

Dependencia angular de la emisividad de la superficie del mar: medidas experimentales frente a modelos teóricos

R. Niclòs, E. Valor, V. Caselles y C. Coll

Correo electrónico: Raquel.Niclos@uv.es

Departament de Termodinàmica. Facultat de Física. Universitat de València. 46100 Burjassot

RESUMEN

La exigencia por parte de los modelos climáticos de una precisión mínima de $\pm 0,3$ K en la temperatura de la superficie del mar (TSM) y el uso de ángulos de observación elevados en las actuales misiones espaciales, requieren una determinación precisa y exacta de la emisividad de la superficie del mar (ESM) en el infrarrojo térmico (IRT), así como un análisis de su variación angular. En este trabajo presentamos los valores experimentales de la ESM obtenidos durante la campaña WISE 2000 (WInd and Salinity Experiment), los cuales fueron medidos en condiciones de mar abierto, en función del ángulo de observación y de la velocidad del viento para cuatro bandas espectrales ubicadas dentro del IRT. La comparación de nuestros resultados con los valores teóricos dados por el modelo de Masuda et alii. (1988) confirma su validez para ángulos de observación pequeños, pero muestra discrepancias para ángulos mayores a 50° y elevadas velocidades del viento superficial.

PALABRAS CLAVE: emisividad de la superficie del mar, temperatura de la superficie del mar, infrarrojo térmico, variación angular.

ABSTRACT

The demand of a minimum accuracy of ± 0.3 K in sea surface temperature (SST) by climate models, and the use of high observation angles in current space missions, need a precise and reliable determination of sea surface emissivity (SSE) in the thermal infrared region (TIR), as well as an analysis of its angular variability. In this paper we present SSE measurements obtained during the WISE 2000 campaign (WInd and Salinity Experiment), which were measured under open sea conditions, as a function of the observation angle and the surface wind speed, in four spectral channels placed within the TIR. The comparison between our results and the theoretical values given by the model of Masuda et alii. (1988) confirms the validity of this model for small observation angles, but shows discrepancies for angles higher than 50° and high wind speeds.

KEY WORDS: sea surface emissivity, sea surface temperature, thermal infrared, angular variation.

INTRODUCCIÓN

La determinación de la temperatura de la superficie del mar mediante radiometría en el infrarrojo térmico requiere conocer su emisividad en dicha región espectral con elevada precisión ($\pm 0,002$ en emisividad equivale aproximadamente a $\pm 0,1$ K en temperatura). Diversos son los autores que han abordado el análisis de la emisividad de la superficie del mar, analizando su dependencia respecto al ángulo de observación, la rugosidad de la superficie (como función directa de la velocidad del viento superficial, U) y el índice de refracción de ésta

(Sidran 1981, Masuda et alii. 1988, Watts et alii. 1996, Wu y Smith 1997).

Ahora bien, la demanda actual de una precisión mínima de $\pm 0,3$ K en la determinación de la temperatura de la superficie del mar (TSM) para el estudio de procesos climáticos (Webster y Fieux 1984, Barton 1992), y el uso de ángulos de observación elevados en las presentes misiones, como la visión a 55° del AATSR (Advanced Along Track Scanning Radiometer), (Llewellyn-Jones et al, 2001), requiere de un análisis exhaustivo de las dependencias espectrales y angulares de la emisividad de la superficie del mar (ESM).

En este trabajo presentamos valores experimentales de la ESM medidos en condiciones de mar abierto en función del ángulo de observación, en diferentes bandas espectrales, y para diferentes condiciones de rugosidad de la superficie marina definidas por el viento superficial. Dichas medidas son resultado de la campaña WISE 2000 (WInd and Salinity Experiment, Camps et alii. 2002), desarrollada dentro de la Misión SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) de la Agencia Espacial Europea durante los meses de noviembre y diciembre de 2000, y enero de 2001, en la plataforma petrolífera Casablanca (Figura 1 a), situada a 40 km frente a la costa de Tarragona. En este contexto, observamos la superficie del mar, conjuntamente con la radiancia atmosférica descendente (Niclòs et alii. 2003), mediante el uso del radiómetro Cimel Electronique CE 312 (Sicard et al. 1999; Legrand et al. 2000).

