

CARACTERIZACIÓN DEL AEROSOL MARINO

Calvo Gordaliza, Ana Isabel¹; Castro Izquierdo, Amaya²; Fraile Laiz, Roberto²

¹⁾ Doctora en Ciencias Ambientales. Departamento de Física. Universidad de León.

²⁾ Doctores en Ciencias Físicas. Departamento de Física. Universidad de León.

e-mail: acasi@unileon.es

Resumen

En el lenguaje de las ciencias de la atmósfera, el término aerosol designa a las partículas sólidas y/o líquidas presentes en suspensión en una masa de aire, con exclusión de las gotas (o cristales) de nubes y de lluvia. El aerosol marino forma parte del ecosistema y condiciona el clima marítimo así como sus efectos sobre el organismo. En la talasoterapia, el aerosol marino presente en la atmósfera ambiental que se respira adquiere una gran importancia, puesto que el individuo no se puede sustraer a él.

En el presente artículo se explica su formación, composición química, propiedades físicas y transporte así como la interacción con el ser humano y el clima.

Palabras clave: Aerosol marino, agua, mar, talasoterapia.

Abstract

In the language of atmospheric sciences, the term aerosol refers to the solid and/or liquid particles present in an air mass, to the exclusion of the droplets (or glasses) of clouds and rain. Marine aerosols constitute a part of the ecosystem and determine the maritime climate; they also can affect the human health. In talasotherapy, inhaled marine aerosols are of great importance because the individual cannot be subtracted from it.

In this article formation, chemical composition, physical properties and transport of marine aerosols and their interaction with the human being and climate are explained.

Key words: Marine aerosol, water, sea, talasotherapy.

Résumé

Dans le jargon des sciences atmosphériques, le terme aérosol désigne les particules solides, ou liquides, présentes en suspension dans une masse d'air, à l'exclusion des gouttelettes nuageuses et des cristaux de glace. L'aérosol marin constitue une partie de l'écosystème et conditionne le climat maritime ainsi que ses effets sur l'organisme.

En thalassothérapie, l'aérosol marin que l'on respire est très important, puisque on ne peut pas s'y soustraire. Cet article traite de la formation, de la composition chimique, des propriétés physiques et du transport de l'aérosol marin, ainsi que de l'interaction avec l'être humain et le climat.

Mots Clefs: Aérosol marin, eau, mer, thalassothérapie.

INTRODUCCIÓN

El creciente interés, tanto por parte de la ciudadanía como por las administraciones, por la mejora de la calidad del aire, ha inducido a que cada vez se investigue más sobre los aerosoles atmosféricos ⁽¹⁾.

El término aerosol se emplea igualmente para describir a las partículas atmosféricas, los frascos presurizados o las suspensiones para inhalación de ciertos medicamentos y, por ello, con frecuencia es fuente de confusión y equívocos. La palabra aerosol proviene del acrónimo de *aero* (del griego *ἀήρ/ἄερος*, aire) y *solución* (del latín *solutio*, -onis, solución).

En sentido estricto, un aerosol se define como una suspensión de partículas, sólidas y/o líquidas, en un gas ⁽²⁾. Sin embargo, puesto que no se ha hecho ninguna precisión en cuanto a la naturaleza o tamaño de las partículas en suspensión, este término resulta muy genérico y cada dominio de utilización tiende a emplearlo en unas condiciones particulares.

En el lenguaje de las ciencias de la atmósfera, el término aerosol designa únicamente a las partículas sólidas y/o líquidas presentes en suspensión en una masa de aire, con exclusión de las gotas (o cristales) de nubes y de lluvia ⁽³⁾, más generalmente definidos con el término de hidrometeoros. Otro término igualmente empleado actualmente es el de materia particulada (PM, del inglés *particulate matter*).

El estudio de los aerosoles ambientales es complejo, puesto que requiere el conocimiento de todos los factores y procesos que intervienen: la emisión natural (el mar, volcanes, incendios forestales, etc), la emisión antropogénica o provocada por el hombre (emisiones de los motores de los vehículos, centrales termoeléctricas, etc), el transporte y la transformación química y física de estas partículas en la atmósfera, su deposición y, consecuentemente, su impacto en los seres vivos ^(4,5). Esta gran diversidad de procesos abarca varias escalas tanto espaciales como temporales: desde la escala meramente molecular donde tienen lugar las reacciones químicas y la difusión molecular, entre las que merece la pena destacar el fenómeno de la nucleación -que consiste en la formación de nuevas partículas atmosféricas-, hasta los procesos de transporte del aerosol a escala global. De un modo implícito, las escalas temporales también abarcan fenómenos muy diversos que duran desde menos de un segundo hasta años.

HISTORIA DE LA CIENCIA DEL AEROSOL

Los aerosoles han sido reconocidos como un tema específico de ciencia básica y aplicada desde la Segunda Guerra Mundial. Como disciplina que es, la ciencia del aerosol tiene su propia historia a la que han contribuido ilustres científicos, sobre todo físicos, químicos, y meteorólogos. Numerosas revistas científicas han mostrado interés en publicar artículos relacionados con el desarrollo histórico de la ciencia del aerosol. Principalmente, *Aerosol Science and Technology*, la revista de la Asociación Americana para la Investigación del Aerosol, ha reconocido la importancia de estas publicaciones para el desarrollo posterior de la ciencia del aerosol en el tercer milenio ^(6, 7, 8, 9, 10, 11, 12).

La historia del aerosol está muy relacionada con la historia de la contaminación atmosférica. La existencia de partículas desagradables y dañinas tanto en recintos cerrados como al aire libre, aparece recogida en publicaciones muy tempranas. Así, por ejemplo, los romanos se quejaban de la existencia de un aire sucio en la antigua Roma. En Londres, en 1273, hay constancia de la prohibición de quemar carbón debida a una contaminación atmosférica preocupante por la presencia de partículas.

El primer registro del empleo de aerosoles generados en condiciones de laboratorio fue realizado por Leonardo da Vinci ⁽⁷⁾. Dos siglos más tarde, en 1661, John Evelyn presentó el primer folleto relacionado con la contaminación del aire por materia particulada ⁽¹³⁾. En el siglo XVIII se publicaron trabajos abordando la presencia de partículas atmosféricas y su interacción con la radiación ^(14, 15).

Sin embargo, el nacimiento de la ciencia del aerosol y de la metodología de su medida no tuvo lugar hasta la primera mitad del siglo XIX ⁽¹⁶⁾. Fue en este periodo cuando se empleó por primera vez el término aerosol. Se atribuye al físico-químico E.G. Donnan en 1918 y fue introducido en la literatura meteorológica en 1920 por A. Schmauss, en aquel tiempo director de la Estación Central Meteorológica de Munich, Alemania ^(17, 18).

La actual metodología de medida utiliza todos los avances técnicos desarrollados en los últimos cincuenta años. Se han registrado grandes avances en los contadores ópticos de partículas y en los analizadores, sobre todo desde la llegada de las técnicas de láser y de la espectroscopía. También cabe destacar la mejora en los impactadores en cascada y en los analizadores de movilidad eléctrica del aerosol. Del mismo modo,

se han producido grandes avances en los filtros destinados al muestreo de aerosoles.

