

DEPARTAMENTO DE TERMODINÁMICA

DETERMINACIÓN DE LA EMISIVIDAD Y DE LA
TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR
MEDIANTE RADIOMETRÍA TÉRMICA

RAQUEL NICLÓS CORTS

UNIVERSITAT DE VALENCIA
Servei de Publicacions
2005

Aquesta Tesi Doctoral va ser presentada a València el dia 4 de
Febrero de 2005 davant un tribunal format per:

- D. Joaquín Meliá Miralles
- Dña. Soledad Gandía Franco
- D. Manuel Arbel Pérez
- D. José Luis Casanova Roque
- Dña. María José Estrela Navarro

Va ser dirigida per:

D. Vicente Caselles Miralles

D. César Coll Company

©Copyright: Servei de Publicacions
Ramón Gómez - Ferrer Sapiña

Depòsit legal:

I.S.B.N.:84-370-6216-0

Edita: Universitat de València

Servei de Publicacions

C/ Artes Gráficas, 13 bajo

46010 València

Spain

Telèfon: 963864115

UNIVERSITAT DE VALÈNCIA

Facultat de Física

Departament de Termodinàmica



UNIVERSITAT DE VALÈNCIA

**DETERMINACIÓN DE LA EMISIVIDAD Y DE
LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL
MAR MEDIANTE RADIOMETRÍA TÉRMICA**

Memoria presentada por
RAQUEL NICLÒS CORTS
para optar al grado de Doctora en Física

D. VICENTE CASELLES MIRALLES y D. CÉSAR COLL COMPANY, Profesores Titulares del área de Física de la Tierra, y adscritos a la Facultat de Física de la Universitat de València,

CERTIFICAN:

Que la presente Memoria titulada “*Determinación de la emisividad y de la temperatura de la superficie del mar mediante radiometría térmica*”, presentada por Dña. Raquel Niclòs Corts para optar al grado de Doctora en Física, ha sido realizada bajo nuestra dirección en el Departament de Termodinàmica de esta Facultat.

Y para que así conste, en cumplimiento de la legislación vigente, firmamos el presente certificado en Burjassot, a uno de octubre de dos mil cuatro.

Fdo. Vicente Caselles Miralles

Fdo. César Coll Company

Muchas son las personas e instituciones que con su aportación y cooperación han hecho posible la realización de esta Tesis Doctoral. A todas ellas quiero ofrecer mis más sinceros agradecimientos.

En primer lugar, a mis tutores, los profesores Vicente Caselles Miralles y Cesar Coll Company, por ofrecerme la oportunidad de compartir con ellos investigación e incluso docencia, transmitirme sus conocimientos y animarme en todo momento a continuar mi tarea investigadora dentro de la Unidad de Teledetección.

Al Profesor Joaquín Meliá Miralles, Director de la Unidad de Investigación en Teledetección y Director del Departament de Termodinàmica, por su amable acogida y todo el apoyo prestado.

Mención especial merece el Dr. Enric Valor por mostrar interés en mi trabajo, proporcionándome su opinión y múltiples aclaraciones. Aquí, Enric, reconozco pública y afectivamente que sin ti mi trabajo no hubiese sido el mismo.

Als meus pares i germana, pel seu suport i confiança durant aquests darrers anys. De mon pare he heretat l'interès per les coses. Gràcies per fer possible que jo sí haja pogut estudiar-les.

A Guillem, el teu suport i estima no poden ser agraiïts a un simple full, es tornen al llarg d'una vida.

A Raul, mi amigo y compañero, con quien he compartido, y espero que siga siendo así aun en la distancia, buenos y malos momentos. Te echaré muchísimo de menos.

A Juanma y Xumi, mis nuevos compañeros, por su apoyo y amistad, a quien espero haber podido ayudar a comenzar. Tampoco quiero olvidar a ninguno de mis compañeros del Departament de Termodinàmica, en especial a los doctorandos y recientes doctores con quien he compartido algo más que discusiones científicas. Gracias a Roberto, José Luis, Luis, Juan Carlos y Jauad con quien conviví en Finlandia durante el proyecto SIFLEX-2002, y a Víctor, M^a José, Bea, Álex, Mónica, Mireia, Malena, Gloria, Lucas y un largo etcétera, por hacer mucho más llevadero y agradable el trabajo. También a secretario/as y técnicos de laboratorio, en especial a Vicente Marín por su paciencia y simpatía. Por último, a Jose, José Enrique, David, Isabel y Eva por nuestros encuentros "multidisciplinares" en comidas y pasillos, a quien espero no perder de vista ahora que cada uno sigue su camino.

A Enrique Ortega y M^a Luan García, por mostrarme vuestro apoyo y complicidad en todo momento, y darme la oportunidad de descubrir otra cara de la Teledetección en España.

Al grupo de investigadores de las campañas WISE 2000 y 2001, con quienes compartí algunas “aventurillas” en alta mar. Fue una experiencia inolvidable. Gracias en especial a los profesores Jordi Font y Adriano Camps, Coordinador e Investigador Principal del Proyecto, por su cooperación y dedicación tanto durante las campañas como fuera de ellas, y al Prof. Alain Weill (CETP, París) y la Prof. Jacqueline Boutin (LODYC, París), por su colaboración y aclaraciones. También, mi gratitud a Luis Enrique, Ramón Villarino y Jorge Miranda, mis compañeros tanto durante las campañas WISE como durante el experimento Foam, Rain, Oil slicks and Gps-reflections (FROG) 2003. Además quiero dar las gracias a todo el Personal de la Plataforma Casablanca por hacerme sentir como en casa.

También me gustaría agradecer al Dr. Paul van Delst (NOAA/NCEP/EMC, USA) su ayuda en el cálculo de emisividades computerizando el modelo de Wu y Smith (1997) y al Prof. William L. Smith (University of Wisconsin, USA) sus comentarios sobre mi trabajo durante el congreso SPIE 2003.

No quiero olvidar a aquellas instituciones donde he realizado estancias durante mi periodo de Investigación, a quien quiero agradecer su fabulosa acogida: Repsol- VPF durante las campañas WISE 2000 y 2001, Arctic Research Centre – Finnish Meteorological Institute durante el experimento SIFLEX 2002, especialmente a los doctores Esko Kyrö y Tuomas Laurila, Instituto de Investigación y Tecnología Agroalimentaria de Cataluña durante la campaña FROG 2003, y Space Research Centre – University of Leicester en el año 2003, donde merecen una atención especial los profesores David Llewellyn-Jones y John Remedios.

La realización de la presente Tesis Doctoral ha sido posible con la ayuda de una Beca del Plan de Formación de Profesorado Universitario, del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte. También tengo que agradecer la aportación a través de los proyectos WISE 2000 y WISE 2001 (ESTEC Contract No 14188/00/NL/DC) y SIFLEX-2002 (ESTEC Contract No 16030/02/NL/SF) de la Agencia Espacial Europea, los proyectos nacionales SENSOCLIMA (REN2001 - 3116/CLI) y “Proyecto Internacional de validación del algoritmo de temperatura de la superficie terrestre del satélite envisat” (REN2002-11605-E/CLI), y el proyecto “Medida, interpretación y modelización de las medidas radiométricas direccionales de la temperatura y la emisividad de las superficies naturales en el infrarrojo térmico” (GV2004-B-084) financiado por la Conselleria de Cultura, Educació i Esport de la Generalitat Valenciana .

Índice

PORTADA	<i>i</i>
CERTIFICADO	<i>iii</i>
AGRADECIMIENTOS	<i>v</i>
ÍNDICE	<i>vii</i>
NOTA INTRODUCTORIA	<i>ix</i>
MEMORIA: RESUMEN DE TRABAJOS	1
I. INTRODUCCIÓN	1
I.1. La medida de la temperatura de la superficie del mar.....	3
I.2. Marco de trabajo: la misión SMOS y las campañas WISE 2000 y 2001.....	4
I.3. El radiómetro térmico multiespectral CE 312.....	6
I.4. Precisión requerida para la temperatura de la superficie del mar dentro de la misión SMOS.....	9
II. MEDIDA DE LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR	13
II.1. Modelo radiativo para la superficie del mar.....	15
II.2. Transmisividad y radiancias atmosféricas.....	17
II.3. La emisividad de la superficie del mar.....	18
II.4. Estrategia de medida.....	21
II.4.1. Selección del ángulo de observación óptimo.....	21
II.4.2. Selección de la banda espectral óptima.....	22
II.5. Corrección atmosférica y de emisividad.....	25
II.6. Estimación de la exactitud de la medida de la TSM.....	28
II.7. Necesidad de una mejora en la determinación de la emisividad de la superficie del mar para ángulos de observación elevados.....	31
III. ESTUDIO DE LA EMISIVIDAD DE LA SUPERFICIE DEL MAR	33
III.1. La medida de la emisividad de la superficie del mar.....	35
III.2. Base experimental para el estudio de la emisividad de la superficie del mar.....	36
III.3. Comparación de los resultados experimentales con el modelo de Masuda et al. (1988).....	39
III.4. El modelo de Wu y Smith (1997).....	42
III.4.1. Diferencias respecto del modelo de Masuda et al. (1988).....	42
III.4.2. Comparación con los valores experimentales.....	44
III.5. Una parametrización sencilla para el cálculo de la emisividad de	

la superficie del mar.....	45
III.6. Adaptación de la ecuación paramétrica para la determinación de la emisividad de la superficie del mar de canal. Aplicación a diferentes sensores térmicos.....	48
III.7. Uso de la parametrización desarrollada en la determinación de la temperatura de la superficie del mar.....	53
IV. CONCLUSIONES.....	55
V. BIBLIOGRAFÍA.....	61
APÉNDICES	69
Apéndice 1: Artículo “The WISE 2000 and 2001 field experiments in support of the SMOS Mission: Sea surface L-band brightness temperature observations and their application to sea surface salinity retrieval”.....	69
Apéndice 2: Artículo “Efecto de la temperatura de la superficie del mar en la determinación de la salinidad”	91
Apéndice 3: Artículo “Autonomous measurements of sea surface temperature using in situ thermal infrared data”.....	99
Apéndice 4: Artículo “Dependencia angular de la emisividad de la superficie del mar: medidas experimentales frente a modelos teóricos”.....	111
Apéndice 5: Artículo “In situ angular measurements of thermal infrared sea surface emissivity – Validation of models”.....	119
Apéndice 6: Artículo “A simple parametrization for the calculation of thermal infrared sea surface emissivity”.....	133

NOTA INTRODUCTORIA

La presente memoria resume el trabajo realizado por la autora durante los últimos cuatro años, dedicados a la investigación de los factores que intervienen en la medida de la temperatura de la superficie del mar y a la determinación de la variación angular y espectral de su emisividad, en base a radiometría térmica.

Su estudio la llevó a la participación en las campañas experimentales de la misión Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS), realizadas durante los años 2000 y 2001 en la plataforma petrolífera Casablanca situada en el Mediterráneo, frente a la costa de Tarragona. La toma de medidas desde este emplazamiento le permitió disponer de una base experimental amplia para el desarrollo de su investigación. A partir de este momento, los avances en su estudio la han llevado a la realización de diversos trabajos publicados en revistas tanto de ámbito nacional como internacional.

La normativa de esta Universidad para la realización de Tesis doctorales recoge dos posibilidades: (i) la escritura de una Tesis tradicional, y (ii) la realización de la Tesis por compendio de publicaciones (Acuerdo de Junta de Gobierno de 24 de septiembre de 1996), siendo la segunda opción la seleccionada en este caso. La Memoria de la Tesis realizada según este procedimiento debe incluir: (i) una introducción general en la que se presenten los trabajos y se justifique la unidad temática, cosa que pretendemos en esta nota introductoria, y (ii) un resumen global de dichos trabajos, mostrando los objetivos generales, los principales resultados obtenidos, la discusión de éstos y las conclusiones finalmente alcanzadas. Además la Memoria debe de contar con una copia completa de los trabajos presentados.

Tomando como referencia la normativa vigente en la Universidad de Valencia, la realización de esta Tesis ha considerado como base 6 publicaciones seleccionadas a tal efecto. Estos trabajos, los cuales conforman una unidad temática completa, vienen listados según un orden congruente a continuación:

1.- “ The WISE 2000 and 2001 field experiments in support of the SMOS Mission: Sea surface L-band brightness temperature observations and their application to sea surface salinity retrieval”.

A. Camps, J. Font, M. Vall-llosera, C. Gabarró, I. Corbella, N. Duffó, F. Torres, S. Blanch, A. Aguasca, R. Villarino, L. Enrique, J. Miranda, J. J. Arenas, A. Julià, J. Etcheto, V. Caselles, A. Weill, J. Boutin, S. Contardo, **R. Niclòs**, R. Rivas, S.C. Reising, P. Wursteisen, M. Berger, M. y Martín-Neira.

IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 42(4): 804-823. Abril 2004.

2.- Efecto de la temperatura de la superficie del mar en la determinación de la salinidad.

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

Revista de Teledetección, vol. 19: 5-9. Junio 2003.

3.- “Autonomous measurements of sea surface temperature using in situ thermal infrared data”.

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

Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 21(4): 683-692. Abril 2004.

4.- 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.

Revista de Teledetección, vol. 20: 5-10. Diciembre 2003.

5.- “In situ angular measurements of thermal infrared sea surface emissivity – Validation of models”.

R. Niclòs, E. Valor, V. Caselles, C. Coll, y J. M. Sánchez.

Remote Sensing of Environment, vol. 94(1): 83-93. Enero 2005.

6.- “A simple parametrization for the calculation of thermal infrared sea surface emissivity”.

R. Niclòs, V. Caselles, E. Valor, C. Coll, y J. M. Sánchez.

IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. (En revision).

La Memoria que se presenta a continuación pretende ser un resumen global de estos trabajos. Con el objetivo de que dicha síntesis resulte conceptualmente más compacta, y además siga la forma general de una Tesis doctoral, se ha optado por subdividir el contenido de los trabajos indicados en diferentes capítulos:

Capítulo I.- Introducción: donde se presenta el problema de partida, el marco de trabajo y se fijan los objetivos. Esta parte se refiere principalmente al contenido de las publicaciones 1 y 2.

Capítulo II.- Medida de la temperatura de la superficie del mar: donde se expone la metodología desarrollada para la medida de dicha temperatura, esencialmente tomando como base el trabajo 3, pero partiendo de las conclusiones del 2.

Capítulo III.- Estudio de la emisividad de la superficie del mar: donde se investiga la validez de modelos existentes para la determinación de esta magnitud en base a medidas experimentales tomadas en las campañas WInd and Salinity Experiment (WISE), tema tratado especialmente en las publicaciones 4 y 5. Además, se establece una parametrización sencilla para la determinación de la emisividad tomando como referencia los resultados del modelo seleccionado como más adecuado, materia de estudio del trabajo 6.

Capítulo IV.- Conclusiones: donde se recogen a modo de resumen las principales conclusiones alcanzadas a lo largo de la investigación.

Finalmente, se incluyen 6 apéndices donde se presentan copias completas de los trabajos seleccionados, los cuales irán siendo referenciados a lo largo de la siguiente Memoria.

La siguiente nota informativa fue proporcionada a la Comisión de Doctorado de la Universitat de València para la realización de la Tesis Doctoral mediante Compendio de Publicaciones (modalidad recogida en el Acuerdo de Junta de Gobierno de 24 de septiembre de 1996):

El compendio de artículos contenido en la Tesis “*Determinación de la Emisividad y de la Temperatura de la Superficie del Mar mediante Radiometría Térmica*” presentada por Dña. Raquel Nicolòs Corts está constituido por 5 artículos más un manuscrito enviado para su publicación. A continuación listamos cronológicamente estos trabajos:

- *Efecto de la temperatura de la superficie del mar en la determinación de la salinidad.*

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

Revista de Teledetección, vol. 19: 5-9. Junio 2003.

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

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

Revista de Teledetección, vol. 20: 5-10. Diciembre 2003.

- *The WISE 2000 and 2001 field experiments in support of the SMOS Mission: Sea surface L-band brightness temperature observations and their application to sea surface salinity retrieval.*

A. Camps, J. Font, M. Vall-llosera, C. Gabarró, I. Corbella, N. Duffó, F. Torres, S. Blanch, A. Aguasca, R. Villarino, L. Enrique, J. Miranda, J. J. Arenas, A. Julià, J. Etcheto, V. Caselles, A. Weill, J. Boutin, S. Contardo, **R. Nicolòs**, R. Rivas, S.C. Reising, P. Wursteisen, M. Berger, M. y Martín-Neira.

IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 42(4): 804-823. Abril 2004.

- *Autonomous measurements of sea surface temperature using in situ thermal infrared data .*

R. Nicolòs, V. Caselles, C. Coll, E. Valor y E. Rubio.

Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 21(4): 683-692. Abril 2004.

- *In situ angular measurements of thermal infrared sea surface emissivity – Validation of models.*

R. Nicolòs, E. Valor, V. Caselles, C. Coll, y J. M. Sánchez.

Remote Sensing of Environment, vol. 94(1): 83-93. Enero 2005.

- *A simple parametrization for the calculation of thermal infrared sea surface emissivity.*

R. Nicolòs, V. Caselles, E. Valor, C. Coll, y J. M. Sánchez.

IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing (en proceso de revisión).

En cumplimiento de la normativa vigente, facilitamos a la Comisión de Doctorado el factor de impacto, según el ISI Journal of Citation Reports 2003, de las revistas donde han aparecido publicados dichos artículos, a excepción de la Revista de

Teledetección por limitarse al ámbito nacional. Así mismo, proporcionamos el orden en el que se encuentran cada una de ellas dentro de su campo científico, distinguiendo dos campos de trabajo dentro del ISI Journal of Citation: “Remote Sensing” (RS) y “Engineering, Ocean” (EO).

<i>Revista</i>	<i>Factor de Impacto</i>	<i>Campo</i>	<i>Orden (Total*)</i>
Remote Sensing of Environment	2,641	RS	1 (11)
IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing	1,867	RS	2 (11)
Journal of Atmospheric and Oceanic Technology	1,637	EO	1 (15)

* Total: número total de revistas que conforman cada campo.

Para que así conste, firmamos el presente certificado, a uno de octubre de dos mil cuatro.

Fdo. Vicente Caselles Miralles

Fdo. César Coll Company

Capítulo I

INTRODUCCIÓN

Este primer capítulo pretende mostrar los objetivos que motivaron este estudio, así como el marco de trabajo en el que se desarrolló, señalando sus exigencias y los medios con que se contó. El presente estudio surgió con nuestra participación en la campaña WInd and Salinity Experiment (WISE) 2000, propuesta dentro de la fase experimental de la misión Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) de la Agencia Espacial Europea, que continuó en una segunda campaña, WISE 2001. Nuestro objetivo en estas campañas fue el de obtener la temperatura de la superficie del mar con la suficiente precisión y exactitud para permitir la determinación de la salinidad mediante observaciones simultáneas en microondas pasivas en banda L con una precisión de $\pm 0,1$ psu. En base a este requerimiento, analizamos cual sería la precisión necesaria en términos de temperatura de la superficie del mar. Además, se incluye una breve descripción del radiómetro CE 312 utilizado a tal efecto, así como de las condiciones de medida y del resto de magnitudes registradas durante las campañas WISE 2000 y WISE 2001.

Si existe una constante en todos los trabajos de nuestra unidad de investigación, es el desarrollo de metodologías para la determinación de la temperatura de la superficie a partir de datos radiométricos en el infrarrojo térmico. En esta línea, nuestro grupo lleva un gran número de trabajos publicados en relación a la corrección atmosférica y de emisividad, términos fundamentales para la determinación de la temperatura con un error razonable (Caselles y Sobrino 1989, Valor y Caselles 1996, Rubio et al. 1997, Coll y Caselles 1997, Coll et al. 2001, y Coll et al. 2003). En 1999 se nos ofreció la posibilidad de participar en las campañas experimentales de la misión Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) de la Agencia Espacial Europea, en las cuales nuestro objetivo sería la determinación de la temperatura de la superficie del mar (TSM). Teniendo en cuenta la elevada precisión requerida en los últimos años para el estudio y el desarrollo de modelos a nivel climático y meteorológico, fijada a la vez como meta en las actuales misiones espaciales, nos propusimos mejorar la precisión y exactitud de nuestras medidas. Con esta finalidad, pretendíamos establecer una metodología de medida de la TSM válida para las campañas experimentales de la misión SMOS, pero que a la vez pudiera servir para la calibración de sensores térmicos a bordo de satélite, validación de algoritmos para la determinación de la TSM, y como magnitud de entrada para modelos de simulación de fenómenos climáticos y meteorológicos.

I.1.- LA MEDIDA DE LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR

La TSM es una magnitud clave para el estudio de los procesos de intercambio a nivel superficial entre océanos y atmósfera. En este sentido, la circulación oceánica está principalmente controlada por los flujos de momento y calor a través de esta interfase, donde el conocimiento de la TSM resulta fundamental. En las últimas dos décadas se han producido progresos significativos en la medida de la TSM, así como en la observación de esta magnitud a escala global por parte de sensores a bordo de satélite. La medida de la TSM desde satélite es un problema que parecía estar resuelto mediante metodologías en las que se aproximaba un valor constante y elevado para la emisividad de esta superficie considerada homogénea. Así, las primeras ecuaciones de split-window para la corrección atmosférica se desarrollaron para el caso del mar, complicándose su determinación para superficies terrestres, con mayor heterogeneidad.

Ahora bien, en los últimos años han surgido mayores exigencias en cuanto a la precisión en la medida de la TSM. Así, el programa internacional Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA) fijó como objetivo el de conseguir una precisión mínima de $\pm 0,3$ K

en la TSM determinada desde satélite para cubrir las necesidades a nivel climático global (Barton, 1992), meta por tanto adoptada en las misiones espaciales actuales.

Cuando nos proponemos obtener la TSM con esta elevada precisión, no podemos suponer constante la emisividad de la superficie del mar, que requiere una determinación más precisa y adecuada a las condiciones de medida y a la rugosidad asociada a su superficie. Al mismo tiempo, hay que tener en cuenta todos los términos que componen la ecuación de transferencia radiativa, base de nuestro estudio, la cual define la relación entre la TSM real y la radiancia medida por un radiómetro trabajando en el infrarrojo térmico. Se necesita una evaluación exhaustiva de cada uno sus términos, consiguiendo estimar la contribución que cada uno de ellos tiene sobre la TSM.

Resultaría de gran utilidad una metodología de campo para la medida de la TSM con una precisión superior a la requerida actualmente para las observaciones desde satélite, $\pm 0,3$ K, la cual serviría como método de calibración de sensores térmicos aerotransportados y como base para el desarrollo y validación de algoritmos para la determinación de la TSM. Tampoco podemos olvidar su interés para la obtención de bases de datos experimentales que permitan el estudio de fenómenos a nivel local o global para el desarrollo de modelos meteorológicos y climáticos, objetivo perseguido mediante nuestra participación en las campañas experimentales de la misión SMOS.

I.2.- MARCO DE TRABAJO: LA MISIÓN SMOS Y LAS CAMPAÑAS WISE 2000 Y 2001

La misión SMOS fue elegida en 1999 como *Earth Explorer Opportunity Misión* de la Agencia Espacial Europea. SMOS tiene como objetivo la determinación de la salinidad oceánica y la humedad del suelo, con el ánimo de permitir avances en el pronóstico meteorológico, el control climático y la predicción de desastres naturales. La observación de estas dos variables desde el espacio se pretende realizar mediante un único instrumento: un radiómetro interferométrico bidimensional en microondas pasivas de banda L. La banda L (21 cm, 1,41 GHz) dispone de la mayor sensibilidad a la humedad del suelo y la salinidad del mar. Aunque la capacidad de determinación de ambas magnitudes mediante observación en esta banda espectral fue probada a principios de los años 70, no se le ha dedicado ninguna misión espacial ya que la resolución espacial necesaria, de más de 30-50 km, exigía dimensiones de antenas prohibitivamente grandes. Sin embargo, los recientes desarrollos en diseño de antenas interferométricas lo han hecho posible. La idea consiste básicamente en el despliegue de una agrupación de pequeñas antenas para amplificar la señal recibida. En Europa, la Agencia Espacial Europea propuso un concepto mejorado: la antena Microwave Imaging Radiometer using

Aperture Synthesis (MIRAS) (Martín-Neira y Goutoule 1997). El interferómetro bidimensional MIRAS observará la superficie de la Tierra bajo un gran número de ángulos, y en las dos polarizaciones, consiguiendo una serie de medidas independientes que permita la obtención de parámetros superficiales con una mayor precisión (ver más detalles en el Apéndice 1). Actualmente este instrumento se halla en construcción por la empresa aeroespacial española EADS-CASA, y se prevé su lanzamiento en el año 2007 (Figura I.1).



Figura I.1.- Ilustraciones de la misión SMOS, con el radiómetro interferométrico MIRAS, que será lanzada en el 2007.

La fase experimental de preparación de esta misión resultó esencial, y en ella se realizaron estudios científicos con el objetivo de desarrollar los algoritmos necesarios para determinar la salinidad oceánica y la humedad del suelo a partir de las medidas radiométricas realizadas por el MIRAS. En el caso de la salinidad, la emisividad de la superficie del mar en banda L está fuertemente influenciada por otros parámetros como la TSM, rugosidad de la superficie, presencia de espuma, lluvia, etc. La cuantificación, mediante experimentación y modelización, de los efectos de estas variables es indispensable para el desarrollo de los futuros algoritmos. En esta tarea de experimentación, se desarrollaron diversos estudios, entre los que se hallaban las campañas WInd and Salinity Experiment (WISE) 2000 y 2001, coordinadas por el Prof. A. Camps, de la Universitat Politècnica de Catalunya.

La campaña WISE 2000 se realizó durante noviembre y diciembre de 2000, prolongándose hasta enero de 2001, en la plataforma petrolífera Casablanca de Repsol-YPF (Figura I.2), situada a 40 km de la costa de Tarragona ($40^{\circ} 43,02' N$ y $1^{\circ} 21,50' E$). En esta localización las condiciones son representativas de mar abierto, con influencias periódicas de la pluma de agua dulce proveniente del río Ebro. El experimento consistió en la realización de medidas con un radiómetro polarimétrico en banda L, L-Band Automatic Radiometer (LAURA), acompañadas de la determinación de distintas

variables como: TSM, temperatura y salinidad del agua, oleaje, meteorología desde boyas fondeadas, y rugosidad y cobertura de espuma con el uso de estereocámaras y captura de video (consultar Apéndice 1). El objetivo fue obtener una base experimental amplia que permitiese mejorar el conocimiento del efecto del estado del mar sobre la emisión en banda L para el desarrollo de algoritmos y modelos teóricos. La salinidad de la superficie del mar puede obtenerse a partir de la emisividad de dicha superficie, que en banda L se relaciona de forma directa con la temperatura radiométrica (obtenida a partir de la radiancia por simple inversión de la función de Planck) y la TSM existente. Por ello, se apuntó la necesidad de utilizar un radiómetro secundario en la región del infrarrojo térmico, el cual determinara con precisión la TSM (Martín-Neira et al. 2000), nuestro objetivo en dicha campaña. Con la intención de ampliar la base de datos y realizar mejores medidas, resolviendo los problemas encontrados durante la campaña de 2000, se propuso WISE 2001, desarrollada durante los meses de octubre y noviembre de 2001 en el mismo emplazamiento (más detalles en el Apéndice 1). En estas campañas participamos 6 grupos de diferentes disciplinas y países: la Universitat Politècnica de Catalunya y el Instituto de Ciencias del Mar (CSIC) de Cataluña; la Universitat de Valencia, el “Laboratoire d’Océanographie Dynamique et Climatologique” y el “Centre d’Études Terrestres et Planétaires”, ambos de Francia; y la “University of Massachusetts” de Estados Unidos. La envergadura de estas campañas se deduce del gran despliegue instrumental con el que se contó: 2 radiómetros en microondas, 1 radiómetro térmico, y todo tipo de sensores oceanográficos y meteorológicos situados tanto en la plataforma como en boyas, siendo muchas las magnitudes medidas (ver detalles en el Apéndice 1 y en el Trabajo de Investigación de la autora, Niclòs 2002). Además, resulta interesante destacar la repercusión que tuvieron estas campañas, demostrada por el gran número de trabajos publicados al respecto, siendo un ejemplo de ello el trabajo incluido en el Apéndice 1.

I.3.- EL RADIOMETRO TÉRMICO MULTIESPECTRAL CE 312

Para la medida de la TSM durante las campañas WISE adquirimos el radiómetro CE 312 fabricado por la empresa CIMEL Electronique - París (Sicard et al. 1999, Legrand et al. 2000, <http://www.cimel.fr>). Este instrumento dispone de cuatro bandas espectrales dentro del infrarrojo térmico: una ancha, 8-14 μm , y tres más estrechas, 8,2-9,2 μm ; 10,5-11,5 μm ; y 11,5-12,5 μm (canales 1, 4, 3 y 2 respectivamente). La Figura I.3 muestra las funciones filtro asociadas a estos canales, junto con las transmisividades atmosféricas correspondientes a dos atmósferas estándar, tropical y de latitudes medias en verano, con el objetivo de mostrar la transparencia relativa de la atmósfera en estos canales.

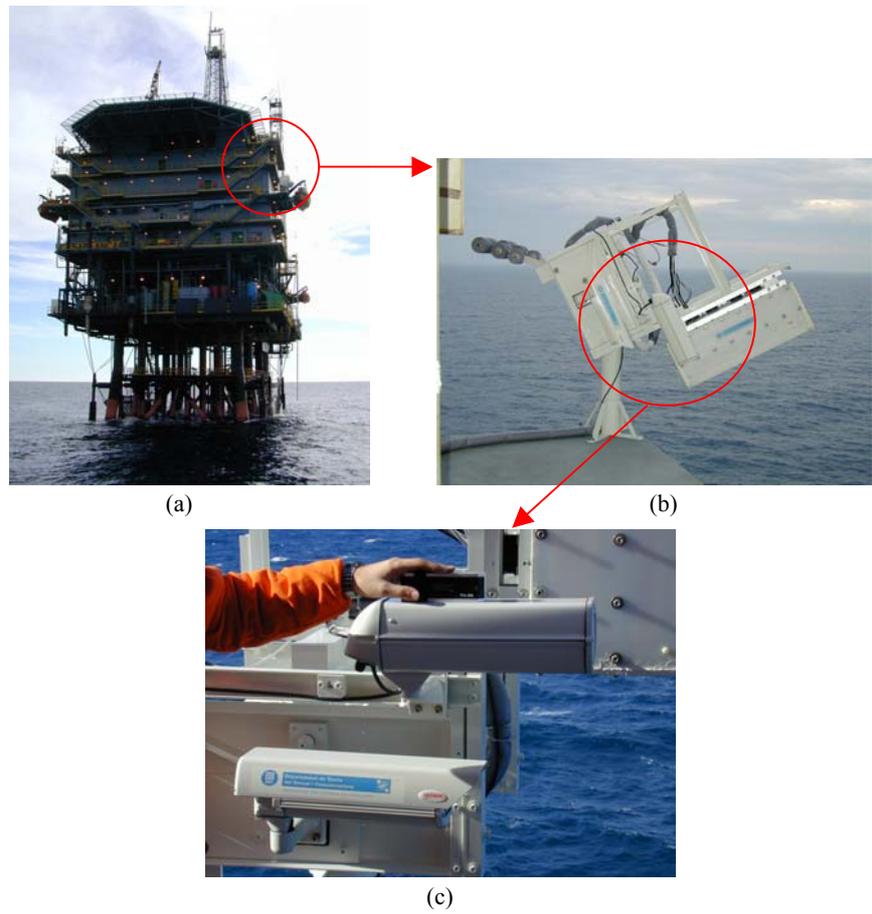


Figura I.2.- a) Vista general de la plataforma petrolífera Casablanca, b) radiómetros sobre el pedestal móvil montado en una terraza externa, y c) detalle de la caja protectora que contenía la cabeza óptica del CE 312.

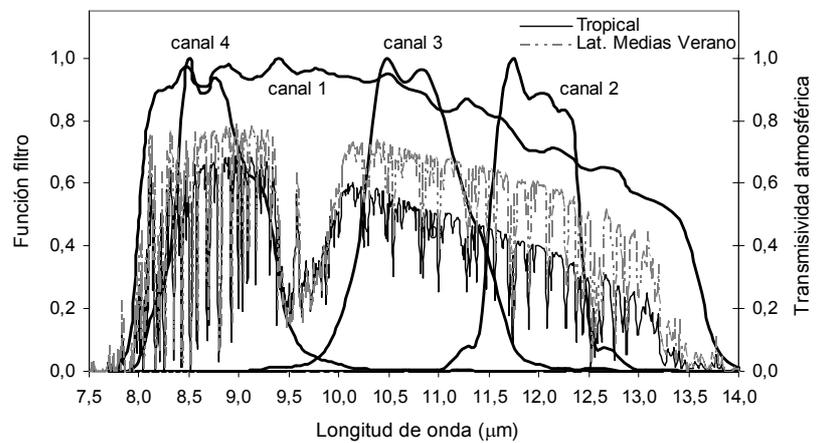


Figura I.3.- Funciones de respuesta espectral correspondientes a los canales de CE 312. En el eje secundario se muestran las transmisividades atmosféricas para perfiles atmosféricos estándar: tropical y latitudes medias de verano.

El CE 312 dispone de un campo de visión de 10° , un tiempo de respuesta de 1 s, y una precisión en términos de temperatura radiométrica, comprobada tras múltiples calibrados, de $\pm 0,10$ K, $\pm 0,12$ K, $\pm 0,09$ K, y $\pm 0,14$ K para los canales 1 al 4 respectivamente. Está compuesto por dos partes principales: la cabeza óptica y la unidad electrónica (Figura I.4). La cabeza óptica contiene el detector y la óptica. El detector es una termopila, delante de la cual se sitúa una ventana de Ge. Además, dispone de un condensador, situado en el plano focal del objetivo, mientras que el detector se halla en el plano conjugado de la lente objetivo con respecto al condensador. Entre ambas lentes se disponen los filtros de interferencia, que permiten la medida diferenciada entre los diferentes canales. El dispositivo de filtros está dotado de un sistema motor que permite la selección del filtro y, así, el canal de medida. El radiómetro también cuenta con un espejo recubierto de oro que, situado frente al objetivo, permite la comparación entre la radiancia del blanco y la radiancia de referencia que proviene del interior de la cabeza óptica. De esta manera se mide la radiancia interna, con el objetivo de eliminar la propia radiancia de la cavidad del detector en el cómputo total. La posición de este espejo también se modifica, situándolo en el camino óptico para medir la radiancia interna y ocultándolo para el resto de medidas. Además, se registra la temperatura interna mediante una sonda de platino unida a la superficie posterior del detector, usándola como referencia y corrigiendo así las posibles variaciones que pudieran afectar a la medida de la muestra. Desde la unidad electrónica se configura el instrumento para la recogida de datos y el almacenado de éstos. El detector da la salida en voltajes dentro del intervalo de ± 3 mV. Por ello, se utiliza un amplificador de bajo ruido con ganancia 1000 que lo lleva a los ± 3 V. Además la señal es convertida a Hz/V. Un microcontrolador, que rige las posiciones que el espejo y los filtros han de tomar, cuenta los pulsos y muestra en una pantalla de cristal líquido la salida en cuentas digitales, que más tarde se transformarán a radiancias.

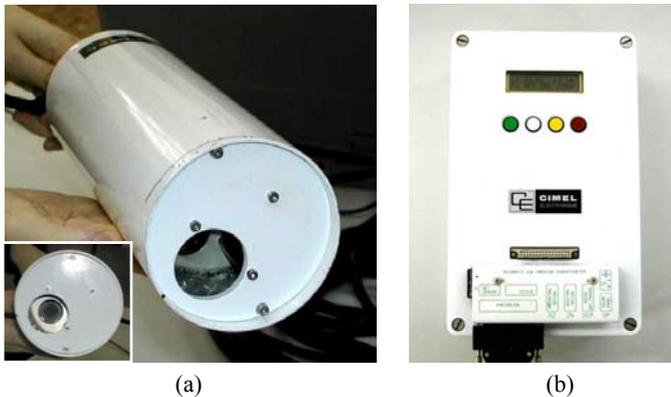


Figura I.4.- Radiómetro térmico CE 312, con sus dos componentes principales: (a) cabeza óptica, y (b) unidad electrónica.

En cuanto a su funcionamiento, cabe indicar la posibilidad de realizar medidas en cada uno de los cuatro canales de que dispone, así como en diferentes configuraciones que permiten la realización de medidas, entre otras: puntuales o más o menos continuas, en un canal o en los cuatro canales de manera alternada, usando una sonda externa de medida de temperatura termométrica (muy útil para la calibración del sensor), y programándolo temporalmente con una serie de ordenes introducidas mediante la unidad electrónica. La capacidad de almacenamiento de la unidad electrónica es de unas 886 líneas en memoria, donde cada línea corresponde a una medida puntual. Esto supone la necesidad de descargar los datos a un PC con una periodicidad temporal que dependerá de la configuración de medida usada.

Durante las campañas WISE, la cabeza óptica del CE 312 se situaba, unida al radiómetro de microondas LAURA, sobre un pedestal móvil ubicado en una terraza a unos 32 m sobre el nivel del mar y en condiciones de cielo abierto (Figura I.2.b). Por ello, la cabeza óptica se instaló dentro de una caja protectora, de modo que observaba a través de una ventana de ZnSe de 4 mm de espesor, material elegido por su elevada transmisividad en la región de 8-14 μm (más detalles en el capítulo 2 del trabajo de Investigación de la autora, Niclòs 2002). En estas condiciones se realizaron calibrados del radiómetro observando a través del cristal protector, con el objetivo de tener en cuenta el efecto de sus propiedades ópticas. Para ello se usó como fuente de calibrado un cuerpo negro, cuya temperatura se registraba simultáneamente. Se determinó una función de calibrado para cada canal del CE 312 (ver sección 2 del Apéndice 3), a partir de las cuales se estimaban los errores en las radiancias medidas: $\pm 2,0 \times 10^{-5}$; $\pm 2,7 \times 10^{-5}$; $\pm 1,9 \times 10^{-5}$ y $\pm 2,2 \times 10^{-5}$ $\text{mW} / (\text{cm}^2 \text{sr cm}^{-1})$ para los canales 1 a 4 respectivamente ($\pm 0,14$ K; $\pm 0,16$ K; $\pm 0,12$ K y $\pm 0,18$ K, en términos de temperatura radiométrica). La caja de ubicación del radiómetro se selló con silicona, y se situaron bolsas de Sílica-Gel en su interior para evitar la condensación de gotitas en la parte interna del cristal por el recalentamiento de la unidad óptica en uso. Finalmente, se ajustó la dirección de todo el sistema, los dos radiómetros y la videocámara sobre el pedestal, con un inclinómetro de precisión, tal y como se observa en el detalle de la Figura I.2.c. El objetivo era disponer de la máxima precisión en el direccionamiento del sistema, que permitía el pedestal móvil controlado mediante ordenador durante la toma de medidas.

I.4.- PRECISIÓN REQUERIDA PARA LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR DENTRO DE LA MISIÓN SMOS

Conocido el marco de trabajo y el instrumento de medida, el siguiente paso fue estudiar la precisión con que se necesitaba obtener la TSM en las campañas WISE. Esta

precisión en la TSM debía permitir la determinación de la salinidad en base a datos radiométricos en banda L con la precisión requerida por la misión SMOS, la cual fue fijada por el Global Ocean Data Assimilation Experiment (GODAE) como de $\pm 0,1$ psu. Para ello, partimos del hecho de que la intensidad de la radiación emitida por un cuerpo negro en microondas es directamente proporcional a su temperatura, ya que la baja frecuencia en esta región espectral permite simplificar la ley de Planck a través de la aproximación de Rayleigh-Jeans. Así, podemos considerar en primera aproximación una relación lineal entre la temperatura radiométrica en banda L, Tb , y la TSM a través de la emisividad, es decir:

$$Tb_{H,V}(\theta, TSM, S) = \varepsilon_{H,V}(\theta, TSM, S) TSM \quad (I.1)$$

donde los subíndices H y V representan las polarizaciones horizontal y vertical respectivamente, para las cuales se distingue la emisividad de la superficie del mar, ε , la cual depende además del ángulo de observación, θ , la TSM y la salinidad, S . Esta emisividad puede ser reescrita en términos de la constante dieléctrica compleja para la superficie del mar, dada por la ecuación de Debye. Así, si aceptamos que la superficie oceánica está en equilibrio térmico, de forma que la emisividad es igual a la absorptividad, y que el mar se comporta como una superficie plana, para una mayor simplicidad, tenemos que la emisividad se define como:

$$\varepsilon_{H,V}(\theta, TSM, S) = 1 - \rho_{H,V}(\theta, TSM, S) \quad (I.2)$$

siendo $\rho_{H,V}(\theta, TSM, S)$ los coeficientes de reflexión de Fresnel en ambas polarizaciones.

Por tanto, la emisividad puede ser reescrita en términos de la constante dieléctrica compleja para la superficie del mar, $e(TSM, S)$, como:

$$\varepsilon_H(\theta, TSM, S) = 1 - \left| \frac{\cos \theta - \sqrt{e(TSM, S) - \text{sen}^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{e(TSM, S) - \text{sen}^2 \theta}} \right|^2 \quad (I.3)$$

$$\varepsilon_V(\theta, TSM, S) = 1 - \left| \frac{e(TSM, S) \cos \theta - \sqrt{e(TSM, S) - \text{sen}^2 \theta}}{e(TSM, S) \cos \theta + \sqrt{e(TSM, S) - \text{sen}^2 \theta}} \right|^2 \quad (I.4)$$

donde $e(TSM, S)$ viene dada a través de la ecuación de Debye:

$$e(TSM, S) = e_\infty + \frac{e_0(TSM, S) - e_\infty}{1 + j2\pi\nu\tau(TSM, S)} - j \frac{\sigma(TSM, S)}{2\pi\nu\rho} \quad (I.5)$$

donde e_∞ es el límite de elevada frecuencia de la constante dieléctrica y toma un valor adimensional de 4,9; ν es la frecuencia en Hz; $e_0(TSM,S)$ es la constante dieléctrica estática; $\tau(TSM,S)$ es el tiempo de relajación (s); $\sigma(TSM,S)$ es la conductividad iónica de la solución salina (S/m); y p es la permitividad del espacio libre, de $8,854 \times 10^{-12}$ F/m.

En este punto, el modelo de Klein y Swift (1977) nos proporciona las expresiones que relacionan finalmente los términos $e_0(TSM,S)$, $\tau(TSM,S)$ y $\sigma(TSM,S)$ de la expresión (I.5) con la salinidad y la TSM para las bandas L (1,43 GHz) y S (2,65 GHz) de microondas (todas estas ecuaciones y detalles se incluyen en el Apéndice 2). La inversión de dichas ecuaciones permite la obtención de la salinidad a través de la medida de la temperatura radiométrica en banda L y la TSM.

El efecto de la TSM sobre la salinidad fue obtenido en base al análisis de estas ecuaciones (ver Apéndice 2). En la Figura I.5 mostramos la dependencia de la salinidad con la TSM, representada mediante $dS/dTSM$, en función de la TSM, considerando salinidades habituales en el Mediterráneo y una observación en el nadir.

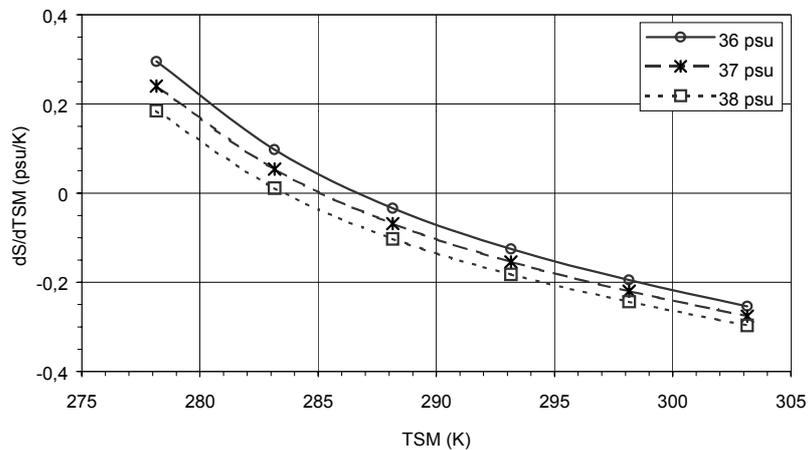


Figura I.5.- Dependencia de la salinidad con la TSM en función de dicha TSM para una observación nadir y valores de salinidad habituales en el emplazamiento de realización de las campañas WISE.

De su observación se dedujo la gran dependencia térmica de la salinidad para valores de temperaturas extremas, comprobando la necesidad de la medida de la TSM de forma precisa y exacta. Además, analizamos esta dependencia para ángulos de observación no nulos, para los que se obtuvieron resultados diferentes en ambas polarizaciones. Multiplicando el módulo inverso de la $dS/dTSM$, encontrada para las diferentes configuraciones, con el error requerido para la salinidad, $\pm 0,1$ psu, se dedujo cual era el error máximo con que se debía obtener la TSM. Este error dependía tanto de la

geometría y polarización de observación, como de la TSM existente. La Figura I.6 muestra dichos errores máximos, $\sigma(TSM)$, para diferentes ángulos de observación en las dos polarizaciones y para dos valores extremos de la TSM. Esta figura corresponde a los cálculos realizados para una salinidad de 36 psu, obteniendo gráficos similares para salinidades de mar ligeramente distintas (34 – 38 psu).

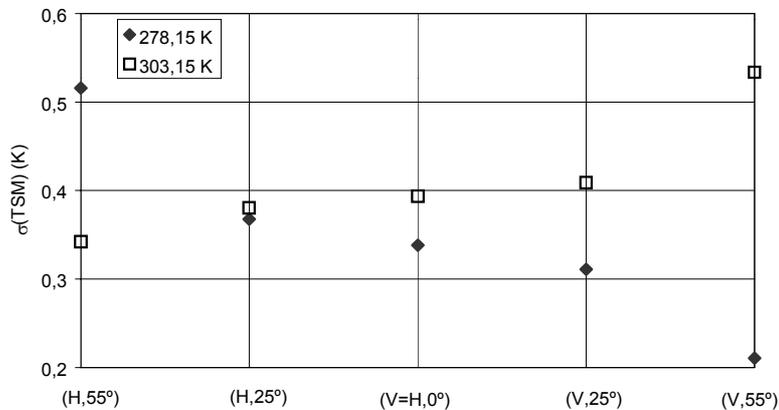


Figura I.6.- Error máximo en la TSM necesario para la obtención de la salinidad con una precisión de $\pm 0,1$ psu. Valores resultantes de considerar una salinidad de 36 psu, TSM de 5 °C y 30 °C, y ángulos de observación de 0°, 25° y 55°, indicados mediante el par (polarización, θ).

De esta figura se deduce que, para la determinación de la salinidad con un error de $\pm 0,1$ psu, la precisión mínima media necesaria en términos de TSM es de $\pm 0,3$ K, obteniéndose sin embargo el mínimo valor para ángulos de observación mayores a 55° y bajas temperaturas de la superficie del mar, siendo éste incluso menor a $\pm 0,2$ K. Teniendo en cuenta que la misión SMOS pretende disponer de observación angular solamente hasta los 55°, y que temperaturas tan bajas no se preveían durante las campañas WISE, fijamos nuestra meta en la determinación de la TSM con una precisión mínima de $\pm 0,3$ K, límite también fijado para otros propósitos (ver sección I.1).

Por tanto, en este estudio nos planteamos la medida de la TSM mediante radiometría térmica pero fijándonos una nueva meta: una precisión mínima en la medida de $\pm 0,3$ K, límite establecido tanto para el estudio y desarrollo de modelos a nivel climático y meteorológico, como para la determinación de la salinidad con la precisión requerida dentro de la misión SMOS y, por tanto, de las campañas WISE en las que se ha enmarcado el trabajo. Para ello, era necesario el desarrollo de una metodología de medida que permitiera la obtención de tal precisión, optimizando las condiciones geométricas y espectrales de observación. De ello nos ocuparemos en el capítulo siguiente.

Capítulo II

**MEDIDA DE LA TEMPERATURA
DE LA SUPERFICIE DEL MAR**

En este capítulo resumimos la metodología desarrollada en base a medidas radiométricas con el objetivo de alcanzar una precisión mínima en la medida de la temperatura de la superficie del mar de $\pm 0,3$ K. La utilidad de una metodología de campo como la que se plantea requiere además de la máxima operatividad y autonomía posibles. En este sentido, se parte de un análisis del modelo radiativo para la superficie del mar, estudiando el efecto de cada uno de los términos para poder discernir cuales necesitan de una medida directa o un conocimiento previo y cuales pueden ser despreciados sin conllevar a un error superior al fijado. En base a este estudio se discute además la mejor estrategia de medida, es decir, la geometría de observación y la región espectral óptimas. En este sentido consideramos que las condiciones de medida más adecuadas son aquellas en que la corrección de los efectos atmosféricos y de emisividad causen el mínimo error posible en la temperatura de la superficie del mar, es decir, cuando la emisividad de la superficie del mar sea máxima, al igual que la transmisividad atmosférica, y mínima la radiancia atmosférica. Finalmente, se analiza cual sería el error reportado por el método de medida propuesto y se examina su exactitud tomando como referencia medidas realizadas mediante sondas térmicas de contacto instaladas en boyas oceanográficas, siempre teniendo en mente las posibles discrepancias entre ambas temperaturas debido al conocido efecto superficial de la temperatura del mar.

El objetivo principal de este estudio consistió en el desarrollo de una metodología de medida autónoma que permitiera la obtención de la temperatura de la superficie del mar (TSM) con una precisión mínima de $\pm 0,3$ K. Esta precisión en la TSM posibilitaría la medida de la salinidad mediante el uso de microondas pasivas en banda L con una precisión de $\pm 0,1$ psu, meta fijada para la misión SMOS, pero también sería útil como metodología de campo para la calibración de radiómetros térmicos a bordo de satélite y para la validación y desarrollo de algoritmos de determinación de la TSM. Además, medidas de dicha precisión podrían servir para el estudio y desarrollo de modelos climáticos, siendo la TSM una variable clave para el entendimiento de los procesos de intercambio en la interfase atmósfera-mar.

La medida de la TSM no puede abordarse de otro modo que con radiometría en el infrarrojo térmico. Habitualmente se encuentran en la bibliografía trabajos donde se considera el uso de diferentes tipos de sondas de contacto instaladas en barcos y boyas oceanográficas para la medida “in situ” de esta magnitud (Schuessel et al. 1987). Ahora bien, los sensores de contacto miden la temperatura a una cierta profundidad, del orden de centímetros o metros, mientras que los radiómetros en la región del infrarrojo térmico permiten la medida de la superficie, es decir, dentro de los primeros micrómetros. Por tanto, ambas temperaturas no resultan comparables, existiendo discrepancias de hasta ± 1 K (Schuessel et al. 1990, Wick et al. 1996, Donlon et al. 2002). La estratificación térmica de la capa más superficial del océano durante el día, principalmente para bajas velocidades de viento, puede complicar la relación existente entre ambas temperaturas introduciendo alto grado de incertidumbre en la interpretación de los resultados (Barton et al. 2001, Donlon et al. 2002). Este es el motivo por el cual se ha perseguido el uso de sistemas de medida basados en radiometría térmica “in situ” tanto desde barco (Barton 1985, Schuessel et al. 1990, Smith et al. 1996, Wick et al. 1996, Donlon et al. 1998) como desde avión (Saunders 1967, Hagan et al. 1997). En nuestro estudio contamos con la oportunidad de realizar este tipo de medidas desde una plataforma fija en mar abierto, evitando así problemas derivados de posibles cabeceos del sistema de medida.

El uso de esta técnica se basa en la caracterización de la emisión de la superficie del mar, la cual viene definida mediante la ecuación de transferencia radiativa.

II.1.- MODELO RADIATIVO PARA LA SUPERFICIE DEL MAR

La radiancia medida por un sensor es la suma de un conjunto de contribuciones debidas tanto a la radiación del blanco emisor, como a la perturbación producida por el

medio interpuesto entre el instrumento y la superficie observada, todo ello influido por las propiedades radiativas de éste.

La radiancia medida por el canal i de un radiómetro térmico situado a una altura h y observando la superficie del mar bajo una dirección (θ, ϕ) , $R_i(\theta, \phi, h)$, viene dada como la suma de dos contribuciones: (i) la radiancia a nivel de superficie, $R_{s,i}(\theta, \phi, 0)$, que es atenuada por la absorción de la capa atmosférica situada entre superficie e instrumento, y (ii) la radiancia emitida por dicha capa atmosférica en sentido ascendente y en la dirección de observación, $L_i^{\uparrow atm}(\theta, 0, h)$. A su vez, la radiancia a nivel de superficie está compuesta por: (i) la emisión directa por parte de la superficie del mar y (ii) la reflexión quasi-especular en la superficie de la radiancia emitida por el conjunto de la atmósfera en sentido descendente, $L_i^{\downarrow atm}(\bar{\theta}_r, \phi)$. Estas contribuciones quedan reflejadas gráficamente en la Figura II.1. La ecuación de transferencia radiativa es la que describe la radiancia finalmente medida por el canal i del sensor como:

$$R_i(\theta, \phi, h) = R_{s,i}(\theta, \phi, 0) \tau_i(\theta, 0, h) + L_i^{\uparrow atm}(\theta, 0, h) \quad (\text{II.1})$$

$$R_{s,i}(\theta, \phi, 0) = \varepsilon_i(\theta, \phi) B_i(TSM) + [1 - \varepsilon_i(\theta, \phi)] L_i^{\downarrow atm}(\bar{\theta}_r, \phi) \quad (\text{II.2})$$

donde $B_i(TSM)$ es la función de Planck promediada para el canal i y para una temperatura de la superficie del mar, TSM ; $\varepsilon_i(\theta, \phi)$ representa la emisividad de la superficie del mar; y $\tau_i(\theta, 0, h)$ es la transmisividad de la capa atmosférica interpuesta entre superficie y radiómetro.

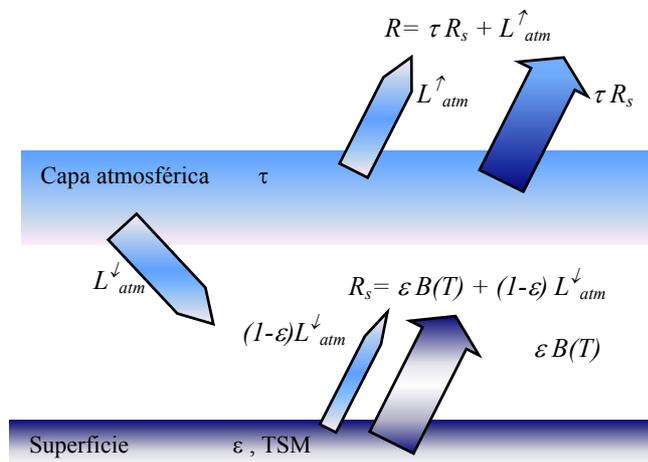


Figura II.1.- Modelo radiativo de la superficie del mar.

A partir de las ecuaciones (II.1) y (II.2) se deduce que la determinación de la TSM comporta el conocimiento tanto de la transmisividad y las radiancias atmosféricas como de la emisividad de la superficie del mar.

II.2.- TRANSMISIVIDAD Y RADIANCIAS ATMOSFÉRICAS

Hay dos factores que dificultan la corrección de la radiancia medida respecto la radiancia atmosférica descendente: a) la anisotropía de la radiancia atmosférica descendente con el ángulo de elevación, y b) la rugosidad existente en la superficie del mar. En la Figura II.2 se esquematiza el fenómeno de la reflexión de la radiancia atmosférica descendente sobre una superficie de mar rugosa. La dirección de observación del radiómetro, θ , viene indicada en gris oscuro, en línea discontinua se muestra la normal a la superficie en cada punto del oleaje y en gris claro la dirección bajo la cual la radiancia atmosférica descendente contribuye a la lectura del radiómetro. Una superficie del mar rugosa, consecuencia del viento superficial, provoca la reflexión de la radiación atmosférica proveniente de cierto intervalo angular, y no de un ángulo bien definido. Por este motivo, sería más correcto considerar un ángulo efectivo, $\bar{\theta}_r$, definido como el ángulo de elevación para el cual $L_i^{\downarrow atm}(\bar{\theta}_r, \phi)$ coincide con la integración angular de la radiancia atmosférica descendente para todas las direcciones que contribuyan a la señal detectada por el sensor midiendo bajo un ángulo de observación θ .

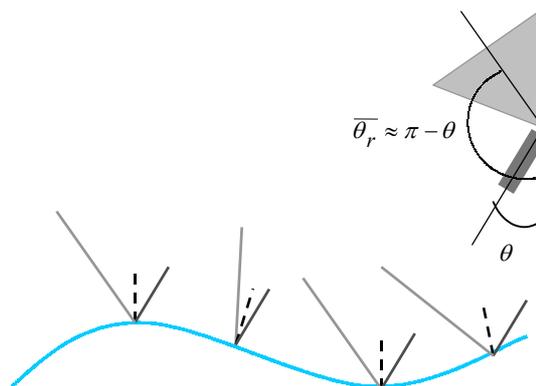


Figura II.2.- Reflexión de la radiancia atmosférica descendente en una superficie del mar rugosa.

Ahora bien, hay que tener presente la relevancia del error inducido en la estimación de la temperatura por el hecho de tomar la aproximación: $\bar{\theta}_r \approx \pi - \theta$. Sidran (1981) calculó el efecto de la rugosidad sobre la reflexión y llegó a la conclusión de que este efecto es despreciable en el cálculo de la TSM (error $< \pm 0,05$ °C). En consecuencia, esta aproximación fue tomada en la metodología de medida desarrollada en este trabajo.

Por otra parte, la contribución de la radiancia atmosférica descendente, $L_i^{\downarrow atm}(\pi - \theta, \phi)$, en términos de temperatura se estudió mediante simulación considerando atmósferas estándares para latitudes medias, ya que no se dispuso de radiosondeos durante las campañas WISE. En cuanto al efecto introducido por la capa atmosférica situada entre superficie del mar y radiómetro, los términos $\tau_i(\theta, 0, h)$ y $L_i^{\uparrow atm}(\theta, 0, h)$ se obtuvieron a partir de medidas locales de presión, humedad y temperatura atmosférica realizadas a diversas alturas sobre la superficie del mar durante las campañas WISE. Estos datos se introdujeron en el código de transferencia radiativa MODTRAN 4 (Berk et al., 1999) para la determinación de $\tau_i(\theta, 0, h)$ y $L_i^{\uparrow atm}(\theta, 0, h)$ en función del ángulo de observación.

II.3.- LA EMISIVIDAD DE LA SUPERFICIE DEL MAR

Masuda et al. (1988) determinaron la emisividad de la superficie tanto para agua pura como para agua de mar dentro de las ventanas espectrales de 3,5 – 4,1 μm y 8-13 μm en función de la velocidad del viento en superficie y el ángulo de observación. Los resultados de este modelo han sido extensamente usados para la determinación de la temperatura de la superficie del mar hasta la fecha.

El modelo constituye una caracterización física de la rugosidad y de la emisión de la superficie del mar. En este sentido, la modelización de la rugosidad introducida por el viento en superficie, U , se basa en el trabajo de Cox y Munk (1955), el cual simula la superficie del mar rugosa mediante una distribución de probabilidad de pendientes asociadas al oleaje:

$$P(z_x, z_y) = \frac{1}{\pi\sigma^2} \exp\left[\frac{-(z_x^2 + z_y^2)}{\sigma^2}\right] \quad (\text{II.3})$$

donde z_x y z_y representan las componentes de dichas pendientes en dos direcciones ortogonales en el plano de la superficie del mar, y el término σ^2 viene dado en función del viento en superficie, tomado como referencia a 12,5 m, $\sigma^2 = 0,003 + 0,00512 U$.

