

Propuesta de una ecuación multicanal y angular para la determinación de la Temperatura de la Superficie del Mar

Niclòs, Raquel ^{1a}; Coll, César ^b; Caselles, Vicente^b; Estrela, María José ^a;
Valiente, José Antonio ^a; Valor, Enric^b

^(a) Departamento de Meteorología, Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo.
Parque Tecnológico, Charles Darwin N° 14, 46980, Paterna, España.

^(b) Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica, Facultad de Física, Universidad de Valencia.

Dr Moliner N° 50, 46100, Burjassot, España.

RESUMEN

Este trabajo propone un algoritmo multicanal para la determinación de la temperatura de la superficie del mar que considera coeficientes atmosféricos angulares, además de un término con dependencia explícita de la emisividad. El objetivo es adaptar la ecuación *split-window*, ampliamente usada para medidas desde satélite en nadir, a observaciones realizadas bajo ángulos de visión elevados, donde la emisividad no puede ser aproximada a la unidad. Éste es el caso de los extremos de imagen de radiómetros de amplio barrido como el MODIS (EOS-Terra/Aqua) o el SEVIRI (MSG).

Palabras claves: Temperatura de la Superficie del Mar, MODIS-EOSTerra/Aqua, SEVIRI-MSG

ABSTRACT

A split-window equation for determining the sea surface temperature is proposed in this study. This equation takes into account the angular dependence of the atmospheric coefficients and introduces terms directly dependent on the surface emissivity. The objective is to adapt the split-window equation, which has become widely used as a reference method to determine SST at nadir, for measurements at large observation angles. For these angles the emissivity cannot be approximated to the unity. This is the case in the image edges for radiometers such as MODIS (EOS-Terra/Aqua) and SEVIRI (MSG).

Keywords: Sea Surface Temperature, MODIS-EOSTerra/Aqua, SEVIRI-MSG

Introducción

Hasta el momento, la determinación de parámetros geofísicos desde satélite, tales como la Temperatura de la Superficie del Mar (TSM), se ha visto limitada a las secciones de las imágenes recogidas bajo ángulos de observación reducidos, lo más próximo posible al nadir. El motivo de esta pérdida de información ha sido el grado de incertidumbre introducido por los productos de TSM cuando el ángulo de observación es elevado, dado que la precisión requie-

rida en la determinación de la TSM para aplicaciones de tipo meteorológico y oceanográfico es de $\pm 0,3$ K. El objetivo de este trabajo es presentar un algoritmo de tipo multicanal que, incorporando términos atmosféricos angulares y con dependencia explícita de la emisividad, consiga mejorar la precisión y la exactitud de las medidas de la TSM desde satélite, incluso bajo ángulos de observación elevados. De esta forma, evitaríamos descartar los extremos de

¹ Contacto

autor: Tel: +34 961318227 Fax: +34 961318190

Correo electrónico:

niclos@ceam.es, raquel.niclos@uv.es

Copyright: Universidad Nacional del Centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina.

las imágenes, tanto en el caso de los radiómetros de amplio barrido a bordo de plataformas polares, como en el caso de sensores en satélites geoestacionarios. El radiómetro Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) a bordo de los METEOSAT Segunda Generación (MSG), es un claro ejemplo de esto, con ángulos de observación hasta los 80°.

La siguiente sección expone el desarrollo de este algoritmo. A continuación, mostramos, a modo de ejemplo, los coeficientes obtenidos para el radiómetro Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) sobre las plataformas EOS Terra y Aqua de órbita polar, y para el SEVIRI sobre el satélite geoestacionario MSG. Los algoritmos propuestos requieren como magnitudes de entrada las temperaturas de brillo medidas por estos sensores, además de la emisividad de la superficie del mar (ESM) y del contenido de vapor de agua atmosférico (W). Las secciones tercera y cuarta abordan el problema de la estimación de la ESM y del W, proponiendo para ello dos ecuaciones simples. Finalmente, validamos los algoritmos propuestos mediante comparación con medidas en superficie y mostramos las conclusiones alcanzadas.

