

ALGUNAS SUGERENCIAS SOBRE EL USO DEL MÉTODO SPLIT-WINDOW PARA DETERMINAR LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR

V. CASELLES, C. COLL, E. VALOR, J.A. SOBRINO Y S. DIEZ.
Departament de Termodinàmica. Facultat de Física. Universitat de València. Valencia.

RESUMEN

Se propone, para determinar la temperatura superficial del mar, una ecuación de tipo split-window no lineal, la cual calcula el coeficiente A en función de las dos temperaturas medidas en bandas diferentes desde el satélite, y por tanto tiene una validez universal y no un marcado carácter local como los algoritmos hasta ahora determinados.

Además, se sugiere una estrategia de aplicación que respeta los gradientes térmicos reales, la cual se basa en el suavizado previo de la imagen diferencia de temperatura.

ABSTRACT.

A quadratic split-window equation for determining sea surface temperature is proposed, which calculates the coefficient A as a function of two satellite temperatures measured in different wavebands, and therefore it has a global validity and not a marked local character as algorithms developed up till now.

Moreover, an application strategy for preserving true thermal gradients is suggested, which is based on a previous smoothing of the temperature difference image.

1. INTRODUCCIÓN

El método más utilizado de corrección atmosférica en el térmico -conocido como split-window- se basa en la relación (Deschamps y Phulpin, 1980):

$$T = T_4 + A(T_4 - T_5) + B \quad (1)$$

donde **T** es la temperatura superficial del mar, **T₄** y **T₅** son las medidas de temperatura realizadas desde un satélite en dos bandas espectrales diferentes (por ejemplo, la banda 4 y 5 del NOAA), **A** es un coeficiente que se define como $(1 - \tau_4)/(\tau_4 - \tau_5)$, siendo τ_4 y τ_5 las transmisividades en los canales 4 y 5 debidas a los gases atmosféricos más importantes en la ventana térmica (el vapor de agua y el anhídrico carbónico), y **B** es una constante adicional que evalúa la influencia de otros factores (emisividad, aerosoles, etc.).

La determinación de los coeficientes A y B de la ecuación (1) se lleva a cabo ajustando T-T₄ frente a T₄-T₅. Los valores de T, T₄ y T₅ se obtienen mediante dos procedimientos distintos: a) por simulación utilizando un programa de transferencia radiactiva (LOWTRAN por ejemplo), b) por medio de campañas de medida "in situ" (boyas y barcos oceanográficos) realizadas simultáneamente al paso del satélite. Así se han obtenido más de 20 pares de coeficientes A y B distintos, variando A entre 1,3 y 3,2, y B entre -2,0 y 0,5°C. De estos resultados se desprende el marcado carácter local que tienen los coeficientes A y B. Como consecuencia de ello, la primera dificultad con la que nos encontramos a la hora de aplicar este método para determinar la temperatura superficial del mar, es la de la elección de los coeficientes A y B

apropiados para nuestra zona.

Esta elección es difícil en muchas ocasiones -no siempre se hace de forma correcta, pues las condiciones atmosféricas en las que fueron determinadas estas constantes no coinciden generalmente con el estado atmosférico de nuestra zona. Además, tampoco queda claro en la bibliografía si estos coeficientes cambian a lo largo del año o por el contrario se mantienen constantes. Por esta razón muchos investigadores optan por no realizar la corrección atmosférica, argumentando para ello que el hacerla puede tener como consecuencia que las diferencias térmicas (frente térmico) de la imagen original queden disminuidas, perdiéndose por tanto contraste en la imagen (La Violette and Holyer, 1988).

El objetivo de esta comunicación es el de presentar un modelo físico de corrección atmosférica de tipo split-window, que nos permita determinar los coeficientes A y B en función del tipo de atmósfera que tengamos (tropical, latitudes medias, ártica, etc.). Además, demostraremos también en este trabajo que el realizar -de forma adecuada- la corrección atmosférica no disminuye las diferencias térmicas en el mar sino que por el contrario éstas quedan incrementadas, aumentando en consecuencia el contraste de la imagen al corregirla del efecto atmosférico, y no como se ha venido creyendo hasta ahora (López, 1991).