El desarrollo en el campo de la química del aerosol ha sido exitoso. Algunas técnicas muy novedosas y de una elevada sensibilidad (cromatografía, espectrometría de masas, espectroscopía láser y de plasma, etc.) han hecho posible determinar en una muestra una gran cantidad de componentes inorgánicos y orgánicos. Además, la aplicación de algunas técnicas analíticas modernas ha permitido el desarrollo de un importante campo en las medidas e identificación química del aerosol.

A pesar de estos avances, cada técnica analítica tiene sus ventajas e inconvenientes y sólo la multiplicidad de técnicas analíticas sobre una determinada muestra permite obtener una descripción precisa de la composición química del aerosol.

En un futuro próximo los aerosoles de tamaño submicrométrico adquirirán un gran interés para la salud, ya que estos aerosoles son de importancia básica en las síntesis de nanopartículas y de materiales de alta tecnología.

FORMACIÓN DEL AEROSOL MARINO

El viento es el principal responsable de la formación del aerosol marino. Las olas se producen cuando el viento incide sobre la superficie del océano transfiriendo energía del viento al mar. La energía cinética de las olas se descarga, sobre todo, cuando la ola rompe. La agitación y la turbulencia asociadas arrastran aire que forma burbujas bajo la superficie del agua. Cuando estas burbujas se liberan al aire entrando en contacto con la atmósfera estallan produciendo una infinidad de finas gotas que dan lugar a una suspensión de solución de agua de mar en el aire (Fig. 1). Estas partículas proyectadas a altísimas velocidades se incorporan a las masas de aire en movimiento.

La ruptura de una única burbuja de aire en el océano puede llegar a producir desde 10 partículas de aerosol marino con diámetros comprendidos entre 2 y 4 μm , denominadas gotas de chorro o *jet drops*, que pueden llegar a alcanzar 15 cm de altura desde la superficie, hasta cientos de partículas de diámetro inferior a 1 μm , denominadas gotas de película o *film drops*, que permanecen en el aire durante largo tiempo⁽¹⁹⁾. Estas gotas de película llegan a alcanzar grandes altitudes en donde, generalmente, suelen perder tres cuartos de su diámetro debido a un proceso de evaporación parcial⁽²⁰⁾.

La salinidad de las atmósferas marinas varía dentro de muy amplios límites, desde valores extremos, en áreas de aguas muy agitadas (rompientes), a valores bajos en zonas de agua de mar en calma. Entre las variables con influencia en la salinidad atmosférica destacan sobre todo el régimen de vientos dominantes, la velocidad y persistencia del viento, la distancia a la costa, la densidad rocosa costera, la morfología de las olas o la temperatura del agua. De todas estas variables, la más importante es la velocidad del viento, pues el número de partículas atmosféricas de origen marino es directamente proporcional a la velocidad del viento⁽²¹⁾.

Mar adentro, cuando éste se agita por la acción del viento, se forman pequeñas islas de espuma, cuya densidad y abundancia depende de la intensidad del viento. A velocidades del viento superiores a 10 m/s, tiene lugar en alta mar, la formación de una ola de altura considerable, que sufre un barrido mecánico de sus crestas por la acción del flujir del viento a través de ella, dando lugar a una formación secundaria de partículas salinas mediante la formación de espuma y producción de ciertas gotas de tamaño considerable, conocidas como *spray*.

Cuando las olas llegan a la costa por la propia dinámica de la onda marina, son inestables y descargan de manera natural su energía cinética rompiendo contra la arena o en los rompeolas. Según la manera de romper, las olas dan lugar a la formación de aerosoles de diferente naturaleza⁽²²⁾.

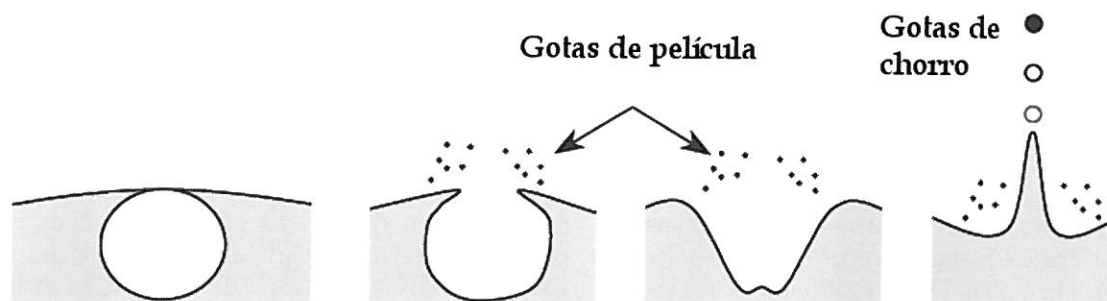


Fig. 1.- Formación de partículas de aerosol marino por ruptura de burbujas de aire en la superficie de mares y océanos (17)

En los rompeolas la producción de aerosol marino depende de los vientos locales. Una estimación de la concentración de sal (S , en $\mu\text{g m}^{-3}$) en el aire, debida a este efecto, viene dada por la expresión:

$$\ln S = 0,23 U_2 + 3,05$$

donde, U_2 es la velocidad del viento (m s^{-1}) a 2 m por encima del nivel del mar⁽²³⁾.

En el caso de las olas que mueren en la línea de costa, el estado del mar viene determinado, principalmente, por las olas generadas en zonas lejanas a la costa y por la profundidad de la zona costera, y ambas variables influyen en el aerosol que se genera.

A escala global⁽²⁴⁾ anualmente se emiten a la atmósfera entre $2,4 \cdot 10^9$ y $4,9 \cdot 10^9$ toneladas de material particulado de diámetro menor de $25 \mu\text{m}$, de las cuales alrededor del 40% (entre 10^9 y $2 \cdot 10^9$ toneladas) poseen un diámetro menor de $1 \mu\text{m}$. Si se consideran los valores máximos, las emisiones procedentes de fuentes naturales duplican aproximadamente a las de las fuentes antropogénicas, aunque las diferencias se acortan en lo referente a las emisiones de partículas menores de $1 \mu\text{m}$. Asimismo, dentro de las emisiones de origen natural predominan las partículas primarias, concretamente aquéllas de origen mineral y marino. Así, el aerosol marino contribuye con emisiones superiores a las 10^9 toneladas/año de partículas menores de $25 \mu\text{m}$, de las cuales entre $2 \cdot 10^7$ y 10^8 toneladas/año son menores de $1 \mu\text{m}$. En cuanto a las partículas de origen antropogénico, existe un mayor equilibrio entre las emisiones primarias y las secundarias, principalmente debido a la contribución a las partículas primarias de los procesos de quema de biomasa y combustión en procesos industriales y de transporte (máximo de $2,2 \cdot 10^8$ toneladas/año)⁽²⁵⁾.

