

ESTUDIO EXPERIMENTAL DE LA CORRELACION ENTRE LA MASA TOTAL DEL AEROSOL ATMOSFERICO Y SU ESPESOR OPTICO. APLICACION A LA ESTIMACION DE AEROSOLES MEDIANTE SATELITE.

Victoria E. Cachorro, Didier Tanré*

"Grupo de Optica Atmosférica"
Departamento de Física Aplicada I
ITAGRA, Instituto Tecnológico Agrario y Alimentario.
ETSI Agrarias de Palencia. Universidad de Valladolid.

()Laboratoire d'Optique Atmospherique, LOA*
Université de Lille-1. Villeneuve d'Ascq. France

RESUMEN: El objetivo de este trabajo es establecer una correlación entre la masa total de aerosoles sobre la vertical y su espesor óptico a una longitud de onda dada (concretamente aquí se ha determinado para la longitud de onda de $0.55 \mu\text{m}$ y $1.04 \mu\text{m}$) con el fin de estimar dicho contenido mediante técnicas fotométricas a nivel de suelo y mediante satélite. Este estudio se ha realizado sobre aerosoles desérticos por ser estos los que dan lugar al transporte de grandes cantidades de polvo sobre extensas áreas del globo. Para ello se hace uso de medidas fotométricas del espesor óptico en 7 longitudes de onda llevada a cabo en un área desértica en Senegal. La correlaciones obtenidas suponen una mejora sobre la relación de simple proporcionalidad usada por otros autores. Un estudio de los errores asociados a la estimación de la masa del aerosol por esta correlación frente al método de inversión (más correcto) se sitúan entre un 8% y 15% pero la utilización del método de simple proporcionalidad muestra que este alcanza errores del 40%.

INTRODUCCION

Si el espesor óptico de aerosoles a una determinada longitud de onda $\tau_a(\lambda)$ (generalmente se utiliza el valor de $0.55 \mu\text{m}$) es una medida de la turbiedad de la atmósfera y por tanto nos da idea de la cantidad de aerosol presente en la misma, parece bastante evidente la existencia de una correlación entre la magnitud que mide la carga total sobre la vertical (masa o volumen total en la vertical atmosférica) y ese espesor óptico. Así encontramos en la bibliografía una correlación lineal del tipo $M = c\tau_a(\lambda = 0.55 \mu\text{m})$ con valores muy variables de

esa constante: Volz [1] da un valor de 1.3, Carlson y Caverly [2] 1.5 y 3.75. Más recientemente Duflac et al., [3] dan un valor de 1.13 para aerosoles desérticos detectados sobre el mediterráneo. Ahora bien, conocer la masa o volumen total sobre la vertical atmosférica presupone conocer la función de distribución efectiva o columnar del aerosol atmosférico y para ello debemos no solo conocer el espesor óptico a una longitud de onda sino en una amplia región espectral, o lo que es igual en una serie de longitudes de onda discretas en él. Describiremos pues el método seguido para determinar la masa total del aerosol, basado en medidas experimentales con un fotómetro solar realizadas en una zona desértica de Dakar (Senegal) en Africa y a continuación estableceremos la posible correlación entre ambas magnitudes. El objetivo final del trabajo es pues disponer de una correlación para estimar la masa de aerosoles de tipo desértico conocido el espesor óptico de aerosoles a una determinada longitud de onda. Su aplicación a la estimación de la masa de aerosol mediante satélites esta basada en determinar primeramente el propio espesor óptico mediante satélite, lo cual es en si una metodología bien establecida para el caso del océano [4-6] pero en proceso de desarrollo y validación sobre tierra [7-8]. Sin embargo no vamos a entrar aquí en ese problema colateral con él, pero de importancia vital en el tema de correcciones atmosféricas.

MEDIDAS EXPERIMENTALES

Las medidas experimentales fueron realizadas en Mbour (16.9°W , 14.3°N), 87 km al sur de Dakar, Senegal (Africa) por el laboratorio de Optica

2640 hectáreas, y nuestro algoritmo, 3220 hectáreas, es del orden del 20%.

CONCLUSIONES

Hemos propuesto una técnica multispectral que hace uso de los canales 3 y 4 del AVHRR para identificar incendios y estimar su tamaño. La aplicación multitemporal de esta técnica permite seguir el crecimiento del incendio. En el presente trabajo la técnica se prueba con imágenes diurnas, aunque sus procedimientos básicos puedan aplicarse a escenas nocturnas. El método propuesto proporciona una evaluación rápida del área afectada por el incendio, reteniendo la señal provocada por el incendio pero suprimiendo la señal térmica ambigua producida por el terreno baldío.

