

Influencia de la trayectoria de las masas de aire en las medidas in situ de las propiedades de los aerosoles en Valencia

A. R. Esteve¹, V. Estellés^{1,2}, S. Segura¹, M. P. Utrillas¹ y J. A. Martínez-Lozano¹

¹Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica, Universitat de València, Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot, Valencia

²Departamento de Física Fundamental y Experimental, Electrónica y Sistemas, Universidad de La Laguna, Astrofísico Francisco Sánchez s/n, 38207 La Laguna, Tenerife

Recibido: 3-XI-2011 – Aceptado: 18-V-2012 – Versión original

Correspondencia a: Anna.Esteve@uv.es

Resumen

Se ha analizado la influencia de la trayectoria de las masas de aire en las medidas in situ de las propiedades de los aerosoles (coeficientes de dispersión y de retrodispersión y exponente de Ångström de dispersión) en Valencia (España) para el periodo comprendido entre marzo de 2006 y diciembre de 2009. Los coeficientes de dispersión (σ_{sp}) y de retrodispersión (σ_{bsp}) se midieron con un nefelómetro de integración TSI 3563. A partir de las medidas de σ_{sp} y σ_{bsp} es posible calcular también el exponente de Ångström de dispersión (α_s). Clasificando las regiones de origen de las masas de aire en sectores ha sido posible establecer la dependencia de las propiedades de los aerosoles con el tipo de masa de aire dominante, comprobándose que las medidas in situ de las propiedades de los aerosoles son parámetros sensibles al tipo de masa de aire. Los mayores valores de los coeficientes de dispersión y retrodispersión se obtienen bajo la influencia de masas procedentes del Norte de África y del continente europeo, mientras que los mínimos se obtienen para las masas de aire de tipo ártico. El exponente de Ångström de dispersión presenta sus valores más altos bajo la influencia de masas de tipo europeo, mientras que los valores más bajos se obtienen con las masas de tipo polar y ártico.

Palabras clave: propiedades de los aerosoles, masas de aire, medidas in situ

1 Introducción

Una masa de aire se define generalmente como un volumen de aire cuyas propiedades físicas (principalmente, temperatura y humedad) permanecen relativamente constantes en superficies de cientos a miles de kilómetros cuadrados (Barry y Chorley, 1998). Las masas de aire adquieren sus características al interactuar con las superficies sobre las que se sitúan (regiones fuente), donde deben permanecer estacionarias durante un cierto tiempo. Las regiones fuente deben ser además suficientemente extensas y homogéneas para poder imprimir una huella característica en la masa de aire.

Aunque en la definición de masa de aire tradicional no se tienen en cuenta las propiedades de las partículas suspendidas en ella, es razonable suponer que la interacción continuada entre la superficie de la región fuente y la masa de aire también determinará la naturaleza y la concentración

de sus aerosoles. Esto es especialmente cierto si tenemos en cuenta que la vida media de las partículas en la troposfera es de 5 a 10 días, por lo que una masa de aire que se mantenga algunos días sobre una misma región habrá sustituido gran parte de la carga de los aerosoles que poseía con anterioridad por la correspondiente a la nueva región fuente. En realidad lo más probable es que las masas de aire no sean masas puras, bien por haber sufrido mezcla homogénea o heterogénea con masas de otras características, o bien por emplear un cierto tiempo en desplazarse sobre otras regiones.

Una manera de estudiar la relación entre el tipo de masas de aire y los aerosoles consiste en calcular la trayectoria histórica, o retrotrayectoria, seguida por la parcela de aire que en un determinado instante se encuentra sobre una región. Algunos trabajos han empleado las retrotrayectorias para analizar el origen de las masas de aire predominantes en un determinado momento, y comprender así el origen de las partículas que transportan (Grousset et al., 2003; Niemi

et al., 2004; Estellés et al., 2007a; Toledano et al., 2009). En un número más limitado de casos se han clasificado las retrotrayectorias con el objetivo de comprender el papel del transporte en la climatología de aerosoles local (Birmili et al., 2001; Gerasopoulos et al., 2003; Slater y Dibb, 2004). Otros trabajos han utilizado el análisis de clusters como método de clasificación de las masas de aire (Dorling et al., 1992; Mattis et al., 2000; He et al., 2003; Rozwadowska et al., 2010).

En este trabajo se ha analizado la influencia de la trayectoria de las masas de aire en las medidas in situ de las propiedades de los aerosoles atmosféricos realizadas en Valencia (España) con un nefelómetro de integración TSI 3563 para el periodo comprendido entre marzo de 2006 y diciembre de 2009. Clasificando las regiones de origen de las masas de aire en sectores, y con la ayuda de un modelo sencillo (Estellés et al., 2007a) que cuantifica la influencia relativa de cada sector en el carácter final de las masas de aire que llegan a la estación de medida, es posible clasificar y entender la dependencia de las propiedades de los aerosoles con el tipo de masa de aire dominante. Climatologías de las propiedades de los aerosoles medidas en la columna atmosférica e in situ en esta localidad han sido presentadas en trabajos anteriores (Estellés et al., 2007b; Esteve et al., 2012).

