

El medio atmosférico: meteorología y contaminación

Manuel Puigcerver
M. Dolors Carrascal



EL MEDIO ATMOSFÉRICO: METEOROLOGÍA Y CONTAMINACIÓN

**Manuel Puigcerver
M. Dolors Carrascal**

Publicacions i Edicions



UNIVERSITAT DE BARCELONA



ÍNDICE

Presentación	13
Agradecimientos	15
1. Características generales de la atmósfera	17
1.1. Composición de la atmósfera	19
1.2. Estructura térmica vertical de la atmósfera	19
1.2.1. <i>La troposfera y sus características</i>	22
1.2.2. <i>La capa fronteriza de la atmósfera</i>	23
1.2.2.1. <i>La capa de mezcla</i>	24
1.3. Las <i>escalas</i> o dimensiones características de los movimientos atmosféricos	24
1.4. Exploración de la atmósfera: indicación de medidas meteorológicas	25
Problemas resueltos	29
2. La contaminación atmosférica. Contaminantes principales	31
2.1. Introducción	31
2.2. Factores físicos que rigen la dispersión atmosférica: efecto de las condiciones meteorológicas	32
2.3. Fuentes naturales y artificiales de contaminantes	32
2.4. Contaminantes principales	33
2.4.1. <i>Compuestos de azufre</i>	34
2.4.2. <i>Compuestos de nitrógeno y oxidantes fotoquímicos</i>	36
2.4.3. <i>Compuestos de carbono, hidrocarburos y halocarburos</i>	37
2.4.4. <i>Compuestos orgánicos semivolátiles</i>	40
2.4.5. <i>Contaminantes no gaseosos</i>	40
2.4.5.1. <i>Principales clases de partículas atmosféricas</i>	41
2.4.5.2. <i>Tamaño de partícula</i>	43
2.4.6. <i>Metales</i>	44

3. Efectos locales de los contaminantes atmosféricos	47
3.1. El destino de los contaminantes atmosféricos	47
3.1.1. <i>Deposición seca</i>	48
3.1.2. <i>Lavado por precipitación</i>	48
3.1.3. <i>Difusión o dispersión atmosférica</i>	50
3.2. Efectos de la contaminación atmosférica	51
3.2.1. <i>Reducción de la visibilidad</i>	51
3.2.2. <i>Atenuación de la radiación solar</i>	52
3.2.3. <i>Lluvia y deposición ácidas</i>	53
3.2.4. <i>Niebla fotoquímica</i>	54
3.2.5. <i>Efecto de isla térmica urbana</i>	56
3.3. Efectos de los contaminantes sobre los seres vivos	59
3.4. Efectos sobre los materiales y estructuras	60
3.5. El problema ambiental de los olores	60
3.5.1. <i>Determinación de fuentes y toma de muestras</i>	62
3.5.2. <i>Análisis de muestras mediante el olfatómetro.</i>	63
3.5.3. <i>Cálculo de emisiones de olor de cada fuente</i>	65
3.5.4. <i>Cálculo de las concentraciones ambientales</i>	66
3.5.5. <i>Interpretación de los resultados y determinación de las diferentes medidas a adoptar</i>	66
4. Efectos a gran escala de la contaminación atmosférica	69
4.1. Introducción	69
4.2. Dispersión global de los contaminantes	69
4.3. El incremento del efecto de invernadero y sus consecuencias	70
4.3.1. <i>Fundamentos</i>	70
4.3.2. <i>Un problema moderno: la acumulación de gases de invernadero</i>	73
4.3.3. <i>Estimas del aumento de temperatura media global. Modelos climáticos</i>	75
4.3.4. <i>Incertidumbres</i>	76
4.3.5. <i>Comparación con los datos</i>	77
4.3.6. <i>Posibles riesgos</i>	79
4.3.7. <i>Medidas a adoptar</i>	80
4.3.8. <i>Conclusiones de la Conferencia de Kioto</i>	82
4.4. El ‘agujero de ozono’ en la Antártida	83
4.4.1. <i>Antecedentes</i>	83
4.4.2. <i>Descubrimiento</i>	84
4.4.3. <i>Características</i>	86
4.4.4. <i>Causas del fenómeno</i>	88
4.4.5. <i>El vórtice polar</i>	91

4.4.6. <i>Inquietudes</i>	93
4.4.7. <i>El Protocolo de Montreal</i>	94
Problemas resueltos	95
5. Interrelaciones atmósfera - contaminación atmosférica	97
5.1. Introducción	97
5.2. Ecuación de estado del aire seco	98
5.3. Curva de estado y de evolución	98
5.3.1. <i>Caso de evolución adiabática</i>	100
5.4. Estabilidad de estratificación	102
5.4.1. <i>Caso del aire seco</i>	102
5.4.2. <i>Efecto del vapor de agua: caso del aire húmedo</i>	105
5.4.3. <i>Inversiones térmicas</i>	106
5.4.3.1. <i>Inversiones de irradiación o de superficie</i>	106
5.4.3.2. <i>Inversiones de advección</i>	109
5.4.3.3. <i>Inversiones de subsidencia: episodios de contaminación</i>	110
5.4.4. <i>Estratificación inestable junto al suelo</i>	115
5.4.5. <i>Estratificación indiferente</i>	116
5.4.6. <i>Situación al atardecer</i>	116
5.5. Variación diurna del carácter de la estratificación y forma de los penachos	116
5.6. Potencial de contaminación. Factor de ventilación	117
5.6.1. <i>Factor de ventilación para el Área Metropolitana de Barcelona</i>	119
Problemas resueltos	120
6. Dispersión de los contaminantes atmosféricos	121
6.1. Viento y turbulencia mecánica en la capa frontera atmosférica	121
6.1.1. <i>Variación de la dirección del viento con la altura</i>	122
6.1.2. <i>Variación de la velocidad del viento con la altura</i>	122
6.2. Introducción al concepto de turbulencia	126
6.3. El viento en la capa frontera	127
6.3.1. <i>Efecto del viento sobre la concentración de contaminantes:</i> <i>dispersión horizontal</i>	128
6.4. Poder dispersor de la atmósfera	134
6.4.1. <i>El método de Pasquill-Gifford-Turner</i>	135
6.4.2. <i>Categorías de dispersión urbanas</i>	137