La técnica multitemporal diferencial, que obtiene el crecimiento imagen a imagen, es una herramienta útil para estudiar los incendios que duran un periodo de 24 horas o más. Puede distinguir incendios que experimentan poco o ningún crecimiento de aquellos que crecen y se mueven rápidamente. Puede identificar también incendios que han comenzado o terminado en las 24 horas anteriores. La comparación entre las técnicas de campo y las técnicas de teledetección muestran que el tamaño del área quemada se estima apropiadamente.

Hemos probado la capacidad de visualizar la evolución del incendio durante el día, mediante la selección apropiada del umbral. Por otra parte la técnica trata de ser aplicable no solamente a áreas forestales, caracterizadas por una baja reflectancia en la región del canal 3. Nuestra técnica se aplica a las áreas cubiertas por arbustos, pastizal y zonas cultivadas de árboles frutales con zonas de suelo baldío, que puede presentar reflectancias altas en el canal 3, especialmente durante el verano, la temporada de mayor riesgo de incendio en nuestra zona Mediterránea.

AGRADECIMIENTOS: Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación de la CICYT a través del proyecto CLI-95-1840 y a la información de campo proporcionada por la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

- Burgan, R.E., and Rothermel, R.C. (1984), BEHAVE: Fire behaviour prediction and fuel modelling system, Fuel Systems, USDA Forest Service, Ogden, Utah.
- Ceccato, S.P., Flasse, S.P., and Downey, I.D. (1995), Fire detection with AVHRR: A useful

contextual algorithm, Proceeding "The meteorological data users' Conference", Winchester, UK.

Chuvieco, E. and Martín, M.P. (1994a), Global fire mapping and fire danger estimation using AVHRR images, *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 60: 563-570.

Chuvieco, E. and Martín, M.P. (1994b), A simple method for fire growth monitoring using AVHRR channel 3 data, *Int. J. Remote Sens.* 15: 3141-3146.

Coakley, A.C. Jr., Bernstein, R.A., and Darker, P.A. (1987), Effect of ship-stack effluents on cloud reflectivity, *Science* 237: 1020-1022.

Derrien, M., Farki, B., Harang, L., LeGléau, H., Noyalet, A., Pochic, D., and Sairouni, A. (1993), Automatic cloud detection applied to NOAA-11/AVHRR imagery, *Remote Sens. Environ.* 46: 246-267.

Dozier, J. (1981), A method for satellite identification of surface temperature fields of subpixel resolution, *Remote Sens. Environ.* 11: 221-229.

Flannigan, M.D. and Von der Haar, T.H. (1986), Forest fire monitoring using NOAA satellite AVHRR, *Can. J. For. Res.* 16: 975-982.

Illera, P., Fernández, A. and Delgado J.A. (1995), Fire monitoring in Spain using NOAA thermal data and NDVI, *Sensors and environmental applications of remote sensing*, Asknc (ed.), pp. 377-383.

Kennedy, P.J., Belward, A.S., and Grégoire, J.M. (1994), An improved approach to fire monitoring in West Africa using AVHRR data, *Int. J. Remote Sens.* 15: 2235-2255.

Langaas, S. (1992), Temporal and spatial distribution of savanna fires in Senegal and The Gambia, West Africa, 1989-90, derived from multi-temporal AVHRR night images, *Int. J. Wildland Fire* 2: 21-36.

Lee, T.F., and Tag, P.M. (1990), Improved detection of hotspots using the AVHRR 3.7 micron channel, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 71: 1722-1730.

Llevelyn-Jones, D.T., Minnett, P.J., Saunders, R.W., and Zavody, A.M. (1984), Satellite multispectral infrared measurements of sea surface temperature of the N.E. Atlantic Ocean using AVHRR/2, *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 110: 613-631.

Matson, M., and Dozier, J. (1981), Identification of subresolution high temperature sources using a thermal IR sensor, *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 47: 1311-1318.

Saunders, R.W., and Kriebel, K.T. (1988), An improvement method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data, *Int. J. Remote Sens.* 9: 123-150.

Vasconcelos, M.J., and Guertin, D.P. (1992), FIREMAP-Simulation of fire growth with a Geographic Information System, *Int. J. Wildland Fire* 2: 87-96.