El conocimiento de las propiedades físicas y químicas de los aerosoles atmosféricos es fundamental para entender su efecto sobre el clima del planeta Tierra tanto a escala regional como global (Charlson y Heintzenberg, 1995). El Mediterráneo es una de las regiones más interesantes del planeta en este sentido ya que su atmósfera se ve sujeta a distintas influencias, de origen tanto local como remoto. La región específica de este estudio, en el extremo occidental del Mediterráneo, está sometida a la influencia de partículas procedentes de regiones tan diferentes como las regiones desérticas del norte de África, la plataforma continental de Europa occidental, y el océano Atlántico. Las características de los aerosoles procedentes de cada una de estas regiones serán muy diferentes, y determinarán las propiedades de los aerosoles atmosféricos medidas sobre la región. La combinación de la dinámica atmosférica con la situación geográfica y la orografía de la zona de estudio favorecen el desarrollo de circulaciones de mesoescala (brisas de mar y de montaña), especialmente durante los meses de primavera y verano, haciendo que el transporte de aerosoles tenga lugar principalmente desde la costa hacia el interior. Los procesos físicos que determinan la calidad del aire en esta zona han sido documentados anteriormente (Millán et al., 1996, 1997, 2000).

Aunque la clasificación de las masas de aire de Estellés et al. (2007a) sólo ha sido aplicada en esta región del Mediterráneo, los resultados pueden considerarse válidos para toda la costa mediterránea de la Península Ibérica. Además, si se tiene en cuenta que las propiedades de los aerosoles en un determinado momento sobre una región son el resultado de las contribuciones de las fuentes locales y de las fuentes lejanas, estos resultados pueden considerarse válidos también para el sudoeste de Europa, ya que aunque la contribución de las fuentes locales depende en gran mane-

ra de la localidad específica de estudio (por ejemplo, con la proximidad a fuentes urbanas), la contribución de las fuentes lejanas será más homogénea espacialmente y vendrá determinada por la masa de aire, siendo por tanto representativa en una región más amplia.

2 Materiales y métodos

2.1 Estación y periodo de medida

Las medidas de las propiedades de los aerosoles atmosféricos fueron realizadas con un nefelómetro de integración TSI 3563 durante el periodo comprendido entre marzo de 2006 y diciembre de 2009 en la estación de medida instalada en la terraza de la Facultad de Física en el Campus de Burjassot de la Universitat de València (39,507° latitud, -0,420° longitud, 60 m sobre el nivel del mar aproximadamente). Debido a problemas técnicos, las medidas se vieron interrumpidas entre febrero de 2007 y octubre de 2008.

Burjassot es una ciudad de 38.400 habitantes situada al noroeste del área metropolitana de Valencia, cuya población total es de 1.832.000 habitantes. Dada su proximidad al núcleo principal de población (5 km en dirección sureste), la estación se encuentra bajo la influencia directa de la polución urbana e industrial típica del área metropolitana. Su cercanía a la costa occidental del mar Mediterráneo (10 km en dirección este) también determina el tipo de aerosoles y su dinámica en esta región.

2.2 Instrumentación y medidas

Los coeficientes de dispersión (σ_{sp}) y retrodispersión (σ_{bsp}) fueron medidos en tres longitudes de onda ($\lambda = 450, 550, 700$ nm) con un nefelómetro de integración TSI 3563 (Anderson et al., 1996; Heintzenberg y Charlson, 1996). Las medidas se realizaron a humedad relativa ambiente a una altura de 15 m sobre el suelo. El tiempo de promediado de las medidas es de 1 minuto, y la señal de cero del aire limpio se mide cada hora durante 5 minutos. El flujo de aire se fijó en 30 l min^{-1} . La calibración del nefelómetro se realiza al menos 2 veces al año (cada 4 - 6 meses) utilizando CO_2 y aire como gases de calibrado de alta y baja dispersión, respectivamente. La incertidumbre en las medidas del nefelómetro considerando los errores de truncamiento angular, la naturaleza no lambertiana de la fuente de luz, las imperfecciones espectrales, y los errores de calibrado, es aproximadamente del 7% (Anderson et al., 1996; Anderson y Ogren, 1998).

