

Curso 1996/97  
**CIENCIAS Y TECNOLOGÍAS**

**MANUEL ARBELO PÉREZ**

**Determinación de la temperatura superficial del mar  
mediante la sinergia de los sensores AVHRR y TOVS.  
Aplicación a Canarias**

**Directores**  
**VICENTE CASELLES MIRALLES**  
**FÉLIX HERRERA CABELLO**



**SOPORTES AUDIOVISUALES E INFORMÁTICOS**  
**Serie Tesis Doctorales**

# ÍNDICE GENERAL

Capítulo 1 <b>INTRODUCCIÓN</b> .....	1
1.1 Concepto de teledetección .....	3
1.2 Aplicaciones de la teledetección .....	4
1.2.1 Meteorología y clima .....	4
1.2.2 Oceanografía .....	5
1.2.3 Ciencias de la Tierra .....	6
1.3 Determinación de la temperatura superficial del mar .....	6
1.4 Antecedentes y objetivos .....	9
1.5 Resumen del trabajo .....	12
Capítulo 2 <b>DESARROLLO EXPERIMENTAL E INSTRUMENTACIÓN</b> .....	17
2.1 Satélites NOAA .....	19
2.1.1 Sensor AVHRR .....	20
2.1.2 Sistema TOVS .....	22
2.1.2.1 HIRS-2 .....	23
2.1.2.2 MSU .....	24
2.1.2.3 SSU .....	25
2.2 Estación de recepción TeraScan .....	25
2.2.1 Características principales .....	26
2.2.2 Instalación .....	27
2.3 Preprocesamiento de datos AVHRR y HIRS-2 .....	30
2.3.1 Calibración AVHRR .....	31
2.3.2 Calibración HIRS-2 .....	33
2.3.3 Navegación .....	34
2.3.4 Detección de nubes .....	35
2.3.5 Post-procesamiento. Corrección geométrica .....	37

2.4 Radiómetro de campo AGEMA TPT80HRSC .....	39
2.4.1 Características técnicas. Modo de funcionamiento .....	40
2.4.2 Calibración del radiómetro .....	41
Capítulo 3 <b>MODELO DE CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA.</b> .....	43
3.1 Corrección atmosférica en el infrarrojo térmico .....	45
3.1.1 Ecuación de transferencia radiativa .....	45
3.1.2 Absorción atmosférica .....	47
3.1.2.1 Coeficiente de absorción del vapor de agua .....	50
3.1.3 Radiancia medida por un satélite .....	54
3.1.3.1 Magnitudes medidas por un sensor remoto .....	58
3.2 Fundamento teórico del split-window .....	64
3.2.1 Principio de absorción diferencial .....	65
3.3 Modelo operativo propuesto .....	73
3.4 Determinación del vapor de agua .....	75
Capítulo 4 <b>ANÁLISIS Y DETERMINACIÓN</b>	
<b>DE LOS COEFICIENTES SPLIT-WINDOW</b> .....	79
4.1 Determinación de los coeficientes A y B .....	81
4.2 Métodos de determinación del vapor de agua .....	84
4.2.1 Datos de radiosondeos .....	85
4.2.2 Canales 4 y 5 del AVHRR .....	89
4.2.3 Sensores MSU y HIRS .....	92
4.2.3.1 Método 3I .....	92
4.2.3.2 Método ITPP .....	93
4.2.4 Canales del HIRS-2 .....	96
4.2.4.1 Selección de canales óptimos .....	96
4.2.4.2 La detección de nubes en spots HIRS .....	98
4.2.4.3 Metodología .....	100
4.2.4.4 Intercomparación de modelos .....	106

---

Capítulo 5 <b>RESULTADOS Y VALIDACIÓN DEL MÉTODO</b> .....	113
5.1 Análisis del método split-window	
mediante el desarrollo de algoritmos regionales .....	115
5.1.1 Métodos de obtención de algoritmos split-window .....	115
5.1.1.1 Método empírico .....	115
5.1.1.2 Método de simulación .....	117
5.1.2 Algoritmo split-window optimizado para Canarias .....	118
5.1.2.1 Efecto de los gases atmosféricos .....	123
5.1.2.2 Dependencia del ángulo cenital .....	126
5.1.2.3 Influencia de los aerosoles marinos .....	128
5.2 Intercomparación de algoritmos .....	132
5.2.1 Datos simulados .....	133
5.2.2 Comparación de algoritmos con datos reales .....	134
5.3 Validación con medidas “ <i>in situ</i> ” .....	139
5.3.1 Diferencias entre las temperaturas “bulk” y “skin” .....	140
5.3.2 Campaña experimental en el B.O. Taliarte .....	142
5.3.3 Validación del algoritmo .....	147
Capítulo 6 <b>APLICACIONES</b> .....	157
6.1 Introducción a la teledetección de la oceanografía pesquera .....	159
6.2 Relación entre fenómenos oceanográficos	
observables desde satélite y las capturas de túnidos .....	160
6.2.1 Comportamiento de los túnidos con la temperatura .....	162
6.2.2 Metodología .....	163
6.2.3 Análisis de los resultados .....	165
6.2.4 Discusión .....	181
6.3 Otras aplicaciones al medio marino .....	182
Capítulo 7 <b>CONCLUSIONES</b> .....	185

<b>APÉNDICE A. LOWTRAN-7</b> .....	191
------------------------------------	-----

<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	197
---------------------------	-----

# Capítulo 1

---

## INTRODUCCIÓN

## 1.1 Concepto de teledetección

Desde una perspectiva general, la teledetección, palabra derivada de la traducción francesa “télédéction” del vocablo anglosajón “remote sensing” (percepción remota), es la ciencia que estudia la adquisición y análisis de información de objetos o fenómenos que se encuentran a una cierta distancia.

El ser humano está íntimamente familiarizado con la teledetección, ya que depende de la percepción visual para obtener la mayor parte de la información que se genera a su alrededor. Sin embargo, al igual que los sensores, nuestros ojos se encuentran enormemente limitados por varias circunstancias. En primer lugar, sólo son sensibles al intervalo visible de la radiación electromagnética, desde  $0,4 \mu\text{m}$  hasta  $0,7 \mu\text{m}$ , además, las perspectivas de visión están marcadas por la posición de nuestros cuerpos y por último somos incapaces de crear una grabación duradera de lo que visualizamos. Como consecuencia de estas limitaciones, los humanos hemos estado continuamente desarrollando los medios tecnológicos adecuados para que aumente nuestra aptitud para ver y almacenar las propiedades físicas de nuestro entorno.

Desde las primeras fotografías aéreas tomadas desde globos en 1859 por Tournachon cerca de París, la teledetección ha sido considerada como una herramienta insustituible para observar, analizar, caracterizar y tomar decisiones acerca de nuestro medio ambiente.

En las últimas décadas, la tecnología de la teledetección ha avanzado en tres frentes bien diferenciados:

1. Desde usos militares predominantemente, hasta una amplia variedad de aplicaciones de análisis ambiental que relaciona problemas de atmósfera, tierra y océanos.
2. Desde los sistemas fotográficos a sensores que convierten la energía de muchas regiones del espectro electromagnético en señales electrónicas.

### 3. Desde globos, cometas o aviones hasta satélites.

En la actualidad, podemos definir la teledetección, como *el uso de sensores a bordo de satélites para observar, medir y registrar la radiación electromagnética reflejada o emitida por la Tierra y su medio ambiente para un análisis posterior que permita la extracción de información*. Otras muchas definiciones se pueden encontrar en la literatura (Lillesand y Kiefer., 1979; Sabins, 1978; Asrar, 1989; Mather, 1987; Slater, 1980), lo que ha generado una especie de indefinición del término, que como comenta Colwell (1984), puede ser atribuido a la rapidez con que se ha desarrollado esta técnica, ciencia o arte, preocupada más por la investigación que por la docencia, y por tanto a la falta de reflexión sobre el concepto y sus objetivos (López y Caselles, 1991).

## 1.2 Aplicaciones de la teledetección

Las principales aplicaciones de la teledetección las encontramos en tres áreas de la ciencia: meteorología y clima, oceanografía y ciencias de la tierra. Veamos brevemente cada una de ellas.

### 1.2.1 Meteorología y clima

Englobamos bajo este epígrafe los estudios que se realizan en la atmósfera terrestre.

La meteorología es quizás la disciplina científica que más pronto y con mayor rapidez se ha aprovechado de las técnicas de teledetección. En la actualidad es posible realizar previsiones del tiempo a corto y medio plazo gracias a las imágenes generadas cada 30 minutos por los satélites geoestacionarios (p. ej.: Meteosat, GOES). Algunos de los parámetros físicos que pueden estimarse con observaciones espaciales y son útiles para estudios de clima o previsiones

meteorológicas son: temperatura (en superficie y a diferentes alturas), radiación y albedo. A partir de estas medidas, se puede extraer información del vapor de agua atmosférico (Dalu, 1986; Schluessel, 1989; Arbelo *et al.*, 1995d), balance energético (Nuñez, 1993; Arvidson *et al.*, 1985), precipitación (Csiszar, 1996; Browning, 1987), cambio climático (Bates, 1993; Rasool, 1987; McGuffie y Henderson-Sellers, 1987), etc.

### 1.2.2 Oceanografía

La visión sinóptica que de los océanos nos ofrecen los sensores a bordo de plataformas espaciales, no podría suplirse jamás mediante el uso de información recolectada en campañas oceanográficas, boyas o barcos. Sería impensable estimar diariamente, o cada semana incluso, las zonas e intensidad de los afloramientos (Tenore *et al.*, 1995; Njoku *et al.*, 1985), las corrientes marinas superficiales (Maul, 1978; Paluszkiwicz y Niebauer, 1984), las concentraciones de clorofila (Gordon *et al.*, 1983; Feldman, 1984-1986) o la fuerza y dirección del viento (Guymer, 1987; Chang y Wilheit, 1979), si no dispusiésemos de la observación de los sistemas instalados en satélites. Los parámetros más relevantes que pueden ser medidos desde el espacio mediante técnicas de teledetección en las regiones visible, infrarroja o de microondas (pasiva o activa) del espectro electromagnético, y de los cuales podemos obtener la información relacionada son: temperatura superficial (infrarrojo térmico o microondas), color (visible), pendiente (microondas) y rugosidad (microondas).

### 1.2.3 Ciencias de la tierra

Geología, geomorfología, biogeografía, cartografía son las principales ciencias de la tierra que han hecho uso de la teledetección desde sus albores. No en vano, las primeras fotografías aéreas, nacimiento de la teledetección, se tomaron por parte de científicos de estas áreas.

Estimación de zonas deforestadas por el hombre (Amazonas) (Malingreau y Tucker, 1987), la desertificación del Sahel (Justice y Hiernaux, 1986; Malo y Nicholson, 1990; Masselli *et al.*, 1992), influencias de la lluvia en la vegetación (Hielkema *et al.*, 1986; Arbelo *et al.*, 1992b; Hernández *et al.*, 1996), son sólo algunos de los ejemplos de aplicación de la teledetección en estas disciplinas.

### **1.3 Determinación de la temperatura superficial del mar**

Como acabamos de ver, la temperatura es uno de los parámetros relevantes en las investigaciones que realizan los científicos de las distintas ramas de la Ciencia que utilizan la teledetección.

La temperatura a la que nos referiremos a lo largo de la presente Memoria hace referencia a la temperatura radiométrica de un cuerpo y no a su temperatura termodinámica. Recordemos que la temperatura radiométrica es aquella que está relacionada con la radiancia emitida por un objeto y que viene dada por la Ley de Planck. Esta temperatura puede ser medida mediante radiometría infrarroja, una de las técnicas de la Teledetección que se realiza desde satélites.

La estimación de la temperatura superficial del mar a partir de los datos infrarrojo-térmicos, viene siendo realizada de forma rutinaria desde principios de los años 70. Este parámetro es fundamental para estudios climáticos y meteorológicos, ya que los océanos, que cubren el 70% de la superficie de la Tierra, tienen una enorme capacidad de almacenar calor, por lo que pueden intercambiar grandes cantidades de energía con la atmósfera. Además, el conocimiento de la temperatura superficial del mar es muy importante para verificar los modelos de circulación oceánica y muchos de los fenómenos oceanográficos que se producen.

Existen varios problemas que deben ser resueltos para obtener una estimación exacta de la temperatura superficial del mar desde satélites, estos son los siguientes: la calibración de los sensores, la limpieza de nubes y la corrección atmosférica y de emisividad. De todos ellos hablaremos en el presente trabajo, destacando en este momento, la corrección de la atenuación que sufre la radiación que alcanza al satélite, como consecuencia principalmente, del vapor de agua atmosférico. Este es, sin lugar a dudas, el mayor inconveniente que se nos plantea, y por ende uno de los objetivos básicos de esta Memoria.

La radiación térmica que mide el sensor de un satélite proveniente de la superficie terrestre se compone de la suma de varios términos (Figura 1).

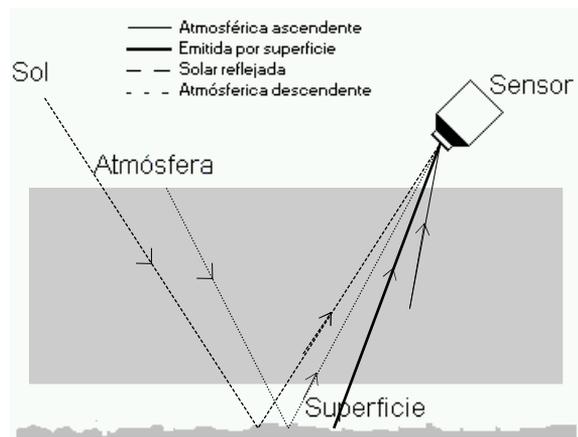


Figura 1. Diagrama de los procesos físicos involucrados en la transferencia radiativa a través de la atmósfera para el intervalo de longitudes de onda que comprenden el infrarrojo térmico. La señal recibida por el sensor del satélite se compone de las cuatro radiancias diferentes que son mostradas.

Por un lado, tendríamos la radiancia emitida por la porción de superficie observada que alcanza al sensor luego de ser atenuada por la absorción y dispersión debida a los componentes atmosféricos; la radiancia emitida por la propia atmósfera en dirección ascendente, como consecuencia de la temperatura a la que se encuentran los gases que la constituyen, esta temperatura, normalmente, es inferior a la temperatura de la superficie medida; la radiancia emitida por la atmósfera en dirección descendente y que es reflejada por la superficie terrestre hacia el satélite y por último, la radiancia solar térmica reflejada por la superficie en

dirección al sensor espacial, término que se suele despreciar en los cálculos de la temperatura superficial del mar por su escasa contribución.

En la actualidad, podemos encontrar dos soluciones posibles para resolver el problema de la corrección atmosférica en el infrarrojo-térmico:

1. Si disponemos de los perfiles verticales de temperatura, humedad y concentraciones de gases en la atmósfera, mediante el uso de un modelo de transferencia radiativa (Rangaswamy y Subbarayudu, 1978; Price, 1980; Wienert, 1980; Kneizys *et al.*, 1988) y la radiancia medida por el sensor del satélite, podremos calcular la temperatura real de la superficie del mar. Aunque este procedimiento resulta bastante preciso, pocas veces puede llevarse a cabo por falta de radiosondeos de la zona a estudio. Los radiosondeos diarios suelen ser lanzados desde la superficie terrestre y no pueden ser extrapolados sobre los océanos, dada la gran variabilidad del vapor de agua en estas zonas. Además hay otro problema añadido al anterior y que no podemos obviar, esto es, la diferencia en tiempo entre el pase del satélite y el lanzamiento de la radiosonda. Una forma de salvar este inconveniente sería la utilización de los perfiles verticales de humedad y temperatura que se pueden obtener a partir de sensores remotos como el TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder) de los satélites NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) (Susskind y Reutter, 1985; Prata, 1991; Reutter y Olesen, 1991), pero la precisión de los mismos aun es insuficiente, generando errores demasiados elevados.
2. La solución más recurrida para resolver el problema de corrección atmosférica en el infrarrojo térmico, consiste en la utilización de varias medidas de radiancia de la misma zona de la superficie (pixel), bien sea mediante métodos multicanales, combinando la radiancia de dos o tres canales infrarrojos, o por medio de técnicas multimirada, donde se observa la misma porción del mar desde ángulos diferentes, permitiendo así deducir los efectos atmosféricos.

La base teórica de las técnicas multicanales o multimirada se fundamenta en el principio de absorción diferencial, que enunciamos de la siguiente manera: "la

atenuación sufrida por la radiancia emitida por la superficie del mar,  $R$ , al atravesar la atmósfera es proporcional a la diferencia de radiancias medidas para un mismo punto de la superficie, a dos longitudes de onda o dos ángulos de visión diferentes,  $R_i$  y  $R_j$ :

$$R - R_i = \gamma [R_i - R_j] \quad (1.1)$$

donde  $\gamma$  es el coeficiente de proporcionalidad que depende de las transmisividades atmosféricas en las condiciones  $i$  y  $j$  (McMillin, 1975; McMillin y Crosby, 1984). Enfatizamos en la simplicidad del resultado de la expresión (1.1), que nos permite corregir la radiancia de la superficie del efecto atmosférico disponiendo únicamente de medidas desde satélite.

Para el caso de las técnicas infrarrojas multiespectrales, el radiómetro AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) de los satélites NOAA puede ser considerado como su exponente básico. Dicho instrumento dispone de tres canales en esta región del espectro electromagnético, uno en la banda de las 3,7  $\mu\text{m}$  y dos en la banda de las 10,5  $\mu\text{m}$ . Para el procedimiento que usa visiones angulares diferentes con el mismo canal, existe otro radiómetro distinto al anterior, el ATSR (Along Track Scanning Radiometer) instalado en el satélite ERS (European Remote Sensing Satellite), que permite dos observaciones, una al nadir con ángulos entre 0° y 21,6° y otra con valores mucho mayores, entre 52,4° y 55° (UK ERS-1 Reference Manual, 1989)

## 1.4 Antecedentes y objetivos

Repasemos someramente el estado del arte de determinar la temperatura superficial del mar desde satélites, los algoritmos más importantes y sus inconvenientes a la hora de ser aplicados en la región de la Islas Canarias. Posteriormente presentaremos los objetivos que nos planteamos en esta Memoria.

Los algoritmos multicanales actuales expresan la SST (Sea Surface Temperature) como una combinación lineal de las temperaturas de los canales 4 y 5 ó 3, 4 y 5 del AVHRR con coeficientes constantes, constituyendo la conocida ecuación split-window. Dichos coeficientes se suelen obtener empíricamente por medio de regresiones estadísticas de conjuntos de medidas de la temperatura superficial del mar tomadas “*in situ*” con temperaturas de satélite coincidentes. El MCSST (MultiChannel Sea Surface Temperature) de McClain *et al.*, (1985) es un ejemplo típico de dichos algoritmos. Este método usa la diferencia entre los canales 4 y 5 del AVHRR para corregir el efecto del vapor de agua atmosférico sobre las medidas de las temperaturas desde satélite. Sin embargo, el algoritmo citado ha sido diseñado con el propósito de producir estimaciones de la SST a nivel mundial, por lo que su aplicación en áreas geográficas de condiciones climáticas particulares produce desviaciones próximas a 0,5 K (Llewellyn-Jones *et al.*, 1984). No es por tanto recomendable, el uso de algoritmos lineales globales en estudios regionales, puesto que se debe producir una considerable degradación de los resultados en zonas como Canarias, donde los coeficientes constantes pueden ser inadecuados e inexactos.

Otro tipo de algoritmo más reciente, que contempla una formulación no lineal en sus coeficientes, es el CPSST (Cross Product Sea Surface Temperature) (Walton, 1988; Walton *et al.*, 1990). Este procedimiento supone una cierta mejora en la corrección del vapor de agua, pero sólo para regiones tropicales, con gran humedad. Al igual que en el MCSST, sus coeficientes se obtienen por el emparejamiento de medidas de boyas con temperaturas de satélite.

La combinación de medidas realizadas por diferentes sistemas de observación, especialmente del AVHRR y el TOVS ha dado lugar a un nuevo método de determinación de la temperatura superficial del mar. Estos algoritmos usan las temperaturas aparentes de varios canales de ambos sistemas, por lo que podrían ser clasificados dentro de las técnicas multicanales. Entre ellos citaremos los más relevantes, Aoki *et al.* (1982), Schluessel *et al.* (1987) y Ottlé y Vidal-Madjar (1992). En la validación, sus autores han encontrado errores del mismo

orden de magnitud que el MCSST o el CPSST, por lo que su aplicación no conlleva a mejores resultados.

En esta Memoria establecemos una alternativa a los métodos actuales de determinación de la temperatura superficial del mar desde satélites. Nuestro interés se centra en la determinación de la temperatura superficial del mar en Canarias, lo más exactamente posible, haciendo uso para ello, únicamente de los datos proporcionados por los satélites NOAA de órbita polar que son recibidos y procesados diariamente en la estación que dispone el Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección de la Universidad de La Laguna. Para ello se desarrollará un algoritmo basado en la técnica split-window, con coeficientes variables dependientes del contenido total en vapor de agua atmosférico ( $W$ ) (Figura 2), de la forma siguiente (Arbelo *et al.*, 1996a):

$$SST = T_4 + A(W) \cdot (T_4 - T_5) + B(W, \theta) \quad (1.2)$$

donde  $T_4$  y  $T_5$  son las temperaturas radiométricas de los canales 4 y 5 del AVHRR respectivamente, y  $\theta$  el ángulo de observación cenital.

Aunque al desarrollar este método sólo se tuvo en cuenta su aplicación al área de Canarias, su utilización en cualquier otra región de Latitudes Medias o Tropicales debe dar resultados satisfactorios, dada la adaptabilidad de sus coeficientes a cualquier condición atmosférica con un contenido mínimo en vapor de agua (Arbelo *et al.*, 1996b). Este constituyente atmosférico será obtenido, a su vez, a partir de un algoritmo original optimizado para Canarias, que combina linealmente tres canales infrarrojos del sensor HIRS-2 (High resolution InfraRed Sounder mod 2). La precisión en la determinación de la temperatura superficial del mar con la metodología desarrollada se sitúa por debajo de los 0,4 K.

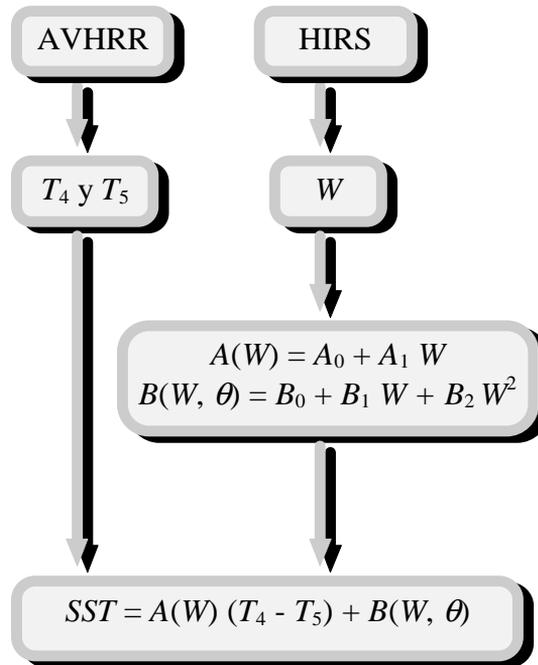


Figura 2. Esquema del método propuesto para la determinación de la temperatura superficial del mar desde los satélites NOAA, que combina la información de los canales 8, 11 y 12 del HIRS con los canales 4 y 5 del AVHRR.

## 1.5 Resumen del trabajo

A continuación comentaremos el contenido de cada uno de los capítulos en que se encuentra dividida la presente Memoria. La disposición de los mismos ha sido elaborada de acuerdo con el criterio que se podría seguir en la mayor parte de los artículos de investigación, estableciendo las diferencias oportunas entre el desarrollo experimental y el teórico, resultados, aplicaciones y conclusiones.

En el Capítulo 2 se describen las características principales de los satélites NOAA de órbita polar. Estudiaremos los sensores AVHRR y TOVS, especialmente los canales situados en la región infrarroja del espectro electromagnético cuyas radiancias, una vez convertidas a las temperaturas radiométricas correspondientes

mediante las ecuaciones de calibración, nos servirán para la determinación de la temperatura superficial del mar y la estimación del contenido total en vapor de agua atmosférico sobre los océanos. Con ello, daremos un repaso a las técnicas de pre-procesamiento típicas que se deben seguir para alcanzar un producto final de calidad, que en este caso serán los mapas de la temperatura superficial del mar en el área de Canarias.

Continuaremos el Capítulo 2 relatando la instalación y los inconvenientes que surgieron durante la puesta a punto de todos los subsistemas de la estación de recepción en alta resolución de los satélites NOAA, del Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección. Y terminaremos, con una descripción y calibración de nuestra herramienta básica de validación, el radiómetro de termometría infrarroja AGEMA TP80HRSC, utilizado en la campaña de recolección de medidas *“in situ”* que nuestro grupo llevó a cabo a bordo del Buque de Investigación Oceanográfica Taliarte durante el mes de Diciembre del año 1994.

Comenzaremos el Capítulo 3 estudiando la atenuación que se produce en la radiancia monocromática infrarroja que atraviesa un elemento diferencial de volumen atmosférico mediante la ecuación de transferencia radiativa, considerando las hipótesis simplificadoras típicas, esto es, atmósfera libre de aerosoles, en equilibrio termodinámico local y dividida en capas plano-paralelas. Continuaremos con el caso en el que la radiancia inicial fuese la radiancia emitida por la superficie terrestre y la radiancia final, la medida por el sensor a bordo de un satélite, modificando la ecuación de transferencia radiativa de acuerdo con estas condiciones y además debiendo considerar una nueva hipótesis, la de que la atmósfera esté totalmente libre de nubes. Analizaremos el efecto de los componentes atmosféricos y la atenuación que producen en la radiación que alcanza al sensor, centrándonos en el vapor de agua como principal absorbente en la región infrarroja del espectro electromagnético.

A partir de este desarrollo teórico, deduciremos la ecuación típica de split-window que se utiliza para la corrección atmosférica de las temperaturas tomadas desde satélites y presentaremos la variación de la misma que proponemos en esta

Memoria junto con el método que se desarrollará para la determinación del vapor de agua sobre el mar.

En el Capítulo 4 se calcularán los coeficientes variables  $A(W)$  y  $B(W, \theta)$  del algoritmo split-window propuesto en el capítulo anterior, justificando la forma lineal y cuadrática de sus expresiones, respectivamente. Analizaremos y compararemos los diferentes métodos que hemos desarrollado para la obtención del vapor de agua mediante el uso de diferentes fuentes de información: radiosondeos, canales 4 y 5 del AVHRR y canales del HIRS-2. Además también presentaremos los métodos de otros autores, destacando el ITPP (International TOVS Processing Package) de Simth *et al* (1985), por ser el primero que usamos con tal finalidad. Concluiremos el capítulo resaltando la mejora de un 80% conseguida en la determinación de la temperatura superficial del mar cuando aplicamos el método desarrollado por nosotros, que utiliza los canales 8, 11 y 12 del HIRS-2 para obtener el  $W$  de los coeficientes variables del algoritmo split-window, en comparación con los resultados que se obtienen al usar el ITPP.

Hemos dejado para el Capítulo 5 la influencia que sobre las ecuaciones tipo split-window tienen los gases atmosféricos, la dependencia angular y los aerosoles. Para ello hemos desarrollado un algoritmo split-window con coeficientes constantes optimizado para Canarias, mediante el método de simulación, haciendo uso de el código de transferencia radiativa LOWTRAN 7 (Kneizys *et al*, 1988) y un conjunto de radiosondeos de la zona. Continuaremos con la comparación con datos de simulación y datos reales del algoritmo de coeficientes variables propuesto en capítulos anteriores, mostrando y analizando las diferencias con los métodos de otros autores.

La validación con los datos tomados "*in situ*" durante la campaña realizada en el Buque Oceanográfico (B. O.) Taliarte constituye el apartado final de este capítulo, donde mostraremos que la exactitud alcanzada para el conjunto de puntos de medida disponible supone un error de sólo 0,4 K.

A raíz del proyecto de colaboración que se establece entre el Instituto Español de Oceanografía y nuestro grupo en Junio de 1995, se comienza a realizar un estudio en el que intentamos cuantificar la intensidad de algunos fenómenos oceanográficos observables desde satélite (frentes, giros, filamentos, afloramientos, etc.), y la temperatura superficial del mar, en relación con las diferentes especies de túnidos que se capturan en Canarias. La metodología seguida, los resultados y discusión de los mismos conforman el Capítulo 6 de la presente Memoria, donde a modo de introducción, también se describen las aplicaciones más importantes de la Teledetección en la oceanografía pesquera.

Finalmente, el último Capítulo de este trabajo, lo hemos dedicado a la presentación de las conclusiones más interesantes que se pueden extraer de toda la labor realizada.

# DESARROLLO EXPERIMENTAL E INSTRUMENTACIÓN

En este capítulo presentaremos los satélites meteorológicos de órbita polar NOAA y describiremos los sensores que llevan a bordo, especialmente el AVHRR y el HIRS-2 que son los que han sido utilizados en este trabajo para el desarrollo de algoritmos para la determinación de la temperatura superficial del mar. En el segundo apartado daremos las características mas importantes de la estación de recepción del Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección, comentando el proceso de instalación. A continuación mostraremos el preprocesamiento al que deben ser sometidos los datos de satélite antes de poder ser utilizados para la determinación de cualquier magnitud física, esto es, calibración, navegación y eliminación de nubes. También indicaremos la necesidad de realizar las transformaciones geométricas de las imágenes, como último paso en el tratamiento de las mismas. Finalmente, dedicaremos la última parte del capítulo al sistema de termometría infrarroja que ha sido utilizado en las campañas de medidas de temperatura “*in situ*” a bordo de barcos, dando la función de transferencia obtenida después de su calibración en laboratorio y que ha sido aplicada a los datos recolectados.

## 2.1 Satélites NOAA

Los satélites meteorológicos de órbita polar NOAA de la serie TIROS-N (Television IR Operational Satellite-N) suministran información de la atmósfera, océanos y superficie terrestre de gran importancia en nuestros días en diferentes disciplinas científicas.

El primer satélite de la serie TIROS-N puesto en órbita fue el que dio nombre a la serie, en el año 1978. Desde entonces, y hasta el presente siempre ha habido algún satélite NOAA observando nuestro planeta.

Las características orbitales de estos vehículos espaciales no han cambiado substancialmente, manteniendo todos ellos una altura nominal de 833 km y un periodo orbital de aproximadamente 102 minutos, lo que da lugar a 14,1 órbitas por día alrededor de la Tierra. El USSC (United States Space Command) suministra, diariamente, información exacta y detallada de los elementos orbitales de todos los satélites NOAA operativos, a NESDIS (National Environmental Satellite, Data and Information Service), centro al que cualquier usuario puede solicitar los elementos orbitales o efemérides, como también son llamados.

Los principales sensores a bordo de los satélites operativos actualmente, NOAA-12 y NOAA-14, incluyen el AVHRR para observación de radiancias y temperaturas globales tanto de día como de noche, y el TOVS, utilizado para obtener perfiles verticales de temperatura y vapor de agua en la atmósfera terrestre. Otros sistemas instalados a bordo de estos satélites son el SEM, (Space Environment Monitor), que mide el flujo de electrones y protones cerca de la Tierra, y el sistema de localización y colección de datos ARGOS, que procesa y envía a las estaciones de adquisición diferentes datos recibidos de los transmisores instalados en globos libres o cautivos, boyas oceánicas, animales, etc., distribuidos alrededor del planeta.

A continuación presentamos las características más importantes de los principales sensores de los satélites NOAA, haciendo una descripción más detallada de aquellos que se han utilizado en este trabajo, AVHRR y HIRS-2.

### 2.1.1 Sensor AVHRR

El radiómetro AVHRR es una mejora del VHRR (Very High Resolution Radiometer) instalado a bordo de la serie de satélites operacionales ITOS, el último de los cuales fue el NOAA-5. El AVHRR dispone de un sistema de barrido perpendicular a la dirección de movimiento del satélite. La versión montada en el TIROS-N, NOAA-6, NOAA-8, y NOAA-10 tiene cuatro canales mientras que a bordo de los NOAA-7, NOAA-9, NOAA-11, NOAA-12, NOAA-13 y NOAA-14 el AVHRR tiene 5 canales.

Los anchos de banda espectral de los canales para los satélites de la serie TIROS-N utilizados en este trabajo se muestran en la Tabla 1. Además también

Tabla 1. Anchos de banda en  $\mu\text{m}$  y campos instantáneos de visión de los canales AVHRR

CANAL	NOAA-11, 12 Y 14	IFOV (mr)
1	0,58 - 0,68	1,39
2	0,725 - 1,10	1,41
3	3,55 - 3,93	1,51
4	10,3 - 11,3	1,41
5	11,5 - 12,5	1,30

se ha añadido una columna que contiene el campo instantáneo de visión, IFOV (Instantaneous Field of View), en miliradianes, para cada canal. Las funciones de respuesta espectral para cada satélite se pueden encontrar en la Guía para Usuarios de los satélites NOAA, (Kidwell, 1995).

El IFOV de todos los canales es aproximadamente de 1,4 miliradianes lo que conduce a una resolución espacial en el nadir de 1,1 km para una altura nominal de 833 km. La velocidad de barrido del AVHRR es de 360 líneas por minuto.

La salida de datos analógica de los sensores de cada canal se digitaliza a bordo del satélite a una velocidad de 39.936 muestras por segundo y canal. Cada paso de muestreo corresponde a un ángulo de rotación del sistema de barrido de 0,95 miliradianes. A esta velocidad de muestreo hay 1.362 muestras por IFOV. Un total de 2.048 muestras (píxeles) están contenidas en cada línea de barrido de la Tierra para cada canal, lo que conduce a un ángulo de barrido desde el nadir hacia uno y otro lado de  $\pm 55,4^\circ$ .

Los canales infrarrojos del AVHRR se calibran durante el vuelo dirigiendo el sensor hacia un cuerpo negro interno y el espacio exterior como referencia. No sucede así para el canal visible, cuya calibración se realiza previamente a la puesta en órbita del satélite. Aunque de uno a otro satélite los instrumentos cambian ligeramente los canales infrarrojos de todos ellos se han diseñado con una temperatura diferencial equivalente de ruido, ( $NE\Delta T$ ), de 0,12 K a 300 K y una relación señal/ruido de 3:1 a un 0,5% de albedo.

El modo normal de transmisión del satélite, de la información recogida por el radiómetro AVHRR es la transmisión directa y continua en tiempo real hacia la Tierra, conocida con el nombre de HRPT (High Resolution Picture Transmission). Además del modo HRPT, el satélite puede almacenar diez minutos de información en uno de los dos grabadores de los que dispone a bordo. A estos datos grabados a bordo se les denomina LAC (Local Area Coverage) y tienen exactamente el mismo formato y resolución espacial, (1,1 km), que los datos HRPT transmitidos en tiempo real. La selección de la porción del Planeta del cual se guardará información en formato LAC que es con posterioridad, enviada a algunas estaciones en Tierra, se lleva a cabo desde NOAA/NESDIS.

Existe un último formato para los datos AVHRR, el GAC (Global Area Coverage). Estos datos contienen información de todas las zonas observadas por el radiómetro durante una órbita, (102 minutos), pero con una resolución espacial reducida, (4 km), respecto a la de los formatos anteriores. Sólo se graba una de cada tres líneas AVHRR originales y se almacena un valor promediado de cada cuatro muestras (píxeles) saltándose la quinta, reduciendo así el volumen de datos y la resolución de los mismos. Esta información sólo puede ser leída por estaciones CDA (Command and Data Acquisition).

### **2.1.2 Sistema TOVS**

El sistema TOVS contiene tres sensores separados, el HIRS-2 (High Infrared Radiation Sounder), el MSU (Microwave Sounding Unit) y el SSU (Stratospheric Sounding Unit). Un cuarto sensor, el SBUV/2 (Solar Backscattered Ultraviolet System), utilizado para medidas de Ozono, fue añadido al sistema a partir del satélite NOAA-9.

El objetivo básico de la puesta en órbita del sistema TOVS a bordo de los satélites NOAA era producir sondeos atmosféricos. Sin embargo para obtener un producto final de esas características se hace necesario el desarrollo de un software que transforme las radiancias infrarrojas y de microondas recibidas por los diferentes sensores, en perfiles verticales de vapor de agua y temperatura. Muchos otros parámetros tales como ozono total, altura y cantidad de nubes, y temperatura y presión de la tropopausa también se pueden extraer de la información original una vez tratada.

Aproximadamente unos 50.000 sondeos, espaciados entre 80 y 300 km unos de otros, se generan diariamente con los datos de dos satélites NOAA. Si bien, este número se reduce hasta aproximadamente 10.000 sondeos por día, después de un análisis objetivo aplicando las técnicas de detección de posibles datos ruidosos que conducen a la eliminación de aquellos considerados como malos, redundantes o de dudosa credibilidad.

### 2.1.2.1 HIRS-2

El HIRS-2 es una adaptación de su predecesor el HIRS-1 y éste, a su vez, una versión mejorada del ITPR (Infrared Temperature Profile Radiometer) de 7 canales, que fue originalmente probado a bordo del satélite NIMBUS-6.

El HIRS-2 mide radiación en 20 canales, uno en el visible y diecinueve en la región infrarroja del espectro, desde longitudes de onda corta (4,3  $\mu\text{m}$ ) hasta longitudes de onda larga (15  $\mu\text{m}$ ). El tamaño del campo de visión del HIRS-2 es de 1,25°, lo que da lugar a un IFOV de 17,4 km directamente debajo de la trayectoria (nadir) y de 58,5 km al borde de su rango de barrido. Este barrido abarca una zona de 2.240 km y tiene un rango de 99° de izquierda a derecha en la dirección de progreso del satélite, al contrario que el AVHRR, a una velocidad de 6,4 segundos. El número de campos de visión instantáneos contenidos en cada línea de barrido es de 56 elementos por los 2.048 del AVHRR (Aoki, 1985; Kidwell, 1995). Los parámetros típicos de este sensor se pueden observar en la Tabla 2.

Tabla 2. Parámetros más importantes del instrumento HIRS-2 del sistema TOVS

Tiempo de barrido	6,4 s
Ángulo de barrido desde el NADIR	$\pm 49,5^\circ$
Tiempo de cada paso	0,1 s
Ángulo de paso	1,8°
Campo de visión óptico (FOV)	1,25°
IFOV al NADIR	17,4 km
IFOV al final del barrido	54,5 km

Tabla 3. Características de los canales del HIRS-2

Nº canal HIRS	Nº onda central	Long. onda central ( $\mu\text{m}$ )	Principales Gases Absorbentes	Nivel del pico de contribución de energía	Propósito de la observación de radiancia
1	668	15,00	CO <sub>2</sub>	30 mb	<i>Sondeo de Temperatura:</i> Los canales en la banda de las 15 $\mu\text{m}$ dan mucha más sensibilidad para las regiones relativamente más frías de la atmósfera que la que se consigue con los canales en la región de las 4,3 $\mu\text{m}$ . Las radiancias de los canales 5, 6 y 7 también se utilizan para calcular altura y cantidad nubes.
2	679	14,70	CO <sub>2</sub>	60 mb	
3	691	14,50	CO <sub>2</sub>	100 mb	
4	704	14,20	CO <sub>2</sub>	400 mb	
5	716	14,00	CO <sub>2</sub>	600 mb	
6	732	13,70	CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> O	800 mb	
7	748	13,40	CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> O	900 mb	
8	898	11,10	Ventana	Superficie	<i>Temperatura de la superficie/detección de nubes</i>
9	1028	9,70	O <sub>3</sub>	25 mb	<i>Concentración de ozono total</i>
10	1217	8,30	H <sub>2</sub> O	900 mb	<i>Sondeo de vapor de agua.</i> Facilita la corrección del vapor de agua en los canales ventana y CO <sub>2</sub> . El canal 6,7 $\mu\text{m}$ detecta cirros delgados.
11	1364	7,30	H <sub>2</sub> O	700 mb	
12	1484	6,70	H <sub>2</sub> O	500 mb	
13	2190	4,57	N <sub>2</sub> O	1000 mb	<i>Sondeo de temperatura.</i> Los canales de esta banda son los más sensibles a las regiones relativamente más templadas de la atmósfera. Estas radiancias son también menos sensibles a las nubes que las de la región de las 15 $\mu\text{m}$ .
14	2213	4,52	N <sub>2</sub> O	950 mb	
15	2240	4,46	CO <sub>2</sub> /N <sub>2</sub> O	700 mb	
16	2276	4,40	CO <sub>2</sub> /N <sub>2</sub> O	400 mb	
17	2361	4,24	CO <sub>2</sub>	5 mb	
18	2512	4,00	Ventana	Superficie	<i>Temperatura de la superficie.</i> Mucho menos sensibles a las nubes y el H <sub>2</sub> O que la ventana de las 11 $\mu\text{m}$ . Usados junto al canal 8 para detección de nubes y obtener la temperatura de la superficie bajo condiciones de cielo parcialmente nublado. El uso simultáneo de ambos canales permite eliminar la contribución de la radiación solar reflejada.
19	2671	3,70	Ventana	Superficie	
20	14367	0,70	Ventana	Nube	<i>Detección de nubes.</i> Se usa durante el día con los canales de 4,0 y 11 $\mu\text{m}$ para determinar zonas claras sin nubes.

### 2.1.2.2 MSU

El MSU es el sucesor del SCAMS (Scanning Microwave Spectrometer) montado en el NIMBUS-6, el cual a su vez fue el descendiente del NIMBUS-5 Microwave Spectrometer (NEMS), primer sondeador de temperatura en microondas lanzado al espacio.

El MSU es un radiómetro de Dicke de 4 canales que realizan medidas en la región 5,5 mm del oxígeno (50,3 GHz, 53,74 GHz, 54,96 GHz y 57,05 GHz). El rango dinámico del MSU va desde 0 K hasta 350 K, con una temperatura equivalente de ruido de 0,3 K. La resolución espacial al nadir es de 109 km, y el ancho del barrido de 2.347,2 km (Rao *et al.*, 1990; Colwell, 1983).

### 2.1.2.3 SSU

El SSU es un sensor suministrado por el Instituto Meteorológico del Reino Unido que emplea una técnica de absorción selectiva para hacer las medidas en tres canales. Este sistema está basado en el SCR (Selective Chopper Radiometer) del NIMBUS-4 y, en el PMR (Pressure Modulation Radiometer) del NIMBUS-6. El principal objetivo de este instrumento es obtener perfiles de temperatura de la estratosfera (25 -50 km).

El SSU utiliza la técnica de modulación de presión para medir la radiación emitida por el dióxido de carbono en la parte alta de la atmósfera terrestre. Dispone de una celda del gas dióxido de carbono en la trayectoria óptica que cambia su presión de forma cíclica a una velocidad de 40 veces por segundo. Las características espectrales de cada canal, y por lo tanto de la función de peso que lo caracteriza, vienen determinadas por la presión de la celda durante el periodo de integración. Así pues, usando tres celdas a diferentes presiones (100, 35 y 10 mb), se obtienen tres funciones de peso con picos de máxima sensibilidad a tres alturas diferentes (29, 37 y 45 km), (Rao *et al.*, 1990; Colwell, 1983; Cornillon, 1982).

## 2.2 Estación de recepción TeraScan

El correcto funcionamiento de una estación de recepción de imágenes de satélites en alta resolución, como los satélites meteorológicos NOAA, pasa por la localización adecuada de la antena, de forma que los datos transmitidos por el

satélite puedan ser recibidos desde que este comienza a aparecer por el horizonte. Para ello se necesita que la señal no encuentre obstáculos entre la antena y el satélite.