METODOLOGÍA

La señal medida por un radiómetro que observa la superficie del mar es la suma de tres contribuciones: (i) emisión directa de la superficie, atenuada por su paso a través de la atmósfera, (ii) reflexión de la radiación atmosférica descendente, también atenuada por la atmósfera, y (iii) radiancia atmosférica ascendente a lo largo de la dirección de observación, según:

$$R_i(\theta, \phi, h) = \varepsilon_i(\theta, \phi) B_i(TSM) \tau_i(\theta, \phi, 0, h) + [-\varepsilon_i(\theta, \phi)] L_i^{\downarrow atm}(\bar{\theta}_r, \phi) \tau_i(\theta, \phi, 0, h) + L_i^{\uparrow atm}(\theta, \phi) \quad (1)$$

donde $R_i(\theta, \phi, h)$ es la radiancia medida por el canal i del sensor; $B_i(TSM)$ es la función de Planck promediada para el canal i y para una TSM dada; $\varepsilon_i(\theta, \phi)$ es la emisividad superficial; $\tau_i(\theta, 0, h)$ y $L_i^{\uparrow atm}(\theta)$ son la transmisividad y la radiancia emitida en sentido ascendente por la capa atmosférica situada entre superficie y sensor; y $\bar{\theta}_r$ es un ángulo efectivo tal que $L_i^{\downarrow atm}(\bar{\theta}_r, \phi)$ sea igual a la integración angular de la radiancia atmosférica descendente para todas las direcciones que contribuyan a la señal medida en una dirección θ debido al efecto de la rugosidad de la superficie, para el que aproximamos $\bar{\theta}_r = \pi - \theta$. Sidran (1981) evaluó el error introducido por el uso de esta aproximación en el cálculo del término de reflexión para el caso de una superficie del mar rugosa, mostrando que su efecto en la determinación de la TSM era despreciable ($< \pm 0,05$ K).

Teniendo en cuenta la distancia entre radiómetro y superficie (de 35 a 76 m), puede considerarse que la capa atmosférica entre ambos es básicamente transparente y con una emisión insignificante, de forma que los términos de corrección atmosférica resultan despreciables frente al resto de posibles fuentes de error ($\tau_i(\theta, \phi, 0, h) \cong 1$ y $L_i^{\uparrow atm}(\theta, \phi) \cong 0$). Sin embargo, la radiancia atmosférica descendente, contribución de todo el espesor atmosférico, no puede despreciarse (Niclòs et al, 2003). Así, la ESM se obtiene de (1) según:

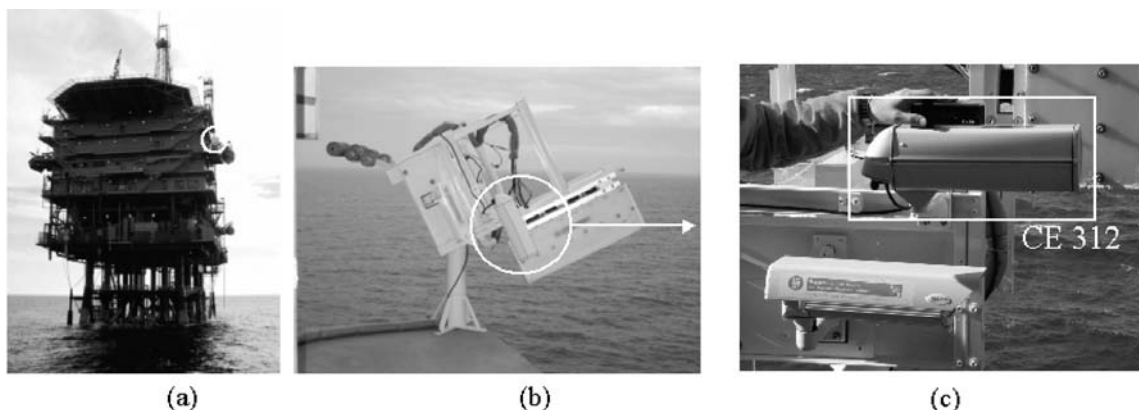
$$\varepsilon_i(\theta, \phi) = \frac{R_{s,i}(\theta, \phi, 0) - L_i^{\downarrow atm}(\pi - \theta, \phi)}{B_i(TSM) - L_i^{\downarrow atm}(\pi - \theta, \phi)} \quad (2)$$

Para obtener la radiancia atmosférica descendente Niclòs et alii. (2003) efectuaron observaciones cuasi-simultáneas de mar y cielo, con ángulos θ y $\theta - \pi$, respectivamente. Además, se precisa de medidas de la TSM para la determinación de la ESM según la ecuación (2). Dicha temperatura se tomó mediante sondas térmicas situadas en boyas oceanográficas.

