

## **DETERMINACION DE LOS PARAMETROS DE ENTRADA PARA LOS ALGORITMOS DE CORRECCION ATMOSFERICA EN EL RANGO DE CORTA LONGITUD DE ONDA 300-2500 nm.**

V.E. Cachorro, P. Durán, A. M. de Frutos, S. Hernández y M. Betegón

*"Grupo de Optica Atmosférica"*

*ITAGRA, Instituto Tecnológico Agrario y Alimentario.*

*ETSI Agrarias de Palencia. Av. de Madrid 57. Palencia*

*Universidad de Valladolid. email:eupap@cpd.uva.es*

**RESUMEN:** El objetivo de este trabajo es la aplicación a medidas espectralradiométricas de diversos métodos para la determinación de diversos componentes parámetros atmosféricos: espesor óptico, vapor de agua y ozono. Todos ellos parámetros claves para su utilización en los algoritmos de corrección atmosférica en teledetección. Queremos también enfatizar que el carácter espectral del espesor óptico de aerosoles nos posibilita acceder a sus parámetros radiativos, lo cual nos posibilita construir nuestro propio modelo de aerosoles y no acudir a modelos predefinidos, que en la mayoría de los casos están lejos de representar las condiciones reales de medida.

### **INTRODUCCION**

Las técnicas ó métodos actuales de que hace uso la teledetección para la observación de la Tierra, fundamentalmente aquellas dirigidas a la determinación de parámetros de superficie, como es el propio albedo de la misma presupone en la mayoría de las aplicaciones corregir el efecto que introduce la atmósfera, denominado corrección atmosférica.

Actualmente son pocas las aplicaciones donde se lleva a cabo esa corrección atmosférica mediante un algoritmo o modelo físico de la atmósfera. El prototipo de este tipo de modelos, quizás por ser el más conocido, viene representado por el algoritmo 5S[1] ó su sucesor el 6S[2], que aunque no fue diseñado como un algoritmo operativo se ha venido utilizando con este propósito en muchas aplicaciones bajo modificaciones adecuadas del mismo [3,4,5]. Todos estos algoritmos precisan en todo caso de unos buenos parámetros atmosféricos de entrada, siendo estos por orden de importancia el espesor óptico de aerosoles (aquí dejamos abierta la puerta en el sentido de que este parámetro representa una variación espectral), el vapor de agua y la cantidad de ozono.

Sin embargo no debemos dejar de descontar, dependiendo de los canales del satélite, la contribución del oxígeno, la cual no presupone ningún problema al igual que el "scattering" Rayleigh por cuanto son fenómenos de contribución constantes, entendiéndose esto en el sentido de que su contribución no depende de la variabilidad espacio temporal que presenta el espesor óptico o el vapor de agua.

El objetivo de este trabajo ha sido la determinación de estos tres componentes básicos de la atmósfera: espesor óptico y su variación espectral, vapor de agua y ozono, mediante medidas espectralradiométricas de la radiación solar directa a nivel de suelo.

Los resultados presentados en este trabajo hacen referencia a las medidas experimentales llevada a cabo durante el año 1995 en un entorno rural. En él presentamos las metodologías utilizadas para determinar las características básicas de los aerosoles[6], el vapor de agua [7] y el ozono [8], así como la evolución de los mismos a lo largo del año 1995. Las medidas espectralradiométricas a nivel de suelo son una potente herramienta para la validación de muchas de las técnicas aplicadas dentro de la teledetección, como son precisamente aquellas específicamente dirigidas a la determinación de las propias propiedades de la atmósfera.

### **MEDIDAS EXPERIMENTALES**

Las medidas experimentales de radiación solar directa han sido realizadas por el grupo de "Optica Atmosférica" de la Universidad de Valladolid en entorno rural de (41.54° de latitud y 4.6 de longitud) a 25 km de la ciudad de Valladolid. Ellas pueden considerarse representativas de la zona central de la Región de Castilla y León de clima continental. El período de medidas abarca desde comienzos de marzo a comienzos de noviembre de 1995 donde se midieron más de 80 días sin

nubosidad (entendemos esto como una cantidad de cielo cubierto menor del 5% y por supuesto lejos de la posición del sol) que recogen más de 600 espectros en condiciones muy variables de la turbiedad de la atmósfera.