El sistema TeraScan del que dispone el Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección (LCT) del Departamento de Física Fundamental y Experimental comenzó a ser instalado en el edificio que alberga a las Facultades de Física y Matemáticas, antes de la finalización de las obras del mismo, en Mayo de 1993. La ubicación natural de la estación debía haber sido el Centro Superior de Náutica y Estudios del Mar en Santa Cruz de Tenerife, pero la situación geográfica de este enclave impedía una recepción óptima de la información de los satélites a consecuencia de la cadena montañosa localizada detrás del edificio y que limitaba la recepción de más un 50 por ciento de los pases.

Varios fueron los problemas con los que nos encontramos durante la instalación y puesta a punto de todo el sistema. Estos inconvenientes y su resolución condujeron a un retraso de seis meses en la puesta en marcha definitiva de la estación. Así pues, no fue hasta Noviembre de 1993 cuando el LCT comenzó a operar de forma regular capturando, archivando y procesando la información de los satélites NOAA en órbita.

A continuación pasaremos a describir sucintamente las características más importantes de nuestra estación y los inconvenientes encontrados durante su instalación. No es objeto de esta Tesis un estudio técnico detallado de este proceso, si bien, creemos conveniente reflejar estas dificultades para que quede constancia del esfuerzo realizado para superar esta etapa previa a la investigación pero fundamental para el desarrollo óptimo de la misma.

### **2.2.1 Características principales**

El sistema TeraScan HRPT consta de una antena parabólica de 1,2 metros de diámetro instalada sobre un preciso sistema giroscópico que la

mantiene estabilizada (SeaTel, 1991). Todo este delicado conjunto además del alimentador, el amplificador de bajo ruido (LNA) y el convertor de frecuencia de banda-L (1,7 GHz) a I.F. (137 MHz), esta protegido del medio ambiente por un “radomo” cerrado de fibra de vidrio. Esta configuración confiere la seguridad necesaria para un posicionamiento preciso de la antena, evitando un deterioro prematuro de las partes mecánicas y circuitería electrónica de la misma.

El equipamiento externo antes descrito queda enlazado con la unidad de control de antena, el receptor y el “bit synchronizer” (SeaSpace, 1992) como se muestra en la Figura 1 (Young, 1992), donde también podemos observar el resto de componentes del subsistema servidor de antena; una estación de trabajo SUN SPARC 2 4/75. Otra estación de procesamiento SUN IPX 4/50, dispositivos de impresión y almacenamiento, y un módem a 14.400 baudios que comunica el LCT con el Centro Superior de Náutica y Estudios del Mar, completan el equipamiento interno de la estación.

La zona de cobertura espacial que abarca la estación de recepción del LCT va desde el Canal de la Mancha hasta el Golfo de Guinea, con una anchura de unos 2.800 Km. Una muestra de la región cubierta por uno de los pases de los satélites NOAA se puede observar en la Figura 2.

### **2.2.2 Instalación**

El primer gran inconveniente durante la instalación fue la dificultad que suponía la calibración del cable de control de la antena debido a que uno de los potenciómetros de precisión que debíamos ajustar para conseguir la calibración, estaba fuera del intervalo deseado, por lo que hubo que sustituirlo por otro con un valor mayor.

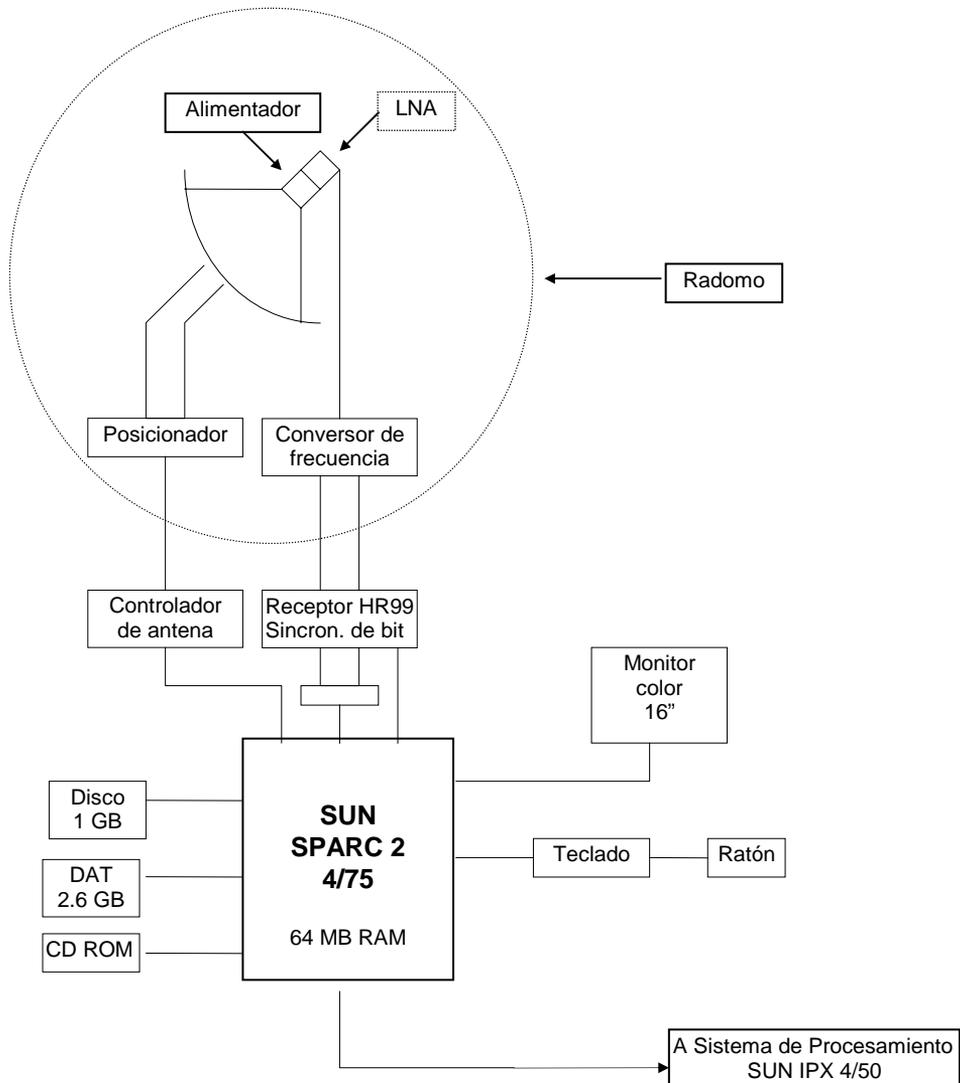


Figura 1. Diagrama de bloques del sistema servidor de antena

Las primeras imágenes recibidas por nuestra estación fueron ruidosas. Así, pases de buena calidad, entiéndanse aquellos con una elevación máxima superior a 60 grados, que en principio debían suponer un total de 5.000 líneas aproximadamente, apenas llegaban a las 2.000. Estas imágenes eran de muy mala calidad por ser muy ruidosas, y pensamos que la cercanía al Aeropuerto de Los Rodeos, fuente de diversas señales de radiofrecuencias de comunicaciones y ayudas a la navegación, podrían estar perturbando la correcta recepción. Por ello,

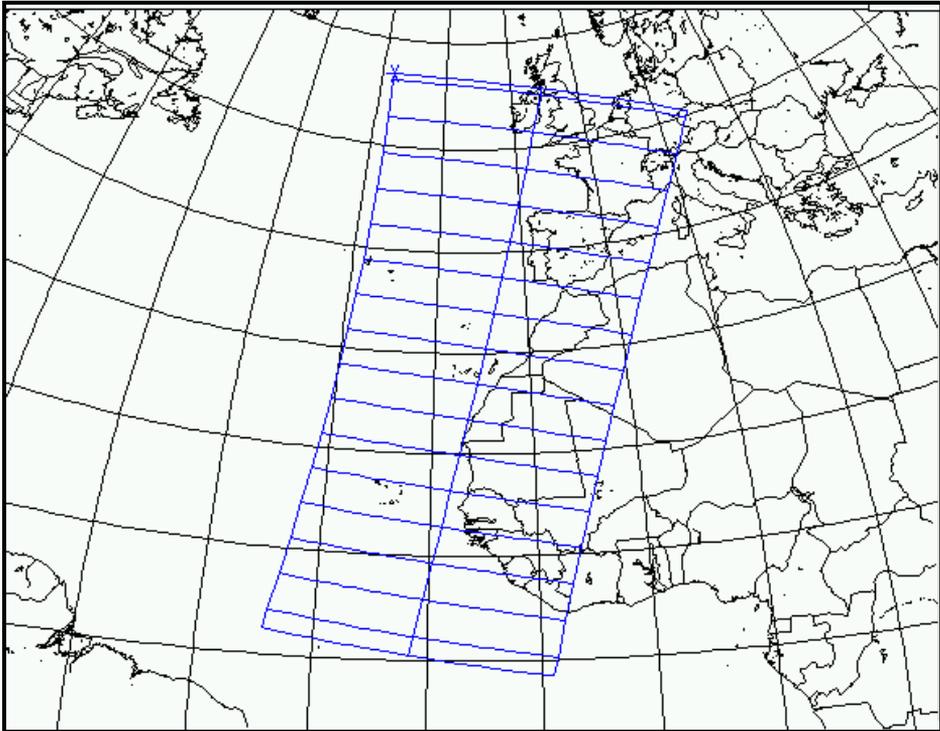


Figura 2. Cobertura espacial del pase del satélite NOAA-12 de las 08:04:50 con una duración estimada de 15:40 min. y acimut de  $100^\circ$ . La elevación máxima alcanzada por el satélite a su paso por nuestra estación fue de  $82^\circ$ .

hicimos un barrido en frecuencia con un analizador de espectros cedido por el Laboratorio Móvil de la Dirección General de Telecomunicaciones en Tenerife no encontrando anomalías que perturbaran el enlace antena - satélite, y descartando por tanto, la hipótesis de partida. En una segunda fase del problema, y una vez eliminada la posibilidad anterior, se procedió al cambio del LNA por si este hubiese sido dañado durante una de las pruebas de seguimiento solar realizadas con la antena para analizar su funcionamiento, pero tampoco esto resolvió el problema del ruido en las imágenes AVHRR. Esto nos llevó a un análisis del radio-enlace satélite-receptor que nos sugirió un posible error en la focal de la antena parabólica, error que se confirmó, pues encontramos, para sorpresa nuestra, que existía una diferencia de 14 cm entre la posición correcta del LNA y la encontrada:

los brazos que sustentaban el LNA tenían una longitud anómala provocando una pérdida de señal que era la causa del problema del ruido en las imágenes.

Como tercer problema importante cabe citar la dificultad con la que se producía el enganche de fase de la señal I.F. procedente del conversor de frecuencia por parte del sincronizador de bits. Supusimos que la causa podría ser una mala orientación en acimut o elevación de la antena, pero una vez chequeado, pudimos comprobar que no era esta la razón, sino el propio sincronizador de bits, que tuvo que ser reemplazado por otro nuevo.

## 2.3 Preprocesamiento de datos AVHRR y HIRS-2

Entendemos por preprocesamiento, todos los pasos que se deben realizar con los datos recibidos del satélite, previamente a la utilización de los mismos para inferir cualquier magnitud física característica de la superficie o la atmósfera (por ej., la temperatura), o para estimar la cantidad de algún componente atmosférico (por ej., el vapor de agua). Las etapas previas aludidas son, en nuestro caso particular: calibración, navegación y limpieza de nubes y tierra.

La información enviada por los satélites NOAA en formato HRPT contiene los medidas de los sensores AVHRR y HIRS-2 usados en este trabajo. Estos datos vienen dados en cuentas digitales con una resolución de diez bits, lo que permite una diferenciación de 1.024 niveles diferentes de radiación (visible o infrarroja). La conversión de cuentas digitales a radiancias es el paso previo a la obtención de la temperatura radiométrica (canales infrarrojos) o tanto por ciento de albedo (canales visibles o del infrarrojo próximo), que son las magnitudes básicas necesarias para cualquier estudio físico en teledetección.

Nosotros nos centraremos en la calibración de los canales infrarrojos de ambos sensores ya que son estos los usados para la determinación de las

magnitudes estudiadas en este trabajo: temperatura superficial del mar y vapor de agua atmosférico.

Destaquemos el hecho de que esta calibración no supone la corrección de la atenuación atmosférica, la corrección por ángulo de observación, longitud de la trayectoria, ni cualquier otro fenómeno atmosférico.

### 2.3.1 Calibración AVHRR

La calibración que se realiza con el satélite en órbita es sólo para los canales infrarrojo-térmicos (3, 4 y 5), ya que los dos canales visibles son calibrados en el Laboratorio, antes del lanzamiento del satélite. El procedimiento de calibración es, de todas formas, muy similar al procedimiento de calibración lineal que describiremos para los canales infrarrojo-térmicos pero con unos coeficientes invariables válidos para toda la vida del satélite. Muchos autores, sin embargo, han observado una degradación de los sensores visibles a lo largo del periodo de vida del satélite y aportan posibles modificaciones a esos coeficientes (Rao y Chen, 1993; Brest y Rossow, 1992).

La calibración de los canales infrarrojos del AVHRR es posible gracias a que la salida del instrumento se puede considerar linealmente dependiente de la energía de entrada. Durante cada línea de barrido, el sensor observa el espacio profundo (radiancia cero) y su carcasa interna, que se encuentra a una temperatura aproximada de 290 K. La porción de carcasa del satélite, vista por el radiómetro, se ha diseñado para que cumpla la función de un cuerpo negro de calibración. La temperatura de este cuerpo de referencia se determina por medio de cuatro termómetros de resistencias de Platino (PTR), cuyas lecturas son incluidas también en los datos de telemetría HRPT que se reciben en las estaciones terrenas. Una descripción detallada de como se extrae y procesa esta información para obtener la temperatura del cuerpo negro se encuentra en Lauritson *et al.* (1979).

La salida de cada canal (cuentas) depende linealmente de la radiancia detectada por el sensor. Así pues, podríamos describir esta relación como:

$$N = G \cdot X + I \quad (2.1)$$

donde  $N$  es la radiancia de la zona terrestre observada con un valor de cuentas  $X$ ,  $G$  es la ganancia del canal e  $I$  es la ordenada en el origen.

La ganancia de cada canal se calcula mediante la expresión:

$$G = \frac{N_{\text{esp}} - N\bar{T}}{\bar{X}_{\text{esp}} - \bar{X}\bar{T}} \quad (2.2)$$

donde  $N_{\text{esp}}$  es la radiancia del espacio,  $N\bar{T}$  es la radiancia del cuerpo interno de referencia, y  $\bar{X}_{\text{esp}}$  y  $\bar{X}\bar{T}$  son los valores medios de las cuentas cuando el sensor mira al espacio y cuerpo interno respectivamente. Por su parte, la ordenada en el origen se determina a partir de:

$$I = N_{\text{esp}} - G \cdot X_{\text{esp}} \quad (2.3)$$

La radiancia  $N$  se convierte a temperatura radiométrica,  $T_b$ , también conocida como temperatura de brillo, utilizando la inversa de la función de Planck:

$$T_b = \frac{C_2 \cdot \nu}{\ln \left( 1 + \frac{C_1 \cdot \nu^3}{N} \right)} \quad (2.4)$$

donde  $\nu$  es el número de onda central de cada canal ( $\text{cm}^{-1}$ ), y  $C_1$  y  $C_2$  las siguientes constantes:

$$C_1 = 1,1910659 \times 10^{-5} \text{ mW/m}^2 \text{ sr cm}^{-4}$$

$$C_2 = 1,438833 \text{ cm K}$$

En realidad, la respuesta de los canales 4 y 5 del AVHRR es ligeramente no lineal. Esta no linealidad es una función de las propiedades físicas de los detectores empleados en estos canales. Por esta razón, la temperatura obtenida mediante la calibración lineal anteriormente explicada, debe ser corregida. Así pues, los valores de ganancia y ordenada en el origen determinados deben ser modificados a través de la aplicación de un factor de corrección a la radiancia del espacio  $N_{\text{esp}}$ , que se obtiene de los datos de test realizados previamente al lanzamiento. Este factor se calcula de forma que se minimice el error en la temperatura en un intervalo de 225 K a 310 K. Tablas con los errores y valores corregidos para  $N_{\text{esp}}$  de todos los satélites de la serie TIROS-N se pueden encontrar en Kidwell, (1995). El factor apropiado de corrección se obtendrá realizando un interpolación lineal con los coeficientes de esas tablas para la temperatura a la que se encuentre en cada momento el cuerpo negro de referencia.

### 2.3.2 Calibración HIRS-2

La calibración de los canales infrarrojos del HIRS-2 se realiza cada 256 segundos observando dos cuerpos de referencia internos y el espacio exterior. La temperatura del denominado cuerpo caliente es 290 K y de 260 K a 270 K la del cuerpo frío, ambas se determinan mediante cuatro termistores que hay en cada uno de ellos. Debido a los grandes gradientes de temperatura que son inducidos por efectos solares, la temperatura del cuerpo frío no se puede obtener con gran exactitud, por lo que no es usada a la hora de la calibración. Lauritson *et al.* (1979) describen de forma clara como a partir de promedios de las temperaturas de estos termistores se puede obtener la temperatura del cuerpo caliente de calibración.

Al igual que en el caso de la calibración para el sensor AVHRR, la radiancia medida al observar una zona de la Tierra depende linealmente de la energía (cuentas) recibida por el sensor. El algoritmo que se aplica para obtener la radiancia es pues, análogo al aplicado para aquel sensor y viene dado por la

expresión (2.1). De la misma forma se calcula la temperatura radiométrica de cada canal usando la expresión (2.4).

### 2.3.3 Navegación

Una vez realizada la calibración de los datos de los sensores remotos, el paso siguiente es la navegación de estos sobre coordenadas terrestres. La navegación “grosera”, primera que se aplica, esta basada en los elementos Keplerianos o efemérides de los satélites, que son recibidos diariamente desde SeaSpace, empresa suministradora de la estación de recepción. Esta información se actualiza regularmente en nuestro sistema, de manera que las desviaciones que se producen entre las líneas costeras de islas y continentes en las imágenes, con respecto a las líneas generadas por la base de datos geográfica de la que dispone el sistema son pequeñas, si bien apreciables, especialmente en regiones insulares. Para conseguir una superposición más precisa, es necesario recurrir a procedimientos automáticos de navegación, basados en la correlación entre la escena del satélite y las fronteras tierra-mar conocidas, sobre un conjunto de cajas definidas alrededor de las líneas de costa de zonas libres de nubes. Con este método podemos conseguir una navegación cercana a unos pocos kilómetros, siempre y cuando las cajas totalmente libres de nubes sean suficientes (Monaldo, 1996). Sin embargo, el método más preciso de navegación se realiza mediante un procedimiento interactivo muy sencillo, eficaz y que no conlleva demasiado tiempo (Figura 3). Primero se ajusta el tiempo del reloj del satélite, cuya exactitud suele ser de  $\pm 0,5$  s, que sumado a la inexactitud del reloj del sistema de recepción puede provocar traslaciones espaciales de más de 13 km, (1 s se traduce en 6,6 km de error de localización). A continuación se debe proceder a corregir las inexactitudes que se producen en el sistema de control de posicionamiento del satélite (“pitch”, “yaw” y “roll”), que son importantes especialmente en el caso del “roll”, esto es, del balanceo que se produce en torno al eje tangente a la trayectoria del satélite. Ya que el movimiento que se

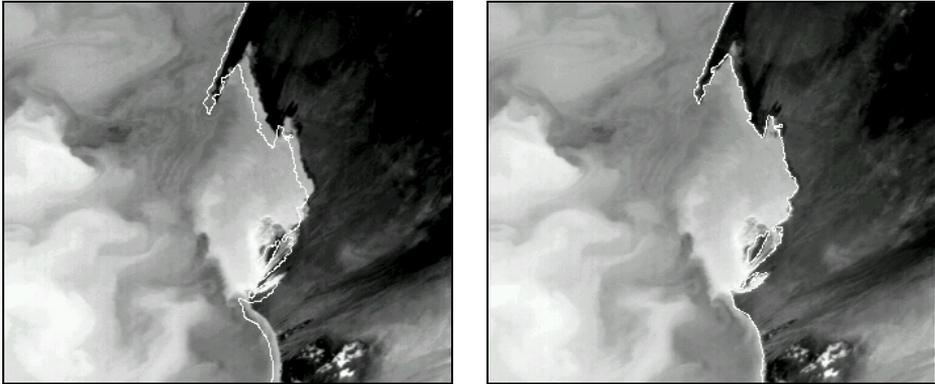


Figura 3. Escena parcial de un pase del satélite NOAA-12 (canal 4 AVHRR) del día 22/12/96 correspondiente al Cabo Timiris, en la costa de Mauritania. La imagen de la izquierda tiene la línea de costa (en blanco) superpuesta según la información correspondiente a las efemérides, mientras que en la de la derecha se ha realizado una navegación interactiva adecuada.

genera en torno al eje transversal que define la trayectoria (“pitch”) se confunde con la corrección temporal, mientras que la rotación en torno al eje vertical suele ser indistinguible.

### 2.3.4 Detección nubes

Una vez navegada correctamente la escena de la imagen con la que se va a trabajar, se procede a la exclusión de los datos tomados con ángulos de observación muy grandes y a la detección y eliminación de los píxeles correspondientes a zonas de tierra y aquellos contaminados por nubes en los datos AVHRR, para ello nos basaremos en el método propuesto por McClain et al., (1985).

La experiencia ha demostrado que la determinación de la temperatura superficial del mar se degrada cuando el ángulo cenital del sensor se incrementa, esto es, cuanto más nos alejamos del nadir. Por esta razón, se eliminarán de todo tratamiento posterior los datos con ángulo superior a aproximadamente  $53^\circ$ .

La búsqueda de elementos de la imagen totalmente libres de nubes requiere de la ejecución de una secuencia de varios filtros. Cada píxel debe satisfacer todos los criterios impuestos en los filtros para poder ser considerado limpio de nubes. Los chequeos que relataremos a continuación son válidos para imágenes diurnas, en el caso de datos de noche se requerirían algunos tests más que no consideraremos por no haber utilizado este tipo de información en la presente Memoria.

1. *Diferencia en el canal 4.* La presencia parcial de nubes a nivel de un píxel puede cambiar la temperatura radiométrica. Si suponemos que la temperatura de la superficie del mar varía suavemente, cualquier variación grande en una región local puede indicar la presencia de nubes. En este primer test, se define una caja de 3x3 píxeles alrededor del píxel considerado, y se realiza la diferencia de temperaturas del canal 4 entre todos los píxeles de la caja y el central. Si la diferencia entre los valores máximo y mínimo está por encima de un valor umbral, entonces el píxel central puede ser considerado contaminado por nubes. El valor umbral impuesto debe contemplar el hecho de que en la región estudiada se producen continuos afloramientos que provocan grandes gradientes de temperaturas. De manera que muchos píxeles no contaminados por nubes serán interpretados erróneamente. Por lo tanto, el valor elegido debe ser un compromiso que contemple ambas situaciones.
2. *Diferencia en el canal 2.* Si la diferencia entre los valores máximo y mínimo de albedo en el canal 2 supera, aproximadamente, el 2% en la caja de 3x3 píxeles alrededor del píxel bajo consideración, entonces supondremos que este contiene nubes.
3. *Máximo valor de albedo en el canal 2.* Un albedo alto en el canal 2 puede indicar presencia de nubes. A aquellos píxeles que hayan superado el test 1 y el test 2, que detectan la presencia de pequeñas nubes en el interior de cada píxel, se les somete al análisis de su albedo con objeto de poder detectar nubes grandes y uniformes del tipo de los estratos y

zonas de reflejo solar o “sunglint” que impiden discernir si hay o no nubes en ellas. Así pues, todos aquellos elementos de la imagen que contengan un albedo en el canal 2 superior al 8% los consideraremos nulos para cualquier estudio posterior. Al igual que en el caso anterior, el valor umbral considerado no es fijo, pudiendo ser variado dependiendo de las condiciones meteorológicas en ese instante, la estación del año, etc.

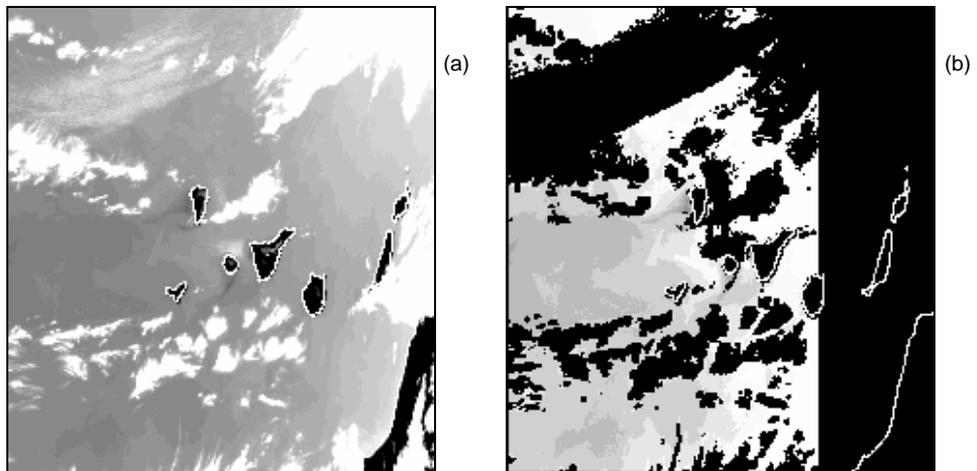


Figura 4. Imagen de temperaturas aparentes del canal 4 del sensor AVHRR a bordo del satélite NOAA-14. La imagen (a) muestra las Islas Canarias (en oscuro) con algunas zonas cubiertas por nubes (en blanco). En (b) se presenta la misma, pero una vez aplicados los tests de limpieza de nubes. En este caso se enmascaran en negro, todas las zonas de tierra y las nubes detectadas. Además, se han eliminado de la imagen todos los datos con ángulos de observación superiores a  $53^\circ$ .

Una vez realizada la calibración, navegación y limpieza de nubes (figura 4), sólo restaría la aplicación de un algoritmo de corrección atmosférica, para la determinación de la temperatura superficial del mar de aquellos píxeles que hayan superado todos los procedimientos anteriores. El estudio, análisis, obtención y validación de esos algoritmos se puede encontrar en los siguientes capítulos.

### 2.3.5 Post-procesamiento. Corrección geométrica

Después de haber obtenido la temperatura superficial del mar con los algoritmos adecuados, el proceso final al que suele ser sometido una imagen de

satélite es la corrección geométrica. Entendemos por este término la transformación de la imagen para que tenga las mismas propiedades que un mapa, esto es, escala y proyección (Mather, 1987). Una descripción detallada de los procedimientos que se deben seguir y sus posibles variantes se pueden encontrar en (Colwell, 1983; Mather, 1987; Chuvieco, 1990; Segarra, 1991). Es importante tener en cuenta que cualquier operación de corrección geométrica puede suponer un ligero cambio en los valores originales de los elementos de la imagen, razón por la que consideramos que esta tarea debe realizarse siempre como último paso en el tratamiento. Con objeto de visualizar los cambios que sufre la imagen original después de este procesamiento, presentamos el resultado la misma imagen de la figura 4 corregida geoméricamente, con proyección rectangular (Figura 5). El método utilizado por nosotros utiliza una interpolación polinómica por partes con la estrategia del vecino más próximo. El conjunto de datos de salida se divide en regiones cuadradas de 100 km de lado, y cada una de ellas es cubierta por un par de polinomios bicuadráticos (polinomios bivariantes de orden 2 con 9 coeficientes), los cuales están basados en nueve pares de datos del conjunto de entrada (imagen sin corregir) y del de salida (imagen corregida). El error encontrado es menor que 0,15 km.

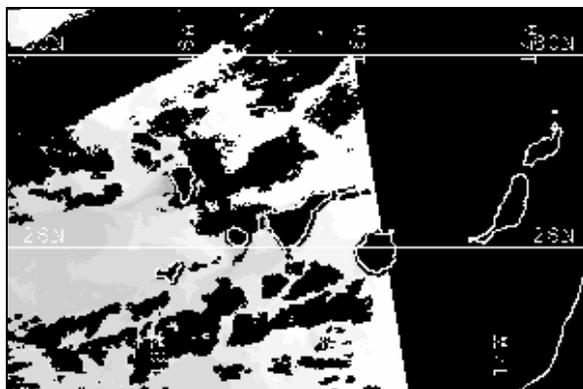


Figura 5. Imagen de la figura 4 corregida geoméricamente con proyección rectangular. Nótese el cambio de posición que han experimentado los píxeles de la imagen anterior con respecto a la actual, especialmente visible en la franja negra derecha que delimita los ángulos de observación superiores a  $53^\circ$  para los cuales no se realizarían cálculos posteriores.

## 2.4 Radiómetro de campo AGEMA TPT80HRSC

Los sensores infrarrojos de los satélites, en condiciones de cielo claro, sólo observan la temperatura de la capa superficial terrestre. En el caso particular del mar, esta capa es de apenas unos micrómetros de espesor, por lo que cualquier comparación de la temperatura radiométrica que realizan los satélites con la temperatura tomada tradicionalmente desde barcos o boyas oceánicas, que normalmente utilizan termómetros de inmersión (termistores, termómetros de mercurio especiales, etc.), supone cometer un error que puede variar entre  $-1^{\circ}\text{C}$  y  $+1^{\circ}\text{C}$  (Schluessel *et al.*, 1990).

La validación de cualquier algoritmo que se desarrolle para una determinación exacta de la temperatura superficial del mar desde satélite, requiere la comparación de los valores de temperatura que predice la ecuación que utiliza los datos del satélite con un conjunto de datos tomados “in situ”, de forma que se pueda dar una estimación del error que se comete con el método propuesto.

Como mencionamos anteriormente, la comparación debe hacerse rigurosamente, emparejando magnitudes medidas de la misma manera. Así pues, en el caso de la temperatura, se requerirá un radiómetro infrarrojo que obtenga la temperatura del mar sin entrar en contacto con él.

Este razonamiento, condujo a la adquisición, por parte del LCT, de un instrumento con estas características que nos permitiría realizar medidas “in situ” de la temperatura utilizando radiometría infrarroja y evitando así el problema expuesto como sugieren varios autores (Schluessel *et al.*, 1987; Wick, *et al.*, 1992).

### 2.4.1 Características técnicas. Modo de funcionamiento.

El radiómetro de infrarrojos AGEMA TP80HRSC mide cuantitativamente la temperatura radiométrica de los objetos que entren dentro de su campo de visión (Agema Thermopoint 80 Operator's Manual, 1993). Contiene las siguientes partes:

- *Sistema óptico.* Colecta la energía radiada por el objeto sobre el cual se está realizando la medida mediante un sistema de espejos Cassegrain. Dispone de un campo de visión, FOV, de 2,5 cm a una distancia de 230 cm dando lugar a una relación 90:1 entre distancia y tamaño de objeto.
- *Filtro.* Limita el intervalo espectral de operación del instrumento a una ventana de 8 a 14 micrómetros.
- *Detector.* Es una termopila que convierte la radiación que pasa a través del sistema óptico y filtro en una señal eléctrica. Tiene una respuesta del 95% en un tiempo de 250 ms.
- *Sistema de procesamiento de la señal.* Básicamente consiste en un amplificador y un convertor analógico-digital controlados por un microprocesador.
- *Dispositivo de lectura y control.* Nos permite visualizar las medidas de temperatura con una resolución de una décima de grado Centígrado y elegir entre los diferentes modos de realizarla, así como seleccionar la emisividad del objeto del que se mide su temperatura en incrementos de 0,01, y la temperatura ambiente a la que se trabaja.

El instrumento focaliza la radiación infrarroja emitida por el objeto en el detector mediante el sistema de espejos. Cuando se pulsa el botón de puesta en marcha, el microprocesador posiciona un cuerpo negro de referencia interno enfrente del detector, su temperatura es conocida por medio de un sensor interno.

Seguidamente, se desplaza este objeto fuera del campo de visión para que la radiación infrarroja procedente de la superficie u objeto que se quiere medir alcance al detector. Un amplificador aumenta el nivel de la señal que genera la termopila y la conduce a un conversor analógico-digital. El microprocesador compara el valor de la señal digital con los valores de calibración almacenados permanentemente en memoria. Usando los resultados de la comparación, calcula la temperatura que más se aproxima a la señal del detector. Los controles externos que modifica el usuario le dirán al microprocesador que cálculos debe realizar para representar el valor correcto de temperatura.

### 2.4.2 Calibración del radiómetro

A pesar de la auto-calibración interna que realiza el radiómetro en cada medida, la delicada instrumentación de este equipo y las condiciones típicas de medidas para las que se adquirió, (medida de la temperatura superficial del mar a bordo de barcos), requieren una re-calibración externa continuada de los mismos como sugiere Grassl y Hinzpeter, (1975). De esta manera, se procedió a una calibración del mismo en Laboratorio con un patrón calibrado según las normas estándares DIN 43760. Este patrón era un termómetro digital OMEGA modelo 869, que usa como detector una resistencia de Platino (PTR) de 100  $\Omega$  con un coeficiente lineal de temperatura de 0,00385  $\Omega/^\circ\text{C}$ .

La calibración se llevó a cabo utilizando un controlador de temperatura sumergido en un baño de agua marina con una conductividad de 57,8 mS y a una temperatura ambiente de 20°C. Se supuso una emisividad del agua de 0,99 (Masuda *et al.*, 1988), que fue introducida en el radiómetro.

Variamos la temperatura desde 15°C hasta 31°C aproximadamente, intervalo de temperaturas similar al que se encuentran las aguas del Océano Atlántico en el Archipiélago Canario. El agua era removida continuamente para poder romper la capa superficial y para que ambos instrumentos, el radiómetro y el termómetro patrón sumergido, midiesen lo "mismo". En estas condiciones se

tomaron 24 pares de medidas que dieron lugar a la siguiente función lineal de transferencia (Figura 6), con un error estándar de estimación de  $0,1^{\circ}\text{C}$  y un coeficiente de determinación del 99,97%,

$$T_{\text{rad}} = 1,004 \cdot T_{\text{PTR}} - 0,559 \quad (2.5)$$

donde  $T_{\text{rad}}$  es la temperatura medida por el radiómetro y  $T_{\text{PTR}}$  la temperatura del termómetro de resistencia de platino.

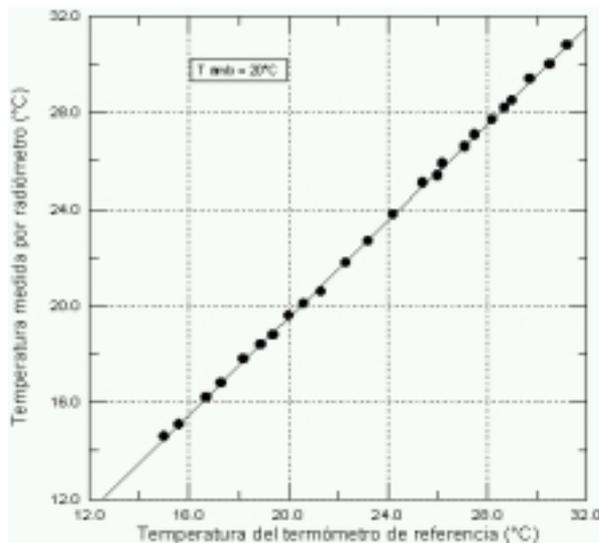


Figura 6. Recta de calibración para el Radiómetro AGEMA TPT80HRSC.

# MODELO DE CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA

En este Capítulo mostraremos la ecuación de transferencia radiativa que rige el comportamiento de la radiación infrarroja que emite la Tierra, y atraviesa la Atmósfera antes de ser detectada por los sensores a bordo de los satélites. Analizaremos el efecto de los componentes atmosféricos y la atenuación que producen en esta radiación, centrándonos en el vapor de agua como principal absorbente en esta región del espectro electromagnético.

Enunciaremos y deduciremos el principio de absorción diferencial, fundamento teórico de la técnica de split-window para la corrección atmosférica en el infrarrojo-térmico de las imágenes de satélite. Y por último, presentaremos el modelo de corrección atmosférica, basado en esta técnica, que hemos desarrollado para la determinación de la temperatura superficial del mar en el área de Canarias, y que presenta la particularidad de disponer de coeficientes variables, dependientes del vapor de agua, que lo convierten en un algoritmo adaptable a cualquier región de Latitudes Medias o Tropicales con un contenido mínimo de este componente atmosférico.

## 3.1 Corrección atmosférica en el infrarrojo-térmico

### 3.1.1 Ecuación de transferencia radiativa

La transmisión de la radiación electromagnética a través de cualquier medio dispersor, absorbente y emisor viene descrita por la ecuación de transferencia radiativa (Chandrasekhar, 1969; Kondratyev, 1969; Siegel y Howell, 1981; Schanda, 1986). En nuestro caso, el medio, es la atmósfera terrestre y la radiación considerada estará ceñida al intervalo espectral definido por el infrarrojo térmico.

Antes de proceder a la presentación de la ecuación de transferencia radiativa será necesario puntualizar en que hipótesis simplificadoras nos hemos basado. En principio vamos a considerar una atmósfera, libre de aerosoles. Si bien estos no causan un efecto dispersor importante a las longitudes de onda estudiadas, en algunos casos, como en los episodios de polvo sahariano que invaden a las islas Canarias pueden suponer un problema muy importante y enmascarar una corrección atmosférica adecuada. Así pues, no encontraremos un término que dé la contribución de la radiación dispersa en la ecuación de transferencia radiativa que resolveremos. Otra hipótesis de la que partiremos será la de suponer una atmósfera en equilibrio termodinámico local, es decir, la temperatura no cambia cuando la radiación se transmite a través de la atmósfera. Esta consideración es válida para capas que se encuentren por debajo de 50 km de altura (Kondratyev, 1969), y nos permitirá relacionar los procesos de emisión y absorción atmosféricos por medio de la Ley de Kirchhoff (Liou, 1992). Por último consideraremos una atmósfera dividida en capas plano-paralelas, es decir, en capas homogéneas tal que la transmisividad y radiancias atmosféricas dentro de cada una de ellas sean independientes de la posición horizontal, o lo que es lo mismo, del ángulo acimutal.

La variación que experimenta la radiancia monocromática  $R_\lambda$  para una longitud de onda  $\lambda$ , ( $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ ), cuando atraviesa un elemento de volumen

diferencial de la atmósfera a lo largo de la dirección de propagación,  $s$ , viene dada por la expresión:

$$\frac{dR_\lambda}{ds} = \rho \cdot K_\lambda \cdot [-R_\lambda + B_\lambda(T)] \quad (3.1)$$

donde  $\rho$  es la densidad de la atmósfera,  $K_\lambda$  es el coeficiente de absorción atmosférica que depende de la temperatura, presión y concentración de los constituyentes, y  $B_\lambda(T)$ , ( $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ ), es la función de Planck de radiación del cuerpo negro a la temperatura  $T$  que puede escribirse como:

$$B_\lambda(T) = \frac{C_1}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{\exp\left(\frac{C_2}{\lambda T}\right) - 1} \quad (3.2)$$

con las constantes  $C_1$  y  $C_2$  como:

$$C_1 = 1,1911 \times 10^8 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-4}$$

$$C_2 = 14388 \text{ K } \mu\text{m}$$

Integrando la ecuación (3.1) entre los puntos inicial,  $s_1$ , y final,  $s_2$ , de un elemento de volumen atmosférico diferencial,  $ds$ , se obtiene, la ecuación de transferencia radiativa en su forma integral, que nos da la radiancia final,  $R_\lambda(s_2)$ , a partir de la radiancia incidente,  $R_\lambda(s_1)$ , en función de las propiedades radiativas de la atmósfera,

$$R_\lambda(s_2) = R_\lambda(s_1) \cdot \tau_\lambda(s_1, s_2) + \int_{s_1}^{s_2} B_\lambda[T(s)] \cdot \frac{\partial \tau_\lambda(s, s_2)}{\partial s} \cdot ds \quad (3.3)$$

En la expresión (3.3) se ha introducido una nueva magnitud, fundamental en la solución de la ecuación, esto es, la transmisividad de la atmósfera terrestre que viene definida por:

$$\tau_{\lambda}(s_1, s_2) = \exp \left[ - \int_{s_1}^{s_2} \rho(s) \cdot K_{\lambda}(s) \cdot ds \right] \quad (3.4)$$

donde el término integral se define como el espesor óptico,  $\mu(s_1, s_2)$ , entre los puntos  $s_1$  y  $s_2$ :

$$\mu(s_1, s_2) = \int_{s_1}^{s_2} \rho(s) \cdot K_{\lambda}(s) \cdot ds \quad (3.5)$$

Retomemos la forma integral de la ecuación de transferencia radiativa, expresión (3.3), y analicemos cual es el significado físico de cada uno de sus miembros. El primer término de la derecha hace referencia a la atenuación que sufre la radiación que atraviesa la atmósfera como consecuencia de la absorción que se produce por parte de los diferentes compuestos atmosféricos contenidos en ella. Y el segundo sumando es la contribución de la propia atmósfera a la radiancia final en forma de radiación térmica emitida por las diferentes capas de la misma.

### 3.1.2 Absorción atmosférica

Las regiones del espectro electromagnético donde los constituyentes atmosféricos tienen una transmisión mas alta, permitiendo a los sensores situados a bordo de los satélites medir la radiación emergente de la atmósfera procedente de la superficie terrestre, se denominan ventanas atmosféricas.

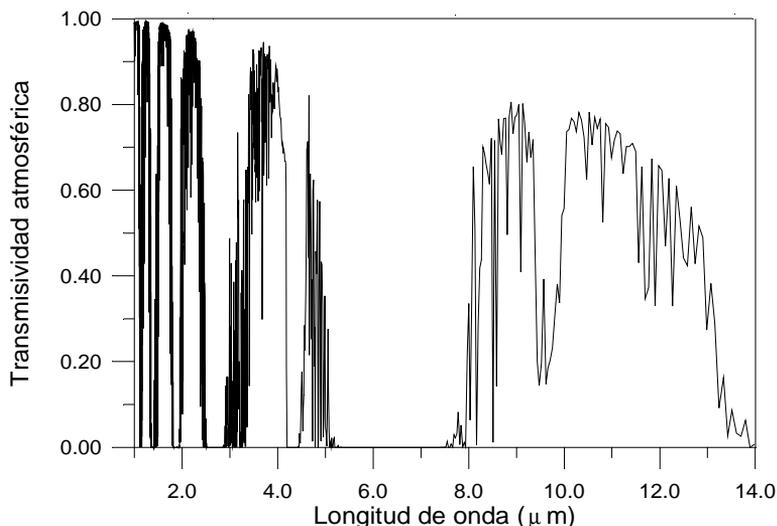


Figura 1. Transmisividad atmosférica para la atmósfera estándar de latitudes medias en Verano calculada con el código de transferencia radiativa MODTRAN.

A longitudes de onda pequeñas, la atmósfera es casi opaca mientras que en el visible y algunas partes del infrarrojo-térmico, existen regiones espectrales con una gran transmisividad (Figura 1). Estas ventanas atmosféricas son el resultado de la suma de las propiedades espectrales de todos los componentes atmosféricos.

Las zonas del espectro donde los satélites NOAA miden la temperatura de la superficie terrestre, 3,5-4,1  $\mu\text{m}$  y 10,5-12,5  $\mu\text{m}$ , se caracterizan por ser ventanas atmosféricas con alta transmisividad, aunque no total, ya que existen algunos compuestos, tales como el vapor de agua, dióxido de carbono y ozono principalmente, que producen una absorción considerable que no podemos obviar como se observa en la Tabla 1, tomada de Saunders y Edwards (1989). Estos autores calcularon las transmisividades de los diferentes compuestos en los canales del AVHRR utilizando el código de transferencia radiativa GENLN2. Otros gases minoritarios como el metano, óxido nitroso y monóxido de carbono

Tabla 1. Transmisividad de los compuestos de la atmósfera U. S. estándar para los canales del radiómetro AVHRR-NOAA.