7. Modelo gaussiano de penacho	139
7.1. Generalidades sobre las fuentes emisoras	139
7.2. El penacho gaussiano	141
7.3. La fórmula del penacho gaussiano	144
7.4. Obtención de los coeficientes de dispersión	149
7.4.1. Fórmulas de Briggs	150
7.4.2. Otros métodos para el cálculo de los coeficientes de dispersión	151
7.4.2.1. Métodos basados en el ajuste potencial	151
7.4.2.2. Métodos basados en la semianchura angular del penacho	152
7.4.2.3. Métodos basados en la fluctuación de la dirección del viento	152
7.4.2.4. Métodos basados en el gradiente vertical de temperatura	153
7.4.2.5. Métodos basados en la intensidad de la turbulencia	154
7.5. Efecto del espesor de la capa de mezcla	155
7.6. Dispersión adicional debida a la fuerza ascensional	159
7.7. Dispersión urbana	160
7.8. Sobre elevación del penacho	161
7.8.1. Penacho sin diferencia de temperatura	162
7.8.2. Caso de penachos dotados de fuerza ascensional	164
7.8.2.1. Estratificación estable o casi indiferente	166
7.8.2.2. Estratificación estable sin viento	166
7.8.2.3. Estratificación inestable o indiferente	166
Problemas resueltos	167
8. Modelos de difusión	173
8.1. Generalidades sobre modelos de difusión	173
8.2. Fuente lineales: caso de las autopistas	174
8.3. Fuentes superficiales	177
8.4. Modelos urbanos de difusión atmosférica	180
8.4.1. Generalidades	180
8.4.2. El modelo de caja	182
8.4.2.1. Introducción al modelo de caja	182
8.4.2.2. Ecuaciones del modelo de caja	182
8.4.3. El modelo de Gifford y Hanna	183
8.5. Modelos tridimensionales	187
8.6. Efectos locales y topográficos	189
8.6.1. Efectos de la separación del flujo	189
8.6.1.1. Lamido del borde de la chimenea	190
8.6.1.2. Formación de una cavidad a sotavento del obstáculo	191
8.6.2. Efectos topográficos	194
8.6.3. La brisa marina	195
Problemas resueltos	199

9. Medida de las concentraciones ambientales. Índices de calidad del aire	201
9.1. Métodos de medida de las concentraciones ambientales	201
9.1.1. <i>Métodos manuales</i>	202
9.1.1.1. <i>Técnicas de toma de muestras de partículas</i>	202
9.1.1.2. <i>Técnicas de muestreo de gases</i>	205
9.1.2. <i>Métodos automáticos</i>	206
9.1.2.1. <i>Determinación de la concentración del dióxido de azufre (SO₂)</i>	207
9.1.2.2. <i>Determinación de la concentración de los óxidos de nitrógeno (NO_x)</i>	209
9.1.2.3. <i>Determinación de la concentración del monóxido de carbono (CO)</i>	210
9.1.2.4. <i>Determinación de la concentración de ozono (O₃)</i>	212
9.1.2.5. <i>Determinación de la concentración de partículas en suspensión</i>	213
9.2. Índices de calidad del aire	215
9.2.1. <i>PINDEX</i>	216
9.2.2. <i>ORAQI</i>	217
9.2.3. <i>PSI o ψ</i>	219
9.2.4. <i>ICQA</i>	220
9.2.5. <i>OAPI y GCI</i>	221
Problemas resueltos	223
10. Sistemas de gestión ambiental	225
10.1. El control de las emisiones atmosféricas	225
10.1.1. <i>Actividades industriales</i>	225
10.1.1.1. <i>Clasificación de las actividades industriales</i>	226
10.1.1.2. <i>Medida de emisiones</i>	226
10.1.2. <i>La contaminación debida al tráfico</i>	228
10.1.2.1. <i>Contaminantes emitidos por el tráfico</i>	229
10.1.2.2. <i>Alternativas técnicas para reducir las emisiones del tráfico</i> ..	229
10.2. Redes de Vigilancia y Prevención de la Contaminación Atmosférica	230
10.3. Mapas de vulnerabilidad y capacidad del territorio	232
10.4. Los estudios de pronóstico y diagnóstico	234
10.4.1. <i>Estudios de impacto ambiental (EIA)</i>	234
10.4.2. <i>Auditorías ambientales (AA)</i>	236
Bibliografía	239
Glosario meteorológico	245

PRESENTACIÓN

En el presente libro se ha pretendido poner a disposición del alumnado de segundo y tercer ciclo universitario de las especialidades relacionadas con la meteorología y la contaminación atmosférica, así como del lector culto en general, un texto razonablemente riguroso y completo a un nivel accesible a dichos lectores.

La característica diferencial de este libro, en relación con otros del mismo sector ya publicados, es que analiza la contaminación atmosférica no desde el punto de vista de la divulgación científica, sino en relación con los procesos físicos involucrados.

Quisiera señalar, asimismo, la utilidad del libro no sólo en el ámbito docente y pedagógico, sino también como instrumento de consulta y ayuda, tanto para los técnicos de las administraciones públicas, como para las consultorías e ingenierías relacionadas con el medio ambiente.

