciones propuestas fueran solo secundarias, el informe podrá ser completado por el jefe de proyecto y enviado a la Secretaría de la OMM para que lo publique;
d) si hubiera modificaciones o problemas importantes que no fuera posible resolver por correspondencia, debería estudiarse la posibilidad de convocar una reunión adicional del comité organizador (habría que informar inmediatamente de esa situación al presidente de la CIMO).

7.4 El comité organizador podrá acordar que los resultados finales sean presentados solo por el jefe de proyecto y por su personal en las conferencias técnicas.

8. RESPONSABILIDADES

8.1 Responsabilidades de los participantes

8.1.1 Los participantes serán plenamente responsables del transporte de todo el equipo presentado, de todos los trámites de importación y exportación y de todos los costos que de estos se deriven. Para garantizar que no haya retrasos atribuibles a este proceso, se seguirán unos procedimientos de importación/exportación apropiados.

8.1.2 Por lo general, los participantes instalarán y desinstalarán los equipos bajo la supervisión del jefe de proyecto, a menos que el país anfitrión acuerde encargarse de ello.

8.1.3 Cada participante proporcionará todos los accesorios necesarios, así como las herramientas de montaje, los cables y conectores de señal y de suministro eléctrico (compatibles con las normas del país anfitrión), las piezas de recambio y los fungibles para su equipo. Los participantes que necesiten un suministro de energía eléctrica especial o no normalizado deberán llevar consigo su propio transformador o adaptador. Los participantes facilitarán todas las instrucciones y manuales detallados necesarios para la instalación, la utilización, la calibración y el mantenimiento de rutina.

8.2 Apoyo del país anfitrión

8.2.1 En caso de que se le solicite, el país anfitrión debería proporcionar la información necesaria a los Miembros participantes sobre los procedimientos de importación y exportación temporales y permanentes (en el caso de los fungibles). Debería ayudar a desembalar e instalar el equipo de los participantes, y proporcionar habitaciones o armarios para albergar el equipo que necesite mantenerse a resguardo de la intemperie, así como para el almacenamiento de piezas de recambio, manuales, fungibles, etc.

8.2.2 El país anfitrión debería proporcionar una cantidad razonable de equipo o estructuras de carácter auxiliar, como torres, resguardos, soportes o cimientos.

8.2.3 Deberá proporcionarse la energía eléctrica necesaria para todos los instrumentos. Debería informarse a los participantes de la tensión y frecuencia de la red eléctrica y de su estabilidad. La conexión de los instrumentos al sistema de adquisición de datos y al suministro de energía se hará en colaboración con los participantes. El jefe de proyecto debería acordar con cada participante si habrá de ser este o el país anfitrión el que aporte los cables de la longitud necesaria (más los conectores apropiados) para el suministro de corriente eléctrica y la transmisión de señales.

8.2.4 El país anfitrión debería encargarse de la obtención de toda autorización jurídica relativa a las

mediciones que se realicen en la atmósfera, por ejemplo la utilización de frecuencias, la transmisión de radiaciones láser, el cumplimiento de la legislación civil y aeronáutica, etc. A petición del jefe de proyecto, cada participante deberá presentar los documentos necesarios.

8.2.5 El país anfitrión podrá proporcionar información relativa a alojamiento, viajes, transportes locales, apoyo logístico diario, etc.

8.3 Servicios del país anfitrión

8.3.1 El país anfitrión prestará servicios regulares solo para las intercomparaciones de larga duración en las que la ausencia de los participantes o de sus representantes pudiera estar justificada.

8.3.2 Cuando sea responsable de los servicios operativos, el país anfitrión:

a) proporcionará servicios operativos normales para cada instrumento, por ejemplo limpieza, cambio de bandas registradoras o ajustes de rutina, conforme se especifique en las instrucciones de trabajo de los participantes;
b) comprobará cada instrumento todos los días que dure la intercomparación, e informará inmediatamente a la persona de contacto designada en representación del participante de las averías que no sea posible corregir mediante el mantenimiento de rutina;
c) hará todo lo posible por efectuar comprobaciones regulares de la calibración, conforme a las instrucciones específicas del participante.

8.3.3 El jefe de proyecto debería anotar sistemáticamente los valores de funcionamiento ordinarios de todo el equipo que participe en la intercomparación. En particular, debería tomar nota de todos los elementos presentes en el emplazamiento que pudieran influir en la intercomparación, así como de todas las incidencias relacionadas con el equipo participante y con el equipo y las instalaciones proporcionados por el país anfitrión.

9. REGLAS APLICABLES DURANTE LA INTERCOMPARACIÓN

9.1 El jefe de proyecto ejercerá el control general de la intercomparación en nombre del comité organizador.

9.2 No se permitirá introducir cambios en el equipo o en los programas informáticos sin el consentimiento del jefe de proyecto.

9.3 Las reparaciones menores como, por ejemplo, la sustitución de fusibles, estarán permitidas previo consentimiento del jefe de proyecto.

9.4 Cuando se requiera un conocimiento especializado o un equipo específico, se permitirá a los participantes efectuar comprobaciones de la calibración y operaciones de mantenimiento del equipo con arreglo a unos procedimientos previamente definidos.

9.5 Todos los problemas que surjan en relación con el equipo de los participantes serán comunicados al jefe de proyecto.

9.6 En el transcurso de la intercomparación, el jefe de proyecto podrá seleccionar un período durante el que se utilizarán los equipos dejando intervalos de tiempo más amplios entre los mantenimientos normales de rutina, a fin de evaluar sus susceptibilidades a las condiciones ambientales. Esos mismos intervalos se aplicarán a todos los equipos.

ANEXO 4.C

INFORMES DE COMPARACIONES INTERNACIONALES REALIZADAS BAJO LOS AUSPICIOS DE LA COMISIÓN DE INSTRUMENTOS Y MÉTODOS DE OBSERVACIÓN

Tema	*Número del informe sobre instrumentos y métodos de observación*	*Título del informe*
Duración de la insolación	16	*Radiation and Sunshine Duration Measurements: Comparison of Pyranometers and Electronic Sunshine Duration Recorders of RA VI* (Budapest, Hungría, julio a diciembre, 1984), G. Major, WMO/TD-No. 146 (1986).
Radiación[a]	16	*Radiation and Sunshine Duration Measurements: Comparison of Pyranometers and Electronic Sunshine Duration Recorders of RA VI* (Budapest, Hungría, julio a diciembre, 1984), G. Major, WMO/TD-No. 146 (1986).
Precipitación	17	*International Comparison of National Precipitation Gauges with a Reference Pit Gauge* (1984), B. Sevruk y W. R. Hamon, WMO/TD-No. 38 (1984).
Radiosondas	28	*WMO International Radiosonde Comparison, Phase I* (Beaufort Park, Reino Unido, 1984), A. H. Hooper, WMO/TD-No. 174 (1986).
Radiosondas	29	*WMO International Radiosonde Intercomparison, Phase II* (Wallops Island, Estados Unidos, 4 de febrero a 15 de marzo, 1985), F. J. Schmidlin, WMO/TD-No. 312 (1988).
Radiosondas	30	*WMO International Radiosonde Comparison* (Reino Unido, 1984/ Estados Unidos, 1985), J. Nash y F. J. Schmidlin, WMO/TD-No. 195 (1987).
Altura de la base de las nubes	32	*WMO International Ceilometer Intercomparison* (Reino Unido, 1986), D. W. Jones, M. Ouldridge y D. J. Painting, WMO/TD-No. 217 (1988).
Humedad	34	*WMO Assmann Aspiration Psychrometer Intercomparison* (Potsdam, Alemania, 1987), D. Sonntag, WMO/TD-No. 289 (1989).
Humedad	38	*WMO International Hygrometer Intercomparison* (Oslo, Noruega, 1989), J. Skaar, K. Hegg, T. Moe y K. Smedstud, WMO/TD-No. 316 (1989).
Radiosondas	40	*WMO International Radiosonde Comparison, Phase III* (Dzhambul, Federación de Rusia, 1989), A. Ivanov, A. Kats, S. Kurnosenko, J. Nash y N. Zaitseva, WMO/TD-No. 451 (1991).
Visibilidad	41	*The First WMO Intercomparison of Visibility Measurements* (Reino Unido, 1988/1989), D. J. Griggs, D. W. Jones, M. Ouldridge y W. R. Sparks, WMO/TD-No. 401 (1990).
Radiación[a]	43	*First WMO Regional Pyrheliometer Comparison of RA II and RA V* (Tokio, Japón, 23 de enero a 4 de febrero, 1989), Y. Sano, WMO/TD-No. 308 (1989).
Radiación[a]	44	*First WMO Regional Pyrheliometer Comparison of RA IV* (Ensenada, México, 20 a 27 de abril, 1989), I. Galindo, WMO/TD-No. 345 (1989).
Presión	46	*The WMO Automatic Digital Barometer Intercomparison* (de Bilt, Países Bajos, 1989 a 1991), J. P. van der Meulen, WMO/TD-No. 474 (1992).
Radiación[a]	53	*Segunda Comparación de la OMM de Pirheliómetros Patrones Nacionales AR III* (Buenos Aires, Argentina, 25 de noviembre a 13 de diciembre, 1991), M. Ginzburg, WMO/TD-No. 572 (1992).
Radiosondas	59	*WMO International Radiosonde Comparison, Phase IV* (Tsukuba, Japón, 15 de febrero a 12 de marzo, 1993), S. Yagi, A. Mita y N. Inoue, WMO/TD-No. 742 (1996).