La emisividad monocromática para una superficie del mar en calma, es decir plana, y en equilibrio termodinámico, viene definida mediante la ley de Kirchhoff como:

$$\varepsilon(n, \chi) = \alpha(n, \chi) = 1 - \rho(n, \chi) \quad (\text{II.4})$$

siendo n el índice de refracción complejo del agua, $n = N - iK$, χ el ángulo de emisión con respecto a la normal a la superficie y $\rho(n, \chi)$ la reflectividad total. Teniendo en cuenta que los radiómetros térmicos habitualmente no son polarizados (no disponen de polarización preferente), dicha reflectividad total se entenderá como un simple valor medio de las componentes de la reflectividad en polarización paralela y perpendicular al plano de incidencia, $\rho(n, \chi) = (|\rho_{//}|^2 + |\rho_{\perp}|^2) / 2$, las cuales vienen dadas, para la interfase aire-mar, por la fórmula de Fresnel en base al índice de refracción complejo para el agua del mar (más detalles en Masuda et al. 1988).

Si además consideramos una superficie del mar con rugosidad, inducida por el viento en superficie, la emisividad para esta superficie será una emisividad efectiva, consecuencia de la emisión por parte de cada una de las caras del oleaje en la dirección de observación del sensor. Esta dirección de observación formará un ángulo diferente respecto a la normal a cada cara de la rugosidad. La geometría de emisión para este tipo de superficie viene representada por la Figura II.3, donde \mathbf{e} y \mathbf{n} son vectores unitarios en la dirección de emisión y en la dirección perpendicular a la cara del oleaje que define el plano tangente a ella. θ_e y θ_n definen los ángulos cenitales para ambas direcciones, mientras que χ en este caso indica el ángulo formado entre la dirección de emisión y la normal a la cara del oleaje.

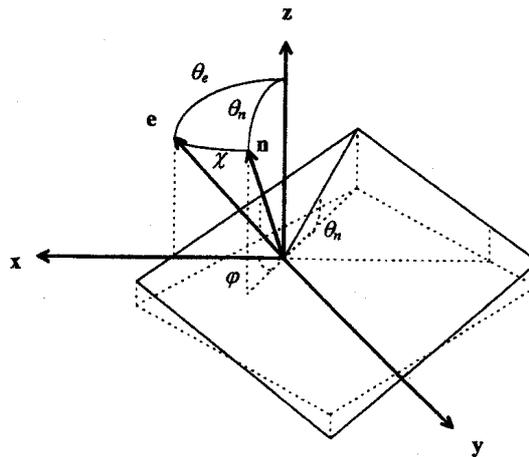


Figura II.3.- Geometría de la emisión desde un plano tangente (línea sólida) a una determinada cara del oleaje instantáneo de la superficie del mar.

Teniendo en cuenta la distribución de probabilidad de pendientes introducida por Cox y Munk (1955), ecuación (II.3), y relaciones trigonométricas asociadas a la geometría de emisión, Masuda et al. (1988) establecieron que la emisividad efectiva, suma de las contribuciones de las diferentes pendientes del oleaje, vendría dada por:

$$\varepsilon(n, \mu_e, U) = \frac{\frac{2}{\pi \sigma^2 \mu_e} \int_0^l \int_0^\pi \varepsilon(n, \chi) \cos \chi \mu_n^{-4} \exp\left(-\tan^2 \theta_n / \sigma^2\right) d\mu_n d\phi}{\frac{2}{\pi \sigma^2 \mu_e} \int_0^l \int_0^\pi \cos \chi \mu_n^{-4} \exp\left(-\tan^2 \theta_n / \sigma^2\right) d\mu_n d\phi} \quad (\text{II.5})$$

donde $\mu_e = \cos \theta_e$ y $\mu_n = \cos \theta_n$, y $\varepsilon(n, \chi)$ es la emisividad definida por la ecuación (II.4) pero para cada cara individual del oleaje. El índice de refracción complejo usado en este modelo es el obtenido por Hale y Querry (1973) para agua pura con la corrección propuesta por Friedman (1969) para agua del mar. Este ajuste es espectralmente dependiente y introduce un incremento de 0,005 para N y una reducción de 0,002 para K .

Los detalles sobre la deducción de la ecuación (II.5), además de otras consideraciones por parte del modelo, pueden ser consultadas en el trabajo de Masuda et al (1988). El objetivo de la inclusión de las ecuaciones principales del trabajo en este resumen es mostrar su relativa complejidad. En este sentido, apuntamos la utilidad de que el trabajo proporcione valores espectrales de dicha emisividad efectiva tabulados en función del ángulo de observación, θ , y la velocidad del viento en superficie, U .

Para la determinación de la TSM, la emisividad efectiva para la superficie del mar fue calculada en base a dicho modelo e integrada para los 4 canales de nuestro radiómetro por convolución con sus funciones filtro, obteniendo tablas de doble entrada para la emisividad de canal equivalentes a las proporcionadas por Masuda et al. (1988). La Tabla II.1 ofrece un ejemplo de ello para el canal 1 (8-14 μm) del CE 312.

Canal 1 (8-14 μm)							
θ ($^\circ$) \ U (m/s)	0	1	3	5	10	15	PL
0	0,987719	0,987717	0,987712	0,987703	0,987673	0,987621	0,987719
10	0,987706	0,987701	0,987683	0,987664	0,987602	0,987515	0,987710
20	0,987564	0,987538	0,987483	0,987421	0,987244	0,987039	0,987579
30	0,986859	0,986784	0,986628	0,986462	0,986022	0,985536	0,986901
40	0,984362	0,984177	0,983793	0,983398	0,982368	0,981288	0,984468
50	0,976634	0,976200	0,975321	0,974436	0,972245	0,970154	0,976889
60	0,953674	0,952768	0,951028	0,949412	0,946097	0,943895	0,954216
70	0,885428	0,884609	0,883790	0,884071	0,887823	0,892999	0,886024
75	0,810685	0,812476	0,818230	0,825496	0,843116	0,857290	0,809993
80	0,682745	0,696947	0,725273	0,748548	0,789160	0,815483	0,675444
85	0,479349	0,539642	0,613660	0,659885	0,728532	0,768565	0,434997

Tabla II.1.- Emisividad de la superficie del mar integrada para el canal 1 del CE 312 (8-14 μm) tabulada respecto a la velocidad del viento en superficie, U (m/s), y el ángulo de observación, θ ($^\circ$). Con PL se indican los valores bajo la consideración de una superficie lisa, usando simplemente la ecuación (II.4). Tablas equivalentes para el resto de canales del CE 312 pueden ser consultadas en el Trabajo de Investigación de la autora (Niclós 2002).

Una vez definidas cada una de las magnitudes que intervienen en el modelo radiativo para la superficie del mar, ecuaciones (II.1) y (II.2), necesarias para la obtención de la TSM a partir de medidas radiométricas, estamos en condiciones de analizar y seleccionar la mejor estrategia de medida, es decir, las condiciones geométricas y espectrales bajo las cuales la corrección de los efectos atmosféricos y de emisividad conlleven menor error posible en términos de la TSM.

II.4.- ESTRATEGIA DE MEDIDA

II.4.1.- SELECCIÓN DEL ÁNGULO DE OBSERVACIÓN ÓPTIMO

En primer lugar nos planteamos cual sería la geometría de observación más adecuada para la medida de la TSM. Obtendremos mayor precisión cuando mayor sea la emisividad de la superficie y así menor el efecto de la corrección de emisividad en términos de la TSM. Además, el ángulo de observación más adecuado será aquel para el cual más independiente sea la emisividad respecto de otras variables, la incertidumbre de las cuales pueda llevar a elevados errores de determinación. En este sentido, analizamos la dependencia angular de la emisividad. Para ello nos basamos por una parte en valores experimentales y por otra analizamos su variabilidad con la intensidad del viento en superficie en base a los resultados del modelo de Masuda et al. (1988). La Figura II.4 muestra valores experimentales de emisividad obtenidos de diversas fuentes: (i) emisividades medidas durante una precampaña de preparación a las campañas WISE que realizamos desde una escollera en la costa de El Puig - Valencia (ver detalles en la sección III.2 de esta Memoria, y Apéndices 3 y 4), y (ii) valores experimentales para agua dulce y superficies planas tomados tanto por Rees y James (1992) como por Sobrino y Cuenca (1999). Por comparación se muestran los valores obtenidos con el modelo de Masuda et al. (1988) para $U = 0$ m/s. Esta figura muestra que para ángulos de observación pequeños, hasta unos 30° , la emisividad resulta muy elevada, próxima a la unidad, e independiente del ángulo de observación. Si además analizamos la dependencia de la variación angular con la velocidad del viento (Figura II.5) vemos que también resulta independiente de ésta para ángulos inferiores a unos 30° . Así, la determinación de la emisividad para dichos ángulos no se verá afectada por posibles errores en el direccionamiento del sistema, la estimación de la velocidad del viento en superficie, etc., y su efecto en términos de la TSM será mínimo, teniendo en cuenta además el elevado valor obtenido para la emisividad.

Por lo tanto, la geometría óptima de medida vendrá dada por un ángulo de observación hasta unos 30° . Ahora bien, durante las campañas WISE precisábamos evitar la posible influencia de la estructura de la plataforma en las medidas y por ello

necesitábamos ángulos de observación a partir de 20°, seleccionando finalmente como ángulo de medida $\theta = 25^\circ$.

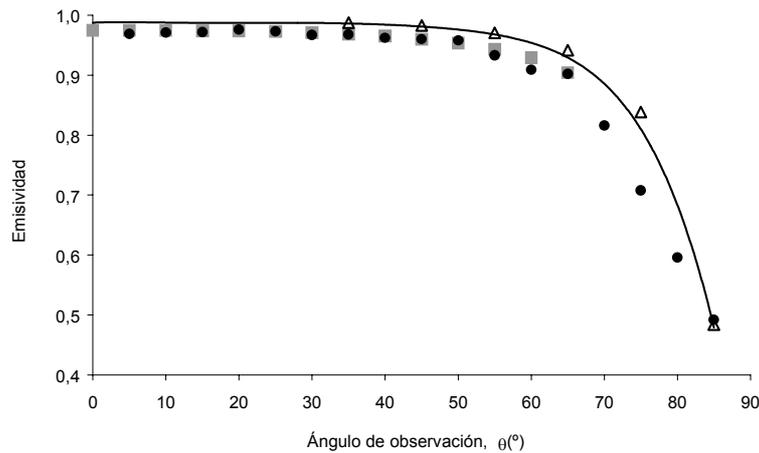


Figura II.4.- Comparación entre valores experimentales y valores calculados con el modelo de Masuda et al. (1988) para $U = 0$ m/s y $8-14 \mu\text{m}$ (línea sólida). Los valores experimentales pertenecen a: Δ la precampaña de El Puig (canal 1 CE 312), \bullet Rees y James (1992), y \blacksquare Sobrino y Cuenca (1999), todos en la misma región espectral.

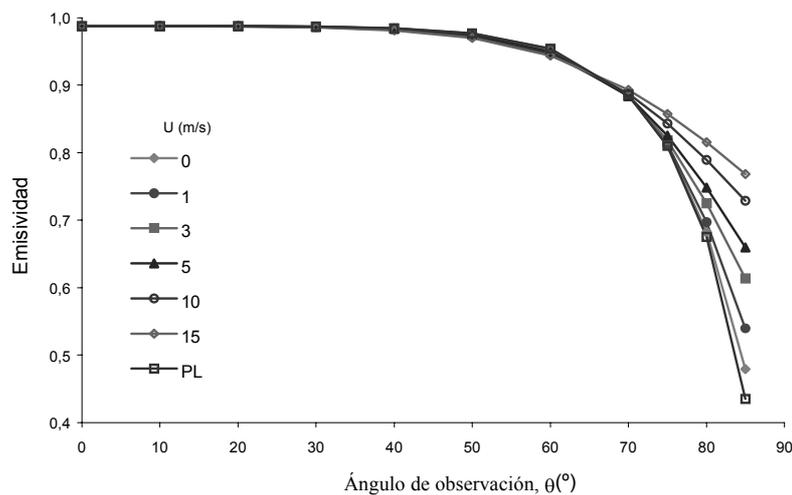


Figura II.5.- Dependencia angular de la emisividad de la superficie del mar para el canal 1 del CE 312 ($8-14 \mu\text{m}$) (valores de la Tabla II.1). Se representa la emisividad en función del ángulo de observación para diferentes valores de la velocidad del viento en superficie, U .

II.4.2.- SELECCIÓN DE LA BANDA ESPECTRAL ÓPTIMA

El segundo aspecto fundamental a la hora de definir la mejor estrategia de medida fue el estudio de la banda espectral más adecuada para reducir el impacto de la precisión en la estimación de la emisividad y las variables atmosféricas en la

determinación de la TSM. En primer lugar observamos la dependencia espectral de la emisividad de la superficie del mar. La Figura II.6 muestra los valores de emisividad correspondientes a los canales del CE 312 calculados mediante convolución entre las funciones filtro y los resultados del modelo de Masuda et al. (1988) para diferentes velocidades del viento en superficie y el ángulo de observación seleccionado ($\theta = 25^\circ$). Observamos que la máxima emisividad, para cualquier velocidad del viento, se obtiene en el canal 3 (10,5 – 11,5 μm).

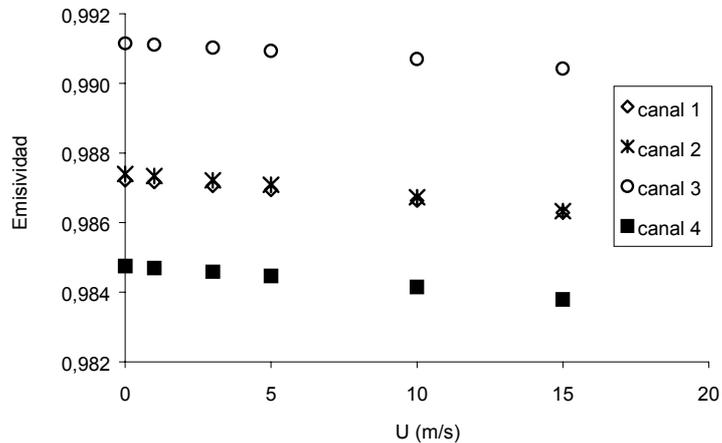
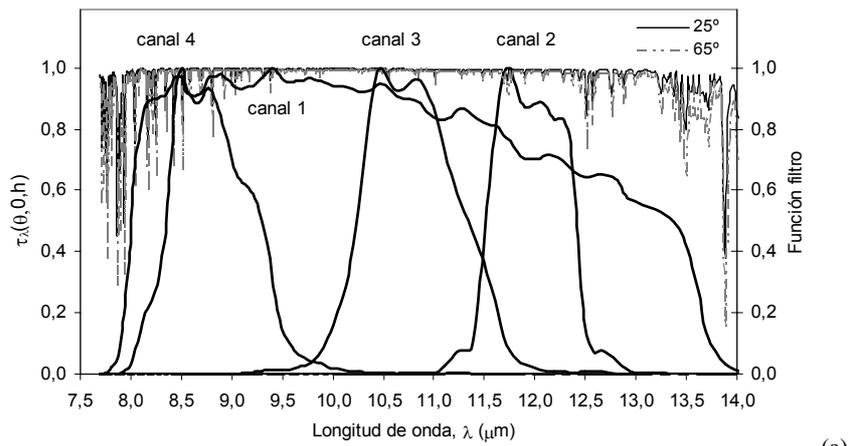
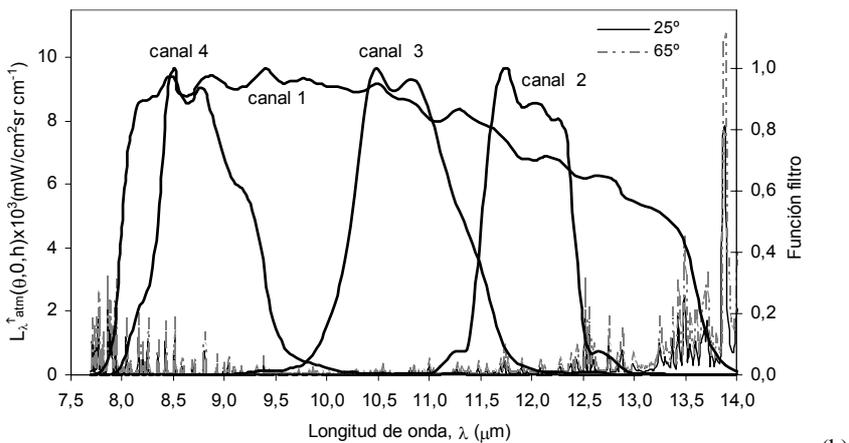


Figura II.6.- Valores de emisividad integrados para cada canal del CE 312 en función de la velocidad del viento superficial, U, y considerando un ángulo de observación de 25° . Las bandas espectrales corresponden a 8 - 14 μm , 11,5 - 12,5 μm , 10,5 - 11,5 μm , y 8,2- 9,2 μm para los canales 1 a 4 respectivamente (ver sección I.3).

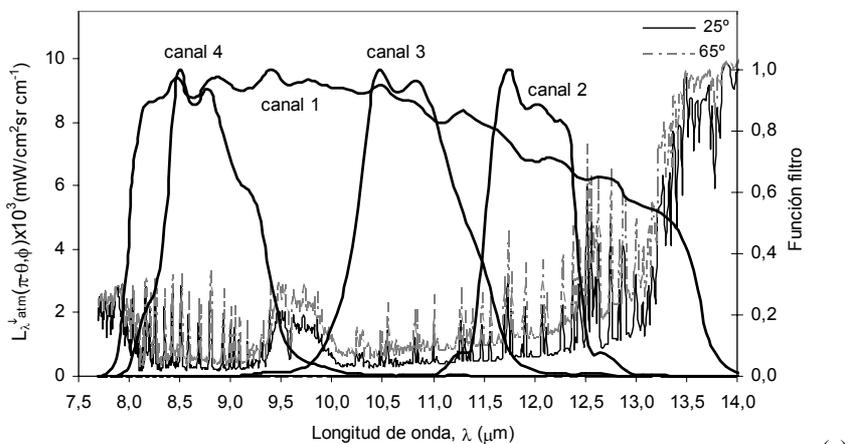
Analizamos además la dependencia espectral de las variables atmosféricas. Introduciendo valores locales de presión, humedad y temperatura del aire en el código MODTRAN 4, tal y como mencionamos en el apartado II.2, se obtuvieron valores de $\tau_i(\theta, 0, h)$ y $L_i^{\uparrow atm}(\theta, 0, h)$ en función del ángulo de observación. Igualmente, se simuló la $L_i^{\downarrow atm}(\pi - \theta, \phi)$ considerando atmósferas estándares para latitudes medias. La Figura II.7 presenta valores espectrales obtenidos para dichas magnitudes calculadas considerando dos ángulos de observación diferentes, 25° y 65° . Advertimos que para el canal 3 (10,5 – 11,5 μm) obtenemos también el máximo valor, cercano a la unidad, para la transmisividad presentada por la capa atmosférica situada entre superficie y radiómetro a la radiancia superficial en sentido ascendente. Lógicamente, las radiancias atmosféricas resultan ser menores en esta región espectral. Por tanto, el efecto de la radiancia atmosférica descendente en esta región será el mínimo en la corrección de emisividad, y de igual manera la corrección atmosférica, consecuencia del efecto de la capa atmosférica interpuesta entre superficie y sensor. El efecto de ambas correcciones se cuantifica en la siguiente sección.



(a)



(b)



(c)

Figura II.7.- a) Transmisividad y b) radiancia emitida por la capa atmosférica situada entre superficie y radiómetro en sentido ascendente. c) Radiancia atmosférica descendente simulada para una atmósfera estándar de latitudes medias en invierno. Las funciones filtro de los cuatro canales del CE 312 vienen representadas en el eje secundario de cada figura.

Así, concluimos que la región espectral de 10,5 – 11,5 μm es la óptima para la determinación de la TSM ya que las correcciones atmosférica y de emisividad resultan menores, y posibles errores en la determinación de estas magnitudes comportaran un menor efecto sobre la TSM.

Además, en nuestro caso disponemos de un error de calibración de partida ya inferior para este canal del CE 312. Por tanto, está fue la banda espectral seleccionada finalmente para la medida de la TSM durante las campañas WISE.

II.5.- CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA Y DE EMISIVIDAD

Definidas las condiciones geométricas y espectrales de medida para las cuales resultan mínimas las correcciones atmosférica y de emisividad, cuantificamos en esta sección el efecto de dichas correcciones. La intención de este análisis fue la de discernir entre ellas cuales resultan necesarias, y por tanto requieren de la estimación de las magnitudes participantes, y cuales pueden despreciarse sin que ello conlleve a un error considerable en la TSM.

Basándonos de la ecuación (II.1) evaluamos el efecto de la corrección atmosférica a través de la diferencia entre la radiancia a nivel superficial y la medida por el radiómetro, la cual permite cuantificar el efecto de la capa interpuesta entre superficie y sensor. Así, esta diferencia vendrá expresada en función de la transmisividad y de la radiancia atmosférica ascendente como:

$$R_{s,i}(\theta, \phi, 0) - R_i(\theta, \phi, h) = \frac{[1 - \tau_i(\theta, 0, h)] R_i(\theta, \phi, h) - L_i^{\uparrow atm}(\theta, 0, h)}{\tau_i(\theta, 0, h)} \quad (\text{II.6})$$

En términos de temperatura el efecto de la corrección atmosférica viene dado, a partir de la ecuación (II.6), por:

$$\Delta T_a = \frac{R_{s,i}(\theta, \phi, 0) - R_i(\theta, \phi, h)}{\partial B_i(T)/\partial T} \quad (\text{II.7})$$

donde $\partial B_i(T)/\partial T$ representa la derivada de la función de Planck con la temperatura, usada como factor de conversión de diferencias de radiancias en diferencias de temperaturas. Introduciendo los valores de $\tau_i(\theta, 0, h)$ y $L_i^{\uparrow atm}(\theta, 0, h)$, calculados según explicamos en la sección anterior, en la ecuación (II.7) para $\theta = 25^\circ$, obtuvimos el efecto de la corrección atmosférica para los diferentes canales del CE 312, resultados mostrados

en la primera fila de la Tabla II.2. Los canales 2 y 3 requieren la mínima corrección atmosférica y esta corrección resulta despreciable, muy inferior al error obtenido tras el calibrado del radiómetro (sección I.3). Esto es debido al bajo espesor atmosférico interpuesto entre superficie y sensor durante las campañas WISE y la baja absorción presentada por dicha capa atmosférica en estas bandas espectrales.

La corrección de emisividad se deriva de la diferencia entre la función de Planck para la radiancia de cuerpo negro a una TSM dada y la correspondiente radiancia realmente obtenida a nivel de superficie. Esta diferencia viene deducida a partir de la ecuación (II.2) como:

$$B_i(TSM) - R_{s,i}(\theta, \phi, 0) = \frac{[1 - \varepsilon_i(\theta, \phi)] [R_{s,i}(\theta, \phi, 0) - L_i^{\downarrow atm}(\pi - \theta, \phi)]}{\varepsilon_i(\theta, \phi)} \quad (II.8)$$

la cual se expresa en términos de temperatura como:

$$\Delta T_\varepsilon = \frac{B_i(TSM) - R_{s,i}(\theta, \phi, 0)}{\partial B_i(T) / \partial T} \quad (II.9)$$

La corrección de emisividad fue cuantificada mediante estas ecuaciones para un ángulo de observación de 25° y para las radiancias medias obtenidas durante ambas campañas. Para ello se consideró la radiancia descendente estimada mediante simulación, tal como se introdujo en el apartado II.4.2, y la emisividad calculada con el modelo de Masuda et al. (1988) (sección II.3). Los resultados se muestran en la segunda fila de la Tabla II.2, y son los obtenidos usando la radiancia descendente simulada para una atmósfera estándar promedio para latitudes medias (más detalles en Apéndice 3, apartado 3.b y Tabla 2). Se observa que la banda espectral que requiere una menor corrección de emisividad es de nuevo el canal 3, tal y como predecía el hecho de obtener una mayor emisividad para este canal, a la vez que menor radiancia atmosférica descendente (ver sección II.4.2). En cualquier caso, el efecto de la radiancia atmosférica descendente también fue estimado con el objetivo de evaluar su importancia y decidir si dicho término necesitaba también ser medido. La tercera fila de la Tabla II.2 muestra los valores obtenidos para la corrección de emisividad sin el término de la ecuación (II.8) referente a la radiancia atmosférica descendente, $\Delta T_\varepsilon'$, mientras que los valores de la última fila representan la contribución a la corrección de emisividad debida únicamente a dicho término, obtenida simplemente como resta de las dos filas anteriores, $\Delta T_\varepsilon' - \Delta T_\varepsilon$. El efecto de la radiancia atmosférica descendente evaluado en este estudio viene referido a una atmósfera libre de nubes. Mucho mayor sería el efecto comportado por dicha

magnitud en presencia de nubes (información al respecto, en función del tipo de nubes, puede encontrarse en Niclòs et al. 2004). De los resultados mostrados en la Tabla II.2 se deduce claramente que la radiancia atmosférica descendente presenta su mínimo impacto para el canal 3.

	Canal 1 (8-14 μm)	Canal 2 (11,5-12,5 μm)	Canal 3 (10,5-11,5 μm)	Canal 4 (8,2-9,2 μm)
ΔT_a (K)	0,12	0,04	0,03	0,14
ΔT_ε (K)	0,6	0,6	0,5	0,6
$\Delta T_\varepsilon'$ (K)	0,8	0,9	0,6	0,8
$\Delta T_\varepsilon - \Delta T_\varepsilon'$ (K)	-0,2	-0,3	-0,12	-0,19

Tabla II.2.- Efecto de las correcciones atmosféricas y de emisividad, ΔT_a y ΔT_ε respectivamente, en términos de temperatura. Con $\Delta T_\varepsilon'$ se representa el efecto de la corrección de emisividad sin la contribución de la radiancia atmosférica descendente, de forma que $\Delta T_\varepsilon - \Delta T_\varepsilon'$ cuantifica la influencia de dicha radiancia descendente en términos de temperatura.

Por tanto, concluimos que: (i) la banda espectral de 10,5 - 11,5 μm presenta el mínimo impacto tanto a la corrección de emisividad como a la atmosférica y aparece como la mejor región espectral para la determinación de la TSM, (ii) la corrección atmosférica es despreciable para esta banda espectral, debido al reducido camino óptico presentado por la capa atmosférica entre superficie y sensor (35,3 m para $\theta = 25^\circ$), en cambio (iii) se necesita corregir el efecto de emisividad ya que el hecho de no introducir esta corrección comportaría un error importante en términos de temperatura ($\Delta T_\varepsilon = 0,48 \pm 0,09$ K para el canal 3), siendo, por tanto, necesaria la determinación precisa de la radiancia atmosférica descendente. Para ello, dicha radiancia se midió directamente, y de forma alternada, bajo un ángulo de observación complementario al de medida de la superficie del mar, es decir, para 155° . Dichas medidas alternadas para 25° y 155° se realizaron de forma automática con el uso del pedestal móvil empleado durante las campañas WISE (ver sección I.3). El uso de medidas quasi-simultáneas de la radiancia atmosférica descendente hace innecesario el empleo de radiosondeos locales, y permite, además, tener en cuenta el efecto de posibles nubes, principalmente importante para condiciones de nubosidad variable.

Así, la metodología de medida se resume como:

1.- Medida de la radiancia proveniente de la superficie del mar, $R_{s,i}(\theta, \phi, \theta)$, con el uso de la banda espectral de 10,5 - 11,5 μm y un ángulo de observación inferior a 30° ($\theta = 25^\circ$ para las condiciones de medida durante las campañas WISE).

2.- Corrección de dicha radiancia mediante la ecuación (II.2), despreciando así la corrección atmosférica, para la obtención de la radiancia de cuerpo negro a la TSM, $B_i(TSM)$. Para ello se utiliza la emisividad de la superficie del mar calculada con el

modelo de Masuda et al. (1988) para la velocidad de viento existente en el momento de cada medida y el ángulo de observación seleccionado, θ . La radiancia atmosférica descendente se mide directamente con un ángulo $\pi-\theta$ (Sidran et al. 1981) y de forma alternada a la observación de la superficie.

3.- Se obtiene la TSM por simple inversión de la función de Planck para la $B_i(TSM)$ determinada.

La precisión con que se determinada la TSM mediante esta metodología de medida es de $\pm 0,15$ K, error deducido mediante teoría de errores aplicada sobre todas las posibles fuentes de error existentes (para más detalles ver Apéndice 3, apartado 4a). La exactitud del método se analiza con mayor detalle en la sección presentada a continuación.

II.6.- ESTIMACIÓN DE LA EXACTITUD DE LA MEDIDA DE LA TSM

Las TSMs obtenidas mediante la metodología propuesta fueron comparadas con medidas simultáneas de la temperatura del mar a 20 cm de profundidad, realizadas con el uso de sondas de contacto situadas en boyas oceanográficas. Las sondas usadas fueron termistores de alta precisión, modelo SBE 37-SM de MicroCAT, para las que se estimó una precisión de $\pm 0,002$ K tras el calibrado del propio fabricante, realizado previamente a cada campaña (Font et al. 2003, Budeus y Schneider 1998). Dicha temperatura se toma en este trabajo como temperatura de referencia, teniendo en cuenta que ambas temperaturas pueden diferir en función de las condiciones de viento y el flujo de calor neto existente (Wick et al. 1996).

La Figura II.8 muestra el histograma de porcentajes obtenido para las diferencias entre la temperatura medida por las sondas de contacto situadas en boyas, T_b , y la TSM determinada mediante la metodología descrita. Esta figura presenta una distribución ligeramente sesgada hacia valores negativos, con un coeficiente de asimetría de $-0,005$. Aunque la diferencia presentada con mayor frecuencia es de $0,1$ K, el valor medio de estas diferencias es de $0,0$ K, con una desviación estándar de $\pm 0,2$ K.

Estos resultados demuestran la validez de la metodología descrita para la determinación de la TSM, considerándose como de $0,0 \pm 0,2$ K su exactitud. La Figura II.9 presenta un detalle de la comparación entre ambas temperaturas, mostrando la buena correspondencia existente entre ellas, con diferencias principalmente contenidas dentro del margen de incertidumbre definido por la precisión estimada para el método, $\pm 0,15$ K.

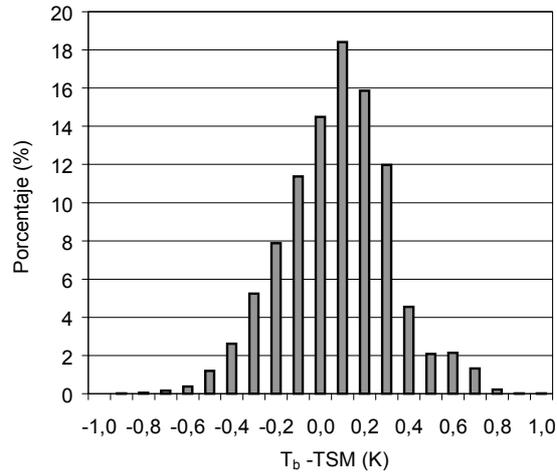


Figura II.8.- Histograma porcentual de las diferencias entre la temperatura registrada por los termistores SBE 37-SM situados en boyas (T_b) y la TSM obtenida mediante la metodología descrita.

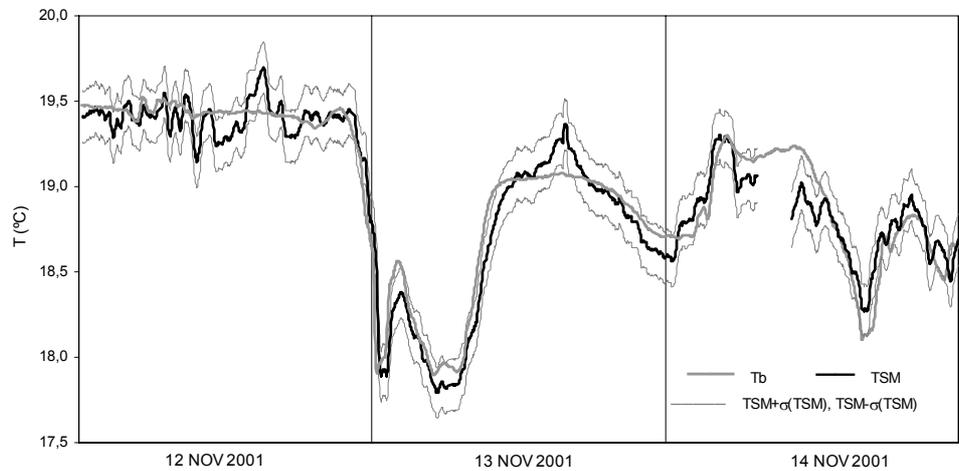


Figura II.9.- Detalle de la comparación entre la temperatura del mar a 2 cm de profundidad (T_b) y la TSM obtenida mediante la metodología propuesta, incluyendo el rango de error deducido para la TSM como el intervalo entre $TSM-\sigma(TSM)$ y $TSM+\sigma(TSM)$, donde $\sigma(TSM)$ es el error estimado para cada medida.

En las Figuras II.8 y II.9 se observan diferencias de temperatura mayores a $\pm 0,15$ K e incluso a la desviación encontrada para las diferencias de temperatura durante las campañas WISE, $\pm 0,2$ K. Estas diferencias T_b-TSM , que pueden ser de hasta ± 1 K, son consecuencia del conocido efecto superficial o diferencia de temperatura *bulk-skin* (Saunders 1967, Robinson et al. 1984, Harris et al. 1994, Donlon et al. 1999, Murray et al. 2000, y Donlon et al. 2002). Dicho efecto superficial realmente puede tomar valores de ± 1 K (Schluessel et al. 1990), y depende de la velocidad del viento, que genera el

oleaje y deshace la capa superficial, y el flujo de calor neto en la superficie del mar (Wick et al. 1996). Por la noche el efecto superficial suele llevar a diferencias T_b -TSM positivas, mientras que durante el día la diferencia es positiva para velocidades de viento en superficie mayores a 6 m/s (con un valor constante de unos 0,17 K) pero puede presentar valores tanto positivos como negativos para velocidades de viento inferiores (Donlon et al. 2002). Las campañas WISE estaban predominadas por velocidades de viento en superficie bajas, hecho que explica la aparición de diferencias superiores a $\pm 0,2$ K en ambos sentidos. La Figura II.9 sugiere la existencia de un ciclo diurno para dicha diferencia de temperaturas, especialmente para días con elevada radiación solar y velocidades de viento bajas, como el 13 de noviembre de 2001. En este caso la T_b resulta menor a la TSM alrededor del mediodía solar, mientras que durante la noche se observa lo opuesto. Estos resultados están de acuerdo con las observaciones de Webster et al. (1996) para condiciones de días despejados y mar en calma, y explicarían los valores negativos mostrados en la Figura II.8. Además, analizamos con mayor detalle las colas del histograma de porcentajes, es decir, las mayores discrepancias encontradas entre estas temperaturas. La Figura II.10 presenta la distribución horaria de las diferencias $|T_b - TSM|$ mayores a 0,5 K obtenidas durante las campañas WISE, donde se observa que los valores negativos aparecen fundamentalmente durante las horas centrales del día.

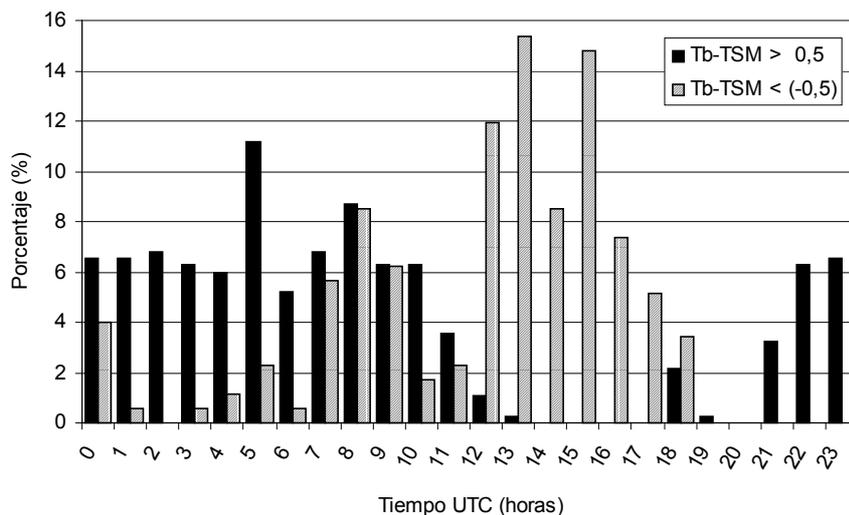


Figura II.10.- Distribución horaria de las diferencias obtenidas durante las campañas WISE entre la temperatura medida por contacto y la obtenida por radiometría (solamente se muestran las diferencias significativas, es decir, con valores $|T_b - TSM| > 0,5$ K).

Así, se obtiene una diferencia promedio de $0,0 \pm 0,2$ K entre la temperatura del mar medida a 20 cm y la TSM, que pone de manifiesto la buena concordancia encontrada

entre ambas temperaturas y, por tanto, sirve de validación para la metodología propuesta en este capítulo para la determinación de la TSM. Además, las discrepancias encontradas de orden superior son consecuencia del conocido efecto superficial, factor que pone de manifiesto la necesidad de la medida de la TSM mediante radiometría térmica.

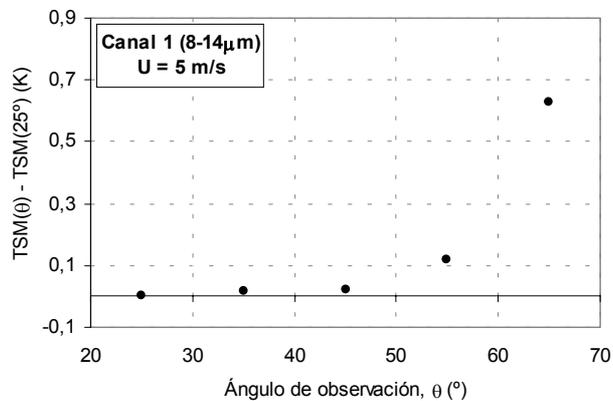
II.7.- NECESIDAD DE UNA MEJORA EN LA DETERMINACIÓN DE LA EMISIVIDAD DE LA SUPERFICIE DEL MAR PARA ÁNGULOS DE OBSERVACIÓN ELEVADOS

Durante parte de la campaña WISE 2000 se midió la superficie del mar con el CE 312 para diferentes ángulos de observación. La razón principal en aquel momento fue la obtención de la TSM en la misma zona medida por el radiómetro de microondas en banda L para la posterior obtención de la salinidad, aunque previamente se había constatado que la variabilidad horizontal de la TSM en la región completa de medida era despreciable. Por otra parte, estas medidas se llevaron a cabo pensando en la posibilidad de realizar un estudio más detallado de la emisividad de la superficie del mar en el infrarrojo térmico y de su variación con el ángulo de observación.

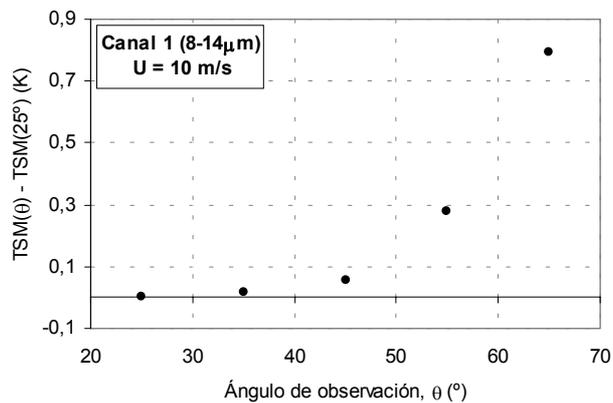
Sin embargo, cuando se determinaba la TSM tras las correcciones atmosférica y de emisividad, teniendo en cuenta todos los términos de la ecuación de transferencia radiativa, partiendo de las medidas realizadas con las 4 bandas del CE 312, siempre se obtenía una errónea dependencia de la TSM resultante con el ángulo de observación. Para la obtención de la TSM se estimaban los términos de corrección atmosférica, $\tau_i(\theta, 0, h)$ y $L_i^{\uparrow atm}(\theta, 0, h)$, simulados con el MODTRAN 4 para las condiciones de presión, humedad relativa y temperatura del aire existentes para cada proceso de medida; se medía directamente la radiancia atmosférica descendente, $L_i^{\downarrow atm}(\pi - \theta, \phi)$; y se consideraba la emisividad calculada por el modelo de Masuda et al. (1988) para cada ángulo de observación y velocidad de viento en superficie en el momento de la medida. Aun así, se observaba dicha dependencia angular, con discrepancias de hasta cerca de un grado entre las TSMs obtenidas para ángulos de 65° y 25°. La Figura II.11 muestra, a modo de ejemplo, la variación angular de la TSM ya corregida de efectos atmosféricos y de emisividad para la banda de 8 - 14 μm y dos velocidades del viento en superficie. Dicha dependencia espectral errónea se obtuvo igualmente para las tres bandas estrechas del CE 312 situadas dentro de esta región espectral.

Teniendo en cuenta la elevada concordancia encontrada entre los valores de la TSM obtenidos con un ángulo de observación de 25° (y la banda espectral de 10,5 - 11,5 μm) y los medidos por sondas de contacto en boyas oceanográficas (sección II.6), resultaba claro que las discrepancias encontradas mostraban la incorrección en la

estimación de alguna de las magnitudes presentes en la ecuación de transferencia radiativa para ángulos de observación elevados. La mayor corrección necesaria para la determinación de la TSM se debe al hecho de disponer de una emisividad distinta a la unidad para la superficie del mar (ver Tabla II.2), por lo tanto el error debía encontrarse en la determinación de dicha magnitud, y así en el modelo de Masuda et al. (1988), para dichos ángulos elevados.



(a)



(b)

Figura II.11.- Variación angular obtenida para la TSM tras las correcciones atmosférica y de emisividad durante la campaña WISE 2000. La figura (a) representa las discrepancias obtenidas con el uso del canal 1 del CE 312 para procesos realizados con velocidades de viento en superficie de 5 m/s, mientras que la figura (b) corresponde a velocidades de 10 m/s. Gráficas muy similares se obtuvieron para el resto de canales del CE 312.

Con el objetivo de obtener la emisividad de la superficie del mar con la suficiente precisión para la obtención de la TSM bajo cualquier ángulo de observación, evitando así la variación angular errónea que acabamos de mostrar, se planteó el estudio presentado en el capítulo siguiente.

Capítulo III

**ESTUDIO DE LA EMISIVIDAD
DE LA SUPERFICIE DEL MAR**

Este capítulo pretende mostrar el estudio realizado con el objeto de determinar con la mayor precisión posible la emisividad de la superficie del mar. El propósito inicial fue el de conseguir una base experimental consistente, que permitiera definir la dependencia angular de la emisividad y su variación con la rugosidad presente en la superficie del mar, inducida por la intensidad del viento en superficie. Con esta base, la emisividad podría ser estimada para cualquier ángulo de observación y velocidad del viento en superficie, consiguiendo aumentar la precisión en la determinación de la temperatura de la superficie del mar medida bajo cualquier condición. Por tanto, se parte de la medida de la emisividad de la superficie del mar en base a observaciones radiométricas, realizadas tanto de forma previa como durante la campaña WISE 2000. Para ello se midió quasi-simultáneamente la radiancia procedente de la superficie del mar y la atmósfera en sentido descendente, se evaluó el efecto de la capa atmosférica situada entre superficie y sensor, y se usaron medidas independientes de la temperatura de la superficie del mar.

En base a dichos valores experimentales se analizó la bondad de los modelos existentes para la determinación de la emisividad de la superficie del mar. Una vez seleccionado el modelo más idóneo, el paso final fue el desarrollo de una parametrización simple pero precisa para la determinación de la emisividad en función del ángulo de observación y la velocidad del viento en superficie.

Los trabajos relacionados con la determinación de la emisividad de la superficie del mar (ESM) resultan escasos. Si bien existen diversos estudios y modelos desarrollados a nivel teórico (Cox y Munk 1955, Saunders 1967, Takashima y Takayama 1981, Sidran 1981, Masuda et al. 1988, François y Ottlé 1994, Watts et al. 1996, Wu y Smith 1997) en lo experimental se encuentran pocas referencias (Liu et al. 1987, Salisbury y D'Aria 1992, Konda et al. 1994, Smith et al. 1996). En el Apéndice 5 se incluye una breve revisión de la evolución en el estudio de la ESM, indicando la aportación de cada trabajo y recogiendo las condiciones bajo las cuales esta magnitud fue estimada. Parte de estos estudios surgieron con la incorporación en las actuales misiones espaciales de visión a ángulos alejados del nadir, como por ejemplo la observación a 55° realizada por el Along Track Scanning Radiometer (ATSR), que ha dado paso al actual Advanced ATSR (AATSR) a bordo de ENVISAT. La disminución de la ESM con el ángulo de observación hace necesaria una correcta estimación de dicha magnitud para estos ángulos, ya que el hecho de no considerar esta reducción comporta errores superiores a ± 1 K en términos de temperatura (François y Ottlé, 1994). Es por este motivo que se pueden encontrar en la bibliografía valores estimados de la ESM para 55° (ver Apéndice 5, Tabla 1), pero entre ellos presentan tales discrepancias que comportarían errores en temperatura superiores al $\pm 0,3$ K deseado.

Así, dichos trabajos resultan insuficientes, y se requieren medidas experimentales precisas y completas que permitan estudiar la dependencia angular de la ESM y el efecto de la rugosidad sobre ella, conformando una base íntegra para la validación y desarrollo de modelos teóricos. Por ello, el objetivo principal de este estudio fue el de determinar de forma precisa la ESM para cualquier ángulo de observación y condiciones de rugosidad, permitiendo un aumento en la precisión obtenida para la temperatura de la superficie del mar medida bajo cualquier geometría de observación y estado de la superficie del mar. En este sentido, la obtención de una precisión de $\pm 0,3$ K en dicha temperatura requiere de una precisión mínima en la ESM de $\pm 0,5\%$ (Wu y Smith 1997).

Para ello, comenzamos nuestro estudio con la medida de la ESM bajo diferentes ángulos de observación y valores de viento en superficie, y así condiciones de rugosidad.

III.1.- LA MEDIDA DE LA EMISIVIDAD DE LA SUPERFICIE DEL MAR

Partiendo del modelo radiativo para la superficie del mar introducido en la sección II.1 de la presente Memoria, la radiancia medida por un sensor observando la

superficie del mar viene dada por las ecuaciones (II.1) y (II.2), a partir de las cuales se obtiene la ESM como:

$$\varepsilon_i(\theta, \phi) = \frac{R_i(\theta, \phi, h) - \tau_i(\theta, 0, h) L_i^{\downarrow atm}(\pi - \theta, \phi) - L_i^{\uparrow atm}(\theta, 0, h)}{\tau_i(\theta, 0, h) \left[B_i(TSM) - L_i^{\downarrow atm}(\pi - \theta, \phi) \right]} \quad (III.1)$$

Teniendo en cuenta el bajo espesor óptico presentado por la capa atmosférica situada entre sensor y superficie cuando realizamos medidas *in situ*, esta capa atmosférica puede considerarse aproximadamente transparente y con una emisión despreciable, principalmente para los canales 2 y 3, tal y como se pudo deducir a partir de los resultados presentados en la Tabla II.2 para la corrección atmosférica. De cualquier forma, y para ser más estrictos, estimamos tanto la transmisividad como la radiancia atmosférica ascendente emitida por dicha capa, y corregimos su efecto en los casos que pudiera comportar un error mínimamente apreciable, tal y como veremos a continuación. Ahora bien, el impacto de la radiancia atmosférica descendente no puede ser despreciado en ningún caso, tal y como se concluyó en el apartado II.5, y por ello esta magnitud fue medida de forma directa con un ángulo complementario al de la medida de la superficie y de forma alternada a la observación de ésta.

La temperatura de la superficie del mar, TSM, fue determinada de forma simultánea e independiente mediante sondas térmicas instaladas en dispositivos flotantes. Aun conociendo la existencia de posibles diferencias entre la temperatura medida a cierta profundidad por estas sondas y la TSM, consideramos como más razonable el uso de esta temperatura para la determinación de la ESM mediante la ecuación (III.1), aunque acompañada de una corrección estimada para el efecto superficial, como veremos en la sección siguiente. La razón está en el hecho de que la determinación de la TSM, por radiometría, requiere la consideración de un valor de ESM para corregir la radiancia medida, y es justo esta magnitud la que queremos determinar.

III.2.- BASE EXPERIMENTAL PARA EL ESTUDIO DE LA EMISIVIDAD DE LA SUPERFICIE DEL MAR

Las observaciones radiométricas, base para la medida de la emisividad, fueron realizadas durante dos campañas experimentales diferentes con el radiómetro multiespectral CE 312.

La primera de ellas tuvo lugar de forma previa a las campañas WISE, a principios de octubre de 2000. Esta precampaña fue diseñada en la fase de preparación de

las campañas WISE con el objetivo de decidir la mejor estrategia de medida. En ella se 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. Las medidas se realizaron para ángulos de observación de $35-75^\circ$ con paso de 10° (ver Apéndice 4 para más detalles). Al mismo tiempo se midió la radiancia descendente para los ángulos complementarios a los de medida de la superficie. Por último, la temperatura de dicha superficie se registró mediante sondas de contacto dispuestas dentro del primer centímetro de agua mediante un sistema de flotación diseñado a tal propósito. Teniendo en cuenta la escasa distancia entre radiómetro y superficie (de 1 a 4 m), su efecto sobre la emisividad se consideró despreciable, es decir, se usó la aproximación $\tau_i(\theta,0,h) \approx 1$ y $L_i^{\uparrow am}(\theta,0,h) \approx 0$. Con estas magnitudes y a partir de la ecuación (III.1) se determinó la ESM para dichos ángulos de observación y una velocidad de viento en superficie de $6,9 \pm 1,8$ m/s. Estas medidas solamente fueron consideradas como referencia, ya que 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 distribución de probabilidad asociada a la distribución de pendientes para las caras del oleaje propuesta por Cox y Munk (1955), base tanto del modelo de Masuda et al. (1988) como de modelos posteriores.

La segunda de las campañas, en la que se basan fundamentalmente nuestras conclusiones, fue la campaña WISE 2000. Al comienzo de dicha campaña, tal y como se introdujo en la sección II.7, se realizaron medidas angulares de la ESM para diferentes condiciones de viento en superficie. En este caso se disponía de condiciones de mar abierto y el hecho de medir desde una plataforma fija permitía un direccionamiento preciso. Las medidas se realizaron para ángulos de observación de 25° a 65° , con paso de 10° (ver Apéndice 5 para más detalles). De nuevo se midió alternadamente la radiancia atmosférica descendente para ángulos complementarios a los de observación de la superficie, pero además se evaluó el efecto de la capa interpuesta entre superficie y radiómetro, con un espesor de 35 a 76 m en este caso. Tal y como fue expuesto en la sección II.4.2, se obtuvieron valores de $\tau_i(\theta,0,h)$ y $L_i^{\uparrow am}(\theta,0,h)$ en función del ángulo de observación a partir de datos locales de presión, humedad y temperatura atmosférica y el uso del código MODTRAN 4. Considerando dichos valores se advirtió que la aproximación $\tau_i(\theta,0,h) \approx 1$ y $L_i^{\uparrow am}(\theta,0,h) \approx 0$ en la ecuación (III.1) causaba errores de tipo sistemático en términos de emisividad, estimados por valores medios de 0.00232 ± 0.00016 , 0.0001 ± 0.0004 , 0.00042 ± 0.00005 , y 0.0034 ± 0.0004 para los canales 1 a 4 del CE 312, donde las desviaciones indicadas representan la variabilidad de los errores con el ángulo de observación (Apéndice 5, sección 3.2). Estos resultados muestran que el efecto de la corrección atmosférica era prácticamente despreciable, principalmente para los canales 2 y 3, aunque realmente fueron considerados en el cálculo.

La temperatura del mar fue medida a 20 cm de profundidad por termistores SBE 37-SM instalados en boyas oceanográficas. Para determinar la TSM, a introducir en la ecuación (III.1), se estudio el efecto superficial existente durante las medidas desarrolladas para la obtención de la ESM. Diversos autores coinciden en que la diferencia de temperatura *bulk-skin* tiende a un valor constante próximo a + 0,2 K para velocidades de viento mayores a los 5 –7 m/s (Konda et al. 1994, Wick et al. 1996, Murray et al. 2000, Donlon et al. 2002) mientras que para velocidades inferiores dicha diferencia puede alcanzar valores de ± 1 K dependiendo de las condiciones existentes (Schluessel et al. 1990) y resulta más difícil de cuantificar. Por ello, consideramos más sencillo limitarnos a procesos con velocidades de viento superiores a 5 m/s, analizando para ellos el efecto superficial a tener en cuenta para la determinación de la TSM. Con tal propósito se determinó dicha TSM mediante las medidas realizadas bajo un ángulo de observación de 25° y el canal 3 del CE 312, condiciones seleccionadas en el capítulo anterior como las óptimas a tal efecto. La comparación de esta temperatura con las medidas de boya para los procesos seleccionados mostró una diferencia de temperaturas *bulk-skin* de $0,05 \pm 0,06$ K para velocidades de viento en superficie mayores a 5 m/s, valor inferior a los encontrados en la bibliografía, medidos bajo diferentes condiciones del estado del mar y mayor profundidad. Con esto, la TSM se determinó a partir de las medidas de boya simplemente por sustracción de esta diferencia constante. Las medidas por contacto se realizaron con mayor frecuencia que las radiométricas durante este estudio, razón añadida por la que se supusieron más válidas.

Otras limitaciones que fueron consideradas en la selección de los procesos de medida con el objetivo de alcanzar la máxima precisión en la ESM fueron:

(i) Condición de cielos despejados, evitando incertidumbres debidas a la variabilidad de las condiciones atmosféricas y el importante efecto de la reflexión de la radiancia atmosférica descendente en el caso de cielos cubiertos. Un error en la determinación de dicha radiancia de pocas décimas en términos de temperatura puede causar errores de ± 1 % en la ESM.

(ii) Velocidades de viento en superficie de 5 m/s a 10 m/s, donde el límite inferior fue seleccionado, como ya hemos explicado, con el objetivo de permitir el uso de medidas de boya para determinar la TSM, mientras que el límite superior pretende evitar la existencia de espuma y su efecto. La cobertura de espuma se determinó durante las campañas WISE a partir de fotogramas tomados por una cámara de video montada junto al radiómetro que observaba el área medida por éste de forma simultánea (ver página 815 del Apéndice 1, y Villarino et al. 2003). Para velocidades de viento hasta 10 m/s se determinó un porcentaje de cobertura de espuma siempre inferior al 1 %, sin embargo para 15 m/s el porcentaje de espuma se incrementaba hasta alcanzar el 3 %. Por ello, limitamos nuestro estudio para velocidades de viento inferiores o iguales a 10 m/s, condición para la que la cobertura de espuma podía considerarse despreciable. Por otro

lado, raramente coincidieron condiciones de viento superiores a 10 m/s con días completamente despejados, siendo por tanto insuficientes los datos disponibles bajo estas condiciones para la determinación de la ESM con una estadística adecuada.

(iii) Dirección del viento perpendicular a la dirección de observación, con el objetivo de evitar el bloqueo del viento por parte de la plataforma.

III.3.- COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS EXPERIMENTALES CON EL MODELO DE MASUDA ET AL. (1988)

Los valores de ESM obtenidos mediante la ecuación (III.1) en base a los datos radiométricos medidos durante las dos campañas experimentales expuestas en la sección anterior fueron comparados con los resultantes del modelo de Masuda et al. (1988). En la Figura III.1 mostramos la variación angular de la ESM, promedio de todos los procesos de medida realizados durante la campaña de El Puig, junto con la ESM teórica correspondiente calculada mediante dicho modelo para una velocidad del viento en superficie de 5 m/s.

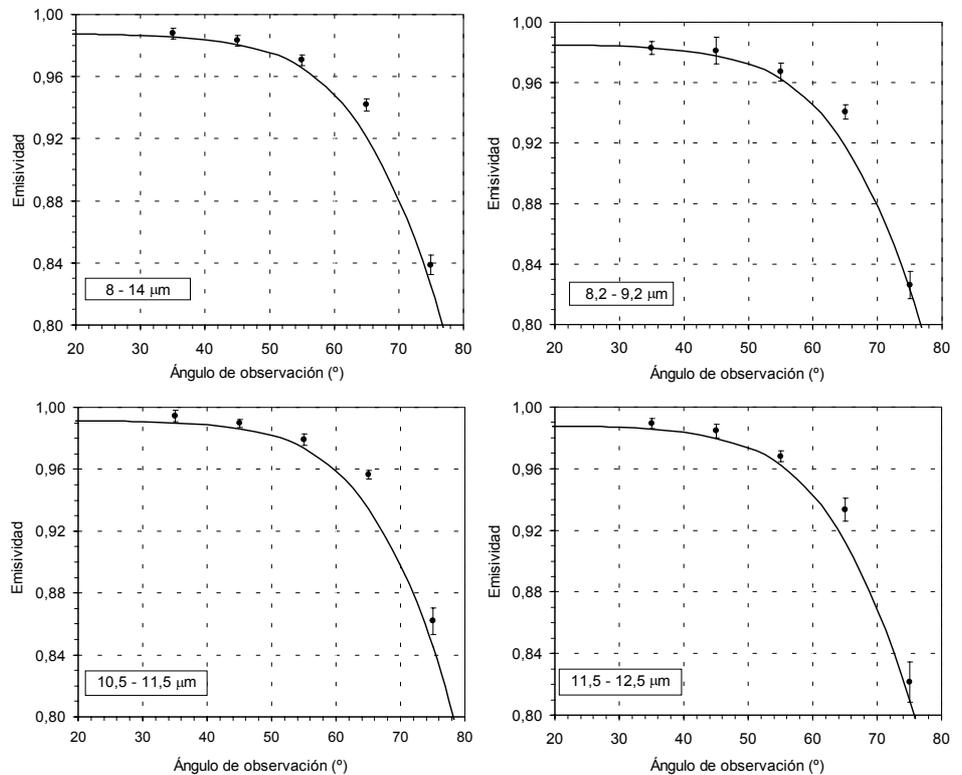


Figura III.1.- Variación angular de la ESM para los cuatro canales del CE 312. Comparación entre los valores experimentales obtenidos durante la precampaña de El Puig (puntos), con viento en superficie de $U = 6,9 \pm 1,8$ m/s, y la ESM teórica de Masuda et al. (1988) para $U = 5$ m/s (línea).

Los errores presentados corresponden a los máximos entre los obtenidos por propagación de errores sobre la ecuación (III.1) (ver detalles en el Apéndice 4) y las desviaciones estándares obtenidas en los diferentes procesos. Esta figura muestra que la ESM decae en un 2% – 3% para 55°, factor relevante para observaciones a ángulos elevados, como la visión *forward* del AATSR. Además, se observa una buena concordancia entre los valores experimentales y teóricos para ángulos pequeños, pero aparecen discrepancias para ángulos superiores a 50°, principalmente acusadas para 65°. En cualquier caso, y como ya hemos señalado, el hecho de que pudiera existir influencia de la costa en la rugosidad de la superficie nos impidió extraer conclusiones a partir de los datos de esta campaña.

Los resultados obtenidos durante la campaña WISE 2000, medidos bajo condiciones de mar abierto, revelaban de nuevo las mismas conclusiones. La Figura III.2 muestra los valores de ESM obtenidos experimentalmente en WISE 2000 bajo condiciones de viento en superficie próximas a 5 m/s (con un valor medio de $4,5 \pm 0,9$ m/s) y a 10 m/s ($10,3 \pm 1,1$ m/s) para los cuatro canales del CE 312. Los errores experimentales presentados en la figura se obtuvieron de nuevo como los máximos valores entre los calculados por teoría de errores, en base a la consideración de todas las posibles fuentes de error (detalles en Apéndice 5), y las desviaciones estándares resultantes para el conjunto de procesos seleccionados. Los valores promedio obtenidos por propagación de errores sobre la ecuación (III.1) para la ESM fueron $\pm 0,004$, $\pm 0,004$, $\pm 0,003$ y $\pm 0,006$ respectivamente para los canales 1 a 4 del CE 312. La variación espectral de dichos errores se debe principalmente al error radiométrico implícito a cada banda de este instrumento (incluidas en la sección I.3). Además, la Figura III.2 incluye los valores calculados mediante el modelo de Masuda et al. (1988) para una velocidad de viento en superficie de 5 m/s y 10 m/s. Se observa la bondad del modelo de Masuda et al. (1988) para ángulos de observación hasta los 50°, mientras que existe un error sistemático por parte del modelo para ángulos superiores. Las ESMs reportadas por el modelo son menores que los valores experimentales para ángulos de 65°, diferencias que además se incrementan ligeramente con la velocidad del viento en superficie. El modelo de Masuda et al. (1988) predice una reducción de la ESM con el viento en superficie para ángulos de observación hasta unos 70°. Sin embargo dicha reducción no se advierte en los valores medidos, sino que más bien se observa un incremento de la ESM con la velocidad del viento para ángulos superiores a los 60°.

