

Estimación de la temperatura de la superficie terrestre y del contenido total en vapor de agua atmosférico a partir de datos MODIS

J. El Kharraz y J. A. Sobrino
Correo electrónico: jauad@uv.es
Universidad de Valencia
Dept. de Termodinámica

C/. Doctor Moliner 50. Burjassot 46100 (Valencia)

RESUMEN

Proponemos en este trabajo algoritmos operativos para determinar la temperatura de la superficie terrestre y del mar y el contenido total en vapor de agua atmosférico a partir de datos del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA. 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 μ m), 17(0.905 μ m), 18(0.936 μ m), y 19(0.94 μ m) e IR: 31(11.03 μ m) y 32 (12.02 μ m). Se han usado las técnicas de split-window y cocientes de radiancias. Finalmente, se presenta la validación de los algoritmos propuestos.

PALABRAS CLAVE: MODIS, MODTRAN 3.5, vapor de agua, técnica de cocientes, split-window.

ABSTRACT

We suggest in this work operational algorithms to estimate sea and land surface temperature, and the atmospheric water vapour content from MODIS data on board the spacecraft TERRA. To this end, MODTRAN 3.5 code has been used to get the radiances of the near-infrared channels: 2 (0.865 μ m), 17(0.905 μ m), 18(0.936 μ m), and 19(0.94 μ m), and IR: 31(11.03 μ m) and 32(12.02 μ m). Techniques of split-window and radiance ratios were used. Finally, a validation of the algorithms proposed has been carried out.

KEY WORDS: MODIS, MODTRAN 3.5, water vapour, ratios techniques, split-window.

INTRODUCCIÓN

La temperatura de la superficie terrestre es un parámetro de gran importancia en teledetección. Su determinación requiere de diversos procesos, existiendo hoy día numerosos algoritmos encaminados a su consecución. En este trabajo abordaremos los que sean de aplicación al sensor MODIS. La teledetección del contenido total en vapor de agua es también de gran importancia sobre todo 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 (Sobrino et al, 1994). 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 AVHRR (Sobrino et al, 1999).

TEMPERATURA

Con la experiencia que llevamos con el desarrollo de las técnicas de split-window para la estimación de la temperatura de la superficie del mar (SST) y terrestre (LST) para los diferentes sensores (Sobrino et al, 1996, Wan y Dozier, 1996; Brown y Minnett, 1999), hemos utilizado las mismas para el caso del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA. Para ello, hemos llevado a cabo simulaciones con el código de transferencia radiativa MODTRAN 3.5 (Abreu y Anderson, 1996). Así y para analizar los efectos atmosféricos, se han usado 61 radiosondeos extraídos de la base de datos TIGR (Chesters et al, 1983) (DB1), y otros 183 radiosondeos (DB2) para comprobar los coeficientes obtenidos mediante los primeros 61 radiosondeos. La simulación ha cubierto una gran variabilidad en temperaturas: entre 230 y 330 K, contenido total en vapor de agua atmosférico entre 0.09 y 6.37 gcm⁻². Para incluir una amplia variabilidad atmosférica y condiciones de la superficie en base de datos, hemos considerado en la simulación para cada perfil atmosférico 3 ángulos de observación: 0°, 32°, 50°, y 5 temperaturas de la superficie (T-5, T, T+5, T+10, y T+20), y 15 emisividades (e_i) extraídas del conjunto de emisividades obtenido a partir de los espectros de Salisbury (Salisbury y D’Aria, 1992).