Compuesto	Canal 3 AVHRR	Canal 4 AVHRR	Canal 5 AVHRR
H <sub>2</sub> O	0,901	0,906	0,844
CO <sub>2</sub>	0,999	0,985	0,996
O <sub>3</sub>	0,999	1,0	1,0
N <sub>2</sub> O	0,979	1,0	1,0
CH <sub>4</sub>	0,977	1,0	1,0
HNO <sub>3</sub>	1,0	0,999	0,999
N <sub>2</sub>	0,993	1,0	1,0
CF <sub>x</sub> Cl <sub>y</sub>	1,0	0,994	0,994

también contribuyen a esta absorción, aunque su efecto sólo sea relevante cuando nos encontramos en atmósferas poco húmedas, por ser su contribución del mismo orden de magnitud o superior a los compuestos antes citados.

Los resultados mostrados en la Tabla 1 indican claramente que el vapor de agua es el constituyente atmosférico que mayor influencia tiene sobre la absorción atmosférica en las regiones espectrales estudiadas. Al contrario que los demás compuestos, con una distribución global cuasi-estable en todo el Planeta, el vapor de agua presenta una variabilidad espacial y temporal muy acusada, especialmente en regiones abiertas a los océanos como el Archipiélago Canario. Este comportamiento debe ser tenido muy en cuenta a la hora de realizar una buena corrección atmosférica de las imágenes de satélite, introduciendo una parametrización adecuada de este compuesto en los algoritmos que determinen la temperatura de la superficie terrestre, como se verá en un apartado posterior de este capítulo.

La variabilidad espacial del vapor de agua hace referencia tanto al cambio de concentración que se produce horizontalmente en unos pocos kilómetros como a su distribución vertical, encontrándose principalmente en las capas mas bajas de

la atmósfera, cerca de la superficie. La cantidad de vapor de agua en la troposfera suele ser unos cinco órdenes de magnitud superior al de la estratosfera.

El Instituto Nacional de Meteorología dispone de una estación de lanzamiento de radiosondas en Santa Cruz de Tenerife. Los datos generados por estos dispositivos son perfiles verticales de presión, temperatura y humedad, además de dirección y velocidad del viento. En la Figura 2 podemos observar dos sondeos atmosféricos que muestran la gran variabilidad estacional y vertical de este componente a estas latitudes, la cantidad total de vapor de agua para el perfil de invierno representado es de  $0,61 \text{ g/cm}^2$ , mientras que para el de verano se encuentra un valor de  $2,25 \text{ g/cm}^2$ , poniendo de manifiesto el aumento de humedad que se produce en verano como consecuencia del aumento de temperatura y la mayor evapotranspiración, esto es, la evaporación del agua proveniente de suelos, masas de agua y la transpiración de la vegetación (Delegido *et al.* 1991). Esta variación temporal se hace patente incluso en pocas horas de diferencia como se muestra claramente en la Figura 3, donde se ha representado la cantidad de vapor de agua en forma de humedad relativa.

### 3.1.2.1 Coeficiente de absorción del vapor de agua

El espectro de absorción del vapor de agua en la ventana 8-13  $\mu\text{m}$  consiste en unas pocas líneas de absorción superpuestas a un espectro continuo de absorción, que da nombre a esta zona del espectro debido a la débil contribución de las líneas en comparación con esta variación monótona respecto a la longitud de onda.

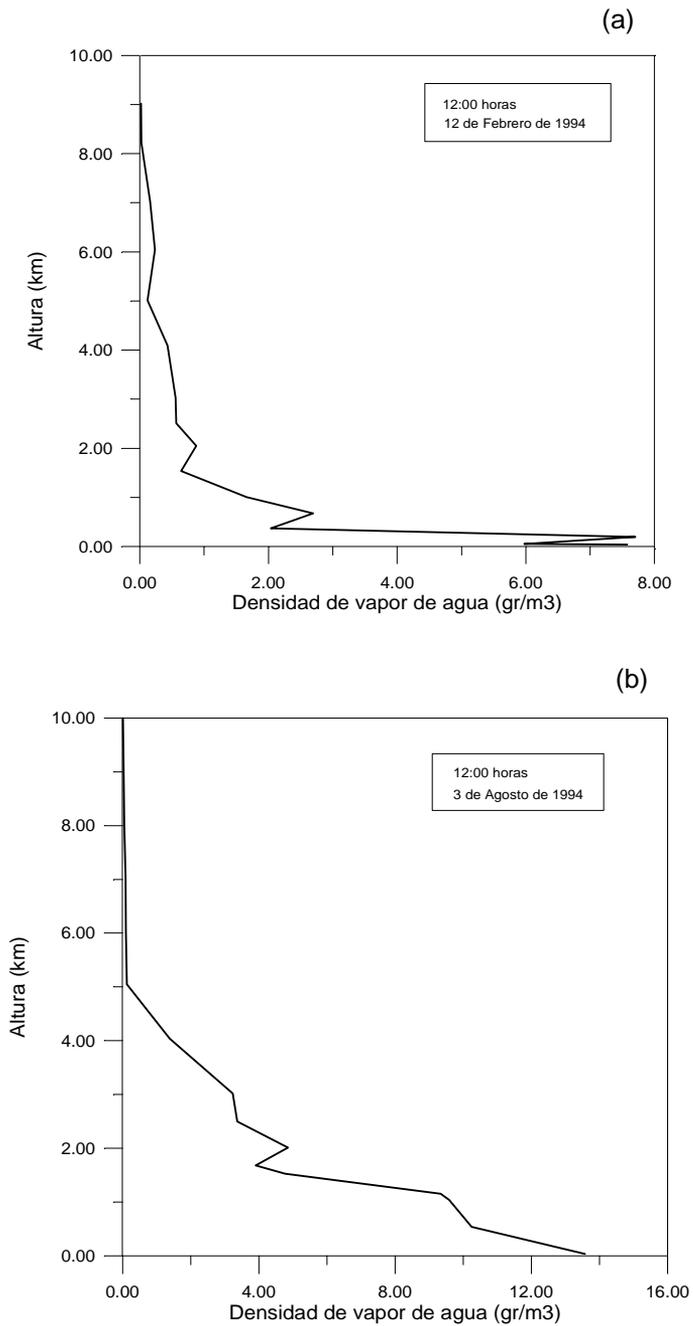


Figura 2. Perfil vertical de densidad de vapor de agua para: (a) invierno; (b) verano.

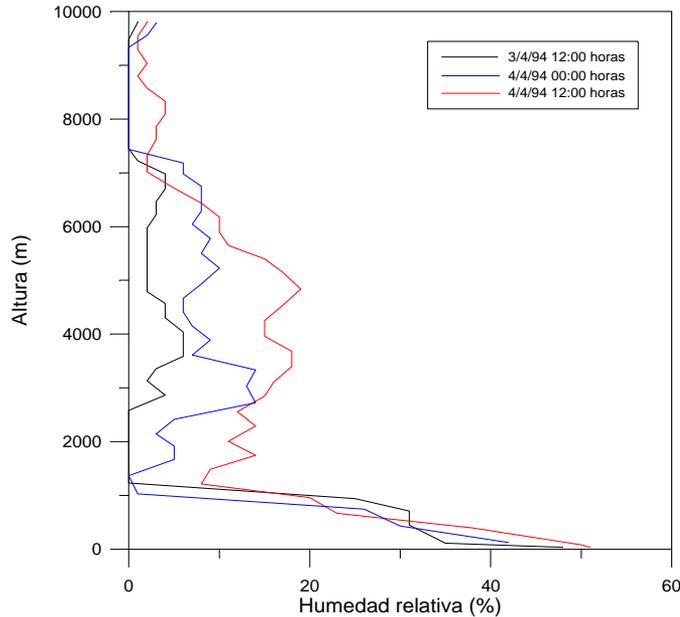


Figura 3. Variación de la humedad relativa en la atmósfera durante 24 horas.

La naturaleza física de la absorción continua en esta región espectral sigue presentando en la actualidad muchas controversias. Su desconocimiento se debe fundamentalmente a la dificultad de reproducir experimentalmente en un laboratorio las mismas condiciones de la naturaleza (Deepak *et al.*, 1980; Varanasi, 1988; Grant, 1990). De ahí que existan diferencias sustanciales entre los distintos modelos atmosféricos que se utilizan para simular las medidas desde satélite (Rangaswamy y Subbarayudu, 1978; Price, 1980; Wienert, 1980; Kneizys *et al.*, 1988). A pesar de ello, todos parecen coincidir en la forma de expresar el coeficiente de absorción del vapor de agua como la suma de dos contribuciones:

$$k(\lambda) = k_{lineas}(\lambda) + k_{continuo}(\lambda) \quad (3.6)$$

donde  $k_{lineas}(\lambda)$  es el coeficiente de absorción de las líneas y  $k_{continuo}(\lambda)$  es el coeficiente de absorción del continuo. En la región del espectro de 8-13  $\mu\text{m}$ , donde se encuentran los canales 4 y 5 del AVHRR (10,5-12,5  $\mu\text{m}$ ), la componente

dominante es la del continuo, mientras que en la ventana 3,7-4,1  $\mu\text{m}$ , (canal 3), las líneas son más numerosas e intensas que el continuo que allí aparece.

Siguiendo a Coll (1994), enunciaremos las principales características del continuo de absorción mostradas experimentalmente y que lo diferencian del espectro selectivo o de líneas:

- a) El coeficiente de absorción continuo aumenta suave y monótonamente con respecto a la longitud de onda. Basándose en medidas experimentales, diferentes investigadores proponen varias aproximaciones de la dependencia con la longitud de onda utilizando funciones trascendentes (Roberts *et al.*, 1976; Clough *et al.*, 1980).
- b) El coeficiente de absorción continuo depende fuertemente del vapor de agua. Según Bignell (1970), podemos representar el coeficiente de absorción a la temperatura  $T$ , en función de la presión total,  $p$ , y la presión parcial de vapor de agua,  $e$ , como

$$k_{\text{continuo}}(\lambda) = k_1(\lambda, T) p + k_2(\lambda, T) e \quad (3.7)$$

donde  $k_1(\lambda, T)$  es el coeficiente de absorción por unidad de presión total y  $k_2(\lambda, T)$  es el coeficiente de absorción por unidad de presión parcial de vapor. Se ha encontrado que el coeficiente  $k_2(\lambda, T)$  es mucho mayor que  $k_1(\lambda, T)$ , Roberts *et al.* (1976) proponen  $k_1(\lambda, T)/k_2(\lambda, T) < 0,001$ , de forma que  $k_1(\lambda, T)$  sólo sería importante para concentraciones de vapor de agua muy bajas. En condiciones atmosféricas normales, el segundo sumando será el término dominante, que es proporcional al contenido en vapor de agua. Esta es una diferencia muy importante con respecto al coeficiente de absorción selectivo, que no depende de este componente.

- c) El coeficiente de absorción continuo presenta una dependencia negativa muy acusada con la temperatura. Bignell (1970) midió una disminución del 2% por grado centígrado entre 21 y 45°C. En el intervalo de temperaturas entre 20 y

100°C, Varanasi (1988) propone una dependencia con la temperatura de la forma  $\exp(\delta T)$ , donde  $\delta$  es una constante con dimensiones de temperatura con un valor aproximado de  $1800 \pm 200$ . Esto contrasta con la pequeña dependencia que existe entre las líneas de absorción y la temperatura (Rothman *et al.*, 1987).

### 3.1.3 Radiancia medida por un satélite

En el primer apartado de este capítulo estudiamos la atenuación que se produce en la radiancia monocromática que atraviesa un elemento diferencial de volumen atmosférico mediante la ecuación de transferencia radiativa. En el caso de que la radiancia inicial fuese la radiancia emitida por la superficie terrestre y la radiancia final, la medida por el sensor a bordo de un satélite, la ecuación de transferencia radiativa tendría que ser modificada de acuerdo con estas condiciones. Deberíamos conocer perfectamente la estructura vertical de la atmósfera para poder resolver correctamente la ecuación, esto es, el perfil de temperaturas, presiones y constituyentes atmosféricos, además de la emisividad de la porción de superficie de la cual se esta midiendo.

Las hipótesis simplificadoras que supusimos al principio del capítulo las mantendremos en este caso particular, añadiendo una condición necesaria para garantizar que la radiancia medida por el sensor remoto provenga sólo de la superficie y la propia atmósfera, es decir, supondremos una atmósfera totalmente libre de nubes. Cuando hagamos un tratamiento de imágenes infrarrojo-térmicas de satélite para determinar la temperatura de los elementos o píxeles que contienen, previamente deberíamos haber hecho una limpieza total de nubes mediante algoritmos desarrollados a tal efecto. En la presente Memoria hemos utilizado una variación del propuesto por McClain *et al.*, (1985), ya descrito en el apartado (2.3.4). Cabe citar, de todas formas, la gran cantidad de trabajos realizados sobre este tema: Saunders y Kriebel, (1988), Simpson y Humphrey, (1990), Thiermann y Ruprecht, (1992) y muchos otros.

Con las consideraciones comentadas, la radiancia espectral que alcanza el sensor situado a una altura  $h$  para una longitud de onda  $\lambda$ ,  $R_\lambda(h)$ , con un ángulo de observación  $\theta$  y por lo tanto, una dirección de propagación de la radiación  $ds = dz/\cos\theta$ , donde  $z$  es la altura respecto a la superficie terrestre, podemos deducirla a partir de la ecuación de transferencia radiativa (3.3), y se escribe,

$$R_\lambda(h) = R_\lambda(0) \cdot \tau_\lambda(0, h, \theta) + \int_0^h B_\lambda[T(z)] \cdot \frac{\partial \tau_\lambda(z, h, \theta)}{\partial z} \cdot dz \quad (3.8)$$

donde  $R_\lambda(0)$  es la radiancia espectral a nivel de la superficie,  $T(z)$  es la temperatura de la atmósfera a altura  $z$  y  $\tau_\lambda(z, h, \theta)$  la transmisividad espectral de la atmósfera entre las alturas  $z$  y  $h$  en la dirección del ángulo de observación, que según la expresión (3.4), podremos poner como:

$$\tau_\lambda(z, h, \theta) = \exp \left[ - \int_z^h \rho(z') \cdot K_\lambda(z') \cdot \frac{dz'}{\cos \theta} \right] \quad (3.9)$$

Así pues, la radiancia que llega al satélite es la suma de la radiancia a nivel de la superficie una vez atravesada la atmósfera, (primer sumando), y la radiancia emitida hacia arriba,  $R_\lambda^{\uparrow}(\theta)$ , siguiendo la dirección de observación del satélite, por las diferentes capas de la atmósfera (segundo sumando).

Analicemos más detalladamente la radiancia espectral a nivel de la superficie,  $R_\lambda(0)$ . Normalmente se considera que esta radiancia viene dada como la suma de tres contribuciones diferentes, la radiancia emitida por la superficie,  $R_\lambda^e(\theta)$ , que depende de la emisividad y temperatura de la misma, la radiancia emitida por la atmósfera hacia abajo que es reflejada por la superficie,  $R_\lambda^r(\theta)$ , y la radiancia solar reflejada por la superficie,  $R_\lambda^{sr}(\theta)$ ,

$$R_\lambda(0) = R_\lambda^e(\theta) + R_\lambda^r(\theta) + R_\lambda^{sr}(\theta), \quad (3.10)$$

Hemos omitido la dependencia con el ángulo de observación acimutal por simplicidad, ya que su importancia en el caso de la superficie del mar, que es el que nos interesa en este trabajo, desaparece al considerar reflexión especular. Por su parte, la radiancia del sol reflejada,  $R_{\lambda}^{sr}(\theta)$ , en el intervalo de longitudes de onda 10,5-12,5  $\mu\text{m}$ , se puede ignorar, ya que es un término mucho más pequeño que la radiancia emitida por la propia superficie. Sin embargo, no ocurre lo mismo cuando nos situamos en la ventana 3,7-4,1  $\mu\text{m}$ , donde la radiación solar si es importante, (Figura 4), y puede enmascarar la verdadera temperatura de la superficie por el efecto del “sunlint” (Takashima y Takayama, 1986).

A su vez, la radiancia emitida por la superficie se puede escribir como

$$R_{\lambda}^e(\theta) = \varepsilon_{\lambda}(\theta) B_{\lambda}(T) \quad (3.11)$$

donde  $\varepsilon_{\lambda}(\theta)$  es la emisividad espectral de la superficie para el ángulo de observación cenital,  $\theta$ .

Masuda *et al.*, (1988), han determinado teóricamente la emisividad de la superficie del mar haciendo uso de un modelo geométrico que incluye la velocidad del viento y el índice de refracción del agua. En sus resultados se muestra que esta magnitud permanece cuasi-constante para ángulos de observación cenital inferiores a 40°. También encontraron una dependencia entre emisividad y velocidad de viento. Si bien, posteriormente, en 1989, Barton *et al.* demostraron

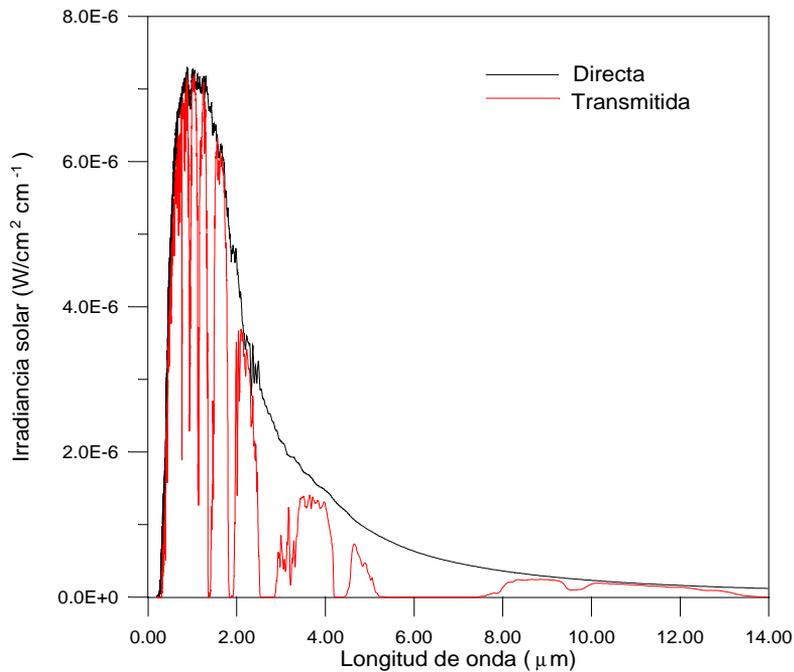


Figura 4. Distribución espectral de la radiación solar extraterrestre (directa) y de la radiación solar que llega a la superficie de la Tierra (transmitida). Cálculos realizados para la atmósfera estándar U.S. 1976 con el modelo LOWTRAN 7.

que para velocidades de viento bajas ( $<10m/s$ ) o viento en calma, esta dependencia desaparecía y era posible considerar a la superficie del mar como una superficie con reflexión especular. La velocidad promedio del viento en la zona del Archipiélago Canario es de  $8,5 m/s$ , encontrándose por debajo de los  $10 m/s$  considerados por Barton *et al.* (1989), lo que supone que la radiancia emitida por la atmósfera hacia abajo y reflejada por la superficie se puede representar como:

$$R_{\lambda}^r(\theta) = [1 - \varepsilon_{\lambda}(\theta)] R_{\lambda}^{\downarrow}(\theta) \tag{3.12}$$

donde  $R_{\lambda}^{\downarrow}(\theta)$  es la radiancia emitida por la atmósfera hacia abajo, esto es

$$R_{\lambda}^{\downarrow}(\theta) = \int_h^0 B_{\lambda}[T(z)] \cdot \frac{\partial \tau'_{\lambda}(z, 0, \theta)}{\partial z} \cdot dz \quad (3.13)$$

siendo  $\tau'_{\lambda}(z, 0, \theta)$  la transmisividad de la atmósfera entre la superficie y la altura  $z$ .

### 3.1.3.1 Magnitudes medidas por un sensor remoto

Desde el principio del apartado 3.1.2 hemos comenzado a hablar de magnitudes espectrales y no monocromáticas, adaptando la ecuación de transferencia radiativa a las medidas que se realizan por los sensores remotos a bordo de los satélites artificiales. Estos dispositivos realizan mediciones radiométricas en bandas espectrales de cierta anchura caracterizadas por una función de respuesta espectral o función filtro,  $f_i(\lambda)$ , específica de cada uno de ellos. Esta función da idea de la sensibilidad de los detectores del sensor para cada una de las longitudes de onda comprendidas en el intervalo definido.

En el caso de los canales 4 y 5 de los satélites NOAA, que serán los utilizados para el desarrollo de los algoritmos de corrección atmosférica estudiados en la presente Memoria, estas funciones filtro son las que se pueden observar en la Figura 5, según los datos tomados de Kidwell, (1995). Las diferencias existentes entre los mismos canales para los distintos satélites NOAA son irrelevantes y por eso no son mostradas.

Así pues, teniendo en cuenta la función filtro de un sensor remoto, la señal medida por el canal  $i$  de un sensor en la dirección de observación cenital  $\theta$ ,  $S_i(\theta)$ , se puede expresar como la convolución de la función respuesta normalizada del canal con la radiancia espectral que alcanza al sensor a bordo del satélite, esto es:

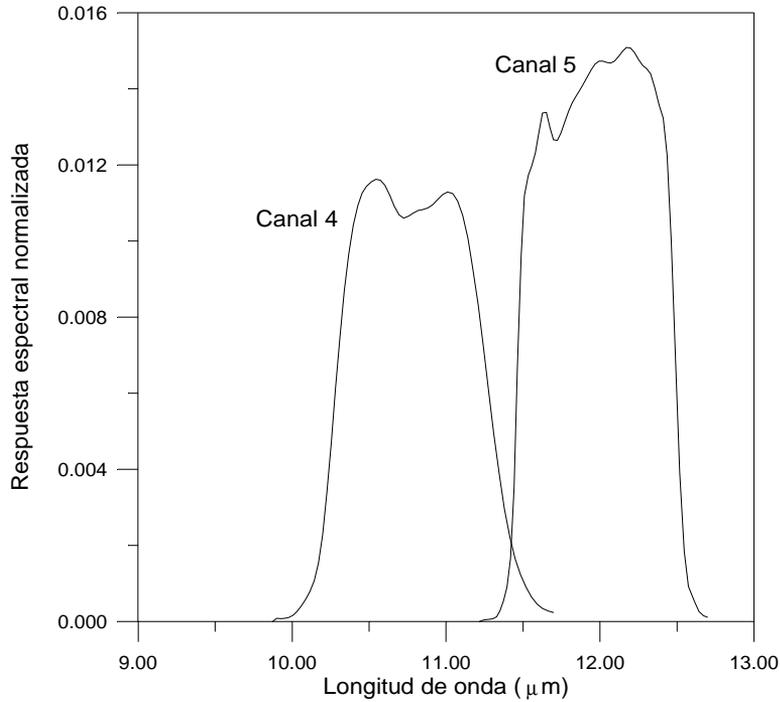


Figura 5. Funciones de respuesta normalizada de los canales 4 y 5 del AVHRR del satélite NOAA-14

$$S_i(\theta) = \int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot R_{\lambda}(h) \cdot d\lambda \quad (3.14)$$

A partir de  $S_i(\theta)$  podríamos encontrar la temperatura radiométrica o temperatura aparente del canal  $i$ ,  $T_i$ , a partir de la relación

$$S_i(\theta) = \int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot B_{\lambda}(T_i) \cdot d\lambda \quad (3.15)$$

Esta última expresión sugiere la posibilidad de transformar el resto de magnitudes espectrales que intervienen en la ecuación de transferencia radiativa dada en (3.8), en las correspondientes magnitudes propias del canal de un sensor

remoto, por medio de la función de respuesta espectral normalizada del mismo. Así pues, definimos la función de Planck ponderada para el canal  $i$ ,  $B_i(T)$ , como

$$B_i(T) = \int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot B_{\lambda}(T) \cdot d\lambda \quad (3.16)$$

De forma similar, la transmisividad para el canal  $i$ ,  $\tau_y$ , se define a partir del valor de la transmisividad espectral como

$$\tau_i(z, h, \theta) = \frac{\int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot \tau_{\lambda}(z, h, \theta) \cdot B_{\lambda}(T) \cdot d\lambda}{\int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot B_{\lambda}(T) \cdot d\lambda} \quad (3.17)$$

mientras que la emisividad de la superficie viene dada por

$$\varepsilon_i(\theta) = \frac{\int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot \varepsilon_{\lambda}(\theta) \cdot B_{\lambda}(T) \cdot d\lambda}{\int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot B_{\lambda}(T) \cdot d\lambda} \quad (3.18)$$

Las radiancias emitidas hacia arriba y hacia abajo por la propia atmósfera, promediadas para el canal  $i$  son:

$$R_i^{\uparrow}(\theta) = \int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot R_{\lambda}^{\uparrow}(\theta) \cdot d\lambda \quad (3.19)$$

$$R_i^{\downarrow}(\theta') = \int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot R_{\lambda}^{\downarrow}(\theta') \cdot d\lambda \quad (3.20)$$

Con estas definiciones, ya estamos en condiciones de obtener la ecuación de transferencia radiativa integrada para la función respuesta espectral del canal. Comencemos obteniendo la señal registrada por el sensor remoto,  $S_i(\theta)$ , en función de las magnitudes ponderadas de canal. Teniendo en cuenta las expresiones (3.8) y (3.10) podemos escribir:

$$S_i(\theta) = \int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot [\varepsilon_{\lambda}(\theta) \cdot B_{\lambda}(T) + R_{\lambda}^r(\theta) \cdot \tau_{\lambda}(0, h, \theta) + R_{\lambda}^{\uparrow}(\theta)] \cdot d\lambda \quad (3.21)$$

Para simplificar la resolución de esta integral es conveniente hacer ciertas aproximaciones en lo que respecta a la emisividad y transmisividad. Según Becker y Li, (1990), la emisividad se puede expresar, con un error inferior a 0,0002 respecto a la definición (3.18), como

$$\varepsilon_i(\theta) = \frac{\int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot \varepsilon_{\lambda}(\theta) \cdot \tau_{\lambda}(\theta) \cdot B_{\lambda}(T) \cdot d\lambda}{\int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot \tau_{\lambda}(\theta) \cdot B_{\lambda}(T) \cdot d\lambda} \quad (3.22)$$

Dado que la variación de la transmisividad espectral con la longitud de onda en la banda que contiene a los canales 4 y 5 del AVHRR, es monótona y continua, la influencia de la variación espectral de  $B_{\lambda}(T)$ , así como la dependencia con la temperatura, en la definición de emisividad media en el canal  $i$ ,  $\varepsilon_i$ , son pequeñas. De forma que, en el intervalo de temperaturas habitual, se utiliza la aproximación

$$\varepsilon_i \approx \int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot \varepsilon_{\lambda} \cdot d\lambda \quad (3.23)$$

con la que se comete un error en emisividad de 0,0001 (Coll, 1994). En relación a la transmisividad de canal, la variación de esta con la temperatura a través de la función de Planck es pequeña. Coll (1994) muestra que para el intervalo de

temperaturas habitual, la variación de  $\tau_i$  respecto a la temperatura es inferior a 0,005. Así pues, una vez hechas las consideraciones anteriores, la ecuación de transferencia radiativa aplicada a un determinado canal  $i$  de un sensor remoto se puede escribir

$$B_i(T_i) = [\varepsilon_i(\theta) \cdot B_i(T) + R_i^r(\theta)] \cdot \tau_i(\theta) + R_i^\uparrow(\theta) \quad (3.24)$$

donde hemos expresado  $S_i(\theta)$  como  $B_i(T_i)$  de acuerdo con (3.15) y (3.16), y la radiancia reflejada según la expresión (3.12) como

$$R_i^r(\theta) = [1 - \varepsilon_i(\theta)] R_i^\downarrow(\theta) \quad (3.25)$$

La ecuación (3.24) relaciona la radiancia medida por el satélite,  $B_i(T_i)$ , con la radiancia de cuerpo negro correspondiente a la temperatura real de la superficie  $T$ ,  $B_i(T)$ , que es la magnitud que se desea determinar. Para obtener este último parámetro necesitamos conocer la distribución vertical de temperatura y vapor de agua de la atmósfera, así como la del resto de gases que contribuyen a la absorción y emisión atmosféricas. También es imprescindible el conocimiento de la emisividad de la superficie de la cual se desea conocer su temperatura. Para el cálculo de la transmisividad espectral y radiancia espectral ascendente y descendente de la atmósfera, supondremos a esta dividida en capas plano-paralelas, de forma que se puedan definir en cada capa valores medios de temperatura, concentración de gases y coeficientes de absorción (Caselles, 1983) que faciliten la integración numérica extendida a toda la atmósfera de las magnitudes reseñadas. A continuación, realizaríamos una convolución sobre la función filtro propia del sensor remoto que se ha utilizado. Con ello y partiendo de la ecuación (3.24) obtendríamos la función de Planck ponderada del canal  $i$ ,  $B_i(T)$ , como:

$$B_i(T) = \frac{B_i(T_i) - R_i^\uparrow(\theta) - \tau_i(\theta) \cdot R_i^r(\theta)}{\varepsilon_i(\theta) \cdot \tau_i(\theta)} \quad (3.26)$$

y a partir de esta, mediante la función inversa de Planck se obtendría la temperatura real de la superficie.

La ecuación (3.26) constituye, en si misma, un método de corrección atmosférica monocanal, pero requiere de un modelo de cálculo de transmisividad atmosférica para su resolución. Varios han sido los autores y equipos de investigación científica dedicados a la dura tarea de desarrollar un código de transferencia radiativa que permita reproducir con fiabilidad el paso de la radiación a través de un medio tan complejo como la atmósfera. Las diferencias existentes entre los diferentes modelos propuestos se refieren principalmente a los coeficientes de absorción utilizados y al método de cálculo de la intensidad de bandas de absorción, que determina la diferente resolución espectral con la que realizan los cálculos. Un modelo simple, que considera a la atmósfera constituida solamente por vapor de agua, puede encontrarse en Arbelo *et al.* (1992a). Sin embargo, esta simplificación no siempre es válida, teniendo que recurrir a modelos más completos y realistas. Entre ellos, cabe citar a los más conocidos: LOWTRAN 7 (Kneizys *et al.*, 1988), Modelo de Línea por Línea (Llewellyn-Jones *et al.*, 1984), GENLN2 (Edwards, 1987 y 1988) y el Modelo de Bandas (Barton, 1983 y 1985). Todos ellos generan resultados similares como se puede encontrar en un estudio comparativo hecho por Barton *et al.* (1989).

En la mayor parte de los cálculos que requieren de un modelo de estas características realizados en este trabajo, hemos usado el modelo de transmisividad-radiancia atmosférica LOWTRAN 7, que es uno de los mas completos y utilizados que existen. Su intervalo espectral va desde 200 nm hasta el infinito con una resolución de 20  $\text{cm}^{-1}$ . Se utiliza el coeficiente de absorción continuo del vapor de agua dado por los resultados experimentales de Burch y Alt (1984), que están en buen acuerdo con los recientes cálculos empíricos de Grant (1990). Se incluye el espectro de líneas y bandas del vapor de agua y restantes gases atmosféricos. El programa dispone de seis modelos de atmósferas estándar y permite la posibilidad de introducir radiosondeos meteorológicos propios como datos de entrada, determinando la variación de la temperatura dentro de cada capa de forma lineal y exponencial en el caso del contenido de vapor de agua. Este

código de transferencia radiativa puede tener en cuenta el efecto de los aerosoles a través de los diferentes modelos que contiene y también permite modificar la geometría de observación y definir diferentes superficies caracterizadas por su temperatura y emisividad.

Una descripción de los aspectos generales del programa LOWTRAN 7 se puede encontrar en el Apéndice A.

## 3.2 Fundamento teórico del split-window

El método de corrección monocanal, si bien nos permite obtener la corrección atmosférica con una buena precisión, presenta un grave inconveniente difícilmente resoluble, necesita del conocimiento de la distribución vertical de temperatura y gases atmosféricos, principalmente del vapor de agua, del área objeto de estudio. Esta información, en principio solo estaría disponible si se dispone de una estación de lanzamiento de radiosondas próxima, lo que la mayoría de las veces es imposible, sobre todo si se trata de una zona oceánica. Esta deficiencia puede seguir siendo insubsanable, si aun disponiendo de radiosondeos la diferencia en tiempo entre estos y la hora de paso del satélite es superior a unas cuantas horas dada la alta variabilidad espacial y temporal que presenta el vapor de agua como ya estudiamos en el apartado 3.1.2 de este mismo capítulo.

Desde principios de los años 70 se ha desarrollado una serie de técnicas de corrección atmosférica que evitan la utilización de datos de radiosondeos o cualquier otro tipo de información ajena a la proveniente de los satélites. Estas técnicas fueron propuestas por Anding y Kauth (1970), McMillin (1971) y Prabhakara *et al.* (1972). La esencia de sus metodologías radica en la proporcionalidad existente entre la atenuación que sufre la radiancia como consecuencia de la absorción atmosférica y la diferencia entre radiancias medidas simultáneamente a dos longitudes de onda diferente, cada una de ellas sujetas a

cantidades distintas de absorción atmosférica, pero ambas dentro de una misma ventana, lo que se conoce normalmente con el nombre de principio de absorción diferencial (McMillin, 1975). Esta diferente absorción puede ser también obtenida mediante medidas a una misma longitud de onda pero con dos ángulos de observación distintos (Saunders, 1967).

En el siguiente apartado describiremos detalladamente en que consiste el principio de absorción diferencial, que es el fundamento teórico de la técnica de corrección atmosférica utilizada en este trabajo y conocida como “split-window”. Básicamente esta técnica consiste en la utilización de dos canales situados dentro de la misma ventana atmosférica (10,5-12,5  $\mu\text{m}$ ) para poder estimar a partir de las radiancias medidas, la verdadera temperatura de la superficie.

### 3.2.1 Principio de absorción diferencial

Hagamos previamente un repaso histórico por los trabajos de los primeros autores que estudiaron el problema de la corrección atmosférica haciendo uso únicamente de las medidas de los satélites.

Saunders (1967) estaba realizando medidas de la temperatura superficial del mar con un radiómetro a bordo de un avión, cuando observó que duplicando el camino de absorción recorrido por la radiación proveniente de la superficie, mediante observaciones a  $0^\circ$  y  $60^\circ$ , también se duplicaba el efecto de la atmósfera. Así pues, tomando dos medidas del mismo punto, una a  $0^\circ$  y la otra a  $60^\circ$ , era capaz de determinar el efecto atmosférico y corregir las medidas. En la práctica actual el efecto total solamente es aproximadamente proporcional a la longitud de la trayectoria atmosférica. Saunders encontró que para atmósferas secas la diferencia entre  $55^\circ$  y  $0^\circ$  daba la mejor estimación a la atenuación sufrida por la atmósfera, mientras que para atmósferas húmedas,  $60^\circ$  ofrecía mejores resultados.

Anding y Kauth (1970) propusieron un método basado en las diferencias de absorción atmosférica en dos longitudes de onda. Si fuésemos capaces de encontrar dos longitudes de onda tales que la absorción en una de ellas fuera ligeramente superior a la de la otra, entonces existiría una relación lineal entre la temperatura de la superficie y las radiancias en esas dos longitudes de onda. Siguiendo este razonamiento, Anding y Kauth (1970) elaboraron unas gráficas de forma que para algunos pares de longitudes de onda, los puntos para un valor determinado de temperatura superficial de mar, formaban una línea recta independiente de las condiciones atmosféricas. Así construyeron rectas de ajustes por mínimos cuadrados, para el intervalo de valores esperado de temperaturas superficiales del mar. Estas gráficas eran utilizadas posteriormente para interpolar las medidas realizadas y obtener de esta manera la verdadera temperatura superficial del mar.

McMillin (1971) partió de la ecuación de transferencia radiativa y obtuvo una relación entre la radiancia de la superficie y las radiancias medidas a dos longitudes de onda diferentes, demostrando de esta manera los fundamentos físicos de los resultados obtenidos previamente por Anding y Kauth (1970).

Prabhakara *et al.* (1972) usaron un método diferente para tratar la dependencia de la función de Planck con la longitud de onda. Ellos utilizaron datos del sensor IRIS (Infrared Interferometer Spectrometer) a bordo del satélite NIMBUS 4 para obtener sus medidas, por lo que sus resultados eran independientes de cualquier modelo de absorción usado para simular las medidas. Nótese que el gran inconveniente de las medidas simuladas en aquellos años, era que dependían del modelo de absorción utilizado. Al no existir demasiado acuerdo entre los diferentes autores, los resultados podían diferir considerablemente, aun en el caso de que sólo se utilizaran para seleccionar longitudes de onda con diferente absorción total (Anding y Kauth (1970), Maul y Sidran (1972), Anding y Kauth (1972)).

Con los trabajos descritos anteriormente estaban sentadas las bases que condujeron a McMillin en 1975 a la formulación del principio de absorción

diferencial. En su artículo mostraba que el fundamento físico en que basaron sus trabajos los autores anteriores era el mismo, independientemente si usaban un método con dos longitudes de onda diferentes o dos ángulos diferentes.

Antes de proceder al desarrollo del método de absorción diferencial debemos hacer una consideración básica. En principio, y siguiendo los trabajos de todos los autores ya citados, la superficie objeto de observación por parte de los sensores remotos a bordo de los satélites, será la superficie del mar. Según Masuda *et al.* (1988), la emisividad de la superficie del mar puede considerarse constante y próxima a la unidad para longitudes de onda correspondientes a las ventanas atmosféricas en el infrarrojo-térmico. Así pues, estamos en condiciones de despreciar el efecto de la emisividad en la medida de la temperatura de la superficie del mar, y suponer que es una superficie llana y homogénea con un comportamiento cercano al de un cuerpo negro.

El principio de absorción diferencial establece que la atenuación sufrida por la radiancia emitida por la superficie del mar,  $R$ , al atravesar la atmósfera es proporcional a la diferencia de radiancias medidas para un mismo punto de la superficie, a dos longitudes de onda o dos ángulos de visión diferentes,  $R_i$  y  $R_j$ :

$$R - R_i = \gamma [R_j - R_i] \quad (3.27)$$

donde  $\gamma$  es el coeficiente de proporcionalidad que depende de las transmisividades atmosféricas en las condiciones  $i$  y  $j$  (McMillin, 1975; McMillin y Crosby, 1984). Aunque a continuación derivaremos la expresión (3.27), esta ha sido presentada previamente para enfatizar la simplicidad del resultado final, que nos permite corregir la radiancia de la superficie del efecto atmosférico disponiendo únicamente de medidas desde satélite.

Siguiendo a McMillin (1971, 1975) vamos a demostrar el principio de absorción diferencial. Supongamos que la superficie es un cuerpo negro, y que la medida se realiza en canales con anchos de banda espectral suficientemente estrechos para considerar a los mismos caracterizados por una longitud de onda

central  $\lambda$ . La radiancia registrada por un sensor puede expresarse por medio de la ecuación de transferencia radiativa siguiente:

$$R(\lambda) = B_\lambda(T) \cdot \tau_\lambda(\theta) + R_\lambda^\uparrow(\theta) \quad (3.28)$$

donde  $R_\lambda^\uparrow(\theta)$ , es la radiancia emitida por la atmósfera hacia arriba y viene dada por la expresión

$$R_\lambda^\uparrow(\theta) = \int_0^h B_\lambda[T(z)] \cdot \frac{\partial \tau_\lambda(z, h, \theta)}{\partial z} \cdot dz \quad (3.29)$$

La resolución de esta integral no es trivial y debemos hacer algunas consideraciones previas. Como vemos, la radiancia atmosférica ascendente depende de la temperatura de la atmósfera a través de la función de Planck. En principio, esta dependencia puede ser complicada, sin embargo, en la región espectral considerada y a intervalos de temperatura pequeños podemos hacer algunas simplificaciones. La aproximación que haremos ha sido sugerida por McMillin y Crosby (1984), y consiste en la linealización de la función de Planck, esto es, el desarrollo en series de Taylor de primer orden de  $B_\lambda(T(z))$  alrededor de una temperatura de referencia. Esta es una buena aproximación para el cálculo de la radiancia ascendente, ya que la mayor contribución a esta proviene de las capas más bajas de la atmósfera, donde se encuentra concentrada la mayor cantidad de vapor de agua. Esto conduce a suponer que no habrá demasiadas diferencias entre las temperaturas,  $T(z)$ , involucradas en el cálculo de la radiancia ascendente. Sea  $T_r$ , una temperatura de referencia con un valor parecido al de las capas bajas de atmósfera, el desarrollo de Taylor de primer orden de la función de Planck viene dado por

$$B_\lambda[T(z)] \approx B_\lambda(T_r) + \left( \frac{\partial B_\lambda(T)}{\partial T} \right)_{T_r} \cdot (T(z) - T_r) \quad (3.30)$$

Volvamos ahora a la expresión (3.29) y fijémonos en el segundo término del producto integrando. Si consideramos que en la región del infrarrojo-térmico donde trabajamos, la absorción atmosférica se debe casi por completo al vapor de agua y despreciamos el efecto del resto de gases atmosféricos, la transmisividad,  $\tau_\lambda(z, h, \theta)$ , se puede expresar como

$$\tau_\lambda(z, h, \theta) = \exp\left(-K_\lambda \cdot W(z, h) \cdot (\sec \theta)^n\right) \quad (3.31)$$

tal que  $W(z, h)$  es el contenido total de vapor de agua de una columna vertical de base unidad extendida entre las alturas  $z$  y  $h$ :

$$W(z, h) = \int_z^h \rho(z') \cdot dz' \quad (3.32)$$

$K_\lambda$  es el coeficiente de absorción medio de la atmósfera, y  $n$  es un parámetro que depende de la longitud de onda y condiciones atmosféricas. Según esto, para una ventana atmosférica con absorción débil, (3.31) se puede aproximar por

$$\tau_\lambda(z, h, \theta) \approx \left(1 - K_\lambda \cdot W(z, h) \cdot (\sec \theta)^n\right) \quad (3.33)$$

A partir de (3.32) y (3.33) obtenemos que la derivada de la transmisividad respecto de la altura es

$$\frac{\partial \tau_\lambda(z, h, \theta)}{\partial z} = \frac{\partial \tau_\lambda(z, h, \theta)}{\partial W(z, h)} \cdot \frac{\partial W(z, h)}{\partial z} = K_\lambda \cdot \rho(z) \cdot (\sec \theta)^n \quad (3.34)$$

De forma que, sustituyendo (3.30) y (3.34) en (3.29), y resolviendo la integral, la radiancia atmosférica ascendente en la dirección de  $\theta$  se puede aproximar por la siguiente expresión,

$$R_\lambda^\uparrow(\theta) \approx B_\lambda(T_a^\uparrow) \cdot K_\lambda \cdot W \cdot (\sec \theta)^n = B_\lambda(T_a^\uparrow) \cdot (1 - \tau_\lambda(\theta)) \quad (3.35)$$

donde  $T_a^\uparrow$  es la temperatura radiativa efectiva de la atmósfera en la dirección ascendente, que viene definida por

$$T_a^\uparrow = \frac{\int_0^h T(z) \cdot \rho(z) \cdot dz}{W} \quad (3.36)$$

y  $W$  ( $\text{gcm}^{-2}$ ) la cantidad total de vapor de agua en la atmósfera.  $T_a^\uparrow$  es la temperatura a la que se puede considerar que está emitiendo la atmósfera en su conjunto, teniendo en cuenta que la emisividad de la atmósfera es  $(1 - \tau_\lambda(\theta))$ .