2. MODELO PROPUESTO

Dos hechos bien claros nos llamaron la atención desde el primer momento. El que se obtuvieran valores negativos de B, carentes de sentido físico, nos hizo sospechar que había algo incorrecto en la teoría hasta el momento desarrollada

(Sobrinó et al., 1991). También nos dimos cuenta de que A presentaba una variación lineal con el contenido en vapor de agua (W), y ésta se mantenía al añadir el CO₂, aunque se hace menos acusada (Figura 1). Ambos hechos nos llevaron a formular la hipótesis de que la relación (1) no debía ser lineal sino cuadrática en el caso más general, es decir, en el caso de una ecuación aplicable a escala global. Si la variación de W es pequeña, la ecuación cuadrática podría sustituirse por una ecuación lineal; lo que justificaría los resultados experimentales hasta ahora obtenidos. Y también podrían obtenerse valores de B negativos cuando $W \geq 1,5 \text{ g/cm}^2$ (ver Figura 4).

Esta hipótesis se comprobó por simulación usando el programa LOWTRAN (Kneizys et al., 1988); los resultados se muestran en la Figura 2 en la que se han representado los valores de T-T₄ frente a T₄-T₅ para todas las atmósferas posibles (Coll et al., 1992).

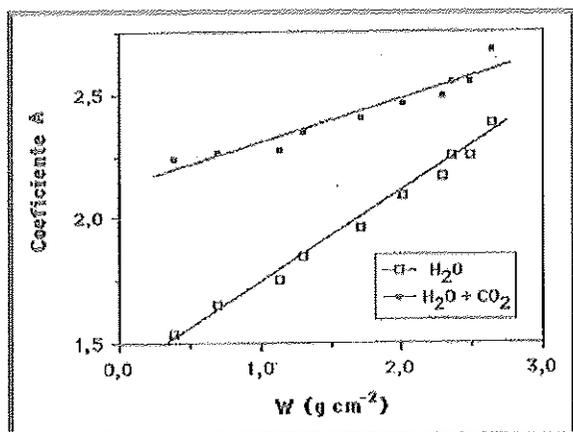


Figura 1.- Variación del coeficiente A con el contenido en vapor de agua atmosférico, W, suponiendo que sólo hay vapor o que existe además el CO₂.

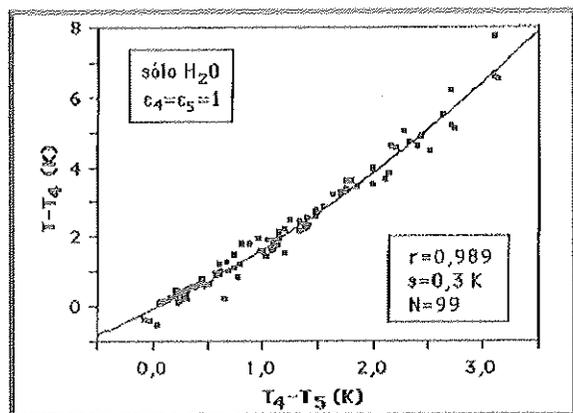


Figura 2.- Ajuste de T-T₄ frente a T₄-T₅ para demostrar que la relación es cuadrática (Coll et al., 1992).

Así pues, el modelo de corrección atmosférica tipo split-window que proponemos tiene la forma cuadrática dada por la ecuación:

$$T = T_4 + a_0 (T_4 - T_5) + a_1 (T_4 - T_5)^2 + B \quad (2)$$

Comparando las ecuaciones (1) y (2) se observa que ahora $A = a_0 + a_1 (T_4 - T_5)$, lo que resuelve el problema del cálculo de A, pues este parámetro se puede obtener a partir del valor T₄ - T₅ si se conocen los coeficientes a₀ y a₁. Para obtener estos coeficientes hemos utilizado los bancos de datos del Centro de Meteorología Espacial de Lannion (Francia) y de la NOAA, Washington. Ajustando los 750 valores mediante la ecuación (2) se ha obtenido que (Figura 3): a₀ = 1,0, a₁ = 0,58/°C y B = 0,5°C, con un error de estimación (s) de 0,7°C y un coeficiente de correlación de 0,91.

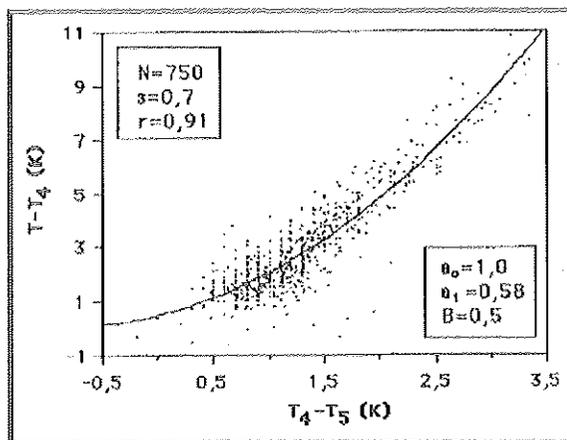


Figura 3.- Ajuste de T-T₄ frente a T₄-T₅ para obtener los coeficientes a₀, a₁ y B de la ecuación (2).