Temperatura de la superficie del mar (SST)

Se han comprobado tres modelos por medio de la minimización realizada por el método de “Levenberg-Marquardt”, El método de Levenberg-Marquardt es una modificación del de Gauss-Newton. Los algoritmos elegidos para estimar la SST han sido:

$$T_{SST1} = T_{31} + a_0(T_{31} - T_{32}) + a_1 \quad (1)$$

$$T_{SST2} = T_{31} + a_0(T_{31} - T_{32}) + a_1(T_{31} - T_{32})^2 + a_2 \quad (2)$$

$$T_{SST3} = T_{31} + (a_0 + a_1 W)(T_{31} - T_{32}) + a_3 + a_2 W \quad (3)$$

La Tabla 1 muestra los valores de los coeficientes y los errores obtenidos para cada modelo. Las seis últimas filas representan: el error del modelo (σ_{mod}), el mismo error obtenido con DB2 (σ_{mod}^*), el error de ruido (σ_{Noise}), el error debido al vapor de agua (σ_w), el error total (σ_{Total}), y el error total obte-

nido con DB2 (σ_{Total}^*). Los valores se han obtenido considerando un vapor de agua de 1 g cm⁻², y T₃₁-T₃₂ = 1K para atmósferas secas y de 3 g cm⁻², 2 K para atmósferas húmedas.

Coefficientes	SST1	SST2	SST3
a ₀	3.83	2.75	1.90
a ₁	0.14	0.67	0.44
a ₂	-	0.36	0.05
a ₃	-	-	0.34
σ _{mod} (K)	0.39	0.34	0.24
σ _{mod} [*] (K)	0.45	0.44	0.39
σ _{Noise} (K)	0.31	0.42	0.27
σ _w (K)	-	-	0.47
σ _{Total} (K)	0.50	0.54	0.59
σ _{Total} [*] (K)	0.55	0.61	0.67

Tabla 1. Los coeficientes y los errores de los algoritmos de SST propuestos.

Temperatura de la superficie terrestre (LST)

Con la misma simulación que se ha llevado a cabo en el caso del mar, se ha tratado el caso de LST, y así tres modelos se han propuesto, usando siempre el método de split-window con los canales 31 y 32 de MODIS:

$$T_{LST1} = T_{31} + a_1 + a_2(T_{31} - T_{32}) + a_3(T_{31} - T_{32})^2 + (a_4 + a_5 W)(1 - \epsilon) + (a_6 + a_7 W)\Delta\epsilon \quad (4)$$

$$T_{LST2} = T_{31} + (a_1 + a_2 W)(T_{31} - T_{32}) + a_3 + a_4 W + (a_5 + a_6 W)(1 - \epsilon) + (a_7 + a_8 W)\Delta\epsilon \quad (5)$$

$$T_{LST3} = a_1 + a_2 W + [a_3 + a_4 W + (a_5 + a_6 W)\left(\frac{1 - \epsilon}{\epsilon}\right) + (a_7 + a_8 W)\frac{\Delta\epsilon}{2} - \left(\frac{T_{31} - T_{32}}{2}\right)] + [a_9 + a_{10} W + (a_{11} + a_{12} W)\left(\frac{1 - \epsilon}{\epsilon}\right) + \epsilon + (a_{13} + a_{14} W)\frac{\Delta\epsilon}{\epsilon^2}] - \left(\frac{T_{31} - T_{32}}{2}\right) \quad (6)$$

donde ϵ [$\epsilon = \epsilon_{31} + \epsilon_{32}$]/2 es la emisividad media para los canales 31 y 32, y $\Delta\epsilon$ ($\Delta\epsilon = \epsilon_{31} - \epsilon_{32}$) es la diferencia espectral de emisividad; a_i son los coeficientes de split-window que se han obtenido mediante la simulación y la posterior minimización.

La Tabla 2 muestra los valores numéricos de los coeficientes hallados para los algoritmos anteriores y sus correspondientes errores obtenidos para las dos bases de datos (DB1) y (DB2). El error total se ha obtenido de la siguiente forma:

$$\sigma_{total} = \sqrt{\sigma_{mod}^2 + \sigma_{\epsilon}^2 + \sigma_W^2 + \sigma_{Noise}^2}$$

En ese caso el error debido a la emisividad (ϵ_e) se ha considerado igual a 0.005. Los coeficientes se han obtenido a partir de las emisividades de 15 tipos de superficies extraídos de la base espectral de Salisbury. Estas emisividades se han calculado usando las funciones filtro de los canales 31 y 32 variando entre 0.95 y 1.00, y su diferencia espectral entre -0.02 y 0.02, y considerando 5 temperaturas: T-5, T, T+5, T+10 y T+20.