Introduciendo (3.35) en (3.28), la ecuación de transferencia radiativa que rige la radiancia medida por un sensor remoto (3.28) podremos expresarla más sencillamente mediante

$$R(\lambda) = B_\lambda(T) \cdot \tau_\lambda(\theta) + B_\lambda(T_a^\uparrow) \cdot (1 - \tau_\lambda(\theta)) \quad (3.37)$$

Seguendo a McMillin (1975), si se usan medidas a diferentes longitudes de onda, se debe obtener la dependencia de la radiancia y la función de Planck con la longitud de onda. Para dos longitudes de onda en la ventana 10-13  $\mu\text{m}$  esto se puede lograr haciendo un desarrollo en serie de Taylor de la función de Planck en la longitud de onda para obtener

$$B_\lambda(T) \approx B_{\lambda_r}(T) + \frac{\partial B_\lambda(T)}{\partial \lambda} \cdot (\lambda - \lambda_r) \quad (3.38)$$

donde  $\lambda_r$  es una longitud de onda de referencia. De la misma manera se puede desarrollar la radiancia y  $B_\lambda(T_a^\uparrow)$ . Para medidas realizadas dentro de la ventana atmosférica considerada, los valores de las temperaturas dadas por  $R(\lambda)$ ,  $T$  y la temperatura media de la atmósfera son próximos entre si. Además, la dependencia de  $\partial B_\lambda(T)/\partial \lambda$  con la temperatura es pequeña, de forma que si  $\lambda$  y  $\lambda_r$  están

suficientemente próximas entre si, es posible despreciar la dependencia de  $\partial B_\lambda(T)/\partial \lambda$  con la temperatura obteniendo

$$R_i(\lambda_r) \approx B_{\lambda_r}(T) \cdot \tau_{\lambda_i}(\theta) + B_{\lambda_r}(T_a^\uparrow) \cdot (1 - \tau_{\lambda_i}(\theta)) \quad (3.39)$$

donde  $R_i(\lambda_r)$  es la radiancia medida a la longitud de onda  $\lambda_i$  que tiene la misma temperatura aparente que la radiancia medida a  $\lambda_r$ . Para obtener la corrección atmosférica, es necesario disponer de dos medidas con diferentes cantidades de absorción e iguales valores de temperatura media atmosférica. Considerando dos longitudes de onda próximas entre si,  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$ , y cercanas a  $\lambda_r$ , si hacemos  $\lambda_r$  igual a  $\lambda_1$ , podremos escribir, a partir de (3.39), las dos ecuaciones

$$R_1(\lambda_1) \approx B_{\lambda_1}(T) \cdot \tau_{\lambda_1}(\theta) + B_{\lambda_1}(T_a^\uparrow) \cdot (1 - \tau_{\lambda_1}(\theta)) \quad (3.40a)$$

$$R_2(\lambda_1) \approx B_{\lambda_1}(T) \cdot \tau_{\lambda_2}(\theta) + B_{\lambda_1}(T_a^\uparrow) \cdot (1 - \tau_{\lambda_2}(\theta)) \quad (3.40b)$$

Si los procesos de absorción en las dos longitudes de onda consideradas son similares,  $T_a^\uparrow$  será independiente de las mismas y la podremos eliminar de las expresiones (3.40a) y (3.40b) para obtener

$$B_{\lambda_1}(T) \approx R_1(\lambda_1) + \frac{1 - \tau_{\lambda_1}(\theta)}{\tau_{\lambda_1}(\theta) - \tau_{\lambda_2}(\theta)} \cdot [R_1(\lambda_1) - R_2(\lambda_1)] \quad (3.41)$$

que como vemos es la misma expresión que presentamos cuando enunciamos el principio de absorción diferencial, (3.27), con  $\gamma = \frac{1 - \tau_{\lambda_1}(\theta)}{\tau_{\lambda_1}(\theta) - \tau_{\lambda_2}(\theta)}$ .

La expresión (3.41) relaciona las radiancias medidas por un satélite a dos longitudes de onda diferentes con la radiancia emitida por la superficie con una temperatura T. Para convertir estas radiancias en temperaturas y obtener de esta

forma la versión básica de un algoritmo de tipo split-window, es necesario tener en cuenta la linealización de la función de Planck respecto a la temperatura, que será válida, como hemos comentado anteriormente, para intervalos pequeños de temperatura, esto es, 10 o 15 K. Esta suposición es adecuada para todas las temperaturas involucradas en la ecuación de transferencia radiativa de partida, es decir, la verdadera temperatura de la superficie,  $T$ , las temperaturas aparentes registradas a cada longitud de onda,  $T_i$  ( $i = 1,2$ ) y la temperatura media atmosférica,  $T_a^\uparrow$ . Con esta simplificación podemos escribir la ecuación split-window, a partir de (3.41), como

$$T = T_1 + \gamma \cdot (T_1 - T_2) \quad (3.42)$$

La ecuación (3.42) podemos re-escribirla como

$$T - T_1 = \gamma \cdot (T_1 - T_2) \quad (3.43)$$

Si denominamos a la diferencia ( $T_1 - T_2$ ) como  $\Delta T$ , la ecuación (3.43) puede verse como un término simple de un desarrollo más general (McMillin y Crosby, 1984) dado por

$$T - T_1 = a_0 + a_1 \cdot \Delta T + a_2 \cdot \Delta T^2 + a_3 \cdot \Delta T^3 + \dots \quad (3.44)$$

Hasta ahora solamente hemos considerado dos medidas simultáneas para obtener la temperatura de la superficie desde satélite. Resulta evidente pensar que si dispusiésemos de muchas más, el efecto atmosférico podría ser corregido mejor aún. Así pues, si tenemos  $n$  medidas simultáneas tomadas desde satélite, podremos escribir (Deschamps y Phulpin, 1980)

$$T = a_0 + \sum_{i=1}^n a_i \cdot T_i \quad (3.45)$$

donde se ha expresado la temperatura de la superficie,  $T$ , como una combinación lineal de  $n$  temperaturas aparentes tomadas desde satélite,  $T_i$ . Los coeficientes  $a_i$  están relacionados con la transmisividad de la atmósfera en los canales utilizados.

### 3.3 Modelo operativo propuesto

Para obtener el algoritmo de split-window partiremos de la ecuación (3.37), que nos da la radiancia monocromática medida por el sensor de un satélite. Considerando que el canal de un sensor remoto esta caracterizado por una función respuesta espectral y no por una única longitud de onda, la expresión (3.37) puede ser convertida, según las magnitudes espectrales medidas por el canal  $i$  como,

$$B_i(T_i) = B_i(T) \cdot \tau_i(\theta) + B_i(T_{ai}^\uparrow) \cdot (1 - \tau_i(\theta)) \quad (3.46)$$

La transformación de la expresión (3.46), que relaciona radiancias, a una ecuación donde aparezcan temperaturas requiere de la aplicación de la linealización de la función de Planck, análogamente a como hicimos en la conversión de (3.41) en (3.42). De esta forma quedaría

$$T - T_i = \frac{1 - \tau_i(\theta)}{\tau_i(\theta)} \cdot (T_i - T_{ai}^\uparrow) \quad (3.47)$$

Escribiendo ahora la ecuación (3.47) para cada uno de los canales infrarrojo-térmicos de los satélites NOAA situados en la misma ventana atmosférica, esto es, canales 4 y 5 del AVHRR, y restando una de la otra, obtenemos

$$T = T_4 + A \cdot (T_4 - T_5) + B \quad (3.48)$$

donde los coeficientes  $A$  y  $B$  han sido deducidos suponiendo que las temperaturas medias atmosféricas,  $T_{a4}^\uparrow$  y  $T_{a5}^\uparrow$ , no son iguales. Las expresiones correspondientes a estos coeficientes son

$$A = \frac{1 - \tau_4(\theta)}{\tau_4(\theta) - \tau_5(\theta)} \quad (3.49)$$

$$B = -\frac{(1 - \tau_4(\theta)) \cdot (1 - \tau_5(\theta))}{(\tau_4(\theta) - \tau_5(\theta))} \cdot (T_{a4}^{\uparrow} - T_{a5}^{\uparrow}) \quad (3.50)$$

Nótese que la expresión (3.48) sería la misma que (3.42) si hubiésemos considerado, como en aquel caso, la aproximación de que las temperaturas medias atmosféricas para ambos canales fuesen iguales. Pero esta identidad no se mantiene en muchas condiciones atmosféricas y por eso es más correcto expresar la ecuación split-window para la superficie del mar como (3.48). La expresión teórica del coeficiente  $B$  fue deducida por primera vez por Maul (1983) mientras que el  $A$  coincide con el dado por McMillin (1975), denominado  $\gamma$  en la expresión (3.43).

Es importante resaltar la dependencia de los coeficientes de split-window con las transmisividades atmosféricas y el ángulo de observación, además de la dependencia existente entre la diferencia de las temperaturas atmosféricas medias y el coeficiente  $B$ . Esta íntima relación con la transmisividad se traduce, en definitiva, en una dependencia con la humedad atmosférica, que como ya hemos comentado es el factor determinante a la hora de una buena corrección del efecto atmosférico sobre las medidas de temperatura desde satélite. Algunos autores han realizado estudios en este sentido, encontrando relaciones muy interesantes entre la cantidad de vapor de agua que existe en la atmósfera y los coeficientes  $A$  y  $B$  (Minnet, 1990; Sobrino *et al.*, 1993; Coll y Caselles, 1994).

La variabilidad atmosférica mostrada por estos coeficientes nos alerta sobre el uso de algoritmos lineales, con coeficientes constantes, en áreas de condiciones climáticas particulares. Llewellyn-Jones *et al.* (1984) encontraron desviaciones de 0,4 K cuando aplicaban un algoritmo global a un conjunto de datos de Latitudes Medias. Así, no es recomendable el uso de algoritmos lineales globales en estudios regionales, ya que cabe esperar una cierta degradación de los

resultados en áreas tales como las Islas Canarias, para la cual los coeficientes pueden ser inadecuados e inexactos.

El modelo de split-window propuesto por nosotros para la determinación de la temperatura de la superficie del mar retiene, en sus coeficientes, la dependencia con la transmisividad atmosférica a través de la cantidad total de vapor de agua atmosférico, pudiendo expresarlo de forma general como

$$T = T_4 + A(W) \cdot (T_4 - T_5) + B(W, \theta) \quad (3.51)$$

donde se puede observar que los coeficientes  $A$  y  $B$  son variables, dependientes del vapor de agua, y en el caso del coeficiente  $B$ , existe además dependencia con el ángulo de observación  $\theta$ . La justificación de la forma elegida para este algoritmo será explicada y deducida con detalle en el siguiente capítulo.

Para finalizar este apartado debemos hacer notar la importancia del método de corrección atmosférica alcanzado. El algoritmo propuesto, será desarrollado con el objeto de producir estimaciones precisas de la temperatura superficial del mar para el área del Archipiélago Canario, zona de interés en el presente trabajo, sin embargo, su aplicación a cualquier región de Latitudes Medias o Tropicales debe dar resultados satisfactorios, dada la adaptabilidad de sus coeficientes a cualquier condición atmosférica con un contenido mínimo de vapor de agua.

### 3.4 Determinación del vapor de agua

El algoritmo presentado teóricamente en el apartado anterior contempla la variabilidad atmosférica implícitamente a través de sus coeficientes, pero sólo será operativo si disponemos únicamente de medidas desde satélite para la determinación de la temperatura de la superficie del mar. Aquí surge la búsqueda de alternativas a los radiosondeos tradicionales para la determinación de la

cantidad total de vapor de agua en la atmósfera que nos permitan estimar en cada momento, los coeficientes de la expresión (3.51) para cada elemento o píxel de una imagen de satélite.

El vapor de agua atmosférico ha sido determinado desde hace algunos años, por diferentes técnicas que utilizan datos de teledetección. La combinación de la información procedente de los instrumentos montados a bordo de los satélites NOAA, especialmente los sensores del TOVS, ha permitido desarrollar diferentes métodos de obtención de este constituyente además de otros parámetros atmosféricos. Los dos procedimientos más usados en la actualidad por gran parte de la comunidad científica dedicada a estos aspectos son el ITPP (International TOVS Processing Package) desarrollado por Smith *et al.*, (1985) y el 3I (Improved Initialisation Inversion Method) descrito en Chedin *et al.*, (1985b). El primero de ellos calcula la cantidad total de agua precipitable, los perfiles verticales de temperatura y la temperatura de la piel de la superficie simultáneamente mediante una resolución física de la ecuación de transferencia radiativa, por su parte, el 3I es un procedimiento que utiliza una metodología físico-estadística para obtener parámetros meteorológicos similares al anterior. Ambos serán descritos con más detalle en el siguiente capítulo.

Otros autores han propuesto métodos más sencillos, basados en algoritmos simples, para estimar únicamente el contenido total de vapor de agua. Prabhakara *et al.*, (1979), Chester *et al.*, (1983) y Dalu (1986) usaron el principio de absorción diferencial entre dos canales infrarrojos en la misma ventana atmosférica (8-13  $\mu\text{m}$ ) con este fin. Por otra parte, Schluessel (1989) obtuvo el contenido de vapor de agua mediante la sinergia de los datos del AVHRR con los del HIRS. En su trabajo, muestra las mejoras obtenidas con la adición en las regresiones, de las temperaturas radiométricas de los canales 4 y 5 del AVHRR con respecto a aquellas en las que sólo consideraba los datos del HIRS, con ello consiguió un error de sólo 0,3  $\text{g}/\text{cm}^2$  con observación vertical sobre los océanos.

En el presente trabajo, se ha desarrollado un método alternativo para la determinación del vapor de agua,  $W$ , utilizando únicamente las temperaturas

radiométricas de tres canales infrarrojos del HIRS. Estos canales son el 8, 11 y 12 y la expresión que los relaciona es,

$$W = a \cdot (TH_8 - TH_{11}) + b \cdot (TH_{11} - TH_{12}) \quad (3.52)$$

donde  $TH_i$  son la temperaturas radiométricas correspondientes a los respectivos canales. Los valores de los coeficientes, así como la explicación de la expresión (3.52) se deducirá en el capítulo siguiente, donde veremos las mejoras obtenidas con respecto a los trabajos publicados anteriormente por otros autores y por nosotros mismos (Arbelo *et al.*, 1995d).

# ANÁLISIS Y DETERMINACIÓN DE LOS COEFICIENTES SPLIT-WINDOW

En este Capítulo analizaremos los coeficientes variables de la ecuación split-window expuesta en el Capítulo anterior, justificando la forma de las expresiones que dan lugar a los mismos. La dependencia de estos coeficientes con el contenido total en vapor de agua atmosférico, nos conduce a la búsqueda del mejor método de estimación de este parámetro para la zona de Canarias, por lo que presentaremos todas las técnicas desarrolladas con este objetivo, y la intercomparación de los resultados obtenidos. Mostraremos las ventajas e inconvenientes de la utilización de los datos de radiosondeos, de la información de los canales 4 y 5 del AVHRR, de la sinergia de datos AVHRR y TOVS y de procedimientos físico-estadísticos complejos. Dedicaremos la última parte del Capítulo a señalar la mejora conseguida en la determinación de la temperatura superficial del mar cuando estimamos la cantidad de vapor de agua a partir del algoritmo regional desarrollado a tal efecto.

## 4.1 Determinación de los coeficientes A y B

En esta sección vamos a determinar los coeficientes variables,  $A$  y  $B$ , de la ecuación de split-window (3.51) presentada en el capítulo anterior. Para ello nos basaremos en el estudio realizado por Coll y Caselles (1994) sobre la influencia de los constituyentes atmosféricos en la ecuación de split-window.

Coll y Caselles (1994) obtuvieron los coeficientes teóricos  $A$  y  $B$  dados por las expresiones (3.49) y (3.50) para un conjunto de perfiles atmosféricos de Latitudes Medias, con un contenido en vapor de agua que variaba desde 0,3 a 3,3 g/cm<sup>2</sup>, mediante la utilización del código de transferencia radiativa LOWTRAN 7 (Kneizys *et al.*, 1988). Las simulaciones se llevaron a cabo suponiendo observación vertical y considerando dos casos diferentes, esto es, una atmósfera constituida solamente por vapor de agua y otra atmósfera que contenía todos los gases atmosféricos. En sus Figuras 1 y 2 se pueden observar los resultados obtenidos para ambos coeficientes en función de la cantidad de vapor de agua. Cuando se considera sólo vapor de agua, el coeficiente  $A$  muestra una dependencia lineal con este componente, tomando valores que van de 1,5 para atmósferas secas hasta 3,0 para atmósferas con alto contenido en humedad. Sin embargo, cuando se tiene en cuenta el resto de gases atmosféricos (CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, ...), el comportamiento del coeficiente  $A$  frente al vapor de agua es muy diferente, tomando valores grandes para atmósferas secas ( $W < 0,5$  g/cm<sup>2</sup>), ya que en este caso, las transmisividades en los canales 4 y 5 del AVHRR llegan a ser muy parecidas como consecuencia de un diferente mecanismo de absorción atmosférica, no debido al continuo del vapor de agua, sino al resto de gases fijos. Saunders y Edwards (1989) ya estudiaron este hecho encontrando que la absorción debida a los gases fijos, especialmente el dióxido de carbono, era mayor en el canal 4 que en el 5, lo que explica los valores elevados de  $A$ .

Arbelo *et al.* (1996a) evitaron el problema matemático que suponía la no linealidad del coeficiente  $A$  con el contenido en vapor de agua atmosférico,

tomando solamente los valores a partir de  $1 \text{ g/cm}^2$ , y obtuvieron el ajuste lineal dado por la siguiente relación (Figura 1),

$$A(W) = 1,95 + 0,33 \cdot W \quad (4.1)$$

con un coeficiente de correlación de 0,962 y un error estándar de estimación de 0,08.

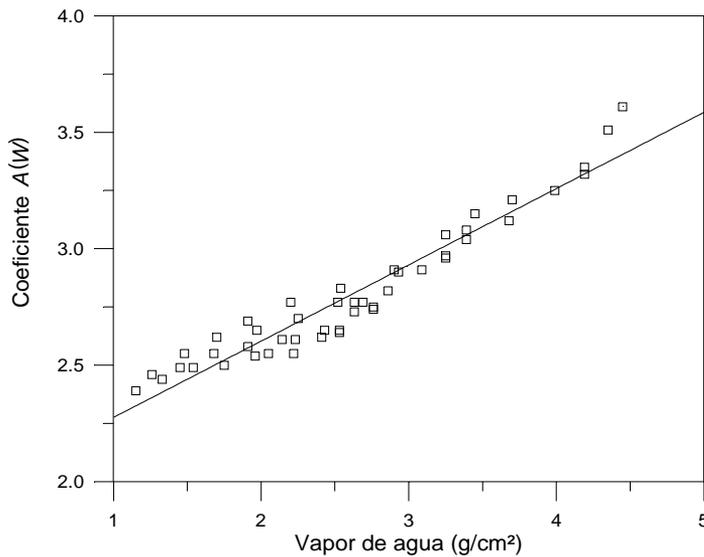


Figura 1. Coeficiente  $A(W)$  como una función del contenido en vapor de agua,  $W$ , para un conjunto de datos de radiosondeos. Todos los gases atmosféricos han sido tenidos en cuenta.

Analicemos ahora el comportamiento del coeficiente  $B$ . Para una atmósfera compuesta solamente por vapor de agua, la diferencia entre las temperaturas medias atmosféricas de ambos canales,  $T_{a4}^{\uparrow}$  y  $T_{a5}^{\uparrow}$ , es positiva. En el caso de atmósferas secas se puede demostrar que esta diferencia es muy pequeña, pero cuando va aumentando el contenido en vapor de agua atmosférico también aumenta la diferencia entre las temperaturas  $T_{a4}^{\uparrow}$  y  $T_{a5}^{\uparrow}$ , pudiendo tomar valores de aproximadamente 1 K. Como consecuencia de esto, el coeficiente  $B$

toma valores negativos relativamente altos, del orden de -1,5 K, en estas condiciones. En el caso que considerásemos una atmósfera con todos los gases, el efecto de estos predomina siempre que el contenido de humedad atmosférica sea bajo, provocando valores negativos en la diferencia de las temperaturas medias atmosféricas en cada canal, con valores de aproximadamente 0,5 K para el coeficiente  $B$  (ver Figura 2 de Coll y Caselles, 1994). Por el contrario, si la humedad atmosférica es grande, la diferencia entre  $T_{a4}^{\uparrow}$  y  $T_{a5}^{\uparrow}$  vuelve a ser positiva, conduciendo a valores negativos del coeficiente  $B$ , si bien, algo más bajos que cuando suponíamos una atmósfera constituida exclusivamente por vapor de agua. A partir de este razonamiento y usando los valores dados por Coll y Caselles (1994), Arbelo *et al.* (1996a) encontraron una relación cuadrática entre el coeficiente  $B$  y el vapor de agua,  $W$ . Además, los coeficientes de esta relación no eran constantes, como habían propuesto previamente Arbelo *et al.* (1995a), sino que dependían del ángulo cenital de observación del satélite,  $\theta$ , de forma que se obtenía la siguiente relación (Figura 2)

$$B(W, \theta) = B_0(\theta) + B_1(\theta) \cdot W + B_2(\theta) \cdot W^2 \quad (4.2)$$

donde

$$B_0(\theta) = -0,21 + 0,4091 \cdot \sec \theta \quad (4.2a)$$

$$B_1(\theta) = -0,0364 + 0,0888 \cdot \sec \theta \quad (4.2b)$$

$$B_2(\theta) = -0,2219 + 0,0748 \cdot \sec \theta \quad (4.2c)$$

con un coeficiente de correlación de 0,955 y un error estándar de estimación de 0,16 K.

Las ecuaciones (4.1) y (4.2) son válidas para  $1 \leq W \leq 5 \text{ g/cm}^2$ ; el ángulo de observación se incluyó para incrementar el intervalo de validez de las ecuaciones (4.1) y (4.2), ya que Coll y Caselles (1994) sólo habían considerado observaciones al nadir en sus cálculos.

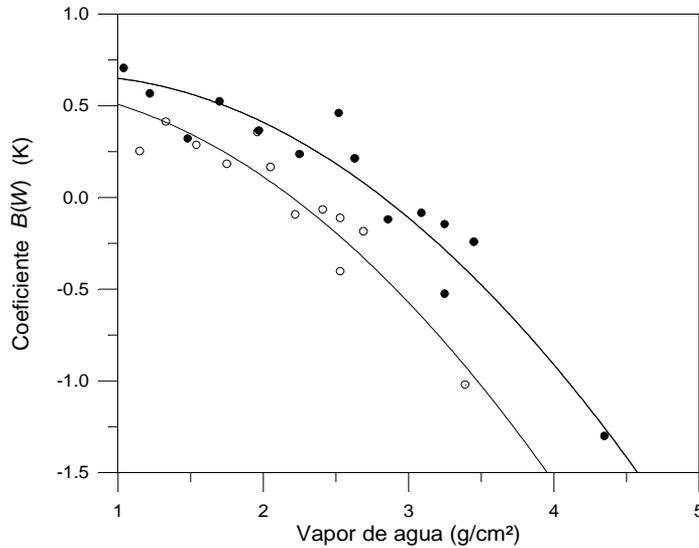


Figura 2. Coeficiente  $B(W, \theta)$  en función del contenido en vapor de agua,  $W$ . Todos los gases atmosféricos han sido tenidos en cuenta.  $\circ \theta = 11,6^\circ$   $\bullet \theta = 40,3^\circ$ .

## 4.2 Métodos de determinación del vapor de agua

Una vez obtenidas las expresiones correspondientes a los coeficientes variables del algoritmo de split-window, (ecuación 3.51), propuesto en el capítulo anterior, necesitamos ahora encontrar un procedimiento eficaz, operativo y adecuado para la determinación del contenido total en vapor de agua atmosférico que nos permita obtener la cantidad de este componente de la atmósfera, con la misma resolución espacial (1,1 km) que los datos de temperatura de los canales 4 y 5 del AVHRR. Nuestros trabajos nos condujeron a proponer la expresión (3.52) dada en el apartado 3.4, pero antes de desarrollar y analizar esa relación, consideremos otras alternativas al método propuesto, estudiando las ventajas e inconvenientes que conlleva su aplicación.

### 4.2.1 Datos de radiosondeos

El Instituto Nacional de Meteorología (I. N. M.) dispone de una estación de lanzamiento de radiosondas en Santa Cruz de Tenerife. Este es el único emplazamiento en Canarias desde el que se envían globos provistos de los sensores de temperatura, presión y humedad adecuados para el conocimiento de la estructura vertical de la atmósfera. Estos dispositivos pueden alcanzar alturas de 30 km y superiores. Cada día son lanzados dos, uno a las 12:00 y el otro a las 00:00 horas aproximadamente, y la información que generan es incorporada a la red que coordina la Organización Meteorológica Mundial (OMM) para la elaboración de mapas de predicción y previsión del tiempo.

Los datos suministrados por los radiosondeos permiten la determinación de la cantidad total de vapor de agua que existe en la atmósfera, sin embargo, al tratarse de datos representativos de un área mas o menos pequeña, que podríamos estimar en unos 100 km a la redonda, y limitados en el tiempo cada doce horas, no satisfacen nuestra necesidad de información sobre todo el archipiélago y especialmente a la hora de paso del satélite. Aun y así, es interesante presentar cómo se calcula el contenido en vapor de agua a partir de los perfiles obtenidos, ya que esta información ha sido utilizada continuamente durante la elaboración del trabajo que se presenta en esta Memoria, y será muy valiosa a la hora de generar y validar el algoritmo que proponemos para obtener el vapor de agua con datos de satélite.

La cantidad total de vapor de agua contenida en un elemento diferencial de altura de una columna vertical de base unidad en la atmósfera, podremos escribirla como

$$dW_z = \rho(z) \cdot dz \quad (4.3)$$

donde  $\rho(z)$  es la densidad de vapor de agua existente a la altura  $z$  (m). Si extendemos ahora esa expresión a toda la altura de la atmósfera, el contenido total de vapor de agua,  $W$  dado en  $\text{g/cm}^2$ , se puede calcular por medio de la integral

$$W = \int_0^h \rho(z') \cdot dz' \quad (4.4)$$

La expresión (4.4) nos permite determinar la cantidad total de vapor de agua en la atmósfera siempre y cuando conozcamos la densidad de este componente a las diferentes alturas. Los radiosondeos suministrados por el I. N. M. no contienen este parámetro directamente, por lo que tendrá que ser estimado a partir de las medidas de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), humedad relativa (%), presión (mb) y altura (m) dadas por los sensores de las radiosondas.

Hay muchas maneras diferentes de calcular el vapor de agua total, nosotros presentaremos aquí la desarrollada por Arbelo *et al.* (1992a), que ha sido adoptada después por el I. N. M. en Santa Cruz de Tenerife para completar su base de datos climatológicos.

Según la Ley de Dalton de las presiones parciales, la relación que existe entre la presión total del aire atmosférico,  $P$ , y la presión parcial del vapor de agua,  $e$ , viene expresada por

$$\frac{e}{P} = \frac{n_W}{n_T} \quad (4.5)$$

donde  $n_W$  y  $n_T$ , son el número de moles de vapor de agua y el número de moles totales en el aire atmosférico respectivamente. Por otro lado, si consideramos al aire de la atmósfera como un gas ideal, el número de moles totales se puede determinar, con buena aproximación, a partir de la ecuación de los gases ideales, mientras que el número de moles de vapor de agua se puede expresar como  $n_W = m_W / 18.016$ , donde el denominador es la peso molecular del agua. Con

estas consideraciones sobre la expresión (4.5), la densidad de vapor de agua en g/cm<sup>2</sup>m se puede escribir como

$$\rho(z) = \frac{1,8016 \cdot e}{R \cdot T} \quad (4.6)$$

donde  $R$  es la constante universal de los gases ( $R = 0,08206$  atm lt / mol K),  $T$  es la temperatura en kelvin y  $e$ , la presión de vapor de agua dada en atmósferas.

La presión de vapor de agua,  $e$ , está relacionada con la humedad relativa,  $H$ , parámetro medido en los radiosondeos, a través de la presión de vapor de saturación,  $e_s$ , mediante la expresión

$$e = \frac{H}{100} \cdot e_s(T) \quad (4.7)$$

donde ambas presiones vienen representadas en milibares y  $e_s(T)$  depende de la temperatura exponencialmente como se observa en la Figura 3. Esta dependencia ha sido obtenida empíricamente por Saucier (1983):

$$e_s(T) = \exp[1,81638 + 0,071676 \cdot T - 0,00038948 \cdot T^2] \quad (4.8)$$

Sustituyendo (4.8) en (4.7) y esta en (4.6), ya estamos en disposición de poder calcular la cantidad total de vapor de agua que hay en una columna vertical de base unidad (1 cm<sup>2</sup>), dada por la integral (4.4) y utilizando solamente, datos proporcionados por los radiosondeos. Nótese que las magnitudes que se utilizan en la integración a toda la atmósfera, hacen referencia a las magnitudes medias de cada una de las capas en las que se divide la misma, que vienen dadas por los valores tomados por los sensores de la radiosonda en su ascensión. Así, a modo de ejemplo, la temperatura de la primera capa o elemento diferencial de altura, vendrá dado por la primera temperatura tomada más la segunda dividido por dos, y análogamente para la presión de vapor.

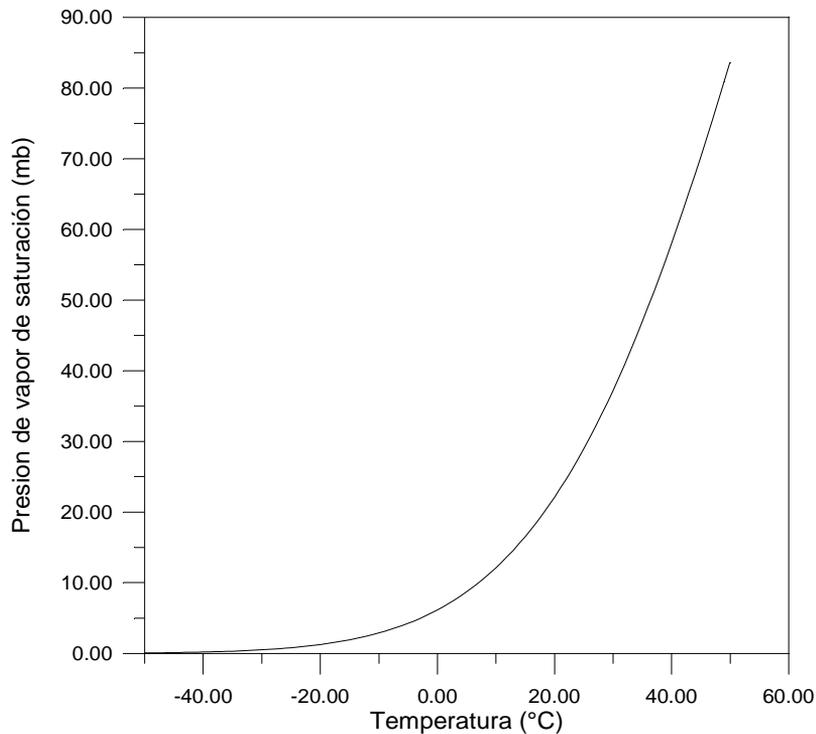


Figura 3. Variación exponencial de la presión de vapor de saturación del vapor de agua atmosférico,  $e_s(T)$ , con la temperatura.

El dato del contenido total en vapor de agua de la atmósfera, determinado mediante la técnica antes descrita puede ser considerado siempre como valor de referencia o validación de cualquier otra metodología que tenga como fin la obtención del mismo elemento atmosférico, a pesar de los errores que se cometen con esta técnica. Sin embargo, su aplicación operativa en un algoritmo para la determinación de la temperatura superficial del mar, como el que proponemos en la ecuación (3.51), resulta del todo impensable. El área de interés de este trabajo cubre todas las aguas oceánicas que rodean al Archipiélago Canario, mientras que, como ya hemos comentado, la validez de los datos de radiosondeos está restringida a unos pocos kilómetros cuadrados, especialmente en una zona como esta, caracterizada por su diversidad microclimática. Por lo tanto, a no ser que nuestro interés se centre exclusivamente en la región marina definida por los datos

del radiosondeo lanzado desde Santa Cruz de Tenerife, la aplicación de este método para obtener los coeficientes de split-window (4.1) y (4.2) es rechazada.

En algunas regiones del Planeta, es usual el lanzamiento de radiosondas por parte de buques oceanográficos o estaciones meteorológicas fijas situadas en alta mar. Durante algunas campañas oceanográficas (Schluessel *et al.*, 1987; Minnet, 1990), también suelen programarse radiosondeos atmosféricos. En estas ocasiones, el algoritmo propuesto sería operativo con los datos de vapor de agua que puedan extraerse de esas medidas. Lamentablemente, no se da ninguna de las dos situaciones anteriores en nuestro entorno, aunque es un objetivo de nuestro grupo promover este tipo de acciones en el futuro.

#### 4.2.2 Canales 4 y 5 del AVHRR

Una aproximación simple al problema de la determinación del contenido total en vapor de agua, se basa en la diferencia entre las temperaturas de los canales 4 y 5 del AVHRR. La distinta absorción a que están sometidos estos canales, situados en la misma ventana atmosférica, los hace adecuados para este propósito, si bien, los resultados obtenidos hasta este momento, con errores del orden de  $0,5 \text{ g/cm}^2$  sobre la superficie del mar (Prabhakara *et al.*, 1979; Chester *et al.*, 1983; Dalu, 1986), resultan elevados para nuestro objetivo. Dado que los métodos propuestos por los autores anteriores han sido desarrollados para unas condiciones globales, no contemplando regiones geográficas o épocas del año particulares, nosotros hemos optado por la elaboración de una técnica análoga a la descrita por Dalu (1986) pero optimizándola, de forma que se reduzca el error en la determinación del vapor de agua para la región objeto de estudio, Canarias.

Para el desarrollo del algoritmo de determinación del vapor de agua desde satélite que propondremos en este apartado, hemos calculado teóricamente las temperaturas radiométricas de los canales 4 y 5 del AVHRR de acuerdo con la ecuación de transferencia radiativa. Hemos usado el modelo de transferencia radiativa atmosférica LOWTRAN 7 para obtener las radiancias atmosféricas de los

canales 4 y 5, y a partir de ellas, derivar las temperaturas. En la simulación de estas medidas de satélite se ha utilizado el mismo conjunto de radiosondeos descritos en Arbelo *et al.* (1995e), y que consiste en 30 perfiles atmosféricos, libres de nubes, obtenidos por el I. N. M. en Santa Cruz de Tenerife. Los radiosondeos presentados pertenecen al año 1994, existiendo datos de casi todos los meses del mismo que muestran la gran diversidad que caracteriza a las Islas Canarias. El contenido de vapor de agua total para este conjunto de datos varía entre 0,27 y 2,5 g/cm<sup>2</sup>. Al no disponer de las cantidades del resto de gases atmosféricos distribuidos verticalmente en cada uno de los perfiles elegidos, se ha optado por considerar que la distribución de estos componentes es la misma que la que aparece para las atmósferas estándar de latitudes medias en invierno y verano presentes en el LOWTRAN 7. La elección de invierno o verano se ha hecho, en cada caso, según su proximidad en las fechas. Se han considerado cuatro ángulos de observación diferentes, 0°, 30°, 40° y 50°, y hemos supuesto que la temperatura de la superficie coincide con la del nivel más bajo del radiosondeo, siendo el rango de temperaturas de 12,4 K, es decir, desde 289,2 hasta 301,6 K. En estas simulaciones se ha supuesto que la superficie del mar es un cuerpo negro con emisividad la unidad en los dos canales. Con estas, consideraciones disponemos de un total de 120 valores diferentes de  $T_4$  y  $T_5$  a partir de los cuales hemos obtenido la expresión que relaciona el vapor de agua,  $W$  (g/cm<sup>2</sup>), con la diferencia entre las temperaturas,  $T_4 - T_5$ , y el ángulo de observación,  $\theta$ ,

$$W = 1,699 \cdot (T_4 - T_5) \cdot \cos \theta \quad (4.9)$$

con una correlación del 98,6% y un error estándar de estimación de 0,25 g/cm<sup>2</sup> (Figura 4). En comparación con los resultados obtenidos por Dalu (1986), con un error de 0,5 g/cm<sup>2</sup>, la optimización del coeficiente que interviene en la expresión (4.9) para una región particular, parece que mejora los resultados aproximadamente en un 50%.

Los resultados obtenidos, muestran que los canales 4 y 5 del AVHRR pueden dar una estimación satisfactoria de la humedad atmosférica, a pesar de

que no fueron diseñados con este fin. El mayor inconveniente que presentan es que son muy similares y sus funciones de peso se encuentran muy próximas a la superficie, de forma que no suministran suficiente información de la cantidad de vapor de agua distribuida en las diferentes capas bajas de la misma: el canal 4 no es lo suficientemente transparente al vapor de agua como para preservar el máximo de información cerca de la superficie, y el canal 5 tiene una función de peso demasiado baja comparada con la altura típica a la que se encuentra este componente.

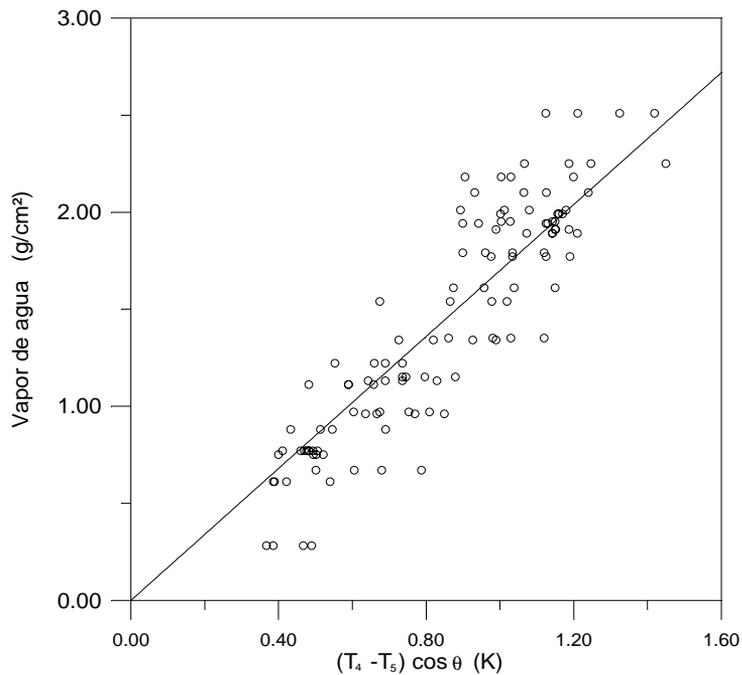


Figura 4. Contenido total en vapor de agua determinado por radiosondeos en función de la diferencia entre las temperaturas radiométricas sintetizadas de los canales 4 y 5 del AVHRR y el coseno del ángulo de observación.

### 4.2.3 Sensores MSU y HIRS

Una metodología, muy diferente hasta las ahora descritas, para la obtención del vapor de agua, es la utilización de procedimientos físico-estadísticos basados en la resolución de la ecuación de transferencia radiativa, haciendo uso de los datos generados por los sensores MSU y HIRS del sistema TOVS. Entre ellos, cabe destacar por su amplia utilización e importancia, el desarrollado por el Laboratorio de Meteorología Dinámica en colaboración con el Centro de Meteorología Espacial de Francia, denominado 3I (Improved Initialization Inversion Method) (Chedin y Scott, 1984; Chedin *et al.*, 1985a, 1985b; Scott *et al.*, 1984; Wahiche *et al.*, 1984) y el ITPP (International TOVS Processing Package), llevado a cabo por el CIMSS (Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies) de la Universidad de Wisconsin, basado en el algoritmo desarrollado por Smith *et al.*, (1985). Ambos fueron ideados con el objeto de complementar los datos que generan las estaciones meteorológicas terrenas y marinas, para ser introducidos conjuntamente en los modelos numéricos de predicción del tiempo (NWP). Por ello, estos métodos no simplemente determinan la cantidad de agua precipitable o vapor de agua, sino también, muchos otros parámetros meteorológicos y climáticos.

#### 4.2.3.1 Método 3I

Este procedimiento es un método físico-estadístico que depende de una aproximación del tipo de “reconocimiento de patrón”. La inversión de la ecuación de transferencia radiativa se realiza en dos pasos, y en ambos se utilizan las medidas de los sensores del TOVS como fuentes de datos. El primer paso invierte estas medidas de acuerdo al principio de “mejor perfil inicial” de entre una gran selección de situaciones atmosféricas archivadas por adelantado y clasificadas en grupos de acuerdo al tipo de masa de aire. Esta biblioteca de situaciones atmosféricas, denominada TIGR (TOVS Initial Guess Retrieval data set), consiste en miles de situaciones cuidadosamente muestreadas por métodos de análisis

estadístico. El conjunto seleccionado de temperaturas radiométricas servirá, en un segundo paso, para inicializar el algoritmo de inversión.

La determinación del vapor de agua se realiza para tres capas delimitadas por los niveles de presión de 1000, 800, 500 y 300 milibares, y para la columna total. Siguiendo a la inversión del perfil de temperaturas, las temperaturas radiométricas asociadas con el supuesto inicial se corrigen de las desviaciones entre el perfil de temperaturas inicial y la solución final, obteniendo con ello la cantidad de vapor de agua y la temperatura de la superficie simultáneamente.

No hemos tenido la oportunidad de utilizar, en ningún momento, el método 3I, para la determinación del vapor de agua necesario en los coeficientes variables de la ecuación de split-window que propusimos. Por el contrario, el ITPP fue el primer procedimiento que aplicamos para este fin (Arbelo *et al.*, 1996a). La razón de esta elección fue muy simple, la estación de recepción de los satélites NOAA de la que dispone nuestro grupo, quedó instalada con un software de procesamiento que incluía entre sus operaciones este paquete, por lo que continuamos con su utilización.

#### 4.2.3.2 Método ITPP

El ITPP calcula la cantidad total de agua precipitable, los perfiles de temperatura y la temperatura de la capa de piel de la superficie. Consiste en una solución física de la ecuación de transferencia radiativa, haciendo uso de todos los canales HIRS y MSU para resolver todos los parámetros simultáneamente.

El procesamiento de los datos del TOVS comienza con la especificación de un perfil inicial, que incluye las observaciones de la superficie si se dispone de ellas. Este perfil inicial se puede especificar de la climatología o a través del uso de coeficientes de regresión que pueden estar basados en radiancias sintetizadas o en radiancias reales deducidas paralelamente con observaciones de radiosondas. Los algoritmos que generan el perfil inicial desde la climatología o por regresión son internos al software. Una tercera opción sería usar el análisis o predicción que

generan campos de perfiles de temperatura y vapor de agua, a partir de los cuales se podrían crear los perfiles iniciales; en este caso, los campos de datos son externos al software, como también lo son los datos de la superficie.

Las radiancias MSU y HIRS se obtienen para matrices de 3x3 campos de visión (FOV) del HIRS, conduciendo a una resolución espacial de 75 km; los datos MSU han sido previamente interpolados a cada FOV del HIRS. Estos datos se utilizan en un procedimiento de dos pasos que permite generar la solución inicial, estimar la contaminación de nubes y producir la estimación final de temperatura y humedad.

En el primer paso se obtiene una estimación inicial del perfil de humedad y temperatura, para cada localización del sondeo, usando las temperaturas radiométricas estratosféricas de los canales 1, 2 y 3 del HIRS y los cuatro canales del MSU, además de los canales del vapor de agua medio y alto del HIRS (11 y 12). Con esta selección de información la estimación estará relativamente libre de errores debido a la contaminación de nubes.

Las funciones de peso para el HIRS 1 y MSU 2-4 se utilizan como funciones base para las temperaturas en la resolución de la ecuación de transferencia radiativa, mientras que las HIRS 7 y 12 lo hacen para el vapor de agua. Una vez que se alcanza la primera estimación del perfil de temperaturas y vapor de agua, se determina la altura y cantidad de nubes que afecten a las observaciones infrarrojas. Después de que se haya logrado esto, se usan todos los canales, excepto los HIRS 13-19 en caso nublado, para calcular la temperatura final de la superficie y los perfiles de temperatura y vapor de agua.