Se usan las unidades SI, con algunas excepciones impuestas por la costumbre meteorológica: grados Celsius para la temperatura, hectopascales (antiguamente milibares) para la presión, r para la constante específica de los gases, nudo (kt) para la velocidad del viento, etc.

Ambos autores son especialistas en el tema y tienen experiencia en la enseñanza superior de esta materia, así como en sus aplicaciones prácticas.

Manuel Puigcerver i Zanón
Antiguo Catedrático de Física del Aire de la Universitat de Barcelona

AGRADECIMIENTOS

Quisiéramos agradecer a los/las colegas de la sección de Meteorología del Departamento de Astronomía y Meteorología de la Universidad de Barcelona sus muestras de apoyo.

De forma especial damos las gracias a la doctora M. Rosa Soler, de la Universidad de Barcelona, por su aportación al capítulo de los modelos de dispersión y al doctor Xavier Querol y su equipo del Instituto Jaume Almera del CSIC, por su inestimable ayuda en la comprensión del amplio e ilimitado mundo de las partículas atmosféricas.

Y no nos olvidamos de todas aquellas personas que, a lo largo de estos años, nos han animando y alentado: nuestro agradecimiento a todas ellas.

1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA ATMÓSFERA

1.1. Composición de la atmósfera

La atmósfera es una envoltura gaseosa que rodea el planeta Tierra. Está constituida por aire seco (mezcla de gases, principalmente nitrógeno, oxígeno, argón, dióxido de carbono CO_2 y vapor de agua; su composición precisa se da en la tabla 1.1), y diversas clases de sales y otras sustancias. El vapor de agua es un componente cuya importancia en la atmósfera es mucho mayor de lo que indica su cuantía. Mientras que la proporción de los otros componentes permanece esencialmente constante, la del vapor de agua es muy variable: la atmósfera recibe vapor de agua por evaporación de mares, ríos y lagos y por transpiración de las plantas, y lo pierde por condensación en forma de nubes, precipitación o rocío. Encima de un océano cálido o de una pluviselva tropical, su concentración puede llegar al 3% en volumen (muy excepcionalmente, al 4%) y típicamente, del 1 al 3%, mientras que sobre un desierto o en regiones frías puede no llegar al 1%.

A causa de esta variabilidad, se suele considerar separadamente el contenido de vapor de agua y el de los componentes restantes, que constituirían la *atmósfera seca*. La composición normal de ésta figura en las columnas 2 y 3 de la tabla 1.1. La concentración se ha expresado de dos maneras, ambas habitualmente usadas. Para gases abundantes, se acostumbra a dar el tanto por cien en volumen en la mezcla, es decir, el volumen de un componente dado contenido en 100 volúmenes de aire (por ejemplo, la proporción de nitrógeno en la atmósfera limpia es de 78,084%). Pero para contaminantes, cuya proporción es muy pequeña en valor absoluto, una cifra típica sería 0,0001%, ciertamente engorrosa; a fin de manejar números más cómodos, se acostumbra a multiplicar el tanto por cien en volumen por 10^4 (es decir, se divide el porcentaje por 100 para obtener el tanto por uno y se multiplica éste por 10^6), con lo que automáticamente la proporción queda expresada en centímetros cúbicos de gas por metro cúbico de aire o, como se

designa generalmente, *partes por millón*¹ (*ppm*); así se hace en las columnas 2 y 4 de la tabla. En las columnas 3 y 5 se expresa la concentración en forma gravimétrica, esto es, microgramos de gas por metro cúbico de aire².

El ejercicio 1.1 muestra cómo pasar de una a otra expresión de la concentración cuando se trata de gases.

La tabla siguiente muestra la composición de la atmósfera limpia:

Tabla 1.1. Composición de la atmósfera limpia

1. Componente	Atmósfera seca		Atmósfera húmeda	
	2. ppm (volumen)	3. $\mu\text{g}/\text{m}^3$	4. ppm (volumen)	5. $\mu\text{g}/\text{m}^3$
Nitrógeno	780 840	$8,95 \times 10^8$	756 500	$8,67 \times 10^8$
Oxígeno	209 460	$2,74 \times 10^8$	202 900	$2,65 \times 10^8$
Vapor de agua	---	---	31 200	$2,30 \times 10^8$
Argón	9 340	$1,52 \times 10^7$	9 000	$1,47 \times 10^7$
Dióxido de carbono	315	$1,67 \times 10^5$	305	$1,49 \times 10^5$
Neón	18	$1,49 \times 10^4$	17,4	$1,44 \times 10^4$
Helio	5,2	$8,50 \times 10^2$	5,0	$8,25 \times 10^2$
Metano	1,0 - 1,5	$6,56 - 1,81 \times 10^2$	0,97 - 1,0	$6,35 - 1,63 \times 10^2$
Kriptón	1,1	$3,42 \times 10^2$	0,97	$3,32 \times 10^3$
Óxido nitroso	0,5	$9,00 \times 10^2$	0,49	$8,73 \times 10^2$
Hidrógeno	0,5	$4,13 \times 10$	0,49	$4,00 \times 10$
Xenón	0,08	$4,29 \times 10^2$	0,08	$4,17 \times 10^2$

Además de estos gases, que son parte intrínseca de la atmósfera, hay otros variables que se introducen en ella como consecuencia de la actividad biológica, algunos fenómenos naturales (erupciones volcánicas, tempestades de polvo y arena, erosión de rocas, chispas eléctricas, etc.) y actividad humana, en particular procesos industriales. Entre estos gases se cuentan el dióxido de azufre (SO_2), óxidos de nitrógeno (N_2O , NO , NO_2), amoníaco (NH_3), metano (CH_4), monóxido de carbono

1. En el caso de contaminantes traza, se habla a veces de *partes por billón*. El lector hará bien en cerciorarse de si se trata de verdaderos billones (10^{12}) o bien de *millardos* o miles de millones (10^9), que en los EE.UU. se llaman *billions* (y en este caso se debería hablar de *partes por mil millones* o de *partes por millardo*).

