

## SEPARACIÓN DE LAS COMPONENTES TÉRMICA Y SOLAR DEL CANAL 3 DEL NOAA-AVHRR

Albano González, Juan Carlos Pérez, Félix Herrera, Fernando Rosa, Silvestre Rodríguez.  
Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección.  
Departamento de Física Fundamental y Experimental. Universidad de La Laguna.  
Tenerife. Islas Canarias. España.

**Palabras clave:** NOAA, AVHRR, canal 3, nubes.

**Resumen.** El canal 3 perteneciente al radiómetro AVHRR de los satélites NOAA ha sido utilizado ampliamente en diversos campos de la Teledetección. En muchos de ellos es imprescindible separar las componentes térmica y solar de la radiación que llega al sensor, para lo que se suele utilizar la información de la temperatura obtenida de los canales térmicos (4 y 5). Esto presenta algunas dificultades debido al diferente comportamiento espectral de la radiación al atravesar la atmósfera. Un caso crítico ocurre en presencia de nubes, que acentúan aun más dicha diferencia. Para obtener las dos componentes del canal 3 de una forma más precisa, hemos empleado un modelo sencillo, fácilmente invertible, basado en las temperaturas de los canales 3 y 4.

### I. Introducción.

El canal 3 del radiómetro AVHRR de los satélites NOAA (3.55-3.93  $\mu\text{m}$ ) ha sido utilizado en estudios de muy diversa naturaleza, como detección de incendios, clasificación, comportamiento espectral y composición de nubes, etc. Sin embargo, en muchas ocasiones es desechado por dos inconvenientes principales. En primer lugar, su posición en el espectro electromagnético, infrarrojo medio, hace que la radiación recibida por el sensor presente dos componentes bien diferenciadas: la emitida por la cobertura terrestre debida a su temperatura, radiación térmica, y la que, procedente del sol, es reflejada por ella. Esto hace que su interpretación no sea tan fácil como en los canales puramente térmicos o en el visible e infrarrojo cercano, donde sólo tenemos una de las dos contribuciones. En segundo lugar presenta ruido altamente variable de una imagen a otra, con lo que debemos aplicar filtros adecuados para atenuar en lo posible esta distorsión [1]. Por lo tanto, su utilización no es tan inmediata como en el resto de los canales.

A menudo, para extraer la información necesaria en una aplicación determinada, debemos separar las dos componentes de la radiancia que llega al sensor en el canal 3. Tradicionalmente, se suele utilizar la temperatura obtenida a partir de los canales térmicos, el 4 (10.30-11.30  $\mu\text{m}$ ), el 5 (11.50-12.50  $\mu\text{m}$ ) o una combinación de ambos como, por ejemplo, el algoritmo de split-window [2], para estimar a partir de ellos, y haciendo uso de la ecuación de

Planck para el cuerpo negro, la componente puramente térmica de la radiancia [3]. La ecuación que resume el proceso de extracción quedaría de la siguiente forma:

$$L_{3,\text{Solar}} = L_{3,\text{Total}} - L(T_{4,5}) \quad (1)$$

donde  $L_{3,\text{Solar}}$  representa la parte debida a la reflexión de la radiación solar,  $L_{3,\text{Total}}$  la radiación total recibida y  $L(T_{4,5})$  la componente térmica estimada a partir de los canales 4 y 5.

El inconveniente en el uso de este método surge al no considerar las diferentes transmisividades y emisividades del medio en los distintos canales del radiómetro que estamos empleando, principalmente en aquellos pixeles de la imagen que contengan cobertura nubosa. En este caso, estaríamos despreciando el efecto de la emisión térmica de la superficie situada bajo la nube. Esto introduce un error en la estimación debido a que su transmisividad no es uniforme en todo el espectro, siendo mayor en el infrarrojo medio (canal 3) que en el térmico (canales 4 y 5). Dicho efecto es importante, sobre todo, en nubes medias y altas cuyo espesor óptico sea el suficiente para que las diferencias de transmisividad sean apreciables, pero no tan elevado que impida que la radiación en cualquiera de las bandas pueda atravesarlas. De esta forma, al utilizar la ecuación (1), estaríamos sobrestimando la componente solar extraída de la radiancia recibida en el canal 3.