En el segundo y último paso, donde se debe alcanzar el perfil final, se usan las funciones de peso de los canales HIRS 1, 3 y 7 y los MSU 2-4, como funciones base de temperatura y las HIRS 7, 11 y 12 como funciones base del vapor de agua. Como se utilizan tantas como 19 observaciones de radiancia diferentes para obtener la temperatura de la superficie y los perfiles, el sistema de ecuaciones a

invertir está sobre-determinado y por lo tanto se estabiliza la solución (Smith *et al.*, 1985).

Todos los métodos de inversión de la ecuación de transferencia radiativa desarrollados antes del 3I y el ITPP, estaban basados en procedimientos iterativos (Smith, 1983; Susskind *et al.*, 1984), lo que los hace computacionalmente menos eficientes y más inexactos que sus sucesores. La simultaneidad en la solución, es la principal ventaja del ITPP y el 3I.

Uno de los inconvenientes encontrados en la utilización de métodos como el ITPP, es el tiempo de cálculo necesario para producir la solución final. Una solución con información muy interesante, pero en principio, y para nuestro propósito, excesiva. Además, lo que realmente nos condujo a desechar definitivamente este método de determinación del vapor de agua, fueron los errores tan grandes que encontramos cuando los comparamos con datos de vapor de agua obtenidos mediante radiosondeos. Después de analizar los datos de 36 perfiles atmosféricos, tomados por el I. N. M. en Santa Cruz de Tenerife, de diferentes días del año 1994 y procesar con el ITPP los datos TOVS, correspondientes a los pases de los satélites NOAA-11, coincidentes en mayor medida en espacio y tiempo con aquellos, Arbelo *et al.*, (1995d) encontraron una diferencia media entre ambos de  $0,5 \text{ g/cm}^2$  y una diferencia cuadrática media (r.m.s.d) de  $1,4 \text{ g/cm}^2$ . El ITPP producía una importante sobre-estimación del contenido en vapor de agua, y la r.m.s.d. era demasiado grande como para darnos confianza sobre los resultados.

Estamos seguros de que los valores aportados por el ITPP, para el conjunto de días en estudio, mejorarían si se introdujeran datos de la superficie para la determinación de un perfil inicial más adecuado a las características propias de la región en cada momento, o si se generase una base de datos con perfiles atmosféricos típicos de Canarias que sustituyera la que por defecto tiene incluida el ITPP. La primera solución, conllevaría la utilización de información ajena a los satélites NOAA, de la cual no disponemos para una aplicación operativa del

algoritmo de split-window propuesto para la determinación de la superficie del mar, y la segunda, posiblemente no nos garantizaría aun, poder prescindir de la primera.

#### 4.2.4 Canales del HIRS-2

Una vez analizados los procedimientos anteriores y vistos los inconvenientes que supone su aplicación en la determinación de la cantidad total de vapor de agua sobre el mar, desarrollamos un método alternativo mediante técnicas de teledetección por satélites para calcular los coeficientes  $A(W)$  y  $B(W, \theta)$ . En este apartado explicaremos el procedimiento seguido hasta su consecución, y estudiaremos las mejoras conseguidas con respecto a los trabajos realizados hasta el momento.

##### 4.2.4.1 Selección de canales óptimos

La sensibilidad de la radiancia observada por los canales infrarrojos del HIRS, es decir, las funciones de peso de los mismos, varían con la altura de acuerdo con el contenido en vapor de agua y ozono de la atmósfera, además de la temperatura atmosférica. Recordemos que se denominan funciones de peso porque aparecen como “pesos” en las ecuaciones integrales que relacionan la temperatura atmosférica con las radiancias observadas (Werbowetzki, 1981). Los canales elegidos en este estudio, son dos de los tres canales HIRS sensibles al vapor de agua, el canal 11 con una longitud de onda central de  $7,3 \mu\text{m}$  y el canal 12 situado en  $6,76 \mu\text{m}$ . El nivel de contribución del pico de energía de cada uno de ellos es aproximadamente de 700 y 500 mb respectivamente. El tercero de los canales HIRS diseñado con el propósito de servir como fuente de información para la determinación del vapor de agua atmosférico, canal 10, no ha sido considerado en el presente trabajo porque nuestro objetivo es el de desarrollar un algoritmo general, válido y operativo para todos los satélites NOAA actualmente en órbita, tarea imposible si hiciésemos uso de este canal. La razón es muy simple, el canal

10 dispone de una longitud de onda central de 8,17  $\mu\text{m}$  en todos los satélites de la serie NOAA excepto en el 11, 13 y 14 (Figura 5), donde

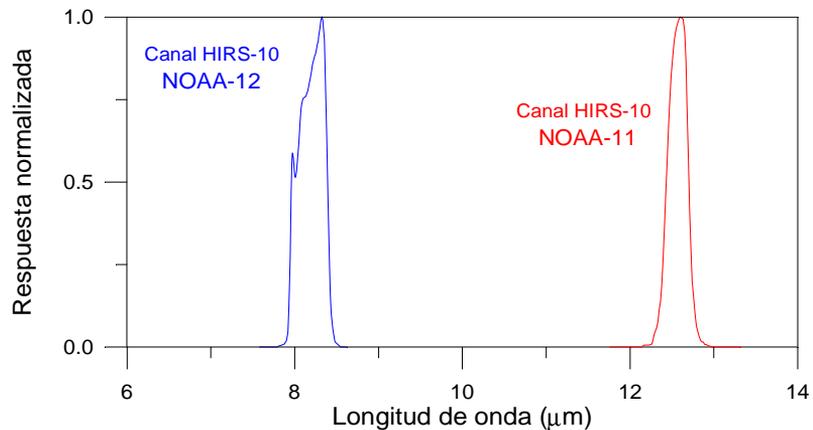


Figura 5. Funciones de respuesta normalizadas del canal número 10 del HIRS para los satélites NOAA-11 y NOAA-12.

está situada a 12,56  $\mu\text{m}$ , y aunque las funciones de peso en todos ellos son similares, con un nivel de contribución del máximo de energía situado a unos 900 mb, no se puede garantizar que en unos y otros se esté midiendo lo mismo. Con los dos canales seleccionados cubrimos gran parte de la atmósfera absorbente excepto la capa más baja de la misma, sin duda, la región más importante en cuanto a concentración de vapor de agua se refiere. Para poder estudiar esta zona, necesitamos un canal cuya longitud de onda característica se encuentre situada en una ventana atmosférica que sea lo más transparente posible al vapor de agua. El único canal HIRS que cumple estas condiciones es el número 8, con una longitud de onda de 11,1  $\mu\text{m}$ . Aunque diseñado en principio para dar información de la temperatura de la superficie terrestre nosotros lo hemos utilizamos, con excelentes resultados, como indicador del contenido en humedad en conjunción con los otros dos canales, el 11 y 12.

#### 4.2.4.2 La detección de nubes en spots HIRS

El principal problema con el que nos enfrentamos siempre que utilizamos sensores desde satélites situados en la región infrarroja del espectro, son las nubes. Estas se comportan como opacas a la radiación infrarroja, por lo tanto, si lo que deseamos determinar es la temperatura de la superficie o el contenido total en vapor en agua, debemos tener en cuenta que sólo será posible, cuando tratemos zonas de la superficie terrestre libres de nubosidad. Para realizar la limpieza de nubes previa a la utilización de las temperaturas radiométricas de los canales HIRS seleccionados, hemos optado por la aplicación de un método que utiliza la información proveniente de los canales del AVHRR. Esto se ha hecho así, por los pobres resultados que se encuentran en la eliminación de "spots" del HIRS contaminados de nubes cuando sólo se tienen en cuenta los datos de este sensor, con una resolución espacial al nadir de 17 km y de 58 km al borde de su rango de barrido. Los métodos basados en datos AVHRR, (McClain *et al*, 1985; Saunders y Kriebel, 1988; Simpson y Humphrey, 1990; Thiermann y Ruprecht, 1992) tienen la ventaja de la gran resolución espacial de este radiómetro (1,1 km) y están basados en la aplicación de diferentes tests consecutivos que garantizan la casi total limpieza de nubes en las imágenes AVHRR. El procedimiento elegido por nosotros es el desarrollado por McClain *et al.* (1985), descrito en el capítulo 2 de la presente Memoria. Con este método también eliminaremos los datos HIRS sobre tierra y aquellos que contengan una combinación de tierra y mar, evitando así, la variación de la emisividad en las radiancias medidas por el canal 8, pues la emisividad del mar puede ser considerada como la unidad a la longitud de onda de este canal (Masuda *et al.*, 1988).

La ventaja que tienen los datos AVHRR sobre los HIRS para la detección de nubes, se transforma en inconveniente cuando pretendemos utilizar los datos del primero para detectar las nubes en los campos de visión del segundo. La diferente resolución espacial y el diferente mecanismo de barrido de ambos sensores, uno de derecha a izquierda (AVHRR) y el otro al contrario (HIRS), además de la degradación de la posición original del satélite en órbita, dan lugar a un problema de geometría complejo para determinar cuales son los píxeles del

AVHRR contenidos en cada spot del HIRS. Aoki (1980, 1985) resolvió este problema y propuso un método de superposición de los campos de visión de ambos sensores que nosotros hemos adaptado para determinar qué píxeles AVHRR caen dentro de cada spot HIRS, permitiéndonos eliminar casi todos los datos HIRS contaminados por nubes.

El método propuesto por Aoki (1985), muestra la relación entre el sistema de coordenadas del AVHRR y el sistema de coordenadas del HIRS, determinando el primer y último píxeles del AVHRR que están contenidos dentro de cada campo de visión del HIRS. El número de píxeles AVHRR en cada spot HIRS es de 300 a 450. El procedimiento tiene en cuenta todas las diferencias que existen entre ambos sistemas de observación, esto es, velocidad de barrido, longitud de la línea de barrido, ejes de rotación de los espejos y desplazamiento en la dirección de barrido, generando unas expresiones complicadas con algunos parámetros que deben ser estimados a priori para cada satélite en particular dependiendo de la degradación de su posición con el tiempo. Para no tener que aplicar expresiones con parámetros diferentes a cada satélite, y con el fin de simplificar las expresiones propuestas por Aoki (1986), hemos supuesto algunas aproximaciones que nos conducen a las relaciones siguientes

$$X_H = 28,5 \cdot \frac{X_A - 1024,5}{\Delta X} \quad (4.10a)$$

$$Y_H = \frac{Y_A}{\Delta Y} \quad (4.10b)$$

donde  $(X_A, Y_A)$  y  $(X_H, Y_H)$  son el número de píxel y número de línea de las imágenes de cada sensor (A = AVHRR, H = HIRS), mientras  $\Delta X$  e  $\Delta Y$  son las relaciones entre las resoluciones espaciales de ambos sensores.

#### **4.2.4.3 Metodología**

Una vez resuelto el problema de las nubes en los campos de visión del HIRS, pasamos a describir la metodología seguida hasta la obtención de la expresión final, (3.52), que nos proporciona el procedimiento más exacto desde satélites, para la determinación del vapor de agua sobre el mar, en la zona de Canarias.

El objetivo que nos planteamos es el encontrar un número suficientemente fiable y representativo de datos HIRS sobre el mar, libres de nubes, de días diferentes y próximos al área de lanzamiento de radiosondas, que puedan ser comparados con los datos de vapor de agua obtenidos a partir de los radiosondeos de las 12:00 horas, que nos permita encontrar la expresión matemática que más se aproxime a ambos conjuntos. Partimos del examen visual de todos los pases diurnos de los satélites NOAA-11 recibidos y archivados por el sistema de recepción del que dispone nuestro Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección, correspondientes al periodo que va desde Diciembre de 1993 hasta Septiembre de 1994, concretamente hasta el día 13 de este último mes, fecha en la que dejó de operar el radiómetro AVHRR en el satélite NOAA-11. En una primera fase, eliminamos todos aquellos pases con un ángulo máximo de elevación bajo ( $< 40^\circ$ ), ya que provocaban una observación de Canarias demasiado distante y distorsionada, al aparecer el archipiélago en los bordes laterales de las imágenes. En un segundo paso, procedimos a estudiar la cobertura nubosa sobre las islas aplicando el algoritmo de McClain *et al.* (1985), y buscando aquellas imágenes que tuviesen una menor cantidad de nubes, especialmente entorno al área marina correspondiente al lugar de lanzamiento de las radiosondas. Por último, una vez determinadas las temperaturas radiométricas de los canales 8, 11 y 12 del HIRS para el conjunto final de imágenes seleccionadas, se procedió a la localización sobre el mar, del spot HIRS libre de nubes más próximo, en cada imagen, a Santa Cruz de Tenerife, donde el I. N. M. tiene ubicada su estación de lanzamiento de radiosondas. Un total de 50 x 3 datos de temperaturas radiométricas de los canales HIRS correspondientes a 50 días diferentes, fueron el resultado de las tres etapas de selección anteriores.

Las diferencias de tiempo existente entre ambos sistemas de medidas, satélite y radiosondeos, variaban entre las 4 horas y 48 minutos del día 20 de Diciembre de 1993 y las 6 horas y 4 minutos del 25 de Agosto de 1994, valores suficientemente razonables teniendo en cuenta que la diferencia cuadrática media entre el contenido en vapor de agua tomado a las 12:00 GMT y el determinado por el radiosondeo de medianoche es de  $0,2 \text{ g/cm}^2$ , lo que indica, que para el conjunto de días elegidos, la variación de humedad diaria no era muy acusada. Este valor ha sido obtenido a partir de la comparación de los datos de vapor de agua total de los 100 radiosondeos diurnos y nocturnos correspondientes a todos los días del año 1994 estudiados.

En la Figura 6 mostramos los valores de vapor de agua de ambos conjuntos de radiosondeos (12:00 y 00:00 GMT) así como las diferencias que se encuentran entre cada pareja correspondiente al mismo día de observación. Nótese que el eje de abcisas hace referencia simplemente al número de días de observación ordenados cronológicamente, que no se corresponden en ningún momento con el día juliano. En cuanto a los valores de las diferencias, hemos considerado interesante su representación en la misma gráfica, lo que nos permite observar que estos, además de no depender en absoluto de la cantidad de vapor de agua que existe a las 12:00 o a las 00:00, son también, totalmente independientes de la época del año en que nos encontremos. Las variaciones encontradas sólo se deben a la inestabilidad atmosférica local existente en cada uno de los días.

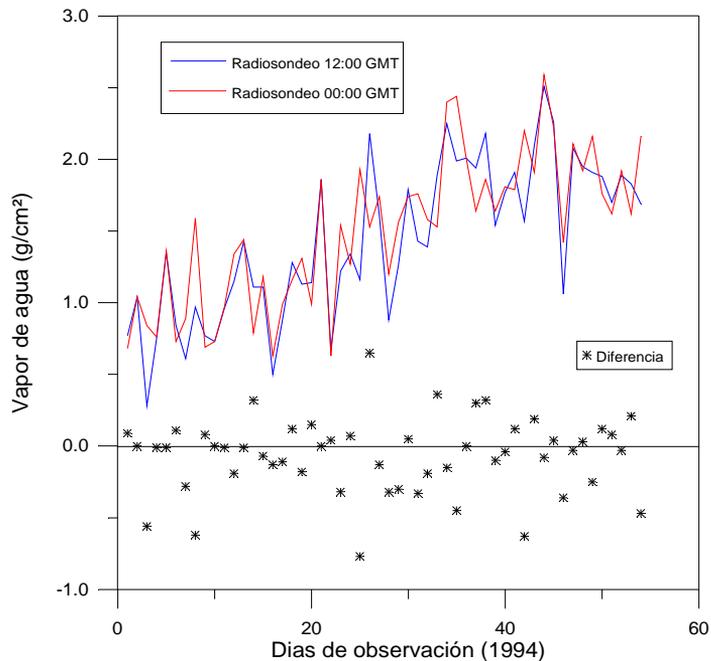


Figura 6. Valores de vapor de agua determinados a partir de los radiosondeos de las 12:00 y 00:00 horas GMT y diferencias entre ambos, para 50 días del año 1994.

Con el objeto de seleccionar los datos de los días con condiciones atmosféricas más estables, aquellos en que las variaciones de la cantidad de vapor de agua no sobrepasen la cifra de  $0,3 \text{ g/cm}^2$  entre el radiosondeo de las 12:00 y el de las 00:00 horas, eliminamos todos los datos correspondientes a diferencias superiores a esa cantidad, resultando finalmente un conjunto de 36 días. Esta reducción no ha supuesto perder la representatividad característica de la zona, ya que disponemos de datos de todos los meses estudiados con valores de vapor de agua que van desde  $0,5 \text{ g/cm}^2$  hasta  $2,5 \text{ g/cm}^2$ . La mayor parte de los “spots” HIRS usados en la comparación con los radiosondeos se encuentran situados al sur de las islas de mayor relieve, como era fácil de prever, dada la escasa nubosidad que afecta a este área del océano, al resguardo de los vientos alisios (Figura 7).

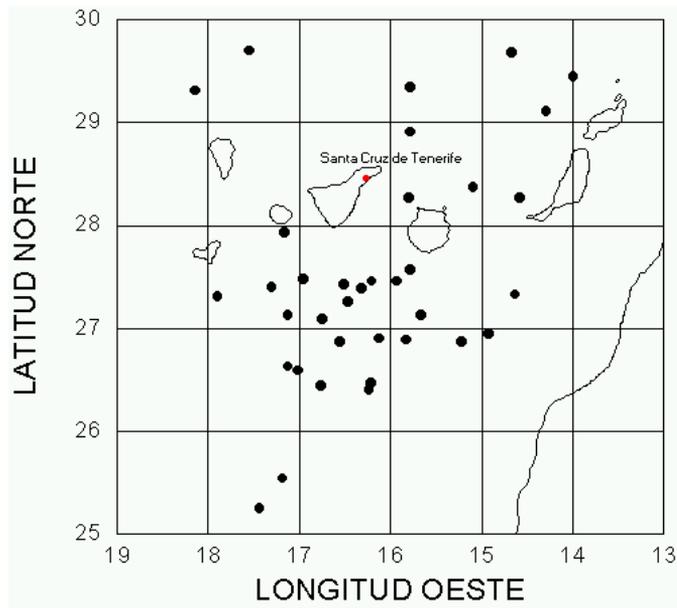


Figura 7. Localización geográfica de los 36 datos HIRS libres de nubes, sobre el mar, más próximos a la estación de lanzamiento de radiosondas del I. N. M. en Santa Cruz de Tenerife, usados en la intercomparación con el vapor de agua atmosférico.

Con este conjunto de datos procedimos al estudio de la relación entre las temperaturas radiométricas de los canales 8, 11 y 12 del HIRS con el vapor de agua calculado con los datos del radiosondeo de las 12:00 horas. Desde un punto de vista físico, supusimos que la combinación lineal entre las diferencias de las temperaturas de los canales HIRS, nos debería dar la mejor regresión, ya que la diferencia entre dos temperaturas atmosféricas a diferente altura, puede ser un indicador de la cantidad de humedad contenida en la capa delimitada por ellas. De esta forma analizamos todas las posibles diferencias entre las temperaturas de los tres canales en función del vapor de agua, observando que todas ellas presentan una variación lineal con este componente aunque con menor dispersión de los datos en los casos de  $(TH_8 - TH_{11})$  y  $(TH_{11} - TH_{12})$  que en la diferencia entre los canales 8 y 12 (Figura 8). Según el análisis previo, la expresión que relaciona el vapor de agua con las temperaturas HIRS debe ser una combinación lineal de las dos diferencias que muestran un mejor comportamiento lineal. Para corroborar

esta hipótesis procedimos al análisis estadístico de los datos, realizando todas las regresiones lineales posibles con las variables  $TH_8$ ,  $TH_{11}$ ,

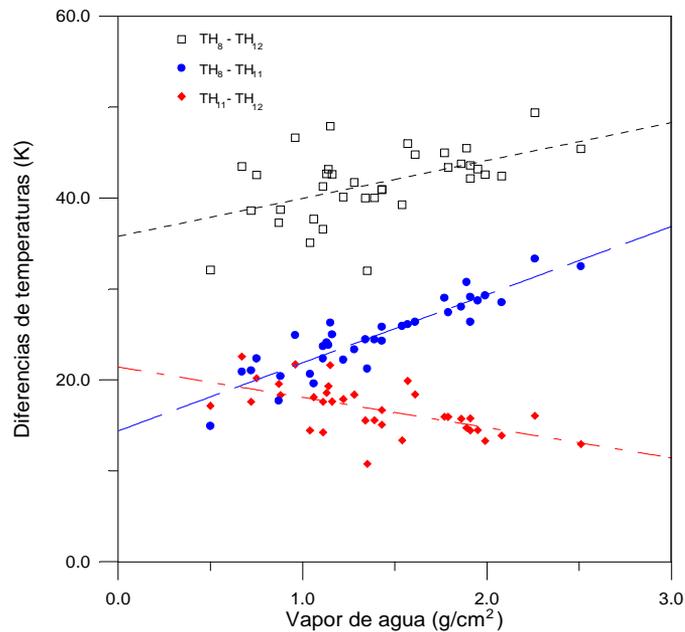


Figura 8. Diferencias entre las temperaturas radiométricas de los canales 8, 11 y 12 del HIRS en función del contenido en vapor de agua.

$TH_{12}$ ,  $(TH_8 - TH_{11})$ ,  $(TH_8 - TH_{12})$  y  $(TH_{11} - TH_{12})$  mediante un método de selección hacia adelante, de forma que controlábamos la entrada de las mismas al modelo una a una. El objetivo final era obtener el conjunto más pequeño de variables significativas que nos diesen como resultado la mejor regresión lineal múltiple, esto es, aquella con una mayor correlación lineal y un menor error estándar de estimación. Solamente en dos pasos, esto es, con la introducción de dos de las variables anteriores, se consiguió alcanzar el mejor modelo. En el primer paso se introdujo la variable diferencia  $(TH_8 - TH_{11})$ , ya que era la más significativa al presentar la mejor correlación con el contenido total en vapor de agua atmosférico, y por último se añadió a la expresión, la variable diferencia  $(TH_{11} - TH_{12})$  que

resolvía la regresión. A partir de este momento, la adición de cualquiera de las variables restantes no suponía mejora alguna sobre el modelo, lo que resultaba lógico como consecuencia de que ya habíamos contemplado las tres temperaturas radiométricas diferentes de los canales HIRS seleccionados. El modelo propuesto queda como

$$W = 0,09445 \cdot (TH_8 - TH_{11}) - 0,05671 \cdot (TH_{11} - TH_{12}) \quad (4.11)$$

y presenta un error estándar de estimación de  $0,16 \text{ g/cm}^2$  (Figura 9) con una correlación del 99,47% (Figura 10).

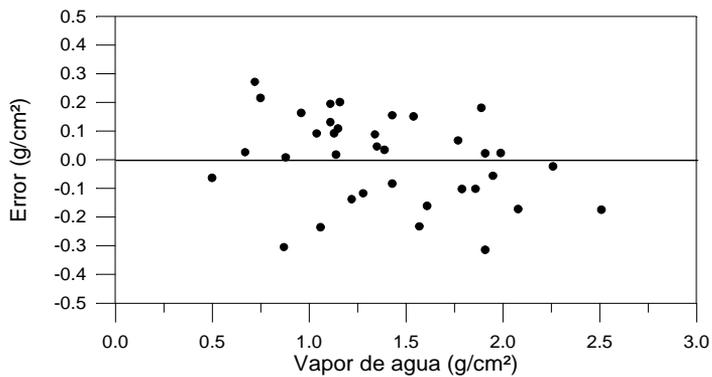


Figura 9. Errores cometidos por el modelo en función del vapor de agua.

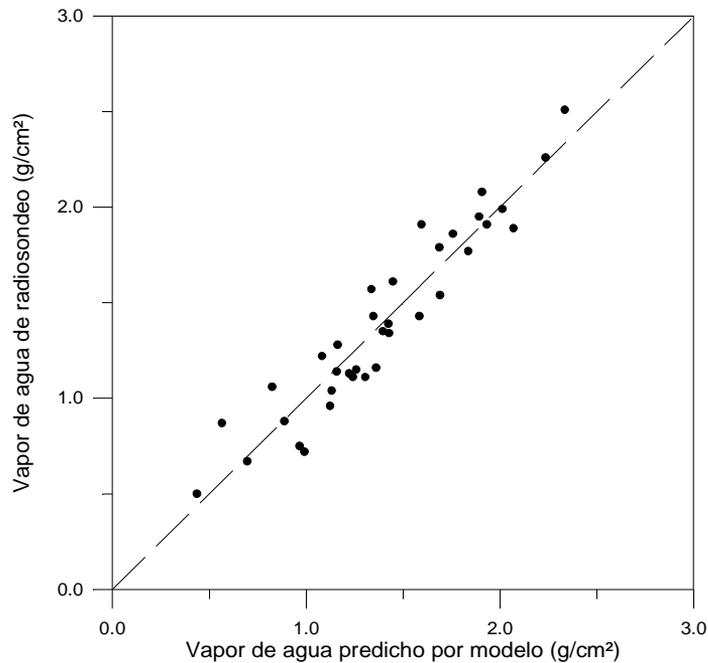


Figura 10. Comparación entre el vapor de agua de los radiosondeos y el predicho por el modelo propuesto a partir de los canales 8, 11 y 12 HIRS.

El estudio realizado nos condujo a concluir que no podemos prescindir de ninguno de los tres canales HIRS seleccionados en el apartado 4.2.2.1, todos ellos suministran información necesaria y complementaria para la determinación del vapor de agua en la atmósfera.

#### 4.2.4.4 Intercomparación de modelos

En la comparación del modelo obtenido, (4.11), con los algoritmos propuestos por otros autores, hemos alcanzado una mejora notable en cuanto al error de estimación y operatividad se refiere. Analicemos estos resultados.

Arbelo *et al.*, 1995d, utilizaron el mismo conjunto de datos descrito anteriormente con idéntico objetivo, aunque ciñéndose a un modelo sólo válido para el satélite NOAA-11. En su trabajo muestran una ecuación que relaciona las temperaturas radiométricas de los canales 8, 10, 11 y 12 del HIRS y el vapor de agua obtenido a partir del radiosondeo de las 12:00 horas. La expresión que proponen es

$$W = 0,1383 \cdot (TH_8 - TH_{10}) + 0,0858 \cdot (TH_{10} - TH_{11}) - 0,0549 \cdot (TH_{11} - TH_{12}) \quad (4.12)$$

con una correlación del 99,48% y un error estándar de estimación de 0,15 g/cm<sup>2</sup>. Nótese en este caso la existencia de un cuarto canal HIRS, el canal 10, no considerado anteriormente por las razones ya expuestas. También debemos resaltar el hecho de que se trata de un modelo diseñado para un satélite en particular, mientras que la expresión (4.11) representa un algoritmo general, válido para cualquier satélite de la serie NOAA actualmente en órbita. Sin duda, la mejora supuesta en correlación y error, en la expresión (4.12) es irrelevante con respecto al modelo general, mucho más operativo, lo que conduce a la utilización, para cualquier satélite, del modelo propuesto en la presente Memoria, ya que supone un menor coste de tiempo, al tratar menor cantidad de información, con unos resultados igualmente satisfactorios.

Uno de los trabajos más citados e innovadores que tratan de la determinación del contenido total de vapor de agua atmosférico con medidas de satélite es el desarrollado por Schuessel, (1989). Está basado en la sinergia de los datos de temperaturas de los canales 4 y 5 del AVHRR con algunos canales HIRS para el satélite NOAA-7. Para ello simuló las medidas de temperaturas de estos canales para un conjunto de diferentes atmósferas típicas de regiones tropicales y latitudes medias. El código de transferencia radiativa utilizado fue desarrollado por el mismo Schuessel, (1989), y estaba basado en consideraciones y modelos de otros autores (Plass *et al.*, 1973; Rothman *et al.*, 1983; Grassl, 1976; Bignell, 1970; Hänel, 1976; Downing y Williams, 1975). La mejor relación lineal que encontró

entre el contenido total de agua precipitable y las temperaturas radiométricas de los canales 4 y 5 del AVHRR, y 8, 10 y 11 del HIRS, producía un error de aproximadamente  $0,3 \text{ g/cm}^2$  sobre los océanos. Si comparamos este resultado con el error alcanzado por nuestro modelo,  $0,16 \text{ g/cm}^2$ , podemos observar claramente, que nuestro método supone una mejoría notable de los resultados además de una simplificación sustancial del algoritmo. Puede que la comparación de los errores, en este caso, no sea suficientemente significativa al haber sido hecha con conjuntos de datos diferentes, pero ha habido dos circunstancias que han provocado este hecho. Por un lado, la particularización del algoritmo de Schluessel para el satélite NOAA-7, no operativo en estos momentos, y por otro, la imposibilidad de conseguir los coeficientes de la expresión de este autor, o las posibles actualizaciones de los mismos si las hubiese.

La adición de los canales 8, 10 y 11 del HIRS, junto a los canales 4 y 5 del AVHRR por parte de Schluessel (1989), para obtener la relación que determina el vapor de agua, supone una reducción del error de estimación en aproximadamente  $0,2 \text{ g/cm}^2$ , respecto de los trabajos de otros autores (Prabhakara *et al.*, 1979, Chester *et al.*, 1983 y Dalu 1986), que sólo consideran los dos canales AVHRR. Si bien, para nosotros, eso supone la utilización de información redundante, especialmente el uso simultáneo del canal 5 del AVHRR y el 8 del HIRS, con respuestas y funciones de peso muy semejantes (Menzel, 1985). Esa redundancia complica la expresión final, hace difícilmente operativo al método y no contribuye a una mejor estimación del contenido en vapor de agua atmosférico en el área de Canarias.

Por último, realizaremos la comparación del modelo propuesto con un método mucho más sofisticado, que entre otros parámetros atmosféricos, también determina el vapor de agua total en la atmósfera, el ITPP, descrito en el apartado 4.2.3.2. Centraremos este estudio en una comparación puntual, día a día, de los valores de vapor de agua obtenidos aplicando nuestro modelo y los determinados por el paquete ITPP para el conjunto de radiosondeos disponible (Tabla 1).

Tabla 1. Datos de vapor de agua en  $\text{g/cm}^2$ , obtenidos de los radiosondeos, mediante el paquete ITPP y con el modelo propuesto, para el conjunto de días disponible.

Radiosondeo	ITPP	MODELO	Radiosondeo	ITPP	MODELO
1,04	0,72	1,13	1,16	2,34	1,36
0,75	0,36	0,96	1,61	2,20	1,45
1,35	1,48	1,39	0,87	3,60	0,56
0,72	1,77	0,99	1,79	2,26	1,69
0,96	0,51	1,12	1,43	2,85	1,35
1,15	0,89	1,26	1,39	3,32	1,42
1,43	1,71	1,58	1,89	2,62	2,07
1,11	0,67	1,30	1,99	8,39	2,01
1,11	0,86	1,24	1,54	1,46	1,69
0,50	2,16	0,44	1,77	1,30	1,84
0,88	1,11	0,89	1,91	2,10	1,60
1,28	1,24	1,16	1,57	1,92	1,34
1,13	2,06	1,22	2,51	1,71	2,33
1,14	1,88	1,16	2,26	1,54	2,23
1,86	1,84	1,76	1,06	2,01	0,82
0,67	2,84	0,69	2,08	1,30	1,91
1,22	2,58	1,08	1,95	1,29	1,89
1,34	2,21	1,43	1,91	1,29	1,93

La diferencia promedio que existe entre la cantidad de vapor de agua calculada a partir de los datos de los radiosondeos y el ITPP es de  $-0,6 \text{ g/cm}^2$  y la desviación estándar de  $1,3 \text{ g/cm}^2$ , mientras que para el modelo propuesto se obtiene una diferencia media de  $0,0004 \text{ g/cm}^2$  con una desviación estándar de  $0,15 \text{ g/cm}^2$ , sensiblemente menor que el caso anterior. El ITPP produce una sobreestimación muy importante del contenido en vapor de agua real, y además, la desviación estándar es tan grande que no confiere suficiente confianza al método (Figura 11).

Continuando con la intercomparación de ambos procedimientos, resulta interesante analizar la mejora conseguida en la determinación de la temperatura superficial del mar, cuando aplicamos el método que utiliza los canales 8, 11 y 12 del HIRS, en comparación con los resultados que se obtienen al usar el ITPP, que fue la primera técnica empleada para obtener los coeficientes variables del

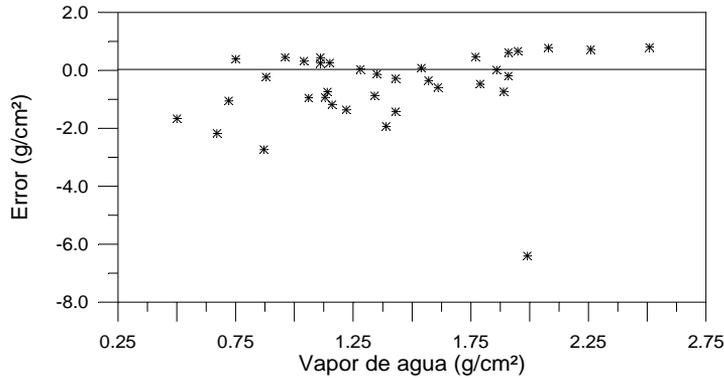


Figura 11. Errores cometidos en la estimación del vapor de agua mediante el ITPP.

algoritmo split-window presentado en este trabajo (Arbelo *et al.*, 1995c). Para ello deberíamos aplicar la teoría de propagación de errores a la expresión del algoritmo split-window desarrollado para la superficie del mar, SST,

$$SST = T_4 + A(W) \cdot (T_4 - T_5) + B(W, \theta) \quad (4.13)$$

considerando en cada caso el error que se comete en la determinación del vapor de agua, además del error de digitalización de las temperaturas radiométricas de los canales 4 y 5 del sensor AVHRR. Comencemos analizando el error radiométrico o de digitalización, que viene dado por la mínima sensibilidad relativa del sensor remoto. En términos de temperatura, este error es de  $\Delta T_i = 0,12$  K (Planet, 1988), mientras que el error ligado a la diferencia de temperaturas,  $(T_4 - T_5)$ , suponiendo digitalización diferente en los dos canales, será  $\Delta(T_4 - T_5) = [(\Delta T_4)^2 + (\Delta T_5)^2]^{1/2} \approx 0,17$  K (Coll, 1994). Si tenemos en cuenta que la propagación del error de digitalización en las imágenes de satélite corregidas atmosféricamente, puede ser eliminada casi por completo suavizando la imagen diferencia de temperaturas,  $(T_4 - T_5)$ , mediante filtros de mediana o media, sobre matrices cuadradas de 3 x 3 píxeles (Barton, 1989), el error en la determinación de la temperatura del mar en nuestro caso particular, se deberá, casi por completo, a la imprecisión con la que se determinan los coeficientes variables del split-window,

que dependen del método utilizado en el cálculo del vapor de agua. De manera que centraremos el análisis en este último aspecto, considerando idealmente que éste el único error que se comete.

Supongamos una diferencia típica entre las temperaturas radiométricas de los canales 4 y 5 del AVHRR, esto es, 1 K. Además consideremos observación vertical con  $\theta = 0^\circ$ . Para tener en cuenta la variabilidad atmosférica de la zona de estudio, analizaremos dos situaciones diferentes, caracterizadas por contenidos en vapor de agua de 1,0 y 2,5 g/cm<sup>2</sup> respectivamente. En el caso de que aplicásemos el método del ITPP, el error cometido en el vapor de agua era de 1,3 g/cm<sup>2</sup>, lo que conduce a un error en la SST situado entre 0,9 y 1,5 K (Tabla 2), dependiendo de la humedad considerada, mientras que si el error es de 0,16 K, como el generado por el procedimiento desarrollado, la imprecisión se situaría entre 0,1 y 0,2 K (Tabla 2). Los resultados reflejan, para la situación considerada, aproximadamente un 80 % de mejora de un método respecto al otro, fundamental para la operatividad de nuestro algoritmo split-window de corrección atmosférica.

Tabla 2. Error en la determinación de la SST, en K, debido al error en el vapor de agua según el método utilizado y a la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera. Se ha supuesto una diferencia en las temperaturas radiométricas de los canales 4 y 5 del AVHRR de 1 K y observación vertical,  $\theta = 0^\circ$ .

Método utilizado	Cantidad de vapor de agua	
	1,0 g/cm <sup>2</sup>	2,5 g/cm <sup>2</sup>
ITPP	0,9	1,5
HIRS 8, 11 y 12	0,1	0,2

# RESULTADOS Y VALIDACIÓN DEL MÉTODO

Comenzaremos este Capítulo explicando los dos procedimientos más comunes que se utilizan para la obtención de las ecuaciones split-window, mediante simulación o haciendo uso de datos reales. Basándonos en el primero de ellos elaboraremos un algoritmo optimizado para Canarias, que nos servirá para estudiar los principales factores que afectan a este tipo de ecuaciones, destacando la dependencia angular, y el efecto de los gases atmosféricos y aerosoles marinos.

En la segunda parte del Capítulo realizaremos la intercomparación del algoritmo de coeficientes variables desarrollado, con algoritmos presentados por otros autores, discutiendo los diferentes resultados que se encuentran y las causas posibles de estos. Finalizaremos con la presentación de la campaña experimental que se realizó a bordo del Buque Oceanográfico Taliarte y que sirvió para la recolección del conjunto de medidas “*in situ*” que ha permitido la validación de la metodología propuesta.

## 5.1 Análisis del método split-window mediante el desarrollo de algoritmos regionales

Los coeficientes constantes de las ecuaciones de split-window en los algoritmos lineales globales representan unos valores medios a escala mundial, de forma que su funcionamiento no es adecuado en zonas determinadas donde no se tiene una gran variabilidad climática. Sin embargo existe la posibilidad de utilizar algoritmos lineales con coeficientes adecuados para zonas más reducidas. Este procedimiento de optimización de algoritmos ha sido propuesto por Minnett (1990), y consiste en la construcción de una serie de algoritmos regionales distintos, manteniendo la linealidad de los mismos. Las Islas Canarias y la zona del Océano Atlántico que las rodea, debe ser considerada como una región de condiciones climáticas particulares, para la que es necesario desarrollar un algoritmo regional optimizado para la determinación de la temperatura superficial del mar. En las secciones siguientes consideraremos el algoritmo final obtenido así como los principales factores que lo afectan, pero antes, vamos a comentar los dos métodos típicos que podríamos aplicar para llegar a él.

### 5.1.1 Métodos de obtención de algoritmos split-window

Existen dos procedimientos alternativos para obtener el conjunto de datos necesarios a partir de los cuales desarrollar un algoritmo de split-window para la determinación de la temperatura de la superficie: el método empírico y el método de simulación.

#### 5.1.1.1 Método empírico

El procedimiento empírico requiere la recolección de medidas de alta calidad con termómetros “*in situ*”, tales como los situados en boyas oceanográficas fijas o a la deriva, en barcos, etc., que sean coincidentes con medidas desde

satélite. Con este conjunto de datos se realiza un análisis de regresión que produce los coeficientes de la ecuación split-window. La gran ventaja de este método es la utilización de datos reales de satélite en conjunción con datos reales de medidas “*in situ*”, que contemplan las verdaderas características de la atmósfera interviniente y de la superficie observada. En cambio, existen muchos inconvenientes que conducen a una escasa aplicación de este procedimiento, entre ellos cabe destacar los estudiados por Dalu y Liberti (1988) y Minnett (1990) que relacionamos a continuación:

1. La medida de satélite se refiere a la temperatura radiativa, la cual, después de ser corregida del efecto de la atmósfera, puede ser considerada como la temperatura de la piel del mar, mientras que las temperaturas “*in situ*”, generalmente, son tomadas a una profundidad que varía entre unos pocos centímetros y varios metros, que según las condiciones meteorológicas existentes, pueden no tener nada que ver con la temperatura registrada por los sensores remotos (Robinson *et al.*, 1984).
2. La variabilidad espacial y temporal de los campos de temperatura superficial del mar introducen grandes incertidumbres en la comparación de medidas de diferente naturaleza. La medida desde satélite es un promedio espacial cuasi-instantáneo, mientras que la medida “*in situ*” puede ser una medida puntual en el espacio, un promedio temporal o un promedio espacial y temporal a lo largo de la trayectoria seguida por un barco.
3. Es difícil conseguir un conjunto suficientemente extenso de medidas “*in situ*” coincidentes en tiempo y espacio con las medidas desde satélite: el mayor inconveniente con que nos encontramos son las nubes. Por eso se suelen tomar medidas de temperaturas libres de nubes aunque hayan sido realizadas con varias horas de diferencia respecto al pase del satélite. McClain *et al.*, (1985) estimó que menos de un 2% de los datos de temperaturas de los satélites NOAA eran válidos para ser introducidos en la regresión que diera los coeficientes.

4. La presencia de nubes no detectadas por los algoritmos de limpieza de nubes en los datos de satélite es otra fuente de error.
5. Los posibles errores de calibración de los sensores remotos así como de los termómetros utilizados en las medidas “*in situ*”, conducirán a unos coeficientes split-window erróneos.

#### 5.1.1.2 Método de simulación

El procedimiento alternativo al método empírico, utiliza un modelo numérico de transferencia radiativa atmosférica, con un conjunto de perfiles atmosféricos que permiten simular las medidas desde satélite para un gran número de condiciones diferentes. Las medidas simuladas junto con los valores de temperatura superficial de mar asignados previamente, nos van a permitir determinar, por medio de un análisis estadístico de regresión, la expresión del algoritmo de split-window. La gran ventaja de la simulación por ordenador es que evita todos los inconvenientes del método empírico y además, permite realizar experimentos controlados para investigar el comportamiento de los algoritmos desarrollados en respuesta a las variaciones en la información de entrada, esto es, cantidad total de vapor de agua, ángulo de observación, perfil de temperaturas, emisividad de la superficie, cantidad y tipo de aerosoles presentes, etc. Sin embargo, este método no está exento de desventajas, principalmente asociadas al modelo de transferencia radiativa utilizado. Minnet (1990) enuncia tres:

1. Los errores pueden surgir de un conocimiento inadecuado e incompleto de las propiedades espectrales de los constituyentes atmosféricos y de su dependencia con la temperatura y la presión, lo cual es especialmente relevante en el espectro continuo del vapor de agua como ya estudiamos en capítulos anteriores (Grant, 1990). Y también de las aproximaciones numéricas que se realizan en el modelo, principalmente en el efecto de los aerosoles.

2. Los errores cometidos en la determinación de los parámetros atmosféricos mediante radiosondas provocarán errores en los datos de satélite simulados.
3. La exactitud de los coeficientes de la expresión obtenida mediante simulación es difícil de verificar apropiadamente, ya que las medidas de satélite simuladas hacen referencia a medidas de temperatura de la piel del mar, esto es, de una capa que apenas alcanza unos pocos micrómetros de espesor, mientras que la mayor parte de las medidas realizadas "*in situ*" se obtienen de capas más profundas.

### 5.1.2 Algoritmo split-window optimizado para Canarias

Para la obtención del algoritmo regional optimizado hemos optado por el método de simulación, que ya ha sido adoptado en un gran número de investigaciones con resultados satisfactorios (Deschamps y Phulpin, 1980; Barton, 1983; Llewellyn-Jones *et al.*, 1984; Barton *et al.*, 1989; Minnet, 1990; Sobrino *et al.*, 1991; Coll *et al.* 1993; Sobrino *et al.*, 1993). Ello nos evitará tener que disponer de un conjunto suficientemente representativo de medidas "*in situ*" con el consiguiente y minucioso control de calidad de las mismas y el procesamiento de un gran número pases de satélites correspondientes a las medidas. No obstante, debemos decir, que es el único método que en estos momentos podemos aplicar con fiabilidad, dada la escasez de buenas medidas de la temperatura superficial del mar con la que cuentan los diferentes institutos de investigación marina del Archipiélago que tradicionalmente se han dedicado a esta labor, durante el periodo que va desde finales de 1993 hasta la fecha, que es para el que se dispone de medidas desde satélite simultáneas por parte de nuestro grupo.