Desarrollo del algoritmo

La principal novedad de la ecuación multicanal que proponemos es la incorporación de una dependencia explícita con la ESM, ya que hasta el momento, los algoritmos operativos propuestos para la determinación de la temperatura del mar no presentaban dicha dependencia. Únicamente los algoritmos desarrollados con el fin de obtener la temperatura terrestre incluían este tipo de términos. Sin embargo, la disminución de la ESM con el ángulo de observación es acusada, principalmente para ángulos superiores a los 40°. La diferencia entre los valores de emisividad en el nadir y para un ángulo de observación de 65° es del 5% en 11 μm y del 7% en 12 μm (Wu y Smith, 1997; Niclòs et al., 2005). Por ejemplo, los valores de ESM obtenidos a 65° para los canales centrados en 11 μm y 12 μm del MODIS (bandas 31 - 32) y del SEVIRI (bandas 9 - 10) son 0,943 - 0,915 y 0,941 - 0,919 respectivamente. Así, la variabilidad de la ESM dentro de las imágenes de estos radiómetros es equiparable a la presentada por otras superficies naturales, tales como suelos o vegetación, en el nadir. El hecho de considerar una emisividad unidad para la superficie del mar conlleva errores importantes en la estimación de la TSM, que se incrementan con el ángulo de observación. Por ello, sugerimos la inclusión

de términos dependientes de la ESM a través de ecuaciones similares a las propuestas para la determinación de la temperatura de las superficies terrestres.

El algoritmo desarrollado parte de la ecuación bicanal propuesta por Coll y Caselles (1997):

$$T = T_i + a(T_i - T_j) + b(T_i - T_j)^2 + c + B(\varepsilon) \quad (1)$$

siendo T la temperatura de la superficie, T_i y T_j son las temperaturas de brillo en dos canales dentro de la ventana espectral de 10-12,5 μm. Esta técnica se basa en la diferencia de absorción atmosférica entre dichos canales, dominada por los perfiles de temperatura y contenido de vapor de agua de la atmósfera interpuesta entre superficie y satélite. a , b , y c son coeficientes atmosféricos independientes de la superficie. La expresión cuadrática respecto de la diferencia de temperaturas de brillo entre dichos canales se introdujo con el fin de proporcionar una ecuación de tipo global, ya que los coeficientes obtenidos con el uso de una expresión de tipo lineal mostraban variabilidad con el tipo de atmósfera. El término $B(\varepsilon)$ corrige el efecto de la disparidad de comportamiento entre la superficie emisora y un cuerpo negro, y sigue la forma:

$$B(\varepsilon) = \alpha(1 - \varepsilon) - \beta\Delta\varepsilon \quad (2)$$

donde $\varepsilon = (\varepsilon_i + \varepsilon_j) / 2$, $\Delta\varepsilon = \varepsilon_i - \varepsilon_j$, $y \pm y^2$ son coeficientes obtenidos a partir de las magnitudes atmosféricas y de la temperatura superficial (Coll y Caselles, 1997). Las bandas más apropiadas para la aplicación de esta ecuación son las bandas centradas en 11 y 12 μm, que corresponden a los canales 31 y 32 del MODIS-EOSTerra/Aqua, o 9 y 10 del SEVIRI-MSG.

Para adaptar esta metodología a nuestro propósito usamos una base de datos de simulación que generamos a partir de la serie de perfiles atmosféricos SAFREE (François et al., 2002) y el código de transferencia atmosférica MODTRAN 4.

Datos de simulación

La base SAFREE está compuesta por 402 perfiles atmosféricos, recogidos entre los años 1979 y 1997 en condiciones de nubosidad nula, uniformemente distribuidos en función de la latitud, contenido de vapor de agua atmosférico, y temperatura a nivel de la superficie. François et al. (2002) probaron la adecuación de esta

base para el desarrollo de algoritmos globales con la finalidad de determinar la TSM.

La radiancia espectral en el techo de la atmósfera, $R_{\lambda,TOA}(\theta)$, medida con un ángulo de observación θ (respecto a la dirección normal a la superficie) viene dada por:

$$R_{\lambda,TOA}(\theta) = R_{\lambda,S}(\theta)\tau_{\lambda}(\theta) + L_{\lambda}^{\uparrow atm}(\theta) \quad (3)$$

$$R_{\lambda,S}(\theta) = \varepsilon_{\lambda}(\theta)B_{\lambda}(TSM) + [1 - \varepsilon_{\lambda}(\theta)]L_{\lambda}^{\downarrow atm}(\theta) \quad (4)$$

