

TELEDETECCIÓN DE AEROSOLDES DESDE SUPERFICIE: PROPIEDADES ÓPTICAS OBTENIDAS A PARTIR DE LAS MEDIDAS COMBINADAS DE RADIANCIA DEL CIELO Y EXTINCIÓN.

C. Sánchez-Oliveros, F.J. Olmo y L. Alados-Arboledas

alados@goliat.ugr.es

*CRYTIS. Departamento de Física Aplicada. Facultad de Ciencias.
Universidad de Granada. 18071 Granada.*

RESUMEN: La teledetección de aerosoles desde satélite tiene que ser validada con las observaciones realizadas desde tierra de las características de estas partículas suspendidas en el aire. Tales características son inferidas a través de las medidas de radiación directa y difusa. Es por tanto de vital importancia que dichas propiedades sean determinadas de forma precisa de manera que aporten una información fiable. Este conjunto de datos debe ser analizado con técnicas de inversión y transferencia radiativa. En este trabajo presentamos los resultados preliminares concernientes al cálculo de la distribución de tamaño de aerosoles mediante el uso del código SKYRAD.pack.

ABSTRACT: Satellite remote sensing of aerosols has to be validated through the ground based observations of these suspended particles properties. Aerosol optical features are deduced through the direct and diffuse radiation measurements. So it is of vital importance that such properties are determined in a way that provide a reliable information. The data set must be analyzed with inversion and radiative transfer techniques. This paper shows first results concerning the aerosol size distribution function computed with the code SKYRAD.pack.

PALABRAS CLAVE: extinción, radiancia difusa, distribución de tamaño de aerosoles, inversión.

INTRODUCCIÓN

A partir de las medidas de radiancia del cielo así como de irradiancia directa en cielos despejados, en longitudes de onda debidamente seleccionadas fuera de las bandas de absorción fuerte, puede obtenerse información acerca de propiedades ópticas de los aerosoles tales como el espesor óptico, la función de fase de dispersión, la función de distribución de tamaño y el índice de refracción complejo. En este trabajo presentamos los resultados preliminares del cálculo de algunas de estas magnitudes a través del uso del código SKYRAD.pack que incorpora esquemas de inversión lineal y no lineal.

INSTRUMENTACIÓN Y MEDIDAS

El dispositivo con el que se realizan las medidas es un espectrorradiómetro de campo portátil LI1800 diseñado para la rápida y fácil obtención de datos espectrorradiométricos y fotométricos de radiación espectral, operando entre 0-45 °C y 0-100% RH, realizando las medidas en el intervalo espectral 300-1100 nm. En nuestro caso se miden todos los centros de banda comprendidos entre 300-1100 nm en saltos de 10 nm, con una resolución

espectral de 6 nm, no superando un barrido la duración de un minuto. Para realizar medidas de irradiancia directa y radiancia difusa del cielo (Figura 1), se ha equipado al espectrorradiómetro con un telescopio de orientación variable cuyo campo de visión puede regularse entre 0.8° y 15°, habiéndose seleccionado 3° para las medidas de radiación directa y 0.8° para las correspondientes de radiancia difusa del cielo. A fin de poder utilizar el espectrorradiómetro como fotómetro y radiómetro es necesario el uso de un filtro neutro en la zona del visible que evite rebasar el rango de respuesta de nuestro dispositivo en la realización de las medidas de extinción.

Dada la importancia en la precisión de las medidas, se lleva a cabo el calibrado periódico del espectrorradiómetro (Schmid and Wehrli 1995). Por un lado, la calibración de las medidas de radiancia del cielo se realiza en laboratorio a través de una unidad calibradora, equipada con los dispositivos apropiados, usando una lámpara calibrada de gran estabilidad. Por otro lado, hemos realizado calibraciones periódicas de las medidas de extinción, usando el método de Langley cuando las condiciones atmosféricas lo han permitido.

Todas las medidas analizadas en este trabajo se han llevado a cabo en condiciones de cielos despejados. Dichas observaciones se han realizado en el centro urbano de la ciudad de Granada. (36.18° N, 3.6° E, 688m).