Las medidas se llevan a cabo con un espectroradiómetro comercial LI-COR 1800 que trabaja en el rango 300-1100 nm, con 6 nm de resolución espectral según las especificaciones de la casa comercial y con un muestreo de 1 nm. Para la medida de la componente directa de la radiación se diseñó a propósito un colimador o limitador de campo de 4.5° de IFOV que va acoplado a un difusor de Teflón (IFOV=20 sr) mediante una fibra óptica. La medida se realiza manualmente focalizando la luz del sol sobre la apertura del colimador y a partir de aquí la medida es automática. El barrido de 300-1100 nm se realiza en unos 30 seg., pudiéndose elegir el rango espectral de medida y el muestreo, lo cual posibilita realizar también este tipo de medidas con tiempos menores. El espectroradiómetro es calibrado cada 6 meses de acuerdo a la normativa NIST.

## METODOLOGIA

Dado que disponemos de la medida absoluta de la irradiancia en gran cantidad de longitudes de onda podríamos utilizar la técnica de absorción diferencial (cociente de la radiación en conjuntos independientes de líneas o longitudes de onda) para determinar la cantidad de ozono y vapor de agua. Sin embargo nosotros hemos seguido una metodología diferente ya que esta contabiliza las contribuciones de la dispersión por aerosoles y moléculas. En la figura 1 podemos observar el espectro del espesor óptico total de la atmósfera (descontando ya la contribución de la dispersión Rayleigh) extraído del espectro de irradiancia directo medido. En la figura pueden verse claramente las diferentes absorciones del ozono, oxígeno y vapor de agua así como las ventanas de no-absorción.

De acuerdo a la ley de Beer, la irradiancia solar directa viene dada por

$$F(\lambda) = F_0(\lambda) \exp[-(\tau_m(\lambda) + \tau_a(\lambda) + \tau_g(\lambda))]$$

donde  $F(\lambda)$  es la irradiancia medida a nivel de suelo,  $F_0(\lambda)$  la irradiancia en el límite de la atmósfera (dato conocido) corregido de la distancia media Tierra-Sol y  $m$  la masa de aire absoluta (parámetro que da la posición sol).  $\tau_i(\lambda)$  con  $i=m,a,g$  son respectivamente

el espesor óptico debido a la dispersión por moléculas y aerosoles y a la absorción selectiva de los gases atmosféricos.

El método seguido ha sido ajustar una curva del tipo  $\beta\lambda^\alpha$  (formula de Ångström) con dos parámetros ajustables  $\alpha$  y  $\beta$ , tomando los puntos de las ventanas espectrales con coeficientes de peso adecuados. Una vez determinada dicha curva y descontada de la anterior disponemos de los valores absolutos del espesor óptico debido a las absorciones. De esta forma podemos determinar para cada punto o longitud de onda el valor de la cantidad total de ozono o vapor de agua o bien realizar un ajuste no lineal que minimice la diferencia entre los valores teóricos y experimentales en bandas de absorción adecuadas. Aquí se presenta únicamente la determinación del agua ya que el ozono puede verse en [7]

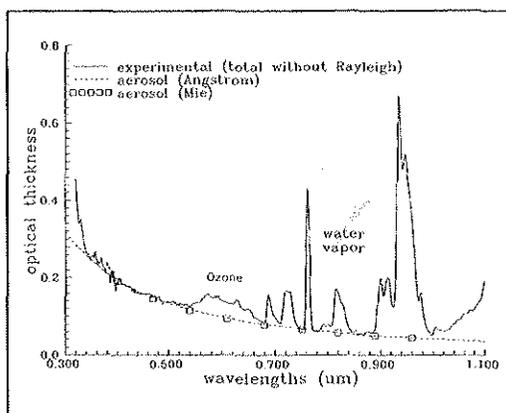


Figura 1.- Espesor óptico de la atmósfera descontando la contribución Rayleigh junto con el modelizado por Ångström y Mie.

## DETERMINACION Y EVOLUCION DEL ESPESOR OPTICO DE AEROSOL

En la figura 1 anterior se ha mostrado también el ajuste que se ha realizado sobre el espesor óptico de aerosoles basado en la aplicación de la teoría de Mie (cuadrados)[9]. A efectos de obtención del espesor óptico de aerosoles ambos métodos (Mie y Ångström) dan resultados similares, sin embargo el método Mie nos posibilita obtener la función de distribución de tamaños de los aerosoles y por tanto acceder a otros parámetros de los mismos que cuantifican la transferencia radiativa en la atmósfera,

como son el parámetro de asimetría  $g$  y la función de fase  $P$ . Solo el conocimiento de la variación espectral del espesor óptico nos posibilita el acceso a éstos últimos parámetros radiativos.