La construcción del algoritmo regional supone la simulación de un número de medidas de temperaturas radiométricas de satélite con suficiente peso estadístico para que sean representativas de las características climáticas de la zona de estudio. Nosotros hemos utilizado el modelo de transferencia radiativa atmosférica LOWTRAN 7 en unión de un conjunto de perfiles atmosféricos de

temperatura, presión y humedad, para calcular las radiancias y transmisividades atmosféricas que intervienen en la ecuación de transferencia radiativa, a partir de las cuales se podrá determinar la temperatura radiométrica de cada canal. Recordemos que este procedimiento ya ha sido descrito en el Capítulo 3 de la presente Memoria.

Se han utilizado las funciones respuesta de los canales 4 y 5 del radiómetro AVHRR de los satélites NOAA para realizar la convolución sobre las radiancias espectrales calculadas y poder disponer así de la medida de radiancia realizada por cada uno de los canales elegidos. Realizando ahora la inversión de la función de Planck para cada uno de los canales, que vienen caracterizados por un número de onda central efectivo,  $\nu_i$ , podremos obtener las temperaturas radiométrica aplicando la expresión,

$$T_i = \frac{1,4388 \cdot \nu_i}{\ln \left( 1 + \frac{1,911 \times 10^{-5} \cdot \nu_i^3}{B_i(T_i)} \right)} \quad (5.1)$$

donde  $B_i(T_i)$  es la radiancia medida por el satélite y viene dada en  $\text{mW m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{cm}$ . Los números de onda centrales para el AVHRR del satélite NOAA-14 son  $\nu_4 = 929,3323 \text{ cm}^{-1}$  y  $\nu_5 = 835,1647 \text{ cm}^{-1}$ , válidos para el intervalo de temperaturas  $270 \text{ K} < T < 310 \text{ K}$ .

Las simulaciones han sido llevadas a cabo considerando solamente el efecto atmosférico sobre las temperaturas obtenidas mediante teledetección, es decir, hemos supuesto que la superficie, en este caso el mar, es un cuerpo negro, por lo tanto, la emisividad en ambos canales es la unidad,  $\varepsilon_4 = \varepsilon_5 = 1$ . Se ha demostrado que el efecto de la emisividad es muy pequeño, (Dalu, 1985; Sobrino *et al.*, 1991), por lo que la consideración hecha no introduce errores apreciables y además, simplifica significativamente los cálculos, al evitar el tener que realizar la estimación de la radiancia atmosférica reflejada por la superficie que aparece

multiplicada por  $(1 - \varepsilon_i(\theta))$  en la ecuación de transferencia radiativa (ecuaciones (3.24) y (3.25)).

El conjunto de perfiles atmosféricos utilizado fue obtenido desde la estación de lanzamiento de radiosondeos del I.N.M. en nuestra isla. Un total de 30 perfiles de temperatura, humedad y presión, divididos verticalmente en un máximo de 34 capas cada uno, forman la base de datos medio-ambiental de que disponemos para caracterizar la región canaria. Los radiosondeos usados pertenecen a los lanzamientos de las 12:00 horas, por lo tanto son todos datos diurnos. Los treinta días elegidos abarcan todas las estaciones del año 1994 y se corresponden con días de cielo despejado durante la toma de datos de la radiosonda. La gran variabilidad en el contenido total de vapor de agua de los datos seleccionados nos garantiza la diversidad anual que caracteriza nuestro clima. El intervalo de valores de este componente varía entre  $0,27 \text{ g/cm}^2$  y  $2,5 \text{ g/cm}^2$ . Lamentablemente, las sondas meteorológicas usadas diariamente por el I.N.M., así como por el resto de países pertenecientes a la OMM, no disponen de sensores que permitan determinar simultáneamente, con los datos típicos del perfil, las cantidades del resto de constituyentes atmosféricos presentes, es decir,  $\text{CO}_2$ , Ozono,  $\text{CO}$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  y Metano principalmente. Estos gases, a excepción del  $\text{O}_3$ , suelen ser medidos solamente cuando se realizan campañas experimentales en proyectos internacionales. Sin embargo, la importancia que ha adquirido el  $\text{O}_3$  últimamente, ha conducido a su medida semanal por parte del I.N.M. y resto de institutos meteorológicos de la mayor parte de los países. La falta de información diaria de estos gases nos conduce inevitablemente a la utilización de perfiles estándar de estos componentes, que han sido tomados de los que dispone el programa LOWTRAN 7 para Latitudes Medias en Invierno y Verano (Figuras 1, 2 y 3) dependiendo de la proximidad en el tiempo del día considerado a una u otra época del año.

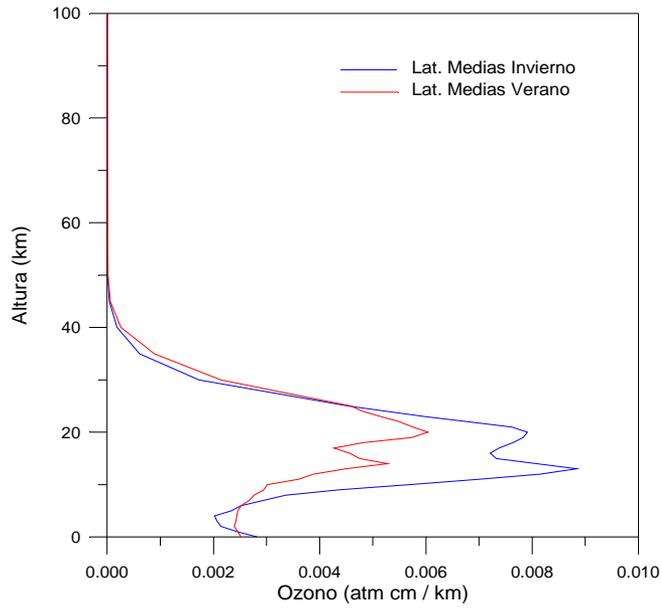


Figura 1. Perfiles de ozono de las atmósferas estándar de latitudes medias.

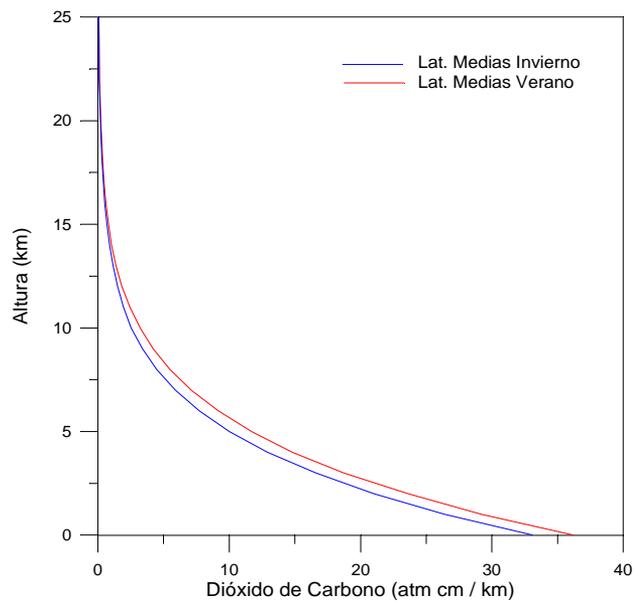


Figura 2. Perfiles  $\text{CO}_2$  de las atmósferas estándar de latitudes medias.

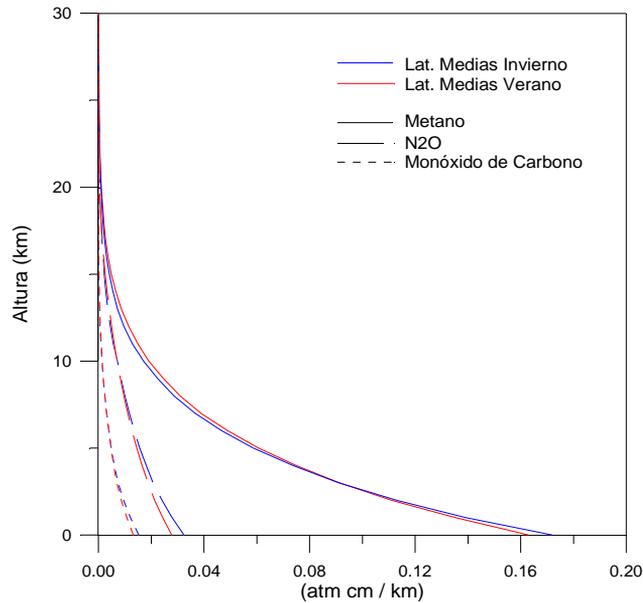


Figura 3. Perfiles estándar del resto de gases de las atmósferas de latitudes medias.

Se han considerado varios ángulos de observación en la construcción de nuestra base de datos de simulación, con valores de  $0^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $40^\circ$  y  $50^\circ$ . Ángulos superiores al máximo considerado conducen a trayectorias de absorción atmosférica elevadas y por lo tanto, a grandes correcciones por el efecto de atmósfera. Estos casos no se tienen en cuenta normalmente cuando se realiza un estudio de la temperatura superficial del mar a partir de imágenes desde satélite, siendo eliminados a priori y considerándolos como datos no válidos.

Para simular las características de la superficie del mar, hemos supuesto que la temperatura de esta es función de la temperatura del nivel más bajo de cada perfil atmosférico (Barton *et al.*, 1989; Minnet, 1990), de manera que consideramos tres valores diferentes para la misma, la temperatura del aire a nivel de la superficie,  $T_0$ ,  $T_0 + 2,5$  K y  $T_0 - 2,5$  K. Con estos márgenes de temperatura superficial del mar para los 30 días seleccionados, disponemos de un intervalo de variación de 17,4 K, desde 286,7 K hasta 304,1 K. Esta variabilidad es válida para la región que nos ocupa. Fijémonos en que el área total considerada abarca aproximadamente unos 250.000 km<sup>2</sup> de superficie oceánica donde se producen los

más diversos fenómenos oceanográficos, desde el afloramiento en la costa noroccidental africana (temperaturas más frías) hasta las estelas que se originan a sotavento de las islas de mayor relieve durante épocas estivales (temperaturas más cálidas).

Con las consideraciones hechas previamente hemos simulado un total de 360 valores diferentes de temperaturas radiométricas de los canales 4 y 5 del AVHRR, a partir de los cuales obtendremos la expresión final del algoritmo regional optimizado para la determinación de la temperatura superficial del mar en el área de Canarias (Arbelo *et al.*, 1995e).

Una vez en este punto, y como paso previo a la presentación de la ecuación final del algoritmo split-window regional, procedamos a realizar un análisis de los factores que más influyen sobre este tipo de algoritmos: gases atmosféricos, dependencia angular y aerosoles.

**5.1.2.1 Efecto de los gases atmosféricos**

Analicemos primeramente la influencia de los constituyentes atmosféricos fijos en relación con el vapor de agua. Para ellos hemos realizado los cálculos descritos anteriormente considerando en un caso (a), que la atmósfera estaba constituida únicamente por vapor de agua (Arbelo *et al.*, 1995b), y en el otro (b), por vapor de agua y el resto de gases fijos indicados. Con estos dos conjuntos de 360 simulaciones obtenemos sendos algoritmos split-window (Tabla 1 y Figura 4).

Tabla 1. Coeficientes de las regresiones lineales de  $(T - T_4)$  frente a  $(T_4 - T_5)$  de los conjuntos de datos simulados, caso (a) sólo vapor de agua y caso (b) todos los gases.

	Coef. A	Coef. B (K)	$r^2$	$\sigma(K)$
Caso (a)	1,64	-0,37	0,96	0,16
Caso (b)	1,80	0,03	0,93	0,21

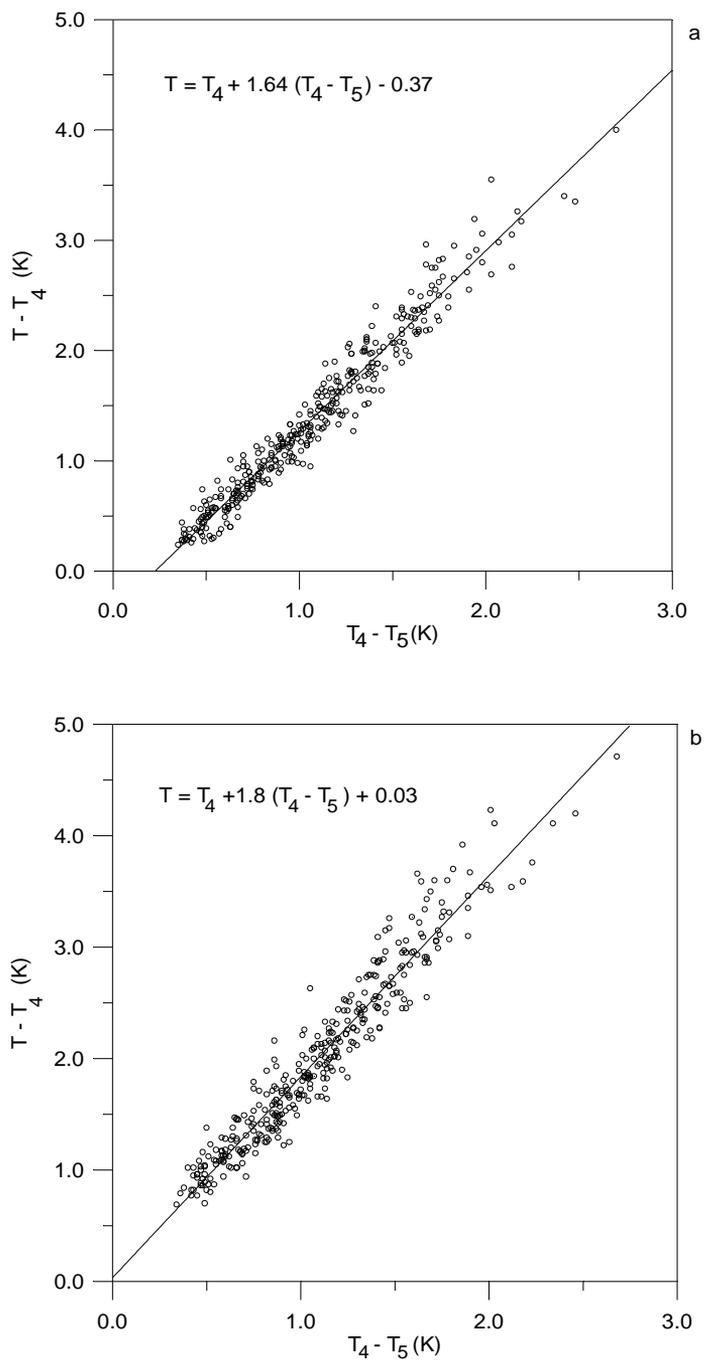


Figura 4. Regresiones lineales de las medidas de satélite simuladas. a) Conjunto de datos suponiendo sólo vapor de agua. b) Considerando vapor de agua y resto de gases.

En la comparación de las dos ecuaciones de split-window obtenidas se puede observar una mayor dispersión de los datos, aproximadamente del 25% en el caso que mejor reproduce la realidad, esto es, aquel en el que son considerados todos los gases atmosféricos incluido el vapor de agua (Figura 5). Esta consideración es especialmente importante para el caso de atmósferas secas ( $(T_4 - T_5) < 1\text{K}$ ), como apuntaron Coll y Caselles (1994), ya que se traduce en una pérdida de capacidad de los algoritmos tipo split-window para la determinación de la temperatura de la superficie del mar.

La justificación de este hecho se debe a que el método split-window se basa en la absorción diferencial del vapor de agua, de manera que la diferencia entre las temperaturas de los canales 4 y 5 AVHRR es una medida de la humedad atmosférica y por tanto nos permite corregir las imágenes de satélite en el infrarrojo térmico del efecto del vapor de agua. Sin embargo, la aproximación de la ecuación split-window no tiene en cuenta en ningún momento el efecto de atenuación que puede sufrir la radiación infrarrojo - térmica debida al resto de

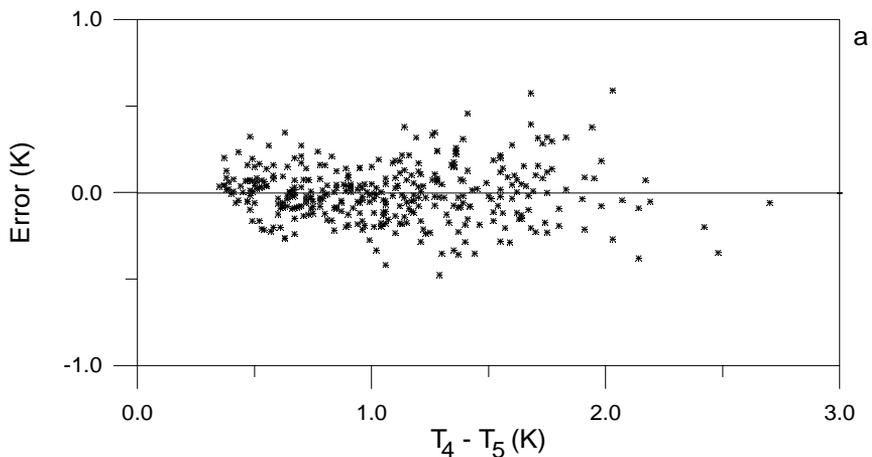


Figura 5.a. Errores en la temperatura superficial del mar estimada a partir de las ecuaciones split-window obtenidas mediante simulación para el caso (a), donde sólo se considera una atmósfera constituida por vapor de agua.

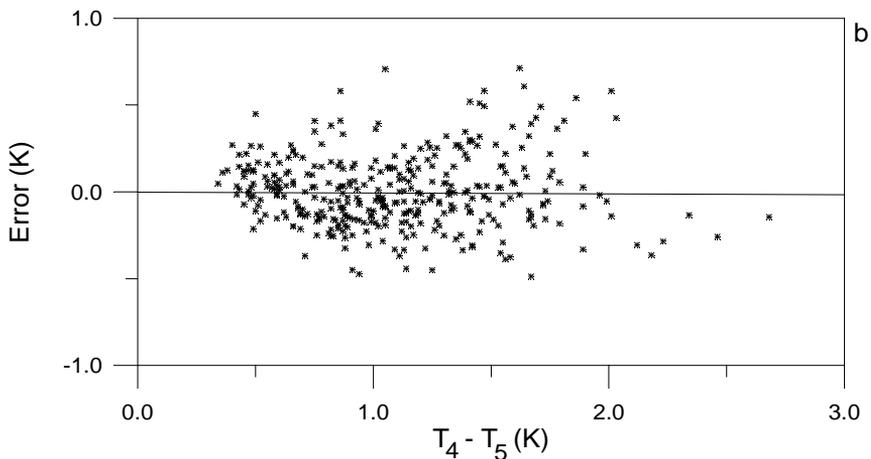


Figura 5.b. Errores en la temperatura superficial del mar calculada a partir de las ecuaciones split-window obtenidas mediante simulación para el caso (b), donde se tienen en cuenta todos los gases incluido el vapor de agua.

constituyentes atmosféricos. El efecto de los gases fijos es opuesto a la absorción relativa del vapor de agua en la región espectral considerada (Coll y Caselles, 1994).

### 5.1.2.2 Dependencia del ángulo cenital

Estudiaremos a continuación la necesidad de tener en cuenta la dependencia del ángulo de observación cenital en los coeficientes de las ecuaciones de split-window. Para ello generaremos cuatro algoritmos split-window mono-angulares con los datos de las simulaciones descritas al principio de este apartado (caso b), uno para cada uno de los ángulos indicados, 0°, 30°, 40° y 50°. Los coeficientes de estos algoritmos así como el error estándar de estimación se pueden encontrar en la Tabla 2.

Tabla 2. Coeficientes de los algoritmos split-window mono-angulares y error de estimación.

Ángulo $\theta$	Coeficiente A	Coeficiente B (K)	Error (K)
0°	1,67	0,05	0,16
30°	1,76	0,04	0,18
40°	1,73	0,13	0,19
50°	1,84	0,13	0,23

Se puede observar la variación que existe entre los coeficientes y el ángulo cenital. Análogamente se encuentra que el error de estimación aumenta cuando lo hace el ángulo de observación como consecuencia del crecimiento de la atenuación atmosférica.

Para investigar la magnitud del efecto del ángulo cenital en el caso de coeficientes optimizados para una región específica, hemos aplicado cada una de las ecuaciones split-window obtenidas al resto de conjuntos de medidas simuladas para los demás ángulos. Los errores resultantes se muestran en la Tabla 3, donde se puede apreciar que el no tener en cuenta apropiadamente la dependencia del ángulo cenital puede conducirnos a errores próximos a las 3 décimas de kelvin, inaceptables si se desea una determinación exacta de la temperatura superficial del mar.

Tabla 3. Errores cometidos en la temperatura por no haber tenido en cuenta la dependencia con el ángulo de observación cenital. Se muestra el error medio y la desviación estándar, ambos en kelvin.

Algoritmos ( $\theta$ )	Datos de simulación ( $\theta$ )			
	0°	30°	40°	50°
0°		-0,07 ± 0,16	-0,13 ± 0,16	-0,23 ± 0,17
30°	0,08 ± 0,18		-0,06 ± 0,18	-0,17 ± 0,18
40°	0,14 ± 0,19	0,06 ± 0,19		-0,12 ± 0,19
50°	0,3 ± 0,24	0,19 ± 0,23	0,13 ± 0,23	

Otros autores (Minnet, 1990; Llewellyn-Jones *et al.*, 1984), encuentran errores aun mayores que los presentados por nosotros al realizar estudios similares, pudiendo alcanzar valores de hasta 1 K. Ellos se refieren a algoritmos optimizados para regiones mucho más grandes que la definida por nosotros, de ahí que encuentren una dependencia mucho más acusada con el ángulo.

Para solventar en lo posible el problema que nos ocupa, consideraremos la siguiente variación de la ecuación de split-window clásica:

$$SST = T_4 + A \cdot (T_4 - T_5) + B \cdot (T_4 - T_5) \cdot (\sec(\theta) - 1) + C \quad (5.2)$$

donde se ha tenido en cuenta explícitamente la dependencia con el ángulo cenital mediante la inclusión de un término que contiene la secante. Esta expresión y otras similares donde interviene la secante del ángulo de observación aparece en la mayoría de los algoritmos más recientes para determinación de la temperatura superficial del mar (May y Hoyle, 1993; May, 1993; Walton, 1988; Walton *et al.*, 1990; Barton, 1985; Barton *et al.*, 1989; Antoine *et al.*, 1992). Realizando la simulación de las 360 medidas de satélite para el caso de todos los gases atmosféricos, y un análisis de regresión lineal múltiple obtenemos los coeficientes para la ecuación (5.2) (Arbelo *et al.*, 1995e):

$$SST = T_4 + 1,65 \cdot (T_4 - T_5) + 0,39 \cdot (T_4 - T_5) \cdot (\sec(\theta) - 1) + 0,09 \quad (5.3)$$

con un coeficiente de determinación de 0,95 y un error estándar de estimación de  $\pm 0,18$  K.

### 5.1.2.3 Influencia de los aerosoles marinos

Para el análisis del efecto de los aerosoles marinos en el método de split-window usaremos nuevamente el código de transferencia radiativa LOWTRAN-7 (Kneizys *et al.*, 1988). Con él hemos simulado las radiancias ascendentes para, posteriormente, determinar las temperaturas radiométricas bajo condiciones de

cielo claro, de los canales 4 y 5 del sensor AVHRR correspondiente al satélite NOAA-14. Los modelos de atmósferas usadas han sido los de Latitudes Medias en invierno y verano (McClatchey *et al.*, 1971). En los cálculos de las radiancias hemos tenido en cuenta “scattering” múltiple y cuatro ángulos de observación diferentes ( $0^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $40^\circ$  y  $50^\circ$ ).

El LOWTRAN-7 considera que las variaciones de la turbiedad atmosférica, en ausencia de anomalías estratosféricas, se encuentran confinadas a los primeros kilómetros por encima del nivel del mar. Las variables que tendrá en cuenta el modelo serán: el tipo y cantidad total de aerosoles, la temperatura de la superficie y el “rango” meteorológico en la superficie (Slater, 1980). Cuando cambiemos este último parámetro en el código, se interpretará como una alteración de la concentración de aerosoles cerca de la superficie, el número de aerosoles en la columna vertical y hasta cierto punto, la distribución vertical de aerosoles dentro de los primeros kilómetros de la atmósfera. En nuestro caso realizaremos los cálculos suponiendo 5 valores diferentes del “rango” meteorológico de la superficie (40, 30, 20, 10, y 5 km) que suponen cinco espesores ópticos distintos para la atmósfera de invierno y otros tantos para la de verano (Tabla 4). El modelo de aerosoles utilizado por nosotros ha sido el “navy maritime” (Gathman, 1983).

La distribución en tamaño de aerosoles usada en este modelo, y las propiedades físicas y ópticas de los materiales de estos aerosoles están basadas en medidas hechas en islas y barcos en el norte del Océano Atlántico, Mar Mediterráneo y Océano Pacífico, por lo que pueden ser consideradas como condiciones típicas existentes sobre los océanos (Shettle y Fenn 1979; Junge *et al.*, 1969, Junge, 1972).

Los tres componentes de este modelo consisten en: (a) los aerosoles de “fondo”, dependientes de la masa de aire característica, que a su vez es prácticamente insensible a los cambios en los parámetros meteorológicos locales,

Tabla 4. Variación del espesor óptico de aerosoles a  $0,63 \mu\text{m}$  con el “rango” meteorológico de la superficie considerado para las atmósferas de Latitudes Medias en Invierno y Verano. Valores calculados a partir de los datos de transmisividades generadas por el LOWTRAN-7 teniendo en cuenta estas atmósferas con y sin aerosoles. La determinación a esa longitud de onda específica se debe a su correspondencia con la longitud de onda central del canal 1 del AVHRR, utilizado para las estimaciones de  $\tau_A$  desde satélite.

“Rango” Meteorológico de la superficie (km)	Espesor óptico de aerosoles, $\tau_A(0,63 \mu\text{m})$	
	Invierno	Verano
40	0,16	0,18
30	0,22	0,23
20	0,32	0,33
10	0,62	0,61
5	1,11	1,07

(b) aerosoles marinos producidos por condiciones de vientos fuertes y recientes, que suelen permanecer durante bastante tiempo en la atmósfera, y (c) grandes núcleos de sal marina. En nuestras simulaciones hemos considerado que la masa de aire característica tome el valor por defecto del código (i.e. 3), y la velocidad de viento promedio en la zona,  $8,5 \text{ m s}^{-1}$ .

Una vez simuladas las  $T_4$  y  $T_5$  en las condiciones descritas anteriormente, han sido utilizadas en la ecuación de split window dada por la expresión (5.3), obtenida para atmósferas libres de aerosoles. De esta manera podemos comparar el valor de SST con los valores prescritos en la simulación para las temperaturas de la superficie,  $T$  ( $T_{\text{Invierno}} = 272,2 \text{ K}$  y  $T_{\text{Verano}} = 294,2 \text{ K}$ ), tal que la diferencia  $\Delta T = T - \text{SST}$  nos dará el error introducido por los aerosoles en el algoritmo split-window. Siguiendo los trabajos de varios autores (Griggs, 1985; May *et al*, 1992; Rao, 1992), comprobamos que la diferencia comentada está bien correlacionada con  $\tau_A \times \sec(\theta)$  y no con  $\tau_A$ . Realizando un estudio paralelo para cada uno de los dos conjuntos de datos simulados de los que disponemos, uno para la atmósfera de Latitudes Medias en Invierno y otro para la de Verano, ambos con 20 datos (4

ángulos x 5 “rangos” meteorológicos de la superficie) obtendremos los resultados mostrados en la Tabla 5.

Tabla 5. Regresiones de los errores que se introducen por los aerosoles en el algoritmo regional de split-window (5.3), en función del espesor óptico de aerosoles.

<i>Atmósfera</i>	<i>Pendiente</i>	<i>Corte con eje (K)</i>	<i>r<sup>2</sup></i>	<i>σ (K)</i>
<i>Lat. Medias. Invierno</i>	2,011	0,007	0,998	0,04
<i>Lat. Medias Verano</i>	1,640	0,274	0,984	0,10

Donde destaca el alto grado de correlación entre ambas magnitudes para las dos atmósferas. Nuestro interés, sin embargo, se centra en la obtención de una expresión que pueda ser aplicada de forma operativa durante cualquier época del año, para lo cual procedimos a la unión de todos los datos y al análisis de regresión consecuente. La ecuación lineal obtenida (Figura 6) en este caso es:

$$\Delta T = 1,83 \cdot (\tau_A \cdot \sec(\theta)) + 0,14 \tag{5.4}$$

con un coeficiente de determinación de 0,982 y un error estándar de ±0,11 K, lo que supone una mínima pérdida de correlación con respecto al peor de los casos anteriores (Tabla 5).

La expresión (5.4) supone la posibilidad de corregir el efecto de los aerosoles marinos si se considera como un término adicional en cualquier algoritmo split-window. Para conseguir esto, será necesario que las estimaciones del espesor óptico de aerosoles puedan ser realizadas utilizando únicamente medidas desde satélite, y esto es posible con la información de los canales 1 y 2 del radiómetro AVHRR (Durkee *et al.*, 1986; Frost, 1988; Griggs, 1985; Rao *et al.*, 1989; Rao, 1992; Porter, 1993; Ignatov *et al.* 1995). En nuestro caso hemos utilizado el procedimiento descrito por Durkee *et al.* (1986), que calcula el espesor

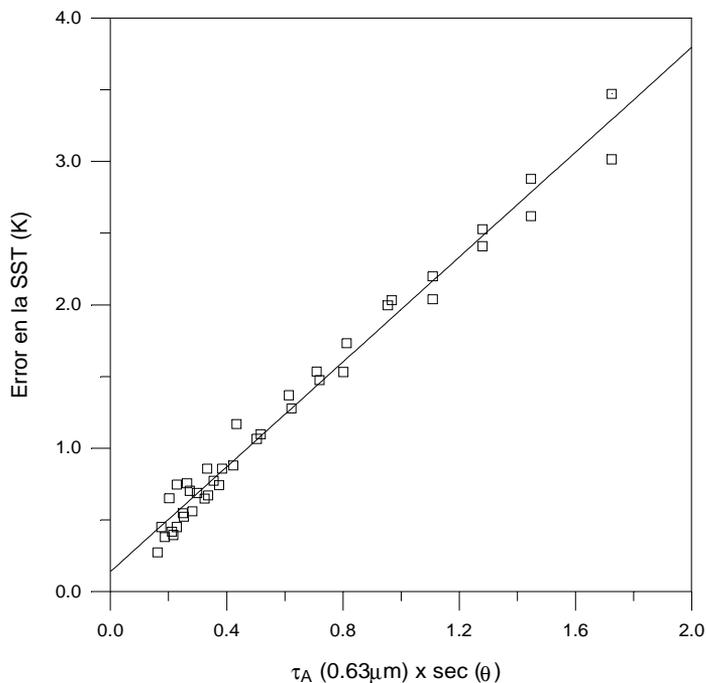


Figura 6. Variación de la SST en función del espesor óptico de aerosoles a  $0,63 \mu\text{m}$  para el modelo “navy maritime” y atmósferas típicas de Latitudes Medias.

óptico de aerosoles a la longitud de onda central del canal 1 AVHRR ( $0,63 \mu\text{m}$ ), razón por la que hemos trabajado hasta este momento con dicha longitud de onda. Una descripción detallada de la metodología seguida así como su validación con medidas *in situ* en el área de Canarias puede encontrarse en Expósito *et al.* (1995, 1997).

## 5.2 Intercomparación de algoritmos

En esta sección, se presentan y discuten los resultados de la aplicación del algoritmo split-window de coeficientes variables propuesto en el Capítulo 3 y desarrollado en el Capítulo 4, expresión (4.13). Primeramente, se chequeará el

método frente a un conjunto de medidas de satélite simuladas, y luego, utilizaremos datos reales para comparar los resultados que producen diferentes algoritmos split-window.

### 5.2.1 Datos simulados

Hemos utilizado un conjunto de datos de temperaturas radiométricas simuladas de los canales 4 y 5 del AVHRR, para estudiar la capacidad de las expresiones (4.1) y (4.2) de generar los coeficientes split-window apropiados para obtener la temperatura superficial del mar en diferentes condiciones atmosféricas. Este conjunto es el mismo que describieron Coll y Caselles (1994). En él se usan como datos de entrada al código LOWTRAN 7 (Knezyz *et al.*, 1988), diferentes perfiles atmosféricos de Latitudes Medias de diferentes contenidos en vapor de agua, considerando el resto de gases atmosféricos propios del código. Para cada perfil, se han tenido en cuenta tres temperaturas superficiales del mar y cuatro ángulos de observación. La emisividad de la superficie fue considerada como 1, ya que su influencia es muy pequeña para ángulos de observación inferiores a  $40^\circ$  como ya hemos comentados a lo largo de la presente Memoria. Así pues, se obtuvo un conjunto de 156 puntos simulados ( $T$ ,  $T_4$  y  $T_5$ ).

Para cada uno de estos puntos se conoce perfectamente su ángulo de observación y contenido en vapor de agua, de manera que podemos calcular los coeficientes split-window  $A(W)$  y  $B(W, \theta)$ , que se corresponden con las expresiones (4.1) y (4.2) respectivamente. Los valores obtenidos para  $A(W)$  varían entre 2,1 y 3,4, mientras que para  $B(W, \theta)$ , el intervalo se encuentra entre -0,71 y 0,55 K. Usando los coeficientes calculados y las temperaturas radiométricas de  $T_4$  y  $T_5$ , se calcula la temperatura de la superficie del mar,  $SST$ , y se compara con la prescrita,  $T$ . La Figura 7 muestra la diferencia entre las temperaturas prescrita y calculada, ( $SST - T$ ), frente a la diferencia entre las temperaturas radiométricas, ( $T_4 - T_5$ ). El valor medio de la diferencia representada es de -0,04 K y la desviación estándar,  $\pm 0,3$  K. El algoritmo produce una sobre-estimación despreciable en la temperatura

de la superficie, y la desviación estándar es suficientemente pequeña para dar confianza al método propuesto.

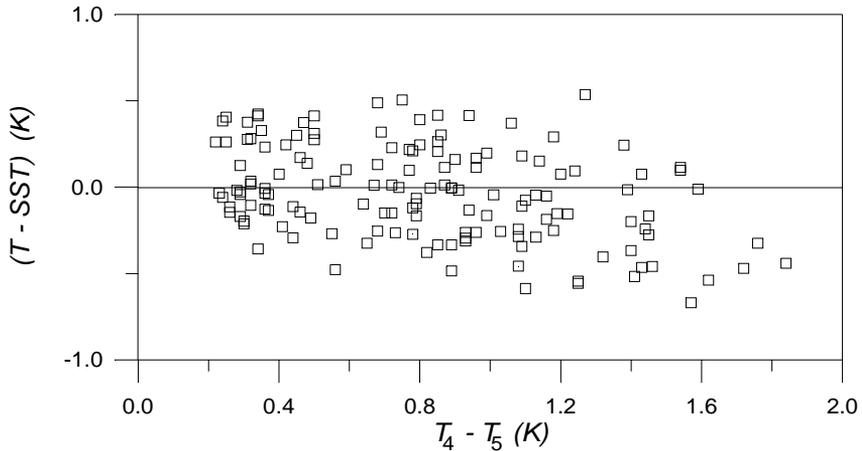


Figura 7. Comparación del método propuesto con las temperaturas radiométricas simuladas.

### 5.2.2 Comparación de algoritmos con datos reales

Los resultados obtenidos por nuestro algoritmo han sido comparados con aquellos obtenidos por otros algoritmos split-window para la temperatura superficial del mar, los cuales son presentados en la Tabla 6. Se ha seleccionado y procesado un número de escenas de pases de satélites NOAA del área de Canarias y de diferentes fechas, para la comparación. En todos los casos se ha realizado el pre-procesamiento de los datos como se ha descrito previamente en el Capítulo 2, de forma que la aplicación de los algoritmos split-window para la determinación de la temperatura superficial del mar sólo se realiza sobre aquellos datos AVHRR y HIRS-2 que hayan superado todos los tests de eliminación de nubes y zonas de tierra.

Tabla 6. Algoritmos split-window para la temperatura superficial del mar usados en la comparación.

Algoritmo	Ecuación split-window
MCSST	$T = 1,0561 T_4 + 2,542(T_4 - T_5) + 0,888(T_4 - T_5)(\sec \theta - 1) - 16,98$
Sobrino <i>et al.</i> (1991)*	$T = T_4 + A(W)(T_4 - T_5)$
Coll <i>et al.</i> (1994)	$T = T_4 + [1,0 + 0,58(T_4 - T_5)](T_4 - T_5) + 0,51$
Este trabajo	$T = T_4 + (1,95 + 0,33W)(T_4 - T_5) + (B_0 + B_1W + B_2W^2)$

\*  $A(W)$  es un coeficiente que depende de  $W$  y se calcula por interpolación en la Figura 5 de Sobrino *et al.* (1991).

Se han utilizado datos HIRS-2 y AVHRR para aplicar el algoritmo desarrollado en esta Memoria, mientras que el MCSST y el algoritmo de Coll *et al.* solo usan datos del radiómetro AVHRR. Para la determinación de la temperatura superficial del mar con el método de Sobrino *et al.* se requiere además, del perfil atmosférico vertical de humedad. Hemos sustraído las temperaturas obtenidas con nuestro algoritmo a las temperaturas calculadas con los demás algoritmos estudiados. La Tabla 7 da información relevante respecto de los datos de satélite usados para la comparación, y los resultados de la comparación en términos del valor medio y el intervalo de las diferencias entre las temperaturas. A continuación analizaremos los desacuerdos entre los diferentes algoritmos.

El método de Coll *et al.* es un algoritmo que tiene carácter global. Es una ecuación split-window cuadrática que considera implícitamente la variabilidad atmosférica mundial. El coeficiente  $A$  no es constante sino que se supone depende linealmente de la diferencia de las temperaturas radiométricas en si misma, esto es,  $A = a_0 + a_1 (T_4 - T_5)$ , mientras el coeficiente  $B$  permanece constante. Los coeficientes numéricos de este algoritmo fueron obtenidos empíricamente usando temperaturas “*in situ*” de la superficie del mar coincidentes con datos AVHRR. En Caselles *et al.* (1995), el algoritmo se aplicó a un conjunto de datos de la temperatura superficial del mar provisto por el *Centre de Météorologie Spatial* (CMS) de Lannion en Francia, compuesto de 348 puntos recolectados en el Mar Mediterráneo y el Océano Atlántico Norte. Este conjunto

Tabla 7. Diferencias entre el algoritmo propuesto (expresión (4.13)) y los tres algoritmos seleccionados para varios conjuntos de datos del satélite NOAA-12. Para cada día de estudio se muestran los valores medios de  $T_4 - T_5$ , el intervalo de ángulos cenitales de observación y el contenido en vapor de agua obtenido mediante el radiosondeo más próximo en el tiempo y aplicando la ecuación desarrollada con los canales HIRS-2 (expresión (4.11)).

17 Diciembre de 1994§	Ángulo cenital $\theta=49,4^{\circ}$ - $50,5^{\circ}$	$W(\text{HIRS}) = 2,3 \text{ g cm}^{-2}$	
Número de puntos: 25	$T_4 - T_5 = 2,1 \text{ K}$	$W(\text{radiosondeo}) = 1,9 \text{ g cm}^{-2}$	
	Coll <i>et al</i>	Sobrino <i>et al.</i>	MCSST
Diferencia media (K)	0,6	1,7	0,17
Intervalo (K)	[0,47, 0,72]	[1,61, 1,91]	[0,07, 0,22]
18 Diciembre de 1994‡	Ángulo cenital $\theta=33,4^{\circ}$ - $34,4^{\circ}$	$W(\text{HIRS}) = 2,3 \text{ g cm}^{-2}$	
Número de puntos: 32	$T_4 - T_5 = 2,0 \text{ K}$	$W(\text{radiosondeo}) = 1,7 \text{ g cm}^{-2}$	
	Coll <i>et al</i>	Sobrino <i>et al.</i>	MCSST
Diferencia media (K)	0,3	1,4	0,4
Intervalo (K)	[0,16, 0,40]	[1,26, 1,55]	[0,37, 0,40]
18 Diciembre de 1994§	Ángulo cenital $\theta=12,8^{\circ}$ - $14,2^{\circ}$	$W(\text{HIRS}) = 2,1 \text{ g cm}^{-2}$	
Número de puntos: 12	$T_4 - T_5 = 1,7 \text{ K}$	$W(\text{radiosondeo}) = 1,6 \text{ g cm}^{-2}$	
	Coll <i>et al</i>	Sobrino <i>et al.</i>	MCSST
Diferencia media (K)	0,3	1,0	0,5
Intervalo (K)	[0,23, 0,33]	[0,63, 1,09]	[0,45, 0,51]
19 Diciembre de 1994§	Ángulo cenital $\theta=22,0^{\circ}$ - $23,0^{\circ}$	$W(\text{HIRS}) = 1,9 \text{ g cm}^{-2}$	
Número de puntos: 14	$T_4 - T_5 = 1,6 \text{ K}$	$W(\text{radiosondeo}) = 1,9 \text{ g cm}^{-2}$	
	Coll <i>et al</i>	Sobrino <i>et al.</i>	MCSST
Diferencia media (K)	0,4	0,8	0,4
Intervalo (K)	[0,31, 0,38]	[0,75, 0,89]	[0,42, 0,45]
20 Diciembre de 1994‡	Ángulo cenital $\theta=40,3^{\circ}$ - $40,7^{\circ}$	$W(\text{HIRS}) = 1,7 \text{ g cm}^{-2}$	
Número de puntos: 7	$T_4 - T_5 = 1,7 \text{ K}$	$W(\text{radiosondeo}) = 1,8 \text{ g cm}^{-2}$	
	Coll <i>et al</i>	Sobrino <i>et al.</i>	MCSST
Diferencia media (K)	0,5	1,1	0,3
Intervalo (K)	[0,38, 0,58]	[0,87, 1,17]	[0,21, 0,44]

‡ Pase matutino. § Pase vespertino.

de datos se describe con detalle en Antoine *et al.* (1992). La comparación entre las temperaturas de la superficie del mar medida y las obtenidas por el algoritmo producen una diferencia cuadrática media de 0,6 K alrededor de un sesgo de 0,17

K. En la comparación con el algoritmo que hemos desarrollado encontramos una diferencia media para todos los días de la comparación de 0,4 K con una desviación estándar de  $\pm 0,15$  K. Para ángulos inferiores a  $35^\circ$  existe gran similitud en los resultados de ambos algoritmos presentándose las menores diferencias entre ambos. Así, el coeficiente A variable de Coll *et al.* permite a su ecuación split-window adaptarse adecuadamente a la variabilidad del contenido en vapor de agua sobre el mar que rodea Canarias, aunque produce una estimación inferior de la temperatura de la superficie del mar con respecto al nuestro. Esta infra-estimación de la temperatura de la superficie se hace aun más patente cuando estudiamos los conjuntos de datos con ángulos de observación superiores a  $35^\circ$ , donde este algoritmo parece no ser capaz de alcanzar tan buenos resultados, véase la diferencia de 0,6 K para el 17 de Diciembre de 1994 en la Tabla 7. Sin duda, la razón no es otra que la no dependencia angular del mismo, que seguro mejoraría las determinaciones y se acercaría a las estimaciones del propuesto por nosotros. Sin embargo, su autor explica la no inclusión de este tipo de términos ya que son típicos en el caso de la superficie del mar y el objetivo final de su algoritmo era la determinación de la temperatura de la superficie terrestre (Coll, 1994).

