

DETERMINACIÓN DE CARACTERÍSTICAS ÓPTICAS DE LOS AEROSOLES MEDIANTE TELEDETECCIÓN

C. Sánchez y L. Alados Arboledas

CRYTIS.

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

TFNO. 34 58 244024. Fax. 34 58 243214. E-mail: alados@ugr.es

RESUMEN: Los aerosoles juegan un papel fundamental en los procesos radiativos atmosféricos. Su presencia y propiedades ópticas determinan la distribución de la radiación solar incidente en superficie en sus componentes directa y difusa. En los últimos años la teledetección de la superficie terrestre desde satélite se ha convertido en una herramienta fundamental, para estudios climatológicos y ambientales. El uso de estas imágenes requiere un proceso de corrección de los procesos atmosféricos. En especial el efecto de los aerosoles resulta el más problemático, tanto por las dificultades que puede presentar su efecto radiativo como por la ausencia de medidas de los mismos. En este trabajo pretendemos evaluar la capacidad de inferir el espesor óptico debido a aerosoles a partir de la radiancias medidas desde satélite sobre superficies de baja reflectancia. En nuestro caso hemos simulado la medida de radiancia ascendente que sería observada desde satélite a partir de las medidas de radiancia del cielo en dirección descendente realizadas desde tierra.

INTRODUCCIÓN

El conocimiento de los parámetros que determinan las propiedades ópticas de los aerosoles atmosféricos es esencial para la determinación del efecto de estos sobre el clima, el desarrollo de técnicas más precisas para la teledetección de aerosoles mediante sensores a bordo de satélite y para la necesaria corrección del efecto atmosférico de las imágenes proporcionadas por estos últimos. Los aerosoles troposféricos tienen una vida corta, por ello sus propiedades varían tanto espacial como temporalmente. La concentración y las propiedades de los aerosoles dependen de la intensidad de las fuentes, de los procesos atmosféricos que los afectan, así como del transporte de las partículas de una región a otra. Es difícil establecer un efecto climatológico de los aerosoles debido a esta variabilidad, y para llevar a cabo una determinación de sus características, deben realizarse medidas con cierta frecuencia en lugares con diferentes tipos de aerosoles y bajo condiciones meteorológicas variadas.

La medida de espesor óptico de aerosoles puede realizarse a partir de imágenes de satélite en las bandas del visible e infrarrojo próximo. Kaufman y Sendra (1988) han desarrollado una técnica que permite inferir el espesor óptico de aerosoles en diferentes bandas espectrales a partir de las radiancias observadas desde satélite. El método que los autores aplican a imágenes Landsat TM y NOAA AVHRR requiere que la observación se haga sobre superficies de baja reflectancia. De esta forma la radiancia detectada por el sensor a bordo de satélite corresponde esencialmente a la componente dispersada por las moléculas y aerosoles atmosféricos. En su formulación original la obtención de espesor óptico se basaba en el empleo de tablas generadas mediante simulaciones de las condiciones atmosféricas a través de un código de transferencia radiativa. En un trabajo reciente Kaufman (1993) propone el uso de relaciones simples que permiten obtener el espesor óptico a partir de la componente ascendente de radiancia de la atmósfera, inferida de las medidas de satélite sobre superficies de baja reflectancia. Estas relaciones han sido obtenidas mediante observaciones simultáneas de radiancia de cielo descendente y espesores ópticos realizadas desde tierra. Las primeras se hacen con una geometría que intenta emular la observación desde satélite. Para la propuesta de estas relaciones Kaufman (1993) ha utilizado medidas realizadas en diferentes localidades con diferentes cargas y tipo de aerosoles, los resultados son buenos excepto en el caso de presencia de polvo atmosférico. En este trabajo nos proponemos realizar un estudio equivalente usando medidas realizadas en una atmósfera urbana con una contaminación baja. Entre otros objetivos contemplamos el investigar relaciones aplicables a las longitudes de onda efectiva de los canales visible e infrarrojo próximo de los satélites NOAA actualmente operativos, NOAA-12, NOAA-14. Esta motivación es de índole práctica dado que los estudios anteriores se han realizado sobre longitudes de onda asociadas a NOAA-11.