Sin embargo debido a esta variación espectral del espesor óptico de aerosoles y para tener una idea más simple de la turbiedad de la atmósfera, esta suele representarse por una serie de índices no dependientes de la longitud de onda. El más representativo de ellos es precisamente el espesor óptico de aerosoles a  $0.55 \mu\text{m}$ . Nosotros hemos representado en la figura 2 este espesor óptico para tres longitudes de onda correspondiente a todos los espectros puntuales medidos:  $500 \text{ nm}$ ,  $550 \text{ nm}$  y  $1 \mu\text{m}$  durante nuestro período de medidas del año 95, donde puede apreciarse la enorme variabilidad del mismo así como también hemos de mencionar su variabilidad a lo largo del día.

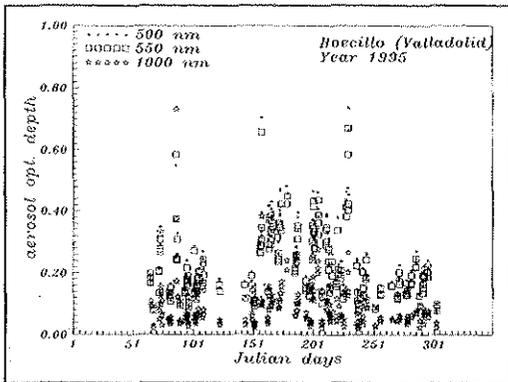


Figura 2. Evolución del espesor óptico de aerosoles a varias longitudes de onda durante 1995.

Aunque la figura no muestra tendencias claras se observa un incremento de la turbiedad durante los meses de verano frente al resto del período medido. Los parámetros de Ångström  $\alpha$  y  $\beta$  también pueden tomarse en cierta forma como parámetros de turbiedad en cuanto que el parámetro  $\beta$  es realmente según su definición el espesor óptico a  $1 \mu\text{m}$  y el parámetro  $\alpha$  nos da una estimación del tamaño de las partículas. Los valores obtenidos de estos dos parámetros, de nuestras medidas experimentales, de acuerdo al método anterior y a un segundo método (idéntico pero donde es el observador que procesa los datos quien decide el mejor ajuste y que denominamos supervisado) pueden verse en la figura

3a) y b). Aquí se muestran los valores sobre los que oscilan estas variables así como su evolución durante el período de medida. Podemos observar como los valores del parámetro  $\alpha$  varían de una forma importante entre los dos métodos, sin embargo el parámetro  $\beta$  no varía sustancialmente. Un análisis estadístico más pormenorizado nos ha llevado a estudiar su distribución de frecuencias obteniendo un valor medio para  $\alpha$  igual a 1.65 y 1.3 para el método automático y supervisado respectivamente.

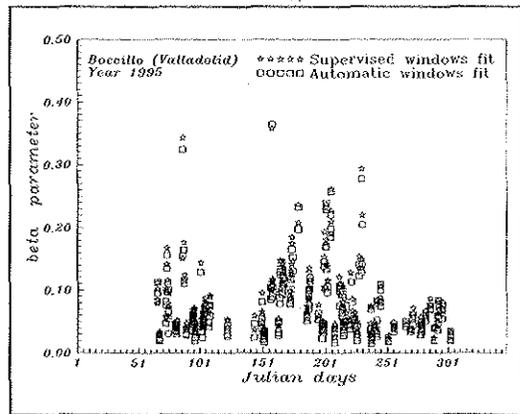
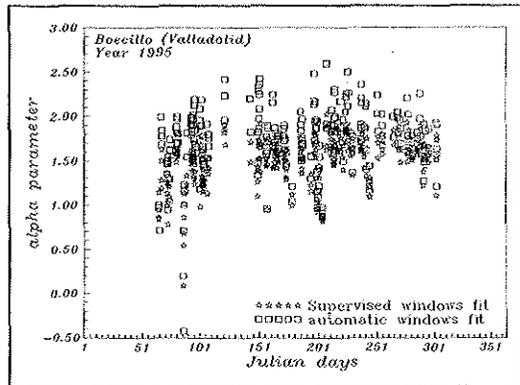


Figura 3. Evolución durante 1995 de los parámetros a)  $\alpha$  y b)  $\beta$  obtenidos mediante dos procedimientos diferentes.

#### DETERMINACION Y EVOLUCION DEL VAPOR DE AGUA

La figura 4 muestra el resultado de la comparación entre la transmitancia experimental y la modelizada como resultado del proceso de minimización entre

ambos tipos de espectros a fin de obtener el valor del vapor de agua que da el mejor ajuste en la región de 940 nm donde este presenta una fuerte banda de absorción. El método tiene en cuenta las contribuciones de la dispersión Rayleigh y de aerosoles. Los coeficientes de absorción del vapor de agua fueron extraídos del código Lowtran7[10].