Actualmente, para cuantificar las emisiones superficiales el proyecto ECCAD <http://munk.ipsl.jussieu.fr> (*Emissions of atmospheric Compounds: Compilation of Ancillary Data*), desarrollado en el seno del programa Ether -financiado conjuntamente por el *Centre National d'Études Spaciales* (CNES) y el *Centre National de la Recherche Scientifique* (CNRS) de Francia-, pretende poner a disposición de la comunidad científica una serie de mapas digitales y series de datos necesarios de los componentes químicos atmosféricos procedentes de varias fuentes (océano, incendios, vegetación, etc).

TRANSPORTE DEL AEROSOL MARINO

Las partículas de aerosol marino pueden ser arrastradas por los vientos marinos hacia el interior del continente e impactar y adherirse sobre diferentes superficies, o bien tienden a sedimentar después de algún tiempo y tras haber recorrido una cierta distancia. Incluso, se han encontrado concentraciones relativamente altas en zonas alejadas de la costa, lo que indica el considerable transporte de este aerosol a grandes distancias⁽²¹⁾. Las partículas mayores tienen una mayor velocidad de sedimentación por lo que, por lo general, se depositan antes de ser transportadas a largas distancias.

La concentración de partículas de aerosol marino va decreciendo desde la línea de costa hacia tierra adentro. En los primeros cientos de metros muestra una progresiva y rápida disminución de la salinidad seguida de un decrecimiento más moderado según avanzamos hacia el interior. Esto se debe, principalmente, a la sedimentación por efecto de la gravedad y a la eliminación por impacto a través del contacto de la masa de aire con la rugosidad del terreno. Así, la velocidad del viento y la fricción del aire contra el terreno son variables importantes en la disminución de la salinidad conforme el aerosol penetra hacia el interior del continente. Existen diferentes modelos matemáticos que permiten calcular el decrecimiento de la salinidad en función de la distancia a la línea de costa^(26, 27, 28, 29).

COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AEROSOL MARINO

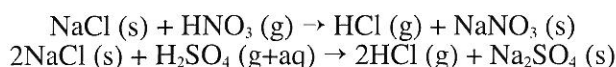
Son muchas y muy variadas las fuentes naturales que liberan materia particulada a la atmósfera. La materia particulada altera la composición de la atmósfera ejerciendo una marcada influencia en sus propiedades físicas y en su composición química⁽³⁾. Es necesario considerar que el término materia particulada atmosférica es un concepto amplio que engloba tanto las partículas en suspensión como las partículas sedimentables (diámetro menor de $20 \mu\text{m}$), caracterizadas por un corto tiempo de residencia en la atmósfera (varias horas).

Dentro de las fuentes naturales de materia particulada atmosférica, es decir, las generadas por la propia naturaleza, se encuentran el mar y los océanos, generando partículas de composición química relacionada con la composición del agua del mar. El

iones	Cl^-	SO_4^{2-}	Br^-	HCO_3^-	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	K^+
mg/kg	19,3	2,7	0,067	0,142	10,8	1,3	0,412	0,0399
X/ Na^+	1,79	0,25	0,006	0,013	1	0,12	0,038	0,0037

Tabla 1.- Principales componentes del agua del mar. Miligramos de cada ión por kilogramos de agua de mar. Ratio másica entre los diferentes iones (X) y el ión sodio (Na^+) (2).

agua marina contiene principalmente sodio y cloro, además de menores cantidades de otros componentes como sulfato, potasio, magnesio y calcio (Tabla 1). El océano es la fuente dominante de sodio y cloro atmosféricos en zonas costeras^(30, 31). Parte del cloro contenido en las partículas finas de NaCl se desplaza hacia la fase gaseosa en reacciones atmosféricas con ácido sulfúrico (en fase gaseosa o acuosa) y ácido nítrico (en fase gaseosa), de procedencia principalmente antrópica, transportados por las masas de aire^(32, 33, 34).



Este agotamiento de cloro convierte al sodio en el trazador de la fase particulada preferido para la sal marina⁽³⁴⁾.

Pero en el mar el agua no es el único emisor de partículas a la atmósfera. Sobre la superficie de los mares y los océanos es posible encontrar fitoplancton que emite varios compuestos orgánicos, entre los que se encuentra el dimetil-sulfuro (DMS; CH_3SCH_3), considerado como uno de los principales precursores de los sulfatos atmosféricos en regiones oceánicas^(3, 35).

TAMAÑO DE LOS AEROSOL

El tamaño de una partícula, que varía desde unos pocos nanómetros hasta decenas de micras, es el parámetro más importante para caracterizar el comportamiento de los aerosoles⁽³⁶⁾. La mayoría de las propiedades de los aerosoles así como las leyes que gobiernan dichas propiedades dependen de su tamaño.

La Fig. 2 muestra el rango de tamaño de los aerosoles en comparación con otras longitudes de referencia, cubriendo un rango de 7 órdenes de magnitud, desde moléculas de gas hasta partículas de 1 mm de tamaño.

El tamaño de las partículas, parámetro clave en la evolución y eliminación de los aerosoles ambientales, está determinado por su proceso de formación, y por las subsecuentes reacciones físicas y químicas que sufren en la atmósfera. Los principales efectos de los aerosoles, incluyendo impactos en la salud, reducción de la visibilidad y deposición sobre superficies, dependen del tamaño de la partícula. Por lo tanto, medir e interpretar las distribuciones de tamaño de las partículas en la atmósfera es esencial para conseguir un entendimiento global del origen y efectos de los