2. En estudios técnicos es frecuente hallar la notación $\mu\text{g}/\text{Nm}^3$, donde N se supone que designa condiciones normales. Ello es incorrecto e induce a confusión, pues el símbolo N, en el sistema SI de unidades, designa el newton, unidad de fuerza. En el presente texto se usará $\mu\text{g}/\text{m}^3$ y se advertirá, si es necesario, cuando las condiciones difieran de las normales.

(CO), ozono (O₃) y algunos compuestos orgánicos así como partículas en suspensión que constituyen los *aerosoles*.

1.2. Estructura térmica vertical de la atmósfera

Las variables meteorológicas que determinan el estado de la atmósfera (presión, temperatura, humedad, etc.) cambian de valor de un lugar a otro y, en el mismo lugar, varían también con la altura y el tiempo.

Se necesita, pues, considerar tres clases de variaciones: horizontal, vertical y temporal. Sin embargo, su orden de magnitud es muy diferente. En efecto, si se representa la Tierra por una esfera de 1 m de diámetro, la atmósfera correspondería a un delgado estrato esférico de unos 2 cm de espesor. La variación de las magnitudes meteorológicas según la vertical ha de ser, por consiguiente, mucho más grande que en sentido horizontal. En cuanto a las variaciones temporales, son relativamente pequeñas y se limitan a oscilaciones alrededor de un valor medio, que caracterizan el *clima* del lugar considerado.

La estructura vertical de la atmósfera se conoce bastante bien hasta unos 40 km porque se explora varias veces al día mediante *radiosondas*, aparatos transportados por globos libres y provistos de sensores y de una pequeña radioemisora que va transmitiendo a tierra los datos a medida que se obtienen. Por encima de aquella altura, la información es mucho más fragmentaria y procede principalmente de aviones especiales, cohetes y satélites artificiales así como de métodos indirectos tales como estudios de la propagación del sonido y de ondas electromagnéticas de radiofrecuencia, auroras polares, meteoros, etc.

La figura 1.1 esquematiza la distribución vertical media de la temperatura y otras magnitudes en la llamada *atmósfera tipo internacional*, que se detalla en la tabla 1.2.

Tabla 1.2. Atmósfera tipo internacional

Z (km)	T (K)	T (°C)	Z (km)	T (K)	T (°C)
0	288,15	15	79	180,65	-92,5
11	216,65	-56,59	88,743	180,65	-92,5
20	216,65	-56,59	90	180,65	-92,5
32	228,65	-44,5	100	210,02	-63,13
47	270,65	-2,5	110	257	-16,15
52	270,65	-2,5	120	359,49	86,34
61	252,65	-20,5			

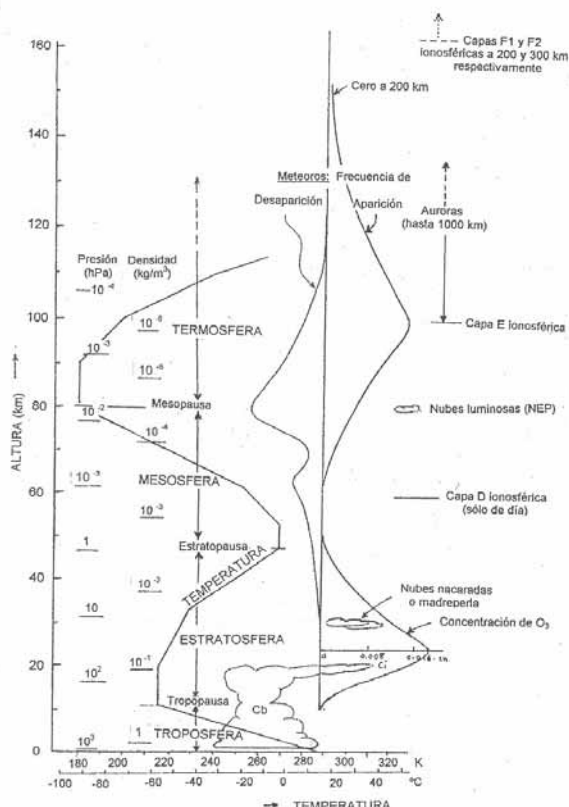


Figura 1.1. La distribución vertical media de la temperatura y otras magnitudes en la atmósfera.

En la capa más baja, llamada *troposfera*, la temperatura, por término medio, decrece con la altura a razón de $0,65\text{ }^{\circ}\text{C/hm}$. Su masa constituye aproximadamente un 75% del total de la atmósfera y contiene casi todo el vapor de agua y el polvo atmosféricos. La cima de la troposfera se llama *tropopausa*; en la atmósfera tipo está a 11 km de altura, pero en realidad varía desde unos 8 km sobre los polos a casi 16 km sobre el ecuador. En casos individuales, estas cifras pueden variar ampliamente; en general, la tropopausa está tanto más alta cuanto más alta la temperatura en la vecindad del suelo y cuanto mayor la presión en superficie.

Por razones que se verán en el capítulo 5, en la troposfera se dan con frecuencia subversiones de masas de aire y por ello es la sede de casi todos los fenómenos que conocemos como *el tiempo*, o, mejor, *la temperie*. La tropopausa se puede considerar como la frontera superior de los movimientos verticales

resultantes del calentamiento diurno de la superficie terrestre y del aire en contacto con ella.