Las medidas del nefelómetro se ajustaron a condiciones estándar de presión (1013 hPa) y temperatura (0°C). Debido al diseño del instrumento, las medidas de los coeficientes de dispersión y retrodispersión no cubren todo el rango angular (0 - 180°), por lo que se ha aplicado a las medidas una corrección de truncamiento para partículas sin tamaño de corte (Anderson y Ogren, 1998). Debido al calentamiento de la lámpara, la humedad relativa en el interior del nefelómetro durante el periodo de estudio estuvo en el rango 30 - 60%,

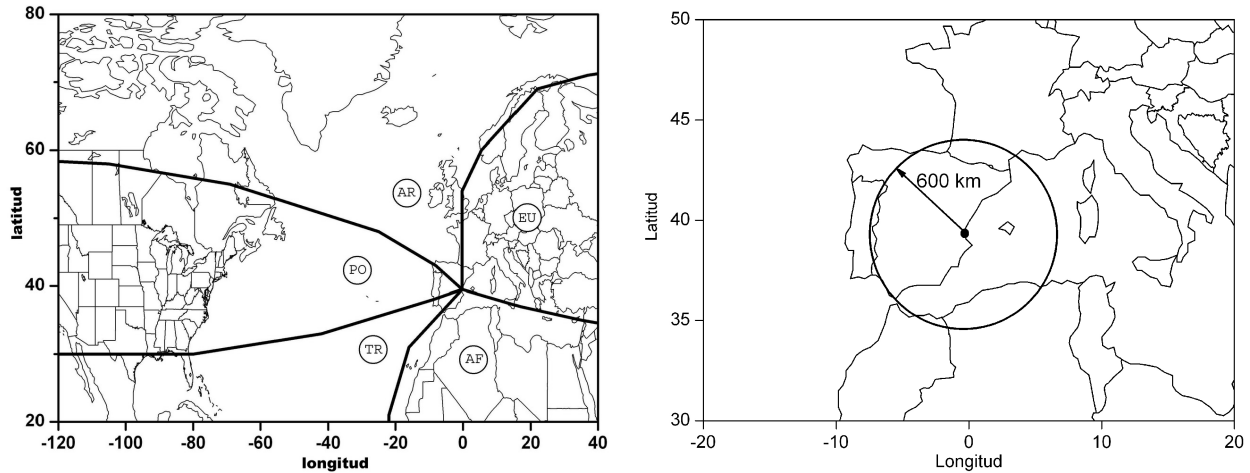


Figura 1. Zonas principales para la clasificación de las retrotrayectorias: Europea (EU), Africana (AF), Tropical (TR), Polar (PO), Ártica (AR) y Regional (O).

con un valor medio de $45 \pm 10\%$, por lo que podemos considerar que las medidas presentadas en este trabajo corresponden a partículas secas (Targino et al., 2005).

Las medidas de los coeficientes de dispersión en las longitudes de onda de 450 nm (σ_{sp}^{450nm}) y 700 nm (σ_{sp}^{700nm}) pueden utilizarse para calcular el exponente de Ångström de dispersión (α_s) mediante la expresión:

$$\alpha_s = - \frac{\ln \left(\frac{\sigma_{sp}^{450nm}}{\sigma_{sp}^{700nm}} \right)}{\ln \left(\frac{450}{700} \right)} \quad (1)$$

Los coeficientes de dispersión y retrodispersión son un indicador de la cantidad de aerosol presente en la atmósfera, mientras que el exponente de Ångström de dispersión refleja la naturaleza de los aerosoles. A las propiedades de los aerosoles que dependen de la cantidad de partículas presentes se las suele llamar propiedades extensivas, mientras que a las que están relacionadas con la naturaleza del aerosol se las llama propiedades intensivas (Ogren, 1995).

En este trabajo únicamente mostraremos los resultados obtenidos para la longitud de onda de 550 nm, ya que los coeficientes de dispersión y retrodispersión en las otras longitudes de onda se comportan de manera totalmente similar. Esta longitud de onda de 550 nm es de especial importancia ya que el Sol emite su máximo de intensidad alrededor de los 500 nm, por lo que es usada para la corrección atmosférica de imágenes de satélite así como en los modelos de transferencia radiativa.

2.3 Clasificación de las masas de aire

El modelo HYSPLIT (*HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*), desarrollado por la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) (Draxler y Rolph, 2003) ofrece la posibilidad de obtener la trayectoria de la parcela de aire (y algunos parámetros

meteorológicos clave) de forma cuantitativa en archivos de formato texto. Estellés et al. (2007a) diseñaron un modelo simple de clasificación que permite describir las retrotrayectorias mediante unos índices básicos, y otorgar con ellos una característica primaria o secundaria a la masa de aire. El modelo de transporte vertical aplicado es el obtenido directamente a partir de los campos de velocidad vertical del fichero meteorológico. El tiempo de vuelo se limita a 5 días (120 horas) llegando a la zona de estudio a las 12:00 GMT. Las zonas seleccionadas por Estellés et al. (2007a) para clasificar el origen de las distintas retrotrayectorias son cinco: Europea (EU), Africana (AF), Tropical (TR), Polar (PO) y Ártica (AR). De forma complementaria también definen una clase regional (O) (Figura 1). Estos sectores fueron definidos considerando tanto las definiciones basadas en la temperatura y el tipo de superficie de la región fuente de las masas de aire como otros aspectos relacionados con la física de aerosoles.