Tema	*Número del informe sobre instrumentos y métodos de observación*	*Título del informe*
Viento	62	*WMO Wind Instrument Intercomparison* (Mont Aigoual, Francia, 1992-1993), P. Gregoire y G. Oualid, WMO/TD-No. 859 (1997).
Radiación[a]	64	*Tercera Comparación Regional de la OMM de Pirheliómetros Patrones Nacionales AR III – Informe Final* (Santiago, Chile, 24 de febrero a 7 de marzo, 1997), M. V. Muñoz, WMO/TD-No. 861 (1997).
Precipitación	67	*WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison* – Informe final, B. E. Goodison, P. Y. T. Louie y D. Yang, WMO/TD-No. 872 (1998).
Tiempo presente	73	*WMO Intercomparison of Present Weather Sensors/Systems* – Informe final (Canadá y Francia, 1993-1995), M. Leroy, C. Bellevaux y J. P. Jacob, WMO/TD-No. 887 (1998).
Radiosondas	76	*Executive Summary* of the *WMO Intercomparison of GPS Radiosondes* (Alcantâra, Maranhão, Brasil, 20 de mayo a 10 de junio, 2001), R. B. da Silveira, G. Fisch, L. A. T. Machado, A. M. Dall'Antonia Jr., L. F. Sapucci, D. Fernandes y J. Nash, WMO/TD-No. 1153 (2003).
Radiosondas	83	*WMO Intercomparison of Radiosonde Systems*, Vacoas, Mauricio, 2 a 25 de febrero, 2005, J. Nash, R. Smout, T. Oakley, B. Pathack y S. Kurnosenko, WMO/TD-No. 1303 (2006).
Intensidad de lluvia	84	*WMO Laboratory Intercomparison of Rainfall Intensity Gauges* – Informe final, Francia, Países Bajos, Italia, septiembre de 2004 a septiembre de 2005, L. Lanza, L. Stagi, M. Leroy, C. Alexandropoulos y W. Wauben, WMO/TD-No. 1304 (2006).
Humedad	85	*WMO Radiosonde Humidity Sensor Intercomparison* – Informe final de la Fase I y de la Fase II. Fase I: Federación de Rusia, 1995-1997. Fase II: Estados Unidos, 8 a 26 de septiembre, 1995. Fase I: A. Balagurov, A. Kats y N. Krestyannikova, Fase II: F. Schmidlin, WMO/TD-No. 1305 (2006).
Radiosondas	90	*WMO Intercomparison of GPS Radiosondes* – Informe final, Alcantâra (Brasil), 20 de mayo a 10 de junio, 2001, R. da Silveira, G. F. Fisc, L. A. Machado, A. M. Dall'Antonia Jr., L. F. Sapucci, D. Fernandes, R. Marques y J. Nash, WMO/TD-No. 1314 (2006).
Pirheliómetros	91	*International Pyrheliometer Comparison* – Informe final, Davos (Suiza), 26 de septiembre a 14 de octubre, 2005, W. Finsterle, WMO/TD-No. 1320 (2006).
Pirheliómetros	97	*Second WMO Regional Pyrheliometer Comparison of RA II* (Tokio, Japón, 22 de enero a 2 de febrero, 2007), H. Sasaki, WMO/TD-No. 1494 (2009).
Piranómetros	98	*Sub-Regional Pyranometer Intercomparison of the RA VI members from South-Eastern Europe* (Split, Croacia, 22 de julio a 6 de agosto, 2007), K. Premec, WMO/TD-No. 1501 (2009).
Intensidad de lluvia	99	*WMO Field Intercomparison of Rainfall Intensity Gauges* (Vigna di Valle, Italia, octubre de 2007 a abril de 2009), E. Vuerich, C. Monesi, L. Lanza, L. Stagi y E. Lanzinger, WMO/TD-No. 1504 (2009).
Garitas meteorológicas y humedad	106	*WMO Field Intercomparison of Thermometer Screens/Shields and Humidity Measuring Instruments*, Ghardaïa (Argelia), noviembre de 2008 a octubre de 2009. Informe final, M. Lacombe, D. Bousri, M. Leroy y M. Mezred, WMO/TD-No. 1579 (2011).
Radiosondas	107	*WMO Intercomparison of High Quality Radiosonde Systems*, Yangjiang (China), 12 de julio a 3 de agosto, 2010, J. Nash, T. Oakley, H. Vömel y Li Wei, WMO/TD-No. 1580 (2011).

a La OMM distribuye también los informes de las intercomparaciones internacionales de pirheliómetros de la OMM que se efectúan cada cinco años bajo la dirección del Centro radiométrico mundial de Davos (Suiza).

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Comisión Electrotécnica Internacional (IEC), 1990: *Classification of Environmental Conditions*. IEC 721.

Hoehne, W. E., 1971: *Standardizing Functional Tests*. NOAA Technical Memorandum, NWS T&EL-12, United States Department of Commerce, Sterling, Virginia.

—, W. E., 1972: Standardizing functional tests. *Preprints of the Second Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*. American Meteorological Society, págs. 161 a 165.

—, W. E., 1977: *Progress and Results of Functional Testing*. NOAA Technical Memorandum NWS T&EL-15, United States Department of Commerce, Sterling, Virginia.

National Weather Service, 1980: *Natural Environmental Testing Criteria and Recommended Test Methodologies for a Proposed Standard for National Weather Service Equipment*. United States Department of Commerce, Sterling, Virginia.

—, 1984: *NWS Standard Environmental Criteria and Test Procedures*. United States Department of Commerce, Sterling, Virginia.

Organización Internacional de Normalización (ISO), 1989*a*: *Sampling Procedures for Inspection by Attributes*. Part I: Sampling plans indexed by acceptable quality level (AQL) for lot-by-lot inspection. ISO 2859-1:1989.

—, 1989*b*: *Sampling Procedures and Charts for Inspection by Variables for Percent Nonconforming*. ISO 3951:1989.

—, 2007: *International Vocabulary of Basic and General Terms in Metrology*. Tercera edición, ISO Guide 99:2007.

Organización Meteorológica Mundial, 1989: *Analysis of Instrument Calibration Methods Used by Members* (H. Doering). Informe nº 45 sobre instrumentos y métodos de observación, WMO/TD No. 310, Ginebra.

—/Consejo Internacional de Uniones Científicas, 1986: *Revised Instruction Manual on Radiation Instruments and Measurements* (C. Fröhlich y J. London, eds.). Programa Mundial de Investigaciones Climáticas, publicación nº 7, WMO/TD No. 149, Ginebra.

CAPÍTULO 5

CAPACITACIÓN DE ESPECIALISTAS EN INSTRUMENTOS

5.1 INTRODUCCIÓN

5.1.1 Generalidades

La ciencia y las aplicaciones de la meteorología están basadas en series continuas de mediciones efectuadas mediante instrumentos y sistemas cada vez más sofisticados. Por ello, el presente capítulo está dedicado a la formación de los especialistas que se encargan de la planificación, especificación, diseño, instalación, calibración, mantenimiento y aplicación de instrumentos de medición meteorológica y de sistemas de teledetección. Está pensado para los directores técnicos e instructores y, desde luego, también para los propios especialistas en instrumentos que deseen avanzar en su profesión.

La formación de personal es esencial para poder disponer de las tecnologías necesarias y apropiadas en todos los países, de modo que el Sistema Mundial de Observación de la Organización Meteorológica Mundial pueda producir oportunamente, con un buen aprovechamiento de costos, datos con una calidad buena y uniforme. Sin embargo, se requiere algo más que un buen manejo técnico de los instrumentos. La meteorología moderna necesita tecnólogos que puedan realizar también tareas de planificación y gestión de proyectos, que tengan conocimientos de telecomunicaciones y procesamiento de datos, que puedan preconizar soluciones técnicas efectivas, y que tengan aptitudes en materia de presupuestos financieros y de dirección de personal. Por ello, los programas de formación destinados a los más capaces especialistas en instrumentos o ingenieros de sistemas de instrumentos meteorológicos deberían ser de amplio alcance e incluir el desarrollo de aptitudes y la gestión de personal, así como un buen conocimiento de la tecnología moderna.

Bajo los auspicios de la OMM, se han creado en muchos países Centros Regionales de Formación (CRF), muchos de los cuales ofrecen formación sobre diversos aspectos de la utilización y gestión de instrumentos y de sistemas de instrumentos. El anexo del presente capítulo contiene una lista de los CRF. En muchos lugares se han creado también Centros Regionales de Instrumentos (CRI) y Centros Regionales de Instrumentos Marinos (CRIM), algunos de los cuales pueden impartir formación. Su ubicación y sus funciones se indican en el anexo 1.A del capítulo 1 de la parte I, y en el anexo 4.A del capítulo 4 de la parte II, y se examinan sucintamente en las secciones 5.5.1.2 y 5.5.1.3, respectivamente.

5.1.2 Transferencia de tecnología

La formación es una parte esencial de la transferencia de tecnología, entendida como un proceso progresivo de puesta en servicio de nuevos recursos técnicos para mejorar la calidad y reducir los costos de funcionamiento. Los nuevos recursos requieren nuevas aptitudes para llevar a término el proceso introductorio y para llevar adelante las actividades operativas y de mantenimiento. Esta dimensión humana es más importante en lo relativo a la creación de capacidad que en lo concerniente al material técnico.

Dado que la meteorología es una disciplina de ámbito mundial, la diferencia tecnológica existente entre países desarrollados y en desarrollo es una de las cuestiones que suscita la transferencia de tecnología. La aportación de estrategias, programas y recursos de formación efectivos que fomenten la creación de infraestructuras técnicas autónomas, así como la capacitación de las personas en los países en desarrollo, son objetivos que hay que tener constantemente presentes.

5.1.3 Aplicación a todos los usuarios de instrumentos meteorológicos

El presente capítulo está dedicado a la formación, principalmente en relación con los Servicios Hidrometeorológicos Nacionales. Sin embargo, los principios en que se basa sirven también para cualquier otra organización que realice mediciones meteorológicas, tanto si imparte directamente la formación a su personal como si tiene previsto contratar personal adecuadamente cualificado. Al igual que en todas las ciencias de observación, la formación reporta beneficios evidentes, tanto para conseguir procedimientos de medición normalizados como para utilizar y cuidar del equipo de la mejor manera posible.

5.2 FORMACIÓN ADECUADA A LAS NECESIDADES OPERATIVAS

5.2.1 Teoría y práctica

Las mediciones efectuadas mediante sistemas de instrumentos sirven para detectar, basándose en principios físicos (por ejemplo, la dilatación térmica del mercurio), las variables atmosféricas, y expresarlas en una forma normalizada conveniente para el usuario: por ejemplo, mediante una curva de un gráfico, o mediante una señal eléctrica enviada a una estación meteorológica automática. Los conocimientos teóricos en que se base el proceso de medición deberán incluir también el acoplamiento del instrumento a la magnitud que se está midiendo (es decir, la representación o "exposición") y los errores instrumentales y observacionales que acompañan a toda medición. Frecuentemente, los datos básicos de la medición se procesan y codifican después en formas más o menos complejas para las que se requieren también conocimientos teóricos (por ejemplo, para reducir la presión atmosférica al nivel medio del mar, o para los mensajes de altitud obtenidos del vuelo de una radiosonda).

La realización de la medición está basada también en conocimientos prácticos sobre la manera de instalar y preparar el instrumento para efectuar una medición estandarizada; sobre la manera de utilizarlo con precisión y en condiciones de seguridad; y sobre la manera de efectuar posteriormente cálculos o procesos de codificación con un mínimo de errores.

Así, los aspectos teóricos y prácticos están íntimamente vinculados a la obtención de datos de medición de calidad conocida, y el personal que participa en la utilización y gestión de los sistemas de instrumentos necesita conocimientos teóricos y prácticos adecuados a la complejidad e importancia de su trabajo. Los ingenieros que diseñan o mantienen sistemas de instrumentos complejos necesitan un nivel especialmente alto de formación teórica y práctica.