Atmosférica de la Universidad de Lille-1 (Francia) durante los meses de abril y mayo de 1986 y 1987. Se utilizó un fotómetro espectral que mide en 7 longitudes de onda discretas (0.45, 0.55, 0.65, 0.85, 1.04, 1.6 y 2.2 μm). Las medidas al ser de tipo manual no seguían una secuencia predefinida durante el día, es por ello que una vez procesados los datos y a pesar de la variación diaria que presenta el espesor óptico de aerosoles se optó por trabajar con un valor medio diario dado el objetivo de nuestro trabajo. El procesado de datos mostró únicamente 15 días validos durante la campaña del 96 y otros 15 de la campaña del 87. La figura 1 muestra la variación del espesor óptico diario a la longitud de onda de 0,55 μm medida durante ambas campañas, donde puede apreciarse la magnitud de los valores alcanzados, en muchos casos por encima de 2.

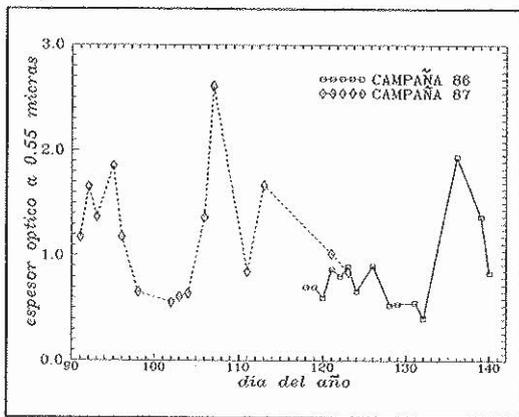


Figura 1. Evolución del espesor óptico diario de los aerosoles desérticos a la longitud de onda de 0.66 μm para las dos campañas de medida.

METODO

El método seguido para determinar la función de distribución de tamaños de los aerosoles atmosféricos, representativa de la columna atmosférica vertical $\eta_c(r)$, conocido el espesor óptico de aerosoles a varias longitudes de onda $\tau_a(\lambda)$ esta basado en la expresión

$$\tau_a(\lambda) = N_c \int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 Q_e(n, \lambda) \eta_c(r) dr \quad (1)$$

En esta expresión $\eta_c(r)$ puede determinarse por un proceso de inversión puro [9-10] ó bien mediante un

proceso de minimización entre los valores experimentales y los teóricos, presuponiendo una función $\eta_c(r)$ ya conocida como puede ser una función de tipo lognormal y determinando los parámetros que la definen. Este es el procedimiento que nosotros hemos seguido aquí [10-11]. En la expresión anterior $Q_e(m, r)$ es el factor de eficiencia dado por la teoría de "scattering" de Mie, que depende del radio de la partícula y de su índice de refracción. Se ha tomado como valor de referencia para los aerosoles desérticos el valor de $1.5 + 0.005$ [12]. Una vez determinado la función columnar $\eta_c(r)$ del aerosol su masa total M sobre la vertical (gr. cm^{-2}) se determina de acuerdo a

$$M = \rho \frac{4}{3} \pi N_c \int_{r_1}^{r_2} r^3 \eta_c(r) dr \quad (2)$$

donde ρ es la densidad media tomada para los aerosoles desérticos igual a 2.6 gr. cm^{-3} .

RESULTADOS

a) Evolución de los parámetros del aerosol desértico

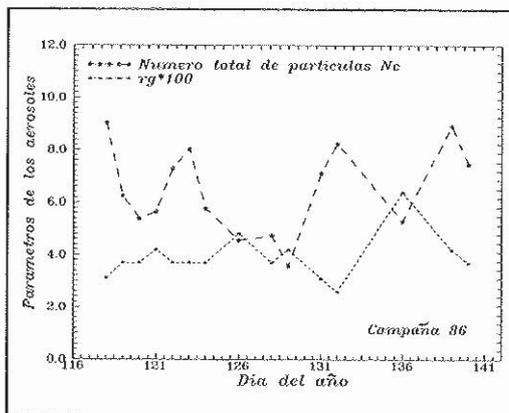


Figura 2. Evolución de los parámetros que definen al aerosol desértico para la campaña del año 86.

En la figura 2 pueden verse los valores obtenidos de los parámetros que definen la granulometría de los aerosoles desérticos mediante la función lognormal, para la campaña del 86: el radio geométrico y la cantidad de partículas sobre la vertical, ya que la desviación standard de esa función se fijó en un valor 3 después de varias pruebas a fin de jugar solo

con un parámetro en el proceso de minimización.

b) Correlación entre la masa total y el espesor óptico.