Por tanto, para ángulos de observación elevados la ESM calculada con el modelo de Masuda et al. (1988) todavía permite reproducir la variación espectral general presentada por los valores experimentales, pero con una desviación negativa relativamente constante, lo que sugiere que dicho modelo fue desarrollado obviando

algún proceso físico que resulte especialmente importante para ángulos elevados (Wu y Smith, 1997). En este sentido, las diferencias encontradas podrían ser consecuencia del hecho de que el modelo de Masuda et al. (1988) no considere el efecto de reflexiones múltiples, es decir, la reflexión de la radiancia emitida por la superficie del mar en ella misma, existente para ángulos de observación y valores de velocidad de viento elevados. A la vez, bajo estas condiciones también son posibles reflexiones dobles de la radiancia atmosférica descendente. Estas reflexiones múltiples producirían una reducción de la sensibilidad de la ESM a la rugosidad de la superficie, y así a la velocidad del viento, para ángulos reducidos o moderados, y amplificarían el incremento de la ESM con la velocidad del viento para ángulos mayores a unos 60° (Wu y Smith, 1997).

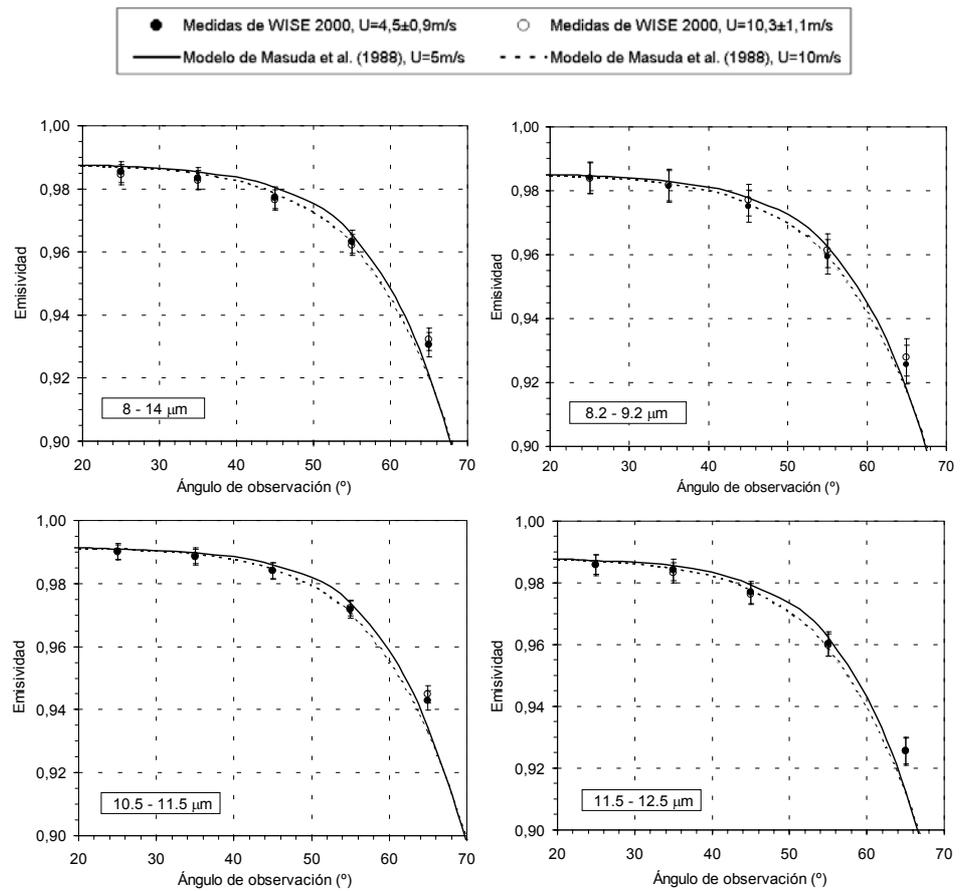


Figura III.2.- Dependencia angular de la ESM para los cuatro canales del CE 312. Comparación entre los valores experimentales obtenidos durante la campaña WISE 2000 y la ESM teórica calculada con el modelo de Masuda et al. (1988) para dos condiciones de viento en superficie, U .

III.4.- EL MODELO DE WU Y SMITH (1997)

III.4.1.- DIFERENCIAS RESPECTO DEL MODELO DE MASUDA ET AL. (1988)

La diferencia fundamental introducida por este modelo respecto del desarrollado por Masuda et al. (1988) es la consideración del efecto de las reflexiones múltiples, aunque ésta no es su única aportación.

Para tener en cuenta el efecto de las reflexiones múltiples en la superficie del mar, Wu y Smith (1997) consideraron que la $\varepsilon(n, \chi)$ introducida en la ecuación (II.5) para la obtención de la emisividad efectiva vendría dada ahora como:

$$\varepsilon'(n, \chi) = \varepsilon(n, \chi) + [1 - \varepsilon(n, \chi)] P(\theta_r) \bar{\varepsilon}(n, \mu_r) \quad (\text{III.2})$$

donde $\varepsilon(n, \chi)$ es la emisividad monocromática obtenida a partir de la ecuación (II.4) para un punto determinado de la superficie, $P(\theta_r)$ es la probabilidad de que llegue a dicho punto radiancia con un ángulo cenital θ_r emitida por la superficie del mar, y $\bar{\varepsilon}(n, \mu_r)$ es la emisividad media asociada a la superficie del mar que emite bajo dicho ángulo θ_r , donde $\mu_r = \cos \theta_r$.

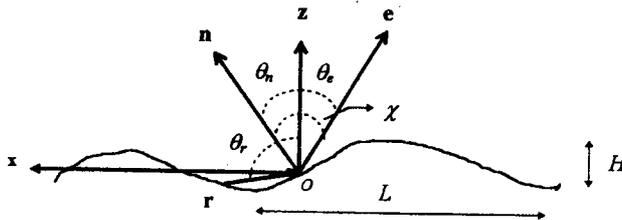


Figura III.3.- Geometría de emisión y reflexión del oleaje instantáneo de la superficie del mar (Wu y Smith 1997).

Considerando la geometría mostrada en la Figura III.3, Wu y Smith (1997) definieron la probabilidad de reflexión múltiple, $P(\theta_r)$, como:

$$P(\theta_r) \begin{cases} 1, & \theta_r > 90^\circ \\ (\theta_r - 85^\circ)^2 / 25, & 85^\circ \leq \theta_r \leq 90^\circ \\ 0, & \theta_r < 85^\circ \end{cases} \quad (\text{III.3})$$

donde el ángulo de 85° fue el valor considerado por Wu y Smith (1997) como ángulo mínimo para el cual existirían reflexiones múltiples, θ_r^* . Este ángulo puede definirse de forma más precisa conociendo las dimensiones del oleaje a partir de la expresión:

$$\theta_r^* = \frac{\pi}{2} - \tan^{-1}\left(\frac{2H}{L}\right) \quad (\text{III.4})$$

siendo H la altura de la ola y L la longitud de onda de ésta. Wu y Smith (1997) consideraron en sus cálculos un valor aproximado para θ_r^* de 85° . Además, mediante un análisis trigonométrico se estableció la siguiente relación entre el ángulo θ_r y los ángulos ya definidos para la normal a la superficie y la dirección de emisión (ver sección II.3):

$$\mu_r = \cos \theta_r = 2 \cos \chi \cos \theta_n - \cos \theta_e \quad (\text{III.5})$$

Considerando las ecuaciones (III.2) a (III.5) y la (II.4) en la expresión (II.5) se consigue introducir el efecto de las reflexiones múltiples en el cálculo de la ESM.

Por otro lado, Wu y Smith (1997) observaron pequeñas discrepancias en la variación espectral de la ESM entre los valores calculados con el modelo y los medidos, principalmente entre $11 - 12 \mu\text{m}$, donde la ESM no disminuía tan rápidamente como mostraban los valores experimentales. Teniendo en cuenta que estas diferencias no dependían del ángulo de observación considerado ni de la velocidad del viento en superficie, estimaron que una posible causa podría estar en el índice de refracción tomado. Mediante un análisis de los valores publicados para el índice de refracción del agua (Pontier y Dechambenoy 1966, Hale y Querry 1973, Segelstein 1981, y Wieliczka et al. 1989), Wu y Smith (1997) dedujeron que el índice de refracción complejo, $n = N - iK$, que permitía la obtención de ESMs más acordes con los valores experimentales venía definido por la parte real, N , establecida por Hale y Querry (1973) y la parte imaginaria, K , determinada por Segelstein (1981) (ambas partes mostradas en la Figura III.4), juntamente con el ajuste de Friedman (1969) para el agua del mar (ver sección II.3).

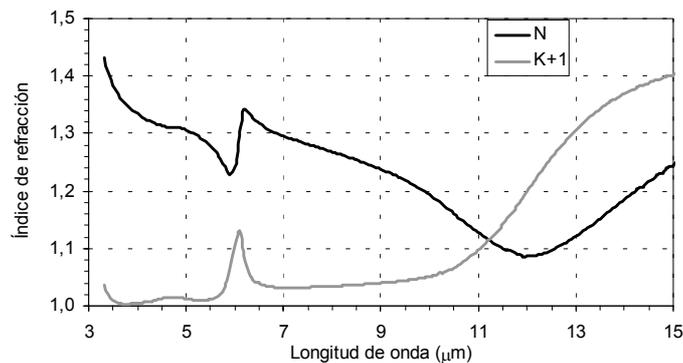


Figura III.4.- Variación espectral del índice de refracción complejo, $n = N - iK$, del agua pura considerado por el modelo de Wu y Smith (1997).

III.4.2.- COMPARACIÓN CON LOS VALORES EXPERIMENTALES

La comparación de las ESMs medidas durante WISE 2000 con los resultados del modelo de Wu y Smith (1997) refleja un mejor ajuste, incluso para ángulos elevados. La Figura III.5 compara los valores experimentales obtenidos en WISE 2000, tal y como se expuso en la sección III.2, con las ESMs calculadas mediante el modelo de Wu y Smith (1997). Asimismo se muestran los valores medidos por Smith et al. (1996) con el espectrómetro de transformada de Fourier *Atmospheric Emitted Radiance Interferometer* (AERI) montado a bordo de un barco oceanográfico. Smith et al. (1996) proporcionaron valores espectrales de la ESM para $36,5^\circ$ y $56,5^\circ$ y una velocidad de viento en superficie media de unos 5 m/s, con una precisión de medida próxima al $\pm 0,1\%$ y una desviación estándar ligeramente superior. Estos valores han sido convolucionados con las funciones filtro del CE 312 para obtener valores de canal comparables con nuestras medidas.

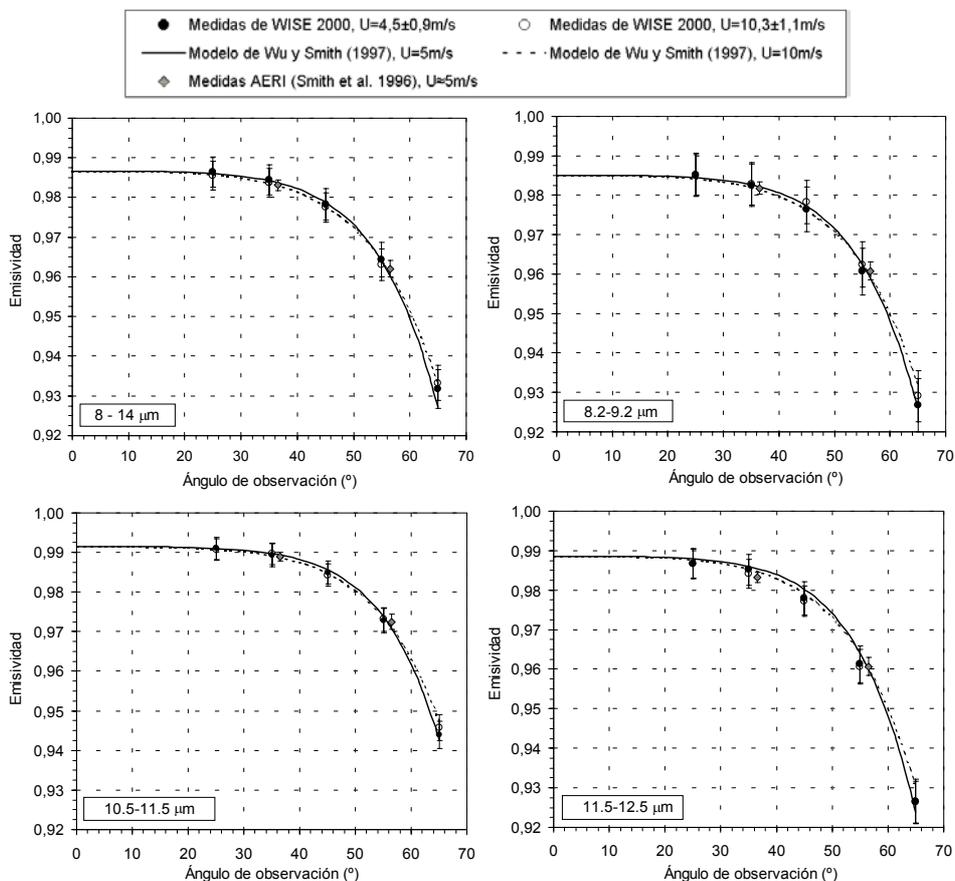


Figura III.5.- Comparación entre los valores experimentales obtenidos durante la campaña WISE 2000 para los cuatro canales del CE 312 y la ESM teórica calculada con el modelo de Wu y Smith (1997) para dos velocidades de viento en superficie, U. Además se incluyen los valores medidos por Smith et al. (1996) con el espectrómetro AERI, integrados para los canales del CE 312.

Se percibe claramente un mejor ajuste entre los valores medidos durante WISE 2000 y los calculados con este modelo para ángulos elevados, donde se observa una dependencia inversa y más acusada de la ESM con el viento en superficie tanto para los valores experimentales como para los teóricos, consecuencia de la incorporación del efecto de las reflexiones múltiples. Se observa como, en este caso, las diferencias entre los valores medidos, tanto durante WISE 2000 como los proporcionados por el AERI, y los determinados con el modelo de Wu y Smith (1997) se hallan dentro de los errores experimentales para cualquier ángulo de observación, demostrando la validez del modelo de Wu y Smith (1997) para la determinación de la ESM, incluso para ángulos elevados.

Por tanto, el modelo de Wu y Smith (1997), que constituye una caracterización física más exhaustiva de la emisión de la superficie del mar, proporciona la ESM con elevada exactitud, como lo demuestra su concordancia con los valores experimentales, lo que permitiría una determinación de la TSM con mayor precisión incluso en base a medidas radiométricas tomadas bajo ángulos de observación elevados. Sin embargo, la complejidad matemática del modelo, mostrada en las secciones II.3 y III.4.1, juntamente con la considerable variabilidad de la ESM con el ángulo de observación y la longitud de onda, dificulta una aplicación operativa del mismo. La dependencia espectral y angular de la ESM requiere de una precisa caracterización para no conllevar a errores importantes en términos de la TSM. En este sentido, el modelo de Wu y Smith (1997) resulta satisfactorio, pero necesitaría ser simplificado. Para ello nos planteamos el desarrollo de una parametrización sencilla en base a sus resultados, que permita la obtención de la ESM de forma simple para cualquier condición de viento en superficie y ángulo de observación.

III.5.- UNA PARAMETRIZACIÓN SENCILLA PARA EL CÁLCULO DE LA EMISIVIDAD DE LA SUPERFICIE DEL MAR

La dependencia angular y espectral de la ESM puede observarse claramente a partir de la Figura III.6, en la que ambas variaciones se representan tomando como base las ESMs resultantes del modelo de Wu y Smith (1997) para una velocidad del viento en superficie de 0 m/s, seleccionada como ejemplo.

La variación espectral de la ESM depende claramente de la dependencia espectral del índice de refracción del agua (ver Figuras III.4 y III.6). Ambas dependencias aparecen como inversas debido a la relación introducida por la ley de Kirchhoff entre la emisividad y la reflectividad total (ecuación II.4), obteniéndose dicha reflectividad a

partir de sus componentes en polarización paralela y perpendicular, que a la vez son función del índice de refracción complejo (para mayor claridad consultar la sección II.3).

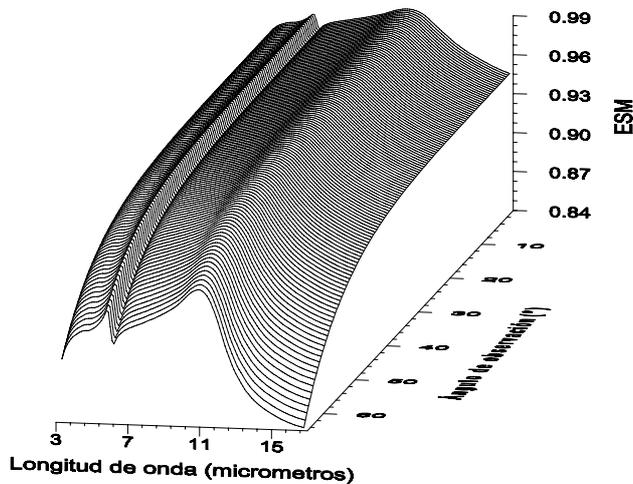


Figura III.6.- Dependencia de la ESM con la longitud de onda y el ángulo de observación. Los valores de ESM son los resultantes del modelo de Wu y Smith (1997) para $U = 0$ m/s.

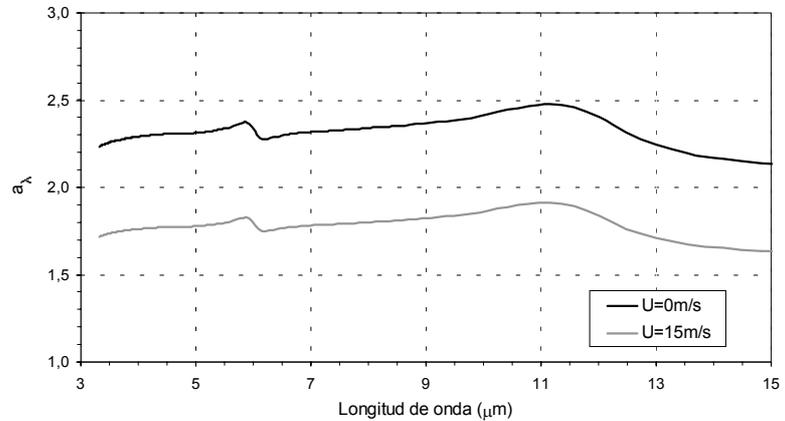
La dependencia angular, sin embargo, presenta una forma más sencilla, tal y como se observa en la Figura III.6. Dicha dependencia nos sugirió una posible parametrización en términos de una función coseno pero con un decrecimiento más suavizado con el ángulo de observación, el cual podía ser reproducido mediante la introducción de coeficientes adicionales. Usando como referencia la ESM obtenida por el modelo de Wu y Smith (1997) para el intervalo espectral de 3 a 16 μm , se probaron diferentes funciones de ajuste y finalmente concluimos que la ecuación que permitía reproducir la dependencia angular de la ESM con mayor exactitud tenía la forma:

$$\varepsilon_{\lambda}(\theta, U) = \varepsilon_{\lambda}(\theta) [\cos(\theta^{a_{\lambda}(U)})]^{b_{\lambda}(U)} \quad (\text{III.6})$$

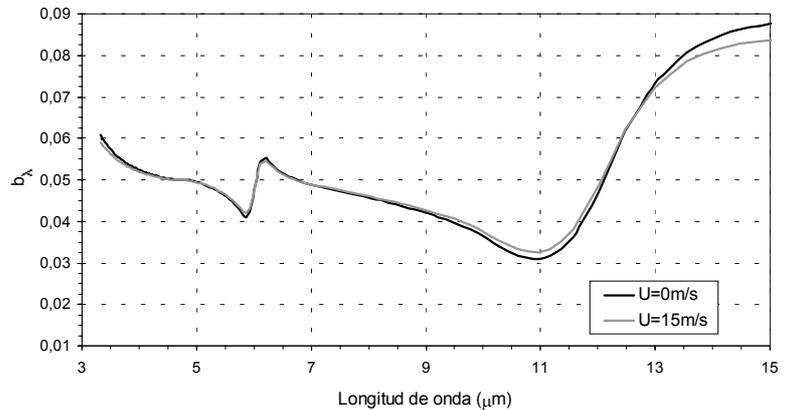
donde $\varepsilon_{\lambda}(\theta, U)$ representa la ESM monocromática, función del ángulo de observación, θ (radianes), y la velocidad del viento en superficie, U (m/s), y $\varepsilon_{\lambda}(\theta)$ es el valor de la ESM monocromática en nadir, donde ésta no depende de U . $a_{\lambda}(U)$ y $b_{\lambda}(U)$ son los coeficientes de ajuste, los cuales se consideraron en principio dependientes tanto de la longitud de onda como de la velocidad del viento en superficie.

El ajuste de los valores espectrales de ESM obtenidos con el modelo de Wu y Smith (1997) a la ecuación (III.6) se realizó usando el algoritmo no lineal de ajuste por mínimos cuadrados de Levenberg-Marquardt (Moré, 1977). De esta manera, se ajustaron

los valores de ESM para velocidades de viento de 0 a 15 m/s, obteniendo errores estándar de estimación, $\sigma_{ajuste,\lambda}$, menores que $\pm 0,0009$ en emisividad, y coeficientes de determinación, r_{λ}^2 , superiores a 0,9988 para todos los casos. La Figura III.7 muestra la dependencia espectral presentada por los coeficientes de ajuste $a_{\lambda}(U)$ y $b_{\lambda}(U)$ obtenidos para velocidades del viento en superficie de 0 m/s y 15 m/s.



(a)



(b)

Figura III.7.- Dependencia espectral de los coeficientes de ajuste de la ecuación (III.6), $a_{\lambda}(U)$ y $b_{\lambda}(U)$, para velocidades del viento en superficie de 0 m/s y 15 m/s.

De esta forma, se observó que el coeficiente $a_{\lambda}(U)$ mostraba mayor dependencia con la velocidad del viento en superficie, mientras que $b_{\lambda}(U)$ resultaba ser más dependiente de la longitud de onda. Así, $a_{\lambda}(U)$ presentaba una variación relativa del $\pm 19\%$ con la velocidad del viento, pero la variación espectral era menor al $\pm 3\%$. Por el contrario, para $b_{\lambda}(U)$ encontramos una dependencia espectral acusada, pero baja variabilidad con la velocidad del viento en superficie, con una desviación relativa menor al $\pm 4\%$ con U frente al $\pm 21\%$ para la dependencia espectral existente entre 3 y 16 μm .

Además, de la Figura III.7.b se observa que la dependencia espectral presentada por el coeficiente $b_\lambda(U)$ resulta muy similar a la observada para el índice de refracción y la reflectividad del agua, y, por tanto, inversa a la variación espectral de la ESM. Es, así, la variación espectral inversa a la ESM de este coeficiente la que consigue incrementar la dependencia espectral de la ESM con el ángulo de observación, hecho observado tanto en los datos experimentales como en los resultados del modelo (ver Figura III.6). La Figura

III.8 presenta el decrecimiento de la ESM desde 0° a 55° , $\left(\frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon}\right)_\lambda = \frac{\varepsilon_\lambda(0^\circ) - \varepsilon_\lambda(55^\circ, U)}{\varepsilon_\lambda(0^\circ)}$,

en función de la longitud de onda, junto con el coeficiente $b_\lambda(U)$, mostrando la existencia de una gran correlación entre ambas magnitudes. Por ejemplo, observando las Figuras

III.6 y III.8 se comprueba que aun siendo $\varepsilon_{11\mu\text{m}}(0^\circ) > \varepsilon_{15\mu\text{m}}(0^\circ)$ como $b_{11\mu\text{m}} < b_{15\mu\text{m}}$ se

obtiene $\left(\frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon}\right)_{11\mu\text{m}} < \left(\frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon}\right)_{15\mu\text{m}}$, y, por tanto, se concluye que la consecuencia de la

dependencia espectral inversa entre la ESM y el coeficiente $b_\lambda(U)$ es la obtención de una mayor dependencia espectral de la ESM para ángulos grandes, en concordancia con los valores experimentales.

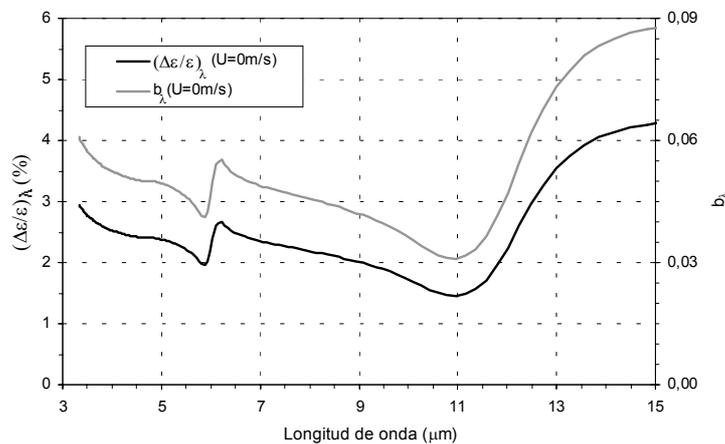


Figura III.8.- Dependencia espectral del decrecimiento de la ESM desde 0° a 55° , $(\Delta\varepsilon/\varepsilon)_\lambda$, y del coeficiente de ajuste $b_\lambda(U)$ para una velocidad del viento en superficie de 0 m/s.

III.6.- ADAPTACIÓN DE LA ECUACIÓN PARAMÉTRICA PARA LA DETERMINACIÓN DE LA EMISIVIDAD DE LA SUPERFICIE DEL MAR DE CANAL. APLICACIÓN A DIFERENTES SENSORES TÉRMICOS

Planteadas una parametrización sencilla que permita la obtención de la ESM monocromática en función de la velocidad del viento en superficie y el ángulo de observación, el siguiente paso fue su adaptación para la obtención de valores de ESM de

canal, ya que la mayoría de los radiómetros, principalmente a bordo de satélite, miden dentro de bandas espectrales más o menos anchas, y no monocromáticas. Así, la ecuación (III.6) se describió como:

$$\varepsilon_i(\theta, U) = \varepsilon_i(\theta) [\cos(\theta^{a_i(U)})]^{b_i(U)} \quad (III.7)$$

siendo $\varepsilon_i(\theta, U)$ y $\varepsilon_i(\theta)$ valores de ESM integrados dentro de una banda espectral i , y $a_i(U)$ y $b_i(U)$ los coeficientes de ajuste para dicha banda. El ajuste a la ecuación (III.7) de los resultados del modelo de Wu y Smith (1997) integrados para bandas espectrales de diferentes sensores térmicos mostró la validez de esta ecuación paramétrica para la determinación de la ESM de canal dentro de las ventanas espectrales del infrarrojo térmico. Mediante ajustes a la ecuación (III.7), y considerando velocidades de viento de 0 a 15 m/s, se obtuvieron en este caso errores estándar de estimación, $\sigma_{ajuste,i}$, menores que $\pm 0,0007$ en emisividad, y coeficientes de determinación, r_i^2 , superiores a 0,9987. Como ejemplo, en la Figura III.9 mostramos la dependencia angular de la ESM proporcionada por la ecuación (III.7) para $U = 0$ m/s y $U = 15$ m/s y las bandas térmicas del Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) a bordo del Meteosat Second Generation (MSG) (Aminou et al., 1999), localizadas en 3,9 μm ; 8,7 μm ; 10,8 μm ; y 11,9 μm . Las ESMs calculadas con el modelo de Wu y Smith (1997) se incluyen además como referencia en esta figura, mostrando la bondad de la parametrización propuesta.

El análisis de los coeficientes obtenidos para diferentes bandas espectrales dentro del infrarrojo térmico demostró de nuevo la validez de la hipótesis de una dependencia única del coeficiente $a_i(U)$ con la velocidad del viento en superficie y del coeficiente $b_i(U)$ con la banda espectral. Además, se comprobó que la dependencia $a_i(U)$ con la velocidad del viento era lineal. Consideramos valores medios de dicho coeficiente dentro del infrarrojo térmico, ya que su variación espectral resulta despreciable, para diferentes velocidades de viento en superficie. De éstos se obtuvo un ajuste lineal $a(U) = cU + d$ con un error estándar de estimación de $\pm 0,03$ y un coeficiente de determinación de 0,989. La pendiente y ordenada en el origen obtenidas para la regresión lineal fueron $c = -0,037 \pm 0,003$ s/m y $d = 2,36 \pm 0,03$ respectivamente. En consecuencia, la ecuación (III.7) fue simplificada, escribiéndose como:

$$\varepsilon_i(\theta, U) = \varepsilon_i(\theta) [\cos(\theta^{(cU+d)})]^{b_i} \quad (III.8)$$

donde únicamente el coeficiente b_i es función de la banda espectral considerada, mientras que los coeficientes c y d son constantes para cualquier canal y velocidad del viento.

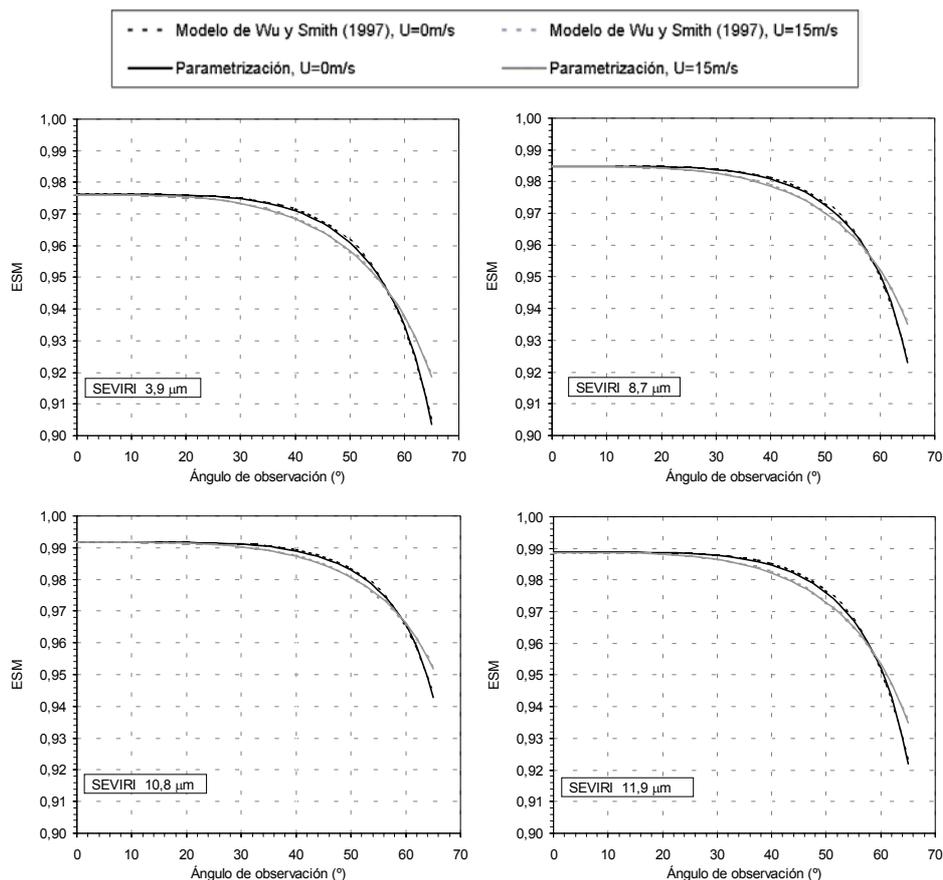


Figura III.9.- Comparación entre los valores de ESM calculados con el modelo de Wu y Smith (1997) y los determinados mediante la ecuación (III.7) con los coeficientes correspondientes a cada canal del SEVIRI (MSG). Ambas series están constituidas por valores integrados mediante convolución con las funciones filtro de las bandas térmicas del SEVIRI.

Aplicando la ecuación (III.8) a las bandas espectrales de diferentes sensores térmicos y para diversas velocidades del viento en superficie, con el uso de los parámetros c y d obtenidos, se recalculó el coeficiente de ajuste b_i para cada banda, obteniéndose errores estándar de estimación, $\sigma_{ajuste,i}$, menores a $\pm 0,0009$ en emisividad, y coeficientes de determinación, r_i^2 , superiores a 0,9987 en cualquier caso.

Debido a la baja dependencia del coeficiente b_i con la velocidad del viento, se calculó un valor medio de este coeficiente para cada canal espectral considerado. La Tabla III.1 recoge, como ejemplo, los coeficientes b_i obtenidos para las bandas térmicas de 4 sensores situados a bordo de satélite: Advanced Along Track Scanning Radiometer (AATSR) (Llewellyn-Jones et al. 2001) a bordo de ENVISAT, Advanced Very High Resolution Radiometer 3 (AVHRR/3) en NOAA 17 (NOAA User's Guide 2001), Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS) (Barnes et al. 1998) en la

plataforma EOS AQUA, y el SEVIRI en MSG. Cabe destacar que solamente se incluyen los coeficientes para las bandas situadas dentro de las ventanas espectrales existentes en la región del infrarrojo térmico, donde tiene sentido una determinación de la ESM que permita la obtención posterior de la temperatura de la superficie del mar. Además, se presentan los coeficientes obtenidos para los cuatro canales de nuestro radiómetro, el CE 312. Los errores asociados a estos coeficientes en la Tabla III.1, $\sigma(b_i)$, son las desviaciones estándar de los coeficientes dentro del intervalo de velocidades de viento consideradas, siendo tales valores siempre superiores a los errores estándar de estimación obtenidos. Los valores de canal tabulados para la ESM en nadir, $\varepsilon_i(\theta)$, han sido determinados mediante la integración de las emisividades espectrales calculadas con el modelo de Wu y Smith (1997), pero en cualquier caso estos valores pueden obtenerse a partir de bases de emisividades espectrales como la base de datos de ASTER (<http://speclib.jpl.nasa.gov/>) o por medida directa, adecuándonos mejor a las propiedades de la superficie medida. Los errores asociados a esta magnitud que aparecen tabulados son de nuevo las desviaciones estándar de los valores determinados para diferentes velocidades del viento en superficie. Cabe destacar que para la determinación de las ESMs de canal asociadas a las bandas térmicas del MODIS (con 10 detectores por banda, con funciones filtro diferentes para cada uno de ellos) el procedimiento de convolución usado fue:

$$\varepsilon_i(\theta, U) = \frac{1}{10} \sum_{K_i=1}^{10} \frac{\int \varepsilon_\lambda(\theta, U) f_{K_i, \lambda} d\lambda}{\int f_{K_i, \lambda} d\lambda} \quad (\text{III.9})$$

donde $\varepsilon_i(\theta, U)$ es la ESM para la banda i del MODIS, $\varepsilon_\lambda(\theta, U)$ es la ESM monocromática, y $f_{K_i, \lambda}$ es la función filtro para el detector K de la banda i .

Finalmente, con el objetivo de comprobar la exactitud de la parametrización propuesta, determinamos la $\varepsilon_i(\theta, U)$ para ángulos de observación entre 0° y 65° y velocidades de viento en superficie de 0 a 15 m/s utilizando para ello la ecuación (III.8) y los valores tabulados para b_i y $\varepsilon_i(\theta)$, tomando $c = -0,037 \pm 0,003$ s/m y $d = 2,36 \pm 0,03$. Estos resultados fueron comparados con los valores calculados con el modelo de Wu y Smith (1997), obteniéndose pequeños errores estándar de estimación y elevados coeficientes de determinación, muy próximos siempre a la unidad, que mostramos también en las dos últimas columnas de la Tabla III.1. Vemos que el error de determinación de la ESM introducido por la parametrización propuesta con la ecuación (III.8) es menor a $\pm 0,0010$ para cualquiera de las bandas espectrales consideradas, es decir, de un $\pm 0,10$ % como máximo.

	<i>Banda</i>	$\lambda_{ef,i}$ (μm)	$\varepsilon_i(0)$	$\sigma(\varepsilon_i(0))$	b_i	$\sigma(b_i)$	$\sigma_{ajuste,i}$	r_i^2
AATSR (ENVISAT)	IR 3,7	3,74	0,97468	0,00006	0,0550	0,0019	0,0010	0,997
	IR 11	10,86	0,99199	0,00003	0,0343	0,0015	0,0008	0,996
	IR 12	12,05	0,98778	0,00005	0,0508	0,0019	0,0009	0,997
AVHRR/3 (NOAA 17)	3B	3,76	0,97483	0,00006	0,0549	0,0019	0,0010	0,997
	4	10,81	0,99184	0,00003	0,0346	0,0015	0,0008	0,997
	5	11,93	0,98887	0,00004	0,0480	0,0018	0,0009	0,997
SEVIRI (MSG)	4	3,92	0,97613	0,00006	0,0539	0,0019	0,0010	0,997
	7	8,71	0,98482	0,00005	0,0449	0,0017	0,0008	0,997
	9	10,79	0,99176	0,00005	0,0347	0,0015	0,0008	0,996
	10	11,94	0,98875	0,00003	0,0483	0,0018	0,0009	0,997
MODIS (AQUA)	20	3,78	0,97527	0,00006	0,0546	0,0019	0,0010	0,997
	21	3,99	0,97687	0,00006	0,0533	0,0019	0,0010	0,997
	22	3,98	0,97681	0,00006	0,0533	0,0019	0,0010	0,997
	23	4,07	0,97733	0,00006	0,0529	0,0018	0,0010	0,997
	24	4,47	0,97891	0,00006	0,0514	0,0018	0,0009	0,997
	25	4,55	0,97907	0,00006	0,0513	0,0018	0,0009	0,997
	29	8,56	0,98439	0,00005	0,0455	0,0017	0,0008	0,997
	31	11,02	0,99229	0,00003	0,0342	0,0015	0,0008	0,996
32	12,04	0,98813	0,00005	0,0508	0,0019	0,0009	0,997	
CE 312 (in situ)	1	10,54	0,98662	0,00005	0,0446	0,0017	0,0008	0,997
	4	8,82	0,98508	0,00005	0,0446	0,0017	0,0008	0,997
	3	10,80	0,99145	0,00003	0,0355	0,0015	0,0008	0,996
	2	11,96	0,98858	0,00005	0,0486	0,0018	0,0009	0,997

Tabla III.1.- Parámetros b_i y $\varepsilon_i(0)$ de la ecuación (III.8) asociados a las bandas térmicas de diversos sensores a bordo de satélite, y al radiómetro CE 312. Las bandas espectrales vienen definidas por su etiqueta y su longitud de onda efectiva, $\lambda_{ef,i}$. Además, se incluyen los errores estándar de estimación de la ESM mediante la ecuación propuesta, $\sigma_{ajuste,i}$ y los coeficientes de determinación, r_i^2 , para cada banda.

Así, considerando como válido el modelo de Wu y Smith (1997) para la determinación de la ESM, el error de estimación comportado por la parametrización resulta inferior al $\pm 0,5\%$ requerido como mínimo para posibilitar la determinación de la

temperatura de la superficie del mar con un error de $\pm 0,3$ K (Wu y Smith 1997). Por tanto, la parametrización desarrollada (ecuación (III.8) con los parámetros mostrados en la Tabla III.1) permite una simple pero exacta determinación de la ESM para cualquier ángulo de observación y velocidad del viento en superficie, pudiendo ser usada incluso para la corrección de radiancias medidas bajo ángulos elevados por radiómetros térmicos a bordo de satélite.

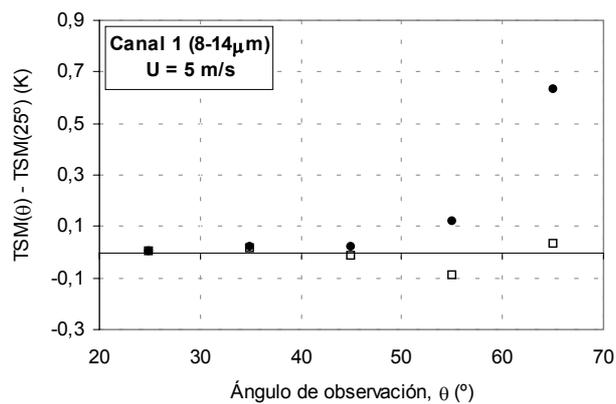
La aplicación de esta parametrización con el uso de imágenes de velocidad del viento en superficie tomadas mediante radar en microondas, como el Quik Scatterometer (QuikScat) de la NASA, permitiría la producción de mapas de ESM para cada banda térmica requerida. Además, los valores serían calculados píxel por píxel teniendo en cuenta así la posible variación del ángulo de observación en las imágenes de radiancia a corregir con dicho mapa de ESM. Utilizando estas imágenes de ESM, la determinación de la temperatura de la superficie del mar a partir de imágenes de radiancia en el infrarrojo térmico, coincidentes temporal y espacialmente, resultaría mucho más precisa. Por otra parte, esta parametrización podría implementarse en futuros algoritmos para la determinación de la temperatura de la superficie del mar, tomando como base tanto métodos split-window como dual-angle.

III.7.- USO DE LA PARAMETRIZACIÓN DESARROLLADA EN LA DETERMINACIÓN DE LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR

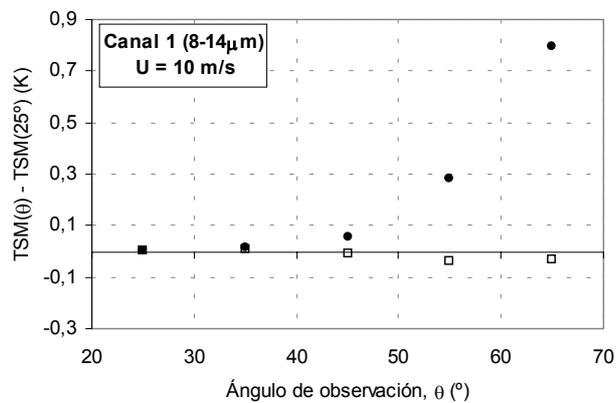
En la sección II.7 veíamos como el uso de la ESM obtenida mediante el modelo de Masuda et al. (1988) conllevaba a una dependencia angular errónea en la temperatura de la superficie del mar obtenida tras las correcciones atmosférica y de emisividad. Este hecho sugería la necesidad de un análisis exhaustivo de la validez de la ESM considerada, y así del modelo de Masuda et al. (1988), principalmente para ángulos de observación elevados. En este capítulo hemos constatado que realmente este modelo presenta incorrecciones en el cálculo de la ESM para ángulos superiores a 50° , consecuencia de la no consideración del efecto de reflexiones múltiples. El modelo de Wu y Smith (1997), caracterizando este efecto, reproduce con mayor exactitud la ESM para cualquier ángulo de observación y velocidad de viento. La parametrización desarrollada en base a este complejo modelo permite la obtención de la ESM de forma sencilla pero exacta bajo cualquier geometría de observación y viento en superficie.

Finalmente, nos planteamos el uso de la ESM calculada mediante la parametrización propuesta, considerando la velocidad del viento en superficie existente en el momento en que se realizaron las medidas radiométricas, en la corrección de emisividad necesaria para la determinación de la temperatura de la superficie del mar.

Esta temperatura se ha obtenido a partir de las radiancias medidas por el CE 312 de acuerdo con la forma expuesta en la sección II.7, pero sustituyendo los valores de ESM considerados en aquel momento por los obtenidos para cada ángulo de observación y velocidad de viento mediante la ecuación (III.8) y los coeficientes b_i y emisividades en nadir, $\varepsilon_i(0)$, calculados para los cuatro canales de CE 312 (ver Tabla III.1). La Figura III.10 muestra la variación angular de la temperatura de la superficie del mar tanto calculada usando la ESM determinada con el modelo de Masuda et al. (1988), ya mostrada en la Figura II.11, como con los valores de ESM obtenidos mediante la parametrización desarrollada. Se observa como en este último caso desaparece prácticamente la dependencia angular, consiguiéndose una temperatura de la superficie del mar final notablemente independiente del ángulo con el que se realizaron las medidas.



(a)



(b)

Figura III.10.- Variación angular obtenida para la TSM tras las correcciones atmosférica y de emisividad durante la campaña WISE 2000 usando la ESM calculada por el modelo de Masuda et al. (1988) (puntos negros) y mediante la parametrización propuesta (puntos vacíos). Las figuras (a) y (b) representan las discrepancias respecto a la TSM obtenida a 25° para la banda espectral de 8-14 μm con procesos realizados con velocidades de viento en superficie de 5 m/s y 10 m/s respectivamente. Resultados similares se obtienen para el resto de canales del CE 312.

Capítulo IV

CONCLUSIONES

En este capítulo detallamos a modo de resumen las conclusiones alcanzadas con nuestro estudio.

El objetivo es hacer balance entre los objetivos marcados en base al problema de partida y las metas alcanzadas, con la intención de remarcar y dejar claras las conclusiones que han ido surgiendo a lo largo de la memoria.

1.- La obtención de la salinidad de mar dentro de la misión SMOS con una precisión de $\pm 0,1$ psu, fijada por la Global Ocean Data Assimilation Experiment (GODAE), requiere la medida independiente de la temperatura de la superficie del mar con una precisión mínima de $\pm 0,3$ K.

2.- La meta fijada por las misiones espaciales actuales es alcanzar dicha precisión de $\pm 0,3$ K (por ejemplo, con el AATSR-ENVISAT) que permita cubrir la necesidad actual a nivel climatológico y meteorológico, tal y como estableció el programa internacional Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA). En este sentido se plantea la necesidad de métodos de calibración de estos sensores espaciales y validación “in situ” de algoritmos para la obtención de la temperatura de la superficie del mar.

3.- Con este fin se ha desarrollado una metodología de campo operativa y autónoma basada en el análisis detallado de las magnitudes que intervienen en la ecuación de transferencia radiativa.

4.- Considerando los resultados de dicho análisis, se establecen las condiciones más adecuadas de medida, es decir, aquéllas en las que la corrección de los efectos atmosféricos y de emisividad causen el mínimo error: la medida con ángulos cenitales de observación menores a 30° respecto al nadir y el uso de la región espectral $10,5-11,5 \mu\text{m}$.

5.- Usando esta configuración para las campañas experimentales WISE de la misión SMOS, el efecto de la emisión del medio atmosférico interpuesto entre la superficie del mar y el radiómetro, y de la atenuación que presenta sobre la radiancia superficial en sentido ascendente, resultaron ser despreciables.

6.- La radiancia atmosférica descendente, por su parte, constituye un término de error considerable que en ningún caso se puede obviar. Por tanto, se requerían medidas directas de dicha radiación de forma simultánea a la observación de la superficie del mar.

7.- La emisividad asociada a la superficie del mar para un ángulo de observación de 25° y la región $10,5-11,5 \mu\text{m}$ se obtuvo mediante convolución con la función filtro del canal de los valores espectrales proporcionados por el modelo de Masuda et al. (1988).

8.- La aplicación de la metodología desarrollada a los datos de las campañas WISE 2000 y 2001, nos ha permitido obtener la temperatura de la superficie del mar con una precisión de $\pm 0,15$ K.

9.- La concordancia encontrada entre la temperatura calculada y la medida con boyas oceanográficas, hallándose diferencias despreciables y con una dispersión de valores de $\pm 0,2$ K, pone de manifiesto la validez del método desarrollado en la estimación exacta de la temperatura de la superficie del mar. En cualquier caso cabe apuntar la existencia de discrepancias de hasta ± 1 K, consecuencia del conocido efecto superficial, factor que hace patente la necesidad de medidas radiométricas para la determinación de la TSM en contra del uso de medidas realizadas mediante sondas de contacto a cierta profundidad.

10.- La temperatura de la superficie del mar determinada con el uso de medidas angulares realizadas durante la campaña WISE 2000 y tras las correcciones atmosférica y de emisividad, tomando para ello la emisividad obtenida con el modelo de Masuda et al. (1988), presenta una dependencia errónea con el ángulo de observación usado para las medidas.

11.- Por ello, se plantea la necesidad de encontrar una modelización de la emisividad de la superficie del mar que reproduzca adecuadamente dicha magnitud para cualquier ángulo de observación, el uso de la cual no conlleve sobreestimaciones de la temperatura de la superficie para ángulos elevados.

12.- Usando medidas radiométricas realizadas durante dos campañas diferentes, El Puig y WISE 2000, se obtuvieron valores de emisividad de la superficie del mar para cuatro bandas espectrales (8,2 - 9,2 μm ; 10,5 - 11,5 μm ; 11,5 - 12,5 μm ; y 8 - 14 μm) y para ángulos de observación entre 25 - 75° y velocidades de viento de 5 y 10 m/s. Para ello se seleccionaron las medidas realizadas bajo condiciones óptimas, evitando incertidumbres debidas a: gradientes térmicos importantes, condiciones atmosféricas variables, presencia de espuma, y bloqueo del viento en la estructura de medida.

13.- La precisión alcanzada en las medidas de emisividad de la superficie del mar se estima en $\pm 0,006$; $\pm 0,004$; $\pm 0,003$; y $\pm 0,004$, respectivamente para las cuatro bandas citadas, donde la variación espectral de este error se debe principalmente al error de calibración implícito a cada banda del instrumento.

14.- Estas medidas han permitido el estudio de las dependencias angulares y espectrales de la emisividad de la superficie del mar y de su dependencia con la velocidad del viento en superficie.

15.- La comparación de estos valores experimentales con el modelo de Masuda et al. (1988) demuestra que este modelo estima adecuadamente la emisividad de la superficie del mar para ángulos de observación inferiores a 50°, pero la subestima para ángulos superiores.

16.- El modelo de Wu y Smith (1997), incorporando el efecto de la emisión reflejada de la propia superficie, consigue reproducir con mayor precisión la emisividad de la superficie del mar incluso para ángulos de observación superiores a 50°.

17.- Así, se demuestra la bondad del modelo de Wu y Smith para la determinación de la emisividad, magnitud a tener en cuenta en la corrección de emisividad necesaria para determinar la temperatura de la superficie del mar a partir de la radiancia medida por los sensores con visión fuera del nadir (como el AATSR).

18.- La dificultad matemática de este modelo, conjuntamente con su validez, exige una parametrización simplificada que permita un uso más operativo, obteniéndose fácilmente la emisividad de la superficie del mar en función de la velocidad del viento en superficie y el ángulo de observación.

19.- Se propone un algoritmo sencillo para la obtención de la emisividad de canal, el cual consigue reproducir la emisividad de la superficie del mar calculada con el modelo de Wu y Smith (1997) con un error menor al $\pm 0,0010$ para cualquier canal de medida dentro de las ventanas espectrales del infrarrojo térmico. Este error permitiría la obtención de la TSM para cualquier ángulo de observación con un error inferior al $\pm 0,3$ K requerido.

20.- En esta Memoria se proporcionan los coeficientes necesarios para el uso de dicha parametrización en la obtención de la emisividad de la superficie del mar asociada a las bandas térmicas de diversos sensores a bordo de satélite (con posible visión bajo ángulos elevados): AATSR a bordo de ENVISAT, AVHRR/3 en NOAA 17, MODIS en la plataforma EOS AQUA, y el SEVIRI en MSG.

21.- La inclusión de los valores de emisividad obtenidos mediante esta parametrización para las bandas espectrales de estudio (8,2 - 9,2 μm ; 10,5 - 11,5 μm ; 11,5 - 12,5 μm ; y 8 - 14 μm) en la determinación de la temperatura de la superficie del mar, a partir de los datos angulares medidos durante WISE 2000, hace desaparecer la dependencia angular errónea encontrada con el uso del modelo de Masuda et al. (1988).

22.- Además, la aplicación conjunta de la parametrización desarrollada con imágenes radar de velocidad de viento en superficie permitiría la obtención de mapas de emisividad de la superficie del mar. Estos mapas serían de gran utilidad para la estimación de la temperatura de dicha superficie a partir de imágenes de radiancia en el infrarrojo térmico.

BIBLIOGRAFÍA

- Aminou, D.M.A., Ottenbacher, A., Jacquet, B., y Kassighian, A., 1999, Meteosat Second Generation: On-Ground Calibration, Characterisation and Sensitivity Analysis of SEVIRI Imaging Radiometer. Libro de Actas del *SPIE: Earth Observing Systems IV*, v. 3750 (pp. 419-430), Colorado, USA.
- Barnes, W. L., Pagano, T. S., y Salomonson, V.V., 1998, Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **36(4)**: 1088-1100.
- Barton, I.J., 1985, Transmission model and ground-truth investigation of satellite-derived sea surface temperatures, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **24**: 508-516.
- Barton, I. J., 1992, Satellite-derived sea surface temperatures - A comparison between operational, theoretical and experimental algorithms, *Journal of Applied Meteorology*, **31**: 432-442.
- Barton, I.J., 2001, Interpretation of satellite-derived sea surface temperatures, *Advances in Space Research*, **28**: 165-170.
- Berk, A., Anderson, G.P., Acharya, P.K., Chetwynd, J.H., Bernstein, L.S., Shettle, E.P., Matthew, M.W., y Adler-Golden, S.M., 1999, MODTRAN4 user's manual. Air Force Research Laboratory, Space Vehicles Directorate, Air Force Materiel Command, Hascom AFB, MA 01731-3010, 95 pp.
- 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.
- Caselles, V., y Sobrino, J. A., 1989, Determination of frosts in orange groves from NOAA-9 AVHRR data, *Remote Sensing of Environment*, **29**: 135-146.
- Coll, C., y 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**: 16697-16713.
- Coll, C., Caselles, V., Rubio, E., Sospedra, F. y Valor, E., 2001, Temperature and emissivity separation from calibrated data of the Digital Airborne Imaging Spectrometer, *Remote Sensing of Environment*, **76(2)**: 250-259.
- Coll, C., Valor, E., Caselles, V., y Niclòs, R., 2003, Adjusted Normalized Emissivity Method for surface temperature and emissivity retrieval from optical and

- thermal infrared remote sensing data, *Journal of Geophysical Research*, **108(D23)**: Art. No. 4739.
- Cox, C., y Munk, W., 1955, Some problems in optical oceanography, *Journal of Marine Research*, **14**: 63-78.
- Donlon, C. J., Keogh, S. J., Baldwin, D. J., Robinson, I. S., Ridley, I., Sheasby, T., Barton, I. J., Bradley, E. F., Nightingale, T. J., y Emery, W., 1998, Solid-state radiometer measurements of sea surface skin temperature, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **15**: 775-787.
- Donlon, C. J., Nightingale, T. J., Sheasby, T., Turner, J., Robinson, I. S., y Emery, W. J., 1999, Implications of the oceanic thermal skin temperature derivation at high wind speed, *Geophysical Research Letters*, **26**: 2505-2508.
- 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.
- 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, *Libro de actas de First results Workshop: WISE / EuroSTARRS / LOSAC* (pp. 51-59). Toulouse, France: ESA SP-525.
- François, C., y Otlé, C., 1994, Estimation of the angular variation of the sea surface emissivity with the ATSR/ERS-1 data, *Remote Sensing of Environment*, **48**: 302-308.
- Friedman, D., 1969, Infrared characteristics of ocean water (1.5-15 μ m), *Applied Optics*, **8**: 2073-2078.
- Hagan, D., Rogers, D., Friche, C., Weller, R., y Walsh, E., 1997, Aircraft observations of sea surface temperature variability in the tropical Pacific, *Journal of Geophysical Research*, **102 (C7)**: 15733-15747.
- Hale, G. M., y Querry, M. R., 1973, Optical constants of water in the 200-nm to 200- μ m wavelength region, *Applied Optics*, **12**: 555-563.
- Harris, A. R., Brown, S. J., y Mason, I. M., 1994, The effect of wind speed on sea surface temperature retrieval from space, *Geophysical Research Letters*, **21**: 1715-1718.
- Klein, L. A., y Swift, C.T., 1977, An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies, *I.E.E.E. Transactions on Antennas and Propagation*, **1**: 104-111.
- Konda, M., Imasato, N., Nishi, K., y Toda, T., 1994, Measurement of the sea surface emissivity, *Journal of Oceanography*, **50**: 17-30.

- 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 Oceanographic Technology*, **17**: 1203-1214.
- Liu, W.-Y., Field, R. T., Gantt, R. G., y Klemas V., 1987, Measurement of the surface emissivity of turbid waters, *Remote Sensing of Environment*, **21**: 97-109.
- 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*, Febrero 2001, 11-21.
- Martín-Neira, M., y Goutoule, J. M., 1997, Midas - A two-dimensional aperture-synthesis radiometer for soil-moisture and oceanic-salinity observations, *ESA Bulletin*, **92**: 95-104.
- Martín-Neira, M., Font, J., Srokoz, M., Corbella, L., y Camps, A., 2000, Ocean salinity observations with SMOS Mission, *Proceedings IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS 2000*, Hawaii, Jul. 24-28, paper 00.1394_TH07.1120.
- 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.
- Moré, J.J., 1977, The Levenberg-Marquardt Algorithm: Implementation and Theory. Numerical Analysis, G. A. Watson (Ed.), Lecture Notes in Mathematics 630 (pp. 105-116). Springer Verlag.
- Murray, M. J., Allen, M. R., Merchant, C. J., Harris, A. R., y Donlon, C. J., 2000, Direct observations of skin-bulk SST variability, *Geophysical Research Letters*, **27**: 1171-1174.
- National Oceanic Atmospheric Administration, 2001, *NOAA KLM User's Guide*, Ed. Goodrum, G., Kidwell, K.B., and Winston, W., Suitland, M.D. USA.
- Niclòs, R., 2002, Determinación de la temperatura de la superficie del mar en el marco del proyecto SMOS. *Trabajo de Investigación. Universitat de València*.
- Niclòs, R., Caselles, V., Coll, C., Valor, E., y Sánchez, J.M., 2004, In situ surface temperature retrieval in a boreal forest under variable cloudiness conditions, *International Journal of Remote Sensing* (enviado).
- Pontier, L., y Dechambenoy, C., 1966, Détermination des constants optiques de l'eau liquide entre 1 et 40 mm. Application au calcul de son pouvoir réflecteur et de son émissivité, *Annales Geophysicae*, **22**: 633-641.
- Rees, W. G., y James, S. P., 1992, Angular variation of the infrared emissivity of ice and water sea surfaces, *International Journal of Remote Sensing*, **13**: 2873-28.

- 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.
- Rubio, E., Caselles, V., y Badenas, C., 1997, Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8-14 μm wave band: Analysis of two field methods, *Remote Sensing of Environment*, **59**: 490-521.
- Salisbury, J.W., y D'Aria, D.M., 1992, Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm atmospheric window, *Remote Sensing of Environment*, **42**: 83-106.
- Saunders, P., 1967, The temperature at the ocean-air interface, *Journal of Atmospheric Science*, **24**: 267-273.
- Schluessel, P., Shin, H.-Y., Emery, W.J., y Grassl, H., 1987, Comparison of satellite-derived sea surface temperatures with in situ skin measurements, *Journal of Geophysical Research*, **92(C3)**: 2859-2874.
- Schluessel, P., Emery, W.J., Grassl, H., y Mammen, T., 1990, On the bulk-skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperature, *Journal of Geophysical Research*, **95(C8)**: 13341-13356.
- Segelstein, D.J., 1981, The complex refractive index of water, *Tesis doctoral*, University of Missouri.
- Sicard, M., Spyak, P. R., Brogniez, G., Legrand, M., Abuhassan, N. K., Pietras, 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.
- Smith, W. L., Knuteson, R.O., Revercomb, H. E., Feltz, W., Howell, H. B., Menzel, W. P., Nalli, N. R., Brown, O., Brown, J., Minnett, P., y McKeow, W., 1996, Observations of the infrared radiative properties of the ocean – Implications for the measurement of sea surface temperature via satellite remote sensing, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77(1)**: 41-50.
- Sobrino, J. A., y Cuenca, J., 1999, Angular variation of thermal infrared emissivity for some natural surfaces from experimental measurements, *Applied Optics*, **38**: 3931-3936.
- Takashima, T., y Takayama, Y., 1981, Emissivity and reflectance of the model sea surface for the use of AVHRR data of NOAA satellites, *Meteorology and Geophysics*, **32**: 267-274.
- Valor, E., y Caselles, V., 1996, Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African and South American areas, *Remote Sensing of Environment*, **57**: 167-184.