siendo $R_{\lambda,S}(\theta)$ la radiancia a nivel de superficie, que es obtenida como la suma de su propia emisión, donde $\varepsilon_{\lambda}(\theta)$ es la ESM, y de la reflexión de la radiancia atmosférica descendente, $L_{\lambda}^{\downarrow atm}(\theta)$, considerando el mar como una superficie especular. $\tau_{\lambda}(\theta)$ y $L_{\lambda}^{\uparrow atm}(\theta)$ son la transmisividad y la radiancia emitida en sentido ascendente por la capa atmosférica interpuesta entre superficie y sensor. Estas magnitudes atmosféricas se simularon espectralmente con el código MODTRAN para cada uno de los 402 perfiles atmosféricos de la base SAFREE, suponiendo tres valores para la TSM: igual a la temperatura del nivel atmosférico más bajo (T_0), $T_0 + 3K$ y $T_0 - 3K$. Además, con el fin de generar un algoritmo angular, utilizamos 7 ángulos de observación: 0° , $27,5^\circ$, 40° , $47,5^\circ$, $53,75^\circ$, 60° y 65° . Estos ángulos se seleccionaron con el objetivo de caracterizar adecuadamente la variación angular tanto de las magnitudes atmosféricas (usando los ángulos gaussianos) como de la emisividad. Usando el modelo de Wu y Smith (1997) calculamos la ESM para dichos ángulos. En un trabajo previo (Nicolòs et al., 2005), mostramos la bondad de este modelo para reproducir la dependencia angular de la emisividad, así como su variabilidad con la velocidad del viento en superficie. La acción del viento incrementa la rugosidad de la superficie y con ello modifica su emisividad al alterar el patrón de reflexiones de la radiancia emitida por la superficie en ella misma. Para tener en cuenta esta dependencia, calculamos la radiancia espectral para 4 valores de velocidad del viento en superficie entre 0 y 15m/s. Finalmente, se simularon un total de 33.768 espectros de radiancia entre 600 y 3.000 cm^{-1} , y después se integraron para las bandas situadas en $11 \mu\text{m}$ y $12 \mu\text{m}$ de los sensores MODIS y SEVIRI. Estas radiancias se convirtieron en las temperaturas de brillo T_i y T_j requeridas para el estudio de las ec. (1) y (2).

Corrección atmosférica y de emisividad

Los coeficientes atmosféricos a , b , y c se calcularon mediante regresión entre las diferencias

de temperaturas SST- T_i y $T_i - T_j$ usando una emisividad unidad en el cálculo de las temperaturas de brillo. Estas diferencias de temperatura dependen fundamentalmente del contenido de vapor de agua atmosférico. Así, para un ángulo de observación dado, las diferencias varían con el perfil atmosférico existente en cada caso. Sin embargo, para una atmósfera determinada, la corrección atmosférica se incrementa con el ángulo de observación, ya que a mayor ángulo es mayor el camino óptico interpuesto entre superficie y sensor. Este incremento sigue la relación $\sec(\theta) - 1$. Es por ello que el análisis de las regresiones de SST- T_i con $T_i - T_j$ muestra la necesidad de una dependencia angular para los coeficientes atmosféricos, que puede expresarse en función de $S = \sec(\theta) - 1$ (Nicolòs et al., 2007). Así, con el fin de desarrollar algoritmos válidos para radiómetros de amplio barrido, consideramos los coeficientes atmosféricos de la ecuación (1) como $a = a(\theta) = (a_1 S + a_2)$, $b = b(\theta) = (b_1 S + b_2)$ y $c = c(\theta) = (c_1 S + c_2)$. François et al. (2002) sugirieron una forma similar a la del algoritmo dado por la expresión (1), pero sin el término de emisividad $B(\varepsilon)$. Sin embargo, dado que la emisividad no es igual a la unidad para ángulos elevados, consideramos necesaria la introducción de este término adicional con el fin de mejorar la determinación de la TSM para observaciones apartadas del nadir. De acuerdo con Coll y Celles (1997), el término de emisividad viene dado en función de la emisividad promedio y la diferencia de emisividades entre las dos bandas consideradas (ec. (2)). Los coeficientes a y b dependen del perfil atmosférico a través de la temperatura atmosférica efectiva en sentido descendente, $T_{k,atm}^{\downarrow}(\theta)$, la transmisividad y un término $A(\hat{\varepsilon}) = a(\hat{\varepsilon}) + b(\hat{\varepsilon})(T_i - T_j)$, siendo $a(\hat{\varepsilon})$ y $b(\hat{\varepsilon})$ los coeficientes atmosféricos anteriores. Así:

$$a(\theta) = (d_i(\theta) - d_j(\theta)) * A(\theta) * \tau_j(\theta) + d_i(\theta) \quad (5)$$

$$b(\theta) = A(\theta) * \tau_j(\theta) * d_j(\theta) + a(\theta) / 2 \quad (6)$$

donde $d_k(\theta)$ se define, para el caso de la superficie del mar y un canal k , como:

$$d_k(\theta) = \frac{T_{k,S}(\theta)}{1 - \tau_k(\theta)} + \left[\frac{n_k - 1}{n_k + 1} T_{k,S}(\theta) - T_{k,atm}^{\downarrow}(\theta) \right] \tau_k(\theta) \quad (7)$$