Como consecuencia de todo lo anterior, es necesario aplicar un modelo radiativo que, teniendo en cuenta el comportamiento de las nubes en las bandas espectrales implicadas, permita extraer las distintas componentes de la radiación recibida en el infrarrojo medio. Dicho modelo debe ajustarse a los datos de las imágenes, pero, a su vez, debe ser lo suficientemente simple para que su utilización sea operativa, permitiendo una estimación rápida y precisa. Utilizaremos para el estudio un diagrama que hemos utilizado en ocasiones anteriores para distinguir los pixeles de una imagen que están libres de cobertura nubosa. Se trata del histograma bidimensional  $T_3$ - $T_4$  frente a  $T_4$ . [4]

## II. Modelo radiativo unidimensional.

La utilización de un modelo radiativo complejo, tal como los ampliamente referenciados en la literatura, MODTRAN, código 5S, DISORT, etc., se hace totalmente prohibitivo, computacionalmente hablando, si necesitamos corregir todos y cada uno de los píxeles de una imagen que contengan cobertura nubosa. Por ello, se ha utilizado un modelo radiativo simple donde se considera una nube a cierta altura, con una composición y temperatura determinadas, bajo la cual existe una superficie a otra temperatura, lógicamente superior. La transmisividad, emisividad y albedo de la nube variarán en función del espesor de la misma, una vez fijados todos los parámetros anteriores.

Por lo tanto, supongamos una capa nubosa homogénea con temperatura  $T_n$  situada a una cierta altura sobre una superficie que posee una temperatura  $T_s$ . Consideremos, además, que las partículas que la componen tienen un coeficiente de scattering  $\sigma$  y un coeficiente de absorción  $k$ , de forma que el albedo de scattering simple queda  $\omega = \sigma / (k + \sigma)$ . Entonces, podemos expresar el elemento diferencial de espesor óptico por:

$$d\chi = (k + \sigma) \rho dz \quad (2)$$

donde  $\rho$  es la densidad de partículas que posee la nube y  $dz$  es el diferencial de altura, asociado al ancho de la capa nubosa. Por último, debido a las restricciones que impone el uso de un modelo unidimensional, usaremos una simplificación del factor de asimetría de scattering, denotando por  $f$  la porción de la radiación que, en un único proceso de scattering, es reemitida en la dirección de avance de la radiación incidente, siendo  $1-f$  aquella parte de la radiación que se reemitirá en la dirección opuesta.

Teniendo en cuenta las hipótesis anteriores y aplicando las condiciones de contorno adecuadas a la capa nubosa podemos obtener las expresiones correspondientes al albedo y transmisividad de la misma [5]:

$$A = \beta \frac{1 - e^{-2\alpha\chi}}{1 - \beta^2 e^{-2\alpha\chi}} \quad (3)$$

$$\tau = \frac{(1 - \beta^2) e^{-2\alpha\chi}}{1 - \beta^2 e^{-2\alpha\chi}} \quad (4)$$

donde, por simplificación, se han introducido los parámetros  $\alpha$  y  $\beta$  que están relacionados con el albedo de scattering simple y el factor  $f$ :

$$\alpha = (1 - \omega)(1 + \omega - 2\omega f) \quad (5)$$

$$\beta = \frac{\alpha - 1 + \omega}{\alpha + 1 - \omega} \quad (6)$$

En la figura 1 podemos observar la variación de la transmisividad, el albedo y la emisividad en función del espesor óptico de la capa considerada. Vemos que a medida que  $\chi$  aumenta la nube deja pasar cada vez menos radiación procedente de la superficie inferior y la emisividad y el albedo aumentan, tendiendo los tres a un valor estacionario a partir de cierto espesor.

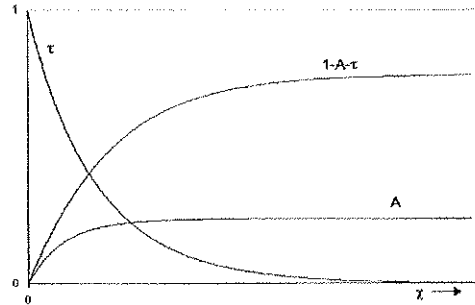


Fig. 1. Albedo, transmisión y emisión de la capa nubosa frente al espesor óptico.