En este modelo simple de clasificación, se definen unos índices porcentuales ζ_i , que describen el carácter de una masa de aire en función de las clases básicas, y que se obtienen como el cociente del número de horas que emplea la masa de aire en desplazarse a través de un determinado sector i (t_i), y el tiempo total de desplazamiento (en nuestro caso, $T = 120$ h). Ambos valores están ponderados respecto a dos factores que tienen en cuenta la vida media de los aerosoles y la altura de la parcela de aire respecto del suelo, y que en nuestro caso han sido fijados en 120 h y 2000 m. Para asignar un carácter definitivo a cada conjunto de retrotrayectorias, en la práctica diremos que una masa de aire es pura de clase i si el índice ζ_i posee un valor mayor del 80%. En caso contrario, la masa será tratada como mixta, y en su composición se incluirán todas las clases cuyos índices sean mayores del 20%. En lo sucesivo únicamente se trabajará con masas puras, o mixtas compuestas por sólo dos clases de masas puras.

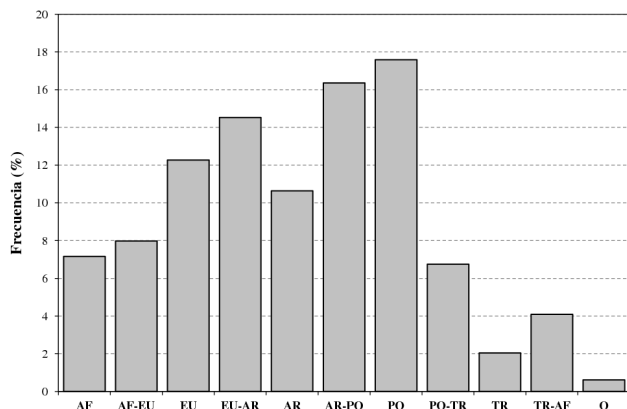


Figura 2. Incidencia de cada tipo de masa de aire en Valencia durante el periodo comprendido entre marzo 2006 y diciembre 2009. AF: Africana; EU: Europea; AR: Ártica; PO: Polar; TR: Tropical; O: Regional.

Para mejorar la concordancia temporal entre las retrotrayectorias empleadas en la clasificación de las masas de aire y las medidas de las propiedades de los aerosoles, se han utilizado los valores medios horarios calculados a partir de los datos registrados cada minuto entre las 12:00 GMT y las 13:00 GMT, de forma que se minimiza el efecto de la variabilidad diaria debida a las fuentes locales.

3 Resultados

La incidencia de cada tipo de masa de aire, pura y mixta de dos clases, en Valencia durante el periodo de estudio se muestra en la Figura 2. Se observa que las masas de aire más frecuentes son las de tipo PO (17,6%), AR-PO (16,4%) y EU-AR (14,5%), mientras que las masas de tipo TR y tipo O son las menos frecuentes (2% y 0,6%, respectivamente). Estos resultados están de acuerdo, en parte, con los obtenidos por Estellés et al. (2007a) para la misma región, siendo las masas de aire más frecuentes las de tipo AR-PO y AF y las menos frecuentes las de tipo TR. En nuestro caso, las masas de aire tipo AF no son tan frecuentes ya que el periodo considerado en este estudio contiene más meses de invierno que de verano, y las masas de aire de tipo AF presentan un máximo de frecuencia en los meses de verano y un mínimo en los meses de invierno (Estellés, 2006).

3.1 Coeficientes de dispersión y retrodispersión

Los coeficientes de dispersión y retrodispersión son indicadores de la atenuación de la radiación solar debida únicamente a la dispersión por aerosoles sobre un rango angular de 0 - 180° y 90 - 180°, respectivamente.

En la Figura 3 se ha representado en un diagrama de cajas la clasificación de los coeficientes de dispersión (σ_{sp}) y retrodispersión (σ_{bsp}) a 550 nm con la masa de aire. En estos diagramas de cajas, la media está señalada por un punto. Los

límites superior e inferior de la caja indican la media más y menos la desviación estándar. Las barras verticales de la caja representan los percentiles P_5 y P_{95} . La línea divisoria de la caja indica la mediana. Las aspas se refieren a los percentiles P_1 y P_{99} , que en la mayoría de los casos no se distinguen de los mínimos y máximos, representados como un segmento horizontal.