En esta ecuación, n_k es un coeficiente que depende de la banda espectral, siguiendo la aproximación potencial de la función de Planck. Los coeficientes obtenidos para las bandas centradas en $11 \mu\text{m}$ y $12 \mu\text{m}$ de los sensores MODIS-

Terra (*Aqua*) son $n_{31}=4.61800 (4.61513) \pm 0.00012$ y $n_{32}= 4.24992 (4.24668) \pm 0.00010$, mientras que para las bandas del SEVIRI-MSG son $n_9= 4.71555 \pm 0.00013$ y $n_{10}= 4.28275 \pm 0.00010$. La temperatura radiométrica a nivel superficial, $T_{k,S}(\theta)$, se obtiene a partir de la integración de la ecuación (4) y de la conversión de radiancia a temperatura mediante la función inversa de Planck.

Las ecuaciones (5)-(7) muestran la dependencia atmosférica de \hat{a} y \hat{a} . Teniendo en cuenta que el mayor absorbente atmosférico es el vapor de agua, dichos coeficientes pueden expresarse en función de su contenido. Niclòs et al. (2007) concluyeron que la variación angular de los coeficientes era mucho menos acusada que la dependencia con el contenido de vapor de agua en el camino óptico atmosférico, y que despreciar su dependencia angular no llevaba a errores significativos. Con ello, los coeficientes a y b pueden definirse como funciones cuadráticas respecto de W , donde $W=W_0/\cos(\hat{e})$, siendo W_0 el contenido de vapor de agua en una columna vertical.

Finalmente, la ecuación propuesta para la determinación de la TSM a partir de observaciones realizadas bajo cualquier ángulo de observación viene dada por:

$$TSM = T_i + (\alpha_0 + \alpha_1 W)$$

La Tabla 1 muestra los coeficientes de la ecuación (8) para el sensor SEVIRI en MSG, y para los radiómetros MODIS tanto en EOS-Terra como EOS-Aqua.

Tabla 1. Coeficientes de la ec. (8) para los radiómetros MODIS y SEVIRI

a_1	0,00±0,02	0,03±0,02	0,02±0,02
a_2	1,434±0,015	2,57±0,02	2,54±0,02
b_1	0,171±0,006	0,359±0,011	0,357±0,011
b_2	0,301±0,005	0,427±0,009	0,419±0,009
c_1	0,373±0,014	0,466±0,012	0,466±0,012
c_2	0,269±0,005	0,392±0,006	0,396±0,006
α_0	55,34±0,05	53,23±0,05	53,36±0,05
α_1	-2,18±0,02	-1,27±0,02	-1,27±0,02
α_2	-0,127±0,002	-0,210±0,002	-0,211±0,002
β_0	121,79±0,15	196,1±0,2	194,9±0,2
β_1	-19,52±0,07	-35,74±0,10	-35,56±0,10
β_2	0,883±0,007	1,785±0,010	1,779±0,010

La aplicación de la ecuación propuesta requiere como magnitudes de entrada: las dos temperaturas de brillo registradas por los sensores entre 10-12,5 μm (bandas 31 y 32 de MODIS, y 9 y 10 de SEVIRI), el ángulo de observación para cada píxel de la imagen, valores precisos de la ESM para cada banda en función de dicho ángulo, y una estimación del contenido de vapor de agua atmosférico.

Determinación de la Emisividad

El modelo de Wu y Smith (1997), junto con el modelo propuesto más recientemente por Masuda (2006), permiten una correcta estimación de la ESM, tal y como confirma el buen acuerdo encontrado entre sus resultados y los valores experimentales (Niclòs et al. 2005). Estos modelos caracterizan espectralmente la emisión por parte de una superficie de mar rugosa con el uso de una función de distribución de pendientes para las caras del oleaje, además de tener en cuenta la reflexión de la propia emisión de la superficie en ella misma, a diferencia de modelos previos extensamente usados. Sin embargo, estos modelos presentan cierta complejidad matemática, y la determinación de la ESM de canal, necesaria para la ecuación propuesta, requiere de una integración espectral a posteriori. Por ello, desarrollamos una parametrización simple que permite la determinación de la ESM de canal para cualquier ángulo de observación y velocidad del viento en superficie, U , a través de la ecuación (Niclòs y Caselles, 2005):

$$\varepsilon_k(\theta, U) = \varepsilon_k(0^\circ) [\cos(\theta^{(cU+d)})]^{b_k} \quad (9)$$

donde $\varepsilon_k(0^\circ)$ es el valor de la ESM en nadir, $c=0,037 \pm 0,003$ s/m, $d=2,36 \pm 0,03$, y b_k es un coeficiente que depende del canal. La Tabla 2 muestra estos parámetros para los sensores MODIS y SEVIRI. Sugerimos esta parametrización como un método sencillo para la generación de mapas de ESM, que podrán ser usados para una posterior aplicación de la ecuación (8) con el fin de obtener la TSM.

