

## ESTIMACIÓN DEL CONTENIDO TOTAL EN VAPOR DE AGUA DE LA ATMÓSFERA MEDIANTE DATOS DEL SENSOR MODIS Y COMPARACIÓN CON OTRAS TÉCNICAS

Jauad El Kharraz, Víctor Estellés, José.A.Sobrino,  
José. M. Lozano y Pilar Utrillas.

[jauad@uv.es](mailto:jauad@uv.es)

*Dept. de Termodinàmica. Universitat de València,  
C/ Doctor Moliner 50. Burjassot 46100 (València)*

**RESUMEN:** Proponemos en este trabajo un algoritmo operativo para determinar el contenido total en vapor de agua atmosférico (W) a partir de datos del sensor MODIS. Para lograr este objetivo, hemos usado el código de transferencia radiativa MODTRAN 3.5 para derivar las radiancias en los canales del infrarrojo (IR) próximo: 2 (0.865  $\mu\text{m}$ ), 17 (0.905  $\mu\text{m}$ ), 18 (0.936  $\mu\text{m}$ ), y 19(0.94  $\mu\text{m}$ ). Finalmente se han comprobado los distintos algoritmos con radiosondeos locales, con imágenes de MODIS y medidas de un fotómetro CIMEL CE318-2 a nivel de suelo. Los resultados obtenidos son muy prometedores.

**ABSTRACT:** In this work, an operational algorithm to estimate the atmospheric water vapour content (W) from MODIS data is proposed. To this end, MODTRAN 3.5 code has been used to get the radiances of the near-infrared channels: 2 (0.865  $\mu\text{m}$ ), 17 (0.905  $\mu\text{m}$ ), 18 (0.936  $\mu\text{m}$ ), and 19(0.94  $\mu\text{m}$ ). Finally, the algorithm has been checked with radiosondes data, MODIS images and measurements from a ground-based CIMEL CE318-2 sunphotometer. The results are well compromising.

**Palabras Clave:** MODIS, MODTRAN 3.5, sunfotometría, Vapor de agua, Técnica de Cocientes.

### INTRODUCCIÓN

La teledetección del contenido total en vapor de agua es de gran importancia en la comprensión del ciclo hidrológico, interacción biosfera-atmósfera, el balance de energía, así como en el control del cambio climático debido a los gases del efecto invernadero. Además, el conocimiento del contenido total en vapor de agua de la atmósfera, W, es necesario para mejorar la precisión de las

estimaciones de temperatura de la superficie terrestre obtenida a partir de los datos suministrados por los satélites artificiales mediante los algoritmos de tipo Split-Window. La inclusión del contenido total en vapor de agua en los algoritmos permite eliminar una importante fuente de error en la estimación de la temperatura de la superficie terrestre, y por tanto contribuye a mejorar la precisión de los algoritmos Split-Window. Una forma de acceder a este parámetro consiste en disponer de radiosondeos atmosféricos coincidentes con la hora de paso del sensor y sobre la misma zona. Sin embargo, esto no siempre es posible, especialmente cuando se trabaja con bases de datos históricos de satélite. Además, en numerosas zonas de nuestro planeta no se realizan radiosondeos de forma sistemática. Para resolver este inconveniente se han propuesto, en los últimos años, numerosos métodos que permiten estimar el contenido total en vapor de agua atmosférico a partir de los datos suministrados por sensores como el MODIS a bordo del satélite TERRA (Gao y Goetz, 1990; Kaufman y Gao, 1992; y Gao et al., 1993). Un buen método debe cumplir los siguientes requisitos: 1) baja sensibilidad al ruido debido a los errores estadísticos de los canales, 2) baja sensibilidad a la variabilidad de los componentes de la atmósfera, y 3) baja sensibilidad a la variabilidad de las características de la reflectividad de la superficie.

### TEORÍA

#### a) Técnica de Cocientes.

La determinación del contenido total en vapor de agua se basa en la atenuación debida al vapor de agua que sufre la radiación solar reflejada por la superficie y por las nubes en el infrarrojo próximo. Para estimarlo, utilizaremos cocientes de canales absorbentes centrados en 0.905, 0.936, y 0.94  $\mu\text{m}$  con canales transparentes centrados en 0.865 y 1.24  $\mu\text{m}$  (ver Tabla 1). Los cocientes evitan parcialmente los efectos de la variación de la reflectividad de la superficie con la longitud de onda.