Aunque los coeficientes de dispersión (σ_{sp}) y retrodispersión (σ_{bsp}) a 550 nm han sido medidos in situ a nivel del suelo, se observa que son parámetros sensibles al tipo de masa de aire predominante. Los días que presentan mayores valores de σ_{sp} y σ_{bsp} se encuentran bajo la influencia de masas mixtas y puras del tipo AF y EU. Las masas de tipo TR también presentan valores altos de σ_{sp} y σ_{bsp} , probablemente por la presencia de restos de polvo mineral de origen desértico sumado al efecto de las relativamente altas temperaturas y humedades que favorecen el crecimiento higroscópico de las sales marinas y otros aerosoles originados por conversión gas - partícula. Las masas de tipo O presentan valores altos de σ_{sp} y σ_{bsp} porque se estancan en la zona de estudio debido a un bajo gradiente de presiones en situaciones anticiclónicas, facilitando la acumulación de diversos contaminantes antropogénicos, que en la cuenca mediterránea se suman al posible polvo de origen peninsular o africano. El mínimo de σ_{sp} y σ_{bsp} se produce en masas de tipo AR, que son las masas más limpias. Estos resultados coinciden con los obtenidos por Estellés et al. (2007a) para el espesor óptico de aerosoles en la misma región, con valores máximos para las masas de aire de tipo AF puro y mixtas con masas de tipo EU y TR y valores mínimos para las de tipo AR y PO.

3.2 Exponente de Ångström de dispersión

El exponente de Ångström es un parámetro que está directamente relacionado con la distribución de tamaños de los aerosoles y que se puede utilizar para analizar de forma sencilla y compacta la proporción relativa de partículas finas y gruesas en la distribución de tamaños. Cuando la distribución está constituida principalmente por partículas finas, este parámetro presenta valores en el rango de 1,5 - 2,0, mientras que toma valores casi nulos (incluso negativos en algunas ocasiones) cuando la distribución se basa en partículas de mayor radio (polvo, partículas higroscópicas o agregadas) (Seinfeld y Pandis, 1998).

En la Figura 4 se ha representado la clasificación del exponente de Ångström de dispersión (α_s) con la masa de aire mediante un diagrama de cajas. Aunque sería de esperar que los valores mínimos de α_s se encontrasen para las masas de tipo AF y sus mezclas con el tipo TR, como ocurre para el exponente de Ångström de extinción en la columna atmosférica para la misma región (Estellés et al., 2007a), por el contrario, éstos los tienen las masas de tipo PO y AR, que son las masas de aire más limpias, pero que pueden llevar una mezcla de sales marinas inmersas en un aire de alta humedad y de polvo mineral, causando el bajo valor del exponente de

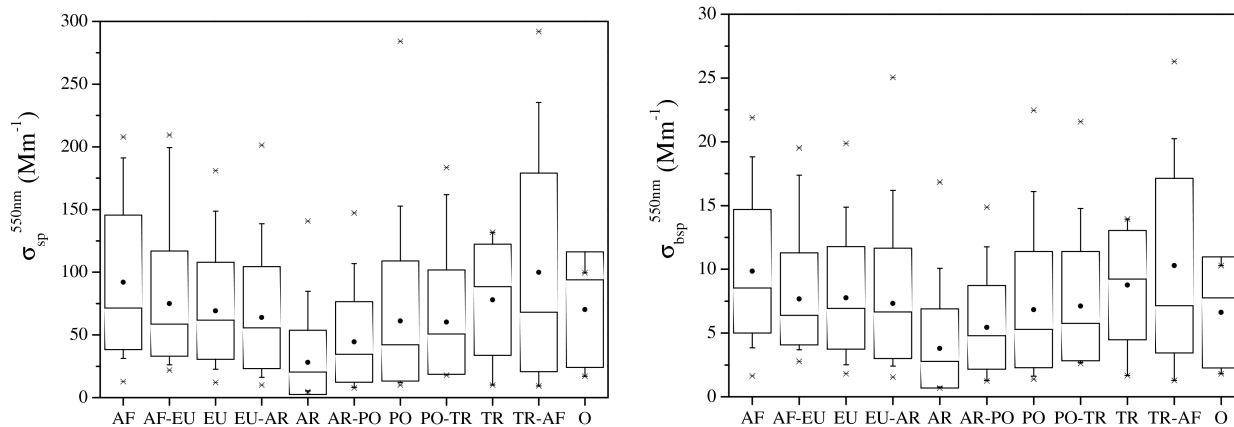


Figura 3. Dependencia de los coeficientes de dispersión (σ_{sp}) y retrodispersión (σ_{bsp}) a 550 nm con la masa de aire. AF: Africana; EU: Europea; AR: Ártica; PO: Polar; TR: Tropical; O: Regional.

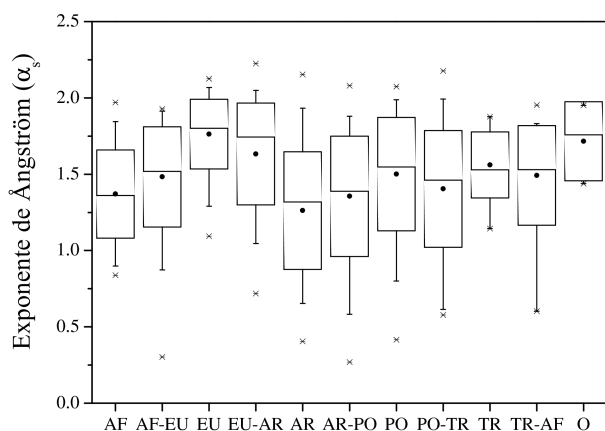


Figura 4. Dependencia del exponente de Ångström de dispersión (α_s) con la masa de aire. AF: Africana; EU: Europea; AR: Ártica; PO: Polar; TR: Tropical; O: Regional.