Coefficientes	LST1	LST2	LST3
a_1	1.02	3.29	0.97
a_2	1.79	-0.12	0.13
a_3	1.20	1.11	1.00
a_4	34.83	-0.04	0.00
a_5	-0.68	38.72	0.112
a_6	-73.27	1.23	0.006
a_7	-5.19	-100.22	-0.52
a_8	-	1.20	0.02
a_9	-	-	9.98
a_{10}	-	-	-0.32
a_{11}	-	-	-36.15
a_{12}	-	-	-0.42
a_{13}	-	-	130.8
a_{14}	-	-	-10.72
$\sigma_{mod}(K)$	0.73	1.00	0.88
$\sigma_{mod}^*(K)$	1.38	1.53	1.51
$\sigma_{Noise}(K)$	0.50	0.25	0.38
$\sigma_{\epsilon}(K)$	0.64	0.70	0.28
$\sigma_W(K)$	0.03	0.13	0.11
$\sigma_{Total}(K)$	1.09	1.25	1.00
$\sigma_{Total}^*(K)$	1.60	1.71	1.59

Tabla 2. Los coeficientes y los errores de los algoritmos de LST propuestos.

Test

Una validación del producto LST se ha llevado a cabo en condiciones húmedas usando el conjunto de datos proporcionado por Dr. Z. Wan, extraídos de la campaña de medidas llevada a cabo en la cuenca del río Mississippi bajo entre Junio y agosto del 2002. Se instalaron 5 radiómetros en un campo de soja. Los resultados de esta validación están dados en la Tabla 3. El algoritmo LST1 da el mejor resultado con un error estándar de 0.48K.

Para ellos, se han considerado valores de 0.99, 0.99 y 0 respectivamente para ϵ_{31} , ϵ_{32} y $\Delta\epsilon$ (correspondientes a un campo de soja).

Caso n°	1	2	3	4	5
Gránulo ID	A2002199.0415	A2002215.0415	A2002217.0400	A2002220.0430	A2002222.0420
(Mes / día/ hora: minuto)	7/17 23:16	8/02 23:16	8/04 23:04	8/07 23:35	8/09 23:22
Ángulo zenital (°)	6.99	6.62	18.17	38.85	18.68
W (cm)	3.5	3.3	3.0	3.5	3.5
T_{31}	295.2	296.2	294.8	292.4	293.0
T_{32}	294.8	295.8	294.2	292.0	292.7
$T_{in-situ}$ radiómetros (K)	de 296.8	298.3	297.6	294.5	295.7
LST1- $T_{in-situ}$ (K)	0.5	0.3	0.0	0.0	-0.8
LST2- $T_{in-situ}$ (K)	0.8	0.6	0.3	0.3	-0.5
LST3- $T_{in-situ}$ (K)	1.3	1.1	0.9	0.7	-0.1

Tabla 3. Comparación entre los algoritmos LST1, LST2, LST3 y las medidas $T_{in-situ}$ (33.08263 °N, 90.7866 °W) (Dr. Z. Wan).

Aplicación

El conocimiento de la emisividad es esencial en la discriminación, clasificación y determinación de tipos de suelos, aunque en nuestro caso su obtención viene dada por la necesidad de corregir la estimación de la temperatura de la superficie terrestre. Aunque no es posible determinar exactamente la emisividad de la superficie desde satélite, debido a que en cualquier medida realizada tenemos más incógnitas (emisividad y temperatura) que medidas (una radiancia por canal), es posible su estimación a partir de la imagen de NDVI. En el caso de MODIS, el NDVI se define como (Huete et al, 1994):

$$NDVI = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (7)$$

donde ρ_1 y ρ_2 son las reflectividades de los canales 1 y 2, que corresponden a las longitudes de onda centradas en los valores 0.645 mm y 0.859 mm, respectivamente.

La aplicación del método de umbrales adaptado a MODIS (Sobrino et al, 2003) ha permitido obtener

los mapas de emisividad y de la diferencia espectral de emisividad necesarias para obtener el producto final de la temperatura de la superficie. La Figura 1 muestra la imagen de LST1 obtenida a partir de la ecuación (4).