5.2.2 Adecuación de los conocimientos prácticos a las tareas

Las organizaciones tienen que asegurarse de que las calificaciones y aptitudes de sus empleados o subcontratados, así como su número (y, consiguientemente, la formación), se corresponden con la diversidad de tareas que se efectúan. Así, por ejemplo, el nivel de formación necesario para leer la temperatura del aire en una pantalla Stevenson es de los más elementales, mientras que para especificar, instalar, utilizar y mantener estaciones meteorológicas automáticas, receptores de imágenes de satélites meteorológicos y radares se necesita un nivel de formación teórica y práctica mucho más alto.

Por consiguiente, resulta útil aplicar un sistema de clasificación de los niveles de preparación teórica necesarios para las distintas tareas, tanto a efectos de contratación como de formación. Los grados de titulación de la enseñanza técnica en los distintos países constituirán un punto de referencia importante. Para ayudar a la comunidad internacional a conseguir una calidad uniforme en el acopio y procesamiento de sus datos meteorológicos, la OMM recomienda su propia clasificación de personal, en función de las tareas que se espera que cada uno desempeñe con competencia.

5.2.3 Clasificación del personal de la OMM

El sistema de clasificación de la OMM[1] define dos grandes categorías de personal: profesionales con titulación superior universitaria o equivalente y técnicos (OMM, 2002*a*). En el caso del personal de meteorología e hidrología, estas categorías se definen como sigue: meteorólogo y técnico en meteorología, e hidrólogo y técnico en hidrología, respectivamente. En el programa de estudios recomendado para cada categoría, una parte considerable está dedicada a los instrumentos y métodos de observación correspondientes al tipo de educación, formación y responsabilidades deseados a ese nivel. La clasificación de personal de la OMM marca también directrices sobre el tipo de trabajo y la preparación teórica y práctica requerida para los especialistas en instrumentos. En la sección 7.3 de OMM (2002*a*) figura un ejemplo de las competencias exigidas, mientras que en OMM (2002*b*) se ofrecen modelos de programas de estudio detallados para la formación inicial y la especialización del personal meteorológico. Ello permite una definición e interpretación apropiadas de los programas de estudios y cursos de formación, a la vez que ayuda a definir carencias en materia de especialización y a desarrollar recursos técnicos nacionales equilibrados.

---

1 Sistema de clasificación de la OMM aprobado por el Consejo Ejecutivo en su 50ª reunión (1998) y ratificado por el Congreso Meteorológico Mundial en su decimotercera reunión (1999).

5.3 ALGUNOS PRINCIPIOS GENERALES DE FORMACIÓN

5.3.1 Aspectos de política de gestión

5.3.1.1 Plan de personal

Es importante que los Servicios Meteorológicos Nacionales cuenten con un plan de personal que incluya especialistas en instrumentos, reconociendo su utilidad para la planificación, desarrollo y mantenimiento de programas de observación del tiempo adecuados y eficaces en términos de costo. En dicho plan figurarían todos los especialistas en instrumentos empleados en los distintos niveles de cualificación (OMM, 2002*a*). Se determinarían también las insuficiencias funcionales y las necesidades de contratación y de formación.

5.3.1.2 Conservación del personal

Debería hacerse todo lo posible por conservar a los técnicos en instrumentación, difíciles de conseguir, creando un entorno de trabajo estimulante desde el punto de vista técnico, que brinde oportunidades para mejorar profesionalmente, y sueldos comparables a los de otras especialidades técnicas, tanto dentro como fuera del Servicio Meteorológico.

5.3.1.3 Desarrollo de personal

La formación debería formar parte integral del plan de personal. La introducción de nuevas tecnologías y dotación de equipo conllevan nuevos conocimientos técnicos. Los nuevos empleados necesitarán una formación adaptada a su experiencia anterior, y las insuficiencias funcionales pueden compensarse también mejorando las aptitudes de otros empleados. Este tipo de formación ofrece también horizontes profesionales. Es conveniente que el departamento de formación mantenga un "perfil profesional" de cada empleado, en el que se indique su nivel de formación, sus cualificaciones y su trayectoria profesional, con el fin de planificar el desarrollo de personal de manera organizada.

5.3.1.4 Formación equilibrada

Los programas nacionales de formación deberían estar orientados a conseguir un equilibrio entre los conocimientos de todas las clases de especialistas, dedicando suficiente atención a las fases de preparación, perfeccionamiento y reciclado del proceso de formación, de modo que se obtenga una infraestructura técnica autosuficiente.

5.3.2 Fines y objetivos de los programas de formación

A fin de conseguir el máximo beneficio de la formación, es esencial tener fines claros y objetivos específicos en los que basar los planes de formación, los programas de estudios y los gastos. Algunos fines y objetivos estratégicos que cabría considerar para la formación de especialistas en instrumentos se reseñan a continuación.

5.3.2.1 Para los directivos

Las funciones de gestión para la formación de especialistas en instrumentos deberían responder a los siguientes fines:

a) mejorar y mantener la calidad de la información en todos los programas de observación meteorológica;
b) dotar a los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales (SMHN) de autosuficiencia en cuanto al conocimiento y la especialización requeridos para una planificación, ejecución y funcionamiento efectivos de los programas de acopio de datos meteorológicos; y prepararlos para el desarrollo de servicios de mantenimiento que aseguren una fiabilidad, exactitud y economía máximas de los sistemas de instrumentos;
c) obtener un aprovechamiento máximo del capital invertido en sistemas de instrumentos, a lo largo del período de vida económicamente óptimo.

5.3.2.2 Para los instructores

La planificación de los cursos de formación debería estar orientada a:

a) proporcionar programas de formación equilibrados que respondan a las necesidades definidas por los países de cada región en cuanto a especialización, para las distintas categorías de trabajo;
b) conseguir una transferencia de conocimientos efectiva y una mejora de las aptitudes en los Servicios Meteorológicos Nacionales, gracias a la presencia de tutores adecuadamente cualificados, medios de formación apropiados, y métodos de aprendizaje efectivos;

c) establecer procedimientos de evaluación e informe apropiados que permitan vigilar la efectividad de la formación;
d) impartir formación, con el mínimo costo necesario.

5.3.2.3 Para los instructores y especialistas en instrumentos

Los objetivos generales de la formación consisten en equipar a los especialistas en instrumentos y a los ingenieros (con arreglo a sus distintas categorías de formación y de experiencia), a fin de:
a) apreciar la utilidad, el valor y la exactitud deseable de todas las mediciones efectuadas mediante instrumentos;
b) comprender y aplicar los principios en que se basa el emplazamiento de los instrumentos y de sus recintos, con objeto de producir conjuntos de datos representativos, homogéneos y compatibles;
c) adquirir los conocimientos y aptitudes necesarios para efectuar instalaciones, ajustes y reparaciones, y proporcionar un servicio de mantenimiento que asegure la máxima fiabilidad, exactitud y economía de los instrumentos y sistemas meteorológicos;
d) ser capaces de diagnosticar averías de manera razonada y rápida a partir de los síntomas observados, y de averiguar y rectificar sistemáticamente sus causas;
e) comprender las causas de los errores en las mediciones, y ser competentes en la utilización de los patrones de instrumentos y de los procedimientos de calibración, a fin de minimizar los errores sistemáticos;
f) mantenerse al corriente de las nuevas tecnologías y de su aplicación apropiada, y adquirir nuevos conocimientos y aptitudes mediante cursos especiales y de repaso;
g) planificar y diseñar redes de acopio de datos, y gestionar presupuestos y personal técnico;
h) gestionar proyectos que conlleven un volumen importante de recursos financieros, equipo y personal, y una gran complejidad técnica;
i) modificar, mejorar, diseñar y construir instrumentos para fines específicos;
j) diseñar y aplicar sistemas y programas de ordenador y de telecomunicaciones para el control de las mediciones, para el procesamiento de datos en bruto de los instrumentos y su conversión en otras formas, y para la transmisión de mensajes cifrados.

5.3.3 Formación orientada a la calidad

El acopio de datos meteorológicos es una actividad compleja y costosa que conlleva la utilización de recursos humanos y materiales, comunicaciones y computación. Es necesaria para optimizar los beneficios de la información obtenida con una incidencia mínima de los costos y de la mano de obra.

El acopio de datos de calidad tiene por objeto mantener el flujo de datos instrumentales representativos, exactos y puntuales a los centros nacionales de procesamiento de datos meteorológicos, con un costo mínimo. En todas las etapas de la formación técnica debería hacerse comprender que todos los empleados pueden influir en la calidad del producto final. La disciplina de gestión total de la calidad (Walton, 1986 e Imai, 1986) toma en cuenta todas las circunstancias que acompañan a la medición (aplicaciones, procedimientos, instrumentos y personal) en la medida en que puedan afectar a la calidad. En la gestión total de la calidad, la actividad de acopio de datos se estudia como un sistema o una serie de procesos. Se cuantifican los elementos cruciales de cada proceso (por ejemplo, el retardo temporal), y se define estadísticamente la variación durante el proceso. Mediante el empleo de medios para la resolución de problemas, un pequeño equipo de personas conocedoras del proceso reduce la variación durante el proceso y mejora de ese modo la calidad. Los procesos se perfeccionan continuamente mediante mejoras incrementales.

En OMM (1990) se expone una lista de comprobación de factores clasificada en términos de:
a) contratación y formación de personal;
b) especificación, diseño y desarrollo de equipo;
c) instalación de equipo;
d) mantenimiento;
e) calibración de instrumentos.

Todos estos factores influyen en la calidad de los datos desde el punto de vista del experto en instrumentos. Pueden servir a los directivos para examinar áreas de su competencia e identificar puntos débiles, mediante la inclusión en los cursos de formación de conceptos de gestión total de la calidad, y a los individuos para tener presentes aquellos aspectos en que sus conocimientos y aptitudes contribuirían a la calidad final de los datos.

La Organización Internacional de Normalización contempla posibles sistemas de calidad formales, definidos mediante el grupo de especificaciones ISO 9000 (ISO 1994*a*, 1994*b*), que permiten a las organizaciones que auditores externos certifiquen

la calidad de esos procesos de producción y de sus servicios a los clientes. Estos sistemas de calidad dependen en gran medida de la formación que se imparta en técnicas de gestión de calidad.

5.3.4 El aprendizaje

5.3.4.1 El entorno de aprendizaje

El aprendizaje es un proceso distinto para cada persona, vinculado a las necesidades e intereses de cada individuo. Las personas se sienten motivadas para aprender cuando esperan obtener alguna recompensa, por ejemplo, un aumento de sueldo. Sin embargo, la satisfacción en el trabajo, la implicación y la satisfacción personal, una cierta sensación de poder o de influencia, y el reconocimiento recibido de los colegas y de los superiores son también móviles importantes. Estos incentivos se consiguen mediante un mayor rendimiento laboral y unas mejores relaciones con los demás en el ambiente de trabajo.