Ångström de dispersión. La principal razón para ello es que el transporte de polvo mineral generalmente tiene lugar en las capas medias de la troposfera, por lo que las masas de tipo AF no siempre son detectables en la superficie (Derimian et al., 2006; Elias et al., 2006; Pereira et al., 2011). Los valores máximos de α_s se encuentran en las masas de tipo EU, que transportan gran cantidad de partículas contaminantes de origen antropogénico (hollines producidos en la combustión de combustibles fósiles) que se sitúan en el modo de acumulación de la distribución de tamaños (partículas con tamaños entre 0,1 μm y 1 μm). Las masas de tipo O también presentan valores altos de α_s , probablemente por la existencia de partículas procedentes de la polución y el polvo grueso continental o de sales marinas en ambientes cálidos y húmedos del mar Mediterráneo. Estos resultados para los valores máximos de α_s coinciden con los obtenidos por Estellés et al. (2007a) para el exponente de Ångström de extinción en la columna atmosférica para la misma región.

Los valores del exponente de Ångström de dispersión en la superficie son ligeramente mayores que los valores del exponente de Ångström de extinción en la columna atmosférica obtenidos en la misma región (Estellés et al., 2007a). Estas diferencias entre los resultados obtenidos en la superficie terrestre y en la columna atmosférica han sido observadas también por otros autores (Lyamani et al., 2010), y se deben principalmente a las distintas técnicas empleadas en la obtención del exponente de Ångström: los valores observados para la columna atmosférica se obtienen promediando la extinción de la luz en toda la columna atmosférica, mientras que los valores del nefelómetro de integración TSI 3563 se obtienen a partir de las medidas de dispersión de la luz realizadas en la superficie.

En la Tabla 1 se muestra un resumen de la clasificación de las propiedades de los aerosoles en función de las clases de masas de aire, básicas y mixtas de dos componentes.

4 Conclusiones

Se ha analizado la influencia de las trayectorias de las masas de aire en las medidas in situ de las propiedades de los aerosoles en Valencia para el periodo comprendido entre marzo de 2006 y diciembre de 2009. Los coeficientes de dispersión (σ_{sp}) y retrodispersión (σ_{bsp}) se midieron con un nefelómetro de integración TSI 3563. A partir de las medidas de σ_{sp} y σ_{bsp} se ha determinado también el exponente de Ångström de dispersión (α_s).

Clasificando las regiones de origen de las masas de aire en sectores, y con la ayuda de un modelo sencillo que cuantifica la influencia relativa de cada sector en el carácter final de las masas de aire que llegan a la estación de medida, ha sido posible establecer la dependencia de estas propiedades de los aerosoles con respecto al tipo de masa de aire dominante. Se ha comprobado, por tanto, que las medidas de las propiedades de los aerosoles realizadas a nivel del suelo son parámetros sensibles al tipo de masa de aire.

Tabla 1. Promedio y desviación estándar de los coeficientes de dispersión y retrodispersión a 550 nm y del exponente de Ångström de dispersión en función de la masa de aire dominante (N: número de días; Tipo de masa de aire AF: Africana; EU: Europea; AR: Ártica; PO: Polar; TR: Tropical; O: Regional).

	σ_{sp}^{550nm} (Mm ⁻¹)	σ_{bsp}^{550nm} (Mm ⁻¹)	α_s	N
AF	90 ± 50	10 ± 5	1,4 ± 0,3	35
AF - EU	80 ± 40	8 ± 4	1,5 ± 0,3	39
EU	70 ± 40	8 ± 4	1,8 ± 0,2	60
EU AR	60 ± 40	7 ± 4	1,6 ± 0,3	71
AR	30 ± 30	4 ± 3	1,3 ± 0,4	52
AR PO	40 ± 30	5 ± 3	1,4 ± 0,4	80
PO	60 ± 50	7 ± 5	1,5 ± 0,4	86
PO TR	60 ± 40	7 ± 4	1,4 ± 0,4	33
TR	80 ± 40	9 ± 4	1,6 ± 0,2	10
TR AF	100 ± 80	10 ± 7	1,5 ± 0,3	20
O	70 ± 50	7 ± 4	1,7 ± 0,3	3

Las masas mixtas y puras del tipo AF presentan valores máximos de los coeficientes de dispersión y retrodispersión, y valores del exponente de Ångström de dispersión por encima de lo esperado, dada la presencia de polvo mineral en este tipo de masas de aire, que suele proporcionar gran cantidad de aerosoles de mayor tamaño en las capas altas de la atmósfera.

Las masas mixtas y puras de tipo EU presentan valores altos de los coeficientes de dispersión y retrodispersión, así como valores máximos del exponente de Ångström de dispersión, dado que transportan gran cantidad de partículas contaminantes de origen antropogénico.