En la figura 3 pueden verse las correlaciones de tipo potencial establecidas para el año 86 y 87 entre la masa total del aerosol y el espesor óptico a la longitud de onda de 0.55 μm (figura a) y 1.04 μm (figura b).

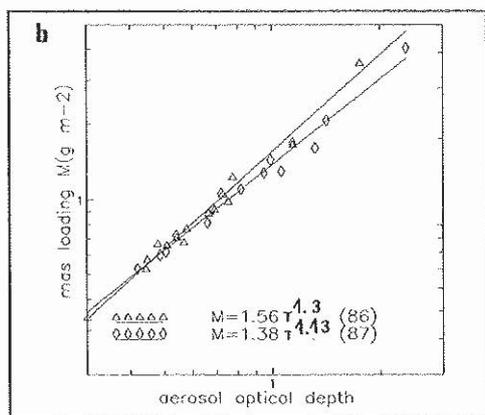
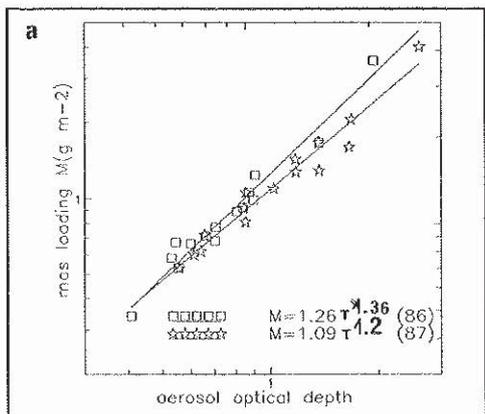


Figura 3. Correlación entre la masa del aerosol y espesor óptico para λ igual a a) 0.55 μm , b) 1.04 μm .

c) Comparación de las estimaciones de la masa total del aerosol

En la figura 4 se muestran los valores obtenidos para la masa total del aerosol para la campaña del año 87 de acuerdo al método de minimización así como las estimaciones obtenidas según la correlación establecida y la expresión de simple proporcionalidad

(donde se dedujo para nuestras medida el valor de la constante correspondiente) para las dos longitudes de onda de trabajo 0.55 y 1.04 μm . Aunque observamos una gran similitud entre los valores obtenidos la figura 5 muestra que dichas diferencias no son despreciables.

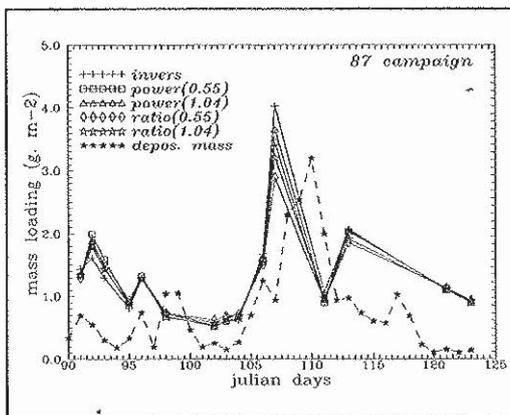


Figura 4. Evolución para la campaña del 87 de las estimaciones de la masa total de aerosol para los tres procedimientos descritos junto con la masa diaria depositada a nivel de suelo.

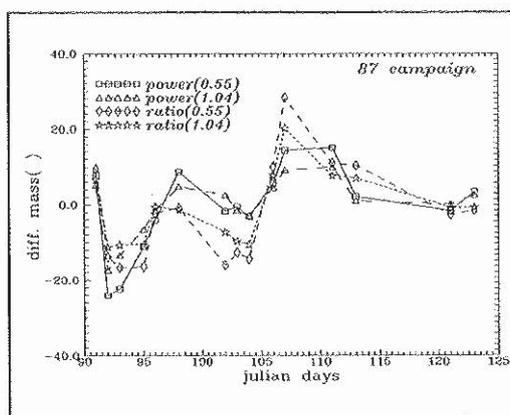


Figura 5. Diferencias relativas de las estimaciones de la masa del aerosol respecto del método de inversión de las dadas por la correlación potencial y lineal para el año 87.