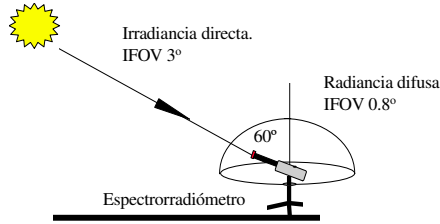


Figura 1.- Diagrama representativo de la secuencia de medidas

Se han elegido dos geometrías de observación (Figura 1), una el almucantar solar, superficie cónica con el mismo ángulo cenital solar, variando el acimut relativo con respecto al sol entre -180° y 180°, en saltos de 2° entre 0° y ±10°, de 5° entre ±10° y ±30° y 10° entre ±30° y ±180, corrigiéndose en cada medida del efecto de elevación. Con esto se podrá comprobar la homogeneidad de las condiciones del cielo durante el proceso de medida, esto es, la simetría en el almucantar respecto a la posición del sol. Las radiancias medidas en ángulos de dispersión entre 0° y 40° se usan para obtener la distribución de tamaño de los aerosoles, mientras que el conjunto completo se usa para la obtención de la función de fase de dispersión. Otra geometría seleccionada es el plano principal, plano con el mismo ángulo acimutal del sol variando el ángulo cenital del punto de observación entre 90° y -90°, con saltos análogos a los del almucantar. Estas serie de observaciones se inician y finalizan con medidas de extinción o transmisión de la radiación directa, con el fin de obtener el espesor óptico de aerosoles.

METODOLOGÍA

Para obtener la distribución de tamaño de aerosoles, $v(r)$, a partir de la teledetección de éstos en superficie, puede hacerse uso de dos técnicas diferentes (Shaw, 1979), la de extinción multiespectral y la de dispersión. En ambos casos el problema puede formularse de manera general como una ecuación integral de Fredholm de primera especie (Ecuación 1), cuya inversión nos proporciona la solución a nuestro problema.

$$g(x) = \int_{r_m}^{r_M} K(r, x) v(r) dr \quad (1)$$

donde $g(x)$ representa las medidas de radiación difusa (extinción óptica) a un ángulo de

dispersión $x = \Theta$ (longitud de onda $x = \lambda$). El núcleo o kernel $K(r, x)$, también llamado función peso, representa una sección transversal de dispersión o extinción y se evalúa con la teoría de Mie. El kernel K depende del ángulo de dispersión $x = \Theta$ (o la longitud de onda $x = \lambda$), del radio de las partículas r y de la composición de éstas, mas concretamente del índice de refracción. El comportamiento de los Kernel determina aproximadamente el intervalo de variación del radio de las partículas que contiene información fiable (Box and Viera 1988) acerca de las propiedades ópticas y físicas para los aerosoles.

Hasta hace algunos años, la mayoría de los autores basaban sus estudios acerca del espectro de tamaño únicamente en las medidas de extinción, sin embargo esto solo permite obtener información fiable de las partículas con radios de hasta 2µm. La inclusión de las medidas de dispersión permite extender el análisis a la partículas de tamaño de hasta 10µm. Esto supone una gran ventaja ya que pueden analizarse los posibles multimodos de las distribuciones de tamaño al ponerse de manifiesto la presencia de las partículas de mayor tamaño. En efecto, si solo se dispone de la información proporcionada por las medidas de extinción, la inversión de dichas medidas solo nos conduce al análisis de las partículas de pequeño tamaño sin poder llegar mas allá en el estudio.

En nuestro caso disponemos de la información proporcionada por las medidas combinadas de extinción y radiancia, a partir de lo cual obtenemos el espesor óptico de aerosoles $\tau_A(\lambda)$ y la radiancia difusa del cielo, $E(\Theta)$ ($Wm^{-2}nm^{-1}sr^{-1}$), respectivamente. Dicha radiancia, normalizada a la radiación directa $F(\lambda)$ ($Wm^{-2}nm^{-1}$), puede escribirse en el caso del almucantar solar como (Nakajima *et al.* 1996):

$$R(\Theta) = \frac{E(\Theta)}{m(\Theta)F(\lambda)} = \beta(\Theta) + q(\Theta) \quad (2)$$

El coeficiente diferencial total de dispersión $\beta(\Theta) = \omega \tau P(\Theta)$, representa la parte de dispersión simple, siendo ω el albedo de dispersión simple y $P(\Theta)$ la función de fase total. $q(\Theta)$ representa la contribución de dispersión múltiple.