El efecto de la velocidad del viento en superficie sobre la ESM es reducido para ángulos inferiores a 55-60°. Sin embargo, para ángulos superiores, el hecho de disponer de datos de velocidad del viento mejoraría la determinación de la ESM. Esta velocidad puede estimarse desde satélite con sensores radar. Sin embargo, la disponibilidad de imágenes térmicas y radar

coincidentes espacial y temporalmente resulta ser un problema, además de la limitación que supone la diferente resolución espacial (de 25 km² para sensores como el AMSR-E a bordo de EOS-Aqua o SeaWinds en el QuikSCAT). Aunque la coincidencia de información parecía estar resuelta para el MODIS, por disponer del AMSR-E en la misma plataforma EOS-Aqua, únicamente existe información simultánea hasta ángulos de 55°, donde el efecto del viento es menor. En el caso del SEVIRI, el intervalo de ángulos para los que el efecto del viento es significativo es mayor. Sin embargo, la disponibilidad de datos de viento coincidentes y simultáneos con imágenes térmicas es aún menor, ya que se limita a la frecuencia de las imágenes radar recogidas desde otros satélites como el QuikSCAT. Por ello, convendría que se contemplara la posibilidad de disponer de sensores radar y térmicos sobre la misma plataforma en el diseño de las misiones espaciales.

Tabla 2. Coeficientes de la ec. (9) para los radiómetros MODIS y SEVIRI

	SEVIRI MSG	MODIS EOS-Terra	MODIS EOS-Aqua
$\varepsilon_i(0^\circ)$	0,99176	0,99229	0,99229
$\varepsilon_j(0^\circ)$	0,98875	0,98823	0,98813
b_i	0,0347	0,0342	0,0342
b_j	0,0483	0,0506	0,0508

i = banda situada en 11 μm (31 del MODIS y 9 del SEVIRI)
j = banda situada en 12 μm (32 del MODIS y 10 del SEVIRI)

Estimación del vapor de agua

Existen diversos procedimientos para la estimación del contenido total de vapor de agua atmosférico, magnitud de entrada para el algoritmo propuesto. Uno de ellos se basa en la atenuación de la radiación solar en el infrarrojo próximo producida por el vapor de agua. Otra metodología consiste en integrar el perfil atmosférico de humedad determinado a partir de la diferencia de absorción producida para diversas bandas del infrarrojo. Además, existen métodos para la estimación del vapor de agua a partir de microondas pasivas.

Con el fin de estimar el vapor de agua a través de las técnicas basadas en la absorción en el infrarrojo próximo, se requiere al menos un canal situado en la banda de absorción del agua (0,94 μm) además de otro en las ventanas atmosféricas próximas. El sensor MODIS dispone

de estas bandas. Los productos MOD05 (Terra) y MYD05 (Aqua) proporcionan el vapor de agua de forma operativa a partir de los canales centrados en 0,865, 0,905, 0,936, 0,940 y 1,24 μm (bandas 2, 5, 17, 18 y 19). Estos productos tienen una resolución de 1 km², pero son únicamente aplicables de día. Al mismo tiempo este sensor cuenta con un registro de perfiles atmosféricos de temperatura y humedad a través de la combinación de información en 15 canales dentro de la región espectral de 3 a 15 μm . La integración directa de este perfil de humedad también permite la determinación del contenido de vapor de agua atmosférico, en este caso tanto de día como noche. El resultado de esta integración se encuentra en los productos MOD07 (Terra) y MYD07 (Aqua), y también como banda adicional de los MOD05 y MYD05. El error de estimación del vapor de agua mediante esta metodología es de un 10% (Menzel et al., 2002).

En el caso del SEVIRI, las bandas necesarias para determinar el vapor de agua a partir del infrarrojo próximo no existen, ni tampoco se dispone de registro de perfiles atmosféricos. Es por ello que las técnicas existentes aplicables a este sensor se basan en la combinación de las bandas disponibles en el infrarrojo medio y térmico. Fernández (2005) propuso una metodología, basada en el algoritmo propuesto por Andersen (1996), para la estimación del vapor de agua sobre superficies oceánicas que usa como magnitudes de entrada: la diferencia entre las temperaturas de brillo en 11 y 12 μm , la TSM, y la temperatura atmosférica (para la que se usa la temperatura de brillo en la banda de 13,4 μm), y el ángulo de observación.