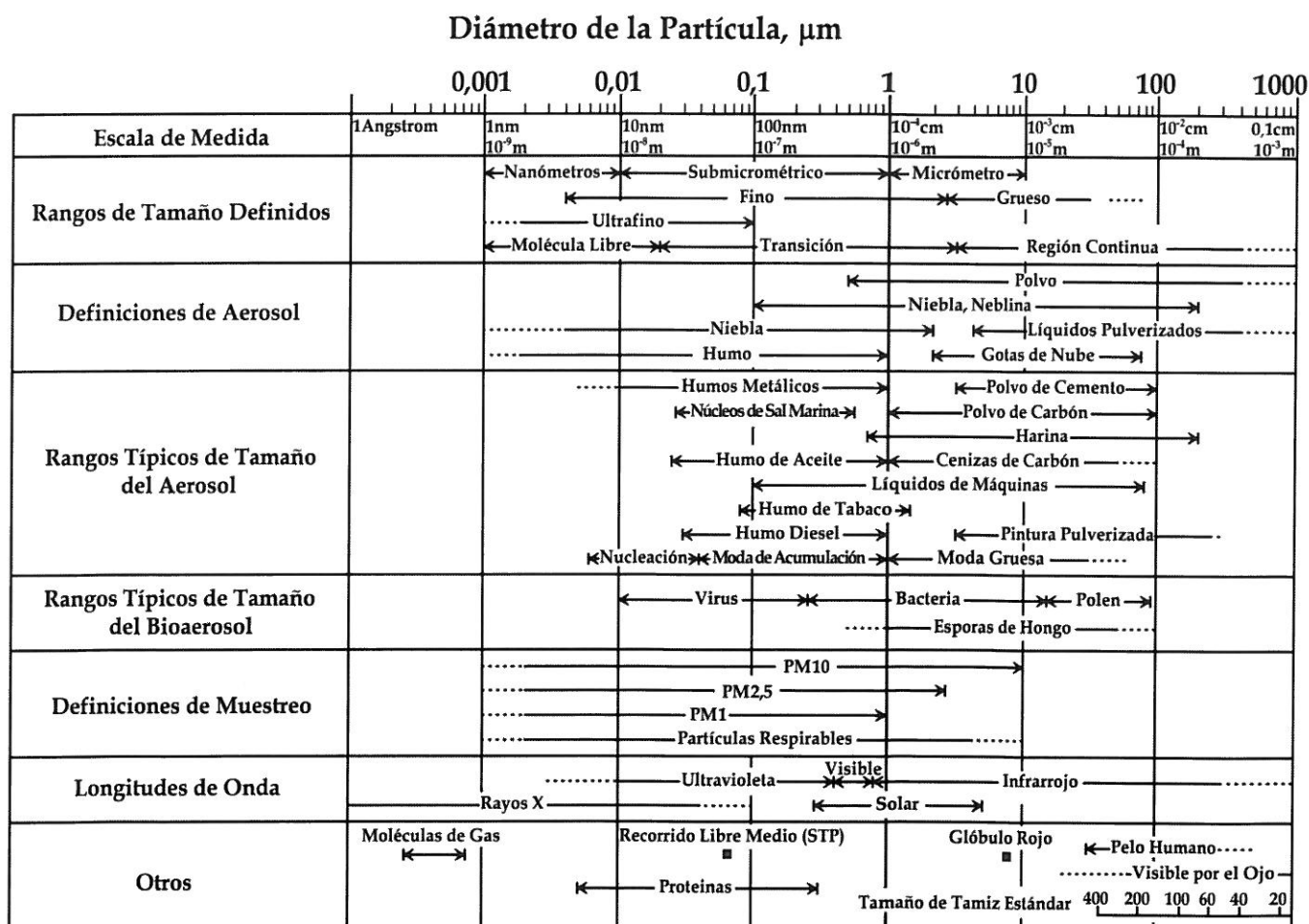


Fig. 2.- Rangos típicos de tamaños de aerosoles (28).

aerosoles ambientales⁽³⁷⁾.

La materia particulada atmosférica raramente presenta un tamaño uniforme (monodisperso), sino que muestra un amplio rango de tamaños (polidisperso). Generalmente se identifican diferentes rangos de tamaños de partícula denominados *modas*, que están relacionados en su mayoría con los mecanismos que rigen la evolución de las partículas en el seno de estas modas.

Las diferentes modas son:

- Moda de nucleación ($< 0,02 \mu\text{m}$): la mayor concentración en número de partículas se encuentra entre 5 y 15 nm. La vida media de estas partículas en la atmósfera es pequeña (del orden de horas) ya que coagulan rápidamente con otras partículas o incrementan su tamaño por condensación.

- Moda Aitken ($0,02 - 0,1 \mu\text{m}$): estas partículas pueden tener un origen primario (natural o antropogénico) o secundario (formadas presumiblemente por procesos de coagulación -en los que unas partículas colisionan con otras, debido a un movimiento relativo entre ellas, y se adhieren formando partículas mayores a partir de la moda de nucleación- o por condensación sobre partículas preexistentes). Suelen desaparecer por procesos de coagulación con partículas mayores, lo que se traduce en una corta permanencia en la atmósfera.

La moda de nucleación y la moda Aitken quedan agrupadas dentro del término *partículas ultrafinas* y la contribución de estas dos modas a la masa total del aerosol es despreciable.

- Moda de acumulación ($0,1 - 1 \mu\text{m}$): está principalmente constituida por partículas de la moda Aitken que crecen hasta formar parte de la moda de acumulación como consecuencia de reacciones en fase líquida, que pueden tener lugar en las gotas de agua de las nubes. La mayor densidad de número de partículas se registra entre los 150 y los 250 nm⁽³⁸⁾. El tiempo de residencia en la atmósfera es máximo para las partículas de esta moda. Las partículas incluidas en esta moda junto con las pertenecientes a las modas de nucleación y de Aitken constituyen las llamadas *partículas finas*.

- Moda gruesa ($>1 \mu\text{m}$ en términos de aerosoles atmosféricos): la moda gruesa se caracteriza por presentar un reducido número de partículas, pero una elevada masa. El aerosol marino generalmente contribuye a la fracción gruesa del aerosol⁽³⁹⁾, aunque algunos autores⁽⁴⁰⁾ han encontrado partículas marinas de tamaños menores ($0,05 \mu\text{m}$).

Desde un punto de vista práctico normalmente se

distinguen sólo dos tipos de partículas: a) partículas finas (de diámetro inferior a una micra), originadas en procesos de conversión gas-partícula, de condensación y de coagulación y b) partículas gruesas (de diámetro superior a una micra), que tienen su origen en procesos de tipo mecánico, tanto sobre la superficie marítima como la terrestre. No obstante, las fronteras que marcan los límites entre estos tipos de partículas varían según los campos de estudio. Así, en química atmosférica y en salud, la clasificación puede ser ligeramente distinta, con límites de $1 \mu\text{m}$ (PM1), $2,5 \mu\text{m}$ (PM2,5), y $10 \mu\text{m}$ (PM10). De hecho según su capacidad de penetración en las distintas zonas del aparato respiratorio, las partículas se clasifican⁽³⁶⁾ en inhalables (que pueden entrar en el sistema respiratorio), torácicas (que alcanzan la región traqueobronquial) y respirables (las que son capaces de llegar a la región de intercambio de gases).

INTERACCIÓN CON EL INDIVIDUO

Cada vez que inspiramos, penetran en nuestros pulmones por término medio alrededor de 0,5 litros de aire; y con el aire se introducen en los pulmones miles de partículas presentes en la atmósfera que se pueden depositar en diversas zonas del árbol respiratorio. El flujo respiratorio está condicionado por la elevada velocidad y los continuos cambios de dirección debidos a la anatomía del sistema respiratorio con sus continuas bifurcaciones. Además, este flujo es, en su mayor parte, turbulento con grandes oscilaciones en la velocidad.

Las partículas con diámetros superiores a las $10 \mu\text{m}$ son retenidas en la región extratorácica, mientras que las de diámetros inferiores a $10 \mu\text{m}$ son capaces de pasar a la región traqueobronquial. Solamente las partículas de diámetros inferiores a $2,5 \mu\text{m}$ son capaces de llegar a los alvéolos^(41, 42) (Fig. 3). Las partículas menores de $0,3-0,6 \mu\text{m}$ pueden salir de la vía aérea en la espiración sin producir efecto alguno.