INTRUMENTACIÓN

Las observaciones radiométricas se realizaron mediante el uso del radiómetro CE 312, con cuatro bandas en el infrarrojo térmico (IRT): (1) 8 – 14 μm , (2) 10,5 – 11,5 μm , (3) 11,5 – 12,5 μm , y (4) 8,2 – 9,2 μm . Este radiómetro dispone de un campo de visión de 10°, un tiempo de respuesta de 1 s, y de un sistema de control y corrección de posibles variaciones en la temperatura de su cabezal óptico que pudieran afectar a la señal medida. Durante la campaña WISE 2000, la cabeza óptica del CE 312 se colocó sobre un pedestal móvil situado en una terraza externa de la plataforma, a unos 32 m sobre el nivel del mar, y en condiciones de cielo abierto, por lo que se introdujo en una caja protectora (Figura 1 b y c), observando la superficie del mar a través de una ventana de ZnSe, material elegido por su elevada transmisión en el IRT. Por ello, se sometió el sistema completo a un proceso de calibrado, utilizando una fuente de calibrado EVEREST 1000, donde se tuvieron en cuenta las propiedades ópticas del cristal (Niclòs et al, 2003). Para cada banda espectral del radiómetro se obtuvo una función de calibrado de la forma:

$$R_{m,i} = \tau_i B_i(T_{rc}) + \rho_i B_i(T_{in}) + \alpha_i B_i(T_c) \quad (3)$$



* **Figura 1.** (a) vista general de la plataforma petrolífera Casablanca; (b) pedestal móvil sobre el que se dispuso el radiómetro en una terraza externa de la plataforma; y (c) detalle de la caja protectora que contenía la cabeza óptica del radiómetro CE 312.

siendo $R_{m,i}$ la radiancia medida con la banda i del radiómetro radiómetro CE 312 a través de la ventana de ZnSe; $B_i(T)$ es la función de Planck pesada con el filtro de la banda espectral para la temperatura T ; T_{fc} es la temperatura termométrica de la fuente medida con la sonda externa del CE 312; T_{in} es la temperatura interna de la cabeza óptica del sensor; T_c es la temperatura del cristal protector de ZnSe; y α_p , ρ_i y τ_i son la absorptividad, la reflectividad y la transmisividad de la ventana, respectivamente. Esta ecuación puede ser reescrita de la siguiente forma:

$$R_{m,i} - B_i(T_{in}) = \tau_i [B_i(T_{fc}) - B_i(T_{in})] + \xi_i \quad (4)$$

donde $\xi_i = \alpha_i [B_i(T_c) - B_i(T_{in})]$. Considerando que ξ_i es prácticamente constante debido a la similitud y correlación entre T_{in} y T_c , podemos establecer una regresión lineal entre $R_{m,i} - B_i(T_{in})$ y $B_i(T_{fc}) - B_i(T_{in})$ y para los valores obtenidos en la campaña WISE 2000 permitiendo la determinación de los parámetros de calibrado τ_i y ξ_i . La

Tabla 1 presenta los coeficientes de calibrado para los diferentes canales del CE 312. Tras la aplicación de las funciones de calibrado del sistema se obtiene una precisión, en términos de temperatura radiométrica, de $\pm 0,14$ K, $\pm 0,16$ K, $\pm 0,12$ K, y $\pm 0,18$ K para los canales 1 al 4 del CE 312, respectivamente.