La Figura 4 muestra los ajustes parciales obtenidos por Lannion y NOAA. Se observa en ella claramente que los ajustes lineales son dos casos particulares del ajuste parabólico propuesto. Esto viene a justificar, también, la hipótesis de partida y a mostrar que el modelo que defendemos tiene un carácter más universal que los algoritmos de Lannion y NOAA (Castagné et al., 1986; McClain et al., 1985).

3. APLICACIÓN

La aplicación de la ecuación (1), y también de la (2), requiere un poco de cuidado pues podrían enmascarse los gradientes reales e incluso aparecer gradientes ficticios (Barton, 1989). Si se tiene en cuenta la teoría de errores, resulta evidente que al aplicar la ecuación (1) se produce una propagación del error de digitalización (0,12°C en el caso de los NOAA's); de modo que el error en T será:

$$\varepsilon_T = \varepsilon_{T_4} \sqrt{1+2A^2} \simeq 4\varepsilon_{T_4} \quad (3)$$

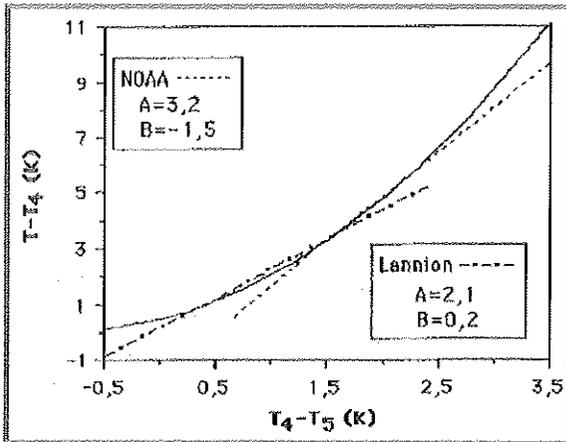


Figura 4.- Representación gráfica de las ecuaciones de Lannion, NOAA y de nuestro modelo, para verificar que aquéllas son un caso particular de éste.

Aumenta por consiguiente el ruido de la imagen de temperatura corregida, siendo del orden de $0,5^{\circ}\text{C}$ para el NOAA, lo que hace que los gradientes reales queden alterados.

En contraposición, es bien sabido que la atmósfera se comporta como un cristal translúcido disminuyendo los gradientes térmicos (detalles) de la imagen real, que es la corregida. Esto se puede ver también matemáticamente sin más que derivar la ecuación (1) respecto a una dirección cualquiera, x :

$$\frac{\delta T}{\delta x} = \frac{\delta T_4}{\delta x} + A \left(\frac{\delta T_4}{\delta x} - \frac{\delta T_5}{\delta x} \right) \quad (4)$$

Como $\delta T_4/\delta x \geq \delta T_5/\delta x$ ya que el efecto corrector es menor en el canal 4 que en el 5 (Coll et al., 1991), entonces $\delta T/\delta x \geq \delta T_4/\delta x$, lo que significa que los gradientes térmicos de la imagen T_4 son algo inferiores a los que hay en la realidad en la superficie del mar. Por ejemplo, un gradiente de $1^{\circ}\text{C}/10 \text{ km}$ en la realidad, en la imagen aparece como de tan sólo $0,6^{\circ}\text{C}/10 \text{ km}$ en un día de humedad atmosférica media.

Para resolver este problema proponemos la siguiente estrategia: realizar un suavizado espacial (matriz 3×3) sobre la imagen diferencia, T_4-T_5 , antes de aplicar el algoritmo split-window (Ecuación 2). Físicamente esto supone que el efecto atmosférico es horizontalmente uniforme sobre la matriz 3×3 . Una vez suavizada la imagen T_4-T_5 se aplica la ecuación (2) y se obtiene la imagen de temperatura de la superficie.

La Figura 5 y la Imagen 1 muestran estos resultados de una manera gráfica. En la primera de ellas hemos representado un transecto a lo largo de un gradiente típico del Mediterráneo visto desde las bandas 4 y 5, y los resultados de hacer la corrección sin suavizado previo y con suavizado. Obsérvese que el gradiente real (curva T suavizada) es mayor

que el que se ve en las curvas T_4 y T_5 . Las curvas no son paralelas, lo que indicaría la invarianza en el gradiente. Este mismo hecho se puede apreciar en la Imagen 1 en la que se ve parte del Mediterráneo Occidental. Comparando la imagen sin suavizar con la imagen T_4 suavizada se observan algunos gradientes reales disminuidos como el caso de la costa de Girona, y por el contrario aparecen algunos gradientes ficticios, casos del delta del Ebro, costa alicantina, Mallorca, etc. También se ve como en la imagen sin suavizar el ruido es mucho mayor que en la suavizada.