Las masas mixtas y puras de tipo TR también presentan valores altos de los coeficientes de dispersión y retrodispersión, aunque los valores del exponente de Ångström de dispersión son bajos, probablemente por la presencia de restos de polvo mineral de origen desértico sumado al efecto de las relativamente altas temperaturas y humedades que favorecen el crecimiento higroscópico de las sales marinas y otros aerosoles originados por conversión gas - partícula.

Las masas mixtas y puras de tipo AR y PO presentan los valores más bajos de los coeficientes de dispersión y retrodispersión ya que son las masas de aire más limpias, así como del exponente de Ångström de dispersión, probablemente por la presencia de una mezcla de sales marinas inmersas en un aire de alta humedad y de polvo mineral.

Por último, las masas de tipo O presentan valores altos de los coeficientes de dispersión y retrodispersión, así como del exponente de Ångström de dispersión, porque se estancan en la zona de estudio facilitando la acumulación de diversos contaminantes antropogénicos, que en la cuenca mediterránea se suman al posible polvo de origen peninsular o africano.

Teniendo en cuenta que las propiedades de los aerosoles en un determinado momento sobre una región son el re-

sultado de las contribuciones de las fuentes locales y de las fuentes lejanas, los resultados obtenidos en este trabajo pueden considerarse válidos tanto para toda la costa mediterránea de la Península Ibérica como para todo el sudoeste de Europa ya que, aunque la contribución de las fuentes locales dependa en gran manera de la región de estudio, la contribución de las fuentes lejanas, que depende del tipo de masa de aire, será similar.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación (MICINN) a través de los proyectos CGL2009-07790 y CGL2011-24290, y por la Generalitat Valenciana a través del proyecto PROMETEO-2010-064. La colaboración de A.R. Esteve, S. Segura y V. Estellés fue posible gracias a las becas BES-2006-12521, BES-2010-031626 y JCI-2009-04455, respectivamente.

Referencias

- Anderson, T. L. y Ogren, J. A., 1998: *Determining aerosol radiative properties using the TSI 3563 integrating nephelometer*, *Aerosol Sci Technol*, **29**, 57–69.
- Anderson, T. L., Covert, D. S., Marshall, S. F., Laucks, M. L., Charlson, R. J., Waggoner, A. P., Ogren, J. A., Caldow, R., Holm, R. L., Quant, F. R., Sem, G. J., Wiedensohler, A., Ahlquist, N. C., y Bates, T. S., 1996: *Performance characteristics of high sensitivity, three-wavelength, total scatter/backscatter nephelometer*, *J Atmos Ocean Technol*, **13**, 967–986.
- Barry, R. G. y Chorley, R. J., 1998: *Atmosphere, Weather and Climate*, 7th ed. Routledge, Boca Raton, Florida, USA, 409 pp.
- Birmili, W., Wiedensohler, A., Heintzenberg, J., y Lehman, K., 2001: *Atmospheric particle number size distribution in central Europe: Statistical relations to air masses and meteorology*, *J Geophys Res*, **106**, 32 005–32 018, doi:10.1029/2000JD000 220.
- Charlson, R. J. y Heintzenberg, J., 1995: *Aerosol Forcing of Climate*, John Wiley, Hoboken, New Jersey, USA, 416 pp.
- Derimian, Y., Karnieli, A., Kaufmann, Y. J., Andreae, M. O., Andreae, T. W., Dubovik, O., Maenhaut, W., Koren, I., y Holben, B. N., 2006: *Dust and pollution aerosols over the Negev desert, Israel: properties, transport and radiative effect*, *J Geophys Res*, **111**, D05 205, doi:10.1029/2005JD006 549.
- Dorling, S. R., Davies, T. D., y Pierce, C. E., 1992: *Cluster analysis: A technique for estimating the synoptic meteorological controls on air and precipitation chemistry-Method and applications*, *Atmos Environ*, **26**, 2575–2581.
- Draxler, R. R. y Rolph, G. D., 2003: *HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website* (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>), NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.
- Elias, T., Silva, A. M., Belo, N., Pereira, S., Formenti, P., Helas, G., y Wagner, F., 2006: *Aerosol extinction in a remote continental region of the Iberian Peninsula during summer*, *J Geophys Res*, **111**, D14 204, doi:10.1029/2005JD006 610.
- Estellés, V., 2006: *Caracterización de los aerosoles atmosféricos en Valencia mediante fotometría solar*, Tesis Doctoral, Universitat de València, Valencia.
- Estellés, V., Martínez-Lozano, J. A., y Utrillas, M. P., 2007a: *Influence of air mass history on the columnar aerosol prop-*