Los mecanismos más importantes implicados en la deposición de la materia particulada en el sistema respiratorio son: impactación, sedimentación, difusión, interceptación y deposición electrostática.

La deposición de partículas por *impactación* es debida a la inercia de las partículas que hace que se desvíen desde el flujo de aire cuando éste se encuentra con un cambio de dirección. Este proceso es importante cuando el tamaño de las partículas o su velocidad son elevadas en un camino curvo. Las partículas de un aerosol tienden a continuar con su trayectoria en vez de adecuarse a las curvaturas del árbol bronquial. Ocurre sobre todo en las vías altas y con partículas superiores a $5 \mu\text{m}$.

La *sedimentación* ocurre cuando la velocidad del flujo y la dimensión de la vía respiratoria son pequeñas, desempeñando un papel importante para las partículas grandes, debido a las fuerzas gravitacionales. Este mecanismo de deposición es especialmente efectivo en las vías respiratorias orientadas horizontalmente. Por lo tanto, este proceso es de gran relevancia en los bronquios distales y un método importante de depósito de partículas cuando cesa el flujo de aire al contener la respiración.

La *difusión* es un mecanismo importante para la deposición de partículas pequeñas (menores de $0,5 \mu\text{m}$) en las pequeñas vías respiratorias donde la distancia es corta y el tiempo de residencia es largo desplazándose las partículas de un sitio a otro de manera errante. El movimiento aleatorio tiende a incrementar la probabilidad de que las partículas se depositen en las paredes de las vías respiratorias. Ya hemos comentado que únicamente las partículas de diámetros inferiores a $2,5 \mu\text{m}$ son capaces de llegar a los alvéolos y que las partículas menores de $0,3-0,6 \mu\text{m}$ pueden salir de la vía aérea en la espiración debido al mismo movimiento

aleatorio sin producir efecto alguno⁽⁴³⁾. Por ello, la difusión es un mecanismo poco importante desde el punto de vista de la utilización de los aerosoles terapéuticos.

La *interceptación* es el proceso por el cual una partícula, sin desviarse de la línea de corriente del aire que la contiene, contacta con la superficie de las vías respiratorias debido a su tamaño físico. La probabilidad de interceptación depende de la proximidad de la línea de corriente del aire gas a la superficie de la vía respiratoria y del tamaño de la partícula y el diámetro de la vía.

Por otra parte, en la *deposición electrostática* las partículas altamente cargadas son atraídas por la superficie de las vías respiratorias por la carga electrostática que la partícula induce en la superficie de la vía, por su presencia. Los aerosoles cargados unipolares, con una alta concentración numérica, también son depositados debido a que su repulsión mutua conduce a que las partículas se alejen unas de otras y tiendan a desplazarse hacia las paredes de las vías.

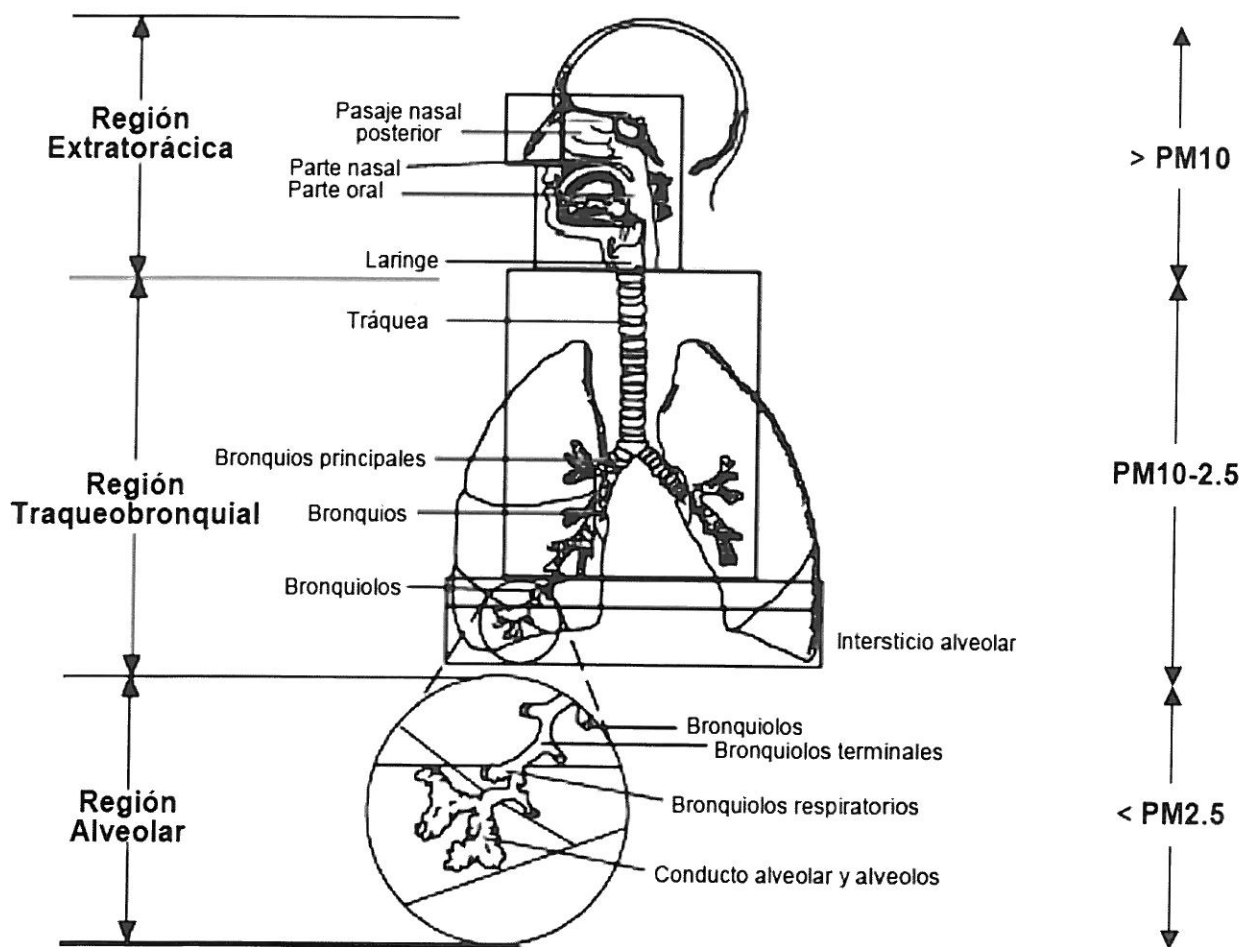


Fig. 3.- Regiones del aparato respiratorio humano en relación con el acceso del material particulado según su tamaño (34).

Tanto las características de las partículas, tales como su tamaño, forma y densidad, como la respiración del individuo (nasal u oral) condicionan la zona de deposición de las partículas en el árbol respiratorio. Si nos centramos en los efectos que los aerosoles pueden provocar en el organismo, tenemos que tener en cuenta la granulometría, la morfología y la composición química de las partículas, el tiempo de exposición y la susceptibilidad de cada persona.