Las principales fuentes de error en la determinación de la ESM son: (i) el error radiométrico del sensor y de calibrado del sistema, (ii) errores en el direccionamiento del sistema, (iii) el error en la determinación de la TSM, (iv) la existencia de posibles gradientes térmicos en la temperatura del mar, tanto verticales como horizontales, y (v) la variabilidad en las condiciones atmosféricas, factor significativo en aquellos casos en los que la temperatura atmosférica es cercana a la TSM (por ejemplo cuando hay nubes bajas). Para minimizar esta última fuente de error, nos limitamos a medir bajo condiciones de cielo totalmente despejado, o con nubes altas y frías, poco influyentes.

Canal	τ_i	$\pm \sigma(\tau_i)$	ζ_i ($mW/(cm^2 sr cm^{-1})$)	$\pm \sigma(\zeta_i)$ ($mW/(cm^2 sr cm^{-1})$)	r^2
1 (8 – 14 μm)	0,726	0,006	$-12,0 \times 10^{-6}$	$0,9 \times 10^{-6}$	0,991
2 (11,5 – 12,5 μm)	0,735	0,014	-23×10^{-6}	2×10^{-6}	0,955
3 (10,5 – 11,5 μm)	0,745	0,008	$-15,6 \times 10^{-6}$	$1,3 \times 10^{-6}$	0,986
4 (8,2 – 9,2 μm)	0,768	0,018	-18×10^{-6}	2×10^{-6}	0,939

Tabla 1. Coeficientes de calibrado, τ_i y ξ_i (ecuación 4), obtenidos para los 4 canales del CE 312, con sus correspondientes desviaciones estándares (σ) y los coeficientes de determinación de las regresiones (r^2)

Todas las figuras precedidas de asterisco se incluyen en el cuadernillo anexo de color

RESULTADOS

En la fase de preparación de la campaña WISE 2000 realizamos una precampaña en octubre de 2000, donde el radiómetro CE 312 observó la superficie del mar desde una escollera de la costa de El Puig (Valencia), considerando ángulos superiores a 30° para evitar la influencia de la misma. Se determinó la ESM para ángulos de observación de 35° a 75° con paso de 10° , siguiendo la metodología descrita anteriormente, y para una velocidad del viento superficial media de $U = 6,9 \pm 1,8$ m/s, definida a 12,5 m sobre el nivel del mar. En la Figura 2 mostramos la variación angular de la ESM, promedio de los procesos realizados, obtenida para los cuatro canales del CE 312, junto con la ESM teórica correspondiente calculada mediante el modelo de Masuda et alii. (1988) para $U = 5$ m/s. El error en la ESM se obtuvo por propagación de errores sobre la ecuación (2), considerando las fuentes de error mencionadas, con un error en TSM de $\pm 0,1$ K proporcionado por la sensibilidad de la sonda externa del CE 312, utilizada en este caso para su medida a nivel cuasi-superficial. Las barras de error mostradas en la Figura 2 corresponden al máximo entre el error medio calculado de este modo y la desviación estándar obtenida para los diferentes procesos.

En este caso, la posible influencia de la costa en la rugosidad de la superficie, no disponiendo de condiciones de mar abierto, podría poner en duda la validez de la densidad de probabilidad asociada a la distribución de pendientes para las caras del oleaje propuesta por Cox y Munk (1955), base del modelo de Masuda et al, (1988). Sin embargo, se observa buena concordancia entre la ESM teórica y experimental.

Por su parte, el gran número de medidas realizadas dentro de la campaña WISE 2000, nos permite obtener la ESM para diferentes valores de velocidad del viento superficial, posibilitando el análisis de la influencia de la rugosidad de la superficie en la ESM.

Siguiendo la metodología expuesta, se determinó la ESM para ángulos entre 25° y 65° con paso de 10° . En este caso, la TSM fue medida con sondas térmicas SBE 37-SM MicroCAT de elevada precisión ($\pm 0,002$ K) situadas en boyas oceanográficas a 20 cm de profundidad (Budeus and Schneider 1998, Font et al, 2003). La buena concordancia encontrada entre la temperatura medida por dichas sondas de contacto a 20 cm de profundidad y la