La radiación que llegue al sensor será, por lo tanto, la suma de tres contribuciones: la emitida por la superficie bajo la nube y que es capaz de atravesarla, la procedente del Sol que es reflejada por dicha nube y la emitida por esta misma. De forma que, si tenemos en cuenta la ley de Kirchhoff para la emisividad, obtenemos la siguiente expresión para la radiancia total que alcanza el sensor en cada uno de los canales:

$$L_3 = \tau_3 B_3(T_s) + A_3 L_{\text{Solar}} + (1 - A_3 - \tau_3) B_3(T_n) \quad (7)$$

$$L_4 = \tau_4 B_4(T_s) + (1 - A_4 - \tau_4) B_4(T_n) \quad (8)$$

donde no hemos tenido en cuenta la radiación solar en el canal 4, pues es totalmente despreciable.  $B_i$  representa la radiación en el canal  $i$  para un cuerpo negro a la temperatura especificada [6]. Una vez calculadas las radiancias en ambos canales debemos usar la inversa de la ecuación de Planck con el fin de obtener las temperaturas de brillo correspondientes.

## III. Análisis de los datos.

En la realización de este estudio se han utilizado numerosas imágenes de satélite, pertenecientes tanto al NOAA-12 como el NOAA-14, adquiridas y procesadas en el Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección de la Universidad de La Laguna. Todas están centradas en la

Región Canaria y contienen varios tipos de nubes. Se ha trabajado sobre algunas imágenes nocturnas para asegurar que, en ausencia de radiación solar, el modelo se comporta correctamente y luego se ha aplicado a las imágenes diurnas, en las que tenemos las dos componentes de la radiación que queremos separar.

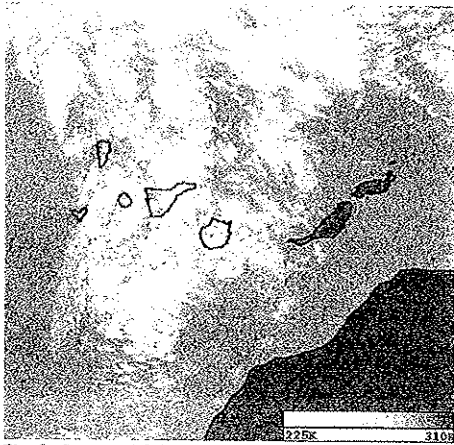


Fig. 2. Imagen del Canal 4 del AVHRR.

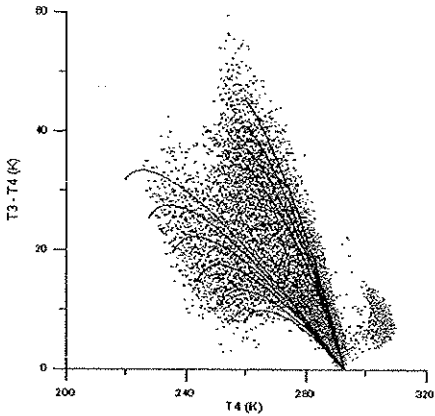


Fig. 3. Histograma bidimensional correspondiente a la imagen de la figura 2

Un ejemplo de las imágenes estudiadas se muestra en la figura 2. Se trata del canal 4 calibrado en grados Kelvin. Se pueden observar varios tipos de nubes medias y altas sobre el mar e islas occidentales. El histograma bidimensional  $T_3$ - $T_4$  frente a  $T_4$  correspondiente se muestra en la figura 3, donde se pueden observar varias zonas acumulativas. La más importante corresponde al mar, con diferencias entre  $T_3$  y  $T_4$  muy pequeñas; a la

derecha se puede observar la región correspondiente al suelo desnudo, más caliente y con cierta cantidad de radiación solar reflejada. El resto de los puntos corresponden a las distintas nubes que se encuentran en la imagen. Las curvas superpuestas corresponden al ajuste del modelo a los datos reales y tienen en cuenta el ángulo cenital solar, que ha sido obtenido directamente de las imágenes mediante el software del sistema TeraScan de SeaSpace.

#### IV. Inversión del modelo.

Una vez ajustados los datos pertenecientes a las imágenes en estudio al modelo unidimensional, variando los parámetros de la nube, debemos invertir dicho modelo para obtener las distintas contribuciones a la radiancia recibida por el sensor. A pesar de la relativa sencillez de dicho modelo, la forma de las ecuaciones que lo componen, que incluyen a su vez la ecuación del cuerpo negro de Planck, hace necesario aplicar un método numérico de resolución de sistemas de ecuaciones no lineales, de entre los cuales hemos elegido el de Newton-Raphson [7][8]. Este tipo de métodos iterativos requieren, para obtener una solución correcta, que la ecuación a resolver no contenga máximos o mínimos locales cerca de la misma, requisito que cumplen ampliamente las ecuaciones del modelo unidimensional utilizado como podemos ver en la figura 4, en la que se representa la variación de la temperatura calculada según el modelo frente al espesor óptico y la temperatura de la nube. Además, para garantizar una rápida convergencia, la solución propuesta a priori para la primera iteración debe estar lo más cerca posible del resultado final. Para esto, debido a que se recorren los píxeles de la imagen consecutivamente, se elige como semilla para un píxel el resultado obtenido en el anterior, pues es de esperar que no existan grandes diferencias entre las características de la cobertura nubosa de ambos.