- erties at Valencia, Spain*, J Geophys Res, **112**, D15 211, doi:10.1029/2007JD008 593.
- Estellés, V., Martínez-Lozano, J. A., Utrillas, M. P., y Campanelli, M., 2007b: *Columnar aerosol properties in Valencia (Spain) by ground-based Sun photometry*, J Geophys Res, **112**, D11 201, doi:10.1029/2006JD008 167.
- Esteve, A. R., Estellés, V., Utrillas, M. P., y Martínez-Lozano, J. A., 2012: *In-situ integrating nephelometer measurements of the scattering properties of atmospheric aerosols at an urban coastal site in western Mediterranean*, Atmos Environ, **47**, 43–50, doi:10.1016/j.atmosenv.2011.11.043.
- Gerasopoulos, E., Andreae, M. O., Zeferos, C. S., Andreae, T. W., Balis, D., Formenti, P., Merlet, P., Amiridis, V., y Papastefanou, C., 2003: *Climatological aspects of aerosol optical properties in Northern Greece*, Atmos Chem Phys, **3**, 2025–2041, doi:10.5194/acp-3-2025-2003.
- Grousset, F. E., Ginoux, P., Bory, A., y Biscaye, P. E., 2003: *Case study of a Chinese dust plume reaching the French Alps*, Geophys Res Lett, **30**, 1277, doi:10.1029/2002GL016 833.
- He, Z., Kim, Y. J., Ogunjobi, K. O., y Hong, C. S., 2003: *Characteristics of PM_{2.5} species and long-range transport of air masses at Tae'an background station, South Korea*, Atmos Environ, **37**, 219–230.
- Heintzenberg, J. y Charlson, R. J., 1996: *Design and applications of the integrating nephelometer: A review*, J Atmos Ocean Technol, **13**, 987–1000.
- Lyamani, H., Olmo, F. J., y Alados-Arboledas, L., 2010: *Physical and optical properties of aerosol over an urban location in Spain: seasonal and diurnal variability*, Atmos Chem Phys, **10**, 239–254, doi:10.5194/acp-10-239-2010.
- Mattis, I., Jaenisch, V., Müller, D., Franke, K., y Ansmann, A., 2000: *Classification of particle extinction profiles derived within the framework of the German lidar network by the use of cluster analysis of backtrajectories*, en *Advances in laser remote sensing*, Ecole Polytechnique, Palaiseau, France.
- Millán, M. M., Salvador, R., Mantilla, E., y Artiñano, B., 1996: *Meteorology and photochemical air pollution in southern Europe: experimental results from EC research projects*, Atmos Environ, **30**, 1909–1924.
- Millán, M. M., Salvador, R., Mantilla, E., y Kallos, G., 1997: *Photooxidant dynamics in the Mediterranean basin in summer: Results from European research projects*, J Geophys Res, **102**, 8811–8823.
- Millán, M. M., Mantilla, E., Salvador, R., Carratalá, A., Sanz, M. J., Alonso, L., Gangoiti, G., y Navazo, M., 2000: *Ozone Cycles in the Western Mediterranean Basin: Interpretation of Monitoring Data in Complex Coastal Terrain*, J Appl Meteorol, **39**, 487–508.
- Niemi, J. V., Tervahattu, H., Vehkamäki, H., Kulmala, M., Koskentalo, T., Sillanpää, M., y Rantamäki, M., 2004: *Characterization and source identification of a fine particle episode in Finland*, Atmos Environ, **38**, 5003–5012.
- Ogren, J. A., 1995: *A systematic approach to in situ observations of aerosol properties*, Aerosol Forcing of Climate, John Wiley, New York, USA.
- Pereira, S., Wagner, F., y Silva, A. M., 2011: *Seven years of measurements of aerosol scattering properties, near the surface, in the southwestern Iberia Peninsula*, Atmos Chem Phys, **11**, 17–29, doi:10.5194/acp-11-17-2011.
- Rozwadowska, A., Zielinski, T., Petelski, T., y Sobolewski, P., 2010: *Cluster analysis of the impact of air back-trajectories on aerosol optical properties at Hornsund, Spitsbergen*, Atmos Chem Phys, **10**, 877–893, doi:10.5194/acp-10-877-2010.
- Seinfeld, J. H. y Pandis, S. N., 1998: *Atmospheric Chemistry and Physics, from Air Pollution to Climate Change*, John Wiley, New York.
- Slater, J. F. y Dibb, J. E., 2004: *Relationships between surface and column aerosol radiative properties and air mass transport at a rural New England site*, J Geophys Res, **109**, D01 303, doi:10.1029/2003JD003 406.
- Targino, A. C., Noone, K. J., y Öström, E., 2005: *Airborne in situ characterization of dry aerosol optical properties in multisource influenced marine region*, Tellus B, **57**, 247–260.
- Toledano, C., Cachorro, V. E., de Frutos, A. M., Torres, B., Berjón, A., Sorribas, M., y Stone, R. S., 2009: *Airmass classification and analysis of aerosol types at El Arenosillo (Spain)*, J Appl Meteorol Climatol, **48**, 962–981, doi:10.1175/2008JAMC2006.1.