Hasta comienzos del siglo XX se suponía que, al aumentar la altura, la temperatura atmosférica continuaba descendiendo hasta alcanzar el cero absoluto en el espacio interplanetario. En 1902, no obstante, el meteorólogo francés Teisserenc de Bort³ e, independientemente, el alemán Assmann⁴ descubrieron —mediante ascensos en globo instrumentado pero no tripulado— que, a partir de unos 10 km, la temperatura se mantenía aproximadamente constante. A esta capa la llamó estratosfera, implicando que en ella el aire está estratificado y no existen las subversiones típicas de la troposfera. La discontinuidad entre ésta y la estratosfera recibe el nombre de *tropopausa*. La estratosfera está prácticamente exenta de polvo y humedad y contiene casi todo el ozono atmosférico.

A medida que la exploración de la atmósfera mediante instrumentos apropiados (radiosondas desde 1928 y especialmente desde la Segunda Guerra Mundial; cohetes y satélites artificiales desde finales del decenio de 1950) se fue haciendo más frecuente y se fueron acumulando los datos, se hizo evidente que la supuesta isoterma de la estratosfera sólo se daba en su parte inferior, hasta unos 20 km; más arriba, la temperatura vuelve a aumentar con la altura, alcanzando hacia los 50 km valores no muy inferiores a los de tierra. Ello es consecuencia de la absorción de radiación ultravioleta en los procesos de formación y destrucción del ozono que tienen lugar en la capa entre 15 y 50 km y que se describirán en detalle en el § 4.1.3. En la *atmósfera tipo* (Figura 1.1), la estratosfera está constituida por tres subcapas: una isoterma, entre 11 y 20 km, otra de temperatura creciente, entre 20 y 47 km y, finalmente, otra capa isoterma llamada *estratopausa*, entre 47 y 52 km, donde la estratosfera termina; su temperatura media es de 270 K. Por encima de la estratosfera se encuentra una región, llamada *mesosfera*, que se extiende hasta 79 km, en la que la temperatura decrece de nuevo al aumentar la altura, más rápidamente a partir de unos 62 km, alcanzando los 180 K a 80 km. En este punto se inicia una nueva capa isoterma, la *mesopausa*, por encima de la cual, a partir de unos 90 km, se halla la *termosfera*, la región más alta de la atmósfera, donde nuevamente la temperatura crece con la altura. Obsérvese el empleo del sufijo *pausa* (*tropopausa*, *estratopausa*, *mesopausa*) para indicar la región donde termina la variación de temperatura con la altura que caracterizaba a la capa inmediatamente inferior.

Las cifras de la tabla 1.2 corresponden a *valores medios*. En realidad, aquellas varían con la latitud, la estación del año y la naturaleza de la superficie

3. Teisserenc de Bort, Léon Philippe (1855-1913), meteorólogo francés. Fundó a su costa el observatorio aerológico de Trappes (cerca de París), uno de los primeros del mundo; inició los sondeos con globo cautivo (incluso con radiotransmisor). Financió el primer Atlas Internacional de Nubes.

4. Assmann, Richard (1845-1918), meteorólogo alemán. Ideó el *aspiropsicrómetro* y el método de seguimiento de globo con teodolito para determinar el viento en altura. Ambos continúan usándose.

subyacente, que afecta particularmente a la parte más baja de la troposfera. La tropopausa se encuentra más baja a altas latitudes (8 km a 60° N y S) y más alta a latitudes bajas: entre 15 y 30° N, el descenso de temperatura con la altura continúa hasta 16 o 17 km. Por tanto, entre 10 y 22 km la temperatura es menor a bajas que a altas latitudes. Por encima de la tropopausa tropical, la temperatura aumenta con la altura más rápidamente a bajas latitudes que en la vecindad de los polos.

1.2.1. La troposfera y sus características

La troposfera es, como se ha dicho, la capa más baja de la atmósfera. Ya se han descrito algunos de sus principales rasgos. El hecho de estar junto al suelo la convierte en la porción de la atmósfera más afectada por las características de éste. En efecto, a fines de otoño y en invierno es frecuente encontrar una capa de aire frío junto al suelo como consecuencia del enfriamiento de éste por la emisión de radiación infrarroja. En tales casos, puede ocurrir que, al alejarse de la influencia del suelo ascendiendo en la troposfera, la temperatura no sólo no descienda al aumentar la altura, sino que incluso *ascienda*: esta anomalía se llama *inversión térmica* (§ 5.4.3) porque en la capa afectada se invierte el curso normal de variación de la temperatura troposférica con la altura. Por el contrario, cuando el suelo se calienta fuertemente por absorción de radiación solar, el aire junto a él también se calienta, lo que puede llegar a crear diferencias de densidad con el aire situado más arriba, que provocan movimientos de ascenso de burbujas de aire (grandes o pequeñas), proceso conocido como *convección*.

La frecuente presencia de corrientes verticales, que pueden dar lugar a condensación, formación de nubes y precipitación, es, pues, también característica de la troposfera. Tales corrientes son de diferentes *escalas* o dimensiones características: en el límite inferior se halla la agitación habitualmente llamada *turbulencia*, movimientos verticales rápidos, desordenados e irregulares y de corta duración que afectan a burbujas o partículas de aire de diámetros de algunos metros o menores; en un nivel intermedio, los movimientos que sacuden a los aviones se deben a partículas de diámetro inferior al centenar de metros.

Las corrientes verticales que dan lugar a chubascos o tormentas, asociadas a nubes de los tipos *cúmulos* o *cumulonimbos*, tienen lugar en extensiones horizontales de hasta algunos kilómetros, pueden durar una a dos horas y son del orden de 10 m/s. En el extremo alto de la escala se encuentran las grandes *borrascas* o *depresiones*, cuya dimensión horizontal puede ser de 3000 km o superior, duran varios días y las velocidades verticales en ellas son de 5 a 10 cm/s.