Se han desarrollado varios modelos matemáticos con el fin de predecir la deposición de partículas en las distintas regiones del sistema respiratorio, así como la deposición total⁽⁴⁴⁾. Dos modelos ampliamente utilizados⁽⁴²⁾ son los de la Comisión Internacional de Protección Radiológica (ICRP, de 1994) (Fig. 4) y el Consejo Nacional de Protección Radiológica y Medidas de EEUU (NCRP, de 1997).

ACCIÓN SOBRE EL CLIMA

Puesto que aproximadamente el 71% de la superficie terrestre esta cubierta por agua, los aerosoles marinos contribuyen de una manera significativa a la concentración global de materia particulada atmosférica, ejerciendo un importante impacto tanto en el balance radiativo como en el clima.

Los aerosoles atmosféricos pueden absorber y dispersar luz, influyendo de este modo en el balance radiativo terrestre, en la reducción de la visibilidad, en la modificación del albedo planetario^(45, 46, 47, 48, 49) y contribuyendo al cambio climático⁽⁵⁰⁾. Los aerosoles también constituyen la principal fuente de núcleos de condensación o CCN y congelación^(51, 52), sobre los que comienza a ocurrir la condensación de vapor de

agua, fenómeno esencial para la formación de las nubes y de la lluvia o granizo. El carácter higroscópico de los aerosoles afecta de modo considerable a la capacidad de algunos tipos de partículas para actuar como CCN. Para la formación de nubes en la atmósfera, la presencia de partículas sólidas es esencial, puesto que la condensación de vapor de agua ocurre exclusivamente sobre ellas⁽²¹⁾. A medida que la humedad relativa aumenta, los aerosoles aumentan su tamaño por adsorción de agua sobre su superficie. Ello redundará en la alteración de sus propiedades ópticas. Además, para una cierta humedad relativa, las partículas solubles pueden llegar a convertirse en gotas de agua⁽⁵³⁾. Así, por ejemplo el NaCl, principal constituyente de los aerosoles marinos, al igual que muchas sales inorgánicas, son higroscópicos y existen como partículas sólidas a bajas humedades relativas (HR). Cuando la HR aumenta, las partículas de sal captan agua, llegando a convertirse en gotas.

Dado que la estructura de la nube determina su vida media, su capacidad para formar precipitación y sus propiedades ópticas, es posible concluir que la materia particulada atmosférica desempeña un papel significativo en la regulación del ciclo hidrológico^(54, 55, 56).

Aunque son numerosos los estudios que tratan de abordar los efectos de los aerosoles, saber cómo los aerosoles han influido en el cambio climático de los últimos años es un tema que necesita ser abordado más profundamente^(50, 57, 58) y que se encuentra en plena actualidad.

Por otro lado, si nos limitamos a una escala de tiempo más reducida, en el día a día, la pureza del aire marino siempre estará condicionada por el transporte⁽⁵⁹⁾ de

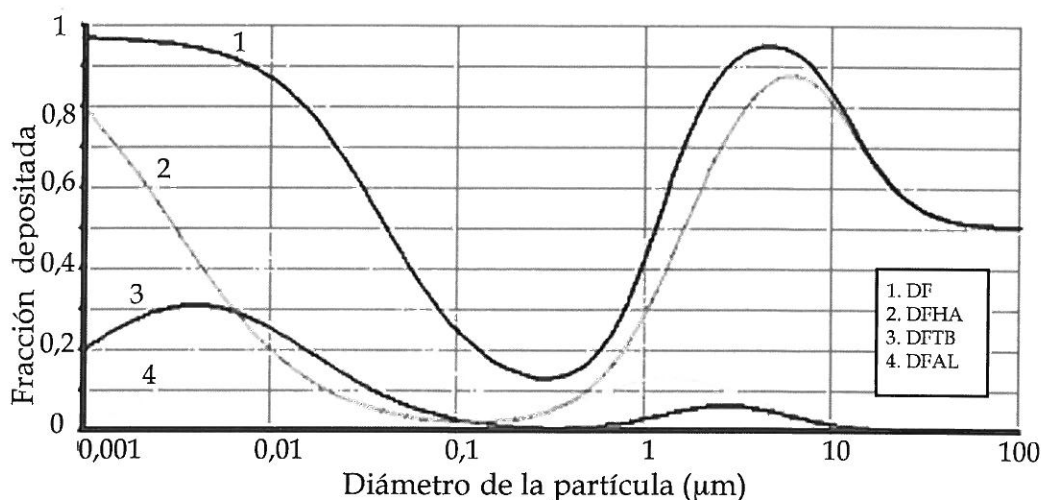


Fig. 4.- Deposición total y regional predicha por el modelo ICRP para respiración nasal. Datos medios para hombres y mujeres (28). DF: deposición total; DFHA: deposición en las vías aéreas superiores; DFTB: deposición en la región traqueobronquial; DFAL: deposición alveolar.

contaminantes por las masas de aire, hacia la costa. Es decir, que cuando nos encontramos en un ambiente costero, no sólo respiramos aerosoles de origen marino, sino que inhalamos una mezcla de aerosoles de origen natural y antropogénico transportados por las masas de aire. Así, junto con el aerosol marino, inhalamos partículas procedentes de la erosión de la superficie terrestre, aerosoles procedentes del tráfico, de actividades industriales, emisiones procedentes de los barcos, etc., especialmente si las emisiones tienen lugar en puntos próximos a la línea de costa. Durante el día, las brisas marinas soplan del mar hacia tierra adentro y ello inhibe parcialmente el transporte de las partículas hacia las zonas costeras en situaciones atmosféricas con vientos locales o circulación general de la atmósfera propicias para desplazar a las masas de aire hacia el mar. Por la noche, esas mismas situaciones se verían favorecidas por la presencia de las brisas marinas nocturnas, en las que éstas soplan desde el interior terrestre hacia el mar, pudiéndose llegar a alcanzar niveles de contaminación mayores.

AEROSOL MARINO Y SALUD

Los efectos sobre la salud del aire marino están determinados en gran medida por los efectos del aerosol marino que penetra en las vías respiratorias. Además, el aire marino es de gran pureza microbiológica. El aire en alta mar no contiene gérmenes y en la orilla contiene 100-200 gérmenes/m³. A tres km de la orilla, tierra adentro, ya contiene 10000 gérmenes/m³. A esto se suma que cuando el mar está en calma, el aire marino es rico en iones negativos, y se pueden contabilizar hasta 4000 iones negativos/cm³ frente a un aire atmosférico terrestre limpio, que contiene alrededor de 500 iones negativos/cm³. Los iones negativos se han relacionado con acciones favorables sobre el broncoespasmo y la hiperreactividad bronquial, con la mejora de la velocidad de ejecución motora en la astenia y con un notable efecto ansiolítico por reducción de los niveles de serotonina en el hipotálamo ⁽⁶⁰⁾.