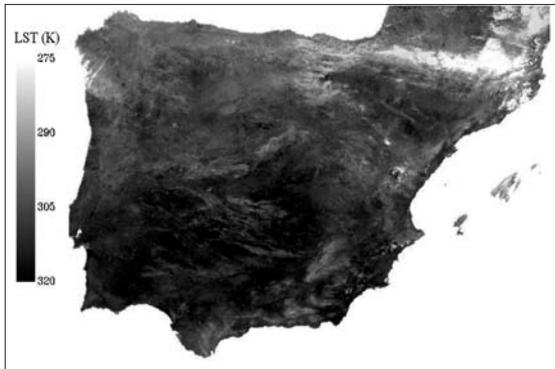


Figura 1. Imagen LST de la Península Ibérica correspondiente al día 27 de mayo 2003 obtenida aplicando la ecuación (4).

VAPOR DE AGUA

Técnica de Cocientes

La determinación del contenido total en vapor de agua de la atmósfera 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 el cociente de canales absorbentes centrados en 0.905, 0.936, y 0.94 mm con canales transparentes centrados en 0.865 y 1.24 mm (ver Tabla 4). Los cocientes evitan parcialmente los efectos de la variación de la reflectividad de la superficie con la longitud de onda.

Canal	Centro (µm)	Anchura (µm)
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 4. 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 µm,

que se puede escribir de forma simplificada (Hansen y Travis, 1974; Fraser y Kaufman, 1985) como:

$$L_{\lambda}(\text{TOA}) = L_{\lambda}(\text{Sol}) \tau_{\lambda} \rho_{\lambda} + L_{\lambda}(\text{Camino}) \quad (8)$$

donde λ 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, τ_{λ} 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, ρ_{λ} 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 (8) 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 µm, 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 (Gao y Goetz, 1990; Kaufman y Gao, 1992). 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:

$$W = \sum_{i=17}^{19} f_i W_i \quad (9)$$

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:

$$G_i = \frac{L_i}{L}, i = 17, 18, 19 \quad (10)$$

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 2, donde todas las curvas se pueden ajustar a polinomios de segundo grado.

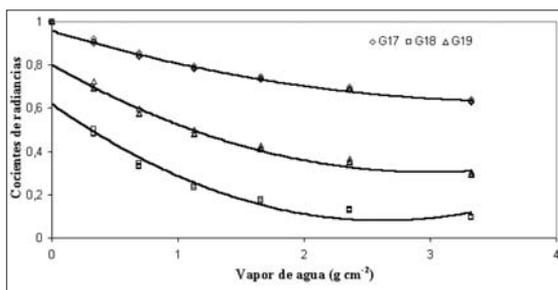


Figura 2. Cocientes de radiancias frente al W .

Las funciones de normalización f_i se definen como:

$$f_i = \frac{\eta_i}{\sum \eta_i}, i = 17, 18, 19 \quad (11)$$

Siendo $\eta_i = \frac{|\Delta\tau_i|}{|\Delta W|}$, ΔW 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 $\tau_{i\max}$ y $\tau_{i\min}$, donde $\tau_{i\max}$ que corresponde a W_{\max} y $\tau_{i\min}$ corresponde a W_{\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:

$f_{17} + f_{18} + f_{19} = 1$.

Así, la ecuación (9) se puede escribir de esta forma:

$$W = 0.192 W_{17} + 0.453 W_{18} + 0.355 W_{19} \quad (12)$$

El análisis de sensibilidad aplicado a la ecuación (12) da una desviación estándar de 0.17 g cm^{-2} para atmósferas húmedas, y de 0.06 g cm^{-2} para atmósferas secas.

Aplicación

Se ha llevado a cabo la validación del algoritmo (12) 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 3 muestra el W obtenido mediante los radiosondeos frente al obtenido mediante la aplicación del algoritmo propuesto a las imágenes MODIS. El resultado de esta comparación, ha dado una desviación estándar de 0.45 g cm^{-2} , y un bias de 0.09 g cm^{-2} . La Figura 4 muestra el resultado de la aplicación del algoritmo propuesto (ecuación 12) a la imagen MODIS del día 27 de Mayo 2003.