- Villarino, R., Camps, A., Corbella, I., Vall-llossera, M., Duffo, N., Torres, F., Enrique, L., Miranda, J., Arenas, J., Font, J., Julià, A., Gabarró, C., Etcheto, J., Boutin, J., Contardo, S., Weill, A., Rubio, E., Niclòs, R., Rivas, R., Caselles, V., Wursteisen, P., Berger, M., y Martín-Neira, M., 2003, Sea surface emissivity at L-band. Results of WInd and Salinity Experiments WISE 2000 and 2001 and preliminary results from FROG 2003, Libro de Actas de *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers. SPIE '03*, Barcelona, **5233**: 296-307.
- 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, P.J., Clayson, C.A., y Curry, J.A., 1996, Clouds, radiation, and the diurnal cycle of sea surface temperature in the tropical western pacific, *Journal of Climate*, **9**: 1712-1730.
- Wick, G.A., Emery, W.J., Kantha, L.H., y Schlüssel, P., 1996, The behavior of the bulk-skin sea surface temperature difference under varying wind speed and heat flux, *Journal of Physical Oceanography*, **26**: 1969-1988.
- Wieliczka, D.M., Weng, S., y Querry, M.R., 1989, Wedge shaped cell for highly absorbent liquids: infrared optical constants of water, *Applied Optics*, **28**: 1714-1719.
- Wu, X., y Smith, W.L., 1997, Emissivity of rough sea surface for 8-13 μm : modelling and verification, *Applied Optics*, **36**: 2609-2619.

Apéndice 1

Artículo “The WISE 2000 and 2001 Field Experiments in Support of the SMOS Mission: Sea Surface L-Band Brightness Temperature Observations and their Application to Sea Surface Salinity Retrieval”

Este primer trabajo, realizado en colaboración con el Prof. A. Camps y publicado en IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing en abril de 2004, constituye una panorámica general de las campañas WInd and Salinity Experiment (WISE) de la misión Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS), dedicadas a mejorar el conocimiento del efecto del estado del mar sobre la emisión en banda L. Así, se resumen las variables medidas, principalmente temperatura de la superficie del mar, salinidad y rugosidad, la instrumentación usada a tal efecto, y su metodología, centrándose finalmente en sus efectos sobre la temperatura radiométrica medida en microondas de banda L.

The WISE 2000 and 2001 Field Experiments in Support of the SMOS Mission: Sea Surface L-Band Brightness Temperature Observations and Their Application to Sea Surface Salinity Retrieval

Adriano Camps, *Senior Member, IEEE*, Jordi Font, Mercè Vall-Ilossera, *Member, IEEE*, Carolina Gabarró, Ignasi Corbella, *Member, IEEE*, Núria Duffo, *Member, IEEE*, Francesc Torres, Sebastián Blanch, Albert Agüasca, Ramón Villarino, Luis Enrique, Jorge José Miranda, Juan José Arenas, Agustí Julià, Jacqueline Etcheto, Vicente Caselles, Alain Weill, Jacqueline Boutin, Stéphanie Contardo, Raquel Niclós, Raúl Rivas, Steven C. Reising, *Member, IEEE*, P. Wursteisen, Michael Berger, and Manuel Martín-Neira, *Member, IEEE*

Abstract—Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) is an Earth Explorer Opportunity Mission from the European Space Agency with a launch date in 2007. Its goal is to produce global maps of soil moisture and ocean salinity variables for climatic studies using a new dual-polarization L-band (1400–1427 MHz) radiometer Microwave Imaging Radiometer by Aperture Synthesis (MIRAS). SMOS will have multiangular observation capability and can be optionally operated in full-polarimetric mode. At this frequency the sensitivity of the brightness temperature (T_B) to the sea surface salinity (SSS) is low: 0.5 K/psu for a sea surface temperature (SST) of 20 °C, decreasing to 0.25 K/psu for a SST of 0 °C. Since other variables than SSS influence the T_B signal (sea surface temperature, surface roughness and foam), the accuracy of the SSS measurement will degrade unless these effects are properly accounted for. The main objective of the ESA-sponsored Wind and Salinity Experiment (WISE) field experiments has been the improvement of our understanding of the sea state effects on T_B at different incidence angles and polarizations. This understanding will help to develop and improve sea surface emissivity models to be used in the SMOS SSS retrieval algorithms. This paper summarizes the main results of the WISE field experiments on sea surface emissivity at L-band and its application to a performance study of multiangular sea surface salinity retrieval algorithms. The processing of the data reveals a sensitivity of T_B to wind speed extrapolated at nadir of $\sim 0.23\text{--}0.25$ K/(m/s), increasing at

horizontal (H) polarization up to ~ 0.5 K/(m/s), and decreasing at vertical (V) polarization down to ~ -0.2 K/(m/s) at 65° incidence angle. The sensitivity of T_B to significant wave height extrapolated to nadir is ~ 1 K/m, increasing at H-polarization up to ~ 1.5 K/m, and decreasing at V-polarization down to -0.5 K/m at 65°. A modulation of the instantaneous brightness temperature $T_B(t)$ is found to be correlated with the measured sea surface slope spectra. Peaks in $T_B(t)$ are due to foam, which has allowed estimates of the foam brightness temperature and, taking into account the fractional foam coverage, the foam impact on the sea surface brightness temperature. It is suspected that a small azimuthal modulation $\sim 0.2\text{--}0.3$ K exists for low to moderate wind speeds. However, much larger values (4–5 K peak-to-peak) were registered during a strong storm, which could be due to increased foam. These sensitivities are satisfactorily compared to numerical models, and multiangular T_B data have been successfully used to retrieve sea surface salinity.

Index Terms—Foam, L-band, radiometry, sea salinity retrieval, sea spectrum, waves, wind.

I. INTRODUCTION

SEA SURFACE salinity is a key parameter to understand the global ocean circulation and the role of the ocean in the earth's climate. The measurement principles have been known for a long time; however, unlike other oceanographic parameters (surface temperature, ocean color, sea surface height, surface winds) no dedicated space mission has been launched up to now to measure salinity. The main reasons for this are the technological challenges that have to be solved to build and fly an instrument which meets the stringent accuracy requirements, and also achieve a reasonable spatial resolution. Sea surface salinity can be measured by using passive microwave remote sensing at L-band, in the astronomical protected frequency band of 1.400–1.427 MHz. However, this is a compromise between the sensitivity of the brightness temperature to the salinity, small atmospheric perturbations, and reasonable spatial resolution [1]. To provide global observations of ocean surface salinity and soil moisture with a three-day revisit time the European Space Agency (ESA) selected the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission as the second Earth Explorer Opportunity Mission in May 1999 to be launched in 2007 [2]. Its payload is Microwave Imaging Radiometer

Manuscript received March 24, 2003; revised September 4, 2003. WISE field experiments were supported by the European Space Agency under ESTEC Contract 14188/00/NL/DC, with contributions from the Spanish R +D National plan under grants CICYT TIC2002-04451-C02-01 and ESP2001-4523-PE. The UPC L-band radiometer was implemented by the Spanish government under grant CICYT TIC99-1050-C03-01.

A. Camps, M. Vall-Ilossera, I. Corbella, N. Duffo, F. Torres, S. Blanch, A. Agüasca, R. Villarino, L. Enrique, J. J. Miranda, and J. J. Arenas are with the Universitat Politècnica de Catalunya, Campus Nord, D4, 08034 Barcelona, Spain (e-mail: camps@tsc.upc.es).

J. Font, C. Gabarró, and A. Julià are with the Institut de Ciències del Mar, CMIMA—CSIC, 08003 Barcelona, Spain.

J. Etcheto, J. Boutin, and S. Contardo are with the LODYC, UPMC, 75252 Paris Cedex 05, France.

V. Caselles, R. Niclós, and R. Rivas are with the Departament Termodinàmica, Facultat de Física, Universitat de València, 46100 Burjassot, Spain.

A. Weill is with the CETP, 78140 Vélizy, France.

S. C. Reising is with the Microwave Remote Sensing Laboratory, University Massachusetts at Amherst, Amherst, MA 01003 USA.

P. Wursteisen, M. Berger, and M. Martín-Neira are with the European Space Research and Technology Centre, European Space Agency (ESA-ESTEC), 2200 AG Noordwijk, The Netherlands.

Digital Object Identifier 10.1109/TGRS.2003.819444

by Aperture Synthesis (MIRAS), a new polarimetric two-dimensional (2-D) synthetic aperture interferometric radiometer based on the techniques used in radio-astronomy to obtain high angular resolution and avoiding large antenna structures [3]. The radiometer measures the brightness temperature emitted by the earth's ocean surface, which is not isotropic (varies with incidence angle) and which depends on polarization, sea surface salinity and temperature, and surface roughness. The new challenges of SSS retrieval from L-band radiometry and of the SMOS imaging configuration are as follows:

- 1) low T_B sensitivity to SSS, approximately 0.25–0.5 K/psu;
- 2) 2-D imaging of the scene, with varying incidence angles from 0° to 60° approximately, and varying spatial resolution within the alias-free field of view;
- 3) open issues concerning the dependence of the brightness temperature due to wind speed and swell (sea roughness);
- 4) sea foam emissivity at L-band;
- 5) polarization mixing between vertical and horizontal polarizations due to Faraday rotation and to the relative orientation between the antenna frame and the pixel's local reference frame.

The 2-D imaging capabilities of MIRAS allows the observation under a wide range of incidence angles, from 0° at nadir to approximately 60° , which corresponds to a brightness temperature range over the ocean at vertical and horizontal polarizations from 50–150 K, with a small dependence on sea salinity and wind speed. Sea surface salinity observations are then obtained indirectly from brightness temperature measurements, provided the perturbing effects can be corrected. The scientific requirements of the sea surface salinity measurement (accuracy, spatial resolution, and revisit time) for a number of oceanographic applications have been determined by an international scientific panel [4] and dedicated SMOS studies [5] and can be summarized as follows:

- 1) barrier layer effects on tropical Pacific heat flux: 0.2 psu, 100 km, and 30 days;
- 2) halosteric adjustment of heat storage from sea level: 0.2 psu, 200 km, and 7 days;
- 3) North Atlantic thermohaline circulation: 0.1 psu, 100 km, and 30 days;
- 4) surface freshwater flux balance: 0.1 psu, 300 km, and 30 days.

The wind-induced roughness and, to a less extent, the sea foam coverage modify the brightness temperatures. They are major error sources in the sea surface salinity retrieval. The determination of the L-band brightness temperatures sensitivities to ocean surface roughness have been addressed through two ESA-sponsored joint experimental field experiments called WISE involving six research teams from Spain (the Universitat Politècnica de Catalunya, prime contractor, the Institut de Ciències del Mar CMIMA-CSIC, and the Universitat de València), France (the Laboratoire d'Océanographie Dynamique et Climatologique, and the Centre d'Études Terrestres et Planétaires), and the United States (the MIRSLS, University of Massachusetts, as a guest institution during WISE 2000) in autumn 2000 and 2001 [6]. This paper describes the results of these field experiments and will introduce the results of a subsequent study as-

sessing sea surface salinity retrievals from multiangular brightness temperature data.

A. Field Experiment and Instruments Description

The WISE 2000 and 2001 field experiments took place at the Repsol's *Casablanca* oil rig, located at $40^\circ 43.02' N$, $1^\circ 21.50' E$, 40 km away from the Ebro river mouth at the coast of Catalonia, Spain. The sea depth is 165 m, and the sea conditions are representative of the Mediterranean shelf/slope region with periodic influence of the Ebro river fresh water plume. The WISE 2000 data acquisition was from November 25, 2000 to December 18, 2000 and from January 8, 2001 to January 15, 2001, and WISE 2001 from October 23, 2001 to November 22, 2001.

The following instruments were deployed: a fully polarimetric L-band radiometer (UPC, Fig. 1(a)), a fully polarimetric Ka-band radiometer (UMass, Fig. 1(b), only in WISE 2000), four oceanographic and meteorological buoys from ICM and LODYC [Fig. 1(c)–(f)], a portable meteorological station (UPC), a stereo-camera from CETP [Fig. 1(g)] to provide sea surface topography and foam coverage, a video camera from UPC mounted on the antenna pedestal [Fig. 1(a)] to provide instantaneous sea surface foam coverage in the radiometer's field of view, a CIMEL infrared radiometer from UV to provide SST estimates, and a subsurface temperature and conductivity sensor hanging from the platform. Additionally, satellite imagery and water samples were acquired.

Fig. 2(a) and (b) shows the location of the instrumentation during WISE 2000 and WISE 2001, respectively. In WISE 2000, the radiometers and stereo-cameras were pointed to the north, in the direction of the dominant winds. However, to avoid radio-frequency interference (RFI) coming from Tarragona city and probably the Barcelona airport, in WISE 2001, the instrumentation was pointed most of the time to the west, except in the late afternoon–early evening when it was pointed to the northeast to avoid Sun reflections. The microwave radiometers and video camera were mounted on a special terrace built to install the radiometers at the 32-m deck that allowed azimuth scans from $80^\circ W$ to $40^\circ E$ and elevation scans from about 25° incidence angle to an elevation of 55° over the horizontal, used for sky calibration. The zenith direction was blocked by the upper floors and the helipad. The IR radiometer was mounted on the radiometer pedestal during WISE 2000, and on a handrail at the 28-m deck pointing to the west during WISE 2001. The stereo-cameras were mounted on a handrail at the 28-m deck. The control room was at the 28-m deck. Fig. 2(c) shows a picture of the north side of the *Casablanca* oil rig indicating with a circle the position of the radiometer. The instrumentation which was deployed is briefly described below:

- *The L-Band Automatic Radiometer (LAURA)*: LAURA is a fully-polarimetric radiometer designed and implemented at the Department of Signal Theory and Communications of the Technical University of Catalonia (UPC) [7]. The antenna is 4×4 microstrip patch square array, with a half-power beamwidth of 20° , measured¹ side lobe levels

¹Antenna pattern measurements performed at the UPC-Department of Signal Theory and Communications Anechoic Chamber: http://www-tsc.upc.es/eef/research_lines/antennas/anechoic_chamber/default.htm

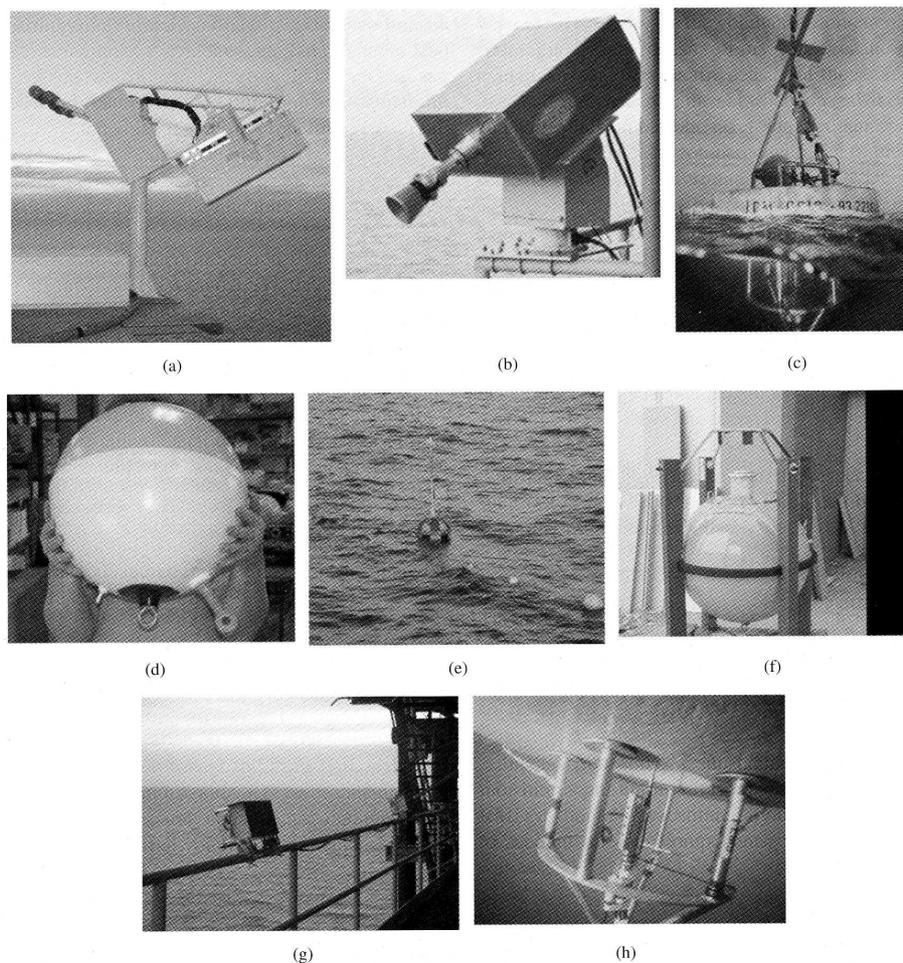


Fig. 1. Instrumentation deployed during WISE 2000 and 2001. (a) L-band polarimetric radiometric (UPC), video camera (UPC) and IR radiometer IR (UV), (b) Ka-band polarimetric radiometer (UMass, only in WISE 2000), (c) EMS (buoy 1, ICM CMIMA/CSIC), (d) Clearwater SVP buoy (buoy 4, LODYC), (e) Aanderaa CMB3280 (buoy 2, ICM CMIMA/CSIC), (f) Datawell wave buoy (buoy 3, LODYC), (g) pair of stereo-cameras (CETP), and (h) underwater view of the CT recorder in buoy 1 to sample near-surface salinity.

at E- and H-planes of -19 dB and -25 dB, respectively [Fig. 3(a)], a cross-polarization less than -35 dB over the whole pattern, and less than -40 dB in the main beam [Fig. 3(b)], and a main beam efficiency (MBE) of 96.5% defined at $2.5 \times$ the half-power beamwidth. The antenna pedestal was oriented by computer-controlled step-motors and gear-reductions, and the antenna elevation was measured by means of a Seika inclinometer mounted on its back with a resolution $<0.01^\circ$ with a $\pm 80^\circ$ angular range. The radiometer architecture is based on 2 L-band Dicke radiometers with I/Q down-conversion (Fig. 4). Radiometer's radiometric sensitivity is 0.2 K for 1 s integration time. Receiver inputs can be switched between three inputs: 1) the Horizontal (H) and Vertical (V) antenna ports; 2) two matched loads; or 3) a common noise source. The Dicke radiometers are formed by switching

receivers' inputs from positions 1) and 2), and performing a synchronous demodulation. The in-phase components of both channels are connected to two power detectors. The third and fourth Stokes parameters are measured with a complex one bit digital correlator.

- *Meteorological Stations:* Rain rate, atmospheric pressure, relative humidity, and air temperature at 32-m height were measured by the meteorological station of UPC connected to the same computer used by the radiometer. These data were used in the numerical models to estimate the downwelling atmospheric temperature. In addition, an automatic meteorological station installed on the top of the communications tower, 69 m above the sea level, included the following sensors: wind speed, wind direction, air temperature, air pressure, and relative humidity. These data were recorded and used only as backup information due

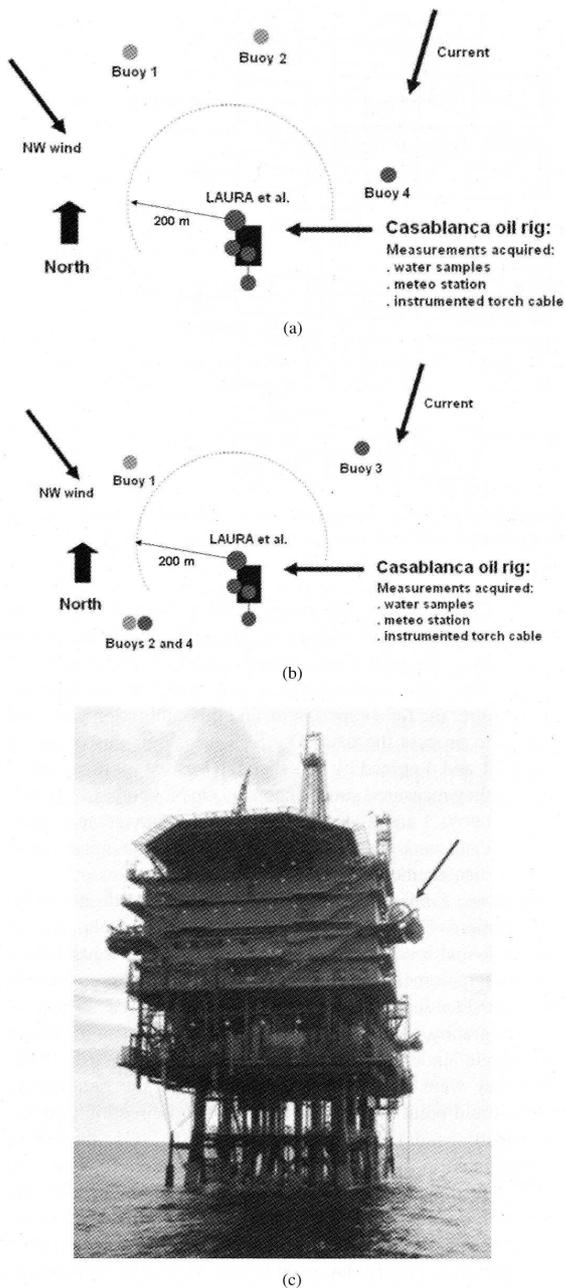


Fig. 2. Instrumentation and buoy location during (a) WISE 2000 and (b) WISE 2001. (c) North side of the *Casablanca* oil rig indicating the position of the radiometer.

to the lower resolution and temporal sampling (15 min). However, they were of crucial importance in the data processing of the last week of WISE 2001 due to the loss and fatal damage of the buoys' sensors in the storm on November 15, 2001.

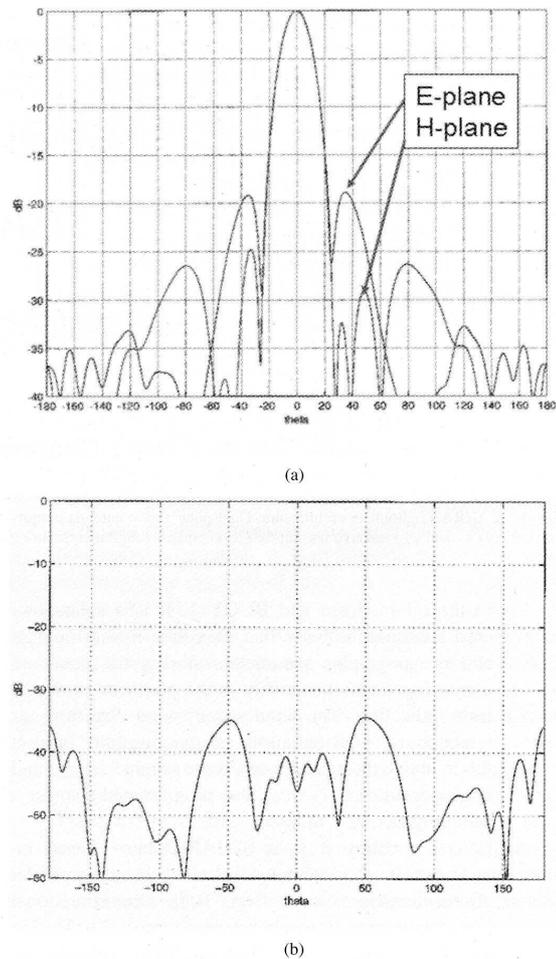


Fig. 3. Measured L-band radiometer antenna pattern. (a) E- and H-plane cuts ($SLL_{E\text{-plane}} = -19$ dB, $SLL_{H\text{-plane}} = -25$ dB). (b) 45° cross-polar cut (< -40 dB in the main beam, < -35 dB in the whole pattern).

- *Oceanographic Buoys*: Four buoys were moored by the oceanographic vessel *García del Cid* of ICM CMIMA-CSIC at about 300–500 m away from the *Casablanca* oil rig, outside the radiometer's field of view, but inside the safety area forbidden to navigation [Fig. 2(a) and (b)]:

BUOY 1: Buoy 1 [Fig. 1(c)] is a floating system holding a conductivity and temperature sensor (SBE37 MicroCAT from Sea-Bird Instruments) placed at 20 cm below the sea surface [Fig. 1(h)], programmed for a sampling rate of 2 min, plus a Doppler ultrasonic anemometer model 5010-0005 from USONIC (UK) in WISE 2001. Data was stored in a local data storage unit and sent via radio every 30 min to the oil rig data logger.

BUOY 2: Buoy 2 is a CMB 3280 (Coastal Monitoring Buoy), from Aanderaa Instruments [Fig. 1(e)], moored also on the restricted navigation zone, close

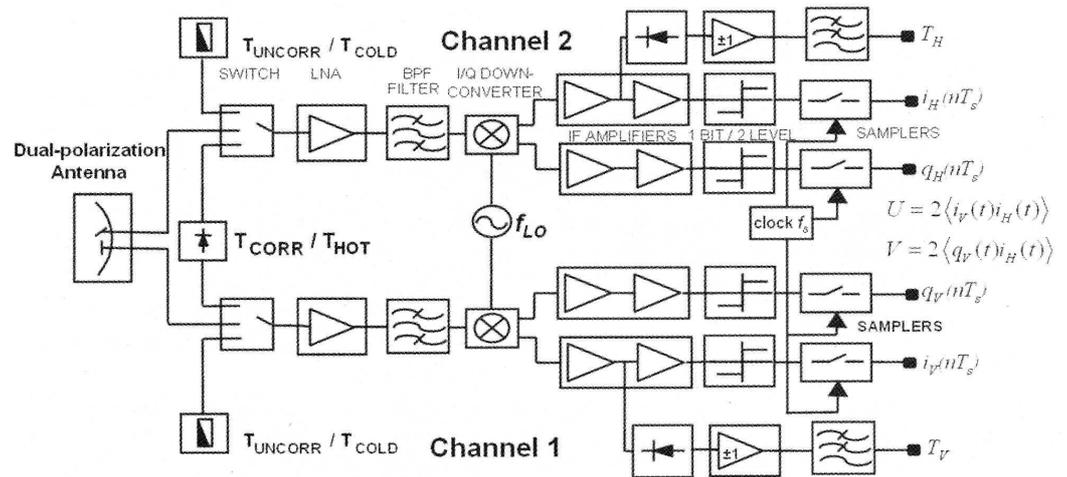


Fig. 4. LAURA's radiometer architecture. Dual-polarization antenna outputs are connected to two Dicke radiometers to estimate the first two modified Stokes parameters (T_v and T_h) and to a one-bit/two-level complex digital correlator to estimate the third and fourth Stokes parameters (U, V).

to the oil platform and BUOY 1. It is a solar-powered autonomous buoy that measures meteorological and oceanographic parameters storing the data and conveying it simultaneously to the platform via a real time radio link. The wind speed, wind direction, air temperature, solar radiation, relative humidity (arm at 2.6 m above the sea surface), wave height ($H_{1/3}$), and wave period sensors were also programmed also for a sampling rate of 2 min.

BUOY 3: Buoy 3 is a SPEAR-F buoy based on a Datawell accelerometer installed in a waverider 70-cm-diameter sphere [Fig. 1(f)]. Omnidirectional wave buoy measurements are made every 3 h. During the three hours, eight different 200-s records are Fourier transformed and averaged (lowest frequency = 0.025 Hz). At the end of the 3-h period, the information is transmitted via the ARGOS system. The information was compressed for transmission to satellite in 14 frequency bands containing a predefined fraction of the variance.

BUOY 4: Buoy 4 is an SVP Clearwater drifter (16.63-kg buoyancy) that measures water conductivity and temperature, and at about 20-cm depth (depending on the waves) using an FSI conductivity sensor placed on the lower part of the sphere [see buoy and sensors in Fig. 1(d)]. The measurements are performed once per hour. Data were transmitted via the ARGOS system. In WISE 2001, it was attached to buoy 2 for security reasons (in 2000, the small buoy 4 mooring was lost two weeks after deployment).

In WISE 2000, buoy 3 was damaged during the deployment and could not further be used. A new Spear-F buoy was moored during WISE 2001, which remained operational for the whole field experiment. During November 15, 2001, a very strong storm hit the

Catalan coast. The buoy 4 link to buoy 2 broke, and buoy 4 started drifting to the south. It was recovered by a Spanish Coast Guard vessel on November 29. Thus, the conductivity sensor could be recalibrated after the field experiment, and this calibration was used to process the data. The SSS measurements of buoys 1 and 4 agreed by less than 0.07 psu at all times when they measured simultaneously. On November 15, 2001, buoys 1 and 2 also suffered serious damage and, some data were lost, particularly the accurate wind speed measurements.

- **Stereo Camera:** The system consists of two digital video cameras Canon Powershot 600 (832 × 624 pixels), spaced 4 m and located at 28 m over the sea surface, just below the radiometers terrace [Fig. 1(g)]. The stereo-camera provides sea foam coverage estimates and sea surface topography, by observing the sea surface from an incidence angle under two different views. During WISE 2000, they were pointed to the north, where the radiometers should point most of the time (upwind direction of dominant winds). However, during WISE 2001, they were pointed to the west, as was the radiometer. To avoid sun reflections with this orientation, measurements with the stereo-camera were restricted to the morning.² Systematic measurements coincident with the radiometer were performed every day from 9 A.M. to 10 A.M. to compare the evolution of T_B with sea state and foam.
- **Video Camera:** A video camera (8.5 mm lens, auto-iris, resolution 512 × 582 pixels, field of view: 35.6° in horizontal and 25.2° in vertical) was mounted in the antenna pedestal [Fig. 1(a)] to provide an instantaneous view of the sea surface being measured by the radiometer. Images were stored every second. The analysis of the images re-

²The L-band radiometer cannot make measurements in this direction in the afternoon/evening either.

stricted to a 20° field of view (coincident with the antenna beamwidth) has been used to evaluate the sea foam coverage as a function of wind speed (by analysis of the image histograms). By this, sea foam emissivity could be estimated by comparing the instantaneous sea foam coverage and the instantaneous brightness temperatures (T_v and T_h), and erroneous measurements could be identified, e.g., when the security vessel that made circles around the platform or even when whales passed through the antenna beam.

- **Infrared Radiometer:** The CIMEL CE 312 thermal-infrared radiometer is a four-band radiometer covering 8–13 μm , 11.5–12.5 μm , 10.5–11.5 μm , and 8.2–9.2 μm , with radiometric sensitivities 0.008, 0.05, 0.05, and 0.05 K; and radiometric accuracies ± 0.10 K, ± 0.12 K, ± 0.09 K, and ± 0.14 K, at 20 °C, with a field of view of 10°. It has been used to provide sea surface temperature estimates, simultaneous with LAURA's measurements. During WISE 2000, the CE 312 was mounted on the LAURA pedestal to observe the sea surface with identical conditions (zenith and azimuth angles). However, since the CE 312 read-outs are brightness temperatures, these data have to be corrected for atmospheric and sea emissivity effects, before being compared to SST estimates derived from the AVHRR imagery and the oceanographic buoys. To overcome this conflict, and taking into account that the best SST estimates were found for the lowest observation angles, in WISE 2001 the IR radiometer was mounted alone on a handrail pointing to the sea (west direction) with an observation angle of 25°, and the downwelling sky radiance was simulated using the MODTRAN 4 radiative transfer code.
- **Additional Oceanographic Data:** To monitor the top layer vertical stratification, a second SBE37 MicroCAT was installed at –5 m, hanging in a cable from the gas torch of the platform. During WISE 2000 an acoustic Doppler current meter (Aanderaa RCM9) was also hung at –2 m, for air–sea speed comparison, but in 2001 it was removed as the data were of no use. To check for possible drifts in the conductivity sensors, water samples were taken when deploying and recovering the buoys for later salinity determination with a Guildline Autosal salinometer. These instruments, when used under strictly controlled room conditions, can provide very accurate salinity estimates by comparing the relative conductivity of the sample to a reference standard water of 35.0000 psu. The absolute accuracy is given to 0.002 psu and the resolution 0.0002 psu. No drifts were detected.

II. RADIOMETRIC DATA ACQUISITION AND CALIBRATION

To avoid picking up radiation from the upper decks, the heliport or the radiometers' terrace, the angular scans were limited in elevation from 25° (limited by the terrace) to 145° (limited by the heliport), and in azimuth from 260° and 20° referred to the north, clockwise (limited by the oil rig). Taking into account these limitations, three different types of measurements were performed: incidence angle scans, azimuth angle scans, and fixed positions.

- **Incidence angle scans:** Scans were performed in the range of azimuth angles from 290° to 20° from the north at five or ten incidence angles: $\theta_i = 25^\circ, 35^\circ, 45^\circ, 55^\circ$ and 65° , 20 min/position or $\theta_i = 25^\circ, 30^\circ, 35^\circ, 40^\circ, 45^\circ, 50^\circ, 55^\circ, 60^\circ$ and 65° , 5 min/position. Data acquisition started with a calibration sequence (see below), after which measurements started at 1-s sampling rate. At the end of the sequence a second full calibration was made to check system's stability.
- **Azimuth angle scans:** Scans were performed in the range of incidence angles from 25° to 65° at different azimuthal positions: $\phi_i = 260^\circ, 290^\circ, 320^\circ, 350^\circ$, and 20°, with respect to north, 5 min/position. Calibrations were performed at the beginning and at the end of each complete scan.
- **Fixed position:** The radiometer was pointed to $\theta_i = 44^\circ$ and $\phi_i = 0^\circ$ (north) or 270° (west), during WISE 2000 and 2001, respectively. In these positions, the antenna footprint and that of the stereo-camera were coincident. The measurement process was the same than in the former two cases: calibration, 1 h of measurements, and new calibration. In this type of scans, measurements were not averaged.

Radiometric calibration is the process to pass from measurements (millivolts and correlator counts) to Stokes parameters (Kelvin). The full calibration process is carried out at the beginning and at the end of each scan or fixed position measurement. Voltage samples used for calibration and measurements are first visually inspected to eliminate high peaks, evident sign of potential RFI. The interference-free samples are then averaged to reduce noise variance. The vertical and horizontal brightness temperatures are measured with the dual-polarization Dicke radiometer. The third and fourth Stokes parameters are measured with a digital complex cross correlator as $U \propto 2\Re\{[E_v E_h^*]\}$ and $V \propto \text{Im}\{[E_v E_h^*]\}$. The calibration of the Dicke radiometer and the cross correlator are described below.

- **Calibration of Dicke radiometers:** In the Dicke radiometers (horizontal and vertical channels), the relationship between the output voltage (V_{out}) and the antenna temperature (T_A) is a straight line $V_{\text{out}} = a(T_{\text{ref}} - T_A) + b$, determined from—at least—two points: a *hot* and a *cold load*. The higher their temperature difference and having them cover the measurement antenna temperature range, the smaller the error. In WISE, the sky was used as cold load ($T_{A,\text{cold}} \approx 6 - 7$ K, or even higher if pointing to the galaxy), and a microwave absorber at ambient temperature as “*hot load*” ($T_{A,\text{hot}} \approx T_{\text{physical}}$). Since it was not possible to point the antenna directly to zenith due to radiation from upper decks, it was then oriented to $\theta = 55^\circ$ elevation angle and $\phi_i = 320^\circ$ during 4 min. $T_{A,\text{cold}}$ was computed integrating the resulting brightness temperature contributions (atmospheric, cosmic, and galactic noises), weighted by the antenna pattern. The cosmic noise is constant, and its value is 2.7 K. The galactic noise was computed taking into account the geographic position of the

rig, the date, and time, the antenna orientation, the antenna pattern, and the 1420-MHz galactic noise map [8], [9]. Atmospheric noise was accounted for using a low-frequency approximation of Liebe's atmospheric propagation model [10] that takes into account the atmospheric pressure, temperature, and relative humidity as input parameters. The "hot load" is a 90×90 cm microwave absorber 45 cm thick, with return losses at L-band < -30 dB, enclosed in a hermetically closed polystyrene box at ambient temperature, measured by two temperature sensors. "Hot load" measurements last 4 min. The radiometer was stable to ~ 0.1 K in ~ 100 min.

- *Calibration of the One-Bit/Two-Level complex correlator:* The calibration of a complex correlation radiometer used is described in [11]. Offset calibration was performed by switching receivers' front-end to a matched load. The measured correlation values were then subtracted from subsequent measurements. In-phase calibration was performed by switching receivers' front-end to a common noise source and measuring the phase of the complex correlation. Due to technical problems in WISE 2001, the correlator block was disconnected. Therefore, U and V measurements are only available for WISE 2000 data. It was found [12] that the amplitude of U is rather small ~ 0.5 K peak to peak, and that of V is negligible.³

Correction of other perturbing factors is required to obtain the Stokes parameters from the sea surface from the measured Stokes parameters:

- *Downwelling radiation scattered by the sea surface:* The total downwelling temperature is computed applying the same procedure as for the cold load calibration. This is an important term, since the galactic noise contribution averaged by LAURA's antenna pattern can vary as much as 3–4 K during a scan depending of the time and/or direction where the antenna is pointing. Then, a sea surface reflection coefficient is computed as $\rho_{h,v} \approx 1 - e_{h,v}(SST, SSS, U_{10})$, where U_{10} is the 10-m height wind speed, and it is assumed that all the downwelling radiation comes from the direction of specular reflection. The scattered temperature $T_{SCH,v} = T_{DNh,v} \cdot \rho_{h,v}$ is then subtracted from the calibrated brightness temperatures. Strictly speaking, since downwelling radiation from all directions is collected by the antenna, more complex models must be used to compute the bistatic scattering coefficients, and then the scattered temperature, however differences are minor. Taking into account the radiometer height, no further atmospheric corrections need to be applied.
- *Antenna finite beamwidth effects:* LAURA's antenna half-power beam-width is 20° . The spatial averaging caused by the finite antenna beamwidth makes the measured Stokes parameters $\hat{T}_h, \hat{T}_v, \hat{U}, \hat{V}$ to be a linear combination of the true ones T_h, T_v, U, V .

³In spaceborne systems, Faraday rotation could be corrected from the measured value of U , which almost completely due to the rotation of the polarization planes, since $U_{sea} \approx 0$

TABLE 1
NUMBER OF DATA POINTS FOR EACH INCIDENCE ANGLE
AND POLARIZATION IN WISE 2000

$\theta_i =$	25°	35°	45°	55°	65°
H-pol	20	23	29	14	8
V-pol	100	74	98	102	100

III. SEA SURFACE L-BAND BRIGHTNESS TEMPERATURE OBSERVATIONS

The main goal of the WISE field experiments was to determine the brightness temperature sensitivity to wind speed at different incidence angles. During WISE 2000 atmospheric conditions were mostly stable and most data was acquired under low to moderate wind conditions. Data files were read, data points sorted, screened, and points farther away from $\pm 4\sigma$ from the linear regression were suspected to be wrong or corrupted by RFI and were eliminated.

- *Brightness temperature sensitivity to wind speed:* To derive the brightness temperature sensitivity to the 10-m height wind speed (U_{10}), a brightness temperature variation $\Delta T_{Bwind,p}$ is computed from the flat surface emissivity model

$$T_{B,p}(\theta_i, SST, SSS, U_{10}) = T_{B \text{ Fresnel } p}(\theta_i, SST, SSS) + \Delta T_{Bwind,p}(\theta_i, U_{10}) \quad (1)$$

where

$$T_{B \text{ Fresnel } p}(\theta_i, SST, SSS) = SST \cdot e_p(\theta_i, SST, SSS) \quad (2)$$

is the brightness temperature of a flat sea surface and

$$e_p(\theta_i, SST, SSS) = 1 - |\Gamma_p(\theta_i, SST, SSS)|^2 \quad (3)$$

is the emissivity computed from the Fresnel field reflection coefficient at p -polarization using the Klein and Swift model [13].⁴ The linear regression of the $\Delta T_{Bwind,p}$ points versus U_{10} at each incidence angle and polarization was obtained. The slope of this linear regression is the sensitivity to wind speed.

Unfortunately, due to the high RFI encountered during WISE 2000, the number of remaining data points is not large (Table I) and the associated error bars are large. As it can be appreciated, the number of data points is much smaller at horizontal polarization because of the RFI, and decreases dramatically at higher incidence angles, which induces larger uncertainties in the estimation of the wind speed sensitivity. Part of the error bars are due to the uncertainty in the wind speed estimation, its natural

⁴New measurements of the dielectric constant at L-band have been performed during the spring–summer 2002 using a water-filled waveguide [15]. For example, the water dielectric constant at 35 psu and at 5°C , 15°C , and 25°C is $75.52 + j41.76$, $72.03 + j53.95$, and $69.24 + j66.83$ using the Ellison *et al.* model [14], $75.84 + j51.95$, $73.57 + j61.28$, and $70.68 + j72.30$ using the Klein and Swift model, and $76.46 + j53.75$, $73.93 + j63.61$, and $71.17 + j75.26$ using the Blanch and Aguiasca model. The new Blanch and Aguiasca model is in closer agreement with the Klein and Swift model, than the Ellison *et al.* one, and it exhibits a more linear trend versus temperature than the Klein and Swift one. The authors believe that part of the residual error $\Delta T_{Bwind,p} = (\theta_i, 0) \neq 0$ may be partially due to an incorrect estimation of the term $T_{B \text{ Fresnel } p}(\theta_i, SST, SSS)$.

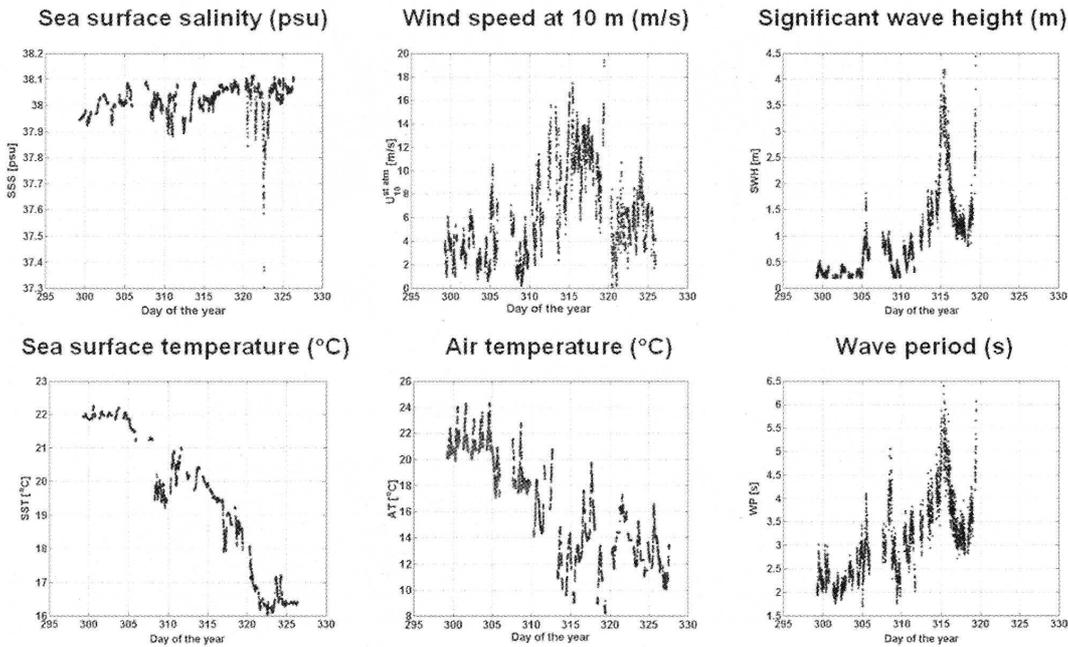


Fig. 5. Main oceanographic and meteorological parameters during WISE 2001. Significant wave height is defined as the average of the highest third of the waves. Air temperature measured by buoy (until day of year 311, light gray) and by meteorological station at 32-m deck (until day of year 327, dark gray) Note the unstable atmospheric conditions from November 10–16, 2001 (days of year: 314–320).

variability and the errors in computing $U_{10 \text{ meteo}} = U_{10}(U_{69})$ and $U_{10 \text{ buoy}} = U_{10}(U_{2.6})$: $\sigma_{U_{10 \text{ meteo}} - U_{10 \text{ buoy}}} = 1.8 \text{ m/s}$.

Results shown in Fig. 13 from [16] are in reasonable agreement with Hollinger [17] and Swift [18] measurements, with reduced error bars, and give an extrapolated sensitivity at nadir of $\sim 0.22 \text{ K/(m/s)}$. The sensitivity to U_{10} with incidence angle increases at horizontal polarization, while it decreases at vertical polarization, and around $\theta_i \sim 60^\circ$, the brightness temperature at vertical polarization becomes insensitive to wind speed. However, the fact that at low incidence angles, the sensitivity of T_v to wind speed is larger than that of T_h —although within the error bars—is a behavior that is neither predicted by models nor present in Hollinger's [17] measurements.

During WISE 2001, the meteorological and oceanographic conditions reached the most extreme values ever recorded on the platform in 20 years. Fig. 5 shows a summary of the main oceanographic and meteorological parameters. During more than one third of the field experiment wind speed exceeded 10 m/s, reaching more than 25 m/s, during the strongest storm. Peak waves were larger than 12 m and destroyed the 7-m deck of the oil rig. In this storm, the memory of buoy 2 and the ultrasonic anemometer on buoy 1 were destroyed, and from this date to the end of the field experiment, the only available wind speed data was U_{69} from the oil rig meteorological station. The measured sea surface salinity was very stable during the whole field experiment, around 38 psu, except on November 18 due to an intense rain event. The sea surface temperature showed the start of the cooling from the warm summer value

TABLE II
NUMBER OF DATA POINTS FOR EACH INCIDENCE ANGLE AND POLARIZATION IN WISE 2001

$\theta_i =$	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°
H-pol	143	36	232	35	478	33	348	36	125
V-pol	305	34	532	56	656	57	511	49	190

22 °C down to 16 °C. At the beginning of the field experiment, the atmosphere was stable, but quickly changed to unstable conditions ($T_{\text{air}} - T_{\text{sea}} \approx -6^\circ \text{C}$ to -12°C). Since wind speed measurements have to be referred from 2.6 or 69 m (U_{69} only wind data from November 15–22, 2001) to 10-m height, and the atmospheric conditions were quite unstable, atmospheric instability corrections were applied [19].⁵

The derivation of the brightness temperature sensitivity to wind speed follows the same steps as for WISE 2000, but the number of data points is much larger (Table II), since incidence angles at 30°, 40°, 50°, and 60°, corresponding to the afternoon-evening measurements pointing to the northeast, are also available. Results are presented in Fig. 6(a) and (b). It shows the plots of the brightness temperatures deviation due to wind ($\Delta T_{B \text{ Wind}, \rho}$) at horizontal (upper row) and vertical (central row) polarizations versus the wind speed at 10 m, for incidence angles from 25° to 65°, in 5° steps. The solid line in each plot represents the regression line and the dashed ones the $\pm 50\%$

⁵When both $U_{2.6}$ and U_{69} data were available the correlation between them was 0.88. After November 15, 2001 wind speed was lower than 10 m/s, and atmospheric instability corrections should be lower.

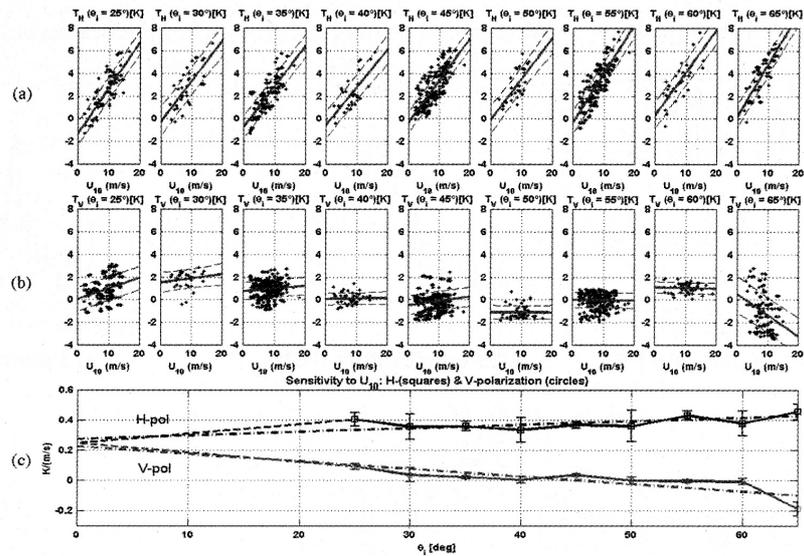


Fig. 6. Derivation of the brightness temperature sensitivity to wind speed. (a) $\Delta T_{B,wind,h}$ and (b) $\Delta T_{B,wind,v}$ scatter plots, (solid line) linear fit, and (dashed lines) percentile 50% as a function of wind speed for incidence angles from 25° to 65°. (c) Derived T_B sensitivity to wind speed as a function of (solid line) polarization and incidence angle, associated $\pm 1\sigma$ error bars, and (dashed lines) linear fit. All data points used.

percentile ones. Each point is the result of averaging the instantaneous measurements ($\tau = 1$ s) during 5 min. Note that for $U_{10} = 0$ m/s, $\Delta T_{B,wind,v}$ is positive at 30°, 35°, and 60°, and negative at 45° and 50°, which can be due to a calibration error and/or inaccuracies in the dielectric constant model used to compute $T_{B,Fresnel,\rho}(\theta_j, SST, SSS)$. The solid line in Fig. 6(c) shows the plot of the slope of each regression line [solid lines in Fig. 6(a) and (b)] as a function of the incidence angle, which corresponds to the average sensitivity to wind speed in Kelvin per (meter per second) [K/(m/s)] at horizontal and vertical polarizations. The dashed lines in Fig. 6(a) and (b) are the 50% percentile lines, from which the $\pm 1\sigma$ -error bars in Fig. 6(c) have been computed. A linear fit of these values (Fig. 6(c), dashed line) leads to the following relationships and correlation coefficients:

$$\begin{aligned} \Delta T_h &\approx 0.23 \left(1 + \frac{\theta_i}{70^\circ} \right) U_{10}, & r_h &= 0.74 \\ \Delta T_v &\approx 0.23 \left(1 - \frac{\theta_i}{50^\circ} \right) U_{10}, & r_v &= 0.89. \end{aligned} \quad (4)$$

The extrapolated sensitivity at nadir is

$$\frac{\Delta T_{B,p}(\theta_i = 0^\circ)}{\Delta U_{10}} \approx 0.23 \text{ K/(m/s)}. \quad (5)$$

If [19] is used to try to correct for atmospheric instability when estimating the 10-m wind speed from 69- or 2.6-m height wind speed measurements, the resulting brightness temperature sensitivity to wind speed at nadir is slightly higher, and the correlation coefficients of the linear fits increase ($r_h = 0.92$, $r_v = 0.90$)

$$\frac{\Delta T_{B,p}(\theta_i = 0^\circ)}{\Delta U_{10}} \approx 0.25 \text{ K/(m/s)}. \quad (6)$$

At this point, it should be noted that the incidence angles 30°, 40°, 50°, and 60° have fewer points and less scatter because they were measured pointing only to the northeast. Measurements at incidence angles 25°, 35°, 45°, 55°, and 65° have more points and larger scatter because they were measured pointing at all azimuth angles, and these measurements may be more affected by wave reflections in the structure of the platform.

Since there are different numerical models, different sea surface roughness characterizations, and different sea foam emission and coverage models [20], the interpretation of these results with numerical models is not straightforward. To illustrate this issue, Fig. 7 shows the brightness temperature sensitivity to wind speed as a function of wind speed and incidence angle computed with the small slope approximation (SSA) method for two different sea spectra: Durden and Vesecky [21] and Elfouhaily *et al.* [22], both of them multiplied by two [20]. There is no physical foundation to the fact that the sea spectrum needs to be multiplied by two, specially for the Elfouhaily *et al.* spectrum, the only one satisfying the Cox and Munk [23] measured sea surface slopes pdf. However, the predicted sensitivities [20] using the spectra as defined in [21] and [22] are a factor of two lower than the measured ones, in agreement with other observations at 19 and 37 GHz, which suggests that the extra factor of two is correct. In Fig. 7, the following differences can be appreciated.

- The sensitivity using the Durden and Vesecky spectrum is lower than using the one by Elfouhaily *et al.*
- The sensitivity computed using the Elfouhaily *et al.* spectrum exhibits an anomalous behavior: very high at low wind speeds (and high incidence angles), decreasing very quickly with wind and becoming negative up to mid-incidence angles, then increasing and stabilizing above 7–8 m/s. On the other hand, the sensitivity computed

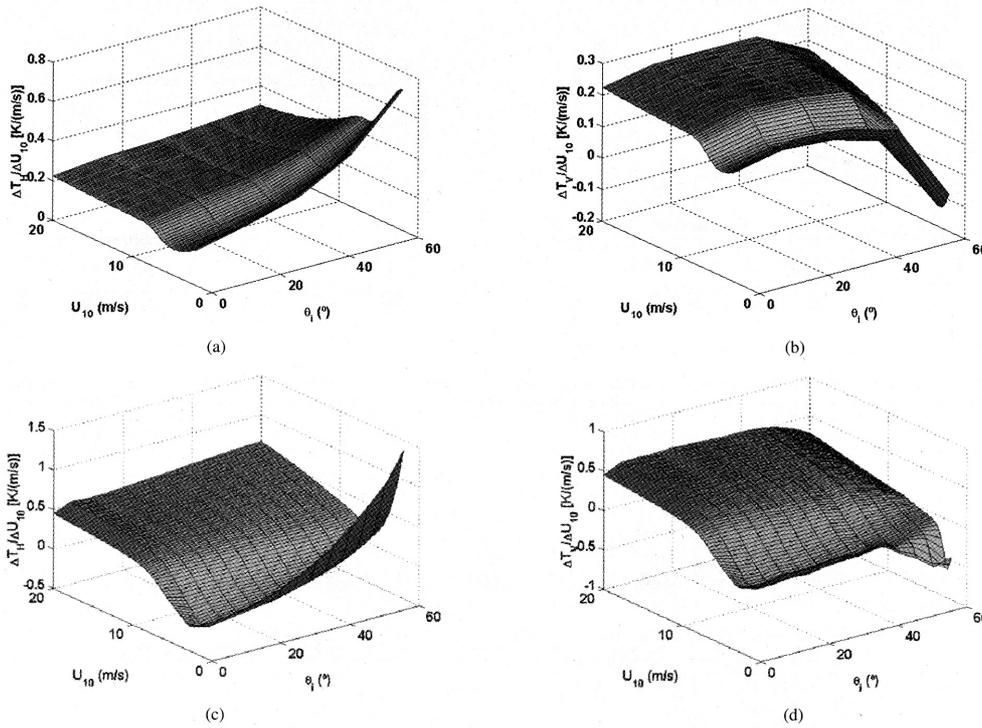


Fig. 7. Predicted wind speed sensitivity using the SSA method and (a), (b) Durden and Vesecky's spectrum times two [21] or (c), (d) Elfouhaily *et al.*'s spectrum times two [22] at (a), (c), horizontal and (b), (d), vertical polarizations.

using Durden and Vesecky spectrum is more monotonic, and although it does exhibit a small decrease at low wind speeds, it never becomes negative.

- At vertical polarization, the sensitivity computed with Durden and Vesecky's spectrum exhibits a larger variation with incidence angle than using Elfouhaily *et al.*'s spectrum, in better agreement with experimental evidence.

The intercomparison of Figs. 6 and 7 requires first the weighting of the predicted sensitivities (Fig. 7) by the histogram of measured U_{10} during WISE 2001. Unfortunately, this intercomparison does not show a good agreement. Part of the disagreement seems to be due more to the lack of accuracy of the sea spectra model, specially at low wind speeds (highly nonmonotonic sensitivities at low wind speeds, Fig. 7), than to the numerical method used SSA (see study with other numerical methods in [20]). Since 45% of the measurements were performed with wind speeds in the range 0–5 m/s, 34% in the range 5–10 m/s, and only 21% in the range >10 m/s, it is clear that an error in the computed sensitivities at low winds has a very large impact in the weighted average. Fig. 8 shows the weighted average of the brightness temperatures sensitivities [H- and V-polarizations, no foam (solid line), with WISE foam emissivity (dashed line)] to wind speed by the WISE 2001 wind speed histogram ($U_{10} > 2$ m/s) for the Durden and Vesecky spectrum times two, and the Elfouhaily *et al.* spectrum times two. In both cases, the behavior of the brightness temperature sensitivities to wind speed agrees with the measured one. To

check this point, WISE 2001 data was reprocessed retaining only data points corresponding to 10-m wind speeds larger than 2 m/s (with atmospheric instability correction). The linear interpolation of the estimated slopes is

$$\Delta T_h \approx 0.25 \left(1 + \frac{\theta_i}{118^\circ} \right) U_{10}, \quad r_h = 0.79$$

$$\Delta T_v \approx 0.25 \left(1 - \frac{\theta_i}{45^\circ} \right) U_{10}, \quad r_v = 0.90 \text{ for } U_{10} \geq 2 \text{ m/s. } (7)$$

The extrapolated sensitivity at nadir is 0.25 K/(m/s), slightly larger than in (5) and the same as in (6), although the model predicts a more constant behavior with the incidence angle.

- *Instantaneous brightness temperature*: Inspection of the brightness temperature time series revealed that the amplitude of $T_B(t)$ increases with wind speed. Fig. 9(a) and (b) shows the brightness temperature standard deviation of each measurement at H- and V-polarizations as a function of wind speed for incidence angles from 25° to 65°. For better intercomparison, all plots have been drawn with the same axis, and in some it may happen that some data points lie outside the plot. The solid lines represent the linear fit of the cloud of points, and the dashed lines the 50% percentile ones. Fig. 9(c) shows the slope of each linear fit of these clouds of points [solid lines in Fig. 9(a) and (b)] versus incidence angle (solid line), which indicate the sensitivity of the T_B modulation due to wind speed,

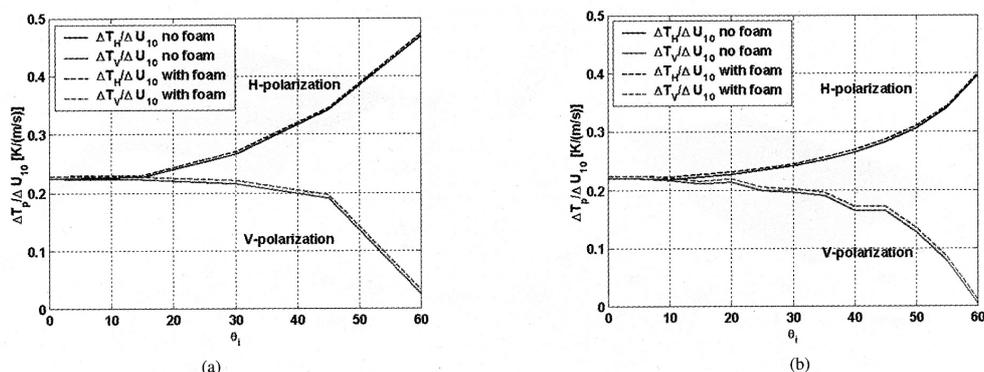


Fig. 8. Weighted average of the brightness temperatures sensitivities (H- and V-polarizations, (solid line) no foam, (dashed line) with WISE foam emissivity) to wind speed by the WISE 2001 wind speed histogram ($U_{10} > 2$ m/s) for (a) the Durden and Vesecky spectrum times two and (b) the Elfouhaily *et al.* spectrum times two.