Pero en un ambiente marino, no sólo cuenta el aerosol marino, o los iones negativos, sino que hay que considerar los demás factores meteorológicos del clima marino, ya que todos ellos influirán en la salud. El clima marino se singulariza fundamentalmente por una neta tendencia a la uniformidad de las condiciones meteorológicas, debido a la acción reguladora térmica del mar. Sus principales características son: temperatura con oscilaciones diarias débiles, presión atmosférica elevada, grado higrométrico elevado y estable en un lugar dado, vientos calientes y húmedos y radiaciones solares intensas por la reverberación del mar.

En general, respecto a sus efectos sobre la salud, todos los climas marinos son parecidos. No hay uno peor ni mejor que otros. Lo que sí hay son diferentes

agresividades según las circunstancias; así, por ejemplo, un clima mediterráneo suave en invierno se convierte, por el calor, en fatigante durante el verano.

De una manera sinóptica, los principales efectos del clima marino sobre el organismo ⁽⁶¹⁾ son: el estímulo de diversas funciones endocrinas (tiroides, glándulas sexuales, paratiroides, suprarrenal) y hematopoyéticas (incremento del número de glóbulos rojos y leucocitos), el aumento de la amplitud de los movimientos respiratorios (mejor oxigenación), y la fluidificación de las secreciones respiratorias.

Se debe diferenciar el clima marino del llamado "clima costero del borde del mar" que es el clima de la banda de tierra que abarca 3 km desde la orilla. En esta banda puede existir un clima diferente al marino. Se ha comprobado que existen diferencias importantes entre los parámetros climáticos medidos al borde del mar y los de estaciones meteorológicas cercanas dando como resultado climas diferentes. El clima costero no se identifica como un clima de iguales características a lo largo de cualquier costa, sino como un microclima que va variando en sus características según el perfil de la costa, la planicie o accidentalidad del terreno retrolitoral, la vegetación, los vientos, la nubosidad, la radiación solar, etc.

BIBLIOGRAFÍA

- 1) Calvo, AI. (2009), Caracterización y transporte del aerosol atmosférico: medio urbano, rural y quema de biomasa. Tesis doctoral. Universidad de León.
- 2) Delmas, R. Mégie, G. Peuch, V.H. (2005), *Physique et chimie de l'atmosphère*. Paris: Editions Belin, 640 pp.
- 3) Mészáros, E. (1999), *Fundamentals of Atmospheric Aerosol Chemistry*. Budapest: Akadémiai Kiadó, 308 pp.
- 4) Fraile, R. Calvo, AI. Castro, A. Fernández-González, D. García-Ortega, E. (2006), The behaviour of the Atmosphere in Long-Range Transport. *Aerobiología* 22, 35-45.
- 5) Calvo, AI. Pont, V. Lioussé, C. Dupré, B. Mariscal, A. Zouiten, C. Gardrat, E. Castera, P. Lacaux, C.G. Gomez, L. Rey, E. Castro, A. Fraile, R. (2008), Chemical composition of urban aerosols in Toulouse, France (CAPITOUL-Canopy and Aerosol Particles Interaction in Toulouse Urban Layer-experiment)". *Meteorology and Atmospheric Physics* 102, 307-323.
- 6) Davis, E.J. (1997), A history of single aerosol particle levitation. *Aerosol Sci. Tech.* 26, 212-254.

- 7) Kerker, M. (1.997), Light scattering instrumentation for aerosols studies: An historical overview. *Aerosol Sci. Technol.* 27, 522-540.
- 8) Walton, WH. Vincent, JH. (1.998), Aerosol instrumentation in occupational hygiene. An historical perspective. *Aerosol Sci. Technol.* 28, 417-438.
- 9) Spurny, KR. (1.998), Methods of aerosol measurement before the 1960s. *Aerosol Sci. Technol.* 29, 327-349.
- 10) Spurny, KR. (2.000), Atmospheric condensation nuclei - P.J. Coulter 1875 and J.Aitken 1880. *Aerosol Sci. Technol.* 32, 243-248.
- 11) Knutson, EO. (1.999), History of diffusion batteries in aerosol measurements. *Aerosol Sci. Technol.* 31, 83-128.
- 12) McMurry, PH. (2.000), The history of condensation nucleus counters. *Aerosol Sci. Technol.* 33, 297-322.
- 13) Lodge, JP. (1.969), The smoke of London. New York: Maxwell Reprint Co.
- 14) Franklin, B. (1.784), Meteorological inaugurations and conjectures. *Mem. Lit. Philos. Soc. Manchester*, II, 30.
- 15) Marcorelle. (1.784), Description d'un brouillard extraordinaire, qui a paru sur la fin du mois de Juin 1783. *J. Phys.* 24, 2-18
- 16) Spurny, KR. (2.001), Historical Aspects of Aerosols Measurements. En: Baron, P.A, Willeke K. *Aerosols Measurement: Principles, Techniques and Applications*, 2nd ed, pp. 3-30.
- 17) Schmauss, A. (1.920), Kolloidchemie und Meteorologie. *Meteorol. Z.* 37, 1-18
- 18) Schmauss, A. (1.920), Die Chemie des Nebels, der Wolken und des Regens, Die Umschau (Frankfur/M., Germany) 24, 61-63.
- 19) Woodcock, AH. (1.972), Smaller salt particles in oceanic air and bubble behaviour in the sea. *J. Geophys. Res.* 77, 362-371.
- 20) Warneck, P. (1.988), Chemistry of the natural atmosphere. London: Academy Press, 757 pp.
- 21) Pósfai, M. Molnár, A. (2.000), Aerosol particles in the troposphere: a mineralogical introduction. *EMU Notes in Mineralogy* 2, 197-252.
- 22) Rivero, S. Chico, B. De la fuente, D. Morcillo, M. (2.007), Corrosión atmosférica del acero bajo en carbono en un ambiente marino polar. Estudio del efecto del régimen de vientos. *Rev. Metal.* Madrid, 43 (5), septiembre-octubre, 370-383, ISSN: 0034-8570
- 23) McKay, WA. Garland, JA. Livesley, D. Halliwell, CM. Walker, MI. (1.994), The characteristics of the shoreline sea spray aerosol and the landward transfer of radionuclides discharged to coastal sea water. *Atmos. Environ.* 28 3.299-3.309.
- 24) Brasseur, GP. Orlando, JJ. Tyndall, GS. (1.999), *Atmospheric Chemistry and Global Change*. New York: Oxford University Press, 654 pp.
- 25) Viana, M. (2.003), Niveles, composición y origen del material particulado atmosférico en los sectores norte y este de la península Ibérica y Canarias. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- 26) Ambler, HR. Bain, AAJ. (1.955). Corrosion of metals in the tropics. *Journal of Applied Chemistry* 5, 437-467.
- 27) King, GA. Carberry, B. (1.992), *Atmospheric Corrosivity of the Greater Newcastle Region*, DBCE TR92/1, Highett, Victoria, Australia: CSIRO, 44 pp.
- 28) Feliu, S. Morcillo, M. Chico, B. (1.999), Effect of distance from sea on atmospheric corrosion rate. *Corrosion-NACE* 55, 883-891.
- 29) Cole, IS. Chan, WY. Trinidad, GS. Paterson, DA. (2.004) Holistic model for atmospheric corrosion. Part 4—a geographic information system for predicting airborne salinity. *Corrosion, Engineering, Science and Technology* 39, 89-96.
- 30) Eldering, A. Solomon, PA. Salmon, LG. Fall, T. Cass, GR. (1.991), Hydrochloric acid: a regional perspective on concentrations and formation in the atmosphere of southern California. *Atmos. Environ.* 25A, 2091-2102.
- 31) Sturges, WT. Shaw, GE. (1.993), Halogens in aerosols in central Alaska. *Atmos. Environ.* 27A, 2969-2977.
- 32) McInnes, LM. Covert, DS. Quinn, PK. Germani, MS. (1.994), Measurements of chloride depletion and sulfur enrichment in individual sea-salt particles collected from the remote marine boundary layer. *J. Geophys. Res.* 99, 8257-8268.
- 33) Newberg, JT. Matthew, BM. Anastasio, C. (2.005), Chloride and bromide depletions in sea-salt particles over the northeastern Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 110, D06209, doi: 10.1029 / 2004JD005446.
- 34) White, WH. (2.008), Chemical markers for sea SALT in IMPROVE aerosols data. *Atmos. Environ.* 42, 261-274.
- 35) Harrison, RM. Van Grieken, RE. (1.998), *Atmospheric Particles*. IUPAC Series on Analytical and Physical Chemistry of Environmental Systems, Vol. 5. Chichester: Wiley, pp 610.
- 36) Hinds, WC. (1.999), *Aerosols Technology: Properties, Behaviour and Measurement of Airborne particles*, 2nd ed., New York: Wiley, 504 pp.