Sin embargo, ciertas aproximaciones de esta metodología asumen una emisividad unidad. Para probar su bondad hemos usado las simulaciones realizadas con la base de perfiles atmosféricos SAFREE. El ajuste de la ecuación de Fernández (2005) a los datos de simulación proporciona un coeficiente de determinación de 0,5 y un error de estimación de W_0 de 0,9 cm. Aunque la ecuación propuesta incluye una dependencia explícita con el ángulo de observación, los resultados del ajuste mejoran ligeramente cuando nos limitamos a ángulos reducidos, pero empeoran para ángulos elevados.

Para obtener la precisión con que necesitamos estimar el contenido de vapor de agua a usarse en el algoritmo propuesto, realizamos un análisis de sensibilidad sobre la ec. (8). Siendo la precisión requerida en la TSM de $\pm 0,3\text{K}$, la precisión mínima necesaria para la estimación de W_0 es de $\pm 0,3$ cm, para ángulos de observa-

ción hasta los 65° , mientras que en términos de W es de $\pm 0,8$ cm. Estos errores límite se obtienen para un ángulo de 65° y valores de W_0 superiores a los 5 cm. El método de Fernández (2005) excede el error deseado, además de requerir una estimación previa y precisa de la TSM. Sobrino et al. (2002) proponían un procedimiento sencillo para la estimación del vapor de agua sobre superficies oceánicas, que de nuevo asumía una emisividad igual a la unidad. La adaptación de este segundo método para el SEVIRI, a través de las simulaciones con la base SAFREE, muestra de nuevo cómo estos algoritmos superan el error deseado, incluso cuando se consideran coeficientes dependientes del ángulo de observación. Además, necesitan estimaciones previas de la temperatura atmosférica y de la TSM.

Otra metodología para la estimación del vapor de agua a partir de las bandas disponibles en el SEVIRI, que además no requiere aproximar la ESM a la unidad, es la técnica de covarianza-varianza (Kleespies y Mc Millin, 1990; Li et al. 2003). Este método se basa en la variabilidad de la radiancia medida en píxeles próximos, en los cuales la atmósfera puede suponerse constante. Con este método se obtiene una relación sencilla entre W y un término $R = \tau_j \varepsilon_j / \tau_i \varepsilon_i$, que además puede obtenerse como el cociente covarianza-varianza de las temperaturas de brillo en las bandas j e i . El análisis de este método en base a los datos de simulación demuestra que la relación entre el W y R es válida, proporcionando un error de estimación de $\pm 0,2$ cm en W_0 . Sin embargo, un análisis preliminar de la determinación de R y W a través del cociente covarianza-varianza aplicado a imágenes del SEVIRI muestra como la baja variabilidad espacial de la TSM y la sensibilidad del método al ruido radiométrico del instrumento producen grandes imprecisiones.

Por último, existe la posibilidad de obtener el W a partir de ajustes experimentales que combinen las temperaturas de brillo de diversas bandas (Romaguera et al. 2006; Martínez et al., 2007). La Figura 1 muestra las bandas del SEVIRI dispuestas entre 6 y $16 \mu\text{m}$, junto con la transmisividad atmosférica para una atmósfera tropical. El ajuste de la ecuación propuesta por Romaguera et al. (2006), usando las bandas 7 a 11, a nuestra base de simulación muestra un error sistemático superior a 2 cm, subestimando el resultado, y una desviación estándar aún mayor en términos de W . Nosotros proponemos combinar las bandas 6, 7, 9, 10 y 11, además

de considerar dependencia con el ángulo de observación, a través de la siguiente ecuación:

$$W = -0,087(S+1)T_6 + (-0,15 + 0,28(S+1))T_7 + (0,92 + 0,22(S+1))T_9 + (-1,19 - 0,43(S+1))T_{10} + (0,425 + 0,167(S+1))T_{11} + (2,87 - 37,2(S+1)) \quad (10)$$

donde $S+1 = \sec(\hat{\epsilon})$. El ajuste de los datos de simulación a la ecuación (10) proporciona un coeficiente de determinación de 0,9 y un error de estimación de $\pm 0,8$ cm en términos de W , por tanto válido para cualquier ángulo de observación, de acuerdo con nuestro análisis de sensibilidad.