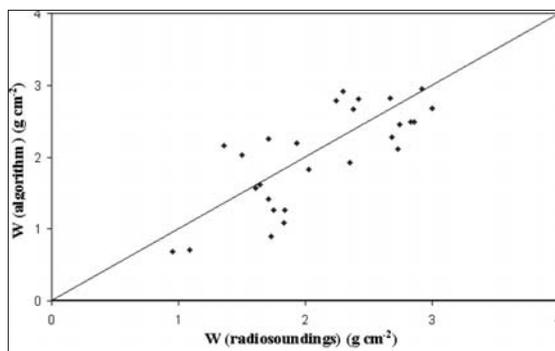


Figura 3. W obtenido a partir de los radiosondeos frente al obtenido por el algoritmo propuesto.



Figura 4. Imagen del W de la Península Ibérica correspondiente al día 27 de mayo 2003.

CONCLUSIÓN

En este trabajo se presentan algoritmos operativos que permiten determinar el contenido total en vapor de agua atmosférico y la temperatura de la

superficie terrestre. La validación con datos in situ de estos productos ha dado errores inferiores a 0.4 g cm⁻² y 0.5 K, a partir de datos MODIS basándonos en la técnica de cocientes y split-window respectivamente.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer al proyecto WATERMED (ICA3-ct-1999-00015) y al Ministerio de Ciencia y Tecnología (proyecto REN2001-3105/CLI) por la ayuda económica recibida. Por otra parte, los autores agradecen a los profesores: Z. Wan, Z. Li, B. Ridgway, y B. Gao sus comentarios y ayuda.

BIBLIOGRAFÍA

- ABREU L. W. y ANDERSON G. P. 1996. The MODTRAN 2/3 Report and LOWTRAN 7 Model, Prepared by Ontar Corporation for PL/GPOS, North Andover, MA 01845.
- BROWN, O.B., y Minnett, P.J. 1999. MODIS Infrared Sea Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document, Version 2.0, http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod25.pdf.
- CHESTERS, D. C., UCCELLINI, L. W., y ROBINSON, W. D. 1983. "Low level water vapour fields from the VISSR Atmospheric Sounder (VAS) "split-window" channels, *Journal of Climatology and Applied Meteorology*. 22: 725-743.
- FRASER, R. S. y KAUFMAN, Y. J. 1985. The relative importance of American soils, *Photogrammic Engineering*. 36: 955-965.
- GAO, B. C. y 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.
- HANSEN, J. E. y TRAVIS, L. D. 1974. Light scattering in planetary atmospheres, *Space Science Reviews*. 16: 527-610.
- HUETE, A., JUSTICE, C. y LIU, H. 1994. Development of vegetation and soil indices for MODIS-EOS, *Remote Sensing of Environment*. 49: 224-234.
- KAUFMAN, Y. J., y 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. y 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., LI, Z.-L., STOLL, M. P., y BECKER, F. 1994. Improvements in the split-window technique for the land surface temperature determination. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 32 (2): 243-253.
- SOBRINO, J. A., LI, Z.-L., STOLL, M. P. Y BECKER, F. 1996. Multi-channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data, *International Journal of Remote Sensing*. 17 (11): 2089-2114.
- SOBRINO, J. A., RAISSOUNI, N., SIMARRO, J., NERRY, F. y FRANÇOIS, P. 1999. Atmospheric Water Vapour Content Over Land Surfaces Derived from The AVHRR Data. Application to the Iberian Peninsula. *IEEE Transactions and Geoscience and Remote Sensing*. 37: 1425-1434.
- SOBRINO, J. A., EL KHARRAZ, J. y Li, Z.-L. 2003. Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data. *International Journal of Remote Sensing*. Vol. 24 (in press).
- WAN, Z. y DOZIER, J. 1996. A Generalized Split-Window Algorithm for Retrieving Land-Surface Temperature from Space, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 34: 892-905.