Esta figura 5 nos da las diferencias relativas obtenidas respecto del método de inversión de las estimaciones de la masa del aerosol dadas por nuestra correlación potencial y la de simple proporcionalidad correspondientes a la figura

anterior. Estas diferencias oscilan entre un 20 y 40(%) (año 86) dando tanto subestimaciones como sobrevaloraciones. En la figura 4 se muestra también el valor diario medido de la masa depositada, el cual muestra un comportamiento similar pero con un cierto desfase, así como valores mucho menores pues en general estos valores no son comparables entre sí. Aunque observamos que las correlaciones obtenidas para el año 86 y 87 (para las dos longitudes de onda de trabajo) no son muy distintas sin embargo sus diferencias muestran la dificultad de obtener expresiones con carácter general debido a la gran variabilidad de las características de los aerosoles, aunque aquí estemos estudiando un tipo de aerosol bastante definido. Un estudio teórico llevado a cabo por nosotros [11,12] muestra que a pesar de la variación de la relación M/τ_a según el tipo de granulometría del aerosol es posible establecer correlaciones del tipo anterior, pero donde es preciso a su vez conocer el error ligado a dichas estimaciones.

CONCLUSIONES

Aunque sin restar el carácter puntual que este tipo de correlación puede tener, el estudio realizado sobre una zona de Africa es representativa de los aerosoles desérticos y nuestros resultados están en acuerdo con los obtenidos por otros autores. Actualmente la determinación del espesor óptico de aerosoles para una longitud de onda dada mediante las medidas de radiancia del satélite L_{sat} para áreas de mar y océano está bien desarrollada. La determinación previa de este parámetro y la utilización de la correlación que vamos a establecer permite estimar la masa de aerosol mediante las técnicas de teledetección. Los nuevos sensores multiespectrales como MODIS-EOS, MERIS en Envisat, MOS-PRIRODA, etc. permiten ya una determinación muy factible del espesor óptico e incluso la propia determinación de la función de distribución de tamaño del aerosol al disponer de un gran número de canales de pequeña anchura espectral.

BIBLIOGRAFIA

[1] Volz, F., (1970), Spectral skylight and solar radiance measurements in the Caribbean: Marine and Saharan dust, *J. Atmos. Sci.*, **27**: 1041-1047.
 [2] Carlson, T.N. and Caverly, R.S. 1977. Radiative characteristics of Saharan dust at solar wavelengths, *J. Geophys. Res.*, **82**, 3141-3151.
 [3] Dulac, F., Tanré, D., Bergametti, G., Duat-

Menard, P., Desbois, M., and Sutton, D. (1992), Assessment of the African airborne dust mass over the western Mediterranean sea using Meteosat data, *J. Geophys. Res.* **97**: (D2), 2248-2506.
 [4] Rao, C.R.N., Mauda, K., Takashima, T., and Stowe, L.L. 1989, Remote sensing of aerosol over oceans from satellites, "IRS 88: Current Problem in Atmospheric Radiation". Lenoble J. and Geleyn J.F. (Ed.). A Deepak Publishing Hampton, Virginia.
 [5] Deuzé, J.L., Devaux, C., Herman, M., Santer, R., and Tanré, D. 1988, Saharan aerosols over the south of France: Characterization derived from satellite data and ground based measurements, *J. Appl. Meteorol.* **27**: 680-686.
 [6] Jankoviak, I. and Tanré, D. 1992. Satellite climatology of saharan dust outbreaks: Method and preliminary results, *J. Climate* **5**, 646-656.
 [7] Tanré, D., Deschamps, P.Y., Devaux, C., and Herman, M. 1988, Estimation of the Saharan aerosol optical thickness from blurring effects in Thematic Mapper data, *J. Geophys. Res.*, **83**: 15995-15964.
 [8] Sendra and Kaufman Y.J. & Sendra, A., 1988, Algorithm for atmospheric correction of visible and near infrared satellite imagery. *Int. J. of Remote Sensing* **9**, 1357-1381.
 [9] King, M.V., Byrne, D.M., Herman, B.M. and Reagan, J.A. 1978, Aerosol size distribution obtained by inversión of spectral optical depth measurements, *J. Atmos. Sci.* **35**, 2153-2167.
 [10] Cachorro, V.E., and De Frutos, A.M. 1994, Retrieval of the atmospheric aerosol characteristics from visible extinction data at Valladolid (Spain), *Atmos. Environ.* **28**, 963-971.
 [11] Cachorro, V.E. & Tanré, D. 1995. Particle mass estimations from extinction data: Applications to satellite determination. In *Passive Infrared Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere II*, D.K. Lynch Ed., SPIE Vol 2311, 71-82.
 [12] Patterson, E.M., Gillette, D., and Stockton, B.H. 1977. Complex index of refraction between 300 and 700 nm for Saharan aerosols, *J. Geophys. Res.* **82**, 3153-3160.
 [13] Cachorro V.E. and De Frutos, A.M. 1997. An analytical study about the ratio between particle mass loading and extinction: Application to desert dust aerosols. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **57**, 559-568.