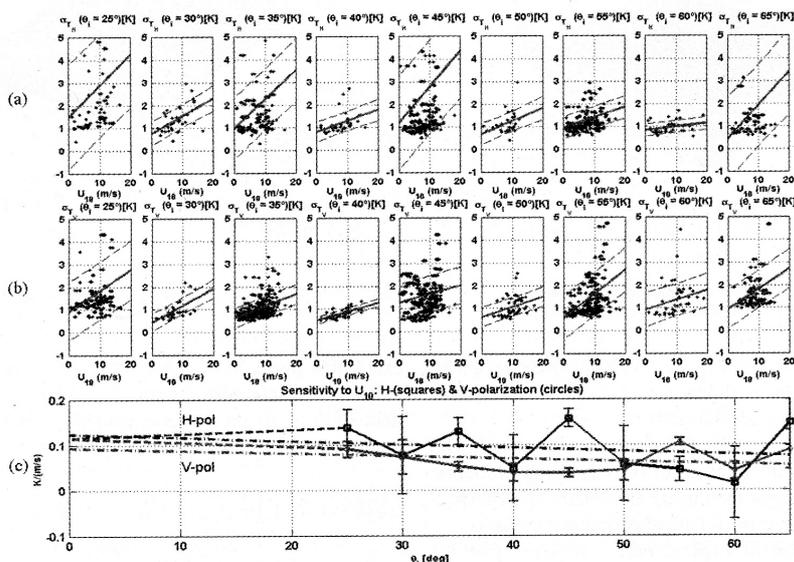


Fig. 9. Derivation of the brightness temperature standard deviation sensitivity to wind speed. (a) H-polarization and (b) V-polarization scatter plots, (solid line) linear fit and (dashed lines) percentile 50% as a function of wind speed for incidence angles from 25° to 65° . (c) Derived σ_{TB} sensitivity to wind speed as a function of (solid line) polarization and incidence angle, associated $\pm 1\sigma$ error bars, and (dashed lines) linear fit. All data points used.

with the associated $\pm 1\sigma$ -error bars computed from the 50% percentile values [dashed lines in Fig. 9(a) and (b)]. The dashed lines in Fig. 9(c) show the linear interpolation of the sensitivity of the T_B modulation to wind speed, which is approximately 0.10–0.15 K/(m/s) at both polarizations, which is nearly independent of the incidence angle. The lower sensitivity values at $\theta_i = 30^\circ$, 40° , 50° , and 60° (measurements pointing to the northeast) are attributed to the destructive interference of the waves coming from the north or northeast (dominant wind direction) that were reflected on the platform, a phenomenon that is also responsible of the lower sea foam coverage as a function of wind speed measured during WISE 2000 [16]. This point has been checked reanalyzing the radiometric

data for those measurements pointing only to the north and northeast. In this case, the sensitivity of the T_B modulation to wind speed is very small, in the range 0–0.08 K/(m/s) at both polarizations, except at 25° incidence angle, and at 65° where this interference effect was not noticeable.

A more detailed analysis reveals that the instantaneous brightness temperatures not only contains information on the wind speed, but on the whole sea state and the presence of foam. For example, Fig. 10(a) shows a buoy-measured sea surface elevation and the derived sea surface slope spectra. Fig. 10(b) shows the Fourier transform of the instantaneous brightness temperatures, which follow the sea surface slope spectra, with peaks located in the same positions (wind-driven spectrum + swell) [24].

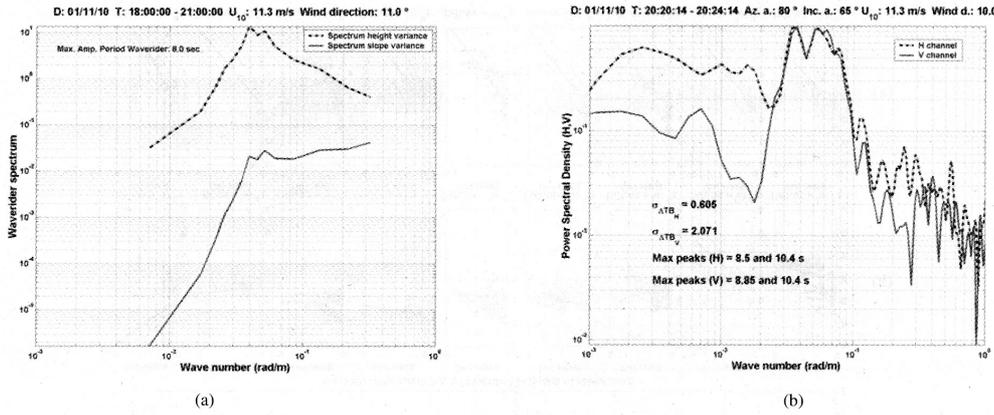


Fig. 10. (a) (Solid line) Sample sea surface slope spectrum derived from (dashed line) Waverider buoy-measured sea surface height spectrum, and (b) corresponding instantaneous brightness temperature power spectra [(solid line curve) V-polarization and (dashed line) H-polarization]. Brightness temperature spectra derived from Fourier transformation of the instantaneous brightness temperature samples and transformation of frequencies to wave numbers using the deep-waters dispersion relationship.

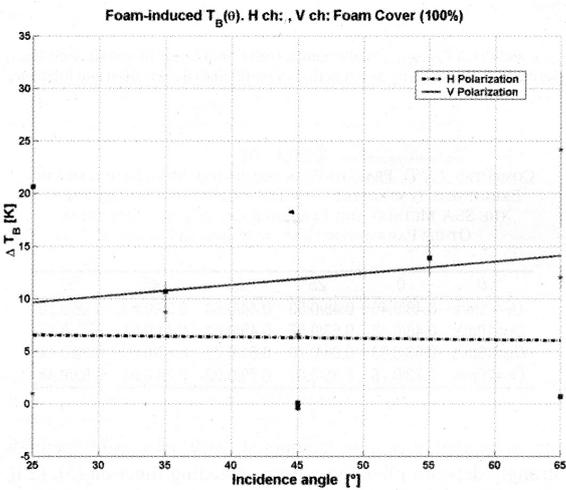


Fig. 11. Brightness temperature increase versus incidence angle and polarization for a 100% foam-covered sea surface [24].

A correlation has also been found between the peaks in $T_B(t)$ and the instantaneous foam coverage time series. It is estimated that, as compared to a foam-free sea spot, the presence of a 100% foam-covered spot will produce a brightness temperature increase from 10–15 K at V-polarization, and nearly constant and about 6 K at H-polarization, in the whole range of incidence angles from 25° to 65° (see Fig. 11 and [24]). These values, together with the fractional foam coverage estimated as a function of wind speed can be used to estimate the global impact on the brightness temperatures. However, it should be noted that this relationship depends on many other parameters rather than wind speed [24]–[26], such as the atmospheric instability, the salinity, the fetch, etc., and the

variations for the same wind speed value can be significant. During WISE 2000 and 2001, approximately 20 000 and 63 000 different photograms were analyzed. The fractional surface foam coverage (all types of foam included) was found to be $F_{\text{WISE 2000}}(U_{10}) = 2.32 \cdot 10^{-6} \cdot U_{10}^{3.4988}$ and $F_{\text{WISE 2001}}(U_{10}) = 0.43 \cdot 10^{-6} \cdot U_{10}^{3.6824}$, respectively. Note that the wind exponent is approximately the same in both field experiments (~ 3.5). However, its impact of the brightness temperatures ($\Delta T_B^{100\% \text{ foam}} \cdot F(U_{10})$) is small, and only above 15 m/s is it larger than ~ 0.1 K.

- *Brightness temperature sensitivity to the significant wave height:* To derive the brightness temperature sensitivity to the significant wave height⁶ (SWH), a brightness temperature deviation from the flat surface model is computed from

$$T_{B,p}(\theta_i, \text{SST}, \text{SSS}, \text{SWH}) = T_{B \text{ Fresnel}, p}(\theta_i, \text{SST}, \text{SSS}) + \Delta T_{B \text{ SWH}, p}(\theta_i, \text{SWH}) \quad (8)$$

where $T_{B \text{ Fresnel}, p}(\theta_i, \text{SST}, \text{SSS})$ is defined in (2) and corresponds to the emissivity computed from the Fresnel field reflection coefficient at p -polarization. Fig. 12 shows the plots of the brightness temperatures deviation due to the significant wave height ($\Delta T_{B \text{ SWH}, p}$) at horizontal (upper row) and vertical (central row) polarizations versus the SWH, for incidence angles from 25° to 65°, in 5° steps. The solid line in each plot represents the regression line and the dashed ones the 50% percentile ones. The plot at the lower part of Fig. 12 shows the slope of each regression line as a function of the incidence angle, which corresponds to the average sensitivity to SWH in Kelvins per meter at H- and V-polarizations. A linear fit of these

⁶Significant wave height as used in (8) is the average of the highest third of the waves.

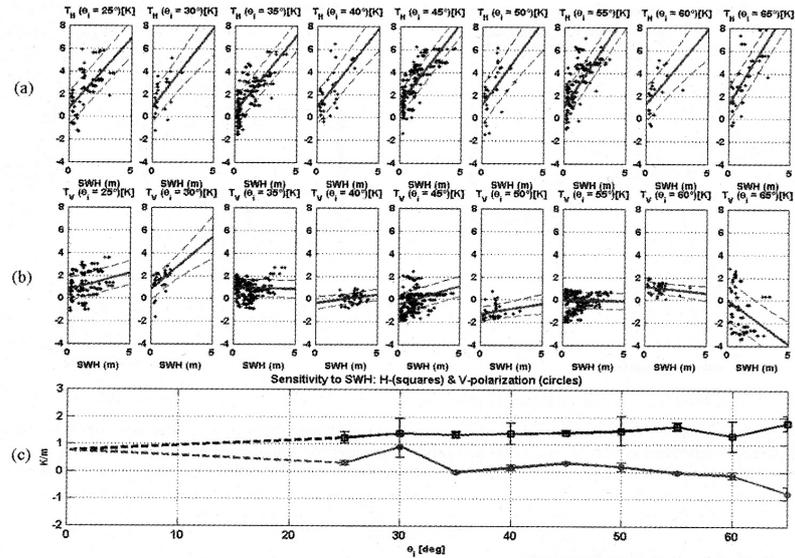


Fig. 12. Derivation of the brightness temperature sensitivity to SWH (a) $\Delta T_{B,SWH,h}$ and (b) $\Delta T_{B,SWH,v}$ scatter plots, (solid line) linear fit and (dashed lines) percentile 50% as a function of the SWH for incidence angles from 25° to 65°. (c) Derived SWH sensitivity as a function of (solid line) polarization and incidence angle associated $\pm 1\sigma$ error bars, and (dashed lines) linear fit.

values leads to the following relationships and correlation coefficients:

$$\begin{aligned} \Delta T_h &\approx 1.09 \left(1 + \frac{\theta}{142^\circ}\right) \text{SWH}, & r_h &= 0.88 \\ \Delta T_v &\approx 0.92 \left(1 - \frac{\theta}{51^\circ}\right) \text{SWH}, & r_v &= 0.78. \end{aligned} \quad (9)$$

The extrapolated sensitivity at nadir is then

$$\frac{\Delta T_{B,p}(\theta_i = 0^\circ)}{\Delta \text{SWH}} \approx 1 \text{ K/m}. \quad (10)$$

Equation (9) has also successfully been used in sea surface salinity retrieval algorithms and has proved to be more robust than (4), when satellite-derived wind speed is used [27] (Section IV).

- **Brightness temperature azimuthal angle signature:** We must distinguish two different regimes: low to moderate and strong wind conditions. The first one was dominant during all WISE 2000 and part of WISE 2001. In this regime, the azimuthal signature is very weak—almost inexistent—and difficult to identify. In the strong-wind conditions that happened during the first half of November 2001, the brightness temperature azimuthal signature is quite clear, reaching a few Kelvin.

Camps *et al.* [16, Fig. 11] shows typical measurements (5-min averaging) of azimuth scans at horizontal (left) and vertical (right) polarizations for three different low to moderate wind speeds and incidence angles: (a) and (b) $\theta_i = 25^\circ$, $U_{10} = 2.7$ m/s, (c) and (d) $\theta_i = 45^\circ$, $U_{10} = 2.8$ m/s, and (e) and (f) $\theta_i = 35^\circ$, $U_{10} = 10.9$ m/s. Even though there are very few data points covering about one third of a full 360° scan, a small 0.1–0.2 K difference is suspected. At L-band,

TABLE III
COMPUTED T_v/T_h PEAK-TO-PEAK AZIMUTHAL MODULATION OF THE BRIGHTNESS TEMPERATURE FOR DIFFERENT WIND SPEEDS USING THE SSA METHOD AND ELFOUHAILY *et al.*'S SEA SPECTRUM. OTHER PARAMETERS: SSS = 38 psu, SST = 20 °C

θ_i	0	25	35	45	55
$U_{10}=5\text{m/s}$	0.46/0.46	0.48/0.53	0.44/0.60	0.39/0.63	0.28/0.58
$U_{10}=10\text{m/s}$	0.48/0.48	0.53/0.57	0.49/0.62	0.41/0.61	0.29/0.47
$U_{10}=15\text{m/s}$	0.63/0.63	0.66/0.70	0.61/0.73	0.53/0.69	0.39/0.44
$U_{10}=20\text{m/s}$	0.78/0.78	0.85/0.87	0.79/0.90	0.68/0.81	0.52/0.46

the azimuthal signature computed with two-scale methods strongly depends on the spectrum spreading function [5], [20]. Table III summarizes the peak-to-peak variations at different wind speeds and incidence angles computed with the SSA method and Elfouhaily *et al.*'s sea spectrum.

On November 10 and 15, 2001, the two strongest storms were recorded on the platform. Meteorological and oceanographic conditions were similar in both storms, except for the wind direction: northwest on November 10 and northeast on November 15. Only measurements corresponding to November 10 are available, since the radiometer control was lost on November 15, around 11 A.M.

Fig. 13(a) shows a time series of consecutive measurements (one sample per second) at vertical and horizontal polarizations for various azimuth angles at 45° incidence angle, while the storm was becoming more and more intense. Average wind speed at 10 m is just 11.0 m/s, but the significant wave height corresponds to the highest peak in Fig. 5. The large standard deviation of the measurements—several Kelvin—is due to the brightness temperature modulation produced by the waves [24], and the highest brightness temperature peaks correspond to wave

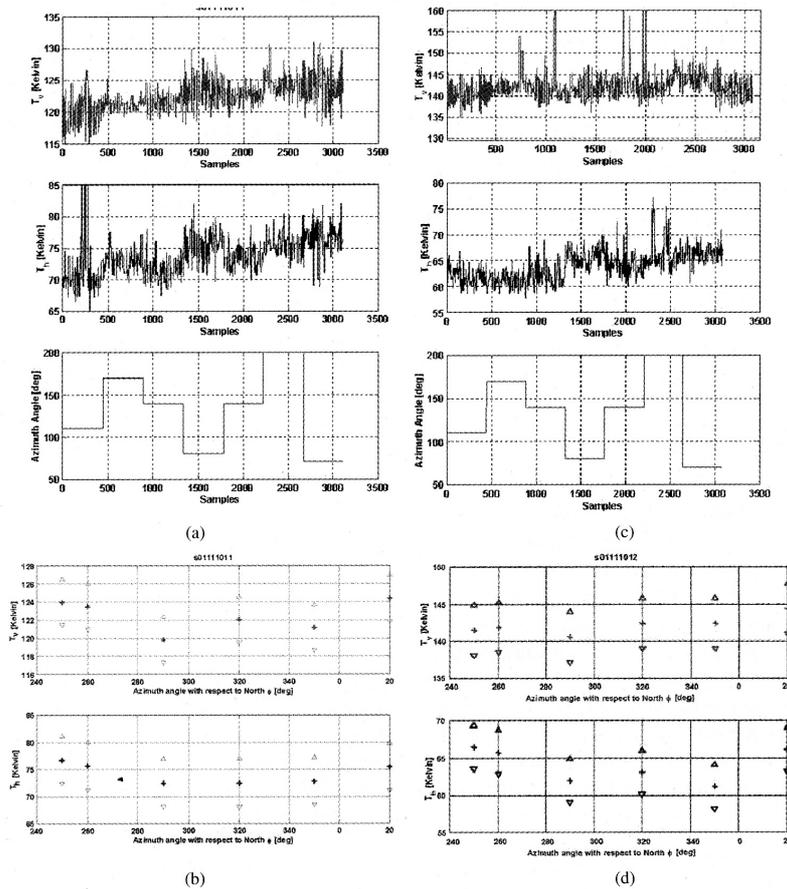


Fig. 13. (a) Series of samples acquired during an azimuth scan at 45° incidence angle. November 10, 2001, 19 h. $U_{10} = 11.0$ m/s, (b) Average values and average values plus minus one standard deviation for each azimuth angle (with respect to the north) corresponding to (a). (c) Series of samples acquired during an azimuth scan at 55° incidence angle. November 10, 2001, 20 h, $U_{10} = 12.4$ m/s. (d) Average values and average values plus minus one standard deviation for each azimuth angle corresponding to Fig. 13(c).

breaking events, when foam is produced. Note also the correlation between the values averaged at each azimuth angle and the azimuth angle. The linear trend observed on T_B is probably due to the fact that the storm was becoming more and more intense. Fig. 13(b) shows the average value (crosses) and the average value plus minus one standard deviation (triangles) of the values shown in Fig. 13(a), plotted versus the azimuth angle with respect to the south. Fig. 13(c) and (d) shows another azimuth scan at 55° incidence angle. As in the former case, the T_v and T_h signals have a standard deviation larger than instruments radiometric sensitivity, but the average values are correlated to the azimuth angle. As can be appreciated in Fig. 13(d), the amplitude of the azimuthal signal is smaller in T_v than in the former case, since the sensitivity to wind speed vanishes around 55° incidence angle.

It should be pointed out that the measured amplitude modulations are too large as compared to model predictions (Table III), even if Elfouhaily *et al.*'s sea spectrum were multiplied by two. Further research is needed to understand its origin, peakier waves due to nonfully developed sea, wave foam emission and asymmetric foam distribution, etc.

IV. APPLICATION TO MULTIANGULAR SEA SURFACE SALINITY RETRIEVAL

The empirical models developed in the Section III are now applied to the performance study of sea surface salinity retrieval algorithms, including the impact of errors in the ancillary data (wind speed and sea surface temperature). The algorithm used here to retrieve the salinity from brightness temperature data is a recurrent least squares fit called Levenberg–Marquardt [28]. It has been chosen for its easy implementation and computational efficiency. The brightness temperatures are computed setting an initial guess for sea salinity, temperature, and wind speed (or significant wave height) into the direct emissivity model [(1) and (9)] using the Klein and Swift's dielectric constant model [13]. This value is compared with the brightness temperatures measured by the radiometer, and then an increment ΔSSS is added to the initial salinity. An increment can also be added to the wind speed, which is found to be a critical parameter. It happens that the actual wind speed is not representative of the actual sea state, and an "effective" wind speed can be found

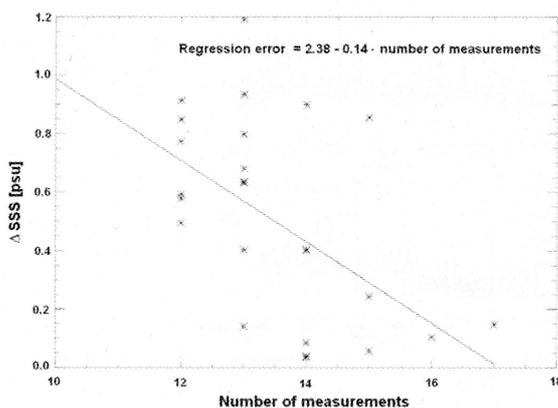


Fig. 14. SSS retrieval errors as function of the number of measurements (incidence angles + polarizations).

by the SSS retrieval algorithm that best fits the measurements. This recursive method is stopped when the difference between the measured and the computed T_B is smaller than a specified threshold. Fig. 14 shows the retrieval error in 25 different cases when using different number of available measurements (incidence angles and polarizations). It is, however, surprising the fast decrease of ΔSSS with the number of available measurements. Wind speed and sea surface temperature data have been taken from buoy measurements. Only scans with 12 or more data points (different incidence angles and polarizations) have been used. It is clear that the SSS retrieval quality increases with the number of measurements.

In the SMOS case, the salinity retrieval problem requires the knowledge of other variables (wind speed or significant wave height and sea surface temperature) as close as possible both in time and space to the radiometric measurements. Errors in these parameters translate into sea surface salinity errors. During WISE field experiments, QUIKSCAT and AVHRR satellite measurements were acquired, as well as data from the ARPEGE numerical weather model.

QUIKSCAT Wind speed data: In this study, wind speed products of the NASA satellite-borne QUIKSCAT scatterometer with 2-m/s accuracy and 25-km spatial resolution were used. They are collocated with the platform using a radius of 0.27° latitude and 0.37° longitude. During WISE 2000 and 2001, 196 and 74 datasets were available, respectively. Since the scatterometer cannot measure closer than 50 km from the coast, there were no measurements coincident with the platform: they were mostly southeast, the closest 3 km away from the platform, the farther 40 km away. These wind speed data were averaged for each satellite pass, and the resulting averages were compared with 1-h average of the *in situ* measurements. During WISE 2000, when compared to the oil rig meteorological station measurements brought at 10-m height in neutral atmosphere, the average difference is 0.44 m/s, with 2.8-m/s standard deviation of the difference. During WISE 2001, there were not enough data to make the comparison with a reasonable statistical significance.

AVHRR SST data: LAC images of the AVHRR instrument at a spatial resolution of 1.1 km were recorded and processed by the Service d'Archivage et de Traitement Meteorologique des Observations Spatiales, Météo-France/CNRS (SATMOS) data center. Many images were cloudy. AVHRR SST estimates have an uncertainty up to 0.1°C in clear sky conditions, and 0.3°C otherwise. During WISE 2000, the Ebro fresh and usually colder plume was observed and even reached the Casablanca oil rig, but not during WISE 2001.

ARPEGE wind speed data: Surface wind speeds from the analyzed surface fields of ARPEGE, Météo-France's meteorological model, have been collocated with the Casablanca Platform. The resolution of the model is 25 km, 6 h, and the uncertainty is 2.15 m/s. The collocation radius is the same as for QUIKSCAT, i.e., 0.27° latitude and 0.37° longitude, resulting in nine grid points collocated for each field. The data are from October 1 to November 30, 2001.

Fig. 15(a) shows the errors on the retrieved salinity for four different sources of wind speed: 1) wind measured *in situ* by the buoy anemometer ($\Delta SSS = 0.52$ psu, $\sigma_{\Delta SSS} = 0.12$ psu); 2) wind from QUIKSCAT satellite ($\Delta SSS = 0.77$ psu, $\sigma_{\Delta SSS} = 0.72$ psu);⁷ 3) wind from ARPEGE model ($\Delta SSS = 0.57$ psu, $\sigma_{\Delta SSS} = 0.19$ psu); and 4) leaving the wind as an unknown parameter within the range of the measured value plus or minus the measurement error, and allowing the retrieval algorithm to derive the values of salinity and an "effective" wind speed ($\Delta SSS = 0.59$ psu, $\sigma_{\Delta SSS} = 0.12$ psu; and $\Delta WS = 1.15$ m/s, $\sigma_{\Delta WS} = 0.54$ m/s).

It can be appreciated that when the measured wind has large errors, the retrieved salinity values also have large errors (~ 2 psu). In this case, the option of leaving the wind as a free parameter seems to improve significantly the retrieved salinity as compared to case of having the wind speed value fixed. Fig. 15(b) shows the retrieved salinity error and error bar when using the buoy-measured SST plus 0.3°C random error to simulate AVHRR-derived SST.⁸ As expected from the low sensitivity to sea surface temperature, in these cases there is no significant difference among them.

Finally, Fig. 16 plots the retrieved salinity error as a function of the wind speed and the significant wave height. It can be appreciated that the salinity retrieval error increases with both wind speed and significant wave height. This effect is not fully understood, but may be probably due to limited fetch and foam effects not directly included in the models.⁹ Since the foam coverage increases with wind speed, and it increases the brightness temperature, the retrieval algorithm tends to decrease the retrieved salinity to compensate for the brightness temperature increment. The same happens when considering the significant wave height, which is strongly correlated to wind speed, except in a few situations of swell. Then mean salinity error

⁷In datasets 10–12, QuikSCAT wind speed is much higher than the one observed by the buoys.

⁸Most days were cloudy, and AVHRR SST was not available.

⁹Note that in the derivation of (1) and (9), the larger number of data points corresponds to wind speeds smaller than 10 m/s, where the foam fraction coverage is negligible.

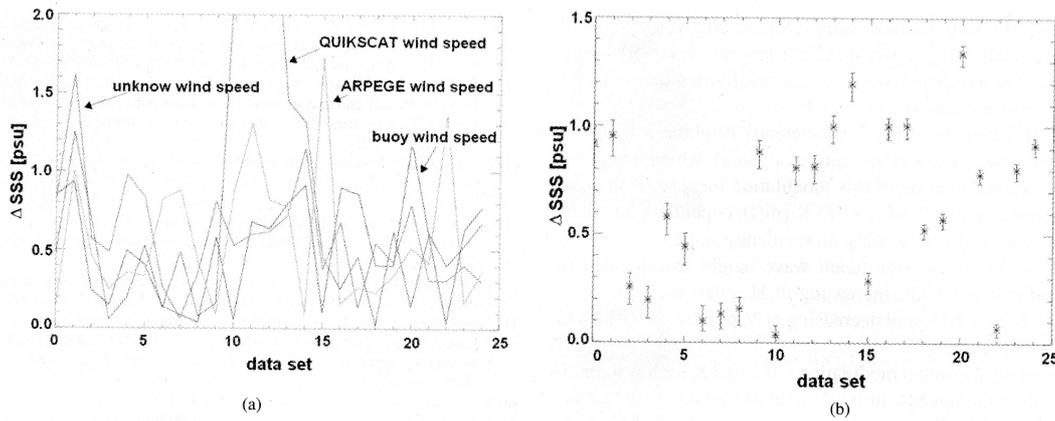


Fig. 15. Sea surface salinity retrieval error (absolute value) using (a) four different sources of wind speed: measured by the buoy, measured by QUIKSCAT, ARPEGE model, and left as a free parameter (with constraints) in the retrieval algorithm and (b) buoy-measured SST plus 0.3 °C random error to simulated AVHRR-derived SST.

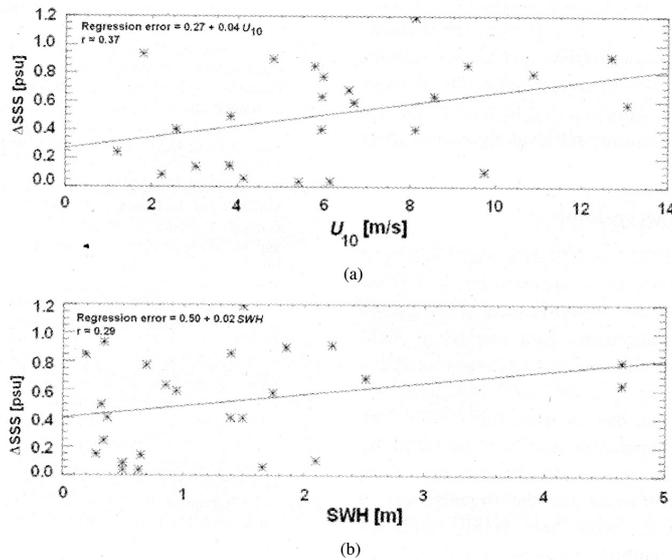


Fig. 16. Sea surface salinity retrieval error dependence with (a) wind speed and (b) significant wave height.

and standard deviation when using wind speed and significant wave height are $\Delta SSS = 0.52$ psu, $\sigma_{\Delta SSS} = 0.12$ psu, and $\Delta SSS = 0.84$ psu, $\sigma_{\Delta SSS} = 0.35$ psu, respectively. Despite the worse results of using the significant wave height information, further analyses are required to determine its potential advantage, since the significant wave height dependence is less variable than the wind speed, and that it includes other surface roughness effects not due to local winds.

V. CONCLUSION

The results of the L-band radiometric data acquisition and processing of WISE 2000 and 2001 field experiments have been presented. During WISE 2000, much data were corrupted by

RFI, and derived brightness temperatures sensitivities to wind speed were in agreement with previous [1] measurements, but the associated error bounds were large. In WISE 2001, the situation improved dramatically, mainly because the 2000 drilling activities in the platform had already finished. The processing of the data reveals the following.

- A sensitivity to wind speed extrapolated at nadir of ~ 0.23 K/(m/s), or a little bit higher ~ 0.25 K/(m/s) when the atmospheric instability or only the measurements corresponding to $U_{10} > 2$ m/s are accounted for. This sensitivity increases at H-polarization up to ~ 0.5 K/(m/s) at 65° , and decreases at V-polarization down to ~ -0.2 K/(m/s) at 65° , with a zero-crossing around 55° to 60° . These results are in agreement

with the SSA method using Durden and Vesecky's and Elfouhaily *et al.*'s sea spectra times two. It is very likely that the computed wind speed sensitivities below 2 m/s are erroneous.

- A modulation of the instantaneous brightness temperatures due to *wave slopes* (and also *foam*), which makes the standard deviation of this modulation increase with wind speed at a rate of $\sim 0.1\text{--}0.15$ K/(m/s), depending on polarization, and very weakly on incidence angle.
- A sensitivity to significant wave height extrapolated to nadir of ~ 1 K/m, increasing at H-polarization up to ~ 1.5 K/m at 65° , and decreasing at V-polarization down to -0.5 K/m at 65° .
- A small azimuthal modulation $\sim 0.2\text{--}0.3$ K for low to moderate wind speeds, in reasonable agreement with numerical models. However, a large peak-to-peak modulation of 4–5 K was measured during a strong storm recorded on November 10, 2001.

The brightness temperature sensitivity to wind speed and significant wave height has been obtained and compared satisfactorily to numerical models. Multiangular brightness temperature data has been successfully used to retrieve sea surface salinity with a 0.52-psu bias and 0.12-psu rms error using the derived wind speed sensitivities. This work is a step forward to the development of operational sea salinity retrieval algorithms from space for the SMOS mission.

ACKNOWLEDGMENT

The WISE 2000 and 2001 field experiments were sponsored by ESA. The French moorings were supported by the CNES, and the buoy data handling by Météo-France, with special thanks to P. Blouch. The radiometric data processing, field experiment logistics, and salinity retrieval studies were sponsored by the Spanish grants MCYT TIC 2002-04451-C02-01 and PNE 009/2001-C-02. Last, but not least, the authors very much appreciate all the cooperation and help provided by the personnel of Repsol Investigaciones Petrolíferas—Base Tarragona—Plataforma *Casablanca* for the organization of the field experiment, without whose help WISE could not have been performed. The authors are very grateful to four anonymous reviewers whose detailed and careful review has helped to increase the clarity of this work.

REFERENCES

- [1] C. T. Swift and R. E. McIntosh, "Considerations from microwave remote sensing of ocean surface salinity," *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, vol. GE-21, no. 4, pp. 480–491, Oct. 1983.
- [2] P. Silvestrin, M. Berger, Y. Kerr, and J. Font, "ESA's second Earth Explorer Opportunity Mission: The Soil Moisture and Ocean Salinity mission—SMOS," *IEEE Geosci. Remote Sensing Newsl.*, no. 118, pp. 11–14, Mar. 2001.
- [3] M. Martín-Neira and J. M. Goutoule, "A two-dimensional aperture-synthesis radiometer for soil moisture and ocean salinity observations," *ESA Bull.*, no. 92, pp. 95–104, Nov. 1997.
- [4] G. S. E. Lagerloef, "Report of the 3rd Workshop, Salinity Sea Ice Working Group," Earth and Space Res., Seattle, WA, http://www.esr.org/ssiwg3/SSIWG_3.html, 2000.
- [5] J. Johannessen *et al.*, "Scientific requirements and impact of space observations of ocean salinity for modeling and climate studies," ESA contract 14 273/00/NL/DC, 2002.
- [6] A. Camps, J. Font, J. Etcheto, V. Caselles, and A. Weill, "WISE 2000 and 2001: Campaign description and executive summary," in *Proc. EuroSTARSS, WISE, LOSAC Workshop*, 2003, ESA SP-525, pp. 17–26.
- [7] R. Villarino, L. Enrique, A. Camps, I. Corbella, and S. Blanch, "Design, implementation and test of the UPC L-band automatic radiometer," in *Proc. URSI Commission-F 2002 Open Symp.*, Garmisch-Partenkirchen, Germany, Feb. 2002.
- [8] W. Reich, "A radio continuum survey of the northern sky at 1420 MHz—Part I," *Astron. Astrophys. Suppl. Ser.*, vol. 48, pp. 219–297, 1982.
- [9] P. Reich and W. Reich, "A radio continuum survey of the northern sky at 1420 MHz—Part II," *Astron. Astrophys. Suppl. Ser.*, vol. 63, pp. 205–292, 1986.
- [10] H. J. Liebe, "MPM—An atmospheric millimeter wave propagation model," *Int. J. Inf. Millim. Waves*, vol. 10, no. 6, pp. 631–650, 1989.
- [11] A. Camps, F. Torres, I. Corbella, J. Bará, and X. Soler, "Calibration and experimental results of a two-dimensional interferometric radiometer laboratory prototype," *Radio Sci.*, vol. 32, no. 5, pp. 1821–1832, Sept.–Oct. 1997.
- [12] A. Camps, I. Corbella, M. Vall-llossera, N. Duffo, F. Torres, R. Villarino, L. Enrique, J. Miranda, F. Julbé, J. Font, A. Julià, C. Gabarro, J. Etcheto, J. Boutin, A. Weill, V. Caselles, E. Rubio, P. Wursteisen, M. Berger, and M. Martín-Neira, "L-band sea surface emissivity: Preliminary results of the WISE-2000 campaign and its application to salinity retrieval in the SMOS mission," *Radio Sci.*, vol. 38, no. 4, p. 8071.
- [13] L. A. Kelin and C. T. Swift, "An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies," *IEEE J. Oceanic Eng.*, vol. OE-2, no. 1, pp. 104–111, 1977.
- [14] W. Ellison, A. Balana, G. Delbos, K. Lamkaouchi, L. Eymard, C. Guillou, and C. Prigent, "New permittivity measurements of sea water," *Radio Sci.*, vol. 33, no. 3, pp. 639–648, May–June 1998.
- [15] S. Blanch and A. Aguiasca, "Sea water dielectric permittivity models: Review and impact on the brightness temperature at L-band," in *Proc. EuroSTARSS, WISE, LOSAC Workshop*, 2003, ESA SP-525, pp. 137–142.
- [16] A. Camps, J. Font, J. Etcheto, V. Caselles, A. Weill, I. Corbella, M. Vall-llossera, N. Duffo, F. Torres, R. Villarino, L. Enrique, A. Julià, C. Gabarro, J. Boutin, E. Rubio, S. C. Reising, P. Wursteisen, M. Berger, and M. Martín-Neira, "Sea surface emissivity observations at L-band: First results of the wind and salinity experiment WISE 2000," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 40, pp. 2117–2130, Oct. 2002.
- [17] J. P. Hollinger, "Passive microwave measurements of sea surface roughness," *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, vol. GE-9, no. 3, pp. 165–169, 1971.
- [18] C. T. Swift, "Microwave radiometer measurements of the cape cod canal," *Radio Sci.*, vol. 9, no. 7, pp. 641–653, 1974.
- [19] A. Guissard, "Atmospheric Instability Above the Ocean and Implications for Scatterometry," Dec. 2001, submitted for publication.
- [20] M. Vall-llossera, J. Miranda, A. Camps, and R. Villarino, "Sea surface emissivity modeling at L-band: An inter-comparison study," in *Proc. EuroSTARSS, WISE, LOSAC Workshop*, 2003, ESA SP-525, pp. 143–154.
- [21] S. L. Durden and J. F. Vesecky, "A physical radar cross-section model for a wind-driven sea with swell," *IEEE J. Oceanic Eng.*, vol. OE-10, pp. 445–451, 1985.
- [22] T. Elfouhaily, B. Chapron, K. Katsaros, and D. Vandermark, "A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves," *J. Geophys. Res.*, vol. 102, pp. 15 781–15 796, 1997.
- [23] C. Cox and W. Munk, "Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter," *J. Opt. Soc. Amer.*, vol. 44, pp. 838–850, 1954.
- [24] R. Villarino, A. Camps, M. Vall-llossera, J. Miranda, and J. Arenas, "Sea foam and sea state effects on the instantaneous brightness temperatures at L-band," in *Proc. EuroSTARSS, WISE, LOSAC Workshop*, 2003, ESA SP-525, pp. 95–104.
- [25] E. Monahan and I. Muirchearthaigh, "Whitecaps and the passive remote sensing of the ocean surface," *Int. J. Remote Sens.*, vol. 7, no. 5, pp. 627–642, 1986.
- [26] E. Monahan and M. Lu, "Acoustically relevant bubble assemblages and their dependence on meteorological parameters," *IEEE J. Oceanic Eng.*, vol. 15, Oct. 1990.
- [27] C. Gabarro, J. Font, A. Camps, and M. Vall-llossera, "Retrieved sea surface salinity and wind speed from L-band measurements for WISE and EUROSTARSS campaigns," in *Proc. EuroSTARSS, WISE, LOSAC Workshop*, 2003, ESA SP-525, pp. 163–172.
- [28] W. Press, S. Teukolsky, W. Vetterling, and B. Flannery, *Numerical Recipes in C. The Art of Scientific Computing*, 2nd ed. Cambridge, U.K.: Cambridge Univ. Press, 1992.



Adriano Camps (S'91–A'97–M'00–SM'02) was born in Barcelona, Spain, in 1969. He received the Telecommunications Engineering degree and the Ph.D. degree in telecommunications engineering in 1992 and 1996, respectively, both from the Polytechnic University of Catalonia (UPC), Barcelona, Spain.

From 1991 to 1992, he was with the ENS des Télécommunications de Bretagne, Bretagne, France, with an Erasmus Fellowship. In 1993, he joined the Electromagnetics and Photonics Engineering group, at the Department of Signal Theory and Communications, UPC, as an Assistant Professor, and since 1997 as an Associate Professor. In 1999, he was on sabbatical leave at the Microwave Remote Sensing Laboratory, University of Massachusetts, Amherst. His research interests are microwave remote sensing, with special emphasis in microwave radiometry by aperture synthesis techniques. He has performed numerous studies within the frame of European Space Agency SMOS Earth Explorer Mission. He is an Associate Editor of *Radio Science*.

Dr. Camps received the second national award of university studies in 1993, the INDRA award of the Spanish Association of Telecommunication Engineering to the best Ph.D. in 1997, the extraordinary Ph.D. award at the Universitat Politècnica de Catalunya in 1999, the First Duran Farell Award and the Ciudad de Barcelona Award, in 2000 and 2001, respectively, both for Technology Transfer; and in 2002, the Research Distinction of the Generalitat de Catalunya for contributions to microwave passive remote sensing. He was Chair of Cal '01. He is editor of the *IEEE Geoscience and Remote Sensing Newsletter* and President-Founder of the IEEE Geoscience and Remote Sensing Society Spain Chapter.



Jordi Font received the Licenciado and Ph.D. degrees in physics from the Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain, in 1973 and 1986, respectively.

He is currently a Senior Researcher at the Institut de Ciències del Mar (CSIC), Barcelona, Spain, since 1991, and is responsible for the Physical Oceanography Group since 1987. He is the author and coauthor of 170 communications to scientific symposia and 70 published papers. He is Adviser of seven Ph.D. theses. He is a Principal Investigator for several Spanish and European research contracts.

His main research activities are physical oceanography; the study of the marine circulation in the western Mediterranean from hydrographic, current-meter (vessel mounted, moored, and drifting), and satellite measurements; variability and dynamics of the ocean surface layer, and shelf-slope exchange processes; and the use of remote sensing of the oceans in studying the marine circulation and dynamics. He is currently Co-Lead Investigator and responsible for ocean salinity in the European Space Agency SMOS mission.

Dr. Font is a member of several international societies and committees and has participated in 41 oceanographic campaigns.

Mercè Vall-Ilossera (M'99) received the Senior Telecommunication Engineer and the Doctor Telecommunication Engineering degrees in 1990 and 1994, respectively, both from the Polytechnic University of Catalonia (UPC), Barcelona, Spain.

She has been lecturing and doing research at the Department of Signal Theory and Communications, UPC from 1990 until 1997 as an Assistant Professor and from 1997 until present as an Associate Professor. She spent a sabbatical year in Montreal with the scholarship of the "Programme Québécois de Bourses d'excellence" (1996–1997): "Stages de Formation postdoctorale au Québec pour jeunes diplômés étrangers." Her research interests include numerical methods in electromagnetism, microwave radiometry, antenna analysis, and design. Currently, her research is mainly related to the study of numerical methods applied to the sea surface emissivity and their characterization at L-band and the MIRAS/SMOS project.

Dr. Vall-Ilossera, along with the other member of the radiometry group at UPC, was awarded the "Primer Premio Duran Farell de Investigación Tecnológica" in 2002, and the "Primer Premio Ciutat de Barcelona d'Investigació Tecnológica" in 2001.



Carolina Gabarró received the degree of telecommunications engineering from the Polytechnic University of Catalonia (UPC), Barcelona, Spain, in 1998. She is currently pursuing the Ph.D. degree in microwave remote sensing at the Institute of Marine Sciences (Institut de Ciències del Mar, ICM), Barcelona, Spain.

In 1999–2000, she joined the European Space Agency, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, working in ocean color remote sensing.



Ignasi Corbella (M'99) received the Telecommunications Engineering and Doctor Engineering degrees, both from Universitat Politècnica de Catalunya (UPC), Barcelona, Spain, in 1977 and 1983, respectively.

In 1976, he joined the School of Telecommunication Engineering in UPC as a Research Assistant in the Microwave Laboratory, where he worked on passive microwave integrated circuit design and characterization. During 1979, he worked at Thomson-CSF, Paris, France, on microwave oscillators design. In 1982, he became an Assistant Professor at UPC, an Associate Professor in 1986, and a Full Professor in 1993. He is currently teaching microwaves at the undergraduate level in UPC and has designed and taught graduate courses on nonlinear microwave circuits. During the school year 1998–1999, he worked at NOAA/Environmental Technology Laboratory, Boulder, CO, as a Guest Researcher, developing methods for radiometer calibration and data analysis. His research work in the Department of Signal Theory and Communications, UPC includes microwave airborne and satellite radiometry and microwave system design.



Núria Duffo (S'91–M'99) received the Telecommunication Engineer degree from the Polytechnic University of Catalonia (UPC), Barcelona, Spain, and the Doctor in Telecommunication Engineering from UPC, in 1990 and 1996, respectively.

Since 1997, she has been an Associate Professor at UPC. Her current research interests are numerical methods in electromagnetics, microwave radiometry, antenna analysis, and design.

Francesc Torres received the Ingeniero and Doctor Ingeniero degrees in telecommunication engineering from the Polytechnic University of Catalonia (UPC), Barcelona, Spain, in 1988 and 1992, respectively.

In 1988–1989, he was a Research Assistant in the RF System Division, European Space Agency, Noordwijk, The Netherlands, devoted to microwave device testing and characterization. In 1989, he joined the Antenna-Microwave-Radar group, UPC, where he is currently an Associate Professor. His main research interests are focused on the design and testing of microwave systems and sub-systems. He is currently engaged in research on interferometric radiometers devoted to earth observation.

Sebastián Blanch was born in Barcelona, Spain, in 1961. He received the Ingeniero and Doctor Ingeniero degrees in telecommunication engineering from the Polytechnic University of Catalonia (UPC), Barcelona, Spain, in 1989 and 1996, respectively.

In 1989, he joined the Electromagnetic and Photonics Engineering Group, Signal Theory and Communications Department, UPC. He is currently an Associate Professor at UPC. His research interests are antenna near-field measurements, antenna diagnostics, and antenna design.

Albert Aguasca, photograph and biography not available at the time of publication.

Ramón Villarino received the degree of telecommunications engineer from the Polytechnic University of Catalonia (UPC), Barcelona Spain, in 2000. He is currently pursuing the Ph.D. degree.

He has participated in the development and construction of an L-band radiometer in the two WISE (Wind and Salinity Experiment) field experiments sponsored by ESA from 2000 until 2002, and the FROG 2003 field experiment to determine the emissivity of foam at L-band.

Luis Enrique, photograph and biography not available at the time of publication.



Jorge José Miranda was born in Las Palmas de Gran Canaria, Canary Islands, Spain, in 1973. He received the Telecommunication Technical Engineering degree from Las Palmas de Gran Canaria University (ULPGC), Spain, and the Senior Telecommunication Engineering degree from the Polytechnic University of Catalonia (UPC), Barcelona, Spain, in 1996 and 2001, respectively. He is currently pursuing the Ph.D. degree in telecommunication engineering from UPC. His Ph.D. thesis is focused on the sea surface emissivity at L-band.

It includes the development of new models for determining the sea surface roughness and the comparison and improvement of existing emissivity models.

From 1996 to 1999, he was with the Remote Sensing and Radar Laboratory (EUITT-ULPGC), where collaborated in satellite image processing. In 1999, he joined the Signal Theory and Communications Department, UPC. Since 2002, he has been an Assistant Professor at the UPC.

Juan José Arenas, photograph and biography not available at the time of publication.



Agustí Julià studied physics and received the Ind.Eng. degree in 1973.

He is currently an electronics engineer. Since 1962, he is devoted to physical, biological, and chemical oceanographic instrumentation development and maintenance. He has participated in numerous sea field experiments performing hydrographic, current-meter (vessel mounted, moored, and drifting) and satellite measurements. He is also interested in radio and satellite telemetry.



Jacqueline Etcheto was born in Meknes, Morocco, in 1943. She received the Agregation de Physique degree and the Docteur es Sciences Physiques degree for her thesis in space plasma physics in 1965 and 1972, respectively, both from the Ecole Normale Supérieure de Jeunes Filles, Paris, France.

She became a Full-Time Scientist in Centre National de la Recherche Scientifique in 1965. She is presently appointed to Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, Paris, France, as Directeur de Recherches. From 1965 to 1987, she has been working on space plasma physics, focusing on studies of propagation and generation of waves in the magnetosphere. She was responsible for relaxation sounders onboard GEOS1 (ESA, 1977), GEOS2 (ESA, 1978), and ISEE1 (ESA/NASA, 1977), including instrument definition, provision of hardware, data handling, and scientific use of data. In 1988, she became interested in oceanography, using the synergy between remotely sensed measurements and *in situ* data to study the air-sea CO₂ exchange at large scale. Her research activity is multiyear estimation of air-sea CO₂ flux at regional scale using both satellite (wind speed, SST, ocean color) and *in situ* (PCO₂ and related parameters, including launching CARIOCA buoys) data. Since 1999, she is involved in the preparation of the SMOS satellite (ESA, 2007) intended at determining sea surface salinity using L-band radiometry. She is interested in the development and validation of sea surface emissivity models at L-band, including validation campaigns. She is coordinating the group of French scientists involved in the ocean part of the SMOS project. She has published 77 papers in the open literature.

Vicente Caselles received the B.Sc., M.Sc., and Ph.D. degrees in physics from the University of Valencia, Valencia, Spain, in 1979, 1980, and 1983, respectively.

He is currently Professor of physics of the earth and Head of the Thermal Remote Sensing Group, University of Valencia, Valencia, Spain. He has an 25 years expertise in the physical processes involved in the temperature measurement using remote sensing techniques, which has been documented through 20 books, 15 doctoral theses, 150 papers in international journals, 60 conference papers, and 30 reports. He has collaborated with the European Space Agency as member of the Advisory Group for the Land-Surface Processes and Interactions Mission. He is the Manager of the Spanish Atmosphere and Climate Programme.

Dr. Caselles is the Chairman of the Spanish Remote Sensing Society.

Alain Weill received the Ph.D. degree in atmospheric sciences from the University of Paris VI, Paris, France, in 1971.

He has been with the Laboratoire de Meteorologie Dynamique du CNRS until 1975, CNET until 1991, and then at CETP/IPSL/CNRS Vélizy as a Senior Scientist. His research activity is devoted to continental and marine atmospheric boundary layer. His current research field involves particularly micrometeorological processes and related remote sensing instruments development and analysis. In complement to his research activity, he was Deputy Head of Environment programme at CNRS and now president of PRIMEQUAL, the French program on air quality at the Ministry of the Environment (MEDD). He is author and coauthor of more than 70 papers in refereed international journals.

Dr. Weill is a member of ASA and was nominated as "outstanding member" of ISARS (International Society for Acoustic Remote Sensing) in 1998.

Jacqueline Boutin received the Ph.D. degree in physical methods in remote sensing from the University Paris VII, Paris, France, in 1990.

She is currently a Research Scientist at Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie/CNRS, Paris, since 1992. She has widely studied the validity of remotely sensed wind speeds and the ocean/atmosphere exchange of CO₂ at large scale using both satellite (wind speed, SST, ocean color) and *in situ* data. Since 1999, she has been involved in the preparation of the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission and has focused on the retrieval of ocean salinity from L-band measurements. She is a Principal Investigator on several satellite projects [ENVISAT(ESA); ADEOS2(NASA/NASDA); CoI on SMOS (ESA)].

Stéphanie Contardo was born in Paimpol, France, in 1977. She received the B.Sc. degree in physics from the University of Rennes, Rennes, France, in 1999, and the M.Sc. degree in remote sensing from the University of Toulouse, Toulouse, France, in 2000.

She is currently a Research Assistant at the LODYC, Paris, where she works on the SMOS project.

Raquel Niclós received the B.Sc. and M.Sc. degrees in physics from the University of Valencia, Valencia, Spain, in 2000, and 2002, respectively.

Since then, she is a Research Fellow of the Remote Sensing Unit, Thermodynamics Department, University of Valencia. Her current thesis research is focused on sea surface temperature (SST) determination within the SMOS Mission of the European Space Agency. She has taken part in all these unit last projects and field experiments to determine the surface temperature and develop precise and reliable surface temperature retrieval methodologies: as in WISE-2000 and WISE-2001 (Wind and Salinity Experiment, SMOS Mission), with a methodology to obtain a high-accuracy SST; SIFLEX-2002 (Solar Induced and Fluorescence Experiment of ESA), measuring the surface temperature over a canopy boreal forest target; and the ENVISAT-AATSR (Advanced Along Track Scanning Radiometer) Validation Campaign.

Raúl Rivas is currently pursuing the Ph.D. degree at the University of Valencia, Valencia, Spain.

He is currently a Researcher at the Institute of Hydrology of Plains (Commission of Scientific Researches), Buenos Aires, Argentina. He has experience in the use of remote sensing in hydrology. He is developing his Ph.D. thesis on the estimation of the evapotranspiration with remote sensing data.



Steven C. Reising (S'93-M'98) received the B.S. and M.S. degrees in electrical engineering from Washington University, St. Louis, MO, in 1989 and 1991, respectively. He received the Ph.D. degree from Stanford University, Stanford, CA, in 1998, where his dissertation research focused on low-frequency remote sensing of lightning and its energetic coupling to the ionosphere, producing chemical changes and optical emissions.

Since 1998, he has been an Assistant Professor of electrical and computer engineering at the University of Massachusetts, Amherst. His technical interests include microwave/millimeterwave remote sensing, particularly of the ocean and atmosphere, as well as radiometer design and miniaturization using MMIC architectures. During 1999 and 2000, he was a Navy-ASEE Summer Faculty Fellow at the Naval Research Laboratory, Washington, DC, and he currently serves as a member of the WindSat Science Team. He is the current Editor and past Associate Editor of the IEEE Geoscience and Remote Sensing Society (GRS-S) Newsletter.

Dr. Reising received the URSI/USNC Best Student Paper Prize at the National Radio Science Meeting in Boulder, CO, in 1998. In 2000, he won an Office of Naval Research Young Investigator Award (YIP). He was awarded a Lilly Teaching Fellowship in 2001-2002. He is an ex-officio member of the GRS-S AdCom (without vote). He serves as Chair of the Springfield, MA, Joint Chapter of the IEEE AP, GRS, ED, MTT, and LEOS societies. He is a Member of URSI Commissions F, G, and H, and is the Commission F Co-Chair of the International URSI Working Group on Solar Power Satellites. He is a member of the American Meteorological Society, the American Geophysical Union, Tau Beta Pi, and Eta Kappa Nu.

P. Wursteisen, photograph and biography not available at the time of publication.



Michael Berger received the M.S. degree in geophysics and the Ph.D. degree in remote sensing from the Ludwig-Maximilians University, Munich, Germany, in 1989 and 1996, respectively.

He has been a Scientist with the German Aerospace Research Establishment (DLR), the Geo-Research Center Potsdam (GFZ), and has been with the National Remote Sensing Facility in Harare, Zimbabwe as a long-term expert for the German Technical Cooperation (GTZ). Since 1998, he has been a Project Scientist with the Land Unit of the

Mission Experts Division, European Space Research and Technology Centre (ESTEC), European Space Agency (ESA), Noordwijk, The Netherlands. His main responsibility is the scientific definition and preparation of the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission, ESA's second Earth Explorer Opportunity mission, scheduled for launch early 2007.



Manuel Martín-Neira (M'96) received the M.S. and Ph.D. degrees in telecommunication engineering in 1986 and 1996, respectively, from the School of Telecommunication Engineering, Polytechnical University of Catalonia, Catalonia, Spain.

From 1989 to 1992, he was with GMV, a Spanish firm, where he was responsible for several projects for the European Space Agency (ESA) related to global positioning satellite navigation with applications to precise landing and attitude determination. Since 1992, with ESA, he has been in charge of the radiometer activities within the Payload, Equipment, and Technology Section. During this period, he has been responsible for the technology activities related to the Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis (MIRAS) project.

Dr. Martín-Neira was awarded a Fellowship to work on radiometry at European Space Research and Technology Center (ESTEC), Noordwijk, The Netherlands, in 1988.

Apéndice 2

**Artículo “Efecto de la Temperatura de la
Superficie del Mar en la
Determinación de la Salinidad”**

Este artículo se publicó en colaboración con los profesores V. Caselles, C. Coll, y E. Valor para la Revista de Teledetección en el año 2003. Su objetivo fue mostrar la precisión requerida en términos de temperatura de la superficie del mar para la obtención de la salinidad mediante medidas en banda L con una precisión de $\pm 0,1$ psu, propósito de la misión SMOS. Para ello, se analizaron las ecuaciones que relacionan la salinidad con la temperatura de la superficie del mar a través de la emisividad en banda L, estudiando la dependencia entre ambas magnitudes. Finalmente, concluimos que la precisión mínima necesaria en la determinación de la temperatura de la superficie del mar es de $\pm 0,3$ K para la obtención de la salinidad con la precisión requerida.

Efecto de la temperatura de la superficie del mar en la determinación de la salinidad

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

Correo electrónico: Raquel.Niclos@uv.es

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

RESUMEN

La determinación de la salinidad del mar, uno de los dos objetivos básicos de la Misión SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*) de la Agencia Espacial Europea, requiere una precisión de $\pm 0,1$ psu. En este estudio, analizamos las ecuaciones que relacionan la salinidad con la temperatura termométrica a través de la emisividad en banda L, concluyendo que la precisión mínima con que debemos determinar la temperatura de la superficie del mar es de $\pm 0,3$ K para obtener la salinidad con la precisión requerida.

PALABRAS CLAVE: temperatura de la superficie del mar, salinidad, emisividad en banda L, misión SMOS.

ABSTRACT

Sea Salinity determination, basic objective of the SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*) Mission of the European Space Agency, requires a precision of ± 0.1 psu. In this study, the equations that connect the salinity with the thermometric temperature through the L-band emissivity are analysed, concluding that we must determine the sea surface temperature with a precision of ± 0.3 K to obtain the salinity with the required precision.

KEY WORDS: sea surface temperature, salinity, L-band emissivity, SMOS mission.

INTRODUCCIÓN

La obtención de la salinidad del mar, junto con la humedad del suelo, es una de las metas de la Misión SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*), que constituye una de las dos *Earth Explorer Missions* de la Agencia Espacial Europea (ESA).

La importancia de la determinación de la salinidad radica en el valor que tiene el conocimiento de la distribución global de sal en el océano, y su variabilidad anual e interanual, para entender el papel del océano en el sistema climático.

Para determinar dicha magnitud mediante teledetección, tendremos en cuenta que la emisividad de la superficie del mar en microondas es función de la salinidad y la temperatura, y de la velocidad del viento superficial como parámetro secundario, y, además, que la mejor sensibilidad a la salinidad oceánica se obtiene a 1,4 GHz, en banda L.

Por tanto, la salinidad se puede obtener a partir de la emisividad de la superficie del mar, que en banda L se relaciona de forma directa con la temperatura de brillo y la temperatura termométrica. En defini-

tiva tenemos tres magnitudes conectadas: la temperatura de brillo medida en banda L, la salinidad y la temperatura termométrica.

La resolución necesaria para cumplir con el objetivo fijado por la misión SMOS respecto a la determinación de la salinidad, en base a los datos radiométricos en banda L, fue fijada por el GODAE (*Global Ocean Data Assimilation Experiment*) como de $\pm 0,1$ psu. Esto supone conocer la temperatura de la superficie del mar con elevada precisión como requisito de partida, y para ello se planteó la necesidad del uso de un sensor secundario, el cual determinara con precisión dicha temperatura superficial (Martín-Neira et al, 2000).

Esta premisa se tuvo presente en las campañas WISE (*Wind and Salinity Experiment*) 2000 y WISE 2001, desarrolladas dentro de la Misión SMOS con el objetivo de obtener una base experimental que permitiera mejorar las formulaciones existentes del efecto del estado del mar sobre la emisión en banda L. Los experimentos consistieron en la realización de medidas con un radiómetro polarimétrico en banda L, acompañadas de la determinación de distintas variables ambienta-

les (Camps et al, 2002), entre las que se encontraba la temperatura de la superficie del mar, que obtuvimos con el uso de un radiómetro con bandas en la región del infrarrojo térmico (Niclòs et al, 2002).

En el presente trabajo, introducimos las ecuaciones que relacionan la salinidad con la temperatura de brillo en banda L y la temperatura termométrica de la superficie del mar, a la vez que analizamos el efecto de la temperatura termométrica sobre la precisión en la determinación de la salinidad. Así, en este estudio previo a las campañas WISE, determinamos cual es la precisión requerida en la temperatura de la superficie del mar para posibilitar la determinación de la salinidad con una precisión de $\pm 0,1$ psu.

LA EMISIVIDAD DE LA SUPERFICIE DEL MAR EN BANDA L

Con el uso de microondas pasivas en banda L se puede medir la salinidad de la superficie del mar. En esta banda, se obtiene un máximo en la sensibilidad de las temperaturas de brillo a la salinidad, tanto en polarización horizontal y vertical, y la atmósfera resulta prácticamente transparente (Lagerloef et al, 1995). La banda L, en el intervalo de frecuencia de 1,400 a 1,427 GHz, es la seleccionada tradicionalmente para la medida de la salinidad (Swift y McIntosh, 1983), ya que resulta ser una banda protegida por la FCC (*Federal Communications Commission*), evitando la aparición de ruido en la medida.

La intensidad de la radiación emitida por un cuerpo en microondas es proporcional a su temperatura, ya que la baja frecuencia en este intervalo espectral permite simplificar la ley de Planck a través de la aproximación de Rayleigh-Jeans, resultando:

$$E(\nu, Tb) = \frac{2\pi K \nu^2}{c^2} Tb \quad (1)$$

donde K es la constante de Boltzman, $1,38 \cdot 10^{-23}$ W s / K; c la velocidad de la luz, $3 \cdot 10^8$ m/s; y n la frecuencia de la radiación emitida por un cuerpo negro a la temperatura Tb .