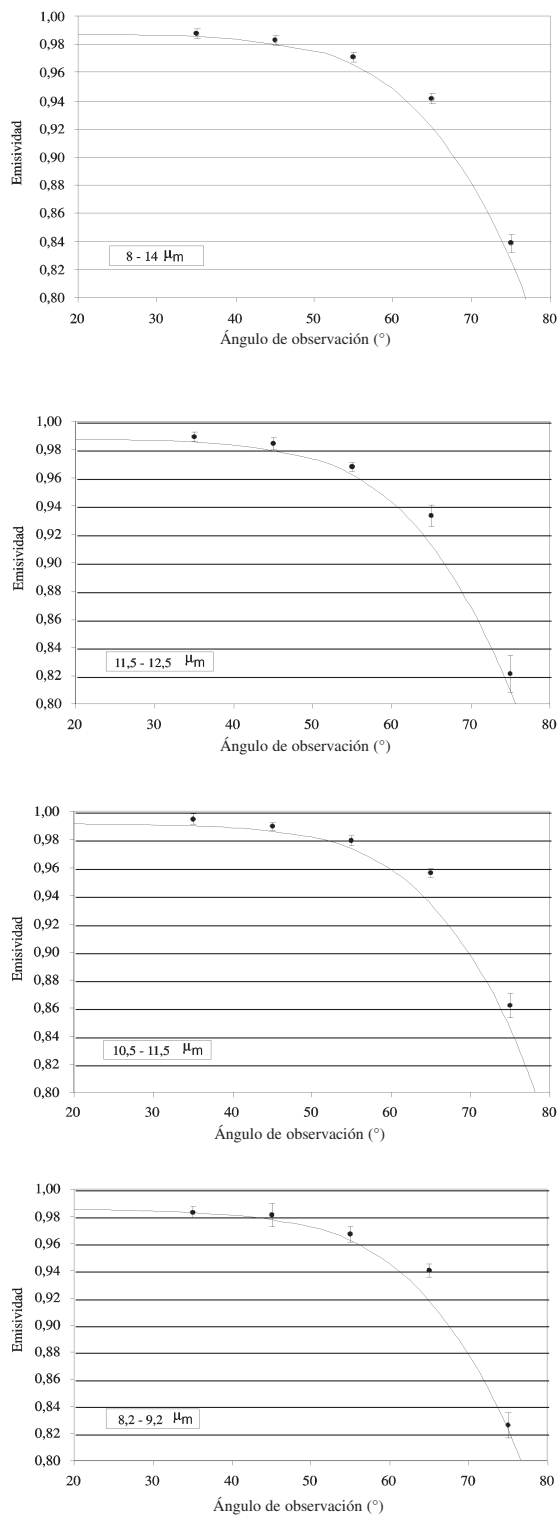


Figura 2. Variación angular de la ESM. Comparación entre los valores experimentales de la precampaña de El Puig (puntos) y la ESM teórica de Masuda et alii (1988) para $U = 5$ m/s (línea).