El aprendizaje es un proceso activo en el que el estudiante reacciona al medio y a las actividades de formación. La implicación mental, física y emocional del estudiante da lugar a cambios del comportamiento. Una tensión excesiva, mental o emocional, durante el aprendizaje será contraproducente.

Los instructores y los directivos deberían procurar estimular y alentar el aprendizaje, creando un entorno material y psicológico favorable, y proporcionando experiencias y métodos apropiados que fomenten el aprendizaje. Los estudiantes deberían sentirse a gusto y cómodos en el entorno de aprendizaje, y carecer de distracciones. El "clima psicológico" puede resultar afectado por la motivación del estudiante, por el comportamiento y el vocabulario del enseñante, por la consolidación de conocimientos adquiridos anteriormente, por el miedo a las situaciones embarazosas y al ridículo, por la existencia de una atmósfera de confianza, y por la selección de los métodos de enseñanza.

5.3.4.2 Principios importantes

Entre los principios importantes para la formación se cuentan los siguientes:

a) *buena disposición:* el aprendizaje será más rápido si el estudiante está bien dispuesto, interesado y desea aprender;
b) *objetivos:* los objetivos de la formación (incluidos los resultados esperados) deberían estar claros tanto para los responsables como para los participantes;
c) *participación:* el aprendizaje es más efectivo si los estudiantes se afanan por obtener soluciones y actúan por sí mismos, en lugar de recibir pasivamente las respuestas o limitarse a demostrar conocimientos;
d) *asociación:* el aprendizaje debería vincularse a experiencias anteriores, poniendo de relieve las semejanzas y las diferencias;
e) *ritmo de aprendizaje:* el ritmo de aprendizaje debería adecuarse a las posibilidades de cada uno (confirmadas mediante pruebas); el aprendizaje tiende a ser mejor si se distribuye a lo largo de varias sesiones cortas, en lugar de una larga;
f) *reforzamiento:* la realización y repetición de ejercicios útiles facilitarán el aprendizaje;
g) *intensidad:* las experiencias intensas, vívidas o impresionantes cautivan la imaginación y causan mayor efecto;
h) *efectividad:* las experiencias satisfactorias ayudan más a aprender que las comprometidas o molestas; la aprobación estimula el aprendizaje;
i) *apoyo:* el supervisor del enseñante deberá prestar todo su apoyo a la formación y ser capaz de mantenerlo e intensificarlo;
j) *planificación y evaluación:* la formación debería planificarse, realizarse y evaluarse sistemáticamente, en el contexto de las necesidades de la organización.

5.3.4.3 Cambio de método

Los distintos integrantes de un grupo aprenderán a ritmos diferentes. Algunos métodos de formación (véase la sección 5.4) se adecuarán mejor a ciertas personas que otros, y serán más efectivos en circunstancias diferentes. El empleo de métodos y recursos de formación diversificados ayudará al grupo a aprender más rápidamente.

Ciertas investigaciones (Moss, 1987) indican que los conocimientos se adquieren a través de los sentidos como sigue:

a) Vista (83%)
b) Oído (11%)
c) Otros sentidos (6%)

Sin embargo, como mejor aprendemos es realizando la tarea. En términos generales, los métodos o medios de formación se clasifican, de mayor a menor efectividad, en:

a) Experiencia real
b) Experiencia práctica simulada
c) Demostraciones y discusiones

d) Modelos físicos y textos
e) Películas, vídeos, animación por ordenador
f) Gráficos, diagramas, fotografías
g) Textos escritos
h) Conferencias

Naturalmente, estos métodos pueden utilizarse de manera combinada. Una buena conferencia puede ir acompañada de algunos de los otros métodos.

Los métodos de educación tradicionales se basan en gran medida en la palabra hablada y escrita, pero la evidencia indica que la experiencia visual y práctica es mucho más efectiva.

La formación de especialistas en instrumentos puede beneficiarse de una enorme diversidad de métodos y de medios. Los aspectos teóricos de la medición y el diseño de instrumentos se enseñan mediante conferencias basadas en textos y fórmulas, con el apoyo de gráficos y diagramas. La utilización, mantenimiento y calibración de los sistemas de instrumentos puede aprenderse mediante el empleo de fotografías con textos, películas o vídeos que muestren los ajustes manuales; por medio de modelos desmontables; a través de demostraciones; y, en última instancia, de la experiencia práctica con sistemas en funcionamiento. Las prácticas o formas de utilización peligrosas pueden enseñarse por simulación.

5.3.5 Desarrollo de aptitudes personales

Un grupo de ingenieros en sistemas de instrumentos meteorológicos necesita personas no solo técnicamente capacitadas, sino que tengan también conocimientos amplios y sean capaces de expresarse y escribir con propiedad. Una buena comunicación personal es necesaria como apoyo y justificación de los programas técnicos y, particularmente, en puestos de dirección. Los buenos tecnólogos deberían recibir formación a fin de poder desempeñar un papel más importante en las decisiones que afecten al desarrollo de su Servicio Meteorológico.

Los empleados de formación técnica y conocimientos prácticos y manuales tienden a expresarse peor verbalmente y por escrito. En el examen anual de rendimiento del personal, los directivos deberían señalar las oportunidades que permitirían a esas personas mejorar su capacidad personal mediante la asistencia a cursos especiales, por ejemplo de comunicación con el público, negociación, redacción de cartas e informes, o seguridad en sí mismos. Algunos de ellos podrían necesitar asistencia para el aprendizaje de un segundo idioma, que ampliaría su formación.

5.3.6 Formación con fines de gestión

Una buena capacidad de gestión es un componente importante de las actividades de ingeniería. Estas actividades conllevan la organización del tiempo personal; la motivación, supervisión y evaluación del rendimiento del personal (incluida una dimensión de formación); la dirección de proyectos (estimación de recursos, presupuestos, tiempo, personal y material, programación); la resolución de problemas; la gestión de la calidad; y una buena comunicación verbal y escrita. Los especialistas en instrumentos con capacidades de dirección deberían ser seleccionados, en una fase apropiada de su carrera, para su formación como directivos.

En la actualidad, un directivo puede tener acceso a un ordenador personal y ser diestro en la utilización de programas informáticos de oficina y de ingeniería (por ejemplo, procesamiento de textos, hojas de cálculo, bases de datos, análisis estadístico con gráficos, dibujo técnico, diagramas de flujo, y gestión de proyectos). La formación para el uso de estas herramientas puede mejorar considerablemente la productividad personal.

5.3.7 Una ocupación vitalicia

5.3.7.1 Tres fases de formación

A lo largo de toda su vida profesional, los especialistas en instrumentos deberían esperar una participación reiterada en ciclos de formación personal, tanto en forma de estudios planificados como de aprendizaje práctico no sistemático o de estudio personal. Cabe señalar tres fases de la formación:

a) una fase preparatoria de desarrollo, en la que el alumno aprende teoría y práctica generales por etapas;
b) una fase suplementaria en que la formación preparatoria se potencia mediante el aprendizaje de técnicas y equipo específicos;
c) una fase de reciclado en la que, algunos años después de la formación propiamente dicha, el especialista necesita recordar y actualizar sus conocimientos sobre las técnicas y equipos actuales.

5.3.7.2 Formación preparatoria

Para los especialistas en instrumentos, la fase preparatoria de la educación técnica y de la formación suele desarrollarse, en parte, en un instituto técnico externo y, en parte, en las instalaciones del SMHN en que se reciba un curso básico en instrumentos meteorológicos. Obsérvese que la enseñanza técnica o de ingeniería puede extenderse a las dos categorías de personal de la OMM.

5.3.7.3 Formación de especialistas

La fase de formación suplementaria se desarrollará a lo largo de varios años, a medida que el especialista reciba cursos sobre sistemas especiales (por ejemplo, estaciones meteorológicas automáticas, o radares), o en disciplinas tales como programas informáticos o técnicas de gestión. Se utilizarán cada vez en mayor medida recursos de formación externos y, en particular, oportunidades de formación patrocinadas por la OMM.

5.3.7.4 Formación de actualización

A lo largo de la carrera de un especialista en instrumentos se hará necesario impartirle periódicamente cursos de repaso y actualización sobre los adelantos en materia de instrumentación y tecnología, así como otros cursos suplementarios.

Estas fases presuponen implícitamente una cierta progresión. Cada uno de estos cursos se basará en un nivel de formación previamente adquirido.

5.4 EL PROCESO DE FORMACIÓN

5.4.1 La función del instructor

La mayoría de los especialistas en instrumentos asumen de cuando en cuando la importante y gratificante función de instructor, y algunos terminarán dedicándose plenamente a ella en su propia especialidad. Todos ellos necesitarán apreciar las cualidades de un buen instructor.

Un buen instructor se preocupará por lograr resultados de calidad, será muy competente en determinadas materias, y tendrá facilidad para expresarse. Tendrá facilidad para comunicarse con los estudiantes, será paciente y tolerante, estará dispuesto a dar aliento y elogios, será flexible e imaginativo, y sabrá desenvolverse con diversas técnicas de formación. Un buen instructor se marcará objetivos claros, y planificará y preparará adecuadamente las sesiones de formación. Mantendrá una buena documentación sobre las necesidades de formación, los programas de estudios, las notas de clase, los cursos realizados y sus resultados, y los presupuestos y gastos. Recabará opiniones sinceras sobre su eficacia, y estará dispuesto a modificar sus métodos. Además, acrecentará constantemente sus conocimientos.

5.4.2 Análisis de tareas

El especialista en instrumentos deberá recibir formación para desempeñar numerosas tareas repetitivas o complejas de instalación, mantenimiento y calibración de instrumentos y, en ocasiones, de su fabricación. Para definir los métodos de trabajo podrá utilizarse un formulario de análisis de tareas, que servirá al tutor para la formación y, seguidamente, al estudiante como lista de comprobación. En primer lugar, se anotará el objetivo de las tareas y el nivel de resultados requerido. Las tareas se estructurarán en etapas lógicas de duración razonable. El formulario podría ser un cuadro cuyas columnas estén encabezadas, por ejemplo, por los conceptos siguientes:

a) etapas (lo que se va a hacer): estarán numeradas, y consistirán en una breve descripción de cada etapa de trabajo, que comenzará con un verbo activo;
b) métodos (cómo se va a hacer): se indicará aquí el método y el equipo que se va a utilizar, o los conocimientos necesarios;
c) valoraciones (el nivel requerido): contendrá una indicación cualitativa, una referencia a una especificación o prueba, o una valoración propiamente dicha;
d) razones (por qué se va a hacer): se explicará sucintamente la finalidad de cada etapa.

Un organigrama sería útil para visualizar en su conjunto las distintas etapas y sus relaciones, particularmente cuando el orden de realización sea importante o cuando el procedimiento tenga ramificaciones.