1.2.2. La capa fronteriza de la atmósfera

La superficie del suelo constituye el límite inferior de la atmósfera. La capa inferior de la troposfera, afectada y modificada por los procesos de transporte e intercambio de magnitudes (masa, calor, cantidad de movimiento) en dicha frontera, se llama *capa fronteriza*⁵ de la atmósfera; su espesor, variable con el tiempo y las condiciones meteorológicas, puede oscilar entre 100 y 3000 m y el tiempo de respuesta a los estímulos del suelo (rozamiento, evaporación y transpiración, intercambio de calor, emisión de contaminantes y alteración de las corrientes por la topografía) es del orden de una hora o inferior. Característica también de la capa fronteriza –y no observada en la atmósfera libre– es la variación diurna de muchas propiedades, en particular la temperatura; ello no se debe a absorción directa de radiación solar (para la cual el aire es casi perfectamente transparente), sino a procesos indirectos de intercambio con el suelo, el cual *sí* absorbe energía solar, se calienta y a su vez calienta la capa de aire en inmediato contacto con él; el transporte turbulento reparte el calor en la capa fronteriza.

Aunque indirecta y en general lentamente, estas variaciones pueden llegar a afectar a la totalidad de la troposfera.

En la capa fronteriza, se encuentra con frecuencia tres clases de nubes:

Cúmulos de buen tiempo (*cumulus humilis*, *Cu hum*), formados por corrientes ascendentes de origen térmico (*ascendencias térmicas*) cuando alcanzan el nivel de condensación. Los *cumulus humilis* son de pequeño espesor, tienen la base plana y en la cima se comienza a apreciar estructura de coliflor.

Estratocúmulos (*stratocumulus*, *Sc*), nubes en forma de rollos preferentemente formando capa, cuya extensión horizontal es mucho mayor que la vertical. Suelen formarse en la parte superior y más fría (donde la temperatura es inferior a la de condensación) de una capa fronteriza húmeda y bien mezclada.

Estratos (*stratus*, *St*), capa nubosa informe y gris o blanquecina, sin detalles identificables y en general muy baja. Cuando el estrato tiene su base en el suelo se denomina *niebla*.

Sobre los océanos, el espesor de la capa fronteriza varía muy lentamente tanto respecto al espacio como respecto al tiempo. Ello se debe a la inercia térmica de los mares, ya que por su elevada capacidad calorífica, se requiere el intercambio de grandes cantidades de calor para producir variaciones de temperatura apreciables. Sobre los océanos, el transporte horizontal (*advección*) de calor por el

viento medio puede aportar aire de temperatura diferente y provocar variaciones

5. Francés, *couche limite*; inglés, *boundary layer*; alemán, *grenzschicht*. En español es frecuente (y desacertado) llamarle *capa límite*; sería aceptable *capa limítrofe*, como ha propuesto el Dr. M. Palomares, de la Universidad Complutense de Madrid.

apreciables de la temperatura media y consiguientemente del espesor de la capa fronteriza.

1.2.2.1. La capa de mezcla

En la literatura referente a micrometeorología y contaminación atmosférica es frecuente llamar *capa de mezcla* (*mixing layer* o *mixed layer*) a la porción de la capa fronteriza más próxima al suelo, en la que la estratificación es con frecuencia indiferente o inestable (véase § 5.4.4) y la mezcla vertical tiene lugar fácilmente. Intuitivamente, su espesor (*mixing depth*) se podría comparar con la altura hasta la cual se dispersan los contaminantes.

A medida que la insolación calienta el suelo y la convección se va desarrollando, va aumentando el espesor de la capa de mezcla. El producto del espesor máximo diario de dicha capa por el valor medio de la velocidad del viento en ella se denomina *factor de ventilación* y se usa frecuentemente como indicador de la capacidad dispersora de la baja atmósfera.

1.3. Las escalas o dimensiones características de los movimientos atmosféricos

Se define el viento como el movimiento del aire respecto a la superficie terrestre. Los movimientos atmosféricos muestran un amplio espectro de *escalas* o dimensiones características (Figura 1.2).

A nuestros efectos, se pueden considerar las siguientes:

Movimientos a escala planetaria, que corresponden a los grandes rasgos de la circulación global, incluyendo entidades cuyas dimensiones son comparables a las de los continentes y océanos.

Movimientos a escala sinóptica: ondas o células cerradas cuyas dimensiones se pueden caracterizar mediante redes de observación con distancias entre estaciones del orden del centenar de kilómetros o más (*red sinóptica*). A este dominio corresponden los fenómenos que determinan la *temperie* o tiempo atmosférico.

Movimientos en mesoescala (o escala intermedia): ondas, células cerradas o corrientes cuyas dimensiones horizontales están entre decenas y algunos centenares de kilómetros. Las corrientes en los frentes, bandas de lluvia y líneas de turbonada pertenecen a esta categoría. Los fenómenos de mesoescala se conocen peor que los demás porque escapan a la detección por la red sinóptica y, en cambio, son demasiado grandes para ser abarcados por una estación individual; requieren, por tanto, redes de observación de alta densidad, raramente disponibles, o métodos de teledetección adecuados.