Por tanto, podemos considerar en primera aproximación la relación directa entre la temperatura de brillo y la temperatura termométrica a través de la emisividad, de la forma:

$$Tb_{H, V}(\theta, T, S) = \varepsilon_{H, V}(\theta, T, S) T \quad (2)$$

donde Tb_H y Tb_V son las temperaturas de brillo en polarización horizontal y vertical, respectivamente; θ es el ángulo de observación; S es la salinidad; y T es la temperatura termométrica de la superficie del mar. Para simplificar el análisis, dejamos de lado la posible influencia sobre la temperatura de brillo en banda L de otras magnitudes secundarias, como el viento superficial, por ejemplo.

Si suponemos que la superficie oceánica está en equilibrio térmico, de forma que la emisividad es igual a la absorptividad, y además aceptamos que el mar se comporta como una superficie plana, tenemos que la emisividad se define simplemente como:

$$\varepsilon_{H, V}(\theta, T, S) = 1 - \rho_{H, V}(\theta, T, S) \quad (3)$$

donde son los coeficientes de reflexión de Fresnel, de forma que las emisividades en ambas polarizaciones vienen dadas por:

$$\varepsilon_H(\theta, T, S) = 1 - \left[\frac{\cos\theta - \sqrt{e(T, S) - \sin^2\theta}}{\cos\theta + \sqrt{e(T, S) - \sin^2\theta}} \right]^2 \quad (4.a)$$

$$\varepsilon_V(\theta, T, S) = 1 - \left[\frac{e(T, S)\cos\theta - \sqrt{e(T, S) - \sin^2\theta}}{e(T, S)\cos\theta + \sqrt{e(T, S) - \sin^2\theta}} \right]^2 \quad (4.b)$$

donde $e(T, S)$ es la constante dieléctrica compleja de la superficie del mar, dada por la ecuación de Debye como:

$$e(T, S) = e_\infty + \frac{e_0(T, S) - e_\infty}{1 + j2\pi\nu\tau(T, S)} - j \frac{\sigma(T, S)}{2\pi\nu p} \quad (5)$$

que separada en parte real, e' , e imaginaria, e'' , resulta ser:

$$e'(T, S) = e_\infty + \frac{e_0(T, S) - e_\infty}{1 + [2\pi\nu\tau(T, S)]^2} \quad (6.a)$$

$$e''(T, S) = \frac{2\pi\nu\tau[e_0(T, S) - e_\infty]}{1 + [2\pi\nu\tau(T, S)]^2} + \frac{\sigma(T, S)}{2\pi\nu p} \quad (6.b)$$

donde e_∞ es el límite de elevada frecuencia de la constante dieléctrica y toma un valor adimensional de 4,9; n es la frecuencia en Hz; $e_0(T, S)$ es la constante dieléctrica estática; $\tau(T, S)$ es el tiempo de relajación (s); $\sigma(T, S)$ es la conductividad iónica de la solución salina (S/m); y p es

la permitividad del espacio libre, con un valor de $8,854 \cdot 10^{-12}$ F/m.

La relación de $\epsilon_0(T,S)$, $\tau(T,S)$ y $\sigma(T,S)$ con la temperatura termométrica, T , y la salinidad, S , fue deducida por Klein y Swift (1977) en base a medidas experimentales. Existe otro modelo que trata esta relación (Ellison et al, 1998) pero se consigue mejor ajuste a partir del modelo de Klein y Swift (1977) para la banda L, ya que el primero es únicamente una extrapolación desde la región de 6 – 89 GHz, frecuencias para las que se realizaron medidas experimentales. Klein y Swift (1977) nos proporcionaron las expresiones que relacionan la constante dieléctrica con la salinidad y la temperatura de la superficie para las bandas L ($\nu = 1,43$ GHz) y S ($\nu = 2,65$ GHz):

$$\epsilon_0(T,S) = \epsilon_0(T,0) A(T,S) \quad (7.a)$$

$$\epsilon_0(T,0) = 87,134 - 1,949 \cdot 10^{-1} T - 1,276 \cdot 10^{-2} T^2 + 2,491 \cdot 10^{-4} T^3 \quad (7.b)$$

$$A(T,S) = 1,0 + 1,613 \cdot 10^{-5} T S - 3,656 \cdot 10^{-3} S + 3,210 \cdot 10^{-5} S^2 - 4,232 \cdot 10^{-7} S^3 \quad (7.c)$$

$$\tau(T,S) = t(T,0) B(T,S) \quad (8.a)$$

$$\tau(T,0) = (1,1109 \cdot 10^{-10} - 3,824 \cdot 10^{-12} T + 6,938 \cdot 10^{-14} T^2 - 5,096 \cdot 10^{-16} T^3) / 2\pi \quad (8.b)$$

$$B(T,S) = 1,0 + 2,282 \cdot 10^{-5} T S - 7,638 \cdot 10^{-4} S - 7,760 \cdot 10^{-6} S^2 + 1,105 \cdot 10^{-8} S^3 \quad (8.c)$$

$$\sigma(T,S) = \sigma(25,S) e^{-\phi} \quad (9.a)$$

$$\sigma(25,S) = S (0,18252 - 1,4619 \cdot 10^{-3} S + 2,093 \cdot 10^{-5} S^2 - 1,282 \cdot 10^{-7} S^3) \quad (9.b)$$

$$\phi = \Delta (2,033 \cdot 10^{-2} + 1,266 \cdot 10^{-4} \Delta + 2,464 \cdot 10^{-6} \Delta^2 - S (1,849 \cdot 10^{-5} - 2,551 \cdot 10^{-7} \Delta + 2,551 \cdot 10^{-8} \Delta^2)) \quad (9.c)$$

donde $\epsilon_0(T,0)$ y $\tau(T,0)$ son la constante dieléctrica estática y el tiempo de relajación para agua pura, siendo $S = 0$ psu; $\sigma(25,S)$ es la conductividad iónica de la solución salina para una temperatura de 25°C; $\Delta = 25 - T$; y la salinidad, S , y la temperatura termométrica, T , vienen expresadas en psu y °C, respectivamente.

La Figura 1 presenta los resultados de aplicar este modelo en el cálculo de la temperatura de brillo en banda L, considerando observación nadir, para la cual se obtiene idéntico valor en ambas polarizaciones.

De esta manera, ya disponemos de las ecuaciones necesarias para obtener la salinidad a través de la medida de la temperatura de brillo en banda L y la determinación de la temperatura termométrica en el térmico.

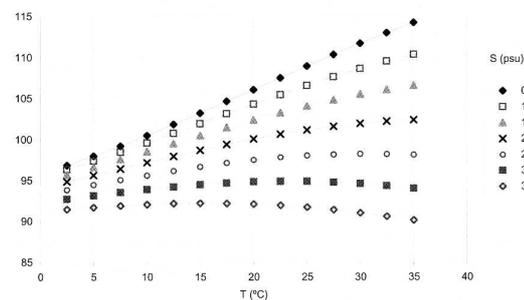


Figura 1. Temperatura de brillo de la superficie del mar en banda L, con ángulo de observación nadir, en función de la temperatura oceánica y para diferentes valores de la salinidad. El cálculo de la temperatura de brillo considera el modelo de Klein y Swift (1977) para la constante dieléctrica del agua del mar.

ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

En este punto, nos disponemos a analizar la precisión requerida en nuestra medida de la temperatura termométrica, sabiendo que los estudios climatológicos, meteorológicos y oceanográficos requieren la determinación de la salinidad con una precisión de $\pm 0,1$ psu.

Con el objetivo de examinar el efecto de la temperatura termométrica sobre la salinidad, optimizamos la temperatura de brillo, es decir, hacemos que $dTb = (\partial Tb / \partial S)_T dS + (\partial Tb / \partial T)_S dT = 0$. De esta manera, determinamos dS/dT a través del resultado de derivar las ecuaciones de ajuste de la Tb en función de T para un valor de S fijo y de la Tb en función de S para una T constante, donde el cálculo de la temperatura de brillo se realiza en todo caso a partir de las ecuaciones (2) a (6) y con el uso del modelo de Klein y Swift (1977) para la constante dieléctrica. En la Figura 2 se muestra dS/dT en función de la temperatura termométrica de la superficie del mar, considerando como partida un ángulo de observación de 0° para el cual se obtiene igual temperatura de brillo en ambas polarizaciones. De su observación se deduce la gran dependencia térmica de la salinidad para valores de temperatura extremos, comprobando la necesidad de la medida de la temperatura termométrica de forma precisa y exacta. Si

para estos casos calculamos el error de la temperatura, como el producto del módulo de la parcial de ésta respecto de la salinidad por el error de salinidad requerido, obtenemos valores mínimos de $\pm 0,3$ K para una precisión en la salinidad de $\pm 0,1$ psu.

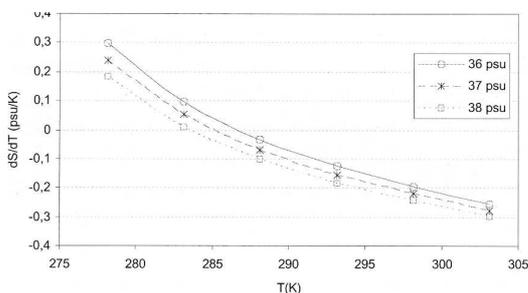


Figura 2. Dependencia de la salinidad con la temperatura termométrica de la superficie en función de la dicha temperatura termométrica, donde se considera el caso de observación nadir y valores de salinidad habituales durante las campañas WISE.

Si realizamos el mismo proceso matemático para las temperaturas de brillo provenientes de considerar un ángulo de observación no nulo, los resultados obtenidos para ambas polarizaciones son diferentes. Tomando ángulos de 0° , 25° y 55° , comprobamos que para temperaturas bajas, próximas a cero grados Celsius, tenemos:

$$\left| \frac{dS}{dT} \right|_{V,55^\circ} > \left| \frac{dS}{dT} \right|_{V,25^\circ} > \left| \frac{dS}{dT} \right|_{V=H,0^\circ} > \left| \frac{dS}{dT} \right|_{H,25^\circ} > \left| \frac{dS}{dT} \right|_{H,55^\circ}$$

de forma que el posible error en la temperatura termométrica:

$$E(T)_{V,55^\circ} < E(T)_{V,25^\circ} < E(T)_{V=H,0^\circ} < E(T)_{H,25^\circ} < E(T)_{H,55^\circ}$$

mientras que para temperaturas más elevadas, sobre los 30°C , estas relaciones son a la inversa.

La Figura 3 muestra los valores resultantes de considerar una salinidad de 36 psu y temperaturas de 278,15 K y 301,15 K para ángulos de observación de 0° , 25° y 55° , obteniéndose gráficos similares para valores de salinidad diferentes. En (a) se observa la dependencia de la salinidad con la temperatura termométrica y en (b) se estudia el error en la temperatura termométrica que conllevaría la obtención de la salinidad con una precisión de $\pm 0,1$ psu.

La salinidad, para el intervalo angular entre 0° y 55° , ofrece una variación respecto de la temperatura entre $0,2$ psu / K y $0,5$ psu / K, en valor absoluto, lo que comporta la necesidad de medir la temperatura termométrica con errores de $\pm 0,2$ K a \pm

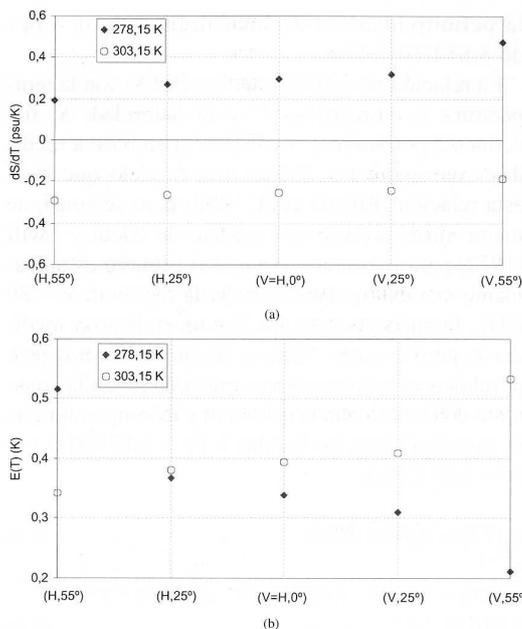


Figura 3. (a) Dependencia de la salinidad con la temperatura termométrica; y (b) error en la temperatura termométrica que conllevaría la obtención de la salinidad con una precisión en la salinidad de $\pm 0,1$ psu. Valores resultantes de considerar una salinidad de 36 psu y temperaturas de 278,15 K y 301,15 K para ángulos de observación de 0° , 25° y 55° , denotados mediante el par (polarización H o V, ángulo de observación).

$0,5$ K para la determinación de la salinidad dentro de una precisión de $\pm 0,1$ psu.

En cualquier caso, una estimación de la precisión requerida en la temperatura termométrica puede tomarse como la resultante de un término $\left| \frac{dS}{dT} \right| = 0,3$

psu / K medio para los valores mostrados en la Figura 3.a. Esta precisión media es de $\pm 0,3$ K, aunque el mínimo error se obtendrá para ángulos de observación mayores a 55° y bajas temperaturas de la superficie del mar, siendo éste menor a $\pm 0,2$ K.

En este sentido, Niclòs et al (2002) han comprobado que esta precisión es posible en base a las medidas realizadas durante las campañas WISE 2000 y WISE 2001, donde se usó un radiómetro multispectral trabajando dentro de la región espectral del infrarrojo térmico. Desarrollando una metodología de medida radiométrica y procesado posterior, se alcanzó una precisión de $\pm 0,13$ K en la temperatura termométrica de la superficie del mar. Como ejemplo de ello, la Figura 4 muestra un detalle de la comparación realizada entre la temperatura de la superficie del mar

obtenida mediante esta metodología, T_m , con sus correspondientes barras de error, y la temperatura del mar medida por boyas oceanográficas, T_{boya} . La diferencia promedio encontrada entre ambas temperaturas para el conjunto de datos tomados durante las campañas WISE fue de $0,0 \pm 0,2$ K, confirmando la exactitud de la metodología propuesta, y las posibles discrepancias entre ellas se deben a la diferente profundidad de toma de datos entre el radiómetro (de unos pocos micrómetros) y el termómetro de contacto usado en las boyas (de 20 cm), observándose el efecto del ciclo diurno, ya que $T_{boya} < T_m$ alrededor del mediodía solar, mientras que $T_{boya} > T_m$ durante la noche y primeras horas de la mañana.

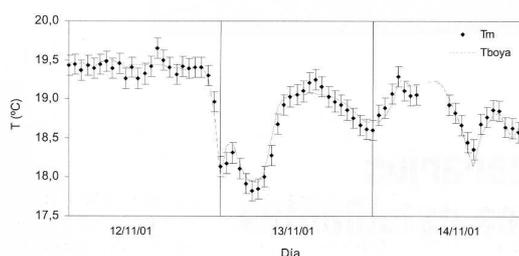


Figura 4. Detalle de la comparación entre la temperatura del mar registrada por boyas oceanográficas, T_{boya} , y la determinada mediante la metodología propuesta por Niclòs et al (2002) a partir de los datos radiométricos tomados durante las campañas WISE, T_m .

CONCLUSIONES

La intención de determinar la salinidad con una precisión de $\pm 0,1$ psu, requerimiento impuesto por la Misión SMOS de la Agencia Espacial Europea, nos plantea un nuevo reto en la medida de la temperatura de la superficie del mar en cuanto a precisión y exactitud.

En este trabajo se analizan las ecuaciones que relacionan la salinidad con la temperatura de brillo en banda L y la temperatura termométrica de la superficie del mar, calculando la constante dieléctrica compleja de la superficie del mar con el modelo de Klein y Swift (1977).

El resultado del estudio demuestra que la precisión mínima requerida en la temperatura termométrica de la superficie del mar, que posibilite una precisión en la salinidad de $\pm 0,1$ psu, es de $\pm 0,3$ K. Niclòs et al (2002) han comprobado que esta precisión es posible en base a las medidas realizadas durante las campañas WISE 2000 y WISE 2001,

obteniendo finalmente un error en la temperatura termométrica de $\pm 0,13$ K.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su gratitud a la Agencia Espacial Europea, por la financiación proporcionada a las campañas WISE 2000 y WISE 2001 dentro de las cuales se enmarca el estudio aquí presentado (ESTEC Contrato No. 14188/00/NL/DC), al Ministerio de Ciencia y Tecnología a través del proyecto REN2001-3116/CLI, y a la Comisión Europea (Fondos FEDER).

REFERENCIAS

- 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*. (en prensa).
- ELLISON, W., BALANA, A., DELBOS, G., LAMKAOUCHI, K., EYMARD, L., GUILLOU, C., y PRIGENT, C. 1998. New permittivity measurements of sea water. *Radio Science*. 33: 639-648.
- KLEIN, L. A. y SWIFT, C.T. 1977. An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*. 1: 104-111.
- LAGERLOEF, G., SWIFT, C.T., y LE VINE, D.M. 1995. Sea surface salinity: The next remote sensing challenge. *Oceanography*. 8: 44-50.
- MARTÍN-NEIRA, M., FONT, J., SROKOZ, M., CORBELLA, L., y CAMPS, A. 2000. Ocean salinity observations with SMOS Mission. *Proceedings IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS 2000*, Hawaii, Jul. 24-28. paper 00.1394_TH07.1120.
- NICLÒS, R., CASELLES, V., RUBIO, E., COLL, C. y VALOR, E. 2002. High-accuracy sea surface temperature retrieval. *Journal of Applied Meteorology* (enviado).
- SWIFT, C. T. y MCINTOSH, R. E. 1983. Considerations for microwave remote sensing of ocean surface salinity. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 21: 480-491.

Apéndice 3

Artículo “Autonomous Measurements of Sea Surface Temperature Using In Situ Thermal Infrared Data”

El presente trabajo fue elaborado en colaboración con los profesores V. Caselles, C. Coll, E. Valor y E. Rubio, y publicado en el Journal of Atmospheric and Oceanic Technology de la American Meteorological Society en abril de 2004. El artículo propone una estrategia para la medida de la temperatura de la superficie del mar con una precisión superior a los $\pm 0,3$ K requeridos. Para ello, se estudió el efecto de cada una de las magnitudes de la ecuación de transferencia radiativa en términos de temperatura, y se establecieron las condiciones geométricas y espectrales que llevaban a un menor error en su estimación. Esta metodología, para la cual se estimó una precisión de $\pm 0,15$ K, se usó para la medida de la temperatura de la superficie del mar durante las campañas WISE, obteniéndose una diferencia promedio con las temperaturas registradas simultáneamente con boyas oceanográficas de $0,0 \pm 0,2$ K.

Autonomous Measurements of Sea Surface Temperature Using In Situ Thermal Infrared Data

RAQUEL NICLÒS, VICENTE CASELLES, CÉSAR COLL, AND ENRIC VALOR

Departament de Termodinàmica, Facultat de Física, Universitat de València, Burjassot, Valencia, Spain

EVA RUBIO

Remote Sensing and GIS Unit, Institute of Regional Development, University of Castilla-La Mancha, Albacete, Spain

(Manuscript received 5 August 2003, in final form 5 September 2003)

ABSTRACT

In situ and autonomous measurements of sea surface temperature (SST) have been performed with a thermal infrared radiometer mounted on a fixed oil rig. The accuracy limit was established at ± 0.3 K for these SST measurements in order to meet the requirements of the Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA) program for global climate research and the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission for salinity retrieval. With this aim, the optimal observation angle and spectral channel for SST measurements have been identified. Then, a methodology has been developed for the radiometer calibration and the emissivity correction, including the reflection of the downwelling sky radiance, which was directly measured simultaneously to the sea surface observation. The effect of the atmospheric path between the sea surface and the sensor has been also studied and found negligible for the particular viewing conditions. A sensitivity analysis of the proposed methodology has shown a precision of ± 0.15 K in the retrieved SST. Finally, the measured SSTs have been validated with coincident buoy temperatures, resulting in an average difference of 0.0 K and a standard deviation of ± 0.2 K.

1. Introduction

Sea surface temperature (SST) is a key geophysical variable in understanding the surface exchange processes between the atmosphere and the oceans, especially in the framework of global climate research. Over the last two decades, significant progress has been made in the measurement and mapping at global scale of SST from satellite remote sensors. The accuracy limit for the satellite-derived SST is ± 0.3 K as defined by the international Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA) program (Barton 1992).

To achieve this accuracy, in situ measurements of SST are required for the definition and validation of SST retrieval algorithms. These measurements were based mostly on several types of contact sensors deployed on ships and on moored or drifting buoys (Schluessel et al. 1987). The main problem with these observations is that contact sensors measure the temperature at a certain depth (of the order of centimeters or meters), while infrared instruments measure the temperature of the sea surface skin, which comprises only a few microns. The thermal stratification of the upper-ocean layers during

the day, for low wind speeds mainly, may complicate the relationship between both temperatures, introducing a degree of uncertainty in the interpretation of results (Barton 2001; Donlon et al. 2002). For this reason, significant efforts have been made to set up validation systems based on the use of in situ infrared sensors that are usually mounted on ships (Barton 1985; Schluessel et al. 1990; Smith et al. 1996; Wick et al. 1996; Wu and Smith 1997; Donlon et al. 1998) or aircrafts (Saunders 1967; Hagan et al. 1997). Some authors have used drifting platforms, such as the Floating Instrument Platform (*FLIP*) used in the California bight by Jessup and Hesany (1996).

In this paper, SST determination is carried out using in situ thermal infrared data measured from an oilrig in the Mediterranean Sea using a CIMEL Electronique CE 312¹ radiometer mounted on an autonomous system. The measurements took place during the 2000 and 2001 Wind and Salinity Experiment (WISE) campaigns conducted in the framework of the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission, sponsored by the European Space Agency (ESA). The SMOS request in salinity accuracy is ± 0.1 psu (1 psu = 1 g of salt in 1 kg of seawater), which is derived from the Global Ocean Data Assimi-

Corresponding author address: Raquel Niclòs, Departament de Termodinàmica, Facultat de Física, Universitat de València, 50 Dr. Moliner, 46100 Burjassot, València, Spain.
E-mail: Raquel.Niclos@uv.es

¹ The use of company and brand names is for information only and does not imply endorsement by the authors.

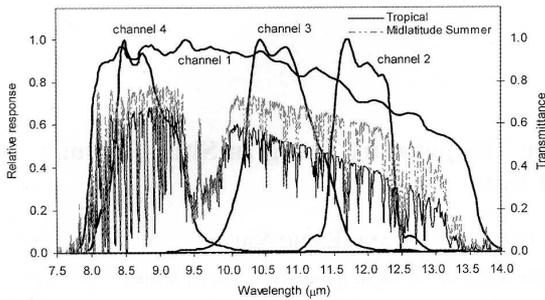


FIG. 1. Spectral response functions of the CE 312 radiometer channels. Atmospheric transmittances for the tropical and midlatitude summer standard atmospheric profiles are shown in the secondary axis.

lation Experiment (GODAE) requirements for global ocean-circulation studies (Kerr et al. 2001; Berger et al. 2002). This accuracy was also proposed for in situ observations made by an L-band radiometer companion to the CE 312 during the WISE campaigns, entailing an accuracy of at least ± 0.3 K in terms of SST (Swift and McIntosh 1983).

The WISE campaigns were held at Repsol YPF's Casablanca fixed oil rig placed at $40^{\circ}43'4''\text{N}$ and $1^{\circ}21'34''\text{E}$, 40 km off the mouth of the River Ebro on the coast of Tarragona, Spain. In this location, the sea conditions are representative of the open Mediterranean with periodic influence of the River Ebro freshwater plume. Measurements were taken in two different periods: from 15 November 2000 to 13 January 2001 (WISE 2000) and from 23 October to 22 November 2001 (WISE 2001).

The aim of the present paper is to present the methodology developed to measure SSTs by using autonomous measurements recorded by a thermal infrared instrument, with an accuracy higher than ± 0.3 K following the requirements of both the TOGA program and the SMOS mission. In the next section a description of the instrumentation is given. Section 3 presents in detail the proposed methodology, and in section 4 a sensitivity analysis and the validation of the method are shown. Finally, section 5 gives the main conclusions of the paper.

2. Instrumentation

The thermal infrared radiometer used during the WISE campaigns was the CIMEL Electronique model CE 312 (Sicard et al. 1999; Legrand et al. 2000). It has four spectral channels: one broadband channel, 8–14 μm (band 1); and three narrow channels, 11.5–12.5, 10.5–11.5, and 8.2–9.2 μm (bands 2, 3, and 4, respectively). Figure 1 shows the spectral bandpasses of the CE 312 narrow channels, together with the atmosphere transmittance corresponding to the tropical and midlatitude summer standard atmospheres in order to show the relative transparency of the narrow channels. The radiometer has a field of view of 10° , a response time of 1 s, and a precision of ± 0.10 , ± 0.12 , ± 0.09 , and ± 0.14 K for channels 1–4, respec-

tively. Moreover, the cavity containing the detector is used as a temperature reference. A platinum probe attached to the detector surface monitors the internal temperature of the head. Also, the radiometer is provided with a concealable, gold-coated mirror, which allows comparisons between the radiance coming from an external target and from the optical head cavity in order to check and correct any possible variations in the temperature of the optical head that could affect the measurements.

During both WISE campaigns, the CE 312 radiometer measured continuously, one measurement every 2.5 min. Its optical head was fixed on a mobile pedestal and placed on an external Casablanca terrace at 32-m height (Figs. 2a,b). The pedestal motor allowed us to point the sensor with a high-accuracy inclinometer, performing measurements of sea and sky alternately.

In addition, the CE 312 radiometer was kept in a shelter to be protected from the environmental conditions of open sea (Fig. 2c), and the incoming radiance was observed through a 4-mm-thick ZnSe window, which was selected because of its good transmission in the thermal infrared region. Also, a small bag of silica gel was placed inside the protective shelter to prevent the formation of condensation drops.

To take into account the effect of the optical properties of this window, calibrations of the complete system (protective shelter and radiometer) were carried out mainly before and after each campaign. An Everest model 1000 calibration source was used as reference for that purpose, and its thermometric temperature was collected using an external temperature probe. It was assumed that the source was close to the blackbody behavior, and therefore the contribution of the reflected environmental radiation to the signal was negligible.

A calibration function was obtained for each channel:

$$R_{m,i} = \tau_i B_i(T_s) + \rho_i B_i(T_i) + \alpha_i B_i(T_w), \quad (1)$$

where $R_{m,i}$ is the CE 312 radiance measured through the ZnSe window in channel i ; $B_i(T)$ is the channel i averaged Planck's function for a temperature T ; T_s is the thermometric temperature of the source; T_i is the internal temperature of the radiometer's optical head; T_w is the ZnSe window temperature; and α_i , ρ_i , and τ_i are the window absorptance, reflectance, and transmittance, respectively. Equation (1) can be rewritten as

$$R_{m,i} - B_i(T_i) = \tau_i [B_i(T_s) - B_i(T_i)] + \zeta_i, \quad (2)$$

with $\zeta_i = \alpha_i [B_i(T_w) - B_i(T_i)]$. Since T_i and T_w were similar and correlated, ζ_i was practically constant. Thus, a linear regression of $R_{m,i} - B_i(T_i)$ on $B_i(T_s) - B_i(T_i)$ allowed the determination of the calibration parameters τ_i and ζ_i . The calibration coefficients are presented in Table 1.

Equation (2) can be rewritten as

$$B_i(T_s) = \frac{[R_{m,i} + (\tau_i - 1)B_i(T_i) - \zeta_i]}{\tau_i}, \quad (3)$$

from which the calibrated brightness temperature, T_s , is obtained. The accuracy of T_s can be determined by applying the error theory to Eq. (3). Thus the error in $B_i(T_s)$ will be

$$\sigma[B_i(T_s)] = \sqrt{\left[\frac{\partial B_i(T_s)}{\partial R_{m,i}}\right]^2 \sigma^2(R_{m,i}) + \left[\frac{\partial B_i(T_s)}{\partial \tau_i}\right]^2 \sigma^2(\tau_i) + \left[\frac{\partial B_i(T_s)}{\partial \zeta_i}\right]^2 \sigma^2(\zeta_i) + \left[\frac{\partial B_i(T_s)}{\partial B_i(T_i)}\right]^2 \sigma^2[B_i(T_i)]}, \quad (4)$$

where $\sigma(R_{m,i})$ is the CE 312 radiance error, $\sigma(\tau_i)$ and $\sigma(\zeta_i)$ are the errors in the calibration coefficients (these are the standard deviations given in Table 1), and $\sigma[B_i(T_i)]$ is the error of Planck's function for the internal temperature of the radiometer's optical head. Note that $\sigma(R_{m,i})$ was evaluated from several previous calibration processes of the radiometer carried out under a wide range of thermal conditions, obtaining values of $\pm 1.4 \times 10^{-5}$, $\pm 2 \times 10^{-5}$, $\pm 1.4 \times 10^{-5}$, and $\pm 1.8 \times 10^{-5}$ mW (cm² sr cm⁻¹)⁻¹ (equivalent to ± 0.10 , ± 0.12 , ± 0.09 , and ± 0.14 K) for channels 1–4, respectively. To determine $\sigma[B_i(T_i)]$, the internal temperature error, $\sigma(T_i)$, is used:

$$\sigma[B_i(T_i)] = \left| \frac{\partial B_i(T_i)}{\partial T_i} \right| \sigma(T_i), \quad (5)$$

where $\sigma(T_i) = \pm 0.1$ K is the accuracy of the platinum probe placed inside the optical head.

Finally, the brightness temperature accuracy for each CE 312 channel, $\sigma(T_{s,i})$, is obtained from (4):

$$\sigma(T_{s,i}) = \left| \frac{\partial T_{s,i}}{\partial B_i(T_{s,i})} \right| \sigma[B_i(T_{s,i})]. \quad (6)$$

Applying Eqs. (4)–(6) to the CE 312 data measured during both WISE campaigns, sea surface brightness temperature errors of ± 0.14 , ± 0.16 , ± 0.12 , and ± 0.18 K were obtained for the CE 312 channels 1–4, respectively. These results show that the variability of the calibration coefficients (τ_i , ζ_i), given by the standard deviation presented in Table 1 [$\sigma(\tau_i)$, $\sigma(\zeta_i)$], had a negligible impact on the accuracy of the brightness temperatures, due to a minimum contamination effect of the ZnSe window.

Simultaneous measurements of the temperature of the sea surface at some depth (SST_{bulk}) were carried out during both campaigns to validate the SST retrievals given by the measurement strategy proposed in this paper. Measurements of SST_{bulk} were made with Sea-Bird Electronics (SBE) 37-SM MicroCAT thermal probes (property of the Institute of Marine Sciences, ICM-CSIC, Spain) placed in oceanographic buoys measuring at 20-cm depth. These thermal probes are high-precision thermistors, providing an accuracy of ± 0.002 K after manufacturer calibrations previous to each campaign (Font et al. 2003; Budeus and Schneider 1998). The

buoys were located very close to the thermal radiometer target and took SST_{bulk} measurements every 2 min.

3. Methodology

The radiance measured by channel i of a thermal infrared radiometer located at a height h and observing the sea surface under a direction (θ, ϕ) , $R_i(\theta, \phi, h)$, is the sum of two main components: (i) the radiance at surface level, $R_{s,i}(\theta, \phi, 0)$, which is attenuated by the absorption of the atmosphere between the sea surface and the instrument; and (ii) the upwelling sky radiance emitted by the atmosphere in the viewing direction, $L_{i,atm}^\uparrow(\theta, \phi)$. The radiance at surface level is in turn composed of (i) the sea surface direct emission and (ii) the quasi-specular reflection of the downwelling sky radiance that reaches the sea surface, $L_{i,atm}^\downarrow(\bar{\theta}_r, \phi)$. The measured radiance, $R_i(\theta, \phi, h)$, can be expressed by the following two equations:

$$R_i(\theta, \phi, h) = R_{s,i}(\theta, \phi, 0)\tau_i(\theta, \phi, 0, h) + L_{i,atm}^\uparrow(\theta, \phi), \quad (7)$$

$$R_{s,i}(\theta, \phi, 0) = \varepsilon_i(\theta, \phi)B_i(\text{SST}) + [1 - \varepsilon_i(\theta, \phi)]L_{i,atm}^\downarrow(\bar{\theta}_r, \phi), \quad (8)$$

where $B_i(\text{SST})$ is the channel i averaged Planck's function for a skin SST, $\varepsilon_i(\theta, \phi)$ is the sea surface emissivity, and $\tau_i(\theta, \phi, 0, h)$ is the transmittance of the atmosphere between the sea surface and the instrument. For a flat sea surface the reflection of the downwelling sky radiance can be considered specular. In this case the contribution of this term to $R_{s,i}(\theta, \phi, 0)$ is simply the downwelling sky radiance coming from the angle complementary to θ , that is, $\pi - \theta$. However, for a sea surface roughed by the wind, the reflection of the sky radiance comes from a range of different angles rather than from a definite one, due to the anisotropy of the downwelling sky radiance. In this case it is possible to consider an effective reflection angle, $\bar{\theta}_r$, for which $L_{i,atm}^\downarrow(\bar{\theta}_r, \phi)$ equals the actual downwelling radiance coming from that angle interval. Sidran (1981) evaluated the error introduced by the approximation of using the complementary angle to θ , that is, $\bar{\theta}_r = \pi - \theta$, in the calculation of the reflection for a rough sea surface, showing that the effect on the retrieved SST was negligible ($< \pm 0.05$ K). Thus, we finally took $\pi - \theta$ as the effective angle.

Equations (7) and (8) allow the recovery of SST from the radiometer measurements $[R_i(\theta, \phi, h)]$. In order to obtain an accurate SST estimation from the measured radiance, $\tau_i(\theta, \phi, 0, h)$, $L_{i,atm}^+(\theta, \phi)$, $L_{i,atm}^-(\pi - \theta, \phi)$, and the sea surface emissivity have to be evaluated to correct the measurements for the mentioned effects through Eqs. (7) and (8). In the following sections the determination of these quantities is addressed.

a. Emissivity determination

The effective emissivity for the sea surface was determined using the Masuda et al. (1988) model. They considered the sea surface roughness as a slope distribution associated with the swell faces produced by the intensity of the surface wind, which was defined using a probability density function (Cox and Munk 1955). This model constitutes a good approximation for the sea surface emissivity in the case of small observation zenith angles (Smith et al. 1996; Wu and Smith 1997). The only input to the model is the surface wind speed, which was defined by Cox and Munk (1955) at a height of 12.5 m over the sea surface.

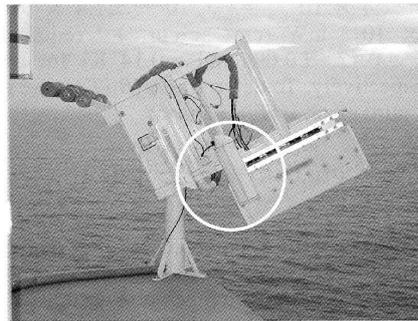
A preliminary campaign was carried out in El Puig, Valencia, Spain, to check the consistency of the Masuda et al. (1988) model with actual measurements. The sea surface emissivity was measured for different angles from a breakwater. To avoid the influence of the breakwater on the sea surface, viewing angles larger than 30° were considered. Thus, measurements at angles from 35° to 85° , at steps of 10° , were performed. Surface and sky were observed alternately in order to measure the downwelling sky radiance. The sea temperature was measured using the CE 312 external probe placed in a small buoy. Figure 3 shows the measured emissivities. The experimental values obtained by Rees and James (1992) and Sobrino and Cuenca (1999), as well as the theoretical emissivities determined by Masuda et al. (1988), are also included in Fig. 3. A good agreement is obtained between the model and the data. The sea surface emissivity shows a clear angular dependence. The emissivity is high and almost constant with respect to the observation angle for low angles, up to 30° , and a decrease in emissivity is observed beyond this viewing angle.

The emissivity dependence on both viewing angle and wind speed was analyzed using the Masuda et al. (1988) model (see Fig. 4). For observation angles lower than 30° , sea surface emissivity is almost independent of the surface wind speed and viewing angle. Beyond this point the angular dependence arises, and from an angle of 40° the wind speed influence becomes noticeable. This suggests the use of viewing angles lower than 30° , in order to minimize the impact of possible error sources such as wind speed accuracy, sensor pointing errors, etc.

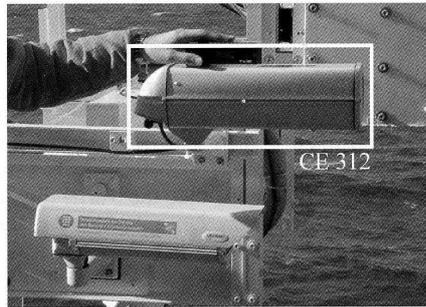
The influence of the measurement system structure, that is, the oil rig, must also be avoided. Taking into



(a)



(b)



(c)

FIG. 2. (a) General view of the Casablanca oil rig, (b) the radiometer mobile pedestal on an external terrace, and (c) a detail of the protective shelter containing the CE 312 optical head.

account the size of the platform, a viewing angle larger than 20° was used in order to minimize the effect of the reflection of the oil rig thermal radiance on a roughed sea surface toward the sensor, and also to avoid the effects of the oil rig shadowing on the observed sea surface. From these considerations and in view of the oil rig structure, the sensor was pointed to the sea surface with an observation zenith angle of 25° .

TABLE 1. Calibration coefficients, τ_i and ζ_i [Eq. (2)], obtained for the CE 312 channels in both WISE campaigns. Standard deviations of the coefficients (σ) and determination coefficients of the regressions (r^2) are also indicated.

Campaign	Channel (μm)	τ_i	$\pm\sigma(\tau_i)$	ζ_i		r^2
				[mW (cm ² sr cm ⁻¹) ⁻¹]	$\pm\sigma(\zeta_i)$ [mW (cm ² sr cm ⁻¹) ⁻¹]	
WISE 2000	1 (8–14)	0.726	0.006	-12.0×10^{-6}	0.9×10^{-6}	0.991
	2 (11.5–12.5)	0.735	0.014	-23×10^{-6}	2×10^{-6}	0.955
	3 (10.5–11.5)	0.745	0.008	-15.6×10^{-6}	1.3×10^{-6}	0.986
	4 (8.2–9.2)	0.768	0.018	-18×10^{-6}	2×10^{-6}	0.939
WISE 2001	1 (8–14)	0.762	0.002	-13.8×10^{-6}	0.6×10^{-6}	0.998
	2 (11.5–12.5)	0.759	0.004	-21.1×10^{-6}	1.1×10^{-6}	0.994
	3 (10.5–11.5)	0.776	0.003	-17.1×10^{-6}	0.8×10^{-6}	0.997
	4 (8.2–9.2)	0.798	0.005	-17.5×10^{-6}	1.0×10^{-6}	0.933

In addition to the viewing conditions, another important issue is which spectral channel should be used in order to reduce the impact of the emissivity accuracy on the SST retrieval. Figure 5 shows the emissivity values calculated by means of the Masuda et al. (1988) model, and integrated for the CE 312 channels, for an observation angle of 25° and several wind speeds. The highest emissivity value is obtained in channel 3 (10.5–11.5 μm), and consequently this band shows the lower impact of emissivity on SST retrieval.

b. Atmospheric and emissivity corrections

Atmosphere takes part in the radiance transmission between the surface and the radiometer by means of three effects: 1) absorption of the radiance at surface level transmitted between surface and radiometer, characterized by the atmospheric transmittance, $\tau_i(\theta, \phi, 0, h)$; 2) atmospheric emission upward, defined by the upwelling sky radiance, $L_{i\text{atm}}^\uparrow(\theta, \phi)$; and 3) reflection of the downwelling sky radiance, $L_{i\text{atm}}^\downarrow(\pi - \theta, \phi)$, in the surface, which is taken into account in the emissivity correction by means of the term

$$[1 - \varepsilon_i(\theta, \phi)]L_{i\text{atm}}^\downarrow(\pi - \theta, \phi)$$

in Eq. (8).

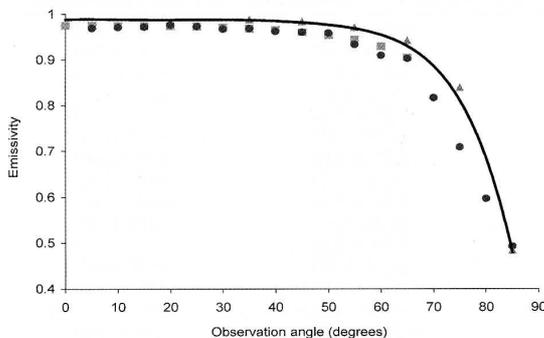


FIG. 3. Comparison of emissivity measurements and emissivity calculated (solid line) by the model of Masuda et al. (1988), with wind speed of 0 m s⁻¹ and integrated in the 8–14- μm waveband. The experimental data are from the El Puig campaign (\blacktriangle), Sobrino and Cuenca (1999) (\blacksquare), and Rees and James (1992) (\bullet).

A quantification of the atmospheric and emissivity effects on the thermal measurements from the oil rig is addressed in this section in order to determine which corrections were necessary and their order of magnitude.

Equation (7), used to evaluate the atmospheric correction of the data, can be expressed as

$$R_{s,i}(\theta, \phi, 0) - R_i(\theta, \phi, h) = \frac{[1 - \tau_i(\theta, \phi, 0, h)]R_i(\theta, \phi, h) - L_{i\text{atm}}^\uparrow(\theta, \phi)}{\tau_i(\theta, \phi, 0, h)}, \quad (9)$$

where the difference between at-surface and at-sensor radiances is estimated depending on $\tau_i(\theta, \phi, 0, h)$ and $L_{i\text{atm}}^\uparrow(\theta, \phi)$. From Eq. (9) the atmospheric correction in terms of temperature can be calculated as

$$\Delta T_a = \frac{R_{s,i}(\theta, \phi, 0) - R_i(\theta, \phi, h)}{\partial B_i(T)/\partial T}, \quad (10)$$

where $\partial B_i(T)/\partial T$ is the derivative of Planck's function with temperature, which is used as a conversion factor from radiance to temperature. To quantify the atmospheric correction with Eqs. (9) and (10), $\tau_i(\theta, \phi, 0, h)$ and $L_{i\text{atm}}^\uparrow(\theta, \phi)$ have to be evaluated for specific cases.

Since radiosounding data were not available at the oil rig area, local air pressure, temperature, and relative humidity data measured at different altitudes at the plat-

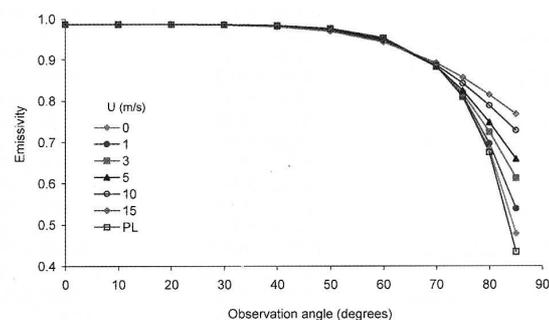


FIG. 4. Dependence of the sea surface emissivity on observation angle, θ (°), and wind speed, U (m s⁻¹), for the CE 312 channel 1(8–14 μm) calculated with the Masuda et al. (1988) model. PL indicates the case of plane surface, for a completely specular water surface.

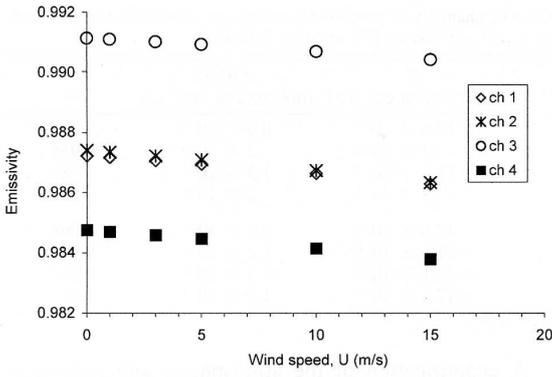


FIG. 5. Emissivity values integrated for the CE 312 channels against the surface wind speed, U (m s^{-1}), and using an observation zenith angle of 25° , calculated from the Masuda et al. (1988) model.

form (from 2.5 to 69 m over the sea surface) for several atmospheric conditions during both campaigns were used. These data were introduced into the MODTRAN 4 code (Berk et al. 1999) to get the estimates of $\tau_i(\theta, \phi, 0, h)$ and $L_{i\text{atm}}^\uparrow(\theta, \phi)$. These reduced profiles can be used for this purpose since only the perturbation introduced by the first 32 m of atmosphere (the path between the sea surface and the sensor) is relevant in this case.

Equation (10) was calculated for the experimental conditions corresponding to each individual CE 312 measurement for an observation angle of 25° . All the individual ΔT_a calculated values were averaged, and the results are presented in the first row of Table 2 for each CE 312 channel. These results show (i) a low variability of the atmospheric correction during the WISE campaigns, since the standard deviations are lower than

± 0.03 K; (ii) that channels 2 and 3 present the lowest atmospheric correction; and (iii) that this correction is negligible (lower than the calibration uncertainties given in section 2), due to the short atmospheric path between the sea surface and the sensor.

Equation (8) was used to evaluate the emissivity correction. The difference between the channel i averaged Planck's function for the SST, $B_i(\text{SST})$, and the corresponding at-surface radiance is

$$B_i(\text{SST}) - R_{s,i}(\theta, \phi, 0) = \frac{[1 - \varepsilon_i(\theta, \phi)][R_{s,i}(\theta, \phi, 0) - L_{i\text{atm}}^\downarrow(\pi - \theta, \phi)]}{\varepsilon_i(\theta, \phi)} \quad (11)$$

The emissivity correction can be calculated from Eq. (11) as

$$\Delta T_\varepsilon = \frac{B_i(\text{SST}) - R_{s,i}(\theta, \phi, 0)}{\partial B_i(T)/\partial T} \quad (12)$$

To apply Eqs. (11) and (12), both the sea surface emissivity and the downwelling sky radiance must be determined. The emissivity was calculated for the four channels using the model of Masuda et al. (1988) with a viewing angle of 25° , and for wind speeds ranging from 0 to 30 m s^{-1} to cover all the cases found in both WISE campaigns. Considering these conditions, average emissivity values of 0.9864 ± 0.0008 , 0.9865 ± 0.0009 , 0.9905 ± 0.0006 , and 0.9839 ± 0.0008 were obtained in channels 1–4, respectively.

The downwelling sky radiance also has to be evaluated in Eq. (11). To calculate this term, atmospheric profiles representative of the whole atmosphere are needed. These were not available, and the local pressure,

TABLE 2. Atmospheric correction, ΔT_a (K), emissivity correction, ΔT_ε (K), emissivity correction without the downwelling sky radiance contribution, $\Delta T'_\varepsilon$ (K), and effect of the downwelling sky radiance in the SST retrieval, $\Delta T_\varepsilon - \Delta T'_\varepsilon$ (K), for midlatitude (ML) and tropical (TR) atmospheric standard profiles and all of the CE 312 channels. Shown for each term are the mean value and the std dev as $\Delta T \pm \sigma(\Delta T)$, followed by the min and max values of each correction, given in italics between brackets (ΔT_{min} , ΔT_{max}).

	Channel 1 (8–14 μm)	Channel 2 (11.5–12.5 μm)	Channel 3 (10.5–11.5 μm)	Channel 4 (8.2–9.2 μm)
ΔT_a	0.12 ± 0.03 (<i>0.04, 0.17</i>)	0.04 ± 0.02 (<i>0.001, 0.08</i>)	0.025 ± 0.008 (<i>0.009, 0.04</i>)	0.14 ± 0.03 (<i>0.11, 0.19</i>)
$\Delta T_{\varepsilon\text{MLwinter}}$	0.71 ± 0.04 (<i>0.66, 0.79</i>)	0.83 ± 0.06 (<i>0.77, 0.94</i>)	0.56 ± 0.04 (<i>0.52, 0.63</i>)	0.75 ± 0.04 (<i>0.70, 0.82</i>)
$\Delta T_{\varepsilon\text{MLsummer}}$	0.46 ± 0.03 (<i>0.42, 0.52</i>)	0.45 ± 0.03 (<i>0.40, 0.51</i>)	0.39 ± 0.03 (<i>0.36, 0.44</i>)	0.53 ± 0.03 (<i>0.49, 0.59</i>)
$\Delta T_{\varepsilon\text{TR}}$	0.32 ± 0.02 (<i>0.28, 0.36</i>)	0.24 ± 0.02 (<i>0.21, 0.29</i>)	0.27 ± 0.02 (<i>0.25, 0.32</i>)	0.41 ± 0.03 (<i>0.37, 0.46</i>)
$\Delta T_{\varepsilon\text{MLmean}}$	0.59 ± 0.13 (<i>0.42, 0.79</i>)	0.6 ± 0.2 (<i>0.4, 0.9</i>)	0.48 ± 0.09 (<i>0.36, 0.63</i>)	0.64 ± 0.11 (<i>0.49, 0.82</i>)
$\Delta T'_\varepsilon$	0.82 ± 0.05 (<i>0.76, 0.91</i>)	0.94 ± 0.06 (<i>0.86, 1.05</i>)	0.59 ± 0.04 (<i>0.55, 0.66</i>)	0.83 ± 0.04 (<i>0.78, 0.91</i>)
$\Delta T_\varepsilon - \Delta T'_\varepsilon\text{MLwinter}$	-0.103 ± 0.006 (<i>-0.115, -0.095</i>)	-0.104 ± 0.007 (<i>-0.117, -0.096</i>)	-0.034 ± 0.002 (<i>-0.038, -0.031</i>)	-0.085 ± 0.004 (<i>-0.093, -0.079</i>)
$\Delta T_\varepsilon - \Delta T'_\varepsilon\text{MLsummer}$	-0.36 ± 0.02 (<i>-0.40, -0.33</i>)	-0.49 ± 0.03 (<i>-0.55, -0.45</i>)	-0.200 ± 0.013 (<i>-0.225, -0.185</i>)	-0.30 ± 0.02 (<i>-0.33, -0.28</i>)
$\Delta T_\varepsilon - \Delta T'_\varepsilon\text{TR}$	-0.50 ± 0.04 (<i>-0.59, -0.44</i>)	-0.70 ± 0.05 (<i>-0.82, -0.62</i>)	-0.32 ± 0.02 (<i>-0.38, -0.28</i>)	-0.43 ± 0.03 (<i>-0.50, -0.37</i>)
$\Delta T_\varepsilon - \Delta T'_\varepsilon\text{MLmean}$	-0.23 ± 0.13 (<i>-0.40, -0.10</i>)	-0.3 ± 0.2 (<i>-0.6, -0.1</i>)	-0.12 ± 0.09 (<i>-0.23, -0.03</i>)	-0.19 ± 0.11 (<i>-0.33, -0.08</i>)

temperature, and relative humidity measurements mentioned above were not useful in this case, since they only describe the first 69 m of atmosphere. Thus, to get an estimation of the emissivity effect, three standard atmospheres given in the MODTRAN 4 code, namely, the midlatitude winter, midlatitude summer, and tropical profiles, were used in the calculations.

The emissivity correction for both campaigns was estimated using these emissivity values and downwelling sky radiances along with a different average value of the brightness temperature for each campaign (288.3 K for WISE 2000 and 291.2 K for WISE 2001) into Eqs. (11) and (12). The results are presented in rows 2, 3, and 4 of Table 2 considering each atmosphere type. In all cases channel 3 shows the lowest emissivity correction, except for the tropical case, in which it is shown by channel 2. Nevertheless, taking into account the atmospheric conditions found in the WISE campaigns (both carried out in autumn), the most approximate case would be an average between the midlatitude winter and midlatitude summer results. This case is shown in the fifth row of Table 2 (ML mean case), which presents a slightly better performance of channel 3.

In addition, the effect of the downwelling sky radiance on the emissivity correction was estimated separately to check its importance and to decide which of the atmospheric quantities should be accounted for in correcting the measured data. The values of the emissivity correction if the downwelling sky radiance was neglected ($\Delta T'_e$) are shown by channels in the sixth row of Table 2. The next rows present the contributions to the emissivity correction due to $L_{i\text{atm}}^\downarrow(\pi - \theta, \phi)$ alone, which are obtained by simply subtracting $\Delta T'_e$ from the previous values of ΔT_e , for the same atmospheres discussed above. It becomes clear that the lowest impact of this term is observed in channel 3.

Three conclusions can be drawn from these results. First, channel 3 shows the lowest impact on both the atmospheric and emissivity corrections on the SST retrieval, and thus it is a clear candidate for the remote SST measurements. This conclusion is also supported by the fact that sea surface emissivity is the highest in this channel, as has been shown in section 3a. Second, it is reasonable to assume that the atmospheric correction is negligible for that band ($\Delta T_a = 0.025 \pm 0.008$ K), due to the small air-sea temperature difference, which shows a value of ± 1 K on average (Camps et al. 2002), and the short optical path (35.3 m). Thus, it is not necessary to include this correction in the retrieval of accurate SSTs in this case. Last, the emissivity correction can introduce significant temperature errors if it is not considered ($\Delta T_e = 0.48 \pm 0.09$ K for channel 3), and consequently the downwelling sky radiance must be accurately determined. For this reason, it cannot be simply calculated using standard profiles, but it should be directly measured for each individual radiance acquisition. This is a well-known correction for infrared-derived SST measurements (Hagan et al. 1997; Donlon

et al. 1998; Nalli et al. 2001), which only under very optically thick clouds diminishes to potentially low values. Donlon and Nightingale (2000) made a detailed analysis of the effect of errors in the atmospheric radiance measurement on SST retrieval from in situ radiometers, and concluded that for clear-sky, overcast, or high-humidity atmospheric conditions SST is relatively insensitive to sky-pointing errors of $\pm 10^\circ$ and to temporal mismatches between the sea and sky views. However, in mixed-cloud conditions the impact of these errors could be significant (larger than ± 0.25 K).

c. Measurement strategy

Considering the results of the preceding sections, the sea surface radiances were measured from 32-m height under the defined optimum spectral and angular conditions: the spectral band 10.5–11.5 μm (CE 312 channel 3) was used with an observation angle of 25° , under which atmospheric and emissivity effects, and the influence of the oil rig, are minimum. Under these conditions, and taking into account the CE 312 field of view of 10° , the sensor was observing an elliptical area of 30 m^2 over the sea surface.

In addition to the sea surface radiance measurements, the downwelling sky radiance must also be directly measured for each individual sea surface measurement to account accurately for the emissivity effect. Consequently, the downwelling sky radiance was measured during both campaigns directly and alternately with the sea observations using the complementary angle to 25° , that is, 155° . The use of simultaneous sky measurements avoids the need for local radiosoundings to account for the downwelling atmospheric radiance and allows accounting adequately for the effect of clouds, especially under variable cloud cover conditions.

Finally, each sea surface radiance measurement was corrected in order to retrieve SST. First, the calibration equation defined in section 2 [Eq. (3)] was applied to correct possible systematic errors due to the radiometer itself and the protective ZnSe window. Then, the emissivity correction was assessed using (i) the Masuda et al. (1988) emissivity determined for the existing wind speed at the measurement moment and for an observation angle of 25° , and (ii) the value of the downwelling sky radiance measured most closely in time.

4. Precision and accuracy

a. Sensitivity analysis

Since the atmospheric correction was shown to be negligible [i.e., $\tau_i(\theta, \phi, 0, h) \approx 1$ and $L_{i\text{atm}}^\downarrow(\theta, \phi) \approx 0$], SSTs can be computed from sea surface radiance and downwelling sky radiance directly using Eq. (8). The SST accuracy [$\sigma(\text{SST})$] can be derived from this equation by applying error theory as

$$\sigma(\text{SST}) = \left| \frac{\partial \text{SST}}{\partial B_i(\text{SST})} \right| \sigma[B_i(\text{SST})], \quad (13)$$

where $\sigma[B_i(\text{SST})]$ is the error in the Planck's function at SST, given by

$$\sigma[B_i(\text{SST})] = \left\{ \left[\frac{\partial B_i(\text{SST})}{\partial \varepsilon_i} \right]^2 \sigma^2(\varepsilon_i) + \left[\frac{\partial B_i(\text{SST})}{\partial R_{s,i}} \right]^2 \sigma^2(R_{s,i}) + \left[\frac{\partial B_i(\text{SST})}{\partial L_{i,\text{atm}}^\downarrow} \right]^2 \sigma^2(L_{i,\text{atm}}^\downarrow) \right\}^{1/2}, \quad (14)$$

in which $\sigma(\varepsilon_i)$ is the error for the surface emissivity, and $\sigma(R_{s,i})$ and $\sigma(L_{i,\text{atm}}^\downarrow)$ are, respectively, the errors of the sea surface and downwelling sky measured radiances.

The main error sources are the sensor radiometric error and the calibration error, which contribute to the error of the radiance measured by the CE 312, both for the sea surface radiance, $\sigma(R_{s,i})$, and for the downwelling sky radiance, $\sigma(L_{i,\text{atm}}^\downarrow)$. Errors of both radiances have been determined in section 2 to be $\pm 2 \times 10^{-5}$ mW (cm² sr cm⁻¹)⁻¹ for CE 312 channel 3 (± 0.12 K in terms of brightness temperature).

With regard to the emissivity error [$\sigma(\varepsilon_i)$], two sources have been taken into account: the error of the Masuda et al. (1988) model, $\sigma_M(\varepsilon_i)$, and the uncertainty resulting from error propagation of the model inputs, $\sigma_P(\varepsilon_i)$. Thus,

$$\sigma(\varepsilon_i)^2 = \sigma_M(\varepsilon_i)^2 + \sigma_P(\varepsilon_i)^2. \quad (15)$$

Here $\sigma_P(\varepsilon_i)$ is obtained from propagation of the model inputs errors, taking into account the emissivity dependence on wind speed and observation angle. Then, this error can be written as

$$\sigma_P(\varepsilon_i) = \left[\left(\frac{\partial \varepsilon_i}{\partial U} \right)^2 \sigma^2(U) + \left(\frac{\partial \varepsilon_i}{\partial \theta} \right)^2 \sigma^2(\theta) \right]^{1/2}, \quad (16)$$

where $\sigma(U)$ is the error of the wind speed measured at the surface level, and $\sigma(\theta)$ is the radiometer pointing error. Surface wind speed was determined with a calibrated anemometer with an error of ± 0.9 m s⁻¹. The radiometer pointing inclinometer error was $\pm 0.01^\circ$; however, an error of $\pm 5^\circ$, which includes any possible sensor movement due to the wind effect and oil rig vibrations, was considered. Anyway, the angular dependence of emissivity is negligible at low observation angles ($|\partial \varepsilon / \partial \theta| < 0.0001$). Introducing these values in Eq. (16), it turns out to be $\sigma_P(\varepsilon_i) = \pm 0.0009$.

By comparing the theoretical calculations with measured emissivities, $\sigma_M(\varepsilon_i)$ can be estimated. Measurements taken during the WISE 2000 campaign and the preliminary campaign in El Puig, Spain, showed us an average difference between the modeled and measured values of ± 0.0012 in emissivity for low observation angles. This value is in agreement with the results obtained by Smith et al. (1996), who compared sea surface

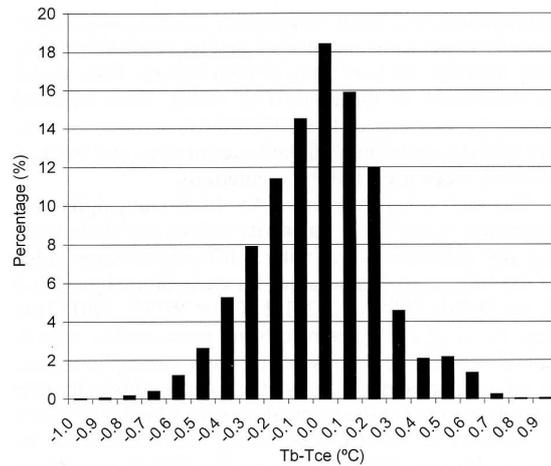


FIG. 6. Percentage histogram of the differences between the temperature recorded by SBE 37-SM MicroCAT thermal probes deployed in oceanographic buoys (Tb), and the SSTs retrieved from the CE 312 radiometric measurements (Tce) by means of the described methodology.

emissivity spectra measured at different viewing angles with the Atmospheric Emitted Radiance Interferometer (AERI) with the values calculated from the model of Masuda et al. (1988). They found excellent agreement, especially for observation angles lower than 35° .