- 37) John, W. (2.001), Size distribution characteristics of aerosols. En: Baron P.A, Willeke, K. *Aerosols Measurement: Principles, Techniques and Applications*, 2nd ed. New York: Wiley, pp. 99-116.
- 38) EC, (2.004). Second position paper on particulate matter, European Commission.
- 39) Alves, C. Pio, C. Campos, E. Barbedo, P. (2.007), Size distribution of atmospheric particulate ionic species at a coastal site in Portugal. *Quim. Nova* 30, 1938-1944.
- 40) Mészáros, A. Vissy, K. (1.974) Concentration, size distribution and chemical nature of atmospheric aerosol particles in remote oceanic areas. *J. Aerosol Sci.* 5, 101-109.
- 41) Pope, CA. Burnett, RT. Thun, MJ. Calle, EE. Krewski, D. Ito, K. Thurston, GD. (2.002), Lung cancer, cardiopulmonary mortality, and long-term exposure to fine particulate air pollution. *JAMA* 287, 1132-1141.
- 42) Calvo, AI. Castro, A. Palencia, C. Fraile, R. (2.009), Influence of Atmospheric Conditions on Aerosol Inhalation during a Forest Fire in Spain. In: *Aerosols: Chemistry, Environmental Impact and Health Effects*. Nova Science Publishers.
- 43) García, F. Prados, C. Villamor, J. Álvarez-Sala, R. (1.997), Aerosoles, inhaladores, nebulizadores y humidificadores. Bases teóricas y aplicaciones prácticas de la aerosolterapia y de la ventiloterapia. *Medicine*; 7: 1779-1785.
- 44) Lippmann, M. (1.995), Size-Selective Health Hazard Sampling. En: Cohen, B.S., Hering, S.V. *Air Sampling Instruments for Evaluation of Atmospheric Contaminants*, 8th ed., ACGIH, Cincinnati. pp. 81-119.
- 45) Schwartz, SE. Busek, PR. (2.000), Absorbing phenomena. *Science*. 288, 989-990.
- 46) Jacobson, MZ. (2.001), Strong Radiative Heating due to the Mixing State of Black Carbon in Atmospheric Aerosols. *Nature* 409, 695-697.
- 47) Mallet, M. Pont, V. Lioussé, C. (2.005), Modelling of strong heterogeneities in aerosol single scattering albedos over a polluted region. *Geophys Res. Lett.* 32, L09807, doi:10.1029/2005GL022680.
- 48) Gu, Y. Liou, KN. Xue, Y. Mechoso, CR. Li, W. Luo, Y. (2.006), Climatic effects of different aerosol types in China simulated by the University of California, Los Angeles atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.* 111, D15201, doi:10.1029/2005JD006312.
- 49) Generoso, S. Bréon, FM. Balkanski, Y. Chevallier, F. Schulz, M. Bey, I. (2.007), Assimilation of POLDER aerosol optical thickness into the LMDz-INCA model: Implications for the Arctic aerosol burden. *J. Geophys. Res.* 112, D02311, doi:10.1029/2005JD006954.
- 50) IPCC, (2.007), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S. et al. (eds)]. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 996 pp.
- 51) Kaufman, Y. Nakajima, T. (1.993). Effect of Amazon Smoke on Cloud Microphysics and Albedo - Analysis from Satellite Imagery. *J Appl Meteorol.* 32, 729-744.
- 52) Götz, G. (1.991), Aerosols and climate. En: Götz, G., Mészáros, E., Vali, G. *Atmospheric particles and nuclei*. Budapest: Akadémiai Kiadó, pp. 193-241.
- 53) Castro, A. Marcos, JL. Dessens, J. Sánchez, JL. Fraile, R. (1.998), Concentration of ice nuclei in continental and maritime air masses in León (Spain). *Atmospheric Research*, 47-48, 155-168.
- 54) Ramanathan, V. Crutzen, PJ. Kiehl, JT. Rosenfeld, D. (2.001) Aerosols, climate and hydrological cycle. *Science* 292, 2119-2124.
- 55) Menon, S. Hansen, J. Nazarenko, L. Luo, Y. (2.002) Climate effects of Black carbon of aerosols in China and India. *Science* 297, 2250-2253.
- 56) Qian, Y. Leung, LR. Ghan, SJ. Giorgi, F. (2.003), Regional climate effects of aerosols over China: Modeling and observation. *Tellus B* 515, 914-934.
- 57) IPCC. (1.996) *Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of the Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press: 572 pp.
- 58) IPCC (2.001), *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 881 pp.
- 59) Fraile, R. Calvo, AI, Castro, A. Fernández-González, D. García-Ortega, E. (2.007), The behavior of the atmosphere in Long-Range transport. *Aerobiología*. 22, 35-45.
- 60) San José, C. García-Ceballos, J. (2.007). Parámetros de ionoterapia negativa en diversas circunstancias climatológicas y terapéuticas. *Bol. Soc. Esp. Hidrol. Med.* Vol XXII, nº1, 6-13.
- 61) San José, JC. (2.002), Establecimientos de Talasoterapia: conceptos actuales. *Bol. Soc. Esp. Hidrol. Med.* Vol XVII, nº1, 7-17.