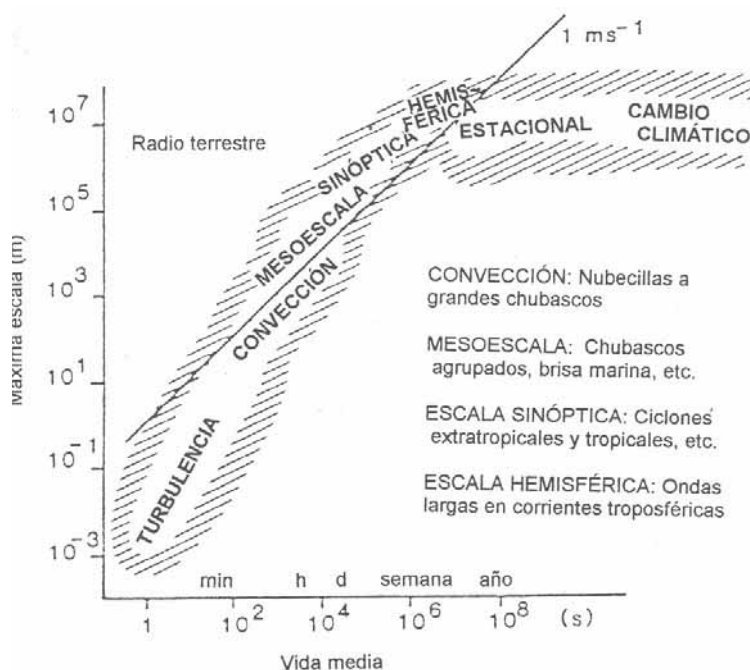


Figura 1.2. Escalas de los movimientos atmosféricos.

Movimientos a pequeña escala (o microescala): de extensión horizontal inferior a unas decenas de kilómetros; las nubes, tormentas, trombas y tornados, además de otros fenómenos, están incluidos en esta categoría. Mientras que los movimientos correspondientes a las otras tres escalas son predominantemente horizontales (las componentes horizontales del viento son al menos un orden de magnitud mayores que la componente vertical), en la microescala no sucede así: la componente vertical es en ella del mismo orden de magnitud que las horizontales.

1.4. Exploración de la atmósfera: indicación de medidas meteorológicas

Se dice a veces que la atmósfera es un gran laboratorio siempre a disposición del investigador, pero la realidad es muy distinta. En efecto, en un laboratorio, el operador realiza experimentos cuidadosamente controlados, eliminando las influencias externas que puedan perturbarlos, y si el resultado no es satisfactorio, puede repetirlos cuantas veces precise. Ninguna de las dos condiciones se da en el caso de la atmósfera: el operador se ha convertido aquí en un simple observador,

que carece de todo posible control sobre los fenómenos y no puede provocarlos a voluntad ni eliminar los elementos accesorios; sólo le queda la observación, tan precisa como sea posible, de los fenómenos *cuando se presentan* y la acumulación de las observaciones de tal manera que se puedan integrar después en un modelo de la estructura del fenómeno basado en la manera como los procesos atmosféricos siguen las leyes de la naturaleza. Ello no es fácil, pues la atmósfera es un sistema termo e hidrodinámico de enorme complicación, en el que tienen lugar a inmensa escala los procesos que convierten energía solar en calor sensible, energía cinética de las corrientes atmosféricas y energía necesaria para los cambios de fase del agua.

De ahí la importancia de las *redes de observación meteorológica*. En relación con las *escalas* de los movimientos atmosféricos (§ 1.3), se indicó que algunos fenómenos se podían detectar con datos de una estación, otros requerían varias estaciones separadas por decenas de kilómetros (*redes locales o de mesoescala*); los fenómenos que afectan al tiempo en gran escala requieren *redes sinópticas*, constituidas por estaciones separadas típicamente por distancias del orden del centenar de kilómetros.

Las observaciones meteorológicas *de superficie* (o junto al suelo) se componen de datos cuantitativos suministrados por instrumentos precisos, robustos y adecuadamente instalados: temperatura del aire, temperatura del termómetro mojado, que junto con la anterior permite determinar el contenido de vapor de agua, o *humedad*, del aire; dirección y velocidad del viento, evaporación, insolación y cantidad de precipitación (lluvia o nieve) recogida; hay además algunas observaciones meteorológicas que se efectúan a estima (visibilidad, clase, cantidad y altura de las nubes) y su correcta realización requiere observadores expertos. Las observaciones completas se efectúan cada seis horas (tres en las estaciones principales) comenzando a las 0000 del meridiano de Greenwich (*Tiempo Universal Coordinado* o *TUC*, antiguamente Tiempo Medio o Greenwich o TMG).

También se efectúan *observaciones de aire superior* (es decir, que no se realizan junto al suelo). La más sencilla es la observación del *globo piloto*, que permite determinar el viento a distintos niveles, ordinariamente hasta 5 a 10 km. El globo piloto, de goma natural o sintética y lleno de un gas ligero (hidrógeno o helio), asciende con velocidad casi constante al mismo tiempo que es arrastrado por el viento horizontal. Los ángulos de azimut y altura del globo se observan a intervalos de tiempo regulares mediante un teodolito o radioteodolito apropiado. Como en cada momento se conoce la altura del globo a partir del tiempo transcurrido desde el lanzamiento, su posición en la atmósfera se puede determinar trigonométricamente y de las posiciones sucesivas se obtiene la dirección y velocidad del viento en cada capa. En la actualidad, las posiciones del globo se pueden determinar directamente mediante un radar adecuado; en este caso se une al globo un reflector tetraédrico de lámina de aluminio y varillas ligeras.

Además del viento, se puede determinar la distribución vertical de temperatura y humedad en la atmósfera mediante el *radiosonda*, ya mencionado. El radiosonda pende de un globo libre y los datos de los sensores se transmiten a la estación receptora en tierra. El viento se determina de cualquiera de las maneras indicadas en el caso del globo piloto. Su techo útil difícilmente alcanza los 40 km. Estas observaciones, o *radiosondeos*, se efectúan cada 12 horas.