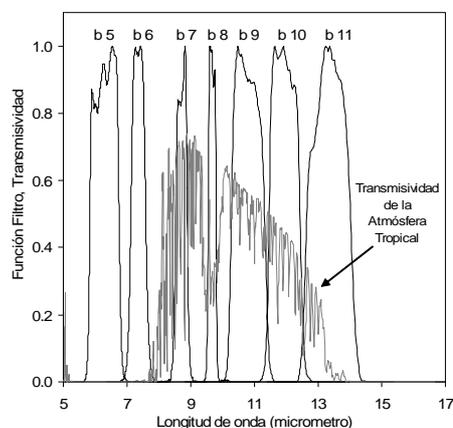


Fig. 1. Funciones filtro para las bandas 5-11 del SEVIRI-MSG, junto con la transmisividad para una atmósfera tropical estándar.

Validación

Con el fin de comprobar la bondad del algoritmo propuesto para el sensor MODIS, usamos un conjunto de 61 datos de temperatura medida en superficie coincidentes con imágenes MODIS (Nicolòs et al., 2007). Las medidas superficiales se realizaron con boyas y barcos oceanográficos de NOAA, limitando su uso a datos medidos bajo condiciones de viento en superficie superiores a los 6m/s. Para estas velocidades de viento, no existe efecto superficial y podemos obtener la TSM a partir de las medidas realizadas sustrayendo un valor constante de 0,17K (Donlon et al., 2002). Los datos de validación se seleccionaron con el fin de disponer de una distribución uniforme respecto de la latitud a nivel global, la TSM, el ángulo de observación (entre 0 y 65°) y el contenido de vapor

de agua (de 0 a 6 cm). El W se tomó de los productos MOD05 y MOD07. Los resultados de la validación, muestran un error cuadrático medio de $\pm 0,3K$ para el algoritmo propuesto, tanto para ángulos cercanos a la visión nadir como para ángulos elevados. Sin embargo, el producto operativo MOD28 de TSM de MODIS (Brown y Minnett, 1999) presenta un error cuadrático medio similar a nuestro algoritmo para ángulos bajos, pero un error superior a $\pm 0,7K$ para los ángulos superiores a 40° (Niclos et al., 2007).

Con el fin de analizar la bondad del algoritmo desarrollado para el SEVIRI (conjuntamente con las ecuaciones (9)-(10) para la estimación de la ESM y el W), tomamos como referencia primeramente medidas realizadas por las boyas oceanográficas de la Red de Aguas Profundas del Ministerio de Fomento (<http://www.puertos.es>). Estas boyas se distribuyen alrededor de las costas españolas, y están equipadas con termosalinógrafos y anemómetros con precisiones de $\pm 0,03K$ en temperatura y de $\pm 1,5\%$ en velocidad de viento. La comparación preliminar entre los resultados de la ecuación propuesta y las medidas de TSM en superficie (para velocidades de viento superiores a los 6m/s), muestra la existencia de un buen acuerdo, con un error sistemático despreciable frente a los errores obtenidos con los algoritmos propuestos por EUMETSAT O&SI SAF (<http://www.osi-saf.org>). Romaguera et al. (2006) propusieron una ecuación para la determinación de la TSM a partir de imágenes SEVIRI-MSG que cuenta con dependencia angular pero sin término de emisividad. Esta ecuación da resultados similares a los nuestros en este caso. Sin embargo, la distribución de boyas de la Red de Aguas Profundas limita el estudio a ángulos de observación entre 37° y 50° . La comprobación de la utilidad de la ecuación propuesta requiere de una validación para áreas observadas con ángulos superiores, siendo éste nuestro propósito actual.

Conclusiones

Este trabajo propone una ecuación bicanal angular para la determinación de la TSM que incluye términos dependientes explícitamente de la ESM. El objetivo es mejorar la precisión de la TSM para áreas observadas con ángulos de visión elevados, donde la ESM se aparta de la unidad y la corrección atmosférica es mayor. Para ello, partimos de la ecuación bicanal de Coll y Caselles (1997), propuesta para la determinación de la temperatura sobre superficies terrestres. Con el uso de una base de simulación extensa analizamos las dependencias de

los términos de esta ecuación con el ángulo de observación y adaptamos las expresiones propuestas para el caso de las superficies oceánicas. Una vez definida la forma más adecuada del algoritmo (ec.(8)), calculamos los coeficientes para los sensores MODIS tanto en EOS-Terra como EOS-Aqua, y SEVIRI en MSG. Además, planteamos dos métodos simples para la estimación de la ESM y del contenido de vapor de agua atmosférico, magnitudes de entrada a la ecuación propuesta.