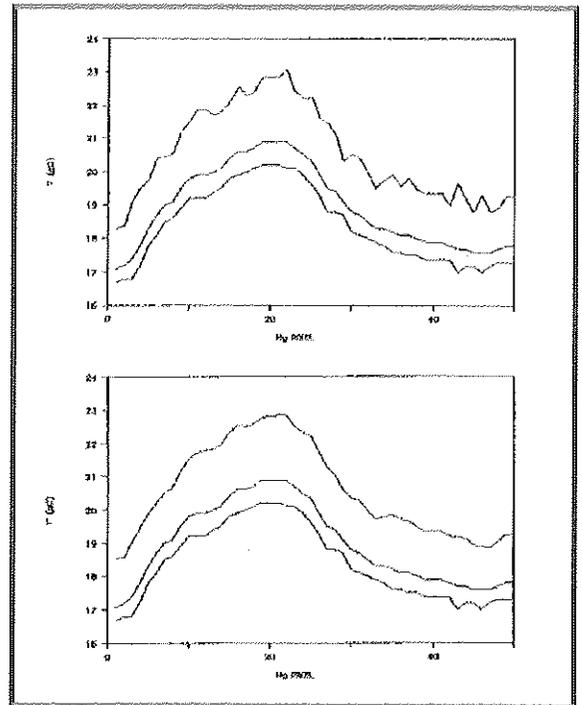


Figura 5.- Variación espacial de la temperatura a lo largo de un gradiente habitual en el Mediterráneo. (a) Temperatura obtenida con la ecuación (2) sin suavizado (curva superior) frente a T_4 (curva media) y T_5 (curva inferior). (b) Temperatura obtenida de (2) con suavizado frente a T_4 y T_5 , siguiendo el orden anterior.

4. CONCLUSIONES

Se ha propuesto una ecuación de corrección atmosférica de tipo split-window cuadrática para determinar la temperatura superficial del mar. El hecho de que los coeficientes A y B se obtengan sólo con los datos de satélite (T_4 y T_5) le otorgan a la ecuación propuesta un carácter global, o sea una validez universal, y no regional como las ecuaciones split-window hasta ahora propuestas.

Asimismo, se ha sugerido una estrategia para aplicar la ecuación de split-window que respeta los gradientes térmicos reales, la cual se basa en la realización de un suavizado previo de la imagen T_4-T_5 , antes de aplicar la ecuación (2).