El algoritmo MCSST (Multi-Channel Sea Surface Temperature) está basado en el procedimiento descrito por McClain *et al.* (1985), con los coeficientes numéricos calculados mediante regresión estadística entre las temperaturas del mar medidas "*in situ*" y temperaturas radiométricas de los canales 4 y 5 del AVHRR coincidentes en espacio y tiempo dentro de unos márgenes. Es un método tipo split-window lineal, aunque en las últimas versiones se introducen ciertas modificaciones. La más importante es la inclusión de un factor diferente de la unidad que multiplica a la temperatura del canal 4 AVHRR cuya finalidad es la corrección de un error sistemático dependiente de la temperatura de la superficie, que ha sido encontrado cuando se comparan las medidas desde satélites con las realizadas por boyas marinas (Strong y McClain, 1984). También se incluye un término adicional con la secante del ángulo de observación cenital para tener en cuenta esta dependencia. El algoritmo usado en esta comparación es una versión revisada y dada por May y Hoyler (1993). Este algoritmo ha sido diseñado para poder ser utilizado a escala global y el error que se le atribuye en estas condiciones

es de 0,7 K (May, 1993). Cabe esperar que si se aplica a áreas particulares como la región de las Islas Canarias los resultados no sean demasiados satisfactorios, generando temperaturas más bajas que las reales. De hecho, para el conjunto de datos seleccionados se encuentra una ligera diferencia en la temperatura superficial del mar de aproximadamente 0,3 K, similar a la mostrada por Llewellyn-Jones *et al* (1984). Sin embargo, si nos fijamos en las observaciones con ángulos bajos, la diferencia media con nuestro algoritmo se eleva hasta casi 0,5 K, como ocurre para el pase del día 18 de Diciembre 1994 por la tarde, mostrando un efecto contrario al que hallamos en el caso del algoritmo de Coll *et al.*, esto es, la capacidad del algoritmo global MCSST de estimar convenientemente la temperatura de la superficie del mar para ángulos pequeños se degrada. No pasa lo mismo para ángulos grandes, donde el MCSST y nuestro método se acercan bastante, dada la inclusión de términos dependientes del ángulo en ambos. Fijémonos por ejemplo, en el conjunto de datos correspondientes al día 17 de Diciembre de 1994, donde  $\theta$  es aproximadamente  $50^\circ$ , la diferencia media en este caso se reduce a 0,17 K.

El modelo de Sobrino *et al.* se diseñó con el propósito de tener en cuenta la dependencia atmosférica de la ecuación split-window. Con esta premisa, calcularon los coeficientes para un determinado número de atmósferas típicas de climatología y los tabularon como una función del contenido en vapor de agua,  $W$ . Para la aplicación de este algoritmo es necesario el conocimiento del contenido total en vapor de agua, a partir del cual se interpolará el coeficiente split-window apropiado de los valores climáticos. Es importante destacar que Sobrino *et al.* (1991) tomaron el coeficiente  $B$  como nulo, lo que se debe en parte al hecho de que los autores no incluyeron los gases atmosféricos fijos en las simulaciones de transferencia radiativa que utilizaron para obtener los coeficientes.

Para la determinación del coeficiente  $A$  hemos usado los radiosondeos atmosféricos registrados por el I.N.M. en Santa Cruz de Tenerife. Los radiosondeos son lanzados diariamente a las 0:00 y 12:00 horas, así que se ha utilizado siempre el radiosondeo más próximo en el tiempo al pase del satélite para cada uno de los conjuntos de datos estudiados. Los valores del contenido en vapor

de agua calculados a partir de los datos de los radiosondeos también se pueden encontrar en la Tabla 7. Usando los resultados dados por Sobrino *et al.* (1991) en su Figura 5, se calculó el coeficiente  $A$ , produciendo valores que variaban entre 1,88 y 1,98 para el conjunto de datos seleccionado. En términos de la temperatura obtenida, la diferencia con el algoritmo propuesto en este trabajo está próxima a 1,3 K, como se muestra en la Tabla 7. Estas diferencias podrían ser explicadas ya que, normalmente, la cantidad de vapor de agua sobre el mar es mayor que sobre tierra y también por la diferencia en tiempo y espacio que se produce entre el sondeo desde satélite y el lanzado desde Tierra. Utilizando datos HIRS-2 libres de nubes para las imágenes estudiadas, el contenido total en vapor de agua obtenido sobre el mar es significativamente mayor, en la mayor parte de los casos, que el obtenido desde los radiosondeos, con diferencias que alcanzan los  $0,6 \text{ gcm}^{-2}$ . Sin embargo, para los datos correspondientes a los días 19 y 20 de Diciembre de 1994 esta diferencia no existe, por lo tanto, la causa de diferencias tan grandes entre ambos algoritmos no puede ser explicada con el mismo razonamiento. Pensamos que en la construcción de este algoritmo, se debería haber tenido en cuenta el resto de gases atmosféricos, y no sólo el vapor de agua, considerando de esta forma la adición del término independiente o coeficiente  $B$ , que corregiría en gran medida la infravaloración que produce en la estimación de la temperatura superficial del mar en este área.

### 5.3 Validación con medidas “*in situ*”

Para verificar los métodos de determinación desde satélites de las temperaturas superficiales, se hacen necesarias comparaciones de estas con medidas de la temperatura de la superficie tomadas “*in situ*”, que generalmente se realizan por barcos, boyas fijas o a la deriva. En la mayor parte de los estudios de verificación (McClain *et al.*, 1985; Bernstein y Chelton, 1985) se utilizan los datos de la temperatura del mar medidos a una cierta profundidad, normalmente entre 1 y 7 metros. Sin embargo, la naturaleza de estas medidas es totalmente diferente a la que se realiza por parte de los sensores de radiación infrarrojo-térmica a bordo

de los satélites. Estos últimos detectan la temperatura radiativa emitida por una delgada capa superficial, “la piel del mar”, cuyo espesor apenas puede llegar a alcanzar 1 mm. De manera que para la realización de una buena verificación o validación de los algoritmos que obtienen la SST desde el espacio, se necesita una comparación con medidas de campo realizadas con radiómetros infrarrojo similares a los montados en los satélites. La recolección de datos de este tipo es muy difícil y laboriosa, necesitando el proceso de una o dos personas continuamente. Gracias a los miembros del Grupo de Comunicaciones y Teledetección se pudo llevar a cabo una campaña de medidas de temperatura de la piel del mar con un radiómetro en aguas de Canarias (Herrera *et al.*, 1995), datos que serán utilizados para la validación del algoritmo de coeficientes variables desarrollado en la presente Memoria.

A continuación haremos un análisis más profundo de la necesidad de tener en cuenta el conocido “efecto de la piel del mar” (skin-effect), seguiremos con la descripción de los segmentos del cruce con medidas realizados durante la campaña y el método de medida empleado, para terminar con los resultados obtenidos en la verificación del algoritmo propuesto.

### **5.3.1 Diferencia entre las temperaturas “bulk” y “skin”**

Antes de comenzar, comentemos la utilización de los términos anglosajones en el encabezamiento del presente apartado. La traducción literal de “bulk” al castellano no explicaría el significado que los científicos oceanógrafos le dan a la palabra. “Bulk” hace referencia a las medidas de la temperatura superficial del mar que se realizan por barcos o boyas con sensores de temperatura sumergidos a una pequeña profundidad, desde centímetros a metros, y dan información de la temperatura de la capa de mezcla del mar. Mientras que “skin”, como ya comentamos, se refiere a la temperatura de la piel del mar, esto es, de la capa superficial que se encuentra en contacto con el aire, y que sólo puede ser medida mediante radiometría infrarroja.

Para verificar la correcta precisión de los algoritmos para la SST no se puede seguir obviando la diferencia existente entre la temperatura de la piel del mar y la medida a una cierta profundidad. El flujo de energía térmica a través de la superficie se produce generalmente desde el mar hacia el aire, lo que produce una disminución de la temperatura de piel con respecto a la de la capa de mezcla entre 0,2 y 0,5° C típicamente, aunque se han alcanzado diferencias superiores a 1,0° C. Si bien este fenómeno se conoce desde 1947 (Woodcock y Stommel, 1947), y ha sido estudiado teóricamente desde 1967 (Saunders, 1967), sólo recientemente, cuando los radiómetros a bordo de los satélites han alcanzado una exactitud y estabilidad adecuadas, se ha empezado a tener en cuenta.

Muchos han sido los autores que han estudiado la diferencia que se produce entre estas dos temperaturas, unos en el campo (Hasse, 1963; Saunders, 1973; Grassl, 1976; Paulson y Simpson, 1981; Hepplewhite, 1989; Coppin *et al.*, 1991; Schluessel *et al.*, 1990; Emery *et al.*, 1994; Donlon, 1994), y otros en el laboratorio (Hill, 1971; Katsaros, 1977) utilizando gran variedad de diferentes técnicas que incluyen, termómetros de mercurio (Hasse, 1963), radiómetros de precisión (Schluessel *et al.*, 1990; Emery *et al.*, 1994; Donlon, 1994), y más recientemente scanners térmicos de precisión (Jessup, 1992). De todos estos trabajos se concluye que la diferencia de temperaturas “skin-bulk” toma un valor medio típico de -0,4 K con extremos que pueden superar  $\pm 1$  K (Schluessel *et al.*, 1990; Donlon, 1994). Uno de los problemas más grandes asociados con este tipo de medidas es la disponibilidad de sistemas basados en los radiómetros de precisión adecuados y el verdadero conocimiento de la emisividad del agua de mar (Donlon, 1994).

Desde el punto de vista teórico, también se pueden encontrar muchos trabajos que intentan estimar este fenómeno, unos basándose en los procesos que se producen en la superficie de contacto aire-mar (Saunders, 1967; Wu, 1985; Saunders, 1973), otros en modelos de difusión (Hasse, 1971) y algunos en modelos de renovación de la superficie (Soloviev y Schluessel, 1994; Soloviev *et al.*, 1994; Eifler, 1992). Sin embargo, tales modelos son en la actualidad inadecuados para predecir la diferencia con la exactitud que requiere la corrección

de las medidas de la temperatura superficial del mar desde satélite, especialmente en condiciones de gran insolación y poco viento (Soloviev *et al.*, 1994).

Se ha demostrado que el efecto de la piel del mar potencia la generación de CO<sub>2</sub> oceánico (Robertson y Watson, 1992) y por lo tanto los algoritmos split-window globales que se usan en la actualidad y que han sido generados empíricamente mediante regresiones con medidas “*in situ*” tomadas de la capa de mezcla, (bulk), pueden conducir a grandes errores (Wick *et al.*, 1992; Yokohama y Tanba, 1991).

De todo lo expuesto anteriormente, concluimos que en cualquier campaña que se lleve a cabo con el propósito de validar los algoritmos desarrollados para determinar la temperatura superficial del mar desde satélites, el parámetro de validación relevante, esto es, el parámetro que se ha de tener en cuenta en la comparación con las medidas simultáneas desde satélite, es la temperatura de la piel del mar medida con radiómetros infrarrojo-térmicos. Razón por la que nuestro Laboratorio cuenta en la actualidad con un dispositivo de estas características, que ya ha sido descrito en el Capítulo 2.

### 5.3.2 Campaña experimental en el Buque Oceanográfico Taliarte

El motivo principal que nos impulsó a la realización de una campaña experimental para la recolección de medidas “*in situ*” en el área de Canarias, fue la falta de medidas de calidad en esta zona del Atlántico Norte, que impedían la validación del algoritmo desarrollado.

Existen en la actualidad, muchas bases de datos de temperatura del mar emparejadas con datos de satélite a escala global y de Latitudes Medias (McClain *et al.*, 1985; McClain, 1989; Castagne *et al.*, 1986; Antoine *et al.*, 1992; Yokohama y Tanba 1991), que se usan para validar los distintos algoritmos operativos de SST, permitiendo determinar el error de estimación en condiciones reales. Pero el porcentaje de estos datos que se encuentran para nuestra zona de interés es casi

nulo. Además, dichos conjuntos de datos no contienen las medidas de los canales HIRS-2 utilizados por nuestro algoritmo para obtener la cantidad total de vapor de agua atmosférico,  $W$ , del cual dependen nuestros coeficientes. Y por supuesto, las medidas de temperatura “*in situ*” de estas bases de datos se refieren a temperaturas de la capa de mezcla tomadas por boyas o barcos con sensores sumergidos.

Durante el periodo que fue desde el 17 hasta el 20 de Diciembre de 1994 se realizó nuestra primera campaña oceanográfica a bordo del Buque Oceanográfico Taliarte. Durante la misma se llevaron a cabo diferentes experiencias de medidas de la temperatura superficial del mar.

La instrumentación utilizada los días que duró la recolección de datos, constaba de un radiómetro AGEMA TP80HRSC para la medida de la temperatura de la piel del mar, dos termómetros reversibles, con una botella Nansen donde acoplarlos, que nos permitirían realizar medidas de la temperatura de la superficie del mar a diferentes profundidades ayudándonos de la maquinilla correspondiente, una estación de recepción secundaria para recibir la transmisión APT de los satélites NOAA y poder seleccionar aquellas áreas libres de nubes hacia las cuales nos dirigiríamos para realizar las medidas, y un sistema de posicionamiento global, GPS, para registrar exactamente las coordenadas geográficas de las medidas realizadas.

Antes de comenzar la campaña, se realizó una selección de los posibles pases de satélites que nos interesaban, generando informes de la hora de paso, duración y ángulo de observación con respecto a la estación terrena del LCT. De manera que cuando estuvimos a bordo, nuestra única preocupación era estar en algún lugar libre de nubes en el momento próximo al barrido del satélite. Según lo comentado, se seleccionaron los cinco mejores pases del satélite NOAA-12 en los cuatro días que duraría la campaña. El NOAA-12 era el único satélite de su serie que estaba en condiciones de suministrarnos la información de los canales 4 y 5 AVHRR y 8, 11 y 12 HIRS-2 que necesitábamos para la futura validación, ya que su antecesor, el NOAA-11 había dejado de operar desde el 13 de Septiembre de

1994, y los NOAA-9 y NOAA-10 no nos conferían la suficiente confianza, dado el envejecimiento de sus sensores.

Los segmentos del cruceo donde se realizaron medidas (Tabla 8), se corresponden con los siguientes trayectos:

1. Desde el centro del canal Tenerife-Gomera hasta Los Cristianos.
2. Los Cristianos - Los Gigantes (ida y vuelta).
3. En dirección al Hierro hasta el Puerto de la Estaca.
4. Valle Gran Rey - Playa Santiago.
5. Desde Playa Santiago en dirección hacia Tenerife.

Durante los recorridos descritos se registró la temperatura de la piel del mar con el radiómetro. Las medidas se tomaban desde la proa del barco y dirigiendo el campo de visión del radiómetro hacia adelante para evitar recibir la radiación reflejada por el propio casco. Otra consideración importante que se tuvo en cuenta fue la de tomar las medidas con ángulos de observación inferiores a  $40^\circ$  -  $45^\circ$ , para prevenir una variación de la emisividad. Así, supusimos que esta magnitud permanecía constante, tomando un valor de 0,99. Este dato se registraba en el radiómetro antes de comenzar a operar. Hay que recordar la dificultad que conlleva la realización de este tipo de experiencias dado el continuo balanceo al que se ve sometido el barco por el oleaje.

Tabla 8. Descripción de los segmentos del cruce para los cuales se realizaron medidas de temperatura de la piel del mar con radiómetro.

Número Fecha	Hora inicial (local)	Posición inicial Latitud Longitud	Hora final (local)	Posición final Latitud Longitud	Longitud aproximada (km)
1 17/12/94	18:00	27° 58,24' N 16° 55,07' W	20:04	28° 02,05' N 16° 43,93' W	28
2 18/12/94	08:40	28° 02,77' N 16° 46,62' W	12:02	28° 03,37' N 16° 45,45' W	35
3 18/12/94	19:16	27° 45,92' N 17° 41,87' W	20:24	27° 46,62' N 17° 53,80' W	13
4 19/12/94	19:20	28° 03,87' N 17° 20,34' W	20:24	27° 59,87' N 17° 11,50' W	16
5 20/12/94	09:44	28° 01,10' N 17° 10,23' N	10:12	28° 00,90' N 17° 05,40' W	8

El radiómetro medía de forma continua durante 2 minutos, con una periodo de muestreo de 0,25 segundos, la medida al cabo de este tiempo era la media de los 480 muestreos realizados. La operación se interrumpía solamente para recalibrar el sensor y anotar el promedio temporal de esos dos minutos. Simultáneamente, pero en el Puente de Mando, otra persona realizaba anotaciones, también cada dos minutos, de las coordenadas geográficas, para luego poder emparejar correctamente las medidas “*in situ*” y las del satélite. El número total de medidas realizadas en los 5 recorridos fue de 217. Cada una de estas medidas hacía referencia a un promedio espacial, por el desplazamiento del barco, y a un promedio temporal, por el muestreo del radiómetro, pero aún no se podían emparejar con medidas de satélite, ya que dentro que cada campo de visión o pixel de una imagen AVHRR, podríamos tener contenidos varios datos “*in situ*”. Así, luego de procesar adecuadamente los dos conjuntos de temperaturas (satélite y barco), disponemos de un total de 96 medidas, lo que supuso la realización de otro promedio espacial dentro de cada pixel que contenía aproximadamente 2,3 medidas “*in situ*” cada uno. Evidentemente, este número es

sólo orientativo puesto que los pixeles AVHRR no son todos iguales, sino que dependen del ángulo de observación cenital del satélite.

La cobertura nubosa del área de Canarias durante la campaña varió ostensiblemente durante los cuatro días, comenzando el día 17 con cielo casi despejado en todo el Archipiélago para concluir el día 20 con gran inestabilidad y numerosas nubes. A pesar de esto, conseguimos realizar la toma de datos siempre en zonas libres de nubes, y sólo 6 medidas tuvieron que ser desechadas por esta causa, lo que supone un 6,25% del total.

A las temperaturas tomadas durante la campaña se les aplicó la calibración dada por la expresión (2.5) del Capítulo 2, para obtener el conjunto de medidas "*in situ*" que sería utilizado en la validación del algoritmo desarrollado. A partir de este momento, cada vez que nos refiramos a las temperaturas "*in situ*" estaremos hablando de las temperaturas ya corregidas según (2.5). El intervalo de temperaturas que se han encontrado es de 4,2 K, desde 293,2 K hasta 297,4 K.

Durante la campaña tuvimos la oportunidad de realizar otro tipo de medidas de la temperatura, nos referimos a la medida de la diferencia entre la temperatura medida por el radiómetro y la que mediría un termómetro sumergido a aproximadamente 1 m de profundidad. Los resultados encontrados se muestran en la Tabla 9, donde también se encuentran las medidas del mismo efecto realizadas con posterioridad a la campaña en la Costa Sur de la Isla de Tenerife y en el Litoral de Santa Cruz de Tenerife.

Tabla 9. Medidas del efecto de la piel del mar realizadas en diferentes fechas y zonas.  $\Delta T$  es la diferencia, en grados centígrados, entre la temperatura medida por el radiómetro (skin) y la obtenida por el termómetro sumergido a 1 metro de profundidad (bulk).

	Localización geográfica	$T_{\text{bulk}}$ (°C)	$T_{\text{skin}}$ (°C)	$\Delta T$ (°C)
18 Diciembre 1994	Los Gigantes (Tenerife)	20,7*	19,7	+1,0
20 Diciembre 1994	Playa Santiago (La Gomera)	20,5*	19,9	+0,6
27 Marzo 1996	El Médano (Tenerife)	18,8 <sup>§</sup>	18,3	+0,5
18 Mayo 1996	Playa Las Teresitas (Tenerife)	19,3 <sup>§</sup>	18,7	+0,6
26 Agosto 1996	Playa Las Teresitas (Tenerife)	23,0 <sup>§</sup>	22,8	+0,2

\* Termómetro reversible. § Termómetro de resistencia de Platino.

De los resultados de la Tabla 9, podemos comentar que no pueden llegar a ser representativos de una zona o época especial, dado el reducido número de medidas. El valor promedio resultante de las cinco experiencias es de +0,58 °C, con un valor máximo de +1,0 y un mínimo de +0,2 °C. Estos valores se encuentran dentro los márgenes encontrados por otros autores (Schluessel *et al.*, 1990; Donlon, 1994). Cabe destacar el hecho de que durante la realización de las medidas, las condiciones meteorológicas locales no favorecían la formación de la termoclina diurna (Schluessel *et al.*, 1990; Chavez, 1983), lo que hubiese conducido a un calentamiento de la capa más superficial o piel del mar con respecto a la temperatura unos centímetros por debajo, en la columna de agua. De ahí el que todas las diferencias sean positivas, puesto que el fenómeno predominante era la evaporación del agua en la superficie de contacto mar-aire que provoca un enfriamiento de la misma (Schluessel *et al.*, 1990).

### 5.3.3 Validación del algoritmo

Hemos aplicado nuestro algoritmo split-window de coeficientes variables dependientes del vapor de agua, a los 90 pares de temperaturas  $T_4$ ,  $T_5$  para las cuales disponemos de las correspondientes medidas “*in situ*” obtenidas durante la

campana oceanográfica. El error real de estimación del algoritmo propuesto se determinará a partir de la diferencia,  $\delta T$ , entre la temperatura predicha por el mismo, SST, y la temperatura de la piel del mar de la correspondiente medida “*in situ*”,  $T_{\text{situ}}$ , realizada con el radiómetro infrarrojo. A partir de cada una de estas diferencias calcularemos el error medio y la desviación estándar.

Los resultados obtenidos muestran un error medio de -0,03 K y una desviación estándar de  $\pm 0,4$  K, lo que supone que nuestro algoritmo infravalora la temperatura superficial del mar en una cantidad despreciable o lo que es lo mismo, este valor tan bajo del error medio demuestra la perfecta adecuación de nuestra ecuación a las condiciones meteorológicas encontradas durante la campaña. El error total, que se calcula tomando la raíz cuadrada de los cuadrados del error medio y la desviación estándar, produce un valor de 0,4 K, que se puede considerar como el menor error real con el que, hasta el momento, se ha determinado la temperatura superficial del mar en Canarias con datos de los satélites NOAA.

La Figura 8 muestra las temperaturas “*in situ*” para cada uno de los trayectos de la campaña experimental a bordo del B. O. Taliarte, así como la temperatura estimada con nuestro algoritmo mediante la ecuación (4.13).

Por último, y para corroborar el estudio de intercomparación de algoritmos realizado en el apartado (5.2.2), hemos aplicado el conjunto de datos de validación a los algoritmos desarrollados por otros autores. Además de los ya estudiados, Coll *et al.* (1994), MCSST (May y Hoyler, 1993) y Sobrino *et al.* (1991), hemos seleccionado otros tres por su importancia: Castagne *et al.* (1986) y Antoine *et al.* (1992) por tratarse de estudios regionales referidos al Océano

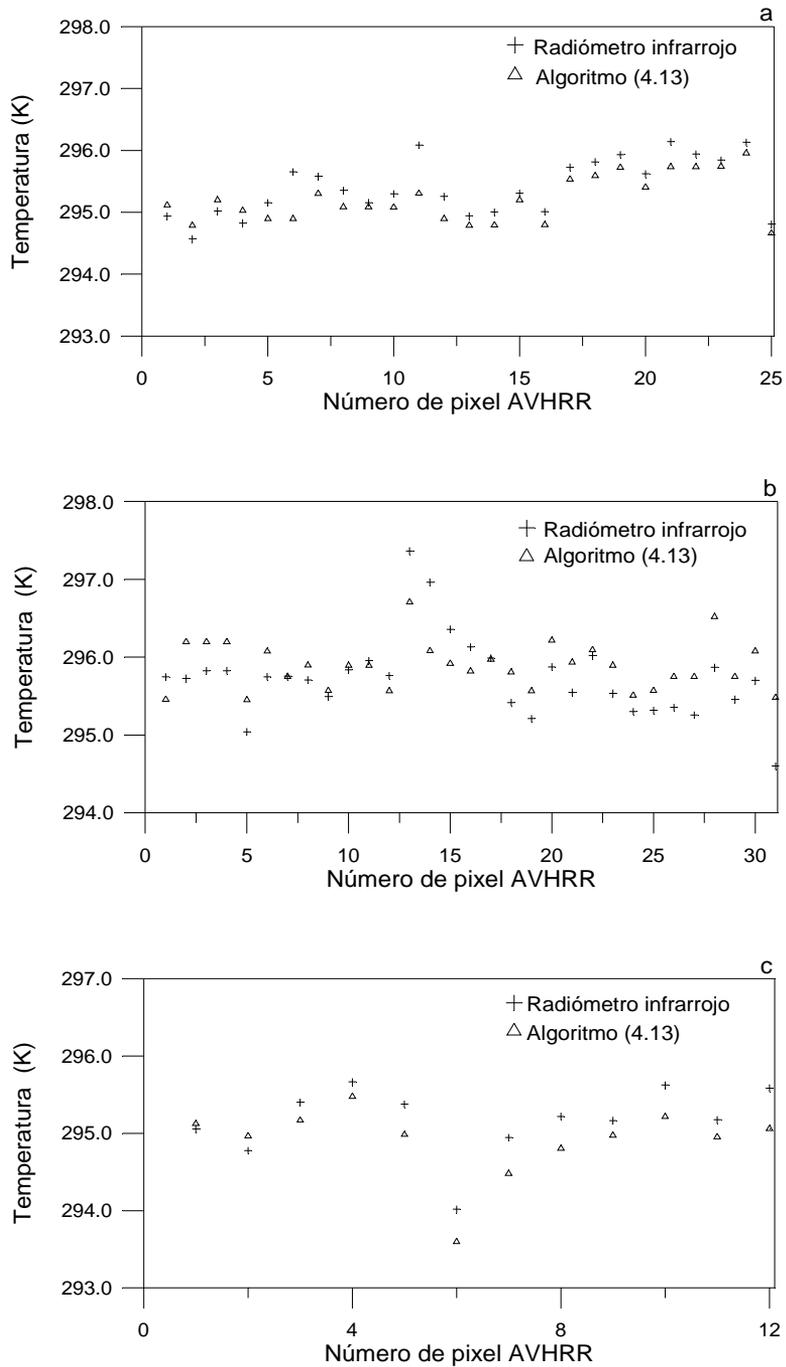


Figura 8. Series de medidas de la temperatura de la piel del mar para los diferentes días de la campaña experimental. a) 17/12/94; b) 18/12/94 mañana; c) 18/12/94 tarde.

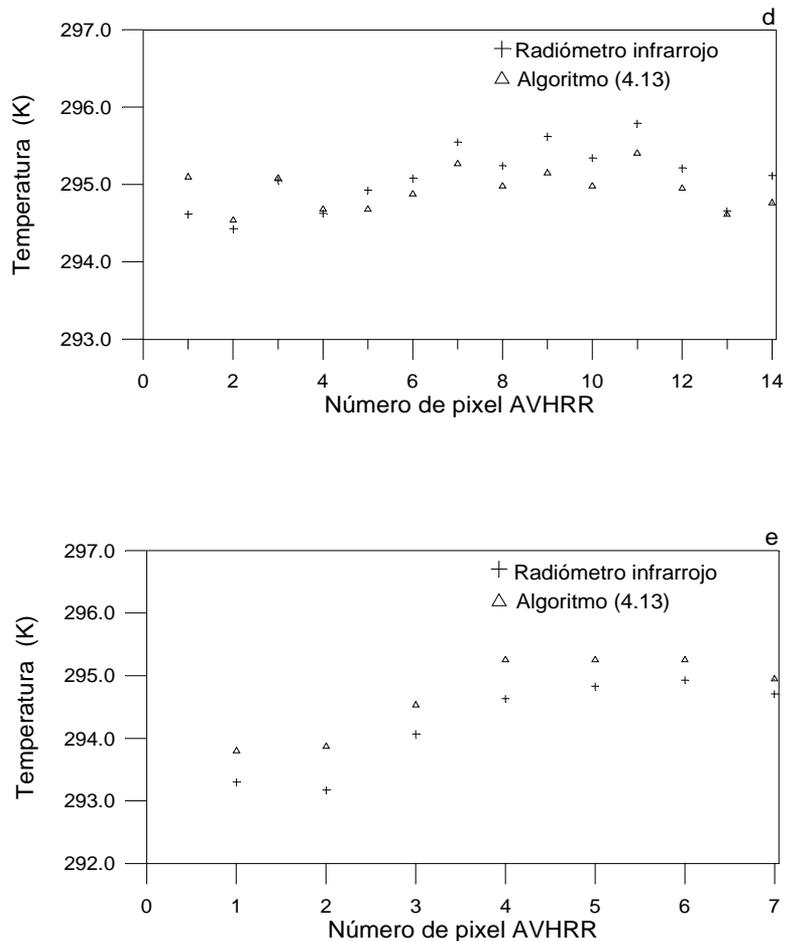


Figura 8. (Continuación). d) 19/12/94; e) 20/12/94.

Atlántico Norte, y el CPSST (Cross Product Sea Surface Temperature) propuesto por Walton, (1988) y Walton *et al*, (1990) y actualizado por May y Hoyler (1993), al corresponderse con un algoritmo no lineal global, pero con un coeficiente  $A$  variable que introduce conceptos distintos de la absorción diferencial clásica. En la Tabla 10 mostramos los resultados obtenidos con cada uno de los algoritmos, incluyendo el propuesto por nosotros.

Tabla 10. Errores obtenidos sobre el conjunto de datos de validación por los diferentes algoritmos split-window.

Algoritmo	Error Medio (K)	Desviación Estándar (K)	Error total (K)
Ecuación (4.13)	-0,03	0,4	0,4
MCSST	-0,4	0,4	0,6
CPSST	-0,4	0,4	0,6
Coll <i>et al.</i> (1994)	-0,5	0,4	0,6
Castagne <i>et al.</i> (1986)	-0,7	0,5	0,9
Antoine <i>et al.</i> (1992)	-0,8	0,4	1,0
Sobrino <i>et al.</i> (1991)	-1,3	0,5	1,4

En las Figuras 9 - 15 presentamos el error real de cada algoritmo para el conjunto de datos de validación, frente a la temperatura tomada “*in situ*”.

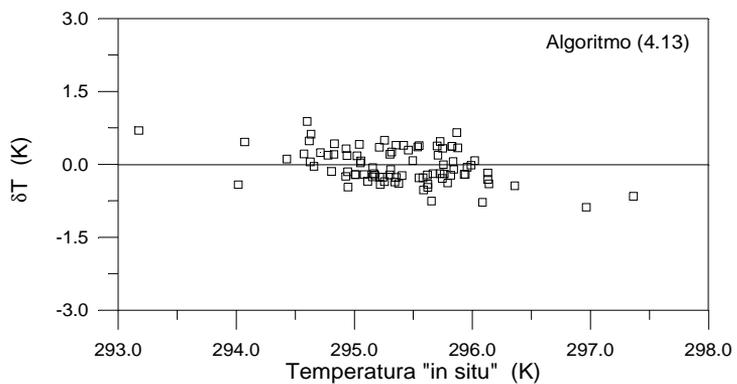


Figura 9. Error real de estimación del algoritmo desarrollado en esta Memoria (ecuación (4.13))

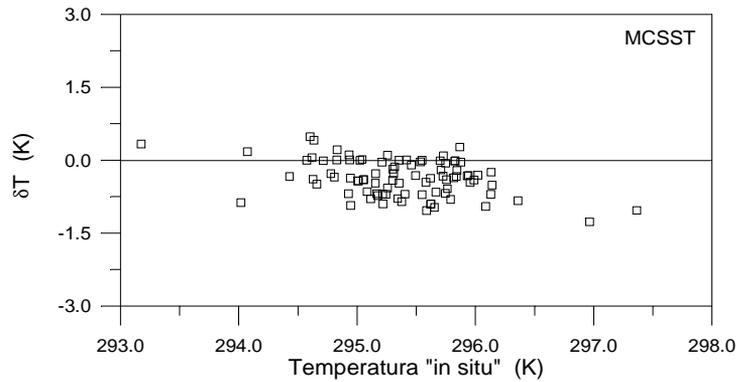


Figura 10. Error real de estimación del algoritmo operativo de NOAA-NESDIS, MCSST.

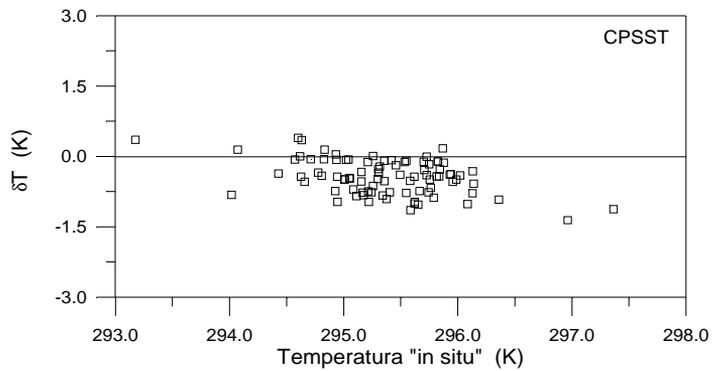
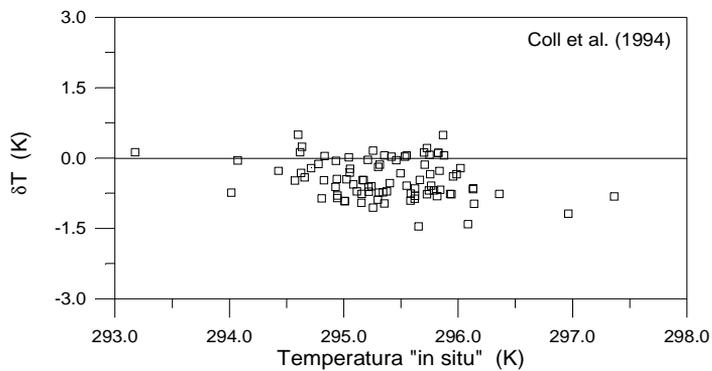


Figura 11. Error real de estimación del algoritmo CPSST.

Figura 12. Error real de estimación del algoritmo de Coll *et al* (1994).

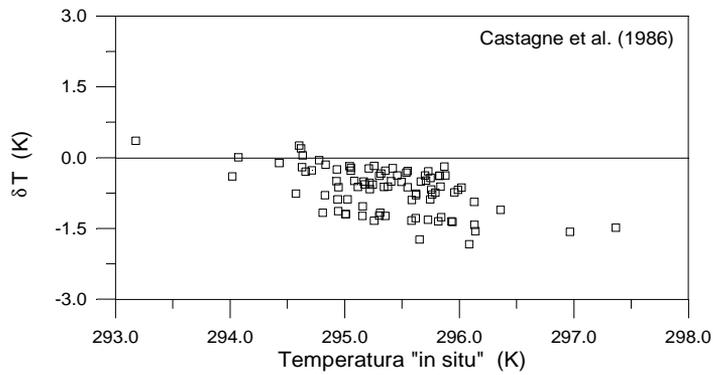


Figura 13. Error real de estimación del algoritmo de Castagne *et al.* (1986).

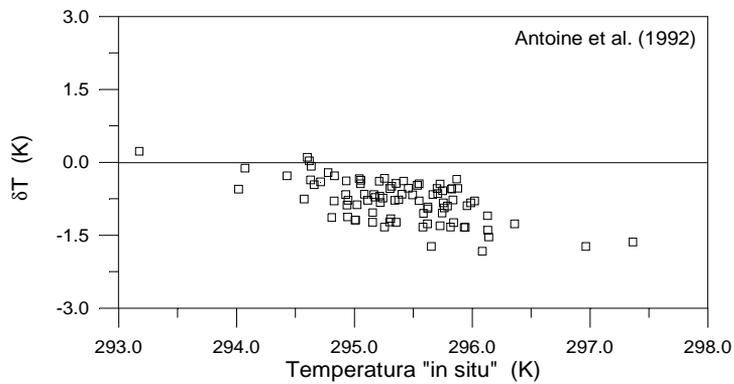


Figura 14. Error real de estimación del algoritmo de Antoine *et al.* (1992).

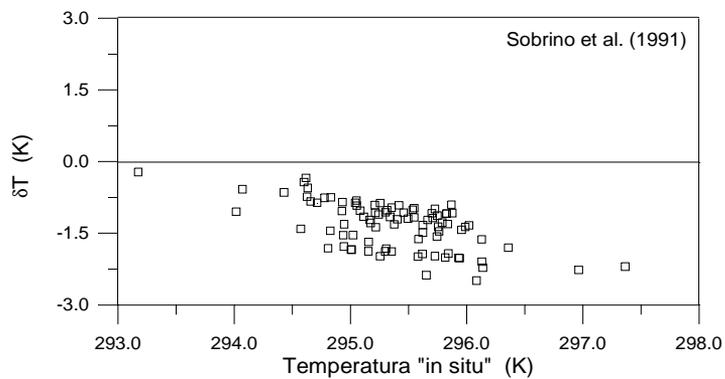


Figura 15. Error real de estimación del algoritmo de Sobrino *et al.* (1991).

Comentemos los resultados que se encuentran en las Figuras anteriores y en la Tabla 10. Centraremos la discusión en los algoritmos añadidos con respecto a la intercomparación realizada en el apartado (5.2.2), ya que los comentarios y conclusiones alcanzados para los demás siguen siendo válidos en este momento, al haber tomado como referencia en aquel caso, el algoritmo dado por la expresión (4.13), que es el que mejores resultados proporciona.

El algoritmo CPSST (Figura 11), está basado en la expresión general propuesta por Walton, (1988) y actualizada por May y Hoyler (1993), y tiene la forma:

$$\begin{aligned}
 CPSST = a \cdot T_4 + \frac{b \cdot T_5 + c}{d \cdot T_5 + e \cdot T_4 + f} \cdot (T_4 - T_5 + g) \\
 + h \cdot (T_4 - T_5) \cdot (\sec \theta - 1) + i
 \end{aligned}
 \tag{5.5}$$

donde los coeficientes constantes se obtienen mediante un proceso de minimización sobre un conjunto de medidas de satélite emparejadas con las correspondientes medidas de boyas. Este es un algoritmo desarrollado para la determinación de la temperatura superficial del mar globalmente, y como se puede observar no es lineal. En la comparación con el conjunto de datos de validación podemos observar que presenta una de las menores desviaciones estándar de la Tabla 10, lo que significa que la estructura del cociente, que equivaldría al coeficiente  $A$  de la ecuación clásica split-window, contribuye a una buena adaptación del modelo a las condiciones climatológicas de Canarias, especialmente a la variación espacial del vapor de agua. Sin embargo, el error medio de aproximadamente 0,4 K, que se introduce por sistema en la determinación de la  $SST$ , hace inviable la aplicación de este algoritmo a estas Latitudes siempre que se requiera una mejor exactitud.

Respecto a los algoritmos de Castagne *et al.* (1986) y Antoine *et al.* (1992), desarrollados para servir como algoritmos operacionales por el CMS de Lannion, en Francia, fueron obtenidos de forma totalmente experimental mediante la

utilización de datos tomados por barcos y boyas. Aunque en sus trabajos muestran la validez de sus ecuaciones split-window para toda la zona de cobertura de recepción de imágenes de los satélites NOAA desde su estación en Lannion, que incluye al Archipiélago Canario, la base de datos que les sirvió para generar los coeficientes, sólo contempla medidas de la zona del Golfo de Vizcaya y el Mar Mediterráneo. Esta parece ser la razón por la que estos algoritmos regionales, no se adecuan convenientemente a la región que nos ocupa, produciendo en ambos casos, errores totales de estimación muy elevados provocados por errores sistemáticos superiores a los 0,7 K. También hay que hacer notar la dependencia negativa del error que se encuentra en ambos cuando aumenta la temperatura medida "*in situ*".

Todos los algoritmos presentados en la Tabla 10, a excepción del primero y último, han sido obtenidos mediante regresión de datos de satélite con las correspondientes medidas "*in situ*" registradas por los sensores de boyas o barcos tomadas a una cierta profundidad, por lo que en ningún momento han contemplado la posible diferencia que existe entre esta y la verdadera temperatura que miden los satélites, esto es, la de la piel del mar. Sin embargo, el algoritmo dado por la ecuación (4.13), al estar basado en el método de simulación evita este posible error aunque pueda introducir otros debidos al modelo utilizado. Lo ideal hubiese sido disponer de un conjunto suficientemente representativo de temperaturas de la piel del mar tomadas con radiómetros a bordo de barcos, que se correspondiesen con la gran variedad de condiciones meteorológicas que se dan en Canarias a lo largo de un año, pero no se dispone por el momento de esa base de datos, que pretendemos ir generando poco a poco en las futuras campañas.

El algoritmo de la ecuación (4.13) puede ser considerado como una algoritmo válido para Latitudes Medias y Tropicales por la forma como se han construido sus coeficientes, sin embargo, resulta ser un algoritmo regional, desde el momento en que el contenido total en vapor de agua atmosférico,  $W$ , del cual dependen estos, se estima a partir de una ecuación empírica desarrollada especialmente para la zona de Canarias. Esta versatilidad del método, y su adaptabilidad a casi todas las regiones marinas del Planeta donde se pueda

determinar el vapor de agua por el mejor procedimiento del que se disponga, nos garantizará resultados satisfactorios en casi cualquier región.

## Capítulo 6

---

### APLICACIONES

En este Capítulo se muestra un ejemplo de las aplicaciones más importantes que puede tener la determinación de la temperatura superficial del mar desde satélites en el área del Archipiélago Canario, esto es, la oceanografía pesquera. Presentaremos un estudio realizado en colaboración con el Instituto Español de Oceanografía que relaciona los fenómenos oceanográficos observables desde los satélites NOAA y las capturas de *Thunnus obesus*. Mostraremos ocho eventos diferentes y su incidencia en el rendimiento pesquero en función de la temperatura para el periodo Enero - Septiembre de 1994. Como ejemplo ilustrativo de algunas de las situaciones analizadas y estudiadas se presentan ocho imágenes en color del área de Canarias, de la temperatura superficial del mar obtenida con el algoritmo de coeficientes variables elaborado. Concluiremos el Capítulo comentando el interés de algunos sectores de la Comunidad Canaria por productos relacionados con la SST, describiendo otras dos aplicaciones del trabajo realizado al medio marino.

## 6.1 Introducción a la teledetección de la oceanografía pesquera

Varios son los parámetros geofísicos que se deben considerar en cualquier investigación que se realice en oceanografía pesquera, donde el medio ambiente regional juega un papel tan importante. Fiuza (1990) cita la importancia que tiene sobre los niveles de productividad primaria que se generan en las capas superiores de los océanos, el conocimiento de la radiación solar incidente y la cubierta de nubes, así como la velocidad y dirección del viento. Además también comenta que no se pueden obviar los niveles de salinidad, el perfil vertical de temperaturas, el color del agua del océano y la localización de frentes y giros. Desde un punto de vista químico se tendría que considerar la distribución de nitratos y fosfatos junto a los niveles de acidez del agua, parámetros fundamentales para la supervivencia de la fauna marina. Y sin duda, desde un enfoque biológico no podremos olvidar, la necesidad de conocer la relación existente entre predador y presa, los niveles de contaminación y los tipos y localización de plancton, que también tienen su influencia sobre la productividad de las pesquerías. Esta larga lista de parámetros ambientales ilustra la complejidad de las relaciones que deben ser bien entendidas en la investigación de las pesquerías.

La teledetección desde satélites es una herramienta indispensable para medir algunos de los parámetros descritos previamente. Sería imposible una visión sinóptica de los campos de temperatura superficial del mar sin el uso de los satélites meteorológicos, como tampoco resultaría sencillo el estudio y localización de giros, frentes y corrientes superficiales con datos tomados exclusivamente mediante barcos, boyas, etc.