La validación de estos algoritmos frente a medidas realizadas en superficie muestra la bondad de la ecuación que proponemos, incluso para ángulos de observación elevados, donde los algoritmos operativos actuales introducen errores significativos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia a través de los proyectos CGL2004-06099-C03-01/CLI (cofinanciado con fondos FEDER), CGL2005-03386 y las acciones complementarias CGL2005-24207-E/CLI, y CGL2006-27067-E/CLI, además del contrato de la Dr. R. Niclòs dentro del Programa Juan de la Cierva.

Agradecemos la colaboración del EOS Data Gateway, por proporcionarnos las imágenes del sensor MODIS, y de las instituciones NODC-NOAA, NDBC-NOAA y el Ministerio de Fomento, por poner a nuestra disposición los datos medidos en superficie.

Referencias

- Andersen, H.S., 1996. Estimation of precipitable water from NOAA-AVHRR data during the Hapex Sahel experiment, *International Journal of Remote Sensing*, 17: 2783-2801.
- Brown, O.B., y Minnett, P. J., 1999. MODIS infrared sea surface temperature algorithm - Algorithm Theoretical Basis Document. Products: MOD28, ATBD Reference Number: ATBD-MOD-25.
- Coll, C., Caselles, V. 1997. A split window algorithm for land surface temperature from advanced very high resolution radiometer data: Validation and algorithm comparison, *Journal of Geophysical Research*, 102-D14: 16697-16713.
- Donlon, C.J., Minnet, P.J., Gentemann, C., Nightingale, T.J., Barton, I.J., Ward, B., y Murray, M.J., 2002. Toward improved validation of satellite sea surface skin temperature measurements for climate research, *Journal of Climate*, 15: 353-369.

- Fernández, P., 2005. Software user manual for the PGE06 of the SAFNWC/MSG: Scientific part, v1.2. SAF/NWC/IOP/INM/SCI/SUM/06. EUMETSAT, pp. 17.
- François, C., Brisson, A., LeBorgne, P., y Marsouin, A., 2002. Definition of a radio-sounding database for sea surface brightness temperature simulations: Applications to sea surface temperature retrieval algorithm determination, *Remote Sensing of Environment*, 81: 309-326.
- Kleespies, T.J., y McMillin, L.M., 1990. Retrieval of precipitable water from observations in the split window over varying surface temperature, *Journal of Applied Meteorology*, 29: 851-862.
- Li, Z.L., Jia, L., Su, Z., Wan, Z., y Zhang, R., 2003. A new approach for retrieving precipitable water from ATSR2 split-window channel data over land area, *International Journal of Remote Sensing*, 24: 5095-5117.
- Martínez, M.A., Velazquez, M., Manso, M., y Mas, I., 2007. Application of LPW and SAI SAFNWC/MSG satellite products in pre-convective environments, *Atmospheric Research*, 83: 366-379.
- Masuda, K., 2006. Infrared sea surface emissivity including multiple reflection effect for isotropic Gaussian slope distribution model, *Remote Sensing of Environment*, 103: 488-496.
- Menzel, W. P., Seemann, S.W., Li, J., y Gumley, L.E., 2002. MODIS atmospheric profile retrieval algorithm theoretical basis document.
- Niclòs, R., Caselles, V., Coll, C., y Valor, E. 2007. Determination of sea surface temperature at large observation angles using an angular and emissivity dependent split-window equation, *Remote Sensing Environment*, in press.
- Niclòs, R., Valor, E., Caselles, V., Coll, C., y Sánchez, J.M., 2005. In situ angular measurements of thermal infrared sea surface emissivity - Validation of models, *Remote Sensing Environment*, 94(1): 83-93.
- Niclòs, R., y Caselles, V., 2005. Angular variation of the sea surface emissivity, in *Recent Research Development in Thermal Remote Sensing*, Ed. Research Signpost, pp. 37-65.
- Romaguera, M., Sobrino, J.A., Olesen, F.S., 2006. Estimation of sea surface temperature from SEVIRI data: algorithm testing and comparison with AVHRR products, *International Journal of Remote Sensing*, 27: 5081-5086.
- Sobrino, J.A., Jimenez, J.C., Raissouni, N., Soria, G., 2002. A simplified method for estimating the total water vapour content over sea surface surfaces using NOAA-AVHRR Channels 4 and 5, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 40: 357-361.
- Wu, X., y Smith, W.L., 1997. Emissivity of rough sea surface for 8-13 μ m: modelling and verification, *Applied Optics*, 36: 2609-2619.