Para el tratamiento de las citadas medidas, se ha utilizado el código SKYRAD.pack, capaz de proporcionar información de las propiedades de los aerosoles en diferentes condiciones experimentales, partiendo de unos parámetros de entrada correctos. Este código consta de dos programas; uno (MKDTA) para simular datos de radiancia difusa del cielo e irradiancia directa, y otro (REDML) para

obtener propiedades de los aerosoles a partir de datos de radiación solar, reales o simulados. Este último, es el utilizado en este trabajo para obtener las distribuciones de tamaño de aerosoles, a partir de la información combinada proporcionada por las medidas de extinción, a partir de las cuales se obtiene el espesor óptico de aerosoles, y las de radiancia del cielo.

El programa REDML obtiene características de los aerosoles a partir de los datos de radiación directa y difusa normalizada (Ecuación 2). Los datos de entrada son: el ángulo cenital solar y la geometría (almucantar o plano principal), el número y valor de longitudes de onda medidas y los ángulos de dispersión, las radiancias normalizadas en las longitudes y ángulos especificados, los espesores ópticos (si se dispone de ellos) y el albedo en cada longitud de onda, el índice de refracción complejo de aerosoles, y el radio máximo y mínimo de éstos. Los datos de salida son: el espectro de volumen de aerosoles, el espesor óptico de aerosoles y el albedo de dispersión simple en las longitudes de onda seleccionadas, y la función de fase de aerosoles y el patrón de radiancia normalizada reconstruida, en las longitudes de onda y ángulos de dispersión seleccionados.

RESULTADOS PRELIMINARES

A continuación presentamos los resultados obtenidos a partir de las medidas de radiancia del cielo y extinción óptica realizadas en Granada en Junio de 1998. En la figura 2 podemos observar la distribución de tamaño de aerosoles a diferentes elevaciones solares a lo largo del día 24 de Junio de 1998. Puede apreciarse la presencia de dos modos de partículas: uno más pequeño para partículas de radios en torno a $0.1\mu\text{m}$ y otro mayor para partículas de radios en torno a $2\mu\text{m}$. Podemos observar una variación de dichos modos a lo largo del día; así mientras a primera hora de la mañana puede observarse un modo predominante de partículas mayores, por la tarde este modo disminuye casi a la mitad, mientras el modo de partículas más pequeñas aumenta casi hasta el doble de los valores obtenidos a primeras horas de la mañana. Como información complementaria a estas distribuciones de tamaño, se ha analizado la evolución de otros parámetros a lo largo del día, tales como los coeficientes de Angstrom α y β , el espesor óptico de aerosoles $\tau_A(\lambda)$ y la humedad relativa. Aunque en el cálculo de α y β se supone que la distribución de tamaño de las partículas es unimodal (distribución de Junge), el valor del parámetro α está relacionado con el tamaño de las partículas.

Si analizamos estas distribuciones de

tamaño conjuntamente con la evolución de los coeficientes de Angstrom α y β (Figura 3), podemos apreciar cómo a medida que la concentración inicial de partículas con radios en torno a $2\mu\text{m}$ va disminuyendo, el coeficiente α decrece. Podemos observar cómo los mayores valores iniciales de α , conectados con partículas de mayor tamaño, están relacionados con los mayores valores del modo de partículas mayores que aparecen a primeras horas de la mañana (Figura 2). Concretamente se observa un notable aumento del máximo en la distribución de tamaño entorno a las 6:30 GMT, que coincide con un máximo en el valor de α a esa misma hora. Cabe destacar también cómo en torno a la misma hora se produce un aumento del espesor óptico de aerosoles del 26% con respecto a los valores medidos en torno a las 5:55 GMT (Figura 4), lo cual puede también explicar el incremento en los valores de la distribución de tamaño producidos entre la primera y segunda observación.

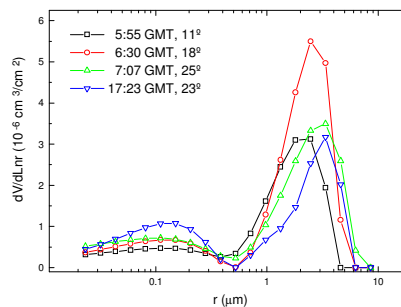


Figura 2.- Distribuciones de tamaño obtenidas a diferentes elevaciones solares a lo largo del día 24 de Junio de 1998.