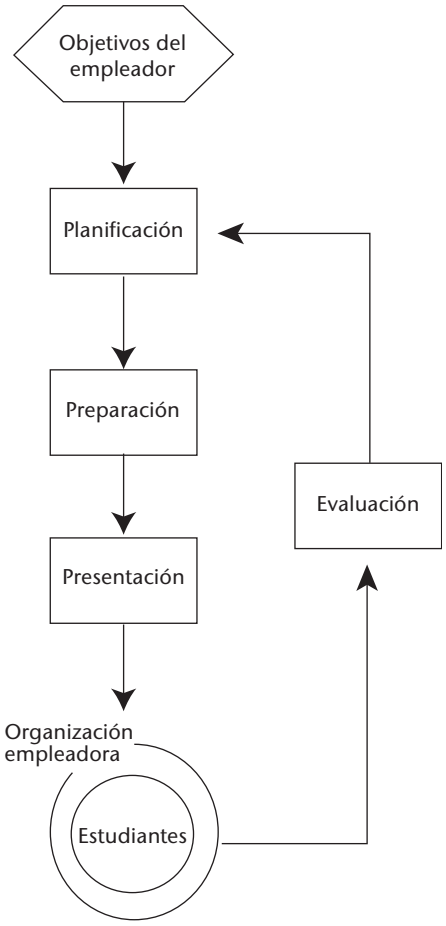
5.4.3 Planificación de la sesión de formación

El proceso de formación consta de cuatro etapas, como se indica en la figura de la página siguiente:

a) Planificación:
   i) pasar revista a los objetivos de formación marcados por la organización empleadora

o por el órgano que determina las pautas (por ejemplo, la OMM);
ii) analizar las características generales de los conocimientos, tareas o aptitudes que se enseñarán durante la sesión;
iii) pasar revista a las características de los estudiantes: cualificaciones, experiencia de trabajo, capacidad expresiva, problemas especiales;
iv) evaluar el nivel de formación requerido: ¿qué estudiantes pueden necesitar atención especial?;
v) decidir los objetivos de la sesión: ¿qué resultados se necesitan?, ¿en qué forma se pueden medir?

b) Preparación:
i) escoger el contenido del curso: reunir información, y organizarla en una secuencia lógica;
ii) decidir los métodos y medios de formación: según el tema de estudio, suscitar y mantener el interés (véase la sección 5.4.5);



Etapas del proceso de formación

iii) preparar el plan de la sesión: establecer un plan detallado, y determinar el tiempo dedicado a cada actividad;
iv) planificar la evaluación: ¿qué información se necesita y cómo se obtendrá?; escoger un método y preparar las preguntas o las tareas.

c) Presentación:
i) impartir la formación: utilizar el plan de la sesión;
ii) alentar el aprendizaje activo y la participación;
iii) utilizar diversos métodos;
iv) servirse de demostraciones y presentaciones gráficas.

d) Evaluación:
i) realizar la evaluación prevista con arreglo a los objetivos;
ii) resumir los resultados;
iii) valorar la eficacia de la sesión de formación a tenor de los resultados de la evaluación;
iv) examinar posibles mejoras del contenido y de la presentación;
v) anotar las conclusiones;
vi) tener en cuenta las opiniones de los alumnos en la sesión de planificación siguiente.

La formación será siempre más efectiva si estas etapas se desarrollan cuidadosa y sistemáticamente.

5.4.4 Efectividad de la formación

5.4.4.1 Formación basada en objetivos

Cuando los recursos destinados a la formación son limitados, habrá que esforzarse por optimizar los resultados de la formación. Convendría fijar objetivos para los cursos y recursos de formación, a fin de sacar el máximo partido de estos formando a las personas adecuadas en el momento más apropiado. Así, por ejemplo, impartir formación insuficiente podría representar un dispendio de recursos; enviar a directivos a un curso de técnicos de mantenimiento sería inapropiado; y no tendría sentido formar a alguien 12 meses antes de que tenga acceso a nueva tecnología.

Las oportunidades y métodos de formación deberían escogerse de modo que se adecuen lo mejor posible a los conocimientos y aptitudes necesarios, así como a los estudiantes y a sus conocimientos e idiosincrasia. Para conseguir la máxima efectividad, la formación debería someterse a evaluación.

5.4.4.2 Evaluación de la formación

La evaluación es un proceso consistente en obtener determinada información y reenviarla a personas que puedan influir en la eficacia futura de la formación. Se puede plantear de diversas maneras, atendiendo a quiénes son las personas que necesitan la información, a saber:

a) La OMM, que está interesada en mejorar la calidad de los datos recogidos en el Sistema Mundial de Observación. Crea programas de formación, asigna fondos y utiliza los servicios de expertos, principalmente para mejorar las aptitudes básicas en los países en desarrollo.
b) El Servicio Meteorológico Nacional, que necesita datos meteorológicos de calidad, y se preocupa por una capacidad conjunta de la división que realiza el acopio de datos y determinadas tareas con instrumentos, con ciertas limitaciones en cuanto al número de empleados. Está interesado en los presupuestos y en la rentabilidad de los programas de formación.
c) El departamento de formación o el Centro Regional de Formación, que están interesados en establecer programas de formación con objetivos específicos y con arreglo a un presupuesto convenido. Sus instructores necesitan saber hasta qué punto son efectivos sus métodos para el cumplimiento de esos objetivos, y cómo pueden mejorarlos.
d) Los directivos de ingeniería, que están interesados en que las aptitudes laborales cubran su esfera de responsabilidad al nivel requerido y sin malgastar tiempo ni material.
e) Los alumnos, que están interesados en los beneficios personales y laborales que conlleva una mayor competencia profesional. Para ellos, el curso de formación debería responder a sus necesidades y expectativas.

Así pues, la efectividad de la formación debería evaluarse a distintos niveles. Los Centros Nacionales y Regionales de Formación podrían evaluar sus programas anualmente y cada tres años, cotejando el número de alumnos en los distintos cursos y los niveles de aprobados, con los presupuestos y objetivos determinados al comienzo de cada período. Los instructores necesitarán evaluar la oportunidad y efectividad del contenido y presentación de sus cursos.

5.4.4.3 Tipos de evaluación

Hay distintos tipos posibles de evaluación:

a) Los informes de formación, que no tienen por objeto valorar la efectividad, sino dejar constancia de, por ejemplo, el tipo y número de cursos ofrecidos, las fechas y duraciones, el número de alumnos formados y aprobados, y el costo total de la formación. En algunas situaciones, será necesario un informe de evaluación de la capacidad del estudiante.
b) Las evaluaciones de reacción, que valoran la respuesta de los alumnos al programa de formación. Pueden consistir en un cuestionario escrito, en el cual los alumnos indicarán al término del curso sus opiniones sobre el interés, el contenido, los métodos, los medios de formación, la presentación y la administración. Por sí mismas, no pueden mejorar la formación de los alumnos, por lo que en cada curso de formación debería dedicarse periódicamente cierto tiempo a examinar el tema y pedir la opinión de los estudiantes mediante debates en grupo. Ello permitiría al instructor detectar posibles problemas o necesidades a propósito de la formación, y adoptar las medidas adecuadas.
c) La evaluación del aprendizaje, que determina los nuevos conocimientos y aptitudes del alumno, a ser posible comparándolos con una prueba realizada antes del curso. Esta evaluación puede adoptar diversas formas, por escrito (exposición de un tema, preguntas con respuestas breves, preguntas del tipo “verdadero o falso”, preguntas con respuestas múltiples, dibujo de diagramas o de organigramas). Para los alumnos puede ser útil someterse a examen y valorar sus propios conocimientos. La mejor forma de evaluar las aptitudes consiste en encomendar una tarea práctica, o en observar al alumno durante el aprendizaje de la tarea deseada (OMM, 1990). El evaluador podrá utilizar una lista de comprobación de las actividades y aptitudes requeridas para la tarea (un formulario de observación).
d) La evaluación del rendimiento, que determina en qué medida ha variado la efectividad del alumno en la tarea requerida al cabo de un cierto tiempo y en respuesta a la formación, a ser posible comparándola con los resultados de una prueba previa al curso. El empleador podría realizar esta evaluación al menos seis semanas después de la formación, utilizando, por ejemplo, un formulario de observación. La institución formadora podría realizar también una evaluación enviando cuestionarios al empleador y al alumno para que los contesten.
e) La evaluación del impacto, que valora la efectividad de la formación guiándose por los cambios que experimenta una organización o grupo de trabajo. Para realizarla podría ser necesario reunir datos de planificación y de referencia antes y después de la formación que se desea.

Podrían evaluarse, por ejemplo, los datos incorrectos y el número de elementos de datos que faltan en un informe meteorológico, el tiempo tardado en efectuar instalaciones, o el costo de estas.

5.4.4.4 Formación para instructores

También los instructores necesitan recibir formación para mantenerse al día de los avances tecnológicos, para aprender nuevas técnicas y medios de enseñanza, y para ver con nuevos ojos su propio trabajo. En el presupuesto anual de su SMHN debería preverse la posibilidad de formar al personal instructor cuando ello sea posible, probablemente con carácter rotatorio.

Algunas posibilidades consistirían en: estudio personal; cursos breves (que incluyan técnicas de enseñanza) impartidos por institutos técnicos; ausencia laboral para realizar estudios de perfeccionamiento; visitas a las fábricas de equipo meteorológico; visitas y traslados a otros SMHN y CRI; y asistencia a conferencias sobre formación y temas técnicos organizadas por la OMM u otras instancias.