Algunas de las unidades usadas en Meteorología pueden ser poco familiares para el lector. Las temperaturas se expresan generalmente en Kelvin o en grados Celsius, pero en algunos países anglosajones, para usos corrientes sigue siendo habitual el empleo de la escala Fahrenheit (°F). Para pasar de grados Fahrenheit a grados Celsius, se usa la conocida expresión:

$$^{\circ}\text{C} = (^{\circ}\text{F} - 32)100/180 = 5/9 (^{\circ}\text{F} - 32) \quad (1.1)$$

La velocidad del viento se expresa en *nudos* (*knots*; símbolo, *kt*). Un nudo es una milla náutica (o milla marina) por hora y una milla náutica es la longitud de un arco de círculo máximo que subtiende un ángulo de un minuto; resulta valer 1852 metros. Un grado de círculo máximo mide, por tanto, 60 millas marinas. Medir las velocidades en nudos y las distancias en millas marinas facilita extraordinariamente los cálculos en navegación marítima y aérea. No obstante, en cuestiones relacionadas con la micrometeorología, es frecuente expresar las velocidades en m/s.

En náutica es frecuente usar la *escala Beaufort*, ideada por el almirante británico sir Francis Beaufort en 1804 basándose en el efecto del viento sobre las velas de los buques según su *fuerza*. La escala alcanzó uso casi universal entre los marinos y se adaptó después para observaciones en tierra (Tabla 1.3).

Tabla 1.3. Escala Beaufort

Fuerza Beaufort	Nombre del viento	a) Efectos observados en tierra b) Aspecto del mar	Velocidad		
			m/s	kt	km/h
0	Calma	Ascenso vertical del humo Mar como un espejo	≤ 0,25	≤ 1	≤ 1
1	Ventolina	Dirección indicada por humo no por veleta Rizos sin espuma	0,6- 1,7	1 - 3	1 - 6
2	Flojito	Se mueven hojas de árboles y gallardetes Pequeñas olas de apariencia vítrea que no rompen	1,8 - 3,3	4- 6	7 - 12
3	Flojo	Agitación continua de hojas; gallardetes se extienden Pequeñas olas; crestas rompientes; espuma de aspecto vítreo; vellones aislados de espuma	3,4 - 5,2	7- 10	13-18
4	Bonancible	Se levanta polvo y papeles pequeños Se mueven ramas pequeñas de árboles Pequeñas olas creciendo; cabrilleo numeroso y frecuente de las olas	5,3 - 7,4	11-14	19-26
5	Fresquito	Árboles pequeños se agitan Olas medianas alargadas, cabrilleo con salpicaduras	7,5 - 9,8	15 -19	27-35
6	Fresco	Se mueven ramas grandes. Silbido en cables telegráficos. Difícil usar paraguas. Olas grandes con crestas de espuma blanca	9,9 -12,4	19 -24	36-44
7	Frescachón	Todos los árboles se mueven. Difícil andar contra viento El mar crece; espuma de olas arrastrada por el viento.	12,5-15,2	25-30	45-55
8	Duro	Se rompen ramas delgadas No se puede andar contra el viento. Olas de altura media y más alargadas; comienzan a desprenderse torbellinos de salpicaduras	15,3-18,2	31-35	56-66
9	Muy duro	Desperfectos en partes salientes de edificios. Chimeneas y tejas arrancadas. Grandes olas, espesas estelas de espuma a lo largo del viento; crestas de olas se rompen en rollos; salpicaduras pueden reducir visibilidad	18,3-21,5	36-42	67-77

10	Temporal	Árboles arrancados; considerables daños en edificios. Raramente observado en tierra. Olas muy grandes con largas crestas en penachos; espuma se aglomera en bancos y es arrastrada por el viento en espesas estelas blancas. Superficie del mar blanca; visibilidad reducida.	21,6-25,4	42-49	78-90
11	Borrasca	Daños importantes en todas partes. No hay verdadera experiencia en tierra. Olas de altura excepcional (pueden ocultar barcos de pequeño y medio tonelaje); mar cubierta de espuma; visibilidad reducida.	25,5-29	49-56	91-104
12	Huracán	No hay experiencia en tierra. Aire lleno de espuma, salpicaduras, mar cubierta de espuma; visibilidad muy reducida.	> 29	> 56	> 104

Problemas resueltos

Ejercicio 1.1. Hallar la concentración en partes por millón de SO_2 sabiendo que a la temperatura de 23°C y a la presión de 1016,8 hPa se han medido $58\ \mu\text{g}/\text{m}^3$.

Solución: La masa molecular del SO_2 vale $M = 64\ \text{g/mol}$ y el volumen molar 22,41 L/mol a 273 K y 1013,2 hPa. A esta presión y temperatura se tendría $58\ \mu\text{g}/\text{m}^3 \times 1\ \text{g}/10^6\ \mu\text{g} \times 1\ \text{mol}/64\ \text{g} \cdot 22,41\ \text{L}/1\ \text{mol} \times 10^3\ \text{cm}^3/1\ \text{L} = 58 \times 22,41/64000\ \text{cm}^3/\text{m}^3 = \underline{0,0203\ \text{ppm}}$.

Pero en las condiciones de la experiencia ($23^\circ\text{C} = 296\ \text{K}$ y 1016,8 hPa), el volumen molar debe multiplicarse por la fracción T_{p0}/T_{0p} y vale $22,41 \times (1013,2/1016,8) \times (296/273) = 24,21\ \text{L/mol}$. La concentración pedida es, pues, $58 \times 24,21/64\ 000 = 0,0219\ \text{ppm} = \underline{2,19 \times 10^{-2}\ \text{ppm}}$.