Introducing the estimated values of $\sigma_P(\varepsilon_i)$ and $\sigma_M(\varepsilon_i)$ into Eq. (15), $\sigma(\varepsilon_i) = \pm 0.0015$ was obtained. Finally, considering all the different error sources in Eqs. (13) and (14) for both campaigns, a final SST error of ± 0.15 K was estimated.

b. Validation

The SSTs measured with the proposed methodology were compared with simultaneous measurements of sea temperature at 20-cm depth (SST_{bulk}) given by the SBE 37-SM MicroCAT thermal probes, which were taken as reference temperatures.

Figure 6 gives a percentage histogram of the differences between buoy-measured temperatures (T_b) and the SST calculated by means of the described methodology (T_{ce}). It shows a slightly skewed distribution of the differences toward the negative values, with an asymmetry coefficient of -0.005 . The average value is 0.0 K, and the standard deviation is ± 0.2 K, showing a good accuracy in the retrieved SSTs that is coherent with the results of the sensitivity analysis given above. Figure 7 shows a detail of this intercomparison for three days during the WISE 2001 campaign. There is good correspondence between both measurements. The curves for T_b and T_{ce} are close to each other, and their difference is mostly lower than the limits given by the $T_{ce} \pm \sigma(T_{ce})$ lines.

However, there are also temperature differences larger

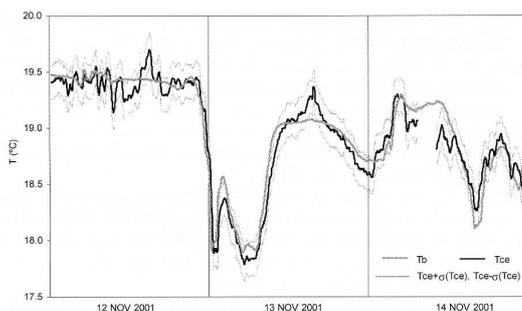


FIG. 7. Detail of the intercomparison between the temperatures registered by the thermal probes at the oceanographic buoys (T_b) and the SSTs retrieved from the CE 312 radiometric measurements (T_{ce}) by means of the described methodology, including the T_{ce} range of error as the interval between $T_{ce} - \sigma(T_{ce})$ and $T_{ce} + \sigma(T_{ce})$, where $\sigma(T_{ce})$ is the SST error for each individual measurement.

than ± 0.2 K in the histogram shown in Fig. 6, both positive and negative. These differences may be due to the bulk–skin temperature difference. The difference between the temperatures measured by contact thermometers at some depth and the temperatures measured with thermal infrared radiometers, which correspond to the first few micrometers of the sea surface, is well known (Saunders 1967; Robinson et al. 1984; Harris et al. 1994; Donlon et al. 1999; Murray et al. 2000). The so-called bulk – skin temperature difference depends on the wind speed and the net heat flux at the sea surface (Wick et al. 1996), and may take values from +1.0 to –1.0 K (Schlüssel et al. 1990). At night, the bulk – skin temperature difference is usually positive (i.e., there is a cold skin); however, during daytime it is positive for wind speeds larger than 6 m s^{-1} (0.17 ± 0.07 K) and may have both signs for lower wind speeds (Donlon et al. 2002). During the WISE campaigns, the measured wind speed was usually lower than 6 m s^{-1} , and consequently our measurements were in concordance with the observations of Donlon et al. (2002).

The data of Fig. 7 suggest the existence of a diurnal cycle in the bulk–skin temperature difference, especially for days with high solar radiation and low wind speeds (i.e., 13 November 2001). In this case, T_b is lower than T_{ce} around solar noon, whereas T_b is larger than T_{ce} during the night and first morning hours. These observations agree with the results of Webster et al. (1996), which show such an effect for clear and calm conditions. This behavior can be better observed in Fig. 8, where the hourly distributions of buoy–radiometer temperature differences (for $|T_b - T_{ce}| > 0.5$ K) are shown for all the WISE data.

5. Conclusions

The purpose of this paper is to develop a methodology in order to measure SSTs with accuracy higher than ± 0.3 K following the requirements of both the global

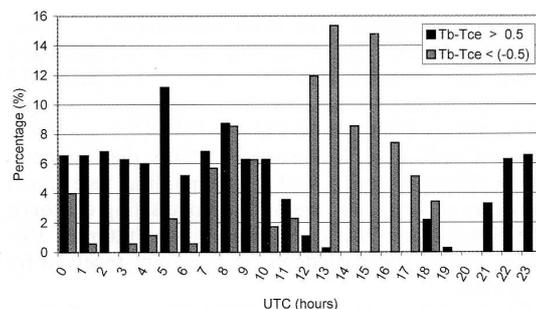


FIG. 8. Hourly distribution of the differences between buoy (T_b) and CE 312 (T_{ce}) temperatures (only for significant differences: $|T_b - T_{ce}| > 0.5$ K) for all the data of both WISE campaigns.

climate research, defined by the TOGA program and the SMOS mission. Autonomous measurements recorded by a thermal infrared radiometer have been used with this aim.

First, the most adequate measurement conditions have been determined taking into account calibration, emissivity, and atmospheric effects. An observation angle, θ , lower than 30° and the $10.5\text{--}11.5\text{-}\mu\text{m}$ spectral region have been identified as the most suitable conditions. Second, the atmospheric correction can be considered negligible for the altitude at which the radiometer was placed (32 m), and it is not necessary to include this correction in the retrieval of accurate SSTs in this case. However, direct measurements of the downwelling sky radiance are necessary in order to account for the reflection term in the emissivity correction. This sky radiance was measured simultaneously to the sea surface radiance by observing the sky at the complementary angle, $\pi - \theta$.

Finally, calibration and emissivity corrections have been applied to the sea surface measurements of both WISE campaigns. Emissivity correction has been calculated using emissivities of the Masuda et al. (1988) model for the measurement conditions, and the value of downwelling sky radiance measured most closely in time. A precision of ± 0.15 K has been obtained with this methodology. Furthermore, the determined SSTs have been compared with simultaneous values of sea temperature measured by buoys, and an average difference of 0.0 K and a standard deviation of ± 0.2 K have been obtained, showing good accuracy in the retrieved SSTs.

This methodology, designed to obtain autonomous and accurate SST from an oil rig, could be used as a reference temperature for the validation of SST retrieved using other thermal infrared radiometers. In this way, calibration and SST retrieval algorithms of current sensors, like the Advanced Along-Track Scanning Radiometer (AATSR) onboard the ESA's Environmental Satellite (*Envisat*), could be validated.

Acknowledgments. This work was supported by the European Space Agency through the WISE 2000 and WISE 2001 projects (ESTEC Contract 14188/00/NL/DC), the Spanish Ministerio de Ciencia y Tecnología by means of Contracts REN2001-3116/CLI and “Ramon y Cajal” of E. Valor and E. Rubio, the European Union (FEDER funds), and the Generalitat Valenciana (program of financial support for contracting doctors). The Spanish Ministerio de Educación, Cultura y Deportes is also acknowledged for the grant received by R. Niclòs.

We thank Dr. J. Font (ICM-CSIC, Barcelona, Spain), Prof. A. Camps (TSC-UPC, Barcelona, Spain), and Dr. J. Etcheto (LODYC-IPSL, Paris, France) for their assistance during the WISE 2000 and WISE 2001 campaigns. The collaboration of L. Martinez (ICC, Barcelona, Spain) and R. Rivas (IHLLA, Buenos Aires, Argentina), who took part in the experimental campaigns, is also appreciated.

The suggestions made by three anonymous reviewers, which have significantly improved the paper, are also acknowledged.

REFERENCES

- Barton, I. J., 1985: Transmission model and ground-truth investigation of satellite-derived sea surface temperatures. *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 508–516.
- , 1992: Satellite-derived sea surface temperatures—A comparison between operational, theoretical and experimental algorithms. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 432–442.
- , 2001: Interpretation of satellite-derived sea surface temperatures. *Adv. Space Res.*, **28**, 165–170.
- Berger, M., and Coauthors, 2002: Measuring ocean salinity with ESA's SMOS mission. *ESA Bull.*, **111**, 113–121.
- Berk, A., G. P. Anderson, P. K. Acharya, J. H. Chetwynd, L. S. Bernstein, E. P. Shettle, M. W. Matthew, and S. M. Adler-Golden, 1999: MODTRAN 4 user's manual. Air Force Research Laboratory, Space Vehicles Directorate, Air Force Material Command, Hanscom AFB, MA, 95 pp.
- Budeus, G., and W. Schneider, 1998: In-situ temperature calibration: A remark on instruments and methods. *International WOCE Newsletter*, No. 30, WOCE International Project Office, Southampton, United Kingdom, 16–18.
- Camps, A., and Coauthors, 2002: Sea surface emissivity observations at L-band: First results of the Wind and Salinity Experiment WISE-2000. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **40**, 2117–2130.
- Cox, C., and W. Munk, 1955: Some problems in optical oceanography. *J. Mar. Res.*, **14**, 63–78.
- Donlon, C. J., and T. J. Nightingale, 2000: Effect of atmospheric radiance errors in radiometric sea-surface skin temperature measurements. *Appl. Opt.*, **39**, 2387–2392.
- , and Coauthors, 1998: Solid-state radiometer measurements of sea surface skin temperature. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 775–787.
- , T. Sheasby, J. Turner, I. S. Robinson, and W. J. Emery, 1999: Implications of the oceanic thermal skin temperature derivation at high wind speed. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2505–2508.
- , P. J. Minnet, C. Gentemann, T. J. Nightingale, I. J. Barton, B. Ward, and M. J. Murray, 2002: Toward improved validation of satellite sea surface skin temperature measurements for climate research. *J. Climate*, **15**, 353–369.
- Font, J., and Coauthors, 2003: Oceanographic conditions during the Wind and Salinity Experiment 2000 and 2001, NW Mediterranean Sea. *Proc. Campaign Workshop. First results of WISE/EuroSTARRS/LOSAC*, Toulouse, France, ESA SP-525, 51–59.
- Hagan, D., D. Rogers, C. Friehe, R. Weller, and E. Walsh, 1997: Aircraft observations of sea surface temperature variability in the tropical Pacific. *J. Geophys. Res.*, **102** (C7), 15 733–15 747.
- Harris, A. R., S. J. Brown, and I. M. Mason, 1994: The effect of wind speed on sea surface temperature retrieval from space. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1715–1718.
- Jessup, A. T., and V. Hesany, 1996: Modulation of ocean skin temperature by swell waves. *J. Geophys. Res.*, **101** (C3), 6501–6511.
- Kerr, Y. H., P. Waldteufel, and M. Berger, 2001: *Mission Objectives and Scientific Requirements of the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) Mission*. ESA, 44 pp.
- Legrand, M., C. Pietras, G. Brogniez, M. Haeffelin, N. K. Abuhassan, and M. Sicard, 2000: A high-accuracy multiwavelength radiometer for in situ measurements in the thermal infrared. Part 1: Characterization of the instrument. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 1203–1214.
- Masuda, K., T. Takashima, and Y. Takayama, 1988: Emissivity of pure sea waters for the model sea surface in the infrared window regions. *Remote Sens. Environ.*, **48**, 302–308.
- Murray, M. J., M. R. Allen, C. J. Merchant, A. R. Harris, and C. J. Donlon, 2000: Direct observations of skin-bulk SST variability. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1171–1174.
- Nalli, N. R., W. L. Smith, and B. Huang, 2001: Quasi-specular model for calculating the reflection of atmospheric-emitted infrared radiation from a rough water surface. *Appl. Opt.*, **40**, 1343–1353.
- Rees, W. G., and S. P. James, 1992: Angular variation of the infrared emissivity of ice and water sea surfaces. *Int. J. Remote Sens.*, **13**, 2873–2886.
- Robinson, I. S., N. C. Wells, and H. Charnock, 1984: The sea surface thermal boundary layer and its relevance to the measurement of surface temperature by airborne and space borne radiometers. *Int. J. Remote Sens.*, **5**, 19–46.
- Saunders, P., 1967: The temperature at the ocean-air interface. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 267–273.
- Schluessel, P., H.-Y. Shin, W. J. Emery, and H. Grassl, 1987: Comparison of satellite-derived sea surface temperatures with in situ skin measurements. *J. Geophys. Res.*, **92** (C3), 2859–2874.
- , W. J. Emery, H. Grassl, and T. Mammen, 1990: On the bulk-skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **95** (C8), 13 341–13 356.
- Sicard, M., P. R. Spyak, G. Brogniez, M. Legrand, N. K. Abuhassan, C. Pietras, and J. P. Buis, 1999: Thermal infrared field radiometer for vicarious cross-calibration: Characterization and comparisons with other field instruments. *Opt. Eng.*, **38**, 345–356.
- Sidran, M., 1981: Broadband reflectance and emissivity of specular and rough water surfaces. *Appl. Opt.*, **20**, 3176–3183.
- Smith, W. L., and Coauthors, 1996: Observations of the infrared radiative properties of the ocean—Implications for the measurement of sea surface temperature via satellite remote sensing. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 41–50.
- Sobrino, J. A., and J. Cuenca, 1999: Angular variation of thermal infrared emissivity for some natural surfaces from experimental measurements. *Appl. Opt.*, **38**, 3931–3936.
- Swift, C. T., and R. E. McIntosh, 1983: Considerations for microwave remote sensing of ocean-surface salinity. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **21**, 480–491.
- Webster, P. J., C. A. Clayson, and J. A. Curry, 1996: Clouds, radiation, and the diurnal cycle of sea surface temperature in the tropical western Pacific. *J. Climate*, **9**, 1712–1730.
- Wick, G. A., W. J. Emery, L. H. Kantha, and P. Schlüssel, 1996: The behavior of the bulk-skin sea surface temperature difference under varying wind speed and heat flux. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 1969–1988.
- Wu, X., and W. L. Smith, 1997: Emissivity of rough sea surface for 8–13 μm : Modelling and verification. *Appl. Opt.*, **36**, 2609–2619.

Apéndice 4

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

Este artículo se realizó en colaboración con los profesores E. Valor, V. Caselles, y C. Coll para la Revista de Teledetección en el año 2003. Teniendo en cuenta la elevada precisión requerida en la temperatura de la superficie del mar por los modelos climáticos actuales y, por tanto, en las presentes misiones espaciales, que disponen de visiones apartadas del nadir, se pensó en la necesidad de una estimación precisa y exacta de la emisividad de la superficie del mar en el infrarrojo térmico para cualquier condición de medida. Así, este trabajo pretende analizar la dependencia espectral y angular de dicha magnitud a partir de medidas realizadas durante una campaña efectuada en El Puig (Valencia), anterior a la campañas experimentales de SMOS. Estas medidas se compararon con el modelo de Masuda et al. (1988), extensamente usado en la bibliografía para la determinación de la emisividad de la superficie del mar, observando la validez de éste para ángulos de observación hasta unos 50° y sus discrepancias para ángulos superiores.

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:

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

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; $\tau_i(\theta, \phi, h)$ 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:

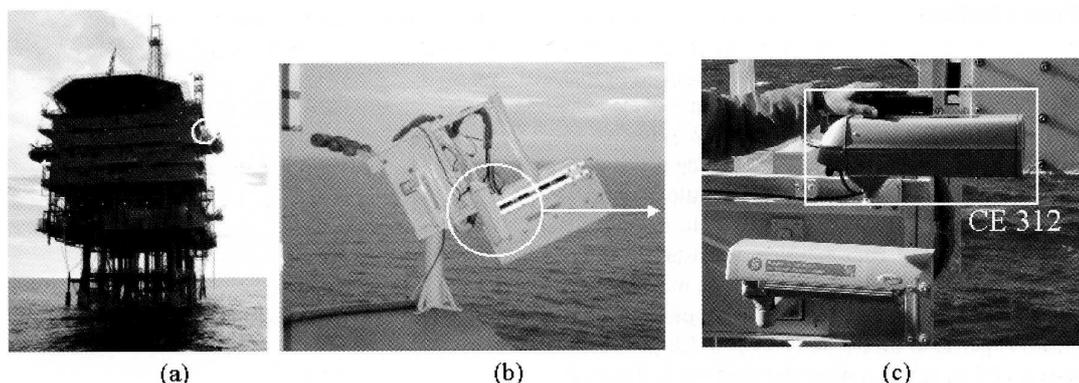
$$\varepsilon_i(\theta, \phi) = \frac{R_{s,i}(\theta, \phi, 0) - L_i^{\downarrow atm}(\pi - \theta, \phi)}{B_i(TSM) - L_i^{\downarrow atm}(\pi - \theta, \phi)} \quad (2)$$

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:

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



* **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:

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

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 μ m)	0,726	0,006	-12,0 $\times 10^{-6}$	0,9 $\times 10^{-6}$	0,991
2 (11,5 – 12,5 μ m)	0,735	0,014	-23 $\times 10^{-6}$	2 $\times 10^{-6}$	0,955
3 (10,5 – 11,5 μ m)	0,745	0,008	-15,6 $\times 10^{-6}$	1,3 $\times 10^{-6}$	0,986
4 (8,2 – 9,2 μ m)	0,768	0,018	-18 $\times 10^{-6}$	2 $\times 10^{-6}$	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 temperatu-

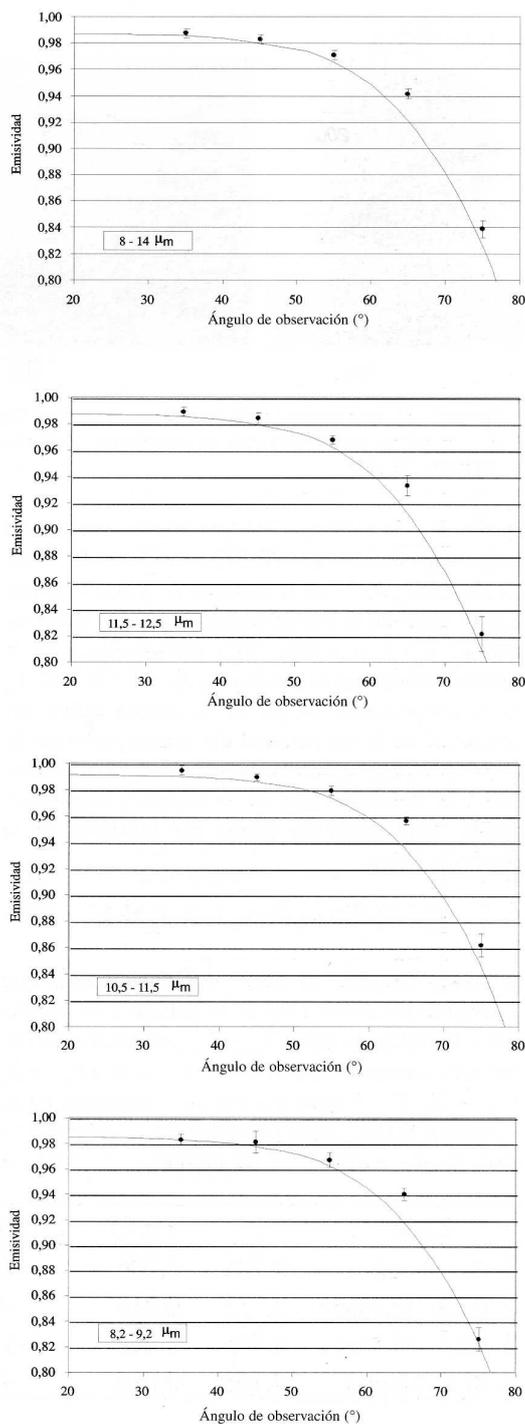


Figura 2. Variación angular de la ESM. Comparación entre los valores experimentales de la precampaña de El Puig (puntos) y la ESM teórica de Masuda et alii (1988) para $U = 5$ m/s (línea).

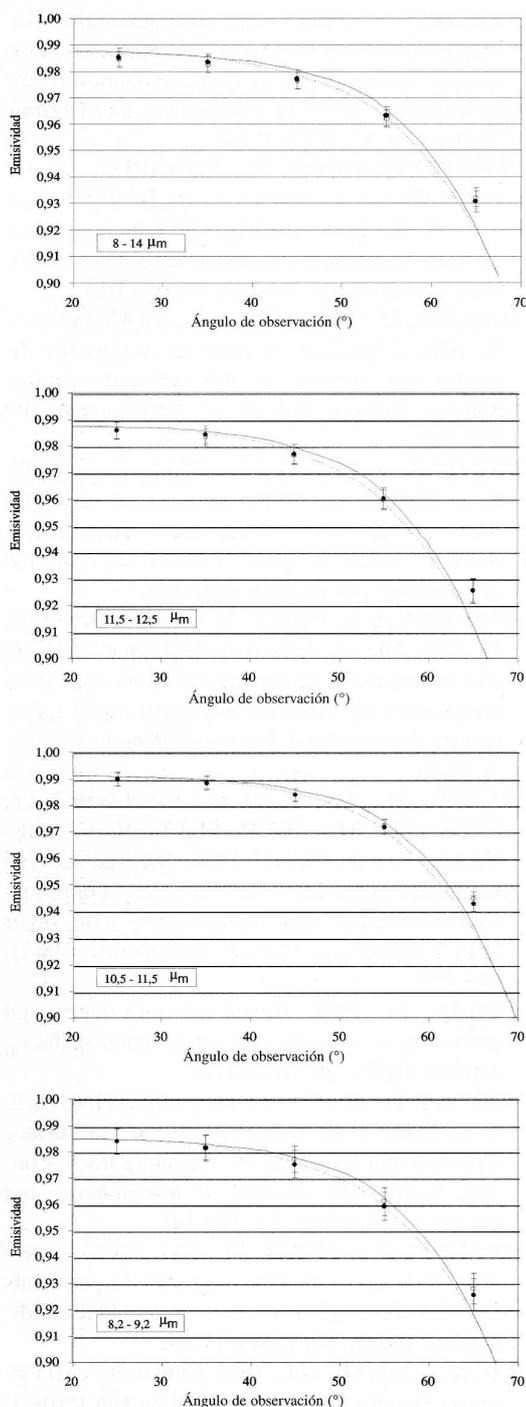


Figura 3. Variación angular de la ESM. Comparación entre los valores experimentales de la campaña WISE 2000 para $U \approx 5$ m/s (puntos sólidos) y $U \approx 10$ m/s (puntos huecos), y la ESM teórica de Masuda et alii. (1988) para $U = 5$ m/s (línea continua) y $U = 10$ m/s (línea discontinua).

ra 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.

Apéndice 5

**Artículo “In Situ Angular Measurements of
Thermal Infrared Sea Surface Emisivity –
Validation of Models”**

El presente trabajo fue realizado en colaboración con los profesores E. Valor, V. Caselles, C. Coll y J.M. Sánchez y ha sido aceptado en la revista Remote Sensing of Environment, hallándose actualmente en prensa. En este artículo se seleccionan las medidas realizadas durante la campaña WISE 2000 que permiten la determinación más precisa y exacta de la emisividad de la superficie del mar, resultados que se usan como referencia para el estudio de la dependencia de dicha magnitud con el ángulo de observación, la región espectral y la rugosidad de la superficie del mar, inducida por el viento en superficie. Además, se analiza la validez de los modelos existentes, destacando las inconsistencias del modelo de Masuda et al. (1988) para ángulos de observación elevados y la validez del modelo de Wu y Smith (1997) para cualquier ángulo de observación y condiciones de rugosidad del mar. Finalmente, este último modelo se señala como el más adecuado para la reproducción de la emisividad de la superficie del mar bajo cualquier geometría de observación, siendo indicado para su uso en la corrección de medidas realizadas desde satélite con ángulos elevados.



In situ angular measurements of thermal infrared sea surface emissivity—Validation of models

Raquel Niclòs*, Enric Valor, Vicente Caselles, César Coll, Juan Manuel Sánchez

Department of Thermodynamics, Faculty of Physics, University of Valencia, 50 Dr. Moliner, E-46100 Burjassot, Valencia, Spain

Received 22 April 2004; received in revised form 6 September 2004; accepted 8 September 2004

Abstract

In this paper, sea surface emissivity (SSE) measurements obtained from thermal infrared radiance data are presented. These measurements were carried out from a fixed oilrig under open sea conditions in the Mediterranean Sea during the WInd and Salinity Experiment 2000 (WISE 2000). The SSE retrieval methodology uses quasi-simultaneous measurements of the radiance coming from the sea surface and the downwelling sky radiance, in addition to the sea surface temperature (SST). The radiometric data were acquired by a CIMEL ELECTRONIQUE CE 312 radiometer, with four channels placed in the 8–14 μm region. The sea temperature was measured with high-precision thermal probes located on oceanographic buoys, which is not exactly equal to the required SST. A study of the skin effect during the radiometric measurements used in this work showed that a constant bulk–skin temperature difference of 0.05 ± 0.06 K was present for wind speeds larger than 5 m/s. Our study is limited to these conditions. Thus, SST used as a reference for SSE retrieval was obtained as the temperature measured by the contact thermometers placed on the buoys at 20-cm depth minus this bulk–skin temperature difference.

SSE was obtained under several observation angles and surface wind speed conditions, allowing us to study both the angular and the sea surface roughness dependence. Our results were compared with SSE models, showing the validity of the model of Masuda et al. [Masuda, K., Takashima, T., & Takayama, Y. (1988). Emissivity of pure seawaters for the model sea surface in the infrared window regions. *Remote Sensing of Environment*, 24, 313–329.] for observation angles up to 50° . For larger angles, the effect of double or multiple reflections on the sea surface produces discrepancies between measured and theoretical SSEs, and more complex models should be used to get accurate SSE values, such as the model of Wu and Smith [Wu, X., & Smith, W.L. (1997). Emissivity of rough sea surface for 8–13 μm : modelling and verification. *Applied Optics*, 36, 2609–2619].

© 2004 Elsevier Inc. All rights reserved.

Keywords: Emissivity; Sea surface emissivity; Sea surface temperature; Thermal infrared; Angular measurements

1. Introduction

The requirement of a maximum uncertainty of ± 0.3 K in sea surface temperature (SST) as input to climate models and the use of high observation angles in the current space missions, such as the 55° for the forward view of the Advanced Along Track Scanning Radiometer (AATSR) (Llewellyn-Jones et al., 2001) on board ENVI-SAT, need a precise and reliable determination of sea

surface emissivity (SSE) in the thermal infrared region (TIR), as well as analyses of its angular and spectral dependences.

The emission of a rough sea surface has been studied over the last years due to the importance of the SSE for accurate SST retrieval. A reference work for many subsequent studies has been the paper written by Cox and Munk (1954), in which the sea surface roughness produced by the intensity of wind was characterized as an approximately normal and isotropic facet slope distribution. Saunders (1967) estimated the radiances emitted by a rough sea surface based on geometrical optics and the Cox and Munk (1954) distribution, observing that radiances from a

* Corresponding author. Tel.: +34 9635 43121; fax: +34 9635 43385.
E-mail address: Raquel.Niclos@uv.es (R. Niclòs).

rough sea surface are larger than those over a calm one. Later, Takashima and Takayama (1981) simulated emissivities of rough water surfaces as a function of wind speed up to 15 m/s for the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) channels placed at 11 and 12 μm , and for observation angles of 0° and 55° . Sidran (1981) calculated rough sea surface emissivities and reflectivities for a large range of wavelengths, focusing the study on the angular reflection effect of the downwelling sky radiance. Then, Masuda et al. (1988) determined SSE for pure and seawaters in the spectral windows 3.5–4.1 and 8–13 μm as a function of the surface wind speed and the observation angle, results that have been extensively used for SST retrieval. With the use of the dual angle observation technique in current space missions, SSE at 55° for the forward view of the Along-Track Scanning Radiometer (ATSR) was studied by François and Ottlé (1994), and simulated by Watts et al. (1996). However, the theoretical determination of SSE was later improved with the model developed by Wu and Smith (1997), where the effect of multiple surface reflections was taken into account.

In addition to theoretical models to understand the dynamics of SSE, ground measurements of SSE are needed. Liu et al. (1987) studied the surface emissivity variation with the suspended sediment concentrations, measuring surface emissivity of fresh (tap) and seawater samples at nadir with a 8–14 μm radiometer in the laboratory. They also observed that tap water emissivity is higher than seawater emissivity. Salisbury and D'Aria (1992) gave SSE experimental spectra within the region 8–14 μm for calm seawater measured also at nadir in the laboratory. Konda et al. (1994) determined sea surface emissivity using a 8–14 μm radiometer on an oceanographic tower placed in a bay of Japan. Measurements were carried out for a nadir view under high wind speed conditions. Smith et al. (1996) obtained SSE using radiance measurements collected with the Atmospheric Emitted Radiance Interferometer (AERI) Fourier transform

spectrometer placed on a ship under a wind speed of 5 m/s and three observation angles.

Nowadays the SSE determination is still a current issue mainly due to its importance for emissivity correction in algorithms to retrieve SST using off-nadir viewings of satellite sensors. Moderate and low resolution satellite sensors with channels in the TIR, such as the AVHRR on board NOAA and the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS) (Barnes et al., 1998) on board EOS Aqua/Terra, have wide swaths in the across-track direction, and so the observation angles at the image edges are large, up to 55° for AVHRR and MODIS. Moreover, current satellite sensors permit observations centered on off-nadir angles in the along-track direction, such as the AATSR-ENVISAT at 55° or the future ESA mission Surface Processes and Ecosystem Changes Through Response Analysis (SPECTRA) with seven along-track directions between -60° and 60° . Table 1 shows a summary of experimental and theoretical SSE values at 55° for several wind speed conditions found in the bibliography. It shows the experimental values obtained by Smith et al. (1996) using the AERI, with an accuracy of $\pm 0.1\%$. Theoretical emissivities determined by Masuda et al. (1988), Watts et al. (1996) and Wu and Smith (1997) are also included in this table. Moreover, SSEs for an observation angle of 0° are given as reference in order to show the SSE decrease for an off-nadir observation, a fact that must be considered for accurate SST retrievals with the dual-angle technique. There are discrepancies between the SSE values given for 55° , mainly for high wind speed, which could cause SST uncertainties up to ± 0.5 K. Thus, additional SSE measurements are required in order to validate models and to select the most suitable model to retrieve accurate SSE values for any observation angle.

In this paper, we present SSE experimental values as a function of the observation angle and the surface wind speed for four channels placed in the TIR region: 8.2–9.2, 10.5–11.5, 11.5–12.5, and 8–14 μm . These SSE measurements were carried out from a fixed oilrig placed in the Mediterra-

Table 1
Experimental, E , and theoretical, T , SSE values for an observation angle of $\theta=55^\circ$ and several wind speeds, U , given by different sources

θ ($^\circ$)	Source	U (m/s)	8–14 μm	8.2–9.2 μm	10.5–11.5 μm	11.5–12.5 μm	
55	Smith et al. (1996), E^a	5	0.962	0.961	0.9725	0.961	
		Masuda et al. (1988), T	5	0.966	0.963	0.974	0.962
			10	0.962	0.959	0.971	0.959
	Watts et al. (1996), T^b	15	0.960	0.957	0.968	0.956	
		5	–	–	0.977	0.961	
		10	–	–	0.976	0.960	
	Wu and Smith (1997), T	15	–	–	0.976	0.960	
		5	0.964	0.962	0.974	0.964	
		10	0.964	0.962	0.973	0.964	
	0	Salisbury and D'Aria (1992), E	15	0.965	0.963	0.974	0.965
			–	0.985	0.984	0.990	0.986
			–	0.987	0.985	0.991	0.988

These SSEs are integrated values for four classic TIR regions within the 8–14 μm (corresponding to the CE 312 radiometer, see Section 2).

^a Observation angle of 56.5° . Accuracy of $\pm 0.1\%$.

^b ATSR channels at 12 and 11 μm .

nean in the framework of the Wind and Salinity Experiment 2000 (WISE 2000) campaign (Camps et al., 2002), within the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission of ESA (Berger et al., 2002; Kerr et al., 2001).

In the next section, a description of the experimental site and the instrumentation is given. Section 3 presents in detail the proposed methodology for retrieving accurately sea surface emissivity, starting with a calibration procedure of the measurement system during the campaign and studying which measurements are required for SSE retrieval on the basis of the radiative transfer equation. Section 4 includes a sensitivity analysis of this methodology, and Section 5 shows the main results, analysing the performance of the SSE models and the implications of the SSE decrease for off-nadir observations. Finally, conclusions are summarized in Section 6.

2. Experimental site and instrumentation

The Wind and Salinity Experiment 2000 (WISE 2000) was carried out in the framework of the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission, sponsored by the European Space Agency (ESA). This campaign was held from 15 November 2000 to 13 January 2001 at the Repsol-YPF's Casablanca fixed oilrig, avoiding the swinging problems of instrumentation mounted on research vessels. It is placed at $40^{\circ}43'4''N$ and $1^{\circ}21'34''E$, 40 km off the mouth of the River Ebro on the coast of Tarragona, Spain (Fig. 1). In this location, the sea conditions are representative of the open Mediterranean with periodic influence of the River Ebro freshwater plume.

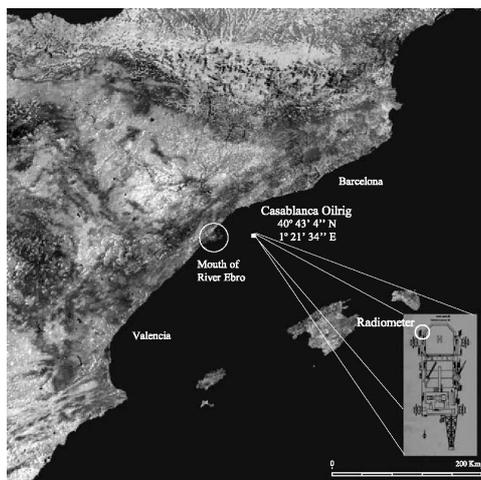


Fig. 1. Casablanca oilrig situation in the Western Mediterranean, near the eastern coast of the Iberian Peninsula. A detail of the radiometer position and orientation during the WISE campaign is also included.

The TIR measurements of sea surface and sky were made with the radiometer CIMEL ELECTRONIQUE model CE 312 (Legrand et al., 2000; Sicard et al., 1999). It has four spectral channels: one broad, 8–14 μm (band 1), and three narrow channels, 8.2–9.2, 10.5–11.5, and 11.5–12.5 μm (bands 4, 3 and 2, respectively). The radiometer has a field of view of 10° , a response time of 1 s, and precisions of ± 0.10 , ± 0.12 , ± 0.09 and ± 0.14 K for channels 1–4, respectively (Nicolòs et al., 2004). The cavity containing the detector is used as a temperature reference. A platinum probe attached to the detector surface monitors the internal temperature of the head. The radiometer is provided with a concealable, gold-coated mirror, which allows comparisons between the radiance coming from an external target and from the optical head cavity in order to check and correct any possible variations in the temperature of the optical head that could affect the measurements.

During the campaign, the CE 312 radiometer was measuring continuously, recording one measurement every 2.5 min. Its optical head was fixed on a mobile pedestal and placed on an external terrace in the north oilrig side at 32-m height over the sea (Figs. 1 and 2a, b). The pedestal motor allowed us to point the sensor with a high-accuracy inclinometer. In this way, scan processes of about 30 min were carried out, measuring the TIR radiance of the sea surface for observation angles of 25° , 35° , 45° , 55° and 65° , alternately with the sky radiance. Areas of the footprints on the sea surface due to the radiometer field of view for each observation angle, and ranges of emission angles within these footprints, are provided in Table 2. These area centers are shifted from the point corresponding to the observation angle when this angle increases, and so the areal average emission angle is slightly larger than the pointing angle (i.e. the average emission angle is 65.8° for an observation angle of 65°).

The CE 312 radiometer was kept in a shelter to be protected from the environmental conditions of open sea (Fig. 2c) and the incoming radiance was observed through a ZnSe window 4 mm thick, which was selected because of its good transmission in the TIR region. A small bag of silica gel was placed inside the protective shelter to prevent the formation of condensation drops. To take into account the effect of the optical properties of this window, calibrations of the complete system (protective shelter and radiometer) were carried out (see Section 3.1).

Simultaneous measurements of the sea temperature and surface wind speed were carried out during the campaign. Sea temperature was given by Sea-Bird Electronics (SBE) 37-SM MicroCAT thermal probes placed in oceanographic buoys measuring at 20-cm depth. These thermal probes are high-precision thermistors, providing an accuracy of ± 0.002 K after manufacturer calibrations previous to the campaign (Budeus & Schneider, 1998; Font et al., 2003). The buoys were located very close to the thermal radiometer target and collected measurements

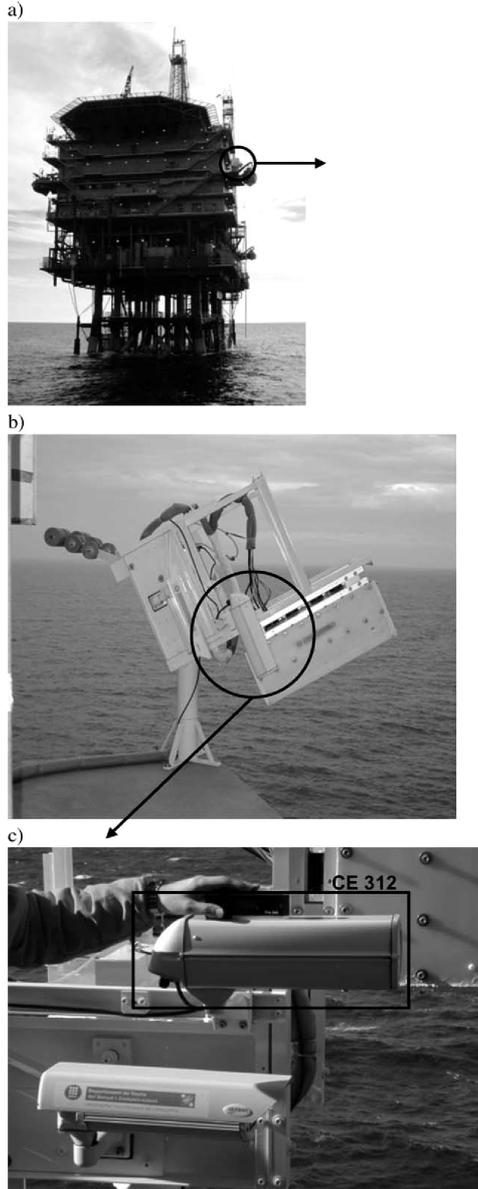


Fig. 2. (a) General view of the Casablanca oilrig; (b) the radiometer mobile pedestal on an external terrace; and (c) a detail of the protective shelter containing the CE 312 optical head.

every 2 min. Surface wind speed was measured using calibrated anemometers placed on these oceanographic buoys with an error of ± 0.9 m/s, providing wind speed

data at 12.5-m height, which is considered as the reference height for surface wind speed in the theoretical models (Cox & Munk, 1954; Masuda et al., 1988; Wu & Smith, 1997).

3. Methodology

3.1. Calibration

A black-body calibration source was used as a reference for the calibration procedure of the radiometer closed in the protective shelter and viewing through the ZnSe window. Extensive calibration processes were carried out before and after the campaign, and also additional calibration measurements were performed one time per scan process. The calibration source temperature was collected using an internal temperature probe.

A calibration function was obtained for each channel (Niclòs et al., 2004) and the calibrated brightness temperature, T_s , was obtained as:

$$B_i(T_s) = \frac{R_{m,i} + (\tau_{w,i} - 1)B_i(T_{in}) - \zeta_i}{\tau_{w,i}} \quad (1)$$

where $R_{m,i}$ is the CE 312 radiance measured through the ZnSe window of the protective shelter in channel i ; $B_i(T)$ is the channel i averaged Planck's function for a temperature T ; T_{in} is the internal temperature of the radiometer's optical head; $\tau_{w,i}$ is the window transmittance; and ζ_i is a constant for each channel. Full details on the calibration procedure are given in Niclòs et al. (2004). The calibration coefficients, $\tau_{w,i}$ and ζ_i , obtained for WISE 2000 are presented in Table 3.

After performing the calibration of the CE 312 data measured during the campaign, sea surface radiance errors of $\pm 2.0 \times 10^{-5}$, $\pm 2.7 \times 10^{-5}$, $\pm 1.9 \times 10^{-5}$ and $\pm 2.2 \times 10^{-5}$ mW/(cm² sr cm⁻¹) were obtained for the CE 312 channels 1 to 4, respectively (i.e. ± 0.14 , ± 0.16 , ± 0.12 and ± 0.18 K, respectively, in terms of temperature).

3.2. Sea surface emissivity determination

The radiance measured by channel i of a TIR radiometer located at a height h and observing the sea surface under a

Table 2

Areas of the observed footprint at the sea surface for each observation angle, θ , and ranges of emission angles within each footprint, $\Delta\theta_e$, due to the radiometer field of view of 10°

θ ($^\circ$)	Observed area (m ²)	$\Delta\theta_e$ ($^\circ$)	θ_e ($^\circ$)
25	31.8	20–30	25.2
35	42.4	30–40	35.3
45	64.5	40–50	45.4
55	117.8	50–60	55.5
65	284.7	60–70	65.8

The average emission angles, θ_e , for these areas observed by the radiometer are also provided.

Table 3

Calibration coefficients, $\tau_{w,i}$ and ζ_i (Eq. (1)), and their standard deviations, $\sigma(\tau_{w,i})$ and $\sigma(\zeta_i)$, respectively, obtained for the CE 312 channels

CE 312 channel	$\tau_{w,i}$	$\pm\sigma(\tau_{w,i})$	ζ_i (mW/(cm ² sr cm ⁻¹))	$\pm\sigma(\zeta_i)$ (mW/(cm ² sr cm ⁻¹))	r^2
1 (8–14 μ m)	0.726	0.006	-12.0×10^{-6}	0.9×10^{-6}	0.991
4 (8.2–9.2 μ m)	0.768	0.018	-18×10^{-6}	2×10^{-6}	0.939
3 (10.5–11.5 μ m)	0.745	0.008	-15.6×10^{-6}	1.3×10^{-6}	0.986
2 (11.5–12.5 μ m)	0.735	0.014	-23×10^{-6}	2×10^{-6}	0.955

 r^2 is the determination coefficient for each linear regression.

direction (θ, ϕ) , $R_i(\theta, \phi, h)$, is the sum of three contributions: (i) direct emission of the sea surface, which is attenuated by the absorption of the atmospheric layer between the sea surface and the instrument; (ii) reflection of the downwelling sky radiance on the sea, attenuated by the atmosphere; and (iii) the upwelling atmospheric radiance emitted in the observing direction. Thus, the measured radiance can be expressed as:

$$R_i(\theta, \phi, h) = \varepsilon_i(\theta, \phi) B_i(SST) \tau_i(\theta, \phi, 0, h) + [1 - \varepsilon_i(\theta, \phi)] L_i^{\downarrow atm}(\bar{\theta}_r, \phi) \tau_i(\theta, \phi, 0, h) + L_i^{\uparrow atm}(\theta, \phi, 0, h) \quad (2)$$

where $B_i(SST)$ is the channel i averaged Planck's function for a skin temperature SST; $\varepsilon_i(\theta, \phi)$ is the sea surface emissivity; $\tau_i(\theta, \phi, 0, h)$ and $L_i^{\uparrow atm}(\theta, \phi, 0, h)$ are the transmittance and the radiance emitted upwards by the atmospheric layer between sea surface and sensor; and $\bar{\theta}_r$ is an effective angle such that $L_i^{\downarrow atm}(\bar{\theta}_r, \phi)$ equals the angular integration of the downwelling sky radiance for all the different directions that contribute to the signal sensed at θ direction due to the sea roughness effect. Sidran (1981) evaluated the error introduced by the approximation of using the complementary angle to θ in the calculation of the reflection for a rough sea surface, showing that the effect on the retrieved SST was negligible (± 0.05 K). Thus, the approximation $\bar{\theta}_r = \pi - \theta$ has been considered in this work.

Eq. (2) allows the recovery of $\varepsilon_i(\theta, \phi)$ from the radiometer measurements, $R_i(\theta, \phi, h)$, and the atmospheric parameters, if SST is known. Therefore, SSE can be obtained from Eq. (2) as:

$$\varepsilon_i(\theta, \phi) = \left[R_i(\theta, \phi, h) - \tau_i(\theta, \phi, 0, h) L_i^{\downarrow atm}(\pi - \theta, \phi) - L_i^{\uparrow atm}(\theta, \phi, 0, h) \right] / \left\{ \tau_i(\theta, \phi, 0, h) [B_i(SST) - L_i^{\downarrow atm}(\pi - \theta, \phi)] \right\} \quad (3)$$

Taking into account the optical path between the sea surface and the radiometer (from 35 m at $\theta=25^\circ$ to 76 m at $\theta=65^\circ$), this atmospheric layer can be considered approximately transparent and with a negligible emission for CE 312 channels, mainly for channels 2 and 3 (see Fig. 3a and b). $\tau_i(\theta, \phi, 0, h)$ and $L_i^{\uparrow atm}(\theta, \phi, 0, h)$ were evaluated using local air pressure, temperature and relative humidity data measured at different altitudes at the oilrig

during the campaign. These data were introduced into the MODTRAN 4 code (Berk et al., 1999) to get estimates of both $\tau_i(\theta, \phi, 0, h)$ and $L_i^{\uparrow atm}(\theta, \phi, 0, h)$ (Niclòs et al., 2004). Average transmittance values of 0.979 ± 0.005 , 0.983 ± 0.005 , 0.993 ± 0.002 , and 0.977 ± 0.006 were

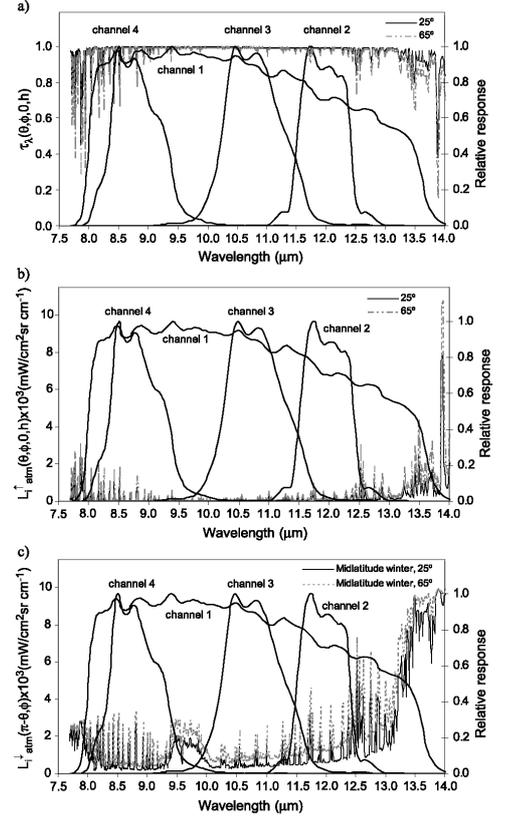


Fig. 3. (a) Transmittance for the atmospheric layer between the sea surface and the radiometer. (b) Upwelling sky radiance emitted by the layer between the sea surface and the radiometer, obtained with the MODTRAN 4 code and using local pressure, relative humidity and temperature. (c) Downwelling sky radiance emitted by the whole atmosphere simulated for a midlatitude summer standard atmosphere. The spectral response functions of the CE 312 radiometer channels are shown in the secondary axis of all these plots.

obtained for CE 312 channels 1 to 4, respectively. Also average values for the upwelling atmospheric radiance of $(1.5 \pm 0.4) \times 10^{-4}$, $(1.8 \pm 0.6) \times 10^{-4}$, $(0.7 \pm 0.2) \times 10^{-4}$, and $(1.2 \pm 0.3) \times 10^{-4}$ mW/(cm² sr cm⁻¹) were obtained for channels 1 to 4, respectively (see Fig. 3a and b). These data represent average values and their deviation for the considered observation angles, i.e. from 25° to 65°.

However, the downwelling sky radiance, coming from the atmosphere as a whole, cannot be neglected, since its value is more similar to the sea surface radiance, but it should be directly measured (Niclòs et al., 2004). Fig. 3c shows the spectral downwelling sky radiance for a midlatitude summer standard atmosphere, which is a little lower than the values measured during the campaign.

The use of the approximation $\tau_i(\theta, \phi, 0, h) \approx 1$ and $L_i^{\uparrow \text{atm}}(\theta, \phi, 0, h) \approx 0$ in Eq. (3) cause systematic errors in terms of emissivity, with average values of 0.00232 ± 0.00016 , 0.0001 ± 0.0004 , 0.00042 ± 0.00005 , and 0.0034 ± 0.0004 for channels 1 to 4, respectively, where the reported deviations indicate again the variability with the observation angles. These results show that the atmospheric correction effect is practically negligible for the emissivity determination especially for channels 2 and 3.

$R_i(\theta, \phi, h)$ and $L_i^{\downarrow \text{atm}}(\pi - \theta, \phi)$ measurements were carried out alternatively by the CE 312 radiometer using observation angles of θ and $\pi - \theta$, respectively. $\tau_i(\theta, \phi, 0, h)$ and $L_i^{\uparrow \text{atm}}(\theta, \phi, 0, h)$ were simulated for each angle using local profiles in the MODTRAN code. Sea temperature was measured simultaneously by the thermal probes placed on the oceanographic buoys. There is ample evidence of the existence of a difference between the temperatures measured by contact thermometers (placed at 20-cm depth in this case) and the temperatures measured with thermal infrared radiometers, which correspond to the first few micrometers of the sea surface (Donlon et al., 1999; Harris et al., 1994; Konda et al., 1994; Murray et al., 2000; Robinson et al., 1984; Saunders, 1967). The so-called bulk–skin temperature difference depends on the wind speed and the net heat flux at the sea surface (Wick et al., 1996), and may take values from +1.0 to -1.0 K (Schluessel et al., 1990). At night, the skin effect is usually positive, i.e. there is a cold skin as a result of an evaporative cooling. At daytime, it may have both signs for low wind speeds (Donlon et al., 2002). However, bulk–skin temperature difference seems to tend to a constant value of about 0.2 K for wind speeds larger than 5–7 m/s (Donlon et al., 2002; Konda et al., 1994; Murray et al., 2000; Wick et al., 1996). This skin effect was studied during the campaign for wind speed values larger than 5 m/s. The bulk temperature was measured by the contact thermometers at 20-cm depth and the skin temperature was determined using radiometric data measured by the CE 312 channel 3 (10.5–11.5 μm) at 25°. This configuration was selected in Niclòs et al. (2004) as the most accurate procedure in order to measure SST, since atmospheric and emissivity effects were minima for this spectral and angular conditions and also errors

introduced by the input magnitudes caused the minimum SST error. The comparison of these data during the selected measurements for SSE retrieval showed an experimental bulk–skin temperature difference of 0.05 ± 0.06 K for wind speed larger than 5 m/s, which is lower than the skin effect values found in the bibliography measured at different depth and sea conditions. Taking into account these results, we limited our study to situations with wind speed values larger than 5 m/s, for which the sea temperature measured by the thermal probes placed in buoys can be used as reference temperature for SSE retrieval if this constant bulk–skin temperature difference is subtracted. The buoy probes measured the sea temperature every 2 min, but SST values measured by the radiometer under these optimum conditions (25° and channel 3) were obtained once per scan process (i.e. in 30-min periods). Thus, the reference SST was determined from the buoy measurements, to which the constant skin effect was subtracted, since their large frequency permitted us to control possible SST fluctuations during each scan process.

Other limitations that were considered in the scan processes selection to obtain the most accurate SSE values were related with:

- (i) Variability of the sky conditions: this becomes an important factor when the sky temperature is close to the SST, e.g. in the case of low and warm clouds, when an error of a few tenths in the sky temperature causes an SSE error of about $\pm 1\%$. In order to minimize this error source, the SSE measurements were made only under cloud-free sky conditions, or in the case of high and cold clouds due to their small influence.
- (ii) Foam effect: we limited our study for wind speeds ≤ 10 m/s in order to avoid possible effects due to foam coverage. The foam coverage was determined during the WISE 2000 campaign using video frames from a camera mounted close to the radiometer that observed the measurement area for each angle (Camps et al., 2002; Villarino et al., in press). For wind speeds up to 10 m/s, the determined sea foam percent coverage was lower than 1% in all cases. For 15 m/s, this foam coverage increased to 3%. Thus, we limited our study to wind speed values up to about 10 m/s, for which foam coverage was negligible. On the other hand, conditions of wind speeds larger than 10 m/s rarely coincided with clear skies and therefore insufficient matchups were available to determine SSE angular variation under these wind speed values.
- (iii) Wind direction: as the radiometer was pointing approximately to the north from the north side of the platform, only scan processes carried out under west winds, perpendicular to the pointing direction, were used in order to avoid effects of wind shadowing due to the oilrig. The predominant wind direction in the oilrig location during the campaign was NW.

4. Sensitivity analysis

The main error sources in the SSE determination by means of this methodology are the following:

- (i) CE 312 radiometric error and system calibration error, described in Sections 2 and 3.1.
- (ii) SST measurement error, $\sigma(\text{SST})$: SST was obtained by subtracting the skin effect of 0.05 ± 0.06 K to the buoy thermal probes measurements. Thus, $\sigma(\text{SST})$ was determined from the standard deviation obtained in the skin effect, ± 0.06 K.
- (iii) System pointing error: the radiometer pointing inclinometer error was $\pm 0.01^\circ$; however, an error of $\pm 0.5^\circ$ is considered for this study, which would include any possible sensor movement due to the wind effect and vibrations of the fixed oilrig.
- (iv) Error in the atmospheric correction terms: since $\tau_i(\theta, \phi, 0, h)$ and $L_i^{\uparrow \text{atm}}(\theta, \phi, 0, h)$ were estimated introducing local pressure, temperature and humidity data into the MODTRAN 4 code, errors of estimate of these atmospheric terms were obtained as a consequence of the experimental errors of these meteorological data.
- (v) Possible existence of SST horizontal thermal gradients: the SST variability was checked before each process by changing slightly the azimuth observation angle showing negligible horizontal thermal gradients through and around the target.

Thus, SSE precision, $\sigma(\varepsilon_i(\theta, \phi))$, is derived taking into account error sources (i)–(iv). Applying error theory to Eq. (3), $\sigma(\varepsilon_i(\theta, \phi))$ is written as:

$$\begin{aligned} \sigma(\varepsilon_i(\theta, \phi)) = & \left\{ \left[\frac{\partial \varepsilon_i(\theta, \phi)}{\partial R_i(\theta, \phi, h)} \sigma(R_i(\theta, \phi, h)) \right]^2 \right. \\ & + \left[\frac{\partial \varepsilon_i(\theta, \phi)}{\partial L_i^{\downarrow \text{atm}}(\pi - \theta, \phi)} \sigma(L_i^{\downarrow \text{atm}}(\pi - \theta, \phi)) \right]^2 \\ & + \left[\frac{\partial \varepsilon_i(\theta, \phi)}{\partial B_i(\text{SST})} \sigma(B_i(\text{SST})) \right]^2 \\ & + \left[\frac{\partial \varepsilon_i(\theta, \phi)}{\partial \tau_i(\theta, \phi, 0, h)} \sigma(\tau_i(\theta, \phi, 0, h)) \right]^2 \\ & + \left. \left[\frac{\partial \varepsilon_i(\theta, \phi)}{\partial L_i^{\uparrow \text{atm}}(\theta, \phi, 0, h)} \right]^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \\ & \times \sigma(L_i^{\uparrow \text{atm}}(\theta, \phi, 0, h)) \end{aligned} \quad (4)$$

where $\sigma(B_i(\text{SST}))$ is the error of Planck's function for the SST, which can be obtained from $\sigma(\text{SST})$ as:

$$\sigma(B_i(\text{SST})) = \left| \frac{\partial B_i(\text{SST})}{\partial \text{SST}} \right| \sigma(\text{SST}) \quad (5)$$

obtaining average values of $\pm 8 \times 10^{-6}$, $\pm 1.0 \times 10^{-5}$, $\pm 9 \times 10^{-6}$ and $\pm 7 \times 10^{-6}$ mW/(cm² sr cm⁻¹) for channels 1 to 4, respectively.

$\sigma(\tau_i(\theta, \phi, 0, h))$ and $\sigma(L_i^{\uparrow \text{atm}}(\theta, \phi, 0, h))$ were estimated using the MODTRAN code by modifying local pressure, humidity and temperature data according to their experimental errors, i.e. ± 1 mb, $\pm 2\%$ and ± 0.1 K, respectively. Transmittance errors of $\pm 0.10\%$, $\pm 0.14\%$, $\pm 0.06\%$, $\pm 0.10\%$ were estimated for channels 1 to 4, and errors of $\pm 3.9\%$, $\pm 5.6\%$, $\pm 6.5\%$, and $\pm 3.5\%$ were obtained for $\sigma(L_i^{\uparrow \text{atm}}(\theta, \phi, 0, h))$.

$\sigma(R_i(\theta, \phi, h))$ and $\sigma(L_i^{\downarrow \text{atm}}(\pi - \theta, \phi))$ are obtained independently from both radiometric-calibration error, σ_{rc} , and the system pointing error, σ_{θ} , as:

$$\sigma_i^2 = \sigma_{\text{rc}i}^2 + \sigma_{\theta i}^2 \quad (6)$$

CE 312 radiometric error and system calibration error are considered from Eq. (1) (Niclòs et al., 2004), which yields $\sigma_{\text{rc}i}$ for both $R_i(\theta, \phi, h)$ and $L_i^{\downarrow \text{atm}}(\pi - \theta, \phi)$. The system pointing error, $\sigma_{\theta i}$, is obtained from the dependence of $R_i(\theta, \phi, h)$ and $L_i^{\downarrow \text{atm}}(\pi - \theta, \phi)$ with the observation angle. Polynomial regressions between $R_i(\theta, \phi, h)$ and θ , and $L_i^{\downarrow \text{atm}}(\pi - \theta, \phi)$ and θ , were determined for each measurement process and channel, obtaining determination coefficients, r_i^2 , higher than 0.95 in all cases. From these regression equations, the pointing errors can be calculated as:

$$\sigma_{\theta i} = \left| \frac{\partial R_i}{\partial \theta} \right| \sigma(\theta) \quad (7)$$

Average SSE errors of ± 0.004 , ± 0.004 , ± 0.003 and ± 0.006 were finally obtained for CE 312 channels 1 to 4, respectively. The spectral variation of these SSE errors is due mainly to the implicit radiometric error for each band of the CE 312 radiometer.

5. Results and analysis

Sea surface emissivity was determined for observation angles from 25° to 65° , at steps of 10° , by means of the described methodology. Measurements of simultaneous sea surface radiance, sky radiance and sea surface temperature were used for this aim.

Table 4 shows the retrieved SSEs as a function of the observation angle, θ , for two values of the surface wind speed ($U=5$ and 10 m/s approximately) and for each CE 312 channel. These SSEs are average values of all the measurement processes carried out during the campaign. The highest SSE values and the lowest SSE errors, $\sigma(\text{SSE})$, are obtained for CE 312 channel 3 (10.5 – 11.5 μm).

Fig. 4 shows the angular dependence of the average SSE values experimentally obtained during WISE 2000 under surface wind speeds, U , close to 5 m/s (with a mean value of

Table 4
Sea surface emissivity (SSE) values obtained for each CE 312 channel at different observation angles, θ , and surface wind speeds, U

U (m/s)	θ (°)	Ch1 (8–14 μm)		Ch4 (8.2–9.2 μm)		Ch3 (10.5–11.5 μm)		Ch2 (11.5–12.5 μm)	
		SSE	σ (SSE)	SSE	σ (SSE)	SSE	σ (SSE)	SSE	σ (SSE)
5	25	0.986	0.004	0.987	0.004	0.991	0.003	0.985	0.005
	35	0.984	0.004	0.985	0.004	0.989	0.003	0.983	0.005
	45	0.978	0.004	0.978	0.004	0.985	0.003	0.976	0.006
	55	0.964	0.004	0.961	0.005	0.973	0.003	0.961	0.006
	65	0.932	0.005	0.927	0.006	0.944	0.003	0.927	0.007
10	25	0.986	0.004	0.987	0.004	0.991	0.003	0.985	0.005
	35	0.984	0.004	0.984	0.004	0.990	0.003	0.983	0.005
	45	0.977	0.004	0.977	0.004	0.984	0.003	0.978	0.005
	55	0.963	0.004	0.961	0.004	0.973	0.003	0.962	0.006
	65	0.933	0.004	0.926	0.005	0.946	0.003	0.929	0.006

σ (SSE) is the SSE error, i.e. the maximum value between the error calculated by means of Eqs. (4)–(7) and the standard deviation obtained from the several measurement processes carried out during the campaign.