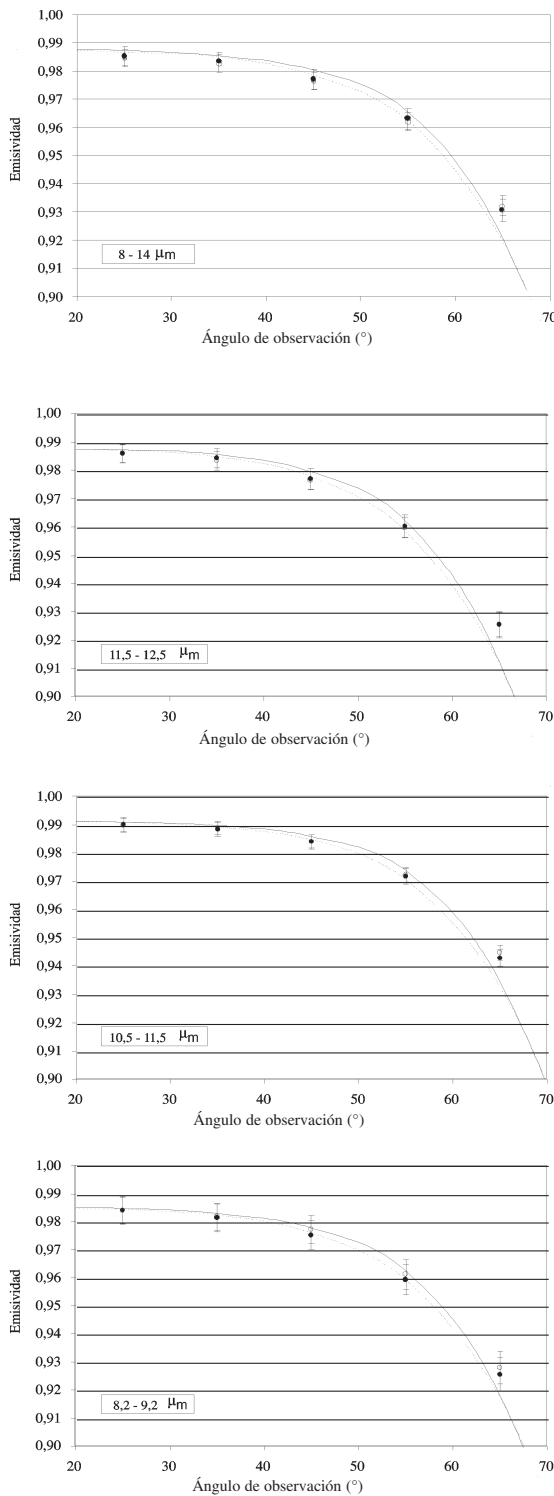


Figura 3. Variación angular de la ESM. Comparación entre los valores experimentales de la campaña WISE 2000 para $U \approx 5$ m/s (puntos sólidos) y $U \approx 10$ m/s (puntos huecos), y la ESM teórica de Masuda et alii. (1988) para $U = 5$ m/s (línea continua) y $U = 10$ m/s (línea discontinua).

temperatura determinada mediante la metodología de Niclòs et alii. (2003) en base a las observaciones radiométricas ($0,0 \pm 0,2$ K), descarta un efecto superficial considerable en este caso (Robinson et alii., 1984). La Figura 3 presenta la variación angular de la ESM para los cuatro canales del CE 312 como promedio de todos los procesos desarrollados bajo una velocidad de viento superficial cercana a los 5 m/s (con un valor medio de $4,5 \pm 0,9$ m/s) y 10 m/s (promedio de $10,3 \pm 1,1$ m/s). Con fin comparativo se dibuja también la ESM resultante del modelo de Masuda et al, (1988) para $U = 5$ m/s y $U = 10$ m/s.

La Figura 3 pone de manifiesto la validez del modelo de Masuda para ángulos de observación menores a 50° , dentro del error experimental. Sin embargo, se observan mayores discrepancias para ángulos superiores, cosa que también ocurre en la Figura 2. Estas diferencias son más acusadas a mayor velocidad de viento superficial.

Este modelo obvia la existencia de reflexiones múltiples o efecto de sombras, entendido como la probabilidad de que la radiancia emitida por la superficie del mar sea reflejada en ella misma para el caso de rugosidad y ángulo de observación elevados, a la vez que pudieran producirse dobles reflexiones de la radiancia atmosférica descendente en la superficie contribuyentes en la lectura del sensor. Dicho efecto de sombras explicaría la discrepancia encontrada respecto del modelo de Masuda et al, (1988) para U y q elevados, ya apuntada por Watts et al, (1996) y Wu y Smith (1997).

CONCLUSIONES

En este trabajo se presentan las medidas de ESM para diferentes ángulos de observación y velocidades del viento superficial realizadas en el marco de la campaña WISE 2000. En base a estas medidas se observa que la ESM decrece con el ángulo de observación, siendo la disminución del orden de un 2% - 3% para 55° , lo que resulta relevante para instrumentos con posibilidad de medida biangular como el AATSR.

Por otro lado, la ESM aumenta ligeramente con la velocidad del viento superficial, especialmente para ángulos elevados. Es en estos casos donde mayores discrepancias se han encontrado con el modelo de Masuda et al, (1988).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Agencia Espacial Europea mediante los proyectos WISE 2000 y WISE 2001 (ESTEC Contract 14188/00/NL/DC), el Ministerio de Ciencia y Tecnología mediante el proyecto SENSOCLIMA (REN2001-3116/CLI) y la Generalitat Valenciana mediante el programa de cofinanciación de contratos de doctores. También agradecemos al Ministerio de Educación, Cultura y Deportes la beca de FPU que disfruta Raquel Niclòs (ref. AP2000-0360).