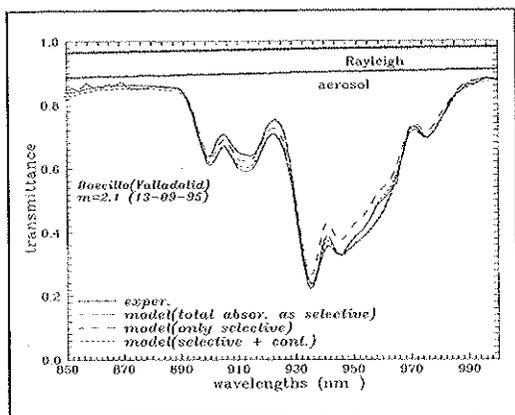


Figura 4. Transmitancia experimental y modelizada para el vapor de agua (donde se analiza la contribución del continuo) junto con las contribuciones de Rayleigh y los aerosoles.

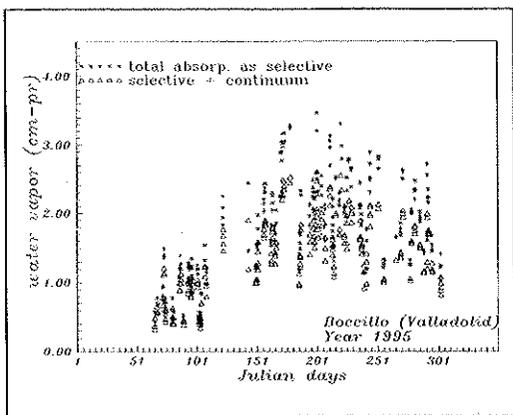


Figura 5. Evolución del vapor de agua durante el período de medida (véase texto).

A su vez se hizo un análisis detallado de la contribución de la llamada absorción del continuo [11], como puede apreciarse en la figura 4.

## BIBLIOGRAFIA

- [1] TANRE D., C. DEROO, P. DUHAUT, M. HERMAN, J.J. MORECLETTE, J. PERBOS, P.Y. DESCHAMPS, 1987. Simulation of the satellite signal in the solar spectrum 5S. Laboratoire d'Optique Atmospherique, Université de Lille1. Villeneuve d'Ascq Cedex, France.
- [2] Código 6S. Laboratoire d'Optique Atmospherique, Université de Lille1. Villeneuve d'Ascq Cedex, France.
- [3] MACKAY G., M.D. STEVEN, J.A. CLARK, 1994. A pseudo-5S code for the atmospheric correction of ATSR-2 visible and near infrared land surface data. 6th International Symposium "Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing. Val D'Isère, France. CNES Proceedings, 103-110.
- [4] RAHMAN H. & G. DEDIEU, 1994. SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. *Int. J. Remote Sensing*, 15, 123-143.
- [5] TEILLET P. & R. SANTER, 1991. Terrain elevation and sensor altitude dependence in a semi-analytical atmospheric code. *Canadian J. of Remote Sensing*, 17, 36-44.
- [6] VERGAZ R., 1996. Turbiedad atmosférica y caracterización de los aerosoles mediante medidas espectralradiométricas". Tesina de Licenciatura. Departamento de Física Aplicada I, Universidad de Valladolid.
- [7] CACHORRO V.E., P. DURAN, A.M. DE FRUTOS, 1996. Retrieval of vertical ozone using the Chappuis band with high spectral resolution solar radiation measurements", *Geophys. Res. Lett.* 23, 3325-3328.
- [8] CACHORRO V.E., P. UTRILLAS, P. DURAN, & A.M. DE FRUTOS, 1996. A study about the water vapor content determination in the 940 nm band by using moderated spectral resolution measurements of direct solar spectral irradiance. (enviado para su publicación)
- [9] CACHORRO V.E. & A.M. De FRUTOS, 1994. Retrieval of the atmospheric aerosol characteristics from visible extinction data at Valladolid (Spain), *Atmos. Environ.* 28, 963-971.
- [10] KNEIZYS F.X., E.P. Shettle, L.W. Abreu, Jr. J.H. Chetwynd, G.P. Anderson, W.O. Gallery, J.E.A. Selby and S.A. Clough, "Users Guide to Lowtran 7". Air Force Geophysics Laboratory. Hanscom AFB, Mass(USA), 1988.
- [11] CLOUDS S.A., F.X. Kneizys and R.W. Davies, "Line shape and the water vapor continuum", *Atmos. Res.* 23, 229-242 (1989).