4.5 ± 0.9 m/s) and 10 m/s (10.3 ± 1.1 m/s) for the CE 312 channels. For comparison, Fig. 4 presents also the corresponding theoretical SSE values calculated by means of the

model of Masuda et al. (1988) for surface wind speed values of 5 and 10 m/s. This figure shows that SSE decreases with the observation angle, with a reduction of 2–3% for 55°.

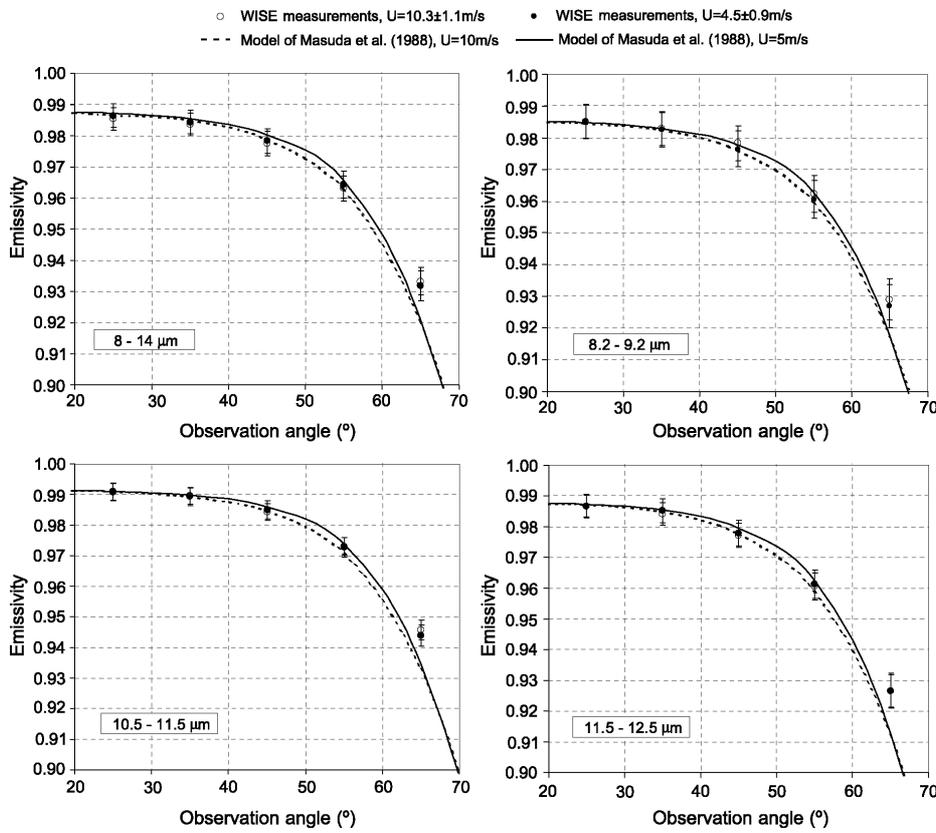


Fig. 4. Angular variation of the sea surface emissivity. Comparison between the experimental values and the theoretical SSEs of the model of Masuda et al. (1988).

This fact is important for biangular measurements with instruments such as AATSR, since such an error on SSE will cause an error of about 1.2 K on SST (François & Ottlé, 1994).

Fig. 4 also proves the validity of the model of Masuda et al. (1988) for observation angles up to about 50°, where the differences between measured and theoretical SSEs are within the experimental errors. However, there are discrepancies for observation angles larger than 50°. SSE computed by the model is smaller than the in situ measured values for $\theta=65^\circ$, and these differences seem to increase slightly with the surface wind speed. The model of Masuda et al. (1988) neglects the effect of multiple reflections, i.e. the reflection probability of the radiance emitted by the sea surface on itself for high observation angles and wind speeds. Double reflections of the downwelling sky radiance could also be possible, contributing to the signal sensed by the radiometer. These

effects could explain the discrepancies with regard to the model of Masuda et al. (1988) under large observation angles and wind speeds, which were already pointed out by Watts et al. (1996) and Wu and Smith (1997). The model of Masuda et al. (1988) predicts a reduction of SSE with wind speed (i.e. with sea surface roughness) for observation angles up to 70°. This reduction is not shown in our measurements, which even suggest an SSE increase with wind speed for angles larger than 60°. Fig. 5 compares the experimental values with the Wu and Smith emissivities, and also shows values measured by Smith et al. (1996) using the Atmospheric Emitted Radiance Interferometer (AERI) Fourier transform spectrometer placed on a ship, for which they gave an accuracy of $\pm 0.1\%$. Mean wind speed at the time of observation was 5 m/s, and measurements were performed at 36.5°, 56.5° and 73.5° from nadir (Smith et al., 1996). A better agreement between theory and measurements for high observation

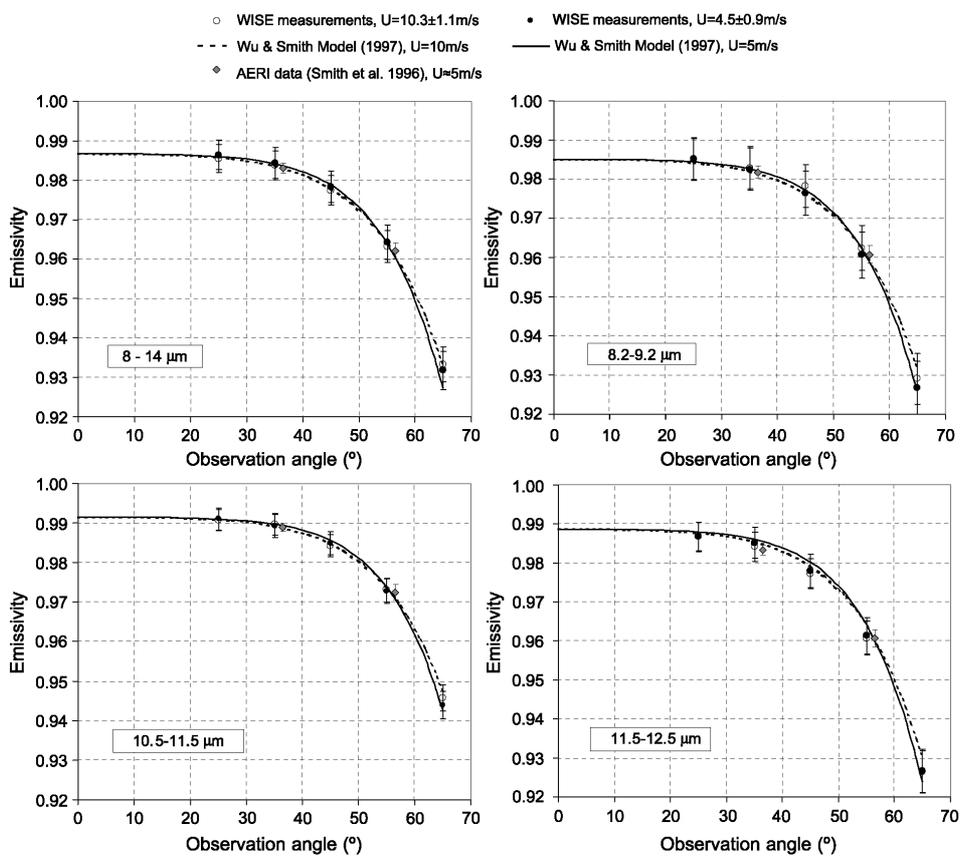


Fig. 5. Comparison between the experimental values, and the theoretical SSEs of the model of Wu and Smith (1997). Measurements with AERI (Smith et al., 1996) for wind speed conditions of about 5 m/s are also shown.

angles is shown, where the reverse SSE dependence with wind speed is observed for both experimental and theoretical values. This fact is due to the multiple reflection effects, which produce a reduction of the SSE sensitivity to the sea surface roughness at small to moderate observation angles and an amplification of the SSE increase with wind speed for angles higher than 60° (Wu and Smith, 1997).

In this case, the measured–theoretical SSE differences are within the experimental errors for all the observation angles, which proves the soundness of the model of Wu and Smith (1997) even for large observation angles.

6. Conclusions

Angular measurements of SSE in the TIR region under open sea conditions are presented in this work. The methodology consists of quasi-simultaneous measurements of the radiance coming from the sea surface and the downwelling sky radiance, both measured by a CE 312 radiometer with four channels in the TIR. In addition, the reference SST is determined using values measured by high-precision thermal probes located on oceanographic buoys corrected for the skin effect, which was determined to be 0.05 ± 0.06 K for the high wind speed conditions.

SSEs were obtained under observation angles from 25° to 65°, at steps of 10°, and two surface wind speed conditions (5 and 10 m/s approximately). Using the described methodology, SSEs were attained with average errors of ± 0.004 , ± 0.004 , ± 0.003 and ± 0.006 for CE 312 channels 1–4, respectively.

The good agreement found between these experimental values and the model of Masuda et al. (1988) at small to moderate observation angles confirms the validity of this model to determine SSE for a nadir sea surface observation. However, discrepancies appear for large observation angles due to the omission of the effect of double and multiple reflections on the sea surface by the model of Masuda et al. (1988). This effect produces a reduction of the SSE sensitivity to the sea surface roughness at small to moderate observation angles and an amplification of the SSE increase with wind speed for angles higher than 60°. This fact was taken into account by models such as the one proposed by Wu and Smith (1997), which shows SSE values in agreement with the experimental measurements, proving its soundness for all the measured observation angles, and so its reliability to obtain SSE for off-nadir viewings.

Acknowledgements

This work was supported by the European Space Agency through the WISE 2000 and WISE 2001 campaigns (ESTEC Contract 14188/00/NL/DC), the Spanish Ministerio de Educación y Ciencia (Project REN2001-3116/CLI, and

“Ramón y Cajal” Research Contract of Dr. E. Valor), the European Union (FEDER funds), and the Generalitat Valenciana (Project GV2004-B-084). The Spanish Ministerio de Educación, Cultura y Deporte is also acknowledged for the Research Grant received by R. Niclòs.

We thank Dr. J. Font (ICM-CSIC, Barcelona, Spain), Prof. A. Camps (TSC-UPC, Barcelona, Spain), Dr. J. Etcheto (LODYC-IPSL, Paris, France) and R. Rivas (IHLLA, Buenos Aires) for their assistance during WISE campaigns. The collaboration of Dr. E. Rubio (UCLM, Albacete, Spain) and L. Martínez (ICC, Barcelona, Spain), who took part in the preparation of the campaign, is also appreciated. Finally, we would like to thank the assistance of P. van Delst (NOAA/NCEP/EMC, Camp Springs MD, USA) regarding to the computed spectral emissivities of the model of Wu and Smith.

Finally, the suggestions and comments made by anonymous reviewers are also acknowledged.

References

- Barnes, W. L., Pagano, T. S., & Salomonson, V. V. (1998). Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(4), 1088–1100.
- Berger, M., Camps, A., Font, J., Kerr, Y., Miller, J., Johannessen, J., et al. (2002). Measuring ocean salinity with ESA's SMOS mission. *ESA Bulletin*, 111, 113–121.
- Berk, A., Anderson, G. P., Acharya, P. K., Chetwynd, J. H., Bernstein, L. S., Shettle, E. P., et al. (1999). MODTRAN 4 user's manual. Air Force Research Laboratory, Space Vehicles Directorate, Air Force Materiel Command, Hascom AFB, MA, 95 pp.
- Budeus, G., & 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., et al. (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., & Munk, W. (1954). Some problems in optical oceanography. *Journal of Marine Research*, 14, 63–78.
- Donlon, C. J., Minnet, P. J., Gentemann, C., Nightingale, T. J., Barton, I. J., Ward, B., et al. (2002). Toward improved validation of satellite sea surface skin temperature measurements for climate research. *Journal of Climate*, 15, 353–369.
- Donlon, C. J., Sheasby, T., Turner, J., Robinson, I. S., & Emery, W. J. (1999). Implications of the oceanic thermal skin temperature derivation at high wind speed. *Geophysical Research Letters*, 26, 2505–2508.
- Font, J., Gabarró, C., Julià, A., Emelianov, M., Lloret, M. I., Etcheto, J., et al. (2003). Oceanographic conditions during the Wind and Salinity Experiment 2000 and 2001, NW Mediterranean Sea. *Proc. of the First results Workshop: WISE/EuroSTARRS/LOSAC* (pp. 51–59). Toulouse, France: ESA, SP-525.
- François, C., & Otlé, C. (1994). Estimation of the angular variation of the sea surface emissivity with the ATSR/ERS-1 data. *Remote Sensing of Environment*, 48, 302–308.
- Harris, A. R., Brown, S. J., & Mason, I. M. (1994). The effect of wind speed on sea surface temperature retrieval from space. *Geophysical Research Letters*, 21, 1715–1718.
- Kerr, Y. H., Waldteufel, P., & Berger, M. (2001). Mission Objectives and Scientific Requirements of the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) Mission. MRD, ESA: ESTEC, Noordwijk (NL), 44 pp.

- Konda, M., Imasato, N., Nishi, K., & Toda, T. (1994). Measurement of the sea surface emissivity. *Journal of Oceanography*, *50*, 17–30.
- Legrand, M., Pietras, C., Brogniez, G., Haefelin, M., Abuhassan, N. K., & 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.
- Liu, W.-Y., Field, R. T., Gantt, R. G., & Klemas, V. (1987). Measurement of the surface emissivity of turbid waters. *Remote Sensing of Environment*, *21*, 97–109.
- Llewellyn-Jones, D., Edwards, M. C., Mutlow, C. T., Birks, A. R., Barton, I. J., & Tait, H. (2001, February). AATSR: Global-change and surface-temperature measurements from ENVISAT. *ESA Bulletin*, 11–21.
- Masuda, K., Takashima, T., & Takayama, Y. (1988). Emissivity of pure seawaters for the model sea surface in the infrared window regions. *Remote Sensing of Environment*, *24*, 313–329.
- Murray, M. J., Allen, M. R., Merchant, C. J., Harris, A. R., & Donlon, C. J. (2000). Direct observations of skin–bulk SST variability. *Geophysical Research Letters*, *27*, 1171–1174.
- Niclòs, R., Caselles, V., Coll, C., Valor, E., & Rubio, E. (2004). Autonomous measurements of sea surface temperature using in situ thermal infrared data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *21*(4), 683–692.
- Robinson, I. S., Wells, N. C., & 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.
- Salisbury, J. W., & D'Aria, D. M. (1992). Emissivity of terrestrial materials in the 8–14 μm atmospheric window. *Remote Sensing of Environment*, *42*, 83–106.
- Saunders, P. (1967). The temperature at the ocean–air interface. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *24*, 267–273.
- Schlüssel, P., Emery, W. J., Grassl, H., & Mammen, T. (1990). On the bulk–skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, *95*(C8), 13341–13356.
- Sicard, M., Spyak, P. R., Brogniez, G., Legrand, M., Abuhassan, N. K., Pietras, C., et al. (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.
- Smith, W. L., Knuteson, R. O., Revercomb, H. E., Feltz, W., Howell, H. B., Menzel, W. P., et al. (1996). Observations of the infrared radiative properties of the ocean—implications for the measurement of sea surface temperature via satellite remote sensing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *77*, 41–51.
- Takashima, T., & Takayama, Y. (1981). Emissivity and reflectance of the model sea surface for the use of AVHRR data of NOAA satellites. *Meteorology and Geophysics*, *32*, 267–274.
- Villarino, R., Camps, A., Vall-Ilossera, M., Miranda, J., Sabia, R., Moneris, A., et al. (2004). Sea surface emission at L-band results from the WISE/FROG field experiments. *Proc. of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS '04*. Anchorage, Alaska, in press.
- Watts, P. D., Allen, M. R., & 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.
- Wick, G. A., Emery, W. J., Kantha, L. H., & Schlüssel, P. (1996). The behavior of the bulk–skin sea surface temperature difference under varying wind speed and heat flux. *Journal of Physical Oceanography*, *26*, 1969–1988.
- Wu, X., & Smith, W. L. (1997). Emissivity of rough sea surface for 8–13 μm : Modelling and verification. *Applied Optics*, *36*, 2609–2619.

Apéndice 6

**Artículo “A Simple Parametrization for the
Calculation of Thermal Infrared
Sea Surface Emissivity”**

El presente estudio ha sido elaborado en colaboración con los profesores V. Caselles, E. Valor, C. Coll y J.M. Sánchez y enviado a IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, hallándose actualmente en proceso de revisión. Establecido el modelo de Wu y Smith (1997) como el más adecuado para la determinación de la emisividad de la superficie del mar bajo cualquier ángulo de observación y condiciones de rugosidad del mar, y conociendo su elevada complejidad, que limita su aplicabilidad en la corrección de imágenes de satélite, nos planteamos su simplificación. En este sentido, este trabajo propone un algoritmo para la determinación de la emisividad basado en una parametrización del modelo de Wu y Smith (1997). Este algoritmo permite obtener dicha magnitud, de forma simple pero precisa, en función del ángulo de observación utilizado y del viento en superficie existente. Además, se adapta el algoritmo a diversos sensores actuales, proporcionando los coeficientes necesarios para la determinación de la emisividad en cada una de sus bandas térmicas.

A Simple Parametrization for the Calculation of Thermal Infrared Sea Surface Emissivity

R. Niclòs, V. Caselles, E. Valor, C. Coll, and J. M. Sánchez

Department of Thermodynamics, Faculty of Physics, University of Valencia
50 Dr. Moliner, E-46100 Burjassot, Valencia, Spain

E-mail: Raquel.Niclos@uv.es
Phone: +34 9635 43249
Fax: +34 9635 43385

ABSTRACT

The current demand of a high accuracy in sea surface temperature (SST) retrieval from satellite data requires an accurate determination of directional sea surface emissivity (SSE) in the thermal infrared (TIR) region. Previous models have supplied SSE estimates by means of a physical characterization of sea surface roughness and emission, which results in complex equations, inhibiting an operational application. This paper presents a simple SSE algorithm based on a parametrization of the model of Wu and Smith [1]. This model was selected as a reference since it reproduces quite accurately SSE experimental data for any wind speed and observation angle [2]. The proposed algorithm provides easily the SSE variation with both observation angle and wind speed for a given nadir SSE value, using only a channel-dependent coefficient. This coefficient is provided for the TIR bands of several current satellite sensors: Advanced Along Track Scanning Radiometer (AATSR), on board ENVISAT; Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR/3) on board NOAA 17; Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS) on EOS Aqua; and Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI), on board Meteosat Second Generation (MSG), adapting so the algorithm to these TIR channels. For all of them, the average standard error of estimate of SSE is ± 0.0009 .

Keywords: sea surface emissivity, thermal infrared, angular dependence, surface wind speed.

1. INTRODUCTION

The current requirement of highly accurate sea surface temperature (SST) determination for applications in both climate monitoring and operational oceanography, which is of ± 0.3 K as defined by the international Tropical Ocean-Global Atmosphere (TOGA) program [3], demands an accurate determination of sea surface emissivity (SSE) in the thermal infrared region (TIR) of about ± 0.5 % [1] for any observation geometry and sea surface roughness.

Several of the current and future satellite missions use TIR observations recorded at off-nadir angles in the along-track direction, such as the Advanced Along Track Scanning Radiometer (AATSR) [4] on board ENVISAT with a forward observation at 55° . Moreover, moderate and low resolution satellite sensors have wide swaths in the across-track direction so that the observation angles at the image edges are quite large. This is the case of polar-orbit satellite instrumentation such as the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR/3) on board NOAA 17 [5] and the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS) on EOS Aqua [6], but mainly of geostationary satellites such as the Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) on board Meteosat Second Generation (MSG) [7]. At these large viewing angles SSE shows a significant decrease in relation to the nadir observation. For instance, a SSE reduction from 0° to 55° of about 1.5 % at 11 μm and of 2.4% at 12 μm can be observed, as shown by experimental data and models, [1]-[2] and [8]-[10]. This fact must be taken into account for SST retrieval from satellite observations at large angles, since this SSE decrease causes a high SST error, e.g. about -1.2 K around 55° [11]. Thus a good determination of SSE is needed at large viewing angles. In addition, SSE must be accounted for wind speed, which causes an increase of the roughness of the sea surface and so an important effect due to radiance reflections.

SSE estimates can be provided by models such as the one proposed by Masuda et al. [8], or the model of Wu and Smith [1]. The problem of those models, which are based on a physical characterization of sea surface roughness and emission, is that they are complex and not applicable for operational purposes. For this reason, it would be desirable to have an accurate algorithm but with a parametrization as simple as possible. In this paper we present a simple algorithm for the parametrization of the SSE dependence on wind speed and observation angle within the infrared window regions.

In the next section the existing theoretical models for the SSE estimate are analyzed pointing out the theoretical basis of each one, their differences and their soundness. Once the most accurate model is selected, the SSE dependences on observation angle, wavelength and wind speed are analyzed, and an equation for SSE parametrization based on the model results is proposed. This section presents in detail the fitting procedure carried out to obtain the parameters for a given sensor band, and the simplifying process followed to achieve a practical SSE algorithm. Section 3 includes the results for the thermal infrared channels of ENVISAT-AATSR, EOSAqua-MODIS, NOAA-AVHRR and MSG-SEVIRI. Finally, conclusions are summarized in section 4.

2. THE MODEL

2.1.- Previous Models

SSE depends on: i) sea surface roughness, which is generated by surface wind, U ; (ii) the refractive index, n , which varies with salinity and temperature; and (iii) the observation angle under which the sea surface radiance is measured. On this basis, the model of Masuda et al. [8] established: i) the emission geometry, considering the rough sea surface composed by many facets, whose slopes can be expressed according to a normal and isotropic Gaussian distribution with respect to surface wind [12]; ii) the effect of salinity on the refractive index, using the values compiled by Hale and Querry [13] for pure water but with adjustments by Friedman [14]; and iii) a difference between the observation angle and the incident angle. A sensor placed above a rough sea surface receives emission from numerous small facets and each one emits at a different angle to the sensor, and an effective emissivity must be used to integrate the contribution of all facets. The monochromatic effective emissivity is written as [8]:

$$\varepsilon(n, \mu_e, U) = \frac{\frac{2}{\pi \sigma^2 \mu_e} \int_0^l \int_0^\pi \varepsilon(n, \chi) \cos \chi \mu_n^{-4} \exp\left(-\tan^2 \theta_n / \sigma^2\right) d\mu_n d\phi}{\frac{2}{\pi \sigma^2 \mu_e} \int_0^l \int_0^\pi \cos \chi \mu_n^{-4} \exp\left(-\tan^2 \theta_n / \sigma^2\right) d\mu_n d\phi} \quad (1)$$

where $\sigma^2 = 0.003 + 0.00512 U$ [12] and χ is the angle between the emission direction and the normal to a wave facet tangent, which are defined by the angles θ_e and θ_n respectively, being $\mu_e = \cos \theta_e$ and $\mu_n = \cos \theta_n$. $\varepsilon(n, \chi)$ is the emissivity for each facet, which is obtained as

$$\varepsilon(n, \chi) = 1 - \rho(n, \chi) \quad (2)$$

where $\rho(n, \chi)$ is the total reflectivity. For an unpolarized sensor, such as a thermal radiometer, the total reflectivity is a simple average value of the two polarization complex reflectances, which are provided for the air-sea interface by the Fresnel's formula as a function of the complex refractive index for the sea water, n .

The paper of Masuda et al. [8], which presents a complex but efficient model for low to moderate observation angles, provided tabulated SSEs as a function of the observation angle and the surface wind speed for several wavelengths in the infrared window regions, both for pure and sea water. These tabulated values have been extensively used, being a reference model to determine approximately SSE during years.

In a previous work [2], we studied the SSE angular dependence for several wind speed conditions using the experimental measurements carried out from a fixed oilrig in the Mediterranean during the WISE 2000 campaign [15]. The model of Masuda et al. [8] was in agreement with experimental data up to 50° , but we found a discrepancy between the SSEs computed by the model and the SSE values measured for observation angles larger than 50° [2], in accordance with the previous observations of Smith et al. [10] using the Atmospheric Emitted Radiance Interferometer (AERI). The computed SSE shows a negative bias, which needs to be corrected to avoid SST errors for off-nadir viewings. The relative error introduced by this model was about 1% at 65° , i.e. a SSE difference between experimental and theoretical values of about ± 0.01 (see Figure 1). However a precision of at least $\pm 0.5\%$ is needed to obtain a SST precision of ± 0.3 K [1].

The model of Wu and Smith [1] reproduces more accurately the effective SSE for any wind speed and observation angle (Figure 1), even for angles larger than 50° [2]. Thus, this model was considered as reference in this study.

Wu and Smith considered the reflection of the radiance emitted by the sea surface on itself, which appears for high observation angles and wind speeds. In order to take into account this effect, the introduced in equation (1) was replaced by [1]:

$$\varepsilon'(n, \chi) = \varepsilon(n, \chi) + [1 - \varepsilon(n, \chi)] P(\theta_r) \bar{\varepsilon}(n, \mu_r) \quad (3)$$

where now $\varepsilon(n, \chi)$ is the emissivity at a facet point, which is obtained from the reflectivity by equation (2), $P(\theta_r)$ is the probability that radiance arriving at this point with a local zenith angle θ_r originates from the sea surface, and $\bar{\varepsilon}(n, \mu_r)$ is the mean emissivity of the sea surface that contributes to radiance emitted under this angle, where $\mu_r = \cos\theta_r = 2 \cos\chi \cos\theta_n - \cos\theta_e$. Wu and Smith [1] defined the $P(\theta_r)$ probability as:

$$P(\theta_r) \begin{cases} 1, & \theta_r > 90^\circ \\ (\theta_r - 85^\circ)^2 / 25, & 85^\circ \leq \theta_r \leq 90^\circ \\ 0, & \theta_r < 85^\circ \end{cases} \quad (4)$$

where 85° was the angle considered by these authors as the smallest zenith angle for the sea surface emission to be reflected at a surface point, which can be also determined as a function of the roughness dimensions [1].

The mechanism of multiple reflections causes a higher SSE increase with wind speed, removing the negative bias shown by the model of Masuda et al. [8]. Moreover, Wu and Smith [1] checked the validity of the published data for the complex refractive index, proving that the use of the real part of the refractive index, N , given by Hale and Querry [13] and the imaginary part, K , by Segelstein [16], together with the seawater adjustment proposed by Friedman [14], achieved the best concordance with the experimental data. Figure 2 shows the complex refractive index for pure water, $n = N - iK$. The Friedman corrections for sea water, which are spectrally dependent, produce only a slight increase of about 0.005 on N and a reduction of about 0.002 on K .

The spectral and angular dependences of SSE can be observed in Figure 3, which shows both variations using the SSEs computed by the model of Wu and Smith for a wind speed of 0 m/s as an example. Notice the inversion of the spectral profile from the water refractive index to the emissivity. This fact is a consequence of the relationship introduced by Kirchhoff's Law between the emissivity and the total reflectivity, equation (2), which is in turn obtained from complex reflectances in two polarizations as a function of the complex refractive index, [1] and [8].

2.2.- The Algorithm

Shown the complexity but the soundness of the model of Wu and Smith [1], we develop a SSE algorithm based on the values computed by this model with the aim of permitting a simple and accurate SSE determination as a function of both wind speed and observation angle. The angular variation of SSE (see figures 1 and 3) suggested us its parametrization in terms of a cosine function but with a smooth decrease, which could be attained introducing additional coefficients, but the spectral dependence presents a higher complexity, which difficult a simple characterization of this spectral variability using

tables of SSE values provided on a constant wavelength step. Using as reference the SSEs computed by the model of Wu and Smith [1] for wavelengths from 3 to 16 μm , we tested different possible spectral fitting functions, and finally we concluded that the angular dependence could be reproduced by an equation such as the following:

$$\varepsilon_{\lambda}(\theta, U) = \varepsilon_{\lambda}(\theta) [\cos(\theta^{a_{\lambda}(U)})]^{b_{\lambda}(U)} \quad (5)$$

where $\varepsilon_{\lambda}(\theta, U)$ is the spectral SSE as a function of the observation angle, θ (radian), and the surface wind speed, U (m/s), and $\varepsilon_{\lambda}(\theta)$ is the corresponding SSE value at nadir, for which the SSE is not dependent on the surface wind speed. $a_{\lambda}(U)$ and $b_{\lambda}(U)$ are the fitting coefficients, which in principle depend on both wavelength and surface wind speed.

The procedure carried out to fit the SSEs computed by the model of Wu and Smith [1] to equation (5) was the Levenberg-Marquardt non-linear least-squares algorithm [17]. By means of this procedure, the model SSEs were spectrally fitted to equation (5) for wind speed values from 0 to 15 m/s, obtaining fit standard errors, $\sigma_{f,\lambda}$, lower than ± 0.0009 in emissivity, and coefficients of determination, r_{λ}^2 , larger than 0.9988 for all cases. Figure 4 shows the spectral dependence of the $a_{\lambda}(U)$ and $b_{\lambda}(U)$ fitting coefficients for wind speed values of 0 m/s and 15 m/s. We can see that $a_{\lambda}(U)$ is more dependent on wind speed than on wavelength, opposite to the $b_{\lambda}(U)$ coefficient, which shows a larger spectral dependence. $a_{\lambda}(U)$ has a relative variation of $\pm 19\%$ with U , but very little spectral variability was observed (less than $\pm 3\%$). On the contrary, $b_{\lambda}(U)$ shows a strong dependence on the wavelength and a low variability with U , with a relative deviation of less than $\pm 4\%$ with U in front of the $\pm 21\%$ for the spectral dependence between 3 and 16 μm . It is worth noting that $b_{\lambda}(U)$ spectral dependence shows the same shape as the sea surface reflectivity, i.e. $1 - \varepsilon_{\lambda}(\theta)$ for a plane sea surface [8], which is a consequence of the water refractive index spectrum (see figure 2). Thus, the dependence of $\varepsilon_{\lambda}(\theta, U)$ on wavelength is just the opposite to that shown by $b_{\lambda}(U)$ (see figure 3 and 4b). This fact makes that the spectral dependence of $\varepsilon_{\lambda}(\theta, U)$ is larger for larger observation angles (see figure 3), according to the model of Wu and Smith [1] and the experimental data. Figure 5 shows the spectral dependence of the relative decrease of SSE from its value at 0° to that at 55° , $\left(\frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon}\right)_{\lambda} = \frac{\varepsilon_{\lambda}(\theta^\circ) - \varepsilon_{\lambda}(55^\circ, U)}{\varepsilon_{\lambda}(\theta^\circ)}$, together with $b_{\lambda}(U)$. This angular decrease seems to be spectrally well correlated with $b_{\lambda}(U)$, showing that the effect of this parameter in equation (5) is to increase the spectral SSE dependence with the observation angle, since $b_{\lambda}(U)$ is in turn inversely correlated with $\varepsilon_{\lambda}(\theta, U)$. For instance, $\varepsilon_{11\mu\text{m}}(\theta^\circ) > \varepsilon_{15\mu\text{m}}(\theta^\circ)$ but

$$b_{11\mu\text{m}} < b_{15\mu\text{m}} \text{ and so } \left(\frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon}\right)_{11\mu\text{m}} < \left(\frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon}\right)_{15\mu\text{m}} \text{ (see figures 3, 4b and 5, respectively).}$$

This spectral study showed us that the proposed equation works well for any wavelength within the thermal infrared, but since most radiometers, mainly on board satellites, measure radiance within more or less broad spectral bands, i.e. no single wavelengths, the following step was to adapt equation (5) to spectral channels. So, equation (5) can be rewritten for a channel i as:

$$\varepsilon_i(\theta, U) = \varepsilon_i(\theta) [\cos(\theta^{a_i(U)})]^{b_i(U)} \quad (6)$$

where $\varepsilon_i(\theta, U)$ and $\varepsilon_i(\theta)$ are now SSEs integrated within a spectral band i from the computed spectral values, and $a_i(U)$ and $b_i(U)$ are fitting coefficients for the considered band.

The modeled SSEs were fitted to equation (6) for spectral channels of several satellite sensors working within the TIR (with channel effective wavelengths around 4 μm , 9 μm , 11 μm , and 12 μm) and for wind speed values from 0 to 15 m/s, obtaining fit standard errors, $\sigma_{f,i}$, lower than ± 0.0007 in emissivity, and coefficients of determination, r_i^2 , larger than 0.9987 for all cases. These values proved the soundness of these fitting procedures for bands within the TIR windows. Figure 6 shows the angular dependence of SSEs given by equation (6) for the SEVIRI-MSG spectral channels located at 3.9 μm , 8.7 μm , 10.8 μm , and 11.9 μm for 0 m/s and 15 m/s, in comparison to the integrated values provided by the model of Wu and Smith [1]. A good agreement is observed between the values of Wu and Smith [1] and those obtained using equation (6) with the computed coefficients and the reference $\varepsilon_i(\theta)$ given by the same model.

The analysis of the obtained $a_i(U)$ and $b_i(U)$ values proved again the assumption of only wind speed dependence for $a_i(U)$ and a spectral dependency for $b_i(U)$. Figure 7 shows the $b_i(U)$ parameters obtained for the SEVIRI-MSG spectral channels and wind speed from 0 m/s to 15 m/s, together with the spectral variation of $b_i(U)$ for $U = 0$ m/s. This figure help us to understand why we obtained a lower $b_i(U)$ value for spectral channels with effective wavelengths around 11 μm and which values must be expected for satellite channels centered at other wavelengths within the TIR. Notice also the small variability of $b_i(U)$ with wind speed, which can be neglected.

In fact the only dependence on U is in the coefficient $a_i(U)$. A linear function can be used to reproduce the $a_i(U)$ dependence on U , with an error of estimate of about $\pm 1.5\%$. Taking into account the low variability of $a_i(U)$ coefficients with the different spectral channels, we considered an average value of these parameters for each wind speed, $a(U)$. A linear regression between $a(U)$ and U , $a(U) = c U + d$, provided us a slope of $c = -0.037 \pm 0.003$ s/m, and an intercept value of $d = 2.36 \pm 0.03$. The regression error of estimate of $a(U)$ using this linear equation was ± 0.03 and the coefficient of determination was 0.989. Figure 8 shows $a(U)$ as a function of U .

Consequently, equation (6) was simplified to:

$$\varepsilon_i(\theta, U) = \varepsilon_i(\theta) [\cos(\theta)^{(cU+d)}]^{b_i} \quad (7)$$

where b_i is only a function of the considered spectral band, and the $a(U)$ parameter has been replaced by $a(U) = c U + d$, where $c = -0.037 \pm 0.003$ s/m and $d = 2.36 \pm 0.03$ are constant coefficients for any channel and wind speed value.

In order to check the assumed approximation for $a(U)$, channel-dependent values were also considered in equation (7), $a_i(U) = c_i U + d_i$, but no significant improvement was obtained in the algorithm accuracy.

3. RESULTS

Applying equation (7) to several sensor channels and wind speed values, and using the obtained parameters c and d , b_i was recalculated for each spectral channel, obtaining fit standard errors, $\sigma_{f,i}$, lower than ± 0.0009 , and coefficients of determination, r_i^2 , larger than 0.998 in this case.

Due to the low dependence of b_i on U , average values of this parameter can be considered for each spectral channel. Table I shows these b_i parameters obtained for the TIR channels of AATSR, AVHRR/3, MODIS and SEVIRI. It is worth noting that we only include the coefficients for the spectral bands placed in the spectral windows where radiance measurements can be used for SST retrieval by means of atmospheric and SSE corrections. The corresponding errors, $\sigma(b_i)$, are the standard deviations of the b_i values obtained for the different wind speed conditions, which are always larger than the parameter fit standard deviations. Anyway, the small $\sigma(b_i)$ values show again the negligible wind speed dependence for b_i . The reported $\varepsilon_i(\theta)$ values, which are needed for the application of equation (7), were computed with the model of Wu and Smith [1] and integrated into each channel, but the $\varepsilon_i(\theta)$ could be also measured directly or obtained from spectral emissivity databases such as the ASTER library (<http://speclib.jpl.nasa.gov/>). The tabulated $\varepsilon_i(\theta)$ errors, $\sigma(\varepsilon_i(\theta))$, are again standard deviations of the values obtained for different wind speed conditions.

In the case of SSE determination for the MODIS channels, which have 10 detectors per band with different filter functions for each one, the integration was performed as:

$$\varepsilon_i(\theta, U) = \frac{1}{10} \sum_{K_i=1}^{10} \frac{\int \varepsilon_\lambda(\theta, U) f_{K_i, \lambda} d\lambda}{\int f_{K_i, \lambda} d\lambda} \quad (8)$$

where $\varepsilon_i(\theta, U)$ is the SSE for the MODIS channel i , $\varepsilon_\lambda(\theta, U)$ is the monochromatic SSE, and $f_{K_i, \lambda}$ is the filter function for the K detector of the i band.

Finally, equation (7) was used to determine $\varepsilon_i(\theta, U)$ for $\theta \in [0, 65]^\circ$ and $U \in [0, 15]$ m/s with the b_i and $\varepsilon_i(\theta)$ values provided in Table I, and the constant c and d parameters ($c = -0.037 \pm 0.003$ s/m and $d = 2.36 \pm 0.03$), in order to check the final parametrization accuracy for each channel. These results were compared to the SSE computed by the model of Wu and Smith [1], and small standard errors and high coefficients of determination (close to 1) were obtained, proving the soundness of this simplified algorithm (see 8th and 9th columns in Table I). Overall, the error of the parametrization provided by equation (7) is lower than ± 0.0010 for any channel. The lowest error is introduced for channels placed at 9 and 11 μm . Additionally, $\sigma(\varepsilon_i(\theta))$ is minimum for channels around 11 μm , proving the soundness of this spectral band for the SSE determination, and so for the SST retrieval, as we discussed in a previous work [18].

4. SUMMARY AND CONCLUSIONS

Most current satellite missions use off-nadir observations of TIR radiance in both along-track and across-track directions. This fact, together with the high-accuracy requirement for SST satellite measurements, demands accurate TIR SSE determination under any viewing geometry, including these large observation angles for which SSE shows a significant decrease.

A previous study of the SSE dependence on the observation angle and the sea surface roughness state, which was carried out using in situ measurements [2], permitted us to compare the soundness of the existing TIR SSE models. We concluded that the

model of Wu and Smith [1] reproduced accurately the experimental SSEs for any roughness and observation conditions, but we also observed its complexity.

The aim of this paper was to develop an algorithm based on the model of Wu and Smith [1] to determine easily accurate SSEs as a function of the wind speed and the observation angle, avoiding the complexity of this model. The proposed parametrization (equation (7)) allows the SSE retrieval from the value at nadir using only three coefficients, from which only one depends on the considered spectral channel. The obtained SSEs have an average standard error of estimate of ± 0.0009 . The parametrization is adapted for several current satellite sensors and the coefficients are provided for their TIR bands.

The application of this parametrization to satellite imagery of wind speed, such as the provided by the microwave scatterometer QuikScat of NASA (<http://www.ssmi.com>), will permit the production of SSE maps for each TIR spectral band, with SSE calculated on a pixel-by-pixel basis accounting for the possible variation in wind speed and also observation angle. Using these SSE maps, SST determination could be carried out more accurately. On the other hand, the implementation of this SSE parametrization in future algorithms for satellite SST retrieval could help to obtain it with higher accuracy, solving the current request for climate and oceanography investigations.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by the Spanish *Ministerio de Educación y Ciencia* (project REN2001-3116/CLI, and “Ramón y Cajal” Research Contract of Dr. E. Valor), the European Union (FEDER funds), and the *Generalitat Valenciana* (project GV2004-B-084). The Spanish *Ministerio de Educación y Ciencia* is also acknowledged for the Research Grant received by R. Niçlòs. Finally, we would like to thank the assistance of P. van Delst (NOAA/NCEP/EMC, Camp Springs MD, USA) regarding the computed spectral emissivities of the model of Wu and Smith.

REFERENCES

- [1] X. Wu, and W.L. Smith, “Emissivity of rough sea surface for 8-13 mm: modelling and verification,” *Applied Optics*, vol. 36, pp. 2609-2619, 1997.
- [2] R. Niçlòs, E. Valor, V. Caselles, C. Coll, and J.M. Sánchez, “In situ angular measurements of thermal infrared sea surface emissivity - Validation of models,” *Remote Sensing of Environment*, 2004 (in press).
- [3] I. J. Barton, “Satellite-derived sea surface temperatures - A comparison between operational, theoretical and experimental algorithms,” *Journal of Applied Meteorology*, vol. 31, pp. 432-442, 1992.
- [4] D. Llewellyn-Jones, M.C. Edwards, C.T. Mutlow, A.R. Birks, I.J. Barton, and H. Tait, “AATSR: Global-change and Surface-Temperature measurements from ENVISAT,” *ESA Bulletin*, pp. 11-21, February, 2001.
- [5] National Oceanic Atmospheric Administration (2001), *NOAA KLM User's Guide*, Suitland, M.D., USA, Ed. Goodrum, G., Kidwell, K.B., and Winston, W.

- [6] W. L. Barnes, T. S. Pagano, and V.V. Salomonson, "Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 36 (4), pp.1088-1100, 1998.
- [7] D.M.A. Aminou, A. Ottenbacher, B. Jacquet, and A. Kassighian, "Meteosat Second Generation: On-Ground Calibration, Characterisation and Sensitivity Analysis of SEVIRI Imaging Radiometer," in *Proc. of SPIE: Earth Observing Systems IV*, Colorado, USA, 1999, vol. 3750, pp. 419-430.
- [8] K. Masuda, T. Takashima, and Y. Takayama, "Emissivity of pure sea waters for the model sea surface in the infrared window regions," *Remote Sensing of Environment*, vol. 48, pp. 302-308, 1988.
- [9] P.D. Watts, M.R. Allen, and T.J. Nightingale, "Wind speed effects on sea surface emission and reflection for the Along Track Scanning Radiometer," *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 13, pp. 126-141, 1996.
- [10] W. L. Smith, R.O. Knuteson, H. E. Revercomb, W. Feltz, H. B. Howell, W. P. Menzel, N. R. Nalli, O. Brown, J. Brown, P. Minnett, and W. McKeow, "Observations of the infrared radiative properties of the ocean – Implications for the measurement of sea surface temperature via satellite remote sensing," *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 77(1), pp. 41-50, 1996.
- [11] C. François and C. Otlé, "Estimation of the angular variation of the sea surface emissivity with the ATSR/ERS-1 data," *Remote Sensing of Environment*, vol. 48, pp. 302-308, 1994.
- [12] C. Cox, and W. Munk, "Some problems in optical oceanography," *Journal of Marine Research*, vol. 14, pp. 63-78, 1955.
- [13] G. M. Hale and M. R. Querry, "Optical constants of water in the 200-nm to 200- μ m wavelength region," *Applied Optics*, vol. 12, pp. 555-563, 1973.
- [14] D. Friedman, "Infrared characteristics of ocean water (1.5-15 μ m)," *Applied Optics*, vol. 8, pp. 2073-2078, 1969.
- [15] A. Camps, J. Font, J. Etcheto, E. Rubio, A. Weill, I. Corbella, M. Vall-llossera, N. Duffo, F. Torres, R. Villarino, L. Enrique, A. Julià, C. Gabarró, J. Boutin, V. Caselles, S.C. Reising, P. Wursteisen, and M. Martín-Neira, "Sea Surface Emissivity Observations at L-band: First Results of the Wind and Salinity Experiment WISE-2000," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 40 (10), pp. 2117-2130, 2002.
- [16] D. J. Segelstein, "The complex refractive index of water," M.S. thesis, University of Missouri, Kansas City, Missouri, 1981.
- [17] J.J. Moré, "The Levenberg-Marquardt Algorithm: Implementation and Theory. Numerical Analysis," in *Lecture Notes in Mathematics 630*, Springer, Verlag: G. A. Watson (Ed.), pp. 105-116, 1977.
- [18] R. Niclòs, V. Caselles, C. Coll, and E. Valor, "Autonomous measurements of sea surface temperature using in situ thermal infrared data," *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 21, pp. 683-692, 2004.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1.- Angular variation of the sea surface emissivity. Comparison between experimental values [2] and theoretical SSEs computed by the model of Masuda et al. [8] and the model of Wu and Smith [1]. Measurements with AERI [10] for wind speed conditions of about 5 m/s are also shown.

Figure 2.- Spectral variation of the complex refractive index, $n = N - iK$, for pure water. The real part, N , is obtained from Hale and Querry [13] and the imaginary part, K , from Segelstein [16].

Figure 3.- SSE dependence on the wavelength and the observation angle. SSE values are given by the model of Wu and Smith [1] for a wind speed $U = 0$ m/s.

Figure 4.- Spectral dependence of equation (5) fitting coefficients, $a_\lambda(U)$ and $b_\lambda(U)$, for wind speed values of 0 m/s and 15 m/s.

Figure 5.- Spectral dependence of the relative SSE decrease from 0° to 55° , $\left(\frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon}\right)_\lambda$, for $U = 0$ m/s. $b_\lambda(U)$ spectral values are also shown for comparison.

Figure 6.- Comparison between the SSE estimations using the model of Wu and Smith [1] and the SSE values determined by equation (6) with the corresponding parameters for each channel of the SEVIRI (MSG). Both SSEs are integrated values for the TIR channels of this sensor, which have effective wavelengths at 3.92 μm , 8.71 μm , 10.79 μm , and 11.94 μm , respectively.

Figure 7.- $b_i(U)$ parameters for the SEVIRI-MSG TIR channels and several wind speed values from 0 to 15 m/s, together with this parameter spectral dependence for $U = 0$ m/s as an example.

Figure 8.- Average values of the $a_i(U)$ coefficients of equation (6), $a(U)$, as a function of U , together with the linear regression.

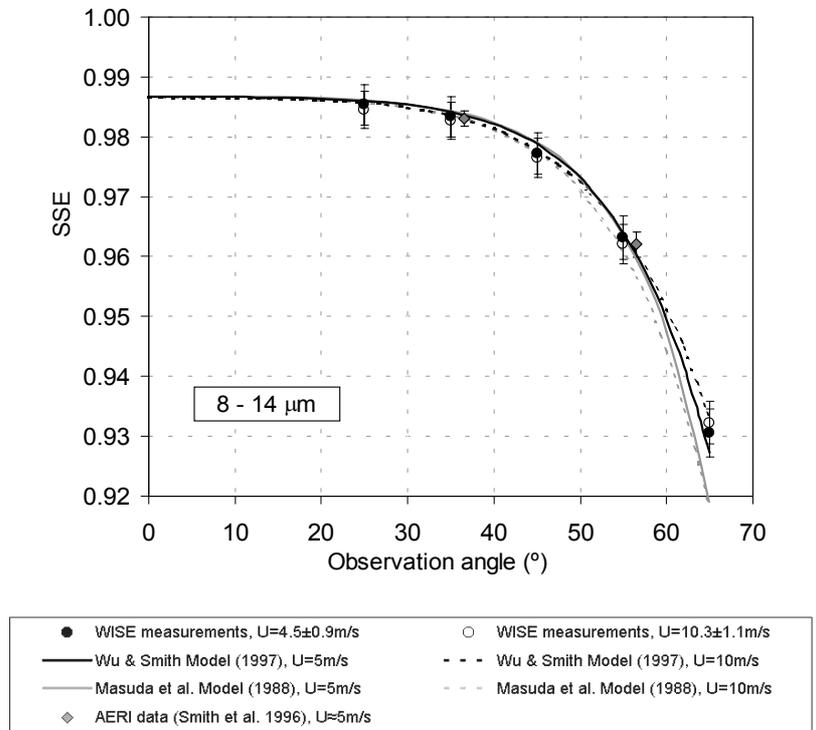
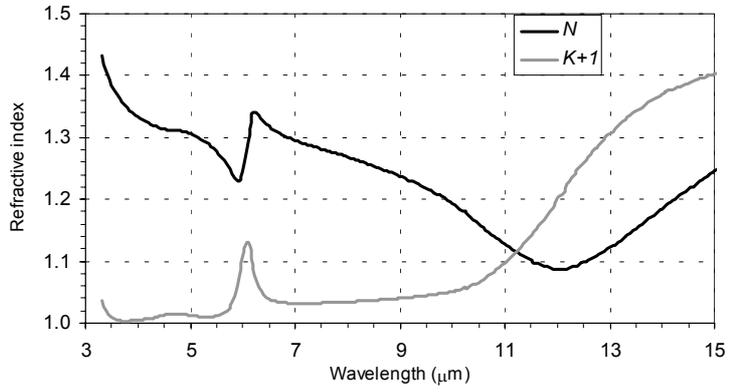


Figure 1

**Figure 2**

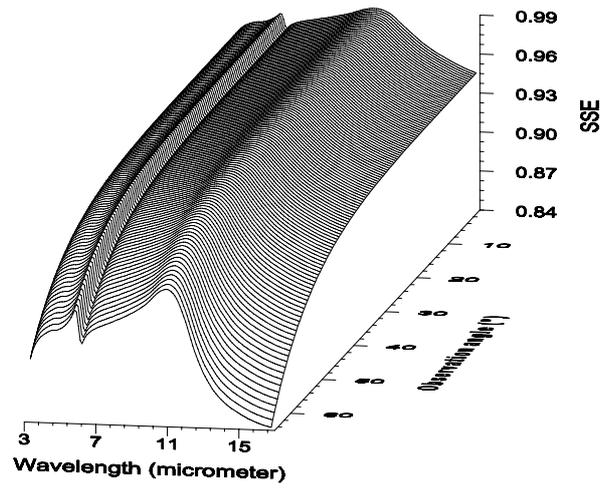
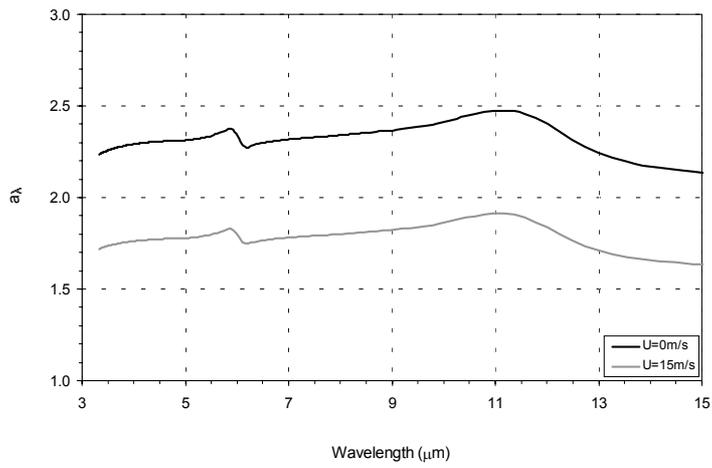
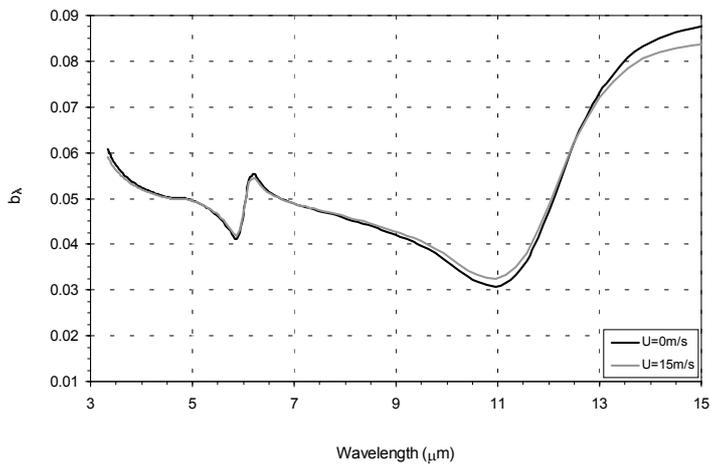


Figure 3

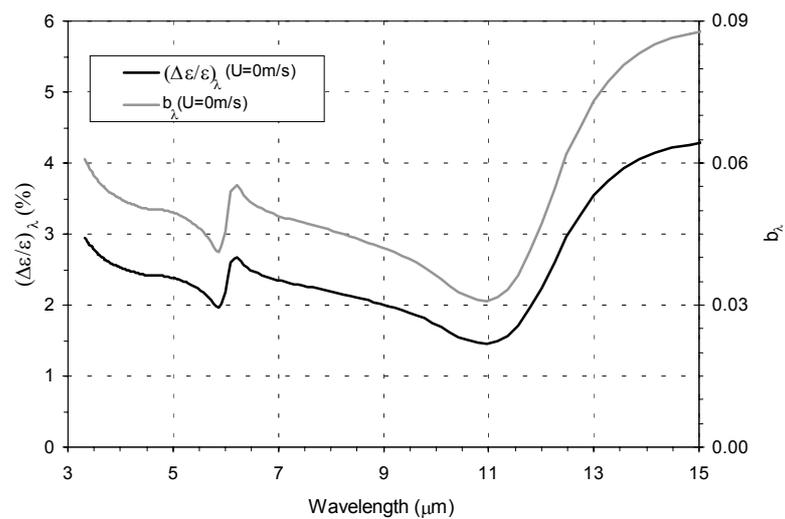


(a)



(b)

Figure 4

**Figure 5**

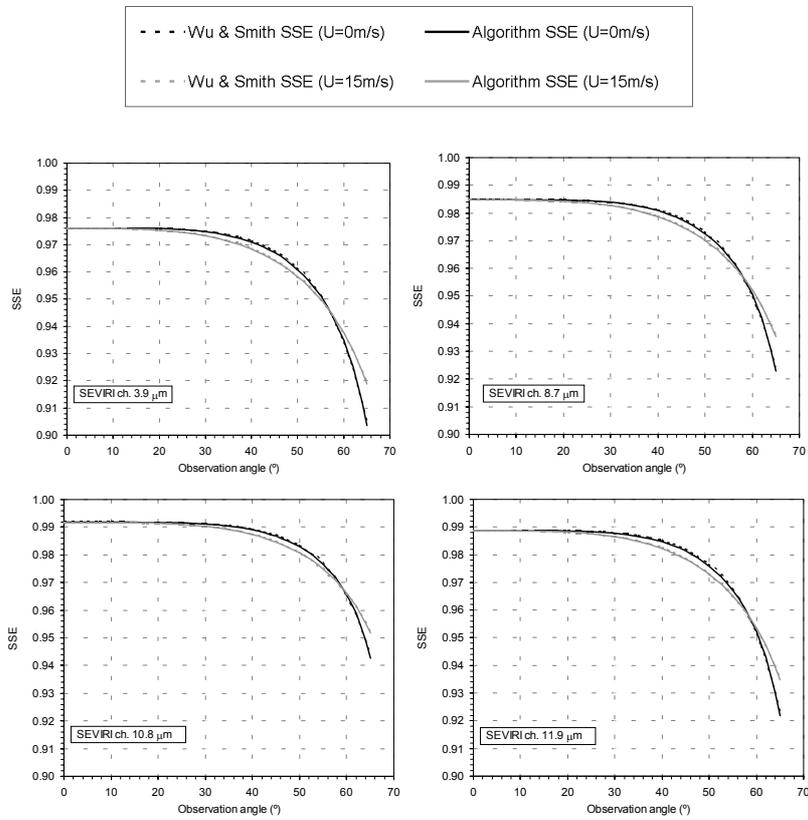


Figure 6

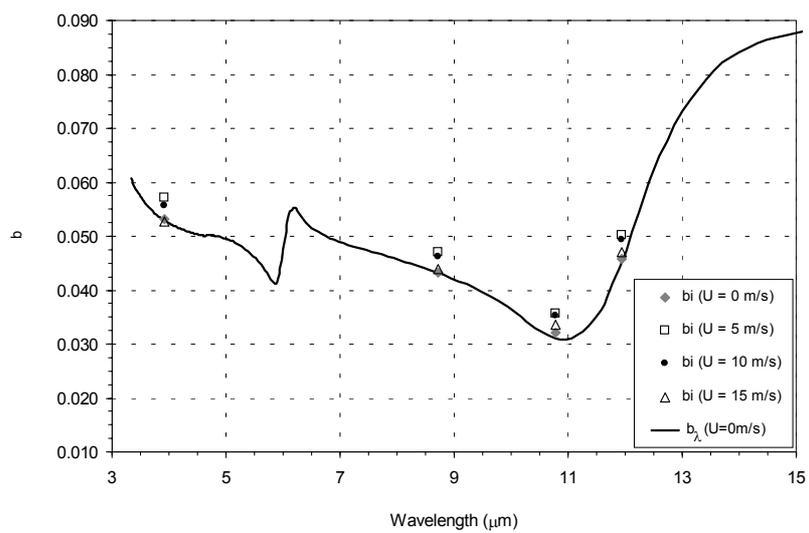


Figure 7

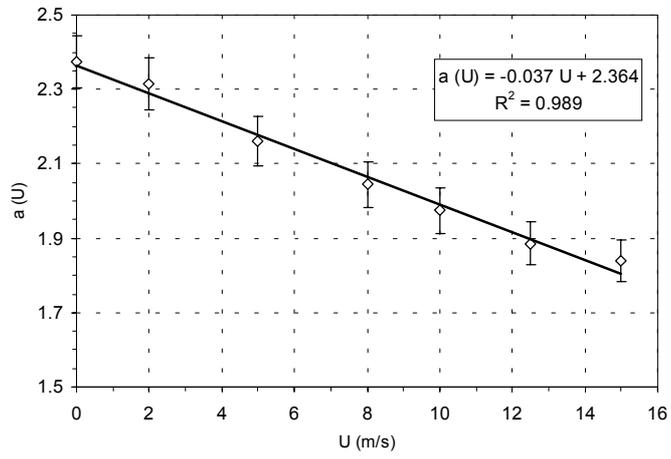
**Figure 8**

Table 1: Equation (7) parameters for the TIR bands of AATSR and SEVIRI, which are defined by the channel effective wavelength, $\lambda_{eff,i}$. The average fit standard errors, $\sigma_{f,i}$, and coefficients of determination, r_i^2 , show the parametrization accuracy for each channel.

	Channel	$\lambda_{eff,i}$ (μm)	$\varepsilon_i(0)$	$\sigma(\varepsilon_i(0))$	b_i	$\sigma(b_i)$	$\sigma_{f,i}$	r_i^2
AATSR (ENVISAT)	IR 3.7	3.74	0.97468	0.00006	0.0550	0.0019	0.0010	0.997
	IR 11	10.86	0.99199	0.00003	0.0343	0.0015	0.0008	0.996
	IR 12	12.05	0.98778	0.00005	0.0508	0.0019	0.0009	0.997
AVHRR/3 (NOAA 17)	3B	3.76	0.97483	0.00006	0.0549	0.0019	0.0010	0.997
	4	10.81	0.99184	0.00003	0.0346	0.0015	0.0008	0.997
	5	11.93	0.98887	0.00004	0.0480	0.0018	0.0009	0.997
SEVIRI (MSG)	4	3.92	0.97613	0.00006	0.0539	0.0019	0.0010	0.997
	7	8.71	0.98482	0.00005	0.0449	0.0017	0.0008	0.997
	9	10.79	0.99176	0.00005	0.0347	0.0015	0.0008	0.996
	10	11.94	0.98875	0.00003	0.0483	0.0018	0.0009	0.997
MODIS (AQUA)	20	3.78	0.97527	0.00006	0.0546	0.0019	0.0010	0.997
	21	3.99	0.97687	0.00006	0.0533	0.0019	0.0010	0.997
	22	3.98	0.97681	0.00006	0.0533	0.0019	0.0010	0.997
	23	4.07	0.97733	0.00006	0.0529	0.0018	0.0010	0.997
	24	4.47	0.97891	0.00006	0.0514	0.0018	0.0009	0.997
	25	4.55	0.97907	0.00006	0.0513	0.0018	0.0009	0.997
	29	8.56	0.98439	0.00005	0.0455	0.0017	0.0008	0.997
	31	11.02	0.99229	0.00003	0.0342	0.0015	0.0008	0.996
32	12.04	0.98813	0.00005	0.0508	0.0019	0.0009	0.997	