5.4.5 Métodos y medios de formación

La siguiente lista contiene solo breves anotaciones como recordatorio o sugerencia de diversas posibilidades relativas a métodos de formación. Se encontrará más información en muchas otras fuentes, tales como Moss (1987) y Craig (1987):

a) Estudio de casos:
   i) se propone a un individuo, o frecuentemente a un equipo, determinado problema real o proyecto de desarrollo, para su estudio;
   ii) la presentación de los resultados podría realizarse acompañando documentación en regla, como cabría esperar en una situación real.

b) Disertaciones en clase:
   i) es extremadamente útil para desarrollar una comprensión transmitida, idealmente, en forma hablada y escrita: conocimientos básicos, ideas teóricas, cálculos, procedimientos;
   ii) los medios visuales y el material impreso distribuido en clase son complementos útiles;
   iii) debería reservarse tiempo suficiente para las preguntas y debates;
   iv) las conferencias tienden a ser excesivamente pasivas.

c) Instrucción asistida por ordenador:
   i) aprovecha la capacidad de los ordenadores personales para almacenar grandes cantidades de texto e imágenes, organizadas por el programa en secuencias de aprendizaje, incorporando frecuentemente algún elemento de elección interactiva por el estudiante, mediante listas de tipo “menú” y “botones” en pantalla;
   ii) las condiciones lógicas y las estructuras de ramificación y bucle del programa simulan los procesos de aprendizaje seleccionando un tema de estudio según las necesidades del estudiante, presentando la información, realizando una prueba de comprensión mediante respuestas opcionales y, por último, orientando la revisión hasta que se obtiene la respuesta correcta;
   iii) algunos lenguajes informáticos como, por ejemplo, “Toolbook” para PC IBM, e “HyperCard” para MacIntosh, están específicamente concebidos para confeccionar y presentar cursos de formación interactivos en lo que actualmente se denomina “hipermedios”;
   iv) los sistemas modernos utilizan pantallas gráficas en colores y pueden contener diagramas, imágenes fijas y breves secuencias de movimiento, mientras que para mejorar la comunicación interactiva entre el estudiante y el programa se utiliza una interfaz de usuario gráfica;
   v) el ordenador permite simular sistemas de instrumentos meteorológicos completos, por ejemplo para el sondeo de la atmósfera superior;
   vi) los sistemas más sofisticados, como los videodiscos láser, o los lectores de DVD o de CD-ROM, permiten almacenar permanentemente grandes cantidades de texto y secuencias de imágenes en movimiento;
   vii) el costo de desarrollo de los programas y el costo de capital de los sistemas de instrucción asistida por ordenador es entre moderado y muy elevado; estos sistemas están empezando a sustituir a los dispositivos multimedia y a las cintas de vídeo como ayuda para la formación.

d) Cursos por correspondencia:
   i) los cursos convencionales consisten en lecciones con ejercicios o tareas enviados por correo al estudiante a intervalos;

ii) el tutor corrige las tareas y las reenvía al estudiante junto con la lección siguiente;
iii) algunas veces, los estudiantes pueden discutir las dificultades con su tutor por teléfono;
iv) algunos cursos pueden incluir cintas de audio o de vídeo, o discos de ordenador, siempre y cuando el estudiante tenga acceso al equipo;
v) al término del curso podrá realizarse un examen en el centro de formación.

e) Demostraciones:
i) el tutor hace una demostración de las técnicas en un laboratorio o entorno de trabajo;
ii) las demostraciones son necesarias en la fase inicial de enseñanza de los procedimientos de mantenimiento y calibración manuales;
iii) los estudiantes deberán tener la oportunidad de probar por sí mismos los procedimientos y de formular preguntas.

f) Aprendizaje a distancia:
i) los estudiantes siguen el curso de formación en su propia localidad, lejos del centro de formación y del tutor, por lo general en régimen de dedicación parcial y cuando se lo permiten sus compromisos de trabajo;
ii) el estudio puede realizarse individualmente, o en grupos;
iii) algunas instituciones están especializadas en el aprendizaje a distancia;
iv) las modalidades aquí indicadas consistirían en cursos por correspondencia, exposición de temas por televisión, y aprendizaje a distancia mediante telecomunicaciones.

g) Aprendizaje a distancia mediante telecomunicaciones:
i) los estudiantes estudian en un aula conectada mediante un equipo telefónico especial a un tutor distante; el estudio se realiza a partir de un texto impreso; cada estudiante dispone de un micrófono que le permite discutir los temas e intercambiar preguntas y respuestas; puede utilizarse cualquier medio de comunicaciones fiable, incluidos los satélites, aunque el costo de las comunicaciones es evidentemente un factor a tener en cuenta;
ii) en sistemas más perfeccionados y costosos, cada estudiante dispone de un ordenador conectado en red con los demás y con el ordenador distante del tutor; o bien, el tutor imparte la enseñanza desde un estudio de televisión especial, y su imagen se transmite a un monitor de televisión instalado en la clase, que cuenta también con una cámara y micrófonos para que el tutor pueda ver y oír a los estudiantes.

h) Ejercicios y tareas:
i) suelen realizarse a continuación de una disertación o de una demostración;
ii) son necesarios para que los estudiantes puedan asimilar y practicar activamente los nuevos conocimientos;
iii) las tareas pueden ser de investigación, o de índole práctica.

i) Exposiciones:
i) consisten en la presentación de material y de modelos que los estudiantes pueden examinar;
ii) son útiles para hacerse una idea de conjunto cuando la situación real sea compleja o se halle lejos.

j) Estudios y visitas en condiciones reales:
i) los alumnos realizan prácticas de observación y estudian sistemas de instrumentos en condiciones reales, a ser posible durante la instalación, mantenimiento o calibración;
ii) las visitas a fábricas de equipo meteorológico y a otros Servicios Meteorológicos complementarán la perspectiva técnica de los especialistas.

k) Discusiones en grupo/resolución de problemas:
i) se divide la clase en pequeños grupos de cuatro a seis personas;
ii) el jefe del grupo deberá alentar a todos a participar;
iii) uno de los alumnos anota las ideas sobre una pizarra, frente a todo el grupo;
iv) en una sesión dedicada a aportar ideas se aceptan inicialmente todas ellas tal cual y, a continuación, el grupo explora cada una en detalle y las clasifica según su utilidad.

l) Rotación de tareas/traslado:
i) con arreglo a un calendario predeterminado, se encomiendan al estudiante diversas tareas con responsabilidades diferentes, frecuentemente con supervisores o instructores diferentes, a fin de que adquiera una experiencia de trabajo exhaustiva;

ii) se podrá también enviar a los estudiantes durante un período dado a otro departamento, empresa fabricante o Servicio Meteorológico, a fin de que adquiera experiencia que no podrá obtener en su propio departamento o Servicio;
iii) los estudiantes enviados a otros países deberán tener muy buenas aptitudes; habitualmente cuentan con el apoyo de un acuerdo bilateral o de una beca.

m) Programas multimedia:
i) se apoyan en el empleo de transparencias, cintas de vídeo y soportes informáticos (DVD y CD-ROM);
ii) obligan a disponer de equipos costosos que sean compatibles con los medios;
iii) pueden utilizarse para estudiar en clases o individualmente;
iv) los programas deberán incluir ejercicios, preguntas y temas de debate;
v) se dispone de material limitado sobre instrumentación meteorológica.

n) Tutoría individualizada:
i) el tutor trabaja junto con uno de los estudiantes que necesite formación en una técnica especial;
ii) puede ser útil para colmar deficiencias o para impartir formación avanzada.

o) Formación práctica directa:
i) es un componente esencial del proceso de formación; proporciona al alumno la ocasión de aprender a aplicar las técnicas aprendidas, enfrentándose a las tareas y problemas con que se encuentra el especialista; la mejor manera de aprender las técnicas es practicándolas;
ii) la mejor manera de realizar ciertas actividades de formación es mediante la práctica directa, una vez recibidas las explicaciones necesarias y adoptadas las precauciones procedentes; tal será el caso cuando las técnicas requieran manipulaciones complicadas, o cuando la reproducción del equipo o de las condiciones de trabajo del laboratorio o del taller resulte difícil o costosa; por ejemplo, las tareas de instalación del equipo, ciertas operaciones de mantenimiento, o las operaciones de calibración complejas;
iii) hace uso del personal y de los recursos materiales disponibles, no requiere desplazamientos, instructores especiales ni alojamiento, y corresponde específicamente a las necesidades locales; es especialmente apropiada cuando la formación práctica sea mucho más valiosa que el estudio teórico, como en el caso de la formación de técnicos;
iv) algunos posibles inconvenientes son: que se utilice como método de formación "natural" cuando en realidad se necesitaría una formación más estructurada con un importante componente teórico para producir buenos especialistas; que se utilicen supervisores con capacidades indiferenciadas; que la formación sea demasiado limitada y adolezca de importantes lagunas en el aspecto práctico o teórico; o que no se valore objetivamente la efectividad de la formación;
v) las condiciones necesarias para una buena formación práctica directa son:
a. un plan de formación que defina las técnicas que se han de aprender;
b. que el contenido de las actividades abarque la temática requerida;
c. que el supervisor del trabajo sea un buen instructor experto en la materia, buen educador, paciente y estimulante;
d. una comprensión teórica adecuada como apoyo a la formación práctica;
e. un diario de actividades para el alumno, donde se anoten los conocimientos y técnicas aprendidos;
f. un examen periódico de los progresos alcanzados, realizado por el supervisor de la formación;
g. una valoración objetiva de las técnicas correctamente aprendidas (mediante observación o mediante exámenes).

p) Formación participativa:
i) pone en manos de los estudiantes el proceso de aprendizaje, y hace compartir los conocimientos y las experiencias;
ii) los estudiantes se agrupan en equipos o asociaciones y eligen a sus propios líderes;
iii) se utiliza para la producción de ideas, resolución de problemas, elaboración de planes, desarrollo de proyectos y formación de líderes.

q) Aprendizaje asistido por compañeros de igual nivel:
i) está basado en un estudio y preparación comunes previos;
ii) en grupos pequeños, los estudiantes asumen por turno el papel del profesor, mientras que los demás aprenden y hacen preguntas.

r) Aprendizaje programado:
   i) es útil para los estudiantes alejados de sus tutores o instituciones de formación;
   ii) los estudiantes trabajan individualmente a su propio ritmo mediante textos, medios audiovisuales o cursos por ordenador preparados y estructurados;
   iii) en cada etapa del curso está previsto un autoexamen y revisión antes de pasar al tema siguiente;
   iv) el material de formación es costoso de producir, y las opciones en cuanto a los cursos pueden ser limitadas.

La buena enseñanza es más valiosa que los medios de formación costosos.

5.4.6 Lecciones por televisión

Algunas instituciones docentes que imparten principalmente cursos externos emiten lecciones para sus estudiantes por correspondencia por un canal de televisión especial, o a determinadas horas por un canal comercial.

5.4.7 Programas de vídeo

Los programas de vídeo son una buena herramienta de formación, ya que:

a) constituyen un buen soporte para la grabación y reproducción de explicaciones sistemáticas en situaciones en que el acceso al sistema de instrumentos y a un tutor experimentado es limitado;
b) en el programa se pueden intercalar pausas para debatir cuestiones;
c) cuando más útil es el vídeo es cuando va acompañado de textos escritos y de debates en grupo;
d) aunque las grabaciones profesionales de vídeo sean costosas, y no exista mucho material docente sobre instrumentos meteorológicos, con una pequeña inversión en equipo, un aficionado puede conseguir vídeos técnicos útiles para uso local, particularmente si lo planifica con atención y le añade posteriormente una banda sonora.

5.5 RECURSOS DE FORMACIÓN

Además de los recursos sugeridos en la sección precedente, los formadores y directivos deberían conocer las fuentes de información y orientación a las que pueden acceder; las oportunidades de formación externa existentes; las instituciones de formación que pueden complementar su propio trabajo; y, lo que también es importante, los recursos financieros que dan apoyo a todas las actividades de formación.