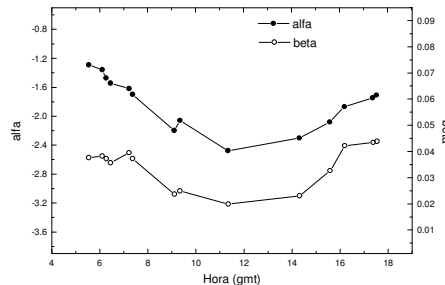


Figura 3.- Evolución de los coeficientes α y β de Angstrom a lo largo del día 24 de Junio de 1998.

Por otro lado, podemos también analizar los cambios en la distribución de tamaño en relación con la geometría de observación y las variaciones de

humedad relativa. Así, podemos observar como para medidas realizadas a elevaciones solares similares en diferentes horas del día, las distribuciones son semejantes excepto por un pequeño desplazamiento del modo de partículas mayores, acompañado por un aumento en el modo de las más pequeñas presentado en la observación realizada a las 17:23 GMT. Del mismo modo, puede apreciarse cómo un decrecimiento en la humedad a lo largo del día (Figura 5) podría explicar la disminución en el modo de partículas más grandes y el aumento en el modo de las más pequeñas.

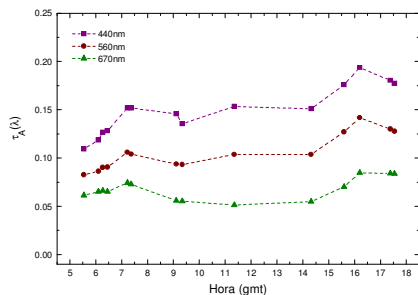


Figura 4.- Evolución del espesor óptico de aerosoles a lo largo del 24 de Junio de 1998 para las longitudes de onda de 440nm 560nm y 670nm.

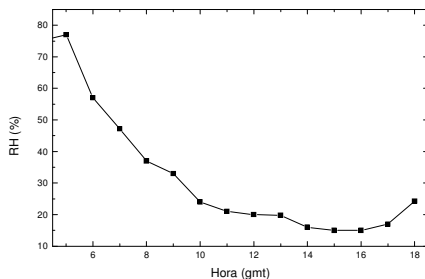


Figura 5.- Evolución de la humedad relativa durante el día 24 de Junio de 1998.

CONCLUSIONES

Se han llevado a cabo una serie de observaciones de radiancia del cielo y extinción óptica espectral en dos geometrías seleccionadas, como son el almucantar solar y el plano principal. La información proporcionada por estas medidas combinadas se ha utilizado para obtener características de los aerosoles tales como el espesor óptico y la distribución de tamaño. Para el cálculo de dichas distribuciones de tamaño se ha llevado a cabo

un proceso de inversión de las medidas realizadas, para lo cual se ha utilizado el código SKYRAD.pack. Se han presentado en este trabajo los resultados preliminares del análisis realizado.

Analizando las distribuciones obtenidas puede apreciarse la presencia de dos modos de partículas en el espectro de tamaño de los aerosoles presentes en las observaciones realizadas en el entorno urbano de la ciudad de Granada. Dichos modos se presentan en torno a $0.1\mu\text{m}$ y $2\mu\text{m}$ respectivamente.

Se ha puesto de manifiesto la gran importancia del uso de información complementaria para una correcta interpretación de las distribuciones de tamaño. En nuestro caso, se ha utilizado la información proporcionada por otros parámetros tales como los coeficientes de Angstrom, el espesor óptico y la humedad relativa a lo largo de las sucesivas series de medidas. Puede apreciarse en efecto, cómo los cambios en alguno de estos parámetros pueden asociarse con los encontrados en las distribuciones de tamaño.

BIBLIOGRAFÍA

Box, M.A. and Viera, G. 1989. Information content of aerosol remote sensing experiments: Scattering versus extinction. *Proceedings of the International Radiation Symposium 1988*, J. Lenoble and J.F. Geleyn, eds. (Deepak, Hampton, Va., 1989), :579

Nakajima, T., Tonna, G., Rao, R., Boi, P., Kaufman, Y. and Holben, B. 1996. Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. *Appl. Opt.*, 35, no.15: 2672-86.

Shaw, G.E. 1979. Inversion of optical scattering and spectral extinction measurements to recover aerosol size spectra. *Appl. Opt.*, no.18: 988,.

Schmid, B. and Wehrli, C. 1995. Comparison of sun photometer calibration by use of the Langley technique and the standard lamp. *Appl. Opt.* 34, no.21: 4500.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo ha sido posible gracias a la financiación de la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología mediante el CLI-98-0957 y a la ayuda de Infraestructura IN94-0563.