Canal	Centro ( $\mu\text{m}$ )	Anchura ( $\mu\text{m}$ )
2	0.865	0.04
5	1.24	0.02
17	0.905	0.03
18	0.936	0.01
19	0.94	0.05

**Tabla 1.-** Características espectrales de los canales

MODIS usados para la estimación del vapor de agua.

Para obtener el W partimos de la ecuación de transferencia radiativa en el rango 0.86 - 1.24 mm, que se puede escribir de forma simplificada como:

$$L_{\lambda}(\text{TOA}) = L_{\lambda}(\text{Sol}) \tau_{\lambda} \rho_{\lambda} + L_{\lambda}(\text{Camino}) \quad (1)$$

donde  $\lambda$  es la longitud de onda,  $L_{\lambda}(\text{TOA})$  (Top Of Atmosphere) es la radiancia ascendente en el techo de la atmósfera,  $L_{\lambda}(\text{Sol})$  es la irradiancia solar extraterrestre,  $\tau_{\lambda}$  es la transmisividad total que es el producto de la transmisividad desde el techo de la atmósfera hasta el suelo para el rayo solar incidente y la transmisividad desde el suelo hasta el techo de la atmósfera en la dirección de la observación del satélite,  $\rho_{\lambda}$  es la reflectividad bi-direccional de la superficie, y  $L_{\lambda}(\text{Camino})$  es la radiancia de camino debida principalmente al efecto atmosférico. La ecuación (1) está simplificada en el sentido de que los fotones que se han reflejado más de una vez se han ignorado.

La radiancia solar reflejada en la banda de absorción, sin el efecto de vapor de agua, debe obtenerse a partir de los canales cercanos. Las principales incertidumbres en este método provienen de las características espectrales de la superficie en el infrarrojo próximo.

La optimización de la absorción del vapor de agua en la región de 0.94  $\mu\text{m}$ , esta basada en el cociente de dos canales usando el espectro de reflectancias de Salisbury y D'Aria y simulando el efecto atmosférico en la radiancia hacia arriba con el código MODTRAN 3.5.

#### ALGORITMO PROPUESTO

Los coeficientes de absorción debida al vapor de agua son muy diferentes en los canales 17, 18 y 19 de MODIS. El 17 es muy sensible a las condiciones húmedas de la atmósfera. De tal forma que para una condición atmosférica dada, los valores de vapor de agua estimados a partir de los tres canales pueden ser diferentes, por lo que proponemos obtener W según la ecuación:

$$W = \sum_{i=17}^{19} f_i W_i \quad (2)$$

donde  $i = 17, 18, 19$  y los  $W_i$  son respectivamente los valores de vapor de agua obtenidos a partir de los cocientes  $G_{17}$ ,  $G_{18}$  y  $G_{19}$  dados por:

$$G_i = \frac{L_i}{L_s}, i = 17, 18, 19 \quad (3)$$

donde las radiancias L se han obtenido mediante la simulación con el código MODTRAN 3.5, para 10 tipos de superficies y para las 6 atmósferas estándar incluidos en el programa. Estos cocientes se han representado en función del contenido total en vapor de agua en la Figura 1, donde todas las curvas se pueden ajustar a polinomios de segundo grado.

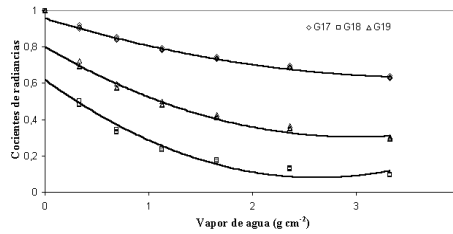


Figure 1.- Cocientes de radiancias frente al W.