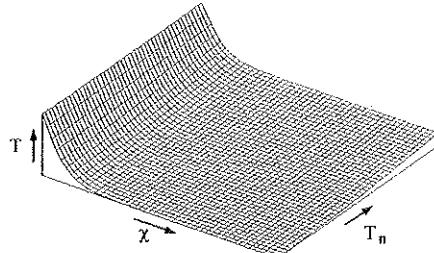


Fig. 4. Representación de la variación de la temperatura del modelo frente al espesor óptico y temperatura de la nube.

#### V. Resultados y conclusiones.

Se ha aplicado tanto el método propuesto como el tradicional a numerosas imágenes con el fin de observar

las mejoras obtenidas con la nueva estimación. Se han encontrado diferencia entre las radiancias obtenidas por ambas aproximaciones de 0 a  $0.2 \text{ mW/m}^2\text{-sr-cm}^{-1}$ , lo que se corresponde con los valores estimados para las imágenes nocturnas, en las que no existe componente solar y se aprecia perfectamente el efecto de las nubes en los distintos canales sobre la radiación emitida por la superficie que se encuentra bajo ellas.

Este error es importante si tenemos en cuenta que se produce en mayor medida en aquellos píxeles de la imagen que presentan nubes con un espesor óptico intermedio, lo que supone que su albedo no es muy alto. El error relativo que se comete por el método tradicional es bastante elevado, llegando a ser la radiancia calculada más del doble del valor obtenido por el método propuesto.

Se ha demostrado que se puede llevar a cabo la separación de las componentes térmica y solar del canal 3 del NOAA-AVHRR utilizando la inversión de un modelo radiativo unidimensional, lo que implica una mejora sustancial en precisión y velocidad de cálculo.

#### Agradecimientos.

Este trabajo ha sido realizado gracias a la financiación de la Consejería de Educación, Cultura y Deportes del Gobierno Autónomo de Canarias por medio del Proyecto 4/95.

#### Bibliografía.

- [1] SIMPSON, J.J., and YAHN, S.R., 1994, Reduction of noise in AVHRR Channel 3 Data with Minimum Distortion. *I.E.E.E. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **32**, 315-328.
- [2] SOBRINO, J.A., COLL, C., and CASELLES, V., 1991, Atmospheric correction for land surfaces temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5. *Remote Sensing of Environment*, **38**, 19-34.
- [3] WETZEL, M. A., BORYS, R.D., and XU, L.E., 1996, Satellite microphysical retrievals for land-based fog with validation by balloon profiling. *Journal of Applied Meteorology*, **35**, 810-829.
- [4] PEREZ, J.C., GONZÁLEZ, A., HERRERA, F., ROSA, F., and de la Cruz, D.M., Segmentación de las nubes en las imágenes del NOAA-AVHRR basada en los diagramas  $T_{34}$  vs.  $T_4$ . Presentación a este Congreso.
- [5] HOUGHTON, J.T., 1986, *The Physics of Atmospheres*, 2nd edn (Cambridge University Press), pp. 80-85.

[6] KIDWELL, K.B., 1991, NOAA polar orbiter users guide (TIROS-N, NOAA-6, NOAA-7, NOAA-8, NOAA-9, NOAA-10, NOAA-11, NOAA-12, NOAA-13, and NOAA-14). NESDIS, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, D.C. 20233.

[7] ISAACSON, H., and KELLER, H. B., 1994, *Analysis of Numerical Methods. Dover Edition* (New York: John Wiley & Sons), pp. 85-123.

[8] PRESS, W.H., TEUKOLSKY, S.A., VETTERLING, W.T., and FLANNERY, B.P., 1992, *Numerical Recipes in C. The Art of Scientific Computing*, 2nd edn (Cambridge University Press), pp. 347-394.