5.5.1 Instituciones de formación

5.5.1.1 Instituciones nacionales de educación y formación

Por lo general, los SMHN no podrán proporcionar toda la educación técnica y formación requerida por sus especialistas en instrumentos, por lo que dependerán en diverso grado de instituciones docentes externas para la formación preparatoria, suplementaria y de perfeccionamiento en tecnologías avanzadas. Los directivos de ingeniería meteorológica tendrán que estar familiarizados con los planes de estudios ofrecidos por sus instituciones nacionales, a fin de poder aconsejar a su personal sobre los cursos de educación y formación adecuados. En OMM (2002*a*; 2002*b*) se ofrecen directrices sobre los programas de estudios necesarios para las diferentes clases de especialistas en instrumentos.

Cuando se contraten especialistas en instrumentos no pertenecientes al Servicio Meteorológico para funciones de alto nivel, sería de desear que estuvieran formados en instituciones nacionales reconocidas. A partir de ese punto, necesitarán una formación más amplia en meteorología y en las técnicas e instrumentos de medición de su especialidad.

5.5.1.2 Papel desempeñado en la formación por los Centros Regionales de Instrumentos de la OMM

Atendiendo a una recomendación[2] de la CIMO, varias asociaciones regionales de la OMM han creado Centros Regionales de Instrumentos (CRI) con el propósito de mantener los patrones y proporcionar asesoramiento. En el anexo 1.A del capítulo 1 de la parte I figuran sus atribuciones y los lugares donde se encuentran.

Los CRI se crearon como centros especializados en tipos, características, comportamiento, aplicación y calibración de instrumentos. Contarán con una

2 Recomendación 19 (CIMO-IX), formulada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su novena reunión (1985).

biblioteca técnica sobre ciencia y práctica de los instrumentos, dispondrán de espacio para laboratorios y equipo de demostración, y mantendrán un conjunto de instrumentos patrón calibrados tomando como referencia patrones internacionales. Deberían poder ofrecer información, asesoramiento y asistencia a los Miembros de su Región.

Cuando ello sea posible, estos centros existirán conjuntamente con un Centro Regional de Radiaciones, y estarán situados en un Centro Regional de Formación (CRF) o en sus proximidades, a fin de compartir conocimientos y recursos.

Una de las funciones propias del Centro consiste en ayudar a organizar seminarios o cursillos regionales de formación sobre mantenimiento, comparación y calibración de instrumentos meteorológicos, y facilitar instalaciones y asesores expertos.

Los CRI deberían procurar patrocinar los mejores métodos de enseñanza, y proporcionar acceso a recursos y medios de formación de los que no dispongan los SMHN. Los centros tendrán que impartir cursos de actualización a sus propios expertos sobre las más recientes tecnologías y métodos de formación disponibles, a fin de mantener su capacidad.

Se podría alentar a los fabricantes de sistemas de instrumentos meteorológicos a que patrocinen sesiones de formación en estos centros.

5.5.1.3 Papel desempeñado en la formación por los Centros Regionales de Instrumentos Marinos de la OMM/COI

Atendiendo a una recomendación[3] de la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina (CMOMM) se ha puesto en marcha una red de Centros Regionales de Instrumentos Marinos (CRIM) con el propósito de mantener los patrones y proporcionar asesoramiento en materia de meteorología marina y otras mediciones relacionadas con los océanos. En el anexo 4.A del capítulo 4 de la parte II figuran sus atribuciones y los lugares donde se encuentran.

Los CRIM se crearon como centros especializados en tipos, características, comportamiento, aplicación y calibración de instrumentos. Contarán con una biblioteca técnica sobre ciencia y práctica de los instrumentos, dispondrán de espacio para laboratorios y equipos de demostración, y mantendrán un conjunto de instrumentos patrón calibrados tomando como referencia patrones internacionales. Deberán poder ofrecer información, asesoramiento y asistencia a los Miembros de su Región.

Los CRIM ayudarán a organizar seminarios o cursillos regionales sobre mantenimiento, comparación y calibración de instrumentos de meteorología marina y de oceanografía, y facilitar instalaciones y asesores expertos.

Los CRIM deberán procurar patrocinar los mejores métodos de enseñanza, y proporcionar acceso a recursos y medios de formación. Estos centros tendrán que impartir cursos de actualización a sus propios expertos sobre las más recientes tecnologías y métodos de formación disponibles, a fin de mantener su capacidad.

Se podría alentar a los fabricantes de sistemas de instrumentos meteorológicos a que patrocinen sesiones de formación en los CRIM.

5.5.2 Recursos de formación de la OMM

5.5.2.1 Programas de educación y formación de la OMM

En OMM (2002*a*; 2002*b*) se exponen planes de estudios de especialización en instrumentos meteorológicos y en telecomunicaciones meteorológicas. Dichos planes de estudios consisten en directrices que habrá que interpretar a tenor de las necesidades y pautas de educación técnica nacionales.

5.5.2.2 Encuesta de la OMM sobre necesidades de formación

La OMM realiza periódicamente una encuesta sobre las necesidades de formación por Regiones, clases y tipos de especialización meteorológica. Sus resultados sirven de orientación para determinar la distribución y tipos de encuentros de formación patrocinados por la OMM por períodos de cuatro años. Es importante que los países Miembros incluyan una evaluación completa de sus necesidades de especialistas en instrumentos, a fin de que la formación impartida por la OMM refleje las verdaderas necesidades.

3 Recomendación 1 (CMOMM-III), formulada por la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina en su tercera reunión (2009).

5.5.2.3 Publicaciones de la OMM sobre educación y formación

Estas publicaciones contienen información útil para el especialista en instrumentos y para sus directores. OMM (1986) es un compendio en dos volúmenes de temas sobre formación en instrumentos meteorológicos para la categoría de técnicos, que puede utilizarse tanto en las aulas como para estudiar por cuenta propia.

5.5.2.4 Biblioteca de formación de la OMM

Esta biblioteca produce un catálogo (OMM, 1983) de publicaciones, medios audiovisuales y disquetes de ordenador para formación, algunos de los cuales pueden obtenerse en préstamo o adquirirse a través de la OMM.

5.5.2.5 Publicaciones de la OMM sobre instrumentos y métodos de observación

Estas publicaciones, entre las que se cuentan los informes de los grupos de trabajo y ponentes de la CIMO, las intercomparaciones de instrumentos, y otras, proporcionan un recurso técnico valioso para la formación y como referencia para los especialistas en instrumentos.

5.5.2.6 Oportunidades especiales de formación patrocinadas por la OMM

Los directivos de los grupos técnicos deberían asegurarse de tener conocimiento de las oportunidades de formación técnica anunciadas por la OMM, manteniendo para ello contacto con su departamento de formación y con la persona de su organización que recibe la correspondencia al respecto:

a) Viajes de expertos/seminarios itinerantes/cursillos: cada cierto tiempo, la CIMO encarga a un experto la realización de determinado curso, seminario o cursillo de formación en varios países Miembros, por lo general de la misma Región. Alternativamente, el experto podría impartir esa formación en un CRI o en un CRF de modo que los estudiantes de la región se desplazasen al centro. Con ello se pretende conseguir los mejores expertos posibles al costo total más bajo, y en función de la situación local de los estudiantes.
b) Becas: la OMM proporciona becas de formación en el marco de sus Programas de Cooperación Técnica. La financiación proviene de varias fuentes, entre ellas el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD), el Programa de Cooperación Voluntaria (PCV), los Fondos fiduciarios de la OMM, el presupuesto ordinario de la OMM y otros programas bilaterales de asistencia. Las becas, que pueden ser de corta duración (menos de 12 meses) o de larga duración (varios años), se destinan a estudios o actividades de formación en universidades, institutos de formación, y especialmente en los CRF de la OMM, y corresponden a cursos de licenciatura universitaria, estudios de posgrado, estudios de enseñanza superior sin grado, cursos de formación especializados, formación práctica directa, y formación técnica para la utilización y mantenimiento de equipo. Los individuos no pueden presentar directamente una solicitud, sino que esta deberá ser respaldada por el Representante Permanente del país del candidato ante la OMM. Deberán definirse con claridad la formación requerida y las prioridades al respecto. Dado que se tarda unos ocho meses, en promedio, en organizar el programa de formación de un candidato, en razón de la complejidad de las consultas entre la Secretaría y los países donante y receptor, las solicitudes deberán recibirse con bastante antelación al período de formación propuesto. Este es solo un resumen de las condiciones. Puede obtenerse información completa, junto con los formularios de candidatura, en la Secretaría de la OMM. Las condiciones son estrictas, y se requiere una documentación completa junto con las solicitudes.

5.5.3 Otras oportunidades de formación

5.5.3.1 Formación técnica en otros países

Además de las becas de la OMM, en algunos países existen organismos que ofrecen programas de formación excelentes, adaptables a las necesidades del candidato. Los especialistas en instrumentos deberían informarse sobre estas oportunidades en su propio país, o con el representante que el organismo tenga en este.

5.5.3.2 Formación impartida por los fabricantes de equipo

Este concepto incluye:

a) Compra de nuevos sistemas de acopio de datos: en todos los contratos de suministro de sistemas

importantes de acopio de datos (incluidos los programas financiados por los donantes) debería preverse la posibilidad de formar al personal local para las operaciones y el mantenimiento. Los representantes del Servicio Meteorológico receptor deberían comprender claramente el tipo de formación ofrecida, y deberían poder negociar sus necesidades. Aunque la formación suele estar incluida en el momento de la puesta en marcha de un nuevo sistema, sería útil prever una sesión posterior, transcurridos seis meses de experiencia práctica, o cuando surjan problemas de mantenimiento importantes.

b) Aceptación por el fabricante/instalación/puesta en marcha: las actividades que conlleva la introducción de una instalación importante de acopio de datos (un receptor de satélite o un radar) constituyen para los alumnos una gran oportunidad de ayuda y de aprender las necesidades técnicas estrictas.

Las pruebas de aceptabilidad consisten en someter al sistema a una serie de pruebas convenidas para asegurarse de que se cumplen las especificaciones, antes de que el sistema sea aceptado por el cliente y enviado desde la fábrica.

En la instalación, los ingenieros del proveedor frecuentemente colaboran con los del cliente. Al instalar el sistema podría ser necesario integrar otros servicios, tales como edificios, energía eléctrica, telecomunicaciones o procesamiento de datos.

La puesta en marcha es un proceso consistente en realizar pruebas convenidas de la instalación terminada, para asegurarse de que cumple todas las especificaciones de trabajo requeridas.

Existe la posibilidad de impartir formación bilateralmente cuando un país instala y pone en marcha un sistema de instrumentos importante, con ocasión de lo cual se puede invitar a alumnos de otro país a asistir como observadores y a ayudar en la instalación.

5.5.3.3 Programas científicos internacionales

Cuando ciertos programas internacionales, como el Programa Mundial sobre el Clima, el Programa de Investigación de la Atmósfera y el Medio Ambiente, el Programa de Ciclones Tropicales, o el Programa sobre los Océanos Tropicales y la Atmósfera Mundial, realizan experimentos de gran escala, los especialistas en instrumentos locales pueden tener la oportunidad de trabajar en el programa de medición con colegas más experimentados, adquiriendo así una valiosa experiencia.