Las funciones de normalización  $f_i$  se definen como:

$$f_i = \frac{\eta_i}{\sum \eta_i}, i = 17, 18, 19 \quad (4)$$

Siendo  $\eta_i = \frac{|\Delta\tau_i|}{|\Delta W|}$ ,  $\Delta W$  la diferencia entre el W

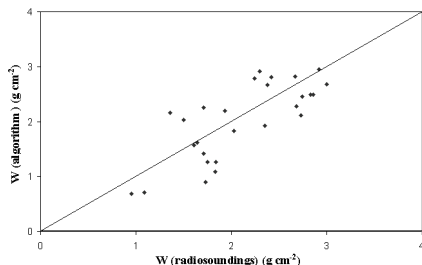
máximo y mínimo calculados a partir de los cocientes de los canales 17, 18 y 19 y  $\Delta\tau_i$  la diferencia entre las transmisividades  $\tau_{i\text{max}}$  y  $\tau_{i\text{min}}$ , donde  $\tau_{i\text{max}}$  que corresponde a  $W_{\text{max}}$  y  $\tau_{i\text{min}}$  corresponde a  $W_{\text{min}}$ . Estas funciones de normalización se han calculado numéricamente a partir de las curvas simuladas de transmisividades frente al contenido total en vapor de agua, y satisfacen a la condición:  $f_{17} + f_{18} + f_{19} = 1$ .

El análisis de sensibilidad aplicado a la ecuación (2) da una desviación estándar de 0.17  $\text{g cm}^{-2}$  para atmósferas húmedas, y de 0.06  $\text{g cm}^{-2}$  para atmósferas secas. (Sobrino et al. 2003).

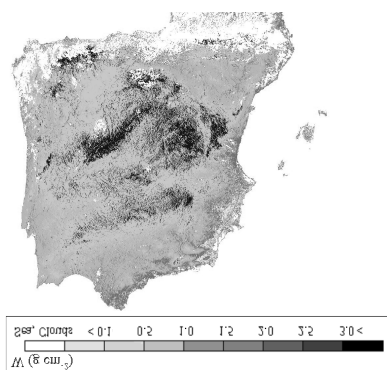
#### VALIDACIÓN

Se ha llevado a cabo la validación del algoritmo (2) usando radiosondeos de distintas estaciones meteorológicas, La Coruña, Santander, Gibraltar, Madrid, Murcia, Zaragoza, y Palma de Mallorca. Todos los radiosondeos se han realizado con un

máximo de una hora entre el paso del satélite y el lanzamiento de los sondeos. La Figura 2 muestra el W obtenido mediante los radiosondeos frente al obtenido mediante la aplicación del algoritmo propuesto a las imágenes MODIS (ver Figura 3). El resultado de esta comparación, ha dado una desviación estándar de  $0.45 \text{ g cm}^{-2}$ , y un bias de  $0.09 \text{ g cm}^{-2}$ .



**Figure 2.-** W obtenido a partir de los radiosondeos frente al obtenido por el algoritmo propuesto.



**Figure 3.-** Imagen del W de la Península Ibérica correspondiente al día 31 de agosto del 2000.

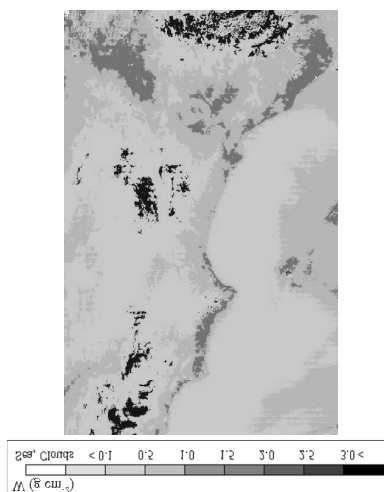
#### ESTIMACIÓN DEL W A PARTIR DE MEDIDAS FOTOMÉTRICAS A NIVEL DE SUELO

De forma añadida, se ha extendido la comparación a medidas de W realizadas mediante un sunfotómetro instalado a nivel de suelo, realizadas rutinariamente. En este caso, el sunfotómetro se encuentra permanentemente instalado en la terraza de la facultad de Física sita en el campus de Burjassot, en las proximidades de la ciudad de Valencia. El modelo de fotómetro utilizado es un CIMEL CE318-2, con cuatro canales centrados en las longitudes de

onda de 440, 670, 870 y 1020 nm (con 10nm FWHM) sobre los que calcula el espesor óptico de aerosoles (AOT). El instrumento también posee un canal centrado en 936nm, que es el empleado en la determinación del W (Estellés et al., 2003).