MEDIDAS EXPERIMENTALES

Las medidas se llevan a cabo con espectrorradiómetro de campo, LI-1800, equipado con un telescopio de orientación automatizada que puede medir radiación directa y radiancia difusa del cielo en bandas espectrales seleccionadas. En nuestro caso se miden todos los centros de banda entre 300-1100 nm con anchos de 12 nm en saltos de 10 nm. El campo de visión del telescopio es regulable, pudiéndose escoger valores de 0.8°, 1.6°, 3°, 4°, 8°, 15°.

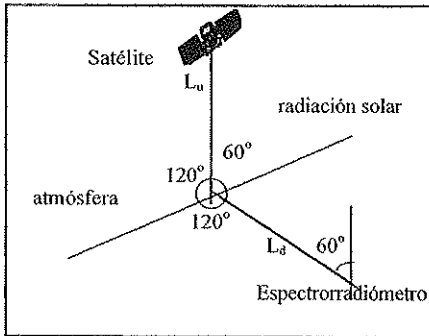


Fig.1. Observaciones de radiancia realizadas desde satélite y desde tierra.

La secuencia de medida incluye medidas de transmisión de la radiación directa con el fin de obtener el espesor óptico de aerosoles en todas las bandas espectrales comentadas, para evitar rebasar el rango de respuesta del dispositivo se utiliza un filtro neutro. Estas medidas se completan con medidas de radiancia espectral en el almucantar solar. Cada serie de observaciones, comienza y finaliza con la medida de transmitancia, extinción. Se mide a ambos lados del sol, con lo cual 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.

Para el presente trabajo se han empleado exclusivamente las medidas de espesor óptico y las de radiancia en dirección antisolar, es decir observando en el almucantar solar y a un acimut relativo al sol de 180°. La elección de esta geometría de observación y la limitación a ángulos cenitales solares del orden de 60° viene justificada porque de este modo obtenemos unas condiciones equivalentes a la de la observación desde satélite, Fig 1. En nuestro caso, las medidas de tierra se han realizado en torno a unos ángulos cenital solar de $\theta_s = 60^\circ$ y cenital de observación $\theta = 60^\circ$ en la dirección solar para la obtención del espesor óptico y en

la dirección antisolar para la correspondiente medida de radiancia del cielo L_{pa} . Esto corresponde con un ángulo de dispersión de $\Theta = 120^\circ$, que es representativo de un gran número de observaciones realizadas desde satélite. Así en el caso de que el satélite se encuentre en el plano definido por el punto de observación, el zenit local y el sol, el ángulo de dispersión de 120° se obtiene para observación desde nadir con un ángulo cenital solar de 60° , figura 1. En cualquier caso es necesario contabilizar las relación entre las radiancias atmosféricas ascendente y descendente, L_{pu} y L_{pd} , correspondientes a la observación desde satélite y tierra respectivamente. En este sentido Kaufman (1993) ha simulado con ayuda de un código de transferencia radiativa esta relación bajo diferentes condiciones. Para el caso de reflectancias bajas propone la expresión:

$$L_{pu} \approx (L_{pd} - 0.01) / (1.7 + \rho) \quad \rho \leq 0.4$$

De todas las longitudes de onda medidas se han usado las correspondientes a las longitudes de onda efectivas de los canales visible e infrarrojo próximo del sensor AVHRR con el que están equipados los satélites NOAA-12 y NOAA-14, es decir 630 y 840 nm así como las correspondientes a 440, 520, 560, 620, 670, 780 y 870 nm.

La precisión de las medidas es de gran importancia y por ello se lleva a cabo el calibrado periódico del espectrorradiómetro. Se han realizado dos calibrados distintos para cada longitud de onda objeto de estudio, uno para calibrar la medida de radiancia directa en la dirección solar a partir de la cual se obtiene el espesor óptico, y otro para calibrar la medida de radiancia del cielo en cualquier dirección y en particular en la dirección antisolar. El primero de ellos, obtenido mediante la aplicación de la técnica de Langley (Schmid y Wehrli, 1995) utiliza como fuente el sol. El segundo, es un calibrado absoluto pues se ha llevado a cabo en el laboratorio mediante el uso de una lámpara standard, de respuesta conocida, con al que está equipada la unidad de calibrado LICOR 1800-02.