5.5.3.4 Intercomparaciones internacionales de instrumentos patrocinadas por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación

Con cierta frecuencia, la CIMO propone estudiar a fondo determinadas mediciones meteorológicas, a fin de mejorar los conocimientos existentes. Se comparan entonces instrumentos de fabricantes diferentes, proporcionados por los Miembros, en condiciones normalizadas y en las instalaciones del país anfitrión. Un comité de organización planifica la intercomparación y, en su informe, describe las características y el comportamiento de los instrumentos.

La participación en estos ejercicios de especialistas en instrumentos les beneficiaría en los ámbitos de actividad siguientes: diseño experimental, exposición de instrumentos, técnica operativa, muestreo de datos, acopio de datos, procesamiento de datos, análisis, e interpretación de los resultados. Si estas intercomparaciones pudieran realizarse en los CRI, se podría estudiar la posibilidad de realizar paralelamente un curso de formación especial.

5.5.4 Asignaciones presupuestarias para formación

El departamento de ingeniería o de instrumentos meteorológicos de cada SMHN debería incluir en su presupuesto anual una partida adecuada y claramente definida para la formación del personal, vinculada al plan de personal de dicho Servicio. También la falta de formación tiene un costo en términos de errores, accidentes, pérdidas de tiempo y de material, o frustración del personal, siendo así que un cambio frecuente de empleados redunda en una escasa calidad de los datos y productos meteorológicos.

5.5.4.1 Rentabilidad

Las actividades de formación conllevan costos considerables, mientras que, probablemente, los recursos siempre serán limitados. Por consiguiente, es necesario determinar los costos correspondientes a diversas opciones de formación y compararlos entre sí, y tener constantemente presente la rentabilidad de todas las actividades de formación, adoptando las decisiones que sean apropiadas. En su conjunto, la inversión de los SMHN en formación debería considerarse valiosa para la organización.

5.5.4.2 Costos directos e indirectos

Los costos pueden clasificarse en: directos (vinculados a la realización de ciertos cursos de formación) e indirectos (costos generales de las instalaciones de formación). Para cada actividad de formación puede consignarse una parte de los costos generales, y también de los costos directos de operación. Si las instalaciones se aprovechan bien para realizar gran número de actividades a lo largo del año, entonces el costo indirecto correspondiente a cada actividad será bajo, y la instalación se estará utilizando eficazmente.

Los costos de operación directos podrían incluir los viajes de los alumnos y tutores, los alojamientos, comidas y dietas, las remuneraciones destinadas a los cursos y tutores, los costos de personal de la OMM, los apuntes de los estudiantes, y determinados materiales utilizados durante el curso, así como el tiempo durante el que los cursillistas se ausentan de su trabajo.

Los costos indirectos o generales abarcarían los espacios del centro destinados a formación (aulas, talleres y laboratorios), los costos de equipo y de funcionamiento, los sueldos de los tutores y del personal administrativo, los gastos generales de administración de la OMM, el costo de producción de materiales para el curso (diseño de nuevos cursos, información auxiliar, material audiovisual), y artículos de uso general utilizados durante la formación.

En general, los costos totales correspondientes a diversas modalidades de formación pueden clasificarse a grandes rasgos como sigue, comenzando por los de menor costo (en función de la eficacia de utilización de los recursos):

a) formación práctica directa;
b) cursos por correspondencia;
c) cursos audiovisuales;
d) viajes de expertos/seminarios itinerantes, cursos *in situ*;
e) curso de ámbito nacional, con desplazamiento de los participantes a un centro;
f) instrucción asistida por ordenador (altos costos de producción inicial);
g) curso regional con participantes de otros países;
h) becas de larga duración;
i) curso regional en un centro de formación especialmente equipado.

ANEXO
CENTROS REGIONALES DE FORMACIÓN

País	*Nombre del centro*	*Región de la OMM*
Angola[a]	Centro Regional de Formación, Mulemba	I
Argelia	Instituto Hidrometeorológico de Formación e Investigación, Orán	I
Egipto	Centro Regional de Formación, El Cairo	I
Kenya[b]	Instituto de Formación e Investigación en Meteorología, Nairobi; y Departamento de Meteorología, Universidad de Nairobi, Nairobi	I
Madagascar	Escuela Superior Politécnica de Antananarivo, Universidad de Antananarivo, Antananarivo	I
Níger	Escuela Africana de Meteorología y Aviación Civil (EAMAC), Niamey; y Centro Regional de Formación en Agrometeorología e Hidrología Operativa y sus Aplicaciones (AGRHYMET), Niamey	I
Nigeria[b]	Instituto de Investigación y Formación en Meteorología, Lagos, y Departamento de Meteorología, Universidad Federal de Tecnología, Akure	I
China[b]	Instituto de Meteorología de Nankín, Nankín; y Centro de Formación de la Administración Meteorológica de China, Pekín	II
India[b]	Centro de Formación en Telecomunicaciones y Radiometeorología, Nueva Delhi; y Dirección de Formación, Pune	II
Irán (República Islámica del)	Centro de Formación Avanzada en Ciencias Meteorológicas, Teherán	II
Iraq	Centro Regional de Formación, Bagdad	II
Uzbekistán	Escuela Técnica de Hidrometeorología, Tashkent	II
Argentina[b]	Departamento de Ciencias Atmosféricas, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires; y Departamento de Educación y Formación del Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires	III
Brasil	Departamento de Meteorología, Universidad Federal de Pará, Belém	III
Venezuela (República Bolivariana de)	Departamento de Meteorología e Hidrología, Universidad Central de Venezuela, Caracas	III
Barbados[b]	Instituto Meteorológico e Hidrológico del Caribe, Bridgetown; y Universidad de las Indias Occidentales, Bridgetown	IV
Costa Rica	Sección de Física Atmosférica, Escuela de Física, Universidad de Costa Rica, San José	IV
Filipinas[b]	Departamento de Meteorología y Oceanografía, Universidad de Filipinas; y Centro de Formación de la Administración de los Servicios Atmosféricos, Geofísicos y Astronómicos de Filipinas (PAGASA), Ciudad de Quezón	V
Federación de Rusia[b]	Instituto de Formación Avanzada y Escuela de Hidrometeorología de Moscú, Moscú; e Instituto Hidrometeorológico del Estado Ruso, San Petersburgo	VI
Israel	Centros de Formación para Posgraduados en Meteorología Aplicada, Bet Dagan	VI
Italia[b]	Escuela Internacional de Meteorología del Mediterráneo, Erice, Sicilia; e Instituto de Agrometeorología y Análisis del Medio Ambiente para la Agricultura, Florencia	VI
Turquía	Escuela Técnica Superior de Meteorología de Anatolia, Ankara	VI

a Se están adoptando medidas para reabrir el Centro Regional de Formación de Angola.

b Estos centros tienen un componente universitario.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Craig, R. L. (ed.), 1987: *Training and Development Handbook: A Guide to Human Resource Development*. McGrawHill, Nueva York.

Imai, M., 1986: *Kaizen: The Key to Japan's Competitive Success*. Random House, Nueva York.

Moss, G., 1987: *The Trainer's Handbook*. Ministry of Agriculture and Fisheries, Nueva Zelandia.

Organización Internacional de Normalización (ISO), 1994*a*: *Quality Management and Quality Assurance Standards – Part 1: Guidelines for Selection and Use*. ISO 9000-1; 1994, Ginebra.

—, 1994*b*: *Quality Management and Quality System Elements – Part 1*: *Guidelines*. ISO 9004-1; 1994, Ginebra.

Organización Meteorológica Mundial, 1983: *Catalogue of Meteorological Training Publications and Audiovisual Aids*. Tercera edición, Informe Nº 4 del Programa de Enseñanza y Formación Profesional, WMO/TDNo. 124, Ginebra.

—, 1986: *Compendio de apuntes sobre instrumentos meteorológicos para la formación del personal meteorológico de las clases III y IV* (D. A. Simidchiev). OMM-Nº 622, Ginebra.

—, 1990: *Guidance for the Education and Training of Instrument Specialists* (R. A. Pannett). Informe Nº 8 del Programa de Enseñanza y Formación Profesional, WMO/TDNo. 413, Ginebra.

—, 2002*a*: *Directrices de orientación para la enseñanza y formación profesional del personal de meteorología e hidrología operativa*. Volumen I: Meteorología. Cuarta edición, OMM-Nº 258, Ginebra.

—, 2002*b*: *Initial Formation and Specialisation of Meteorological Personnel: Detailed Syllabus Examples*. WMO/TDNo. 1101, Ginebra.

—, 2010: *Guía del Sistema Mundial de Observación*. OMM-Nº 488, Ginebra.

Walton, M., 1986: *The Deming Management Method*. Putnam Publishing, Nueva York.

APÉNDICE

LISTA DE CONTRIBUIDORES A LA GUÍA

Artz, R. (Estados Unidos de América)

Ball, G. (Australia)

Behrens, K. (Alemania)

Bonnin, G. M. (Estados Unidos de América)

Bower, C. A. (Estados Unidos de América)

Canterford, R. (Australia)

Childs, B. (Estados Unidos de América)

Claude, H. (Alemania)

Crum, T. (Estados Unidos de América)

Dombrowsky, R. (Estados Unidos de América)

Edwards, M. (Sudáfrica)

Evans, R. D. (Estados Unidos de América)

Feister, E. (Alemania)

Forgan, B. W. (Australia)

Hilger, D. (Estados Unidos de América)

Holleman, I. (Países Bajos)

Hoogendijk, K. (Países Bajos)

Johnson, M. (Estados Unidos de América)

Klapheck, K.-H. (Alemania)

Klausen, J. (Suiza)

Koehler, U. (Alemania)

Ledent, T. (Bélgica)

Luke, R. (Estados Unidos de América)

Nash, J. (Reino Unido de Gran Bretaña e Irlanda del Norte)

Oke, T. (Canadá)

Painting, D. J. (Reino Unido de Gran Bretaña e Irlanda del Norte)

Pannett, R. A. (Nueva Zelandia)

Qiu Qixian (China)

Rudel, E. (Austria)

Saffle, R. (Estados Unidos de América)

Schmidlin, F. J. (Estados Unidos de América)

Sevruk, B. (Suiza)

Srivastava, S. K. (India)

Steinbrecht, W. (Alemania)

Stickland, J. (Australia)

Stringer, R. (Australia)

Sturgeon, M. C. (Estados Unidos de América)

Thomas, R. D. (Estados Unidos de América)

Van der Meulen, J. P. (Países Bajos)

Vanicek, K. (República Checa)

Wieringa, J. (Países Bajos)

Winkler, P. (Alemania)

Zahumensky, I. (Eslovaquia)

Zhou Weixin (China)

P-OBS_111350

www.wmo.int