El método adoptado para hallar W (Bruegge et al., 1992; Halthore et al., 1997) está muy difundido, y en la actualidad es el método standard empleado por la AERosol RObotic NETwork (AERONET). En general, se suele afirmar que la incertidumbre del método se encuentra alrededor del 10%, en comparaciones realizadas con radiosondeos y en diversas condiciones meteorológicas.

En la Figura 4 se muestra el mapa de W obtenido para la región, a partir del algoritmo propuesto para MODIS (Ecuación 2). Hasta ahora, únicamente se han comparado cuatro pasos de satélite, con lo cual todavía no podemos presentar resultados definitivos. Los resultados preliminares muestran una muy buena concordancia al menos para situaciones de baja turbiedad (AOT a 500 nm menor de 0.1) aunque para situaciones de alta turbiedad la desviación sobrepasa el 10% nominal esperado. Sin embargo, se espera poder realizar esta comparación para el resto de pasos disponibles en condiciones de cielo despejado, durante el año 2002 y parte del 2003.



**Figure 4.-** Imagen MODIS del W del este la Península Ibérica con el mar incluido correspondiente al día 24 de Julio del 2002.

## CONCLUSIÓN

En este trabajo se presenta un algoritmo operativo para determinar el contenido total en vapor de agua atmosférico (W) a partir de datos MODIS basándonos sobre la técnica de cocientes. Este algoritmo da buenos resultados cuando se comparan con medidas de radiosondeo, como hemos mostrado, y la técnica muestra ser un buen método para derivar los algoritmos de vapor de agua. Por otra parte, las medidas realizadas por medio de un fotómetro CE318-2 previamente calibrado, no ofrecen una buena comparación con el algoritmo al menos para dos de los tres casos comparados, en el que el espesor óptico es importante. Un mayor análisis es necesario para evaluar la bondad del método en situación de turbulencia atmosférica.

## BIBLIOGRAFÍA

Bruegge, C. J., Conel, J. E., Green R. O., Margolis, J. S., Holm, R. G., and Toon, G., 1992, Water vapor column abundance retrievals during FIFE, *J. Geoph. Res.*, vol.97, D17, 18759-18768

Gao, B. C. and Goetz, F. H., 1990, Column Atmospheric Water Vapour and Vegetation Liquid Water Retrievals From Airborne Imaging Spectrometer data, *Journal of Geophysical Research*, 95, 3549-3564.

Estellés, V., Utrillas, P., Gómez-Amo J. L., Pedrós, R., Martínez - Lozano, J. A. , 2003, Aerosol size distributions and air mass back trajectories over a Mediterranean coastal site, *International Journal of Remote Sensing* (in press).

Gao, B. C., Goetz, F. H., Westwater, Ed R., Conel, J. E., and Green, R. O., 1993, Possible Near-IR channels for remote sensing of precipitable water vapour from geostationary satellite platforms. *Journal of Applied Meteorology*, 32, 1791-1801.

Halthore, R. N., Eck, T. F., Holben., B. N., and Markham B. L., 1997, Sun photometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940-nm band, *J. Geoph. Res.*, vol.102, D4, 4343-4352

Kaufman, Y. J., and Gao, B. C., 1992, Remote sensing of water vapour in the near IR from EOS/MODIS, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30, 1-27.

Salisbury, J. W. and D'Aria, D. M., 1992,

Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 mm atmospheric window, *Remote Sensing of Environment*, Vol. 42, pp. 83-106.

Sobrino, J. A., El-Kharraz, J., and Li, Z-L., 2003, Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data, *International Journal of Remote Sensing* (in press).

## AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer al proyecto WATERMED (ICA3-ct-1999-00015) y el Ministerio de Ciencia y Tecnología (proyecto REN2001-3105/CLI) por la ayuda económica recibida. El presente trabajo se ha realizado mientras Jauad El Kharraz ha disfrutado de la beca de ese proyecto. El instrumento CIMEL CE318-2 se adquirió con la ayuda de la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (CICYT). Asimismo, Víctor Estellés actualmente disfruta de una beca del Ministerio de Ciencia y Tecnología.