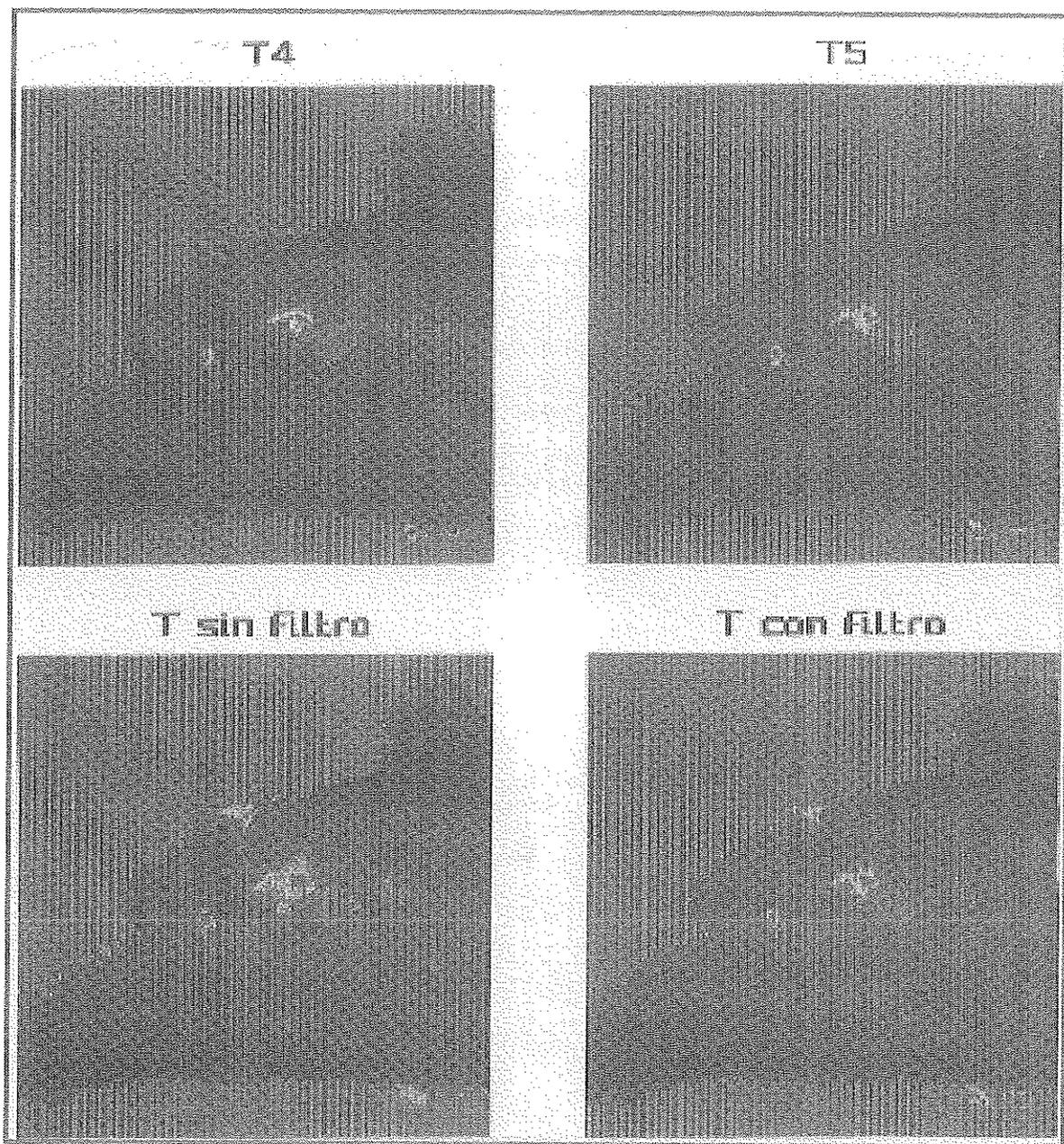


Imagen 1.- Mapa de temperaturas obtenido por el satélite (canales 4 y 5), y mediante la ecuación (2) sin/con suavizado de la imagen T4-T5. Véase Anexo de color.

5. AGRADECIMIENTOS

Los autores deseamos expresar nuestra gratitud a la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (Proyecto nº ESP89-0436) por la ayuda económica concedida, al Air Force Geophysics Laboratory (U.S.A.) por proporcionarnos el

programa LOWTRAN 7, al Centre de Météorologie Spatiale de Lannion (Francia) y a la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) por suministrarnos los datos para validar el modelo propuesto; y a José Moreno (Universidad de Valencia) por la ayuda informática recibida.

6. BIBLIOGRAFIA

- ✓ BARTON, I.J. (1989): Digitization effects in AVHRR and MCSST data. *Remote Sens. Environ.* 29: 87-89.
- ✓ CASTAGNE, N. et al. (1986): Operational measurement of sea surface temperature at CMS Lannion from NOAA-7 AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.* 7: 953-984.
- ✓ COLL, C.; CASELLES, V. y SOBRINO, J.A. (1991): La corrección atmosférica en el infrarrojo térmico. En *La Teledetección en el Seguimiento de los Fenómenos Naturales, Recursos Renovables: Agricultura*. S. Gandía y J. Meliá (Eds.) 6: 149-182. Universidad de Valencia.
- ✓ COLL, C.; CASELLES, V. y SOBRINO, J.A. (1992): A theoretical split-window equation for determining sea surface temperature at global scale. *Int. J. Remote Sens.* (submitted).
- ✓ DESCHAMPS, P.Y. & PHULPIN, T. (1980): Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 μm . *Boundary-Layer Met.* 18: 131-143.
- ✓ KNEIZYS, F.X. et al. (1988): Users guide to LOWTRAN 7. Technical Report AFGL-TR-88-0177, Optical/Infrared Technology Division, U.S. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, Massachusetts.
- ✓ LA VIOLETTE, P.E. & HOLYER, R.J. (1988): Noise and Temperature gradients in multichannel sea surface temperature imagery of the ocean. *Remote Sens. Environ.* 25: 231-241.
- ✓ LOPEZ, M.J. (1991): *La Temperatura del Mar Balear a partir de Imágenes de Satélite*. Universidad de Valencia, 158 pp.
- ✓ McCLAIN, E.P.; PICHEL, W.G. & WALTON, C.C. (1985): Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. *J. Geoph. Res.* C6: 11589-11601.
- ✓ SOBRINO, J.A.; COLL, C. & CASELLES, V. (1991): Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5. *Remote Sens. Environ.* 38: 19-34.