BIBLIOGRAFÍA

- BARTON, I. J. 1992. Satellite-derived sea surface temperatures - A comparison between operational, theoretical and experimental algorithms. *Journal of Applied Meteorology*. 31: 432-442.
- BUDEUS, G., y SCHNEIDER, W. 1998. In-situ temperature calibration: a remark on instruments and methods. *International WOCE Newsletter*. 30: 16-18.
- CAMPS, A., FONT, J., ETCHETO, J., RUBIO, E., WEILL, A., CORBELLA, I., VALL-LLOSSERA, M., DUFFO, N., TORRES, F., VILLARINO, R., ENRIQUE, L., JULIÀ, A., GABARRÓ, C., BOUTIN, J., CASELLES, V., REISING, S.C., WURSTEISEN, P., y MARTÍN-NEIRA, M. 2002. Sea surface emissivity observations at L-band: First results of the Wind and Salinity Experiment WISE 2000. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 40 (10): 2117-2130.
- COX, C., y MUNK, W. 1955. Some problems in optical oceanography. *Journal of Marine Research*. 14: 63-78.
- FONT, J., GABARRÓ, C., JULIÀ, A., EMELIANOV, M., LLORET, M.I., ETCHETO, J., CONTARDO, S., LOURENÇO, A., BOUTIN, J., y MOLL, M. 2003. Oceanographic conditions during the Wind and Salinity Experiment 2000 and 2001, NW Mediterranean Sea. *Proc. of the Campaign Workshop. First results of WISE/EuroSTARRS/LOSAC*, Noviembre de 2002, Toulouse, France (en prensa).
- LEGRAND, M., PIETRAS, C., BROGNIEZ, G., HAEFFELIN, M., ABUHASSAN, N. K., y SICARD, M. 2000. A high-accuracy multiwavelength radiometer for in situ measurements in the thermal infrared. Part 1: Characterization of the instrument. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 17: 1203-1214.
- LLEWELLYN-JONES, D., EDWARDS, M. C., MUTLOW, C. T., BIRKS, A. R., BARTON, I. J. y TAIT, H. 2001. AATSR: Global-change and Surface-Temperature measurements from ENVISAT. *ESA Bulletin*, February 2001: 11-21.
- MASUDA, K., TAKASHIMA, T., y TAKAYAMA, Y. 1988. Emissivity of pure sea waters for the model sea surface in the infrared window regions. *Remote Sensing of Environment*. 48: 302-308.
- NICLÒS, R., CASELLES, V., COLL, C., VALOR, E. y RUBIO, E. 2003. Autonomous measurements of sea surface temperature using in situ thermal infrared data. *Journal of Applied Meteorology* (en revisión editorial).
- ROBINSON, I. S., WELLS, N. C., y CHARNOCK, H. 1984. The sea surface thermal boundary layer and its relevance to the measurement of surface temperature by airborne and space borne radiometers. *International Journal of Remote Sensing*. 5: 19-46.
- SICARD, M., SPYAK, P. R., BROGNIEZ, G., LEGRAND, M., ABUHASSAN, N. K., PIETRAS, C., y BUIS, J. P. 1999. Thermal infrared field radiometer for vicarious cross-calibration: characterization and comparisons with other field instruments. *Optical Engineering*. 38(2): 345-356.
- SIDRAN, M. 1981. Broadband reflectance and emissivity of specular and rough water surfaces. *Applied Optics*. 20: 3176-3183.
- WATTS, P. D., ALLEN, M. R., y NIGHTINGALE, T. J. 1996. Wind speed effects on sea surface emission and reflection for the along track scanning radiometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 13: 126-141.
- WEBSTER, F., y FIEUX, M. 1984. "TOGA overview" in Large-scale Oceanographic Experiments and Satellites, C. Gautier and M. Fieux Eds. (Reidel, Dordrecht, 1984), 17-24.
- WU, X., y SMITH, W.L. 1997. Emissivity of rough sea surface for 8-13 mm: modelling and verification. *Applied Optics*. 36: 2609-2619.