Todas las medidas se han llevado a cabo en la terraza del edificio de la Sección de Físicas de la Universidad de Granada (36.18° N, 3.6° E, 688m), en el centro urbano de la ciudad de Granada, en condiciones de cielo totalmente despejado.

ANÁLISIS Y RESULTADOS

A partir de las medidas usadas en este trabajo hemos obtenido espesores ópticos de aerosoles

en las longitudes de onda especificadas anteriormente, así como las correspondientes radiancias en dirección antisolar. Asimismo, se ha calculado el exponente de la ecuación de Angström α_λ , que representa la dependencia del espesor óptico τ_A con la longitud de onda λ . Para tal fin hemos calculado la pendiente en el ajuste por mínimos cuadrados del logaritmo de τ_A como función del logaritmo de λ , considerando todo el rango de longitudes de onda analizadas. Suponiendo una dependencia espectral equivalente para las radiancias en dirección antisolar, tal y como propone Kaufman (1993), hemos obtenido el coeficiente α_λ asociado a la dependencia espectral de la radiancia, y calculado como la pendiente del logaritmo de la radiancia en función de la longitud de onda.

Dos son las tareas propuestas llegados a este punto. En primer lugar, comprobar hasta que punto, en términos generales, podemos predecir la radiancia a partir del espesor óptico y viceversa. En segundo, hasta que punto puede obtenerse el espesor óptico (radiancia) en una longitud de onda, a partir del espesor óptico (radiancia) medido en otra longitud de onda. Haremos especial hincapié en las longitudes de onda 630 y 840 nm, por ser éstas las longitudes de onda efectivas de los canales 1 y 2 AVHRR (NOAA 14, NOAA 12).

A continuación se analiza la relación entre el espesor óptico y la radiancia en diferentes longitudes de onda. Para el conjunto de datos usado parece apropiada una función lineal. Kaufman (1993) usando un rango más amplio de espesores ópticos que el del presente trabajo propone ajustes de tipo logarítmico y parabólico. En nuestros datos experimentales, observamos para los espesores ópticos mayores una desviación del comportamiento lineal que podría asociarse al tipo de dependencia sugerido por Kaufman (1993). En términos generales, se observa un aumento en la correlación de radiancia y espesor óptico a medida que aumenta el valor de la longitud de onda estudiada. Esto es un resultado directo de la disminución de la componente de radiancia debida a la dispersión molecular a medida que aumenta la longitud de onda. Para las longitudes de onda 630 y 840 nm las relaciones empíricas son:

$$\tau_{A630} = 0.512 + 0.1181 \ln(L_{pd630})$$

$$\tau_{A840} = 0.346 + 0.066 \ln(L_{pd840})$$

donde L_d se mide en la misma longitud de onda que τ_A . A partir de estas relaciones se puede obtener el valor de espesor óptico con un error máximo $\Delta\tau_A = 0.03$. En las expresiones anteriores, la radiancia está normalizada al flujo

solar extraterrestre F_0 en un hemisferio π (sr) mediante $\pi L_d / F_0$. Con esta normalización se consigue trabajar en términos de reflectancia, magnitud proporcionada directamente en el proceso de calibrado de las imágenes de satélite.

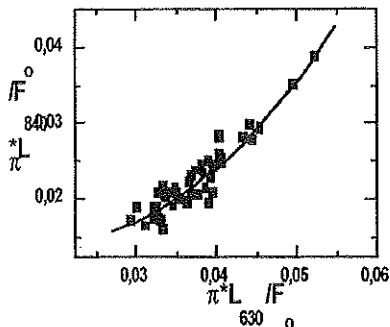
Analizada la relación entre los espesores ópticos, medidos a cualquier ángulo cenital solar θ_0 , en diferentes longitudes de onda, se encuentra una correlación entre ellos bastante buena. En el caso concreto de los medidos en 630, y 840 nm, el ajuste por mínimos cuadrados proporciona la siguiente relación:

$$\tau_{A840} = -0.00387 + 0.79284 \tau_{A630} \quad r^2 = 0.89$$

Usando estas relaciones, se puede inferir el espesor óptico en una longitud de onda a partir del medido en otra con un error de $\Delta\tau_A = 0.03$. Estos resultados corresponderían al caso de aerosol urbano que afectan a nuestra zona de estudio. Kaufman (1993) obtiene resultados equivalentes usando datos afectados por diferentes tipos de aerosoles. Éste resultado es interesante para la corrección atmosférica de los datos de satélite, donde las medidas de espesor óptico en una longitud de onda permiten la corrección de las radiancias en otras bandas espectrales (Kaufman y Sendra, 1988). La conveniencia de estimar el espesor óptico en 840 nm a partir del correspondiente a 630 nm se debe a que sobre tierra las superficies de baja reflectancia corresponden a superficies cubiertas de vegetación. En ellas la reflectancia en el canal infrarrojo próximo, 840 nm en el caso de los sensores AVHRR, tiene valores superiores a los del canal visible, dictando de este modo la conveniencia de usar la relación espesor óptico radiancia atmosférica para inferir el espesor óptico de aerosoles en 630 nm y obtener a partir de este último el espesor óptico de aerosoles correspondiente a 840 nm con la última expresión propuesta.

Las correcciones atmosféricas, se pueden llevar a cabo usando radiancias atmosféricas medidas directamente desde el espacio sobre superficies de baja reflectancia, como por ejemplo los océanos (Gordon, 1978), o las zonas de vegetación densa (Kaufman y Sendra, 1988). Con este método se obtiene experimentalmente la radiancia atmosférica en una longitud de onda y se extrapola a otras longitudes. En nuestro caso hemos analizado esta extrapolación para obtener la radiancia normalizada en 840 nm a partir de la medida en 630 nm. El mejor ajuste corresponde a una función parabólica:

$$L_{pd840} = 0.02 - 0.84 L_{pd630} + 21.95 L_{pd630}^2 \quad r^2 = 0.89$$



A la luz de estos resultados, se puede concluir que en el proceso de corrección atmosférica, la radiancia en una longitud de onda dada se puede estimar a partir de la medida en otra, al menos para separaciones espectrales del orden de $0,2\mu\text{m}$. Kaufman (1993) indica que con este modo de corrección se obtiene una exactitud cinco veces mayor que si se estima a partir del espesor óptico medido en tierra a la misma longitud de onda.

Finalmente nos hemos planteado la posibilidad de inferir el exponente de la ecuación de Angström, $\tau_A = \tau_{A0} \lambda^{\alpha}$. Este exponente nos informa acerca de la distribución de tamaño de aerosoles bajo la suposición de que se ajuste a la distribución tipo Junge (1963). En este sentido hemos comprobado la correlación del citado exponente con el coeficiente α_L asociado a la dependencia espectral de la radiancia, y calculado como la pendiente del logaritmo de la radiancia en función de la longitud de onda. Como resultado obtenemos la siguiente expresión.

$$\alpha_r = -1.23 + 0.01 \alpha_L \quad r^2 = 0.684$$

A la vista del coeficiente de determinación, r^2 , obtenido no consideramos que este procedimiento de inferir información acerca de la distribución de tamaño de aerosoles sea apropiado.

AGRADECIMIENTOS: Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación de La Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (CICYT) a través del proyecto CLI95-1840.

REFERENCIAS

H.R. Gordon, "Removal of the atmospheric effects from satellite imagery of the oceans". (Appl. Opt., vol.17, pp 1631,1978)

M. Iqbal, "An introduction to solar radiation." (Academic Press, 1983)

Inn y Y. Tanaka, "Absorption coefficient of ozone in the ultraviolet and visible regions", (J. Opt. Soc. Am. 43,870-873,1953)

C.E. Junge, "Air chemistry and radiochemistry." (382pp., Academic, San Diego, Calif, 1963)

Y.J. Kaufman. "Aerosol optical thickness and atmospheric path radiance." (J. Geophys. Res., 98, 2, 2677-2692, 1993)

Y.J. Kaufman y C. Sendra, "Algorithm for atmospheric corrections." (Int. J. Remote. Sens., 9, 1357-1381, 1988)

M.D. King y D.M. Byrne, "A method for inferring total ozone content from the spectral variation of total optical depth obtained with a solar radiometer". (J. Atm. Sci., vol.33, pp. 2242, 1976)

Schmid y C. Wehrli, "Comparison of sun photometer calibration by use of the Langley technique and the standar lamp", (Appl. Opt., vol.34, No.21, pp 4500, 1995)