Otro parámetro importante en el estudio de la oceanografía pesquera, que también puede ser medido desde el espacio, es el color del océano. Varias aplicaciones de los datos suministrados por el sensor CZCS (Coastal Zone Colour Scanner) a bordo del extinto Nimbus 7 se pueden encontrar en Robinson (1992) y

en Barale y Schlittenhardt (1993). Sin embargo, no existía en el momento de realización de este trabajo, satélite alguno con características similares a este, aunque sí proyectos futuros que incluirían sensores de segunda generación para medir el color del mar. Entre ellos cabe destacar el SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor), varias veces a punto de ser puesto en órbita con el satélite SeaStar pero objetivo no realizado hasta el momento, el japonés OCTS (Ocean Colour and Temperature Scanner) en el satélite ADEOS (Advanced Earth Observing System), el de la NASA (National Aeronautics and Space Administration), MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) y el sistema de la Agencia Europea del Espacio, MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer).

El color del océano es el parámetro básico, relacionado con las pesquerías, que podemos medir desde el espacio. Genera información de las áreas de producción biológica más importantes en las cuales se puede acumular la biomasa, como pueden ser las fronteras mar-arrecife, bancos de arena, cumbres submarinas, zonas de afloramientos, y además también ofrece información de algunas características físicas (giros, corrientes, chorros, etc.) donde el zooplancton y las poblaciones de peces se acumulan para alimentarse, reproducirse y desarrollarse. Sin embargo, mientras esperamos la puesta en órbita de un nuevo sensor de color, las imágenes de la temperatura superficial del mar obtenidas a partir del AVHRR son la única fuente de la que disponemos para investigar el comportamiento de algunas especies marinas.

## **6.2 Relación entre fenómenos oceanográficos observables desde satélite y las capturas de túnidos.**

Con objeto de relacionar la distribución de los recursos de túnidos, en función de sus rendimientos pesqueros (captura por unidad de esfuerzo), y la temperatura superficial del mar, así como otros fenómenos oceanográficos (frentes, giros, filamentos, afloramientos, etc.), se establece desde Junio de 1995

un proyecto de colaboración entre el Instituto Español de Oceanografía de Canarias y el Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección de la Universidad de La Laguna. El objetivo a corto plazo de dicho acuerdo era cuantificar, si fuera posible, la intensidad de cada uno de estos fenómenos y el parámetro temperatura en relación con las diferentes especies de atunes que se capturan en Canarias.

Para ello se disponía de datos puntuales de captura de túnidos en el área de las Islas Canarias para el año 1994, así como de todas las imágenes archivadas por el LCT de los satélites NOAA durante el mismo periodo. El estudio se centró en la especie *Thunnus obesus* (Lowe, 1839), ya que en este año se habían alcanzado las cifras de capturas más importantes en la historia de la pesquería en Canarias, 9.325 toneladas de un total de 15.667 para todas la especies (Delgado de Molina *et al.*, 1996). Estas capturas se produjeron en gran medida, propiciadas por el desarrollo de la pesca sobre “manchas”, modalidad que consiste en agregar al atunero cañero un cardumen de atunes que son desplazados por las aguas del Archipiélago mientras se procede a su pesca. Esta variedad de pesca comenzó a realizarse en 1992 y se desarrolló plenamente en 1994 en el área de las Islas Canarias. Gracias a esta técnica pesquera, se consiguió extender la temporada de pesca desde Abril hasta finales de Diciembre. La principal especie capturada con la modalidad de pesca sobre “manchas” es el patudo (Ariz *et al.*, 1995; Delgado de Molina *et al.*, 1996).

Son numerosos los trabajos en los que se han mostrado estudios de las poblaciones de túnidos mediante el uso de técnicas de teledetección (Laurs y Lynn, 1977; Fiedler y Bernard, 1977; Laurs *et al.*, 1984; Petit, 1991; Stretta, 1991; Santiago *et al.*, 1993; Ramos *et al.*, 1995; Ramos *et al.*, 1996; Ariz *et al.*, 1997). Sin embargo, los algoritmos utilizados para estimar la temperatura superficial del mar en estos, no tienen en cuenta las características climáticas de las regiones analizadas, pudiendo conducir, en la mayor parte de los casos, a estimaciones imprecisas que podrían enmascarar los fenómenos oceanográficos que interesan. A modo de ejemplo, supongamos la utilización de un algoritmo split-window global con un error de estimación de 0,7-0,8 °C, muchos de los gradientes térmicos entorno a esa cifra podrían no ser detectados y un porcentaje elevado de capturas

quedarían sin explicación aparente. Así pues, es de vital importancia la utilización de algoritmos de corrección atmosférica que produzcan datos de calidad, como sugieren Sloggett *et al.* (1995). De ahí la importancia del trabajo llevado a cabo en esta sección, donde se ha utilizado el algoritmo split-window desarrollado y validado en Capítulos anteriores (ecuación 4.13).

### 6.2.1 Comportamiento de los túnidos con la temperatura

Los túnidos poseen una temperatura interna superior a la del agua que los rodea. Esto se debe a la elevada actividad muscular que desarrollan de la cual se desprende gran cantidad de calor. Calor que conservan en gran parte debido al sistema termorregulador de intercambio con el medio del que disponen estas especies y ciertos tiburones.

Entre las diversas ventajas que se han señalado, directamente relacionadas con el mantenimiento de una temperatura relativamente cálida y estable, cabe destacar la de permitir una independencia en relación con las variaciones exteriores de la temperatura y facilitar, en consecuencia, los desplazamientos en medios con características distintas (Graham, 1975).

El mecanismo termorregulador o sistema vascular de intercambio de calor desarrollado por los túnidos puede situarse en tres diferentes zonas del cuerpo, por lo que se distinguen tres tipos: sistema lateral de intercambio de calor (SIL), sistema central de intercambio de calor (SIC) y sistema visceral de intercambio de calor (SIV) (Sharp y Dizon, 1978). El SIL es característico de todas las especies de túnidos y se encuentra más o menos desarrollado en función de la evolución filogenética de la especie. Este desarrollo del SIL va unido a una reducción de la importancia del SIC (Sharp y Pirages, 1978), que está prácticamente ausente en el patudo *Thunnus obesus* (Lowe, 1839) y es inexistente en el atún rojo *Thunnus thynnus* (Linnaeus, 1758). La presencia o ausencia de SIC permite distinguir dos grupos de túnidos (Gibbs y Collette, 1976): un grupo con afinidad por aguas templadas o grupo atún rojo y atún blanco *Thunnus alalunga* (Bonnaterre, 1788),

que no posee SIC, y un grupo rabil *Thunnus albacares* (Bonnaterre, 1788), con afinidad por aguas tropicales (*Auxis*, *Euthynnus* y *Katsuwonus*).

La especie objeto de estudio en este trabajo es el patudo, que estaría en una situación intermedia entre los dos grupos comentados, debido al nulo desarrollo de su SIC y a la presencia, como en el atún rojo, de un sistema de intercambio de calor visceral. Esto permite a esta especie, a pesar de tratarse de túnidos eminentemente tropicales, ser capturado en aguas del Archipiélago Canario en épocas distintas a las de los túnidos tropicales en sentido estricto: rabil y listado *Katsuwonus pelamis* (Linnaeus, 1758). Ejemplos de ello pueden encontrarse en la bibliografía (Ariz *et al.*, 1987; Santana *et al.*, 1987; Delgado de Molina *et al.*, 1990).

## 6.2.2 Metodología

Para el presente trabajo se emplearon los datos de captura de *Thunnus obesus* efectuados por los barcos de cebo vivo superiores a 50 TRB, que faenaron en aguas de las Islas Canarias y próximas a las mismas durante 1994.

Las imágenes de satélite analizadas se corresponden con todos los pases del satélite NOAA-11 durante el periodo que abarca Enero-Septiembre de 1994. De todas ellas se preseleccionaron aquellas en las que la cobertura nubosa sobre el Archipiélago era inferior al 50% y en las que se habían realizado operaciones positivas de pesca. De este último conjunto, y luego de una limpieza de nubes adecuada y la corrección geométrica oportuna, se procedió a un análisis visual exhaustivo en el que se emparejaron datos de capturas con temperaturas superficiales del mar, eliminando aquellas imágenes para las que no se disponía de datos de SST libres de nubes. La selección final condujo a un total de 34 imágenes de días diferentes de todos los meses del año 1994 estudiados, excepto de Febrero. El número total de capturas que se señalaron en estas escenas parciales del NOAA-11 fue 100, cantidad suficientemente representativa para el estudio propuesto.

Con objeto de analizar las condiciones oceanográficas y las temperaturas superficiales, se representaron los datos de captura sobre las imágenes, empleando una escala de tres niveles de captura: mínimo (hasta 1.500 kg), medio (desde 1.500 hasta 5.000 kg) y máximo (más de 5.000 kg).

Igualmente se consideraron los eventos oceanográficos sub-mesoescalares que aparecían relacionados con capturas de patudo. Los eventos considerados fueron los siguientes:

- *Afloramiento* (AF): Típico de la Costa Noroccidental Africana y debido a la dirección de los vientos predominantes y el efecto de rotación de la Tierra.
- *Frentes* (FR): Relacionado con estructuras frontales de diferente temperatura que la zona hacia la que avanzan. Suelen estar provocados por corrientes marinas superficiales o el régimen de vientos existente.
- *Filamentos* (FI): Englobamos en este evento, las excursiones de agua fría que provenientes del afloramiento dan lugar a una forma filamentosa, mas o menos sinuosa, de varios kilómetros de longitud.
- *Giros* (GI): Remolinos de agua con dimensiones observables desde satélite con un gradiente de temperatura suficientemente grande para poder ser distinguido de los alrededores.
- *Estelas* (ES): Masas de aguas tranquilas que normalmente se forman al suroeste de las islas de mayor relieve al estar protegidas de los vientos alisios. Tienen una temperatura algo superior al resto como consecuencia del calentamiento solar.
- *Nubes* (NU): En este epígrafe se engloban todos aquellos datos de capturas que aparentemente se han realizado al borde de nubes.

- *Borde de bolsa cálida* (BB): Frontera de una masa de agua más caliente que los alrededores.
- *Interior de bolsa cálida* (MB): Interior de una masa de agua más cálida que la que la rodea.
- (SF): Aquí se incluirán los datos que no han podido ser relacionado con evento alguno.

Para los cálculos de rendimientos en función de la temperatura y del evento, se consideraron las capturas en kg efectuadas en cada uno de los puntos, así como la temperatura en grados centígrados obtenida a partir de la aplicación del algoritmo split-window desarrollado.

### 6.2.3 Análisis de los resultados

Se ha estudiado la distribución de los 291.161 kg de patudo capturados en las 100 pescas realizadas los 34 días correspondientes al conjunto final de imágenes seleccionadas. El periodo temporal abarca desde el 28 de Enero de 1994 hasta el 13 de Septiembre de 1994. En la Tabla 1 mostramos la distribución de los datos analizados por meses y según los eventos asociados en cada caso. Si comparamos las capturas de patudo realizadas por la flota y las analizadas en las imágenes, encontramos que, en general, se ha conseguido en el conjunto de datos a estudio, una cobertura proporcional a la importancia de las capturas realizadas en toda Canarias.

Los resultados de los estudios realizados muestran que el patudo (BET) ha sido capturado dentro de un intervalo de temperaturas que va desde los 14,6 °C a los 25,5 °C (Figura 1), realizándose el 91% de las operaciones positivas de pesca dentro del intervalo de temperaturas entre 17,0 °C y 23,9 °C (Figura 2). Curiosamente, se consiguieron el 91% de las capturas para el mismo margen de temperaturas, desde 17,0 °C a 23,9 °C (Figura 1).

La captura media más elevada por intervalo de temperatura, se corresponde con valores de SST entre 23,0 °C y 23,9 °C, donde las cuatro operaciones positivas de pesca realizadas producen un valor medio de 7.250 kg (Tabla 2, Figura 3).

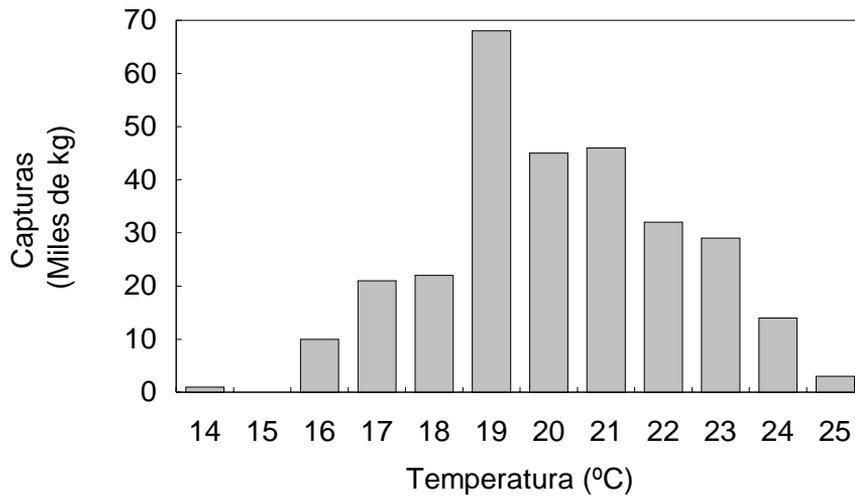


Figura 1. Distribución de las capturas absolutas de patudo por intervalo de temperatura para las 34 imágenes analizadas.

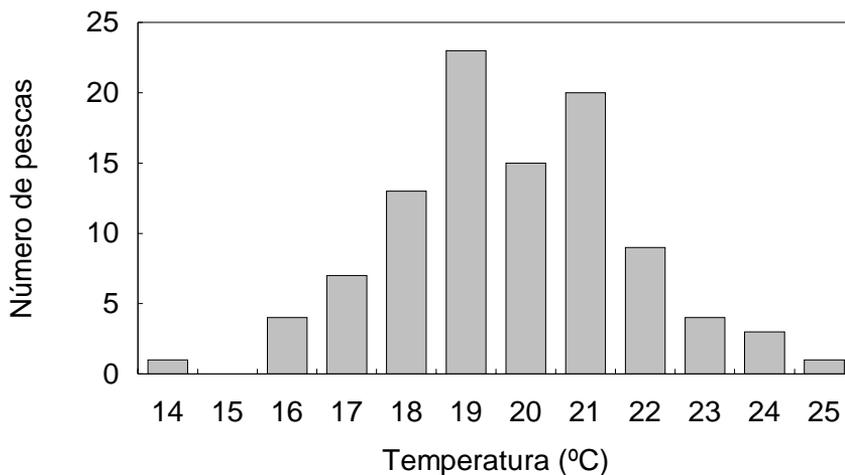


Figura 2. Distribución del número de pescas analizadas según la temperatura superficial del mar.

Tabla 1. Distribución de datos por meses, número de imágenes, número de puntos de pesca, captura en kg y fenómenos oceanográficos relacionados con cada pesca.

	Nº Imágenes	Nº puntos de pesca	Captura (kg)	Eventos oceanográficos									
				AF	FR	FI	GI	ES	NU	BB	MB	SF	
Enero *	1	3	3.050	1						1			1
Marzo	3	4	5.700	1	1			3		1			
Abril	4	13	26.000	6	6			1	2	1			4
Mayo	5	21	76.500	3	3		6	1	8	3	4		3
Junio	3	18	41.010	5	3	3	2	3	3	2	1		6
Julio	3	12	26.400	7	4	3		1	5			1	
Agosto	11	21	94.000	9	1		1		4			1	6
Septiembre	4	8	18.500	2	1				2	1			4
Total	34	100	291.160	34	19	6	9	9	26	7	7		24

\* Febrero no aparece en la presente Tabla debido a la falta de imágenes de los satélites NOAA libres de nubes, para los puntos donde se realizaron operaciones positivas de pesca de patudo.

Tabla 2. Distribución del número de pescas, capturas en kg y capturas medias por intervalos de temperatura de un grado centígrado.

Temperatura °C	Número de pescas	Captura (kg)	Captura media (kg)
14,0 - 14,9	1	900	900
15,0 - 15,9	0	0	0
16,0 - 16,9	4	9.500	2.375
17,0 - 17,9	7	21.700	3.100
18,0 - 18,9	13	22.150	1.704
19,0 - 19,9	23	68.200	2.965
20,0 - 20,9	15	45.500	3.033
21,0 - 21,9	20	45.711	2.286
22,0 - 22,9	9	31.500	3.500
23,0 - 23,9	4	29.000	7.250
24,0 - 24,9	3	14.000	4.667
25,0 - 25,9	1	3.000	3.000

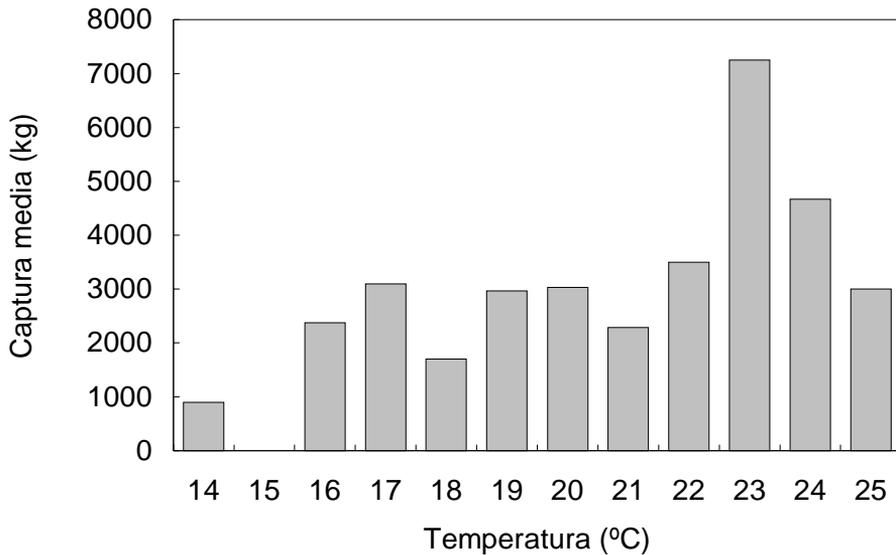


Figura 3. Captura media de BET por intervalo de temperatura de 1 °C.

En el análisis de la situación de las pescas y los distintos fenómenos oceanográficos observables desde satélite, hemos encontrado capturas de BET asociadas a todos los eventos considerados previamente. Como podemos observar en la Figura 4, no todos los fenómenos que se encuentran mediante técnicas de teledetección y que están relacionados con zonas de pesca del patudo, se repiten mensualmente. Sólo para el mes de Junio de 1994 se consiguen capturas de esta especie asociadas a los ocho eventos relacionados. En el lado opuesto, encontramos que en los meses más fríos estudiados, Enero y Marzo, se realizan pescas emparejadas a sólo dos y tres fenómenos respectivamente.

A continuación comentaremos cada uno de los eventos y las pescas asociadas a ellos por separado, destacando las condiciones en que se han producido. Los parámetros que hemos considerado para cada fenómeno son la temperatura media del mismo, la captura media asociada con él y el número de ocasiones en que se ha observado el evento cada mes (Tabla 3).

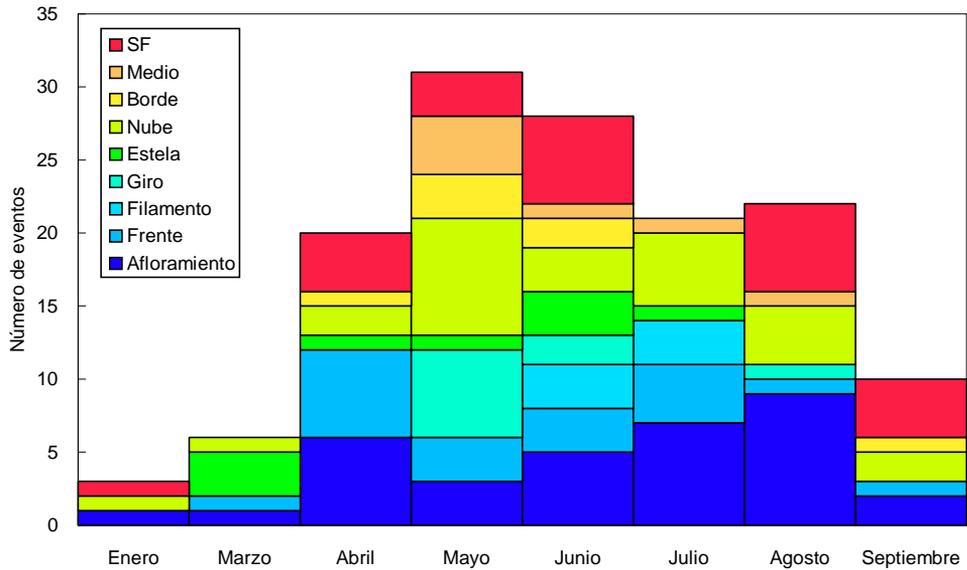


Figura 4. Número de eventos oceanográficos asociados a capturas de BET durante 1994.

Tabla 3. Datos de la temperatura y captura media por y por fenómeno considerado.

Mes	FENÓMENOS OCEANOGRÁFICOS																	
	Afloramien. (AF)		Frente (FR)		Filamento (FI)		Giro (GI)		Estela (ES)		Nube (NU)		Borde (BB)		Medio (MB)		Sin fenom. (SF)	
	° C	kg	° C	kg	° C	kg	° C	kg	° C	kg	° C	kg	° C	kg	° C	kg	° C	kg
Ene	14,6	900									18,4	1500					18,5	650
Mar	17,6	1200	17,6	1200					19,2	1500	17,6	1200						
Abril	17,2	2333	17,2	2333					19,6	3000	18,6	2250	18,6	3000			17,7	1375
May	18,4	2667	19,1	3667			21,0	4000	19,9	5500	19,9	2938	20,0	5167	21,7	3875	19,9	3333
Jun	20,0	2000	20,0	2167	20,0	2167	21,0	2000	21,3	2333	21,4	4000	20,9	3000	19,7	5000	21,4	1169
Jul	19,0	2100	19,2	2675	19,3	2900			21,4	3000	20,1	2600			21,6	2200		
Ago	19,2	3444	20,4	5500			24,0	3000			23,1	5750			25,5	3000	23,2	5667
Sep	20,5	2250	22,1	3000							21,6	3500	22,1	3000			21,9	1750
	VALORES MEDIOS																	
Total	18,3	2112	19,4	2935	19,7	2533	21,9	3000	20,3	3067	20,1	2967	20,4	3542	22,1	3519	20,4	2324

La temperatura media más baja, 18,3 °C, se ha obtenido junto a fenómenos de afloramiento (AF), en los que se alcanzó un rendimiento medio por día de pesca de 2.112 kg. Mientras que las temperaturas mas elevadas se han encontrado en medio de masas de agua más caliente que los alrededores (MB), con un valor medio de 22,1 °C y un rendimiento medio en estas localizaciones de 3.519 kg.

En cuanto a los rendimientos pesqueros medios, los valores más grandes se consiguieron en los bordes de masas de aguas calientes (BB) y en el interior de las mismas (MB), 3.542 y 3.519 kg respectivamente. El fenómeno oceanográfico submesoescalar asociado a los rendimientos medios más bajos fue el afloramiento (AF), con un valor promedio de 2.112 kg. También cabe señalar, que en aquellas pescas no emparejadas aparentemente a fenómeno alguno (SF), el rendimiento medio por día de faena muestra una cantidad baja, 2.324 kg.

Después de este análisis general, particularicemos cada evento.

- *Afloramiento*: Las pescas realizadas en el área del afloramiento típico de la región, se han repetido durante todo el periodo estudiado. La temperatura media de los puntos de capturas varía ostensiblemente, desde 14,6 °C hasta 20,5 °C, pero no sólo por la época del año considerada sino también por la ubicación del barco respecto al fenómeno, ya que hemos considerado bajo este supuesto las pescas al borde (Figuras 6, 9, 10 y 12) o en el interior del mismo (Figura 8,11).
- *Frentes*: Este fenómeno únicamente dejó de observarse en las imágenes analizadas correspondientes al mes de Enero. La temperatura media de captura relacionada con frentes se encuentra entre los 17,2 °C de Abril y los 22,1 °C de Septiembre. Respecto a las capturas medias, los valores variaron desde los 1.200 kg de Marzo a los 5.500 kg de Agosto. En las imágenes de las Figuras 6 y 12 se observan marcas de pescas realizadas en frentes del afloramiento.

- *Filamentos*: Solamente se han detectado filamentos en los meses de Junio y Julio (Figuras 6, 7 y 9), con rendimientos medios de 2.167 y 2.900 kg asociados a temperaturas superficiales medias de 20,0 °C y 19,3 °C respectivamente. Destacamos el día 1 de Julio de 1994 (Figura 9), con cuatro pescas realizadas al borde Norte del filamento que permiten discernir perfectamente los meandros del mismo.
- *Giros*: En las imágenes NOAA del conjunto seleccionado correspondientes a los meses de Mayo, Junio (Figura 7) y Agosto de 1994, se encontraron operaciones positivas de pesca relacionadas con giros cálidos de temperaturas medias entre los 20,7 °C y los 24,1 °C. En relación con la variación de la cantidad de pesca asociada a este evento poco frecuente, se consiguieron valores medios desde los 2.000 hasta los 4.000 kg.
- *Estelas*: Se analizaron estelas al sur de las islas durante los meses de Marzo, Abril, Mayo, Junio y Julio, con temperaturas que variaron desde los 19,2 °C de Marzo hasta los 21,4 °C de Julio. En cambio, los rendimientos medios oscilaron entre los 1.500 kg de Marzo y los 5.500 kg de Mayo con una temperatura media de 19,9 °C. Algunos ejemplos de pescas cercanas a estelas se muestran en las Figuras 5, 6 y 8.
- *Nubes*: El estudio de las capturas realizadas en relación con este fenómeno debe realizarse con cierta precaución, ya que las nubes, a diferencia de la mayoría de los otros eventos submesoescalares oceanográficos considerados en este trabajo, pueden ver modificada su estructura y posición en periodos relativamente cortos de tiempo. Algunos autores (Santiago *et al.*, 1993) justifican las agregaciones de núcleos pesqueros bajo los bordes de nubes como consecuencia del gradiente térmico que se establece entre la zona de sombra y la expuesta a la radiación solar, además de la diferente luminosidad de ambas partes. Sin duda, puede que los túnidos se sientan indefectiblemente atraídos por esa circunstancia (Figuras 7 y 8), ya que para los datos analizados, encontramos que los rendimientos medios más elevados (5.750) kg) se

corresponden con pescas realizadas durante el mes de Agosto en bordes de nubes.

- *Bordes de bolsas cálidas*: Este hecho se ha constatado en siete ocasiones. Las temperaturas medias encontradas variaron desde los 18,6 °C a los 22,1 °C y los rendimientos medios alcanzados estuvieron comprendidos entre los 3.000 y los 5.167 kg. Cabe señalar la imagen de satélite correspondiente al día 13 de Septiembre de 1994 (Figura 12) donde se aprecia claramente este fenómeno.

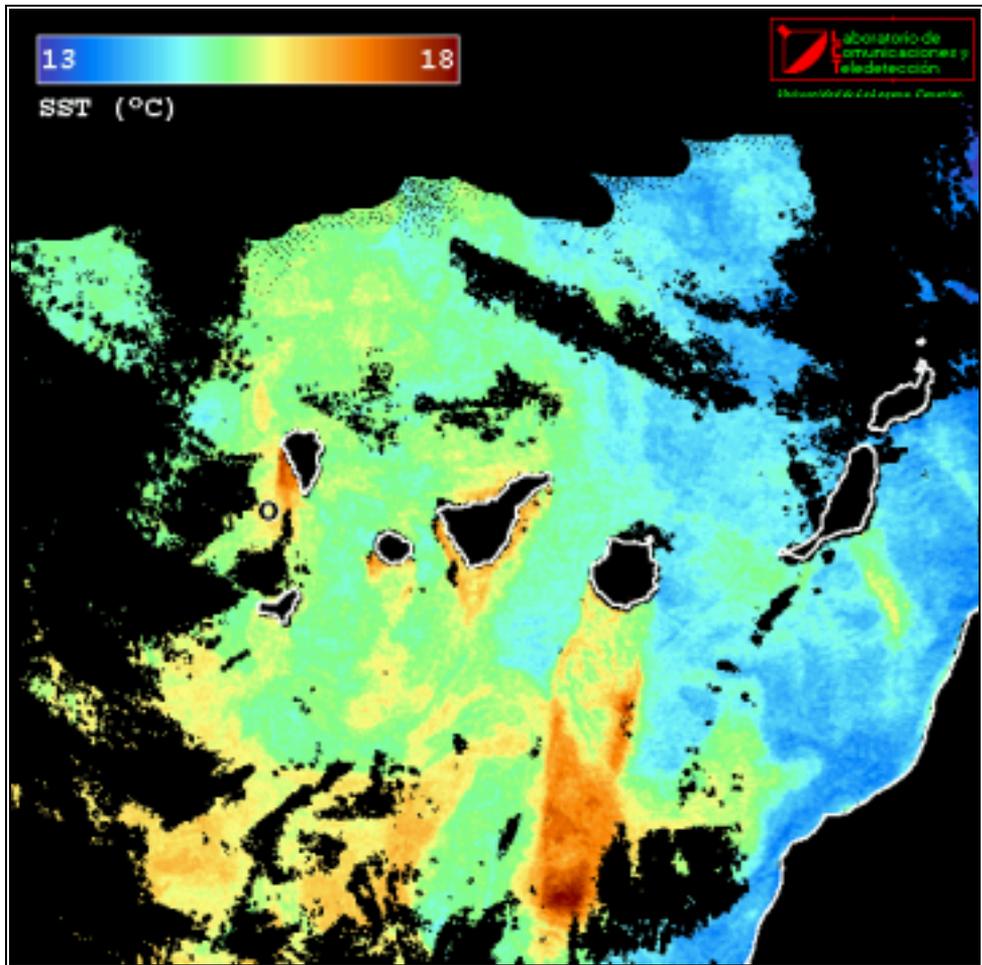


Figura 5. Mapa de la temperatura superficial del mar para la zona de Canarias del día 25 de Marzo de 1994, a las 17:28 GMT. Esta imagen ha sido obtenida a partir de los datos de los canales 4 y 5 del sensor AVHRR y de la ecuación split-window desarrollada en la presente Memoria. Fue navegada y corregida geoméricamente con proyección rectangular. Las zonas negras indican nubes o zonas terrestres que han sido eliminadas mediante los algoritmos de limpieza adecuados, antes de proceder a la obtención de la SST (el procesamiento de las restantes imágenes es el mismo, por lo que obviaremos comentarios posteriores). Las capturas de *Thunnus obesus* (Lowe, 1839), han sido marcadas mediante círculos blancos o negros, de diferente tamaño: pequeño (hasta 1.500 kg), mediano (desde 1.500 hasta 5.000 kg) y grande (más de 5.000 kg). El único dato mostrado está asociado a una estela al sur de La Palma.

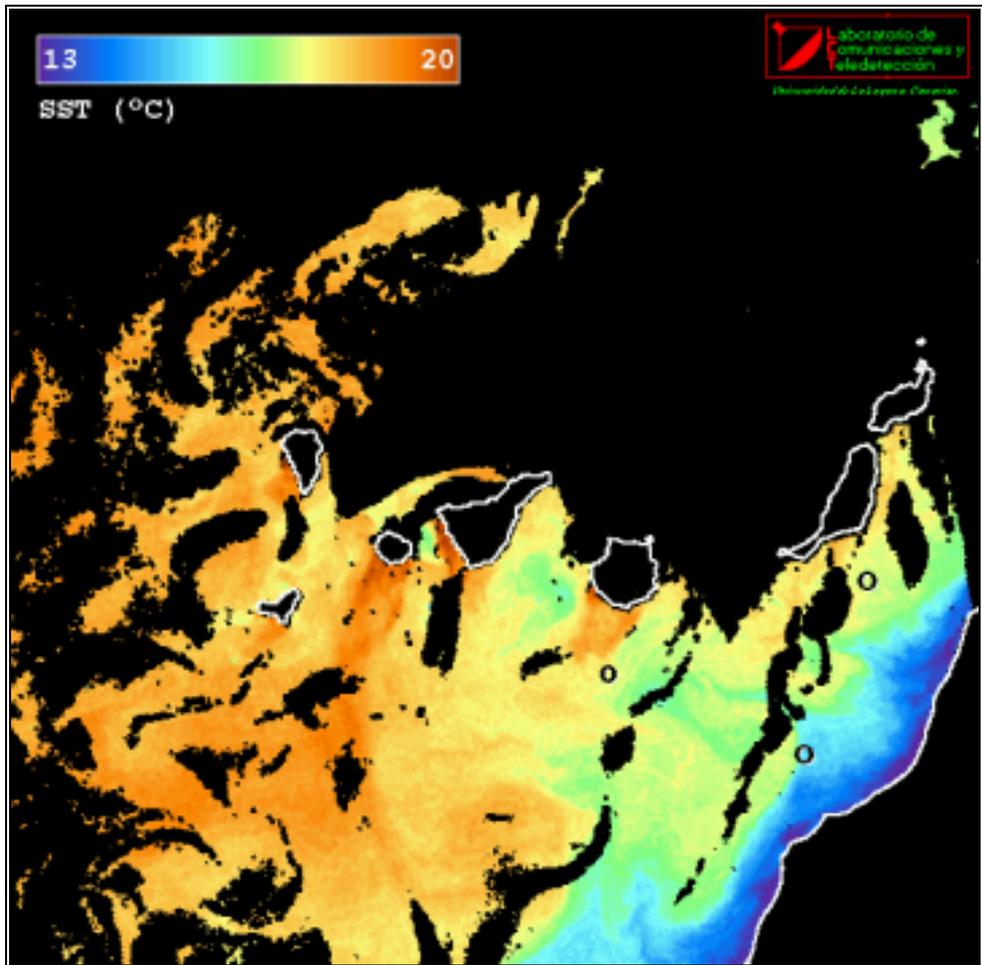


Figura 6. Mapa de la temperatura superficial del mar para la zona de Canarias del día 23 de Junio de 1994, a las 17:30 GMT. Capturas realizadas al borde de la estela generada al sur de la Isla de Gran Canaria y en áreas de afloramiento.

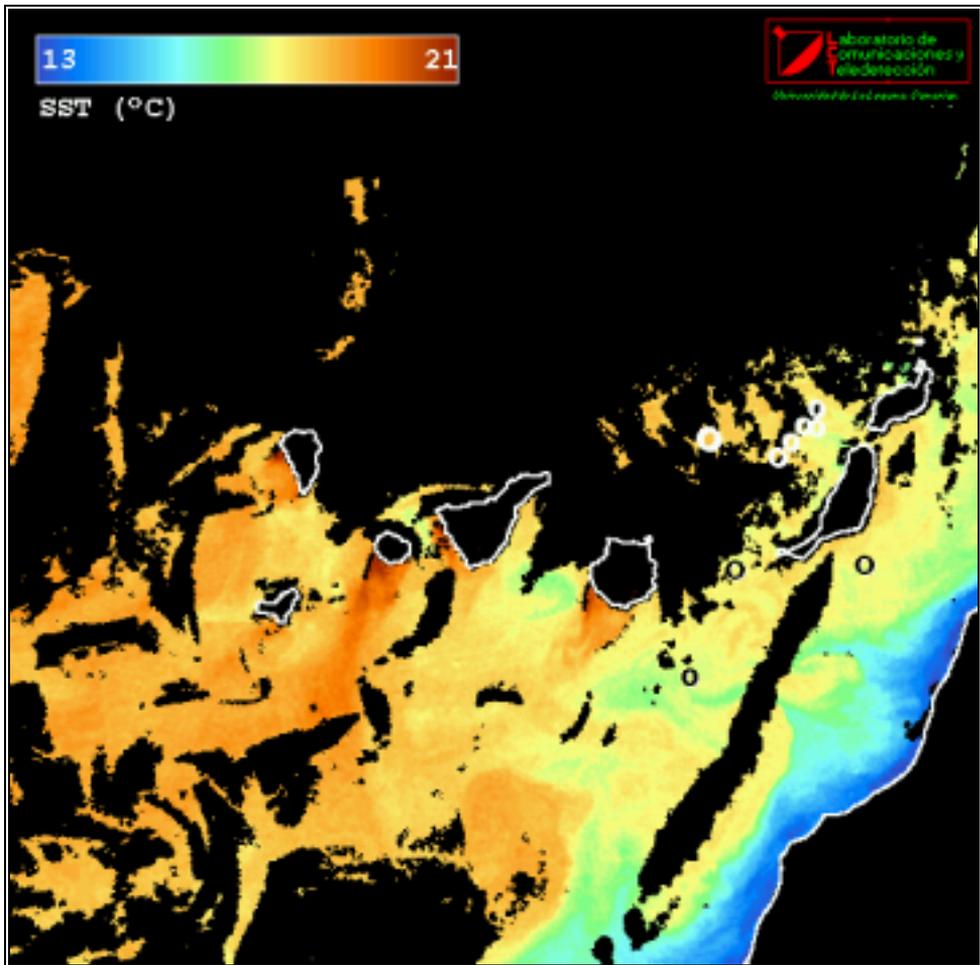


Figura 7. Mapa de la temperatura superficial del mar para la zona de Canarias del día 24 de Junio de 1994, a las 17:17 GMT. Los círculos blancos pequeños y medianos, próximos entre si, se corresponden con una campaña experimental llevada a cabo por el grupo de tónidos del IEO en Canarias a bordo del M/P Brisas del Atlántico (Delgado de Molina *et al.*, 1996). La marca blanca grande hace referencia a una pesca realizada con la modalidad de mancha. Los puntos de pescas restantes se sitúan al borde de un giro cálido entre Gran Canaria y Fuerteventura.

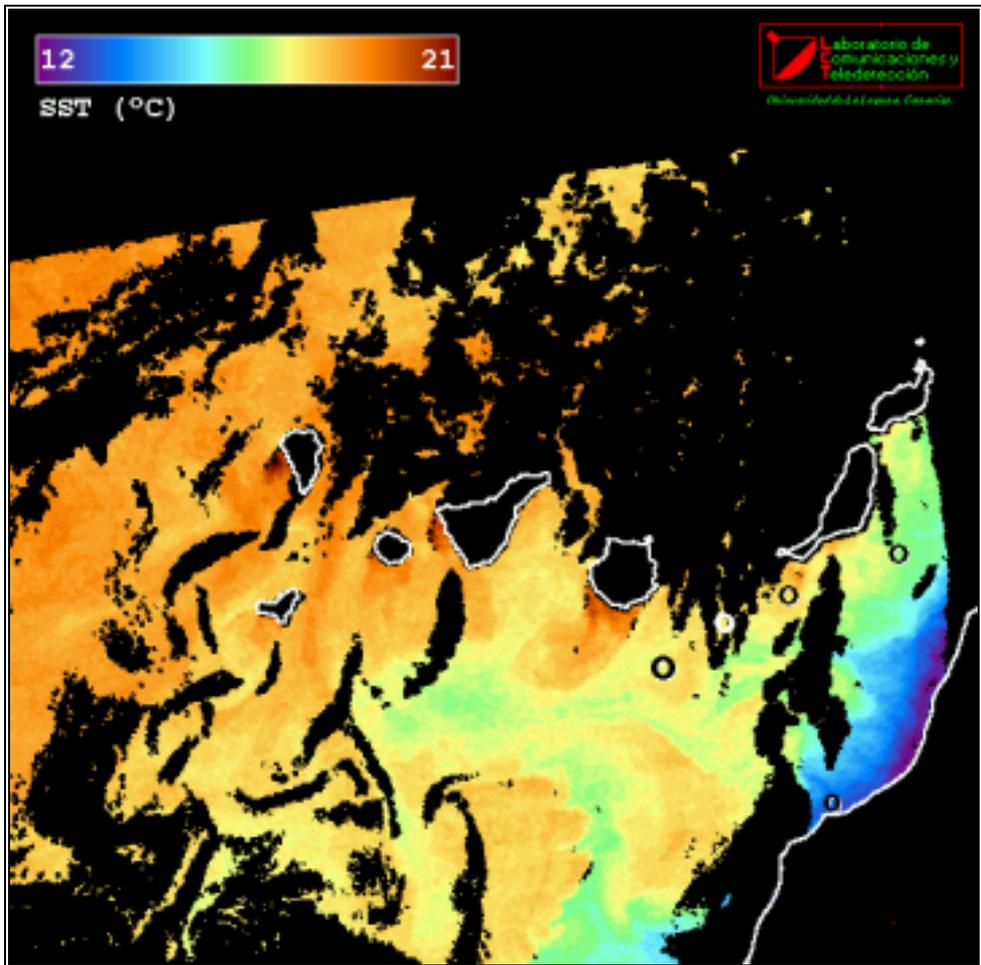


Figura 8. Mapa de la temperatura superficial del mar para la zona de Canarias del día 30 de Junio de 1994, a las 17:44 GMT. Cinco pescas aparecen indicadas en la presente escena y se relacionan con diversos fenómenos submesoescalares: afloramiento, estela, borde de nubes y filamento.

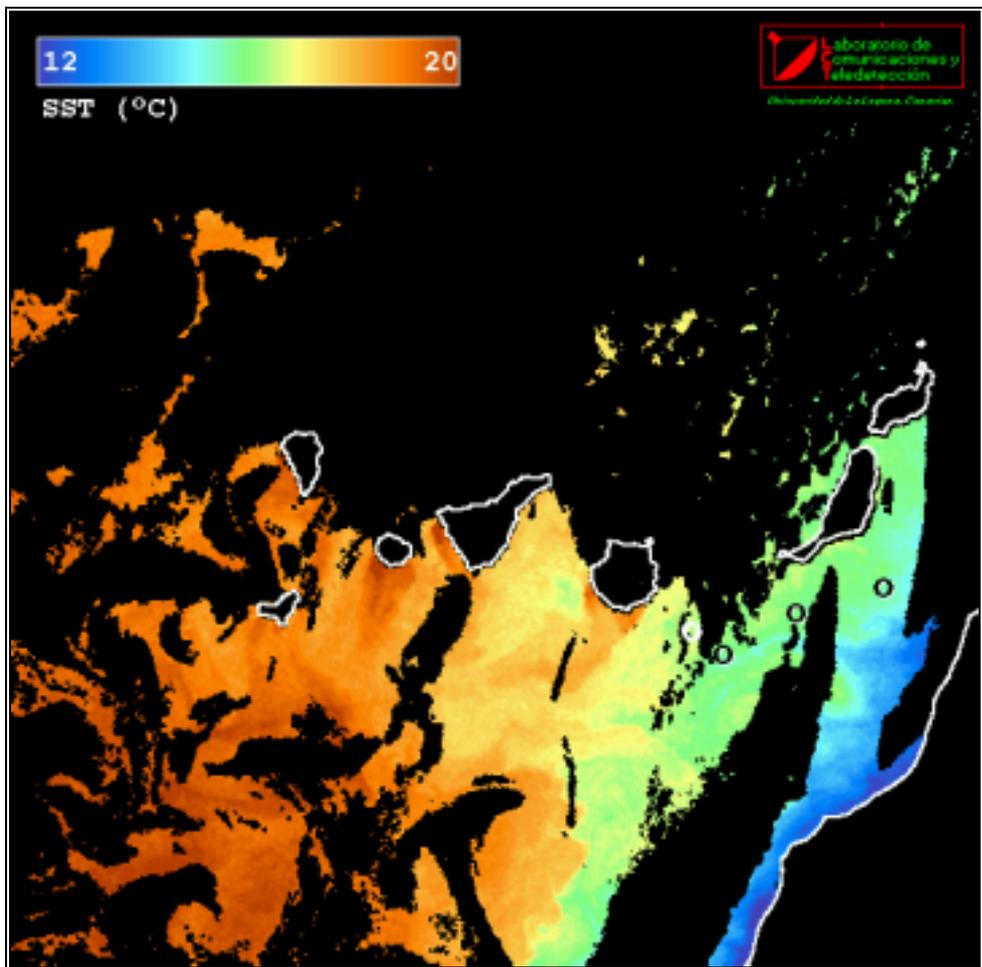


Figura 9. Mapa de la temperatura superficial del mar para la zona de Canarias del día 1 de Julio de 1994, a las 17:32 GMT. Los círculos describen perfectamente la forma curvada del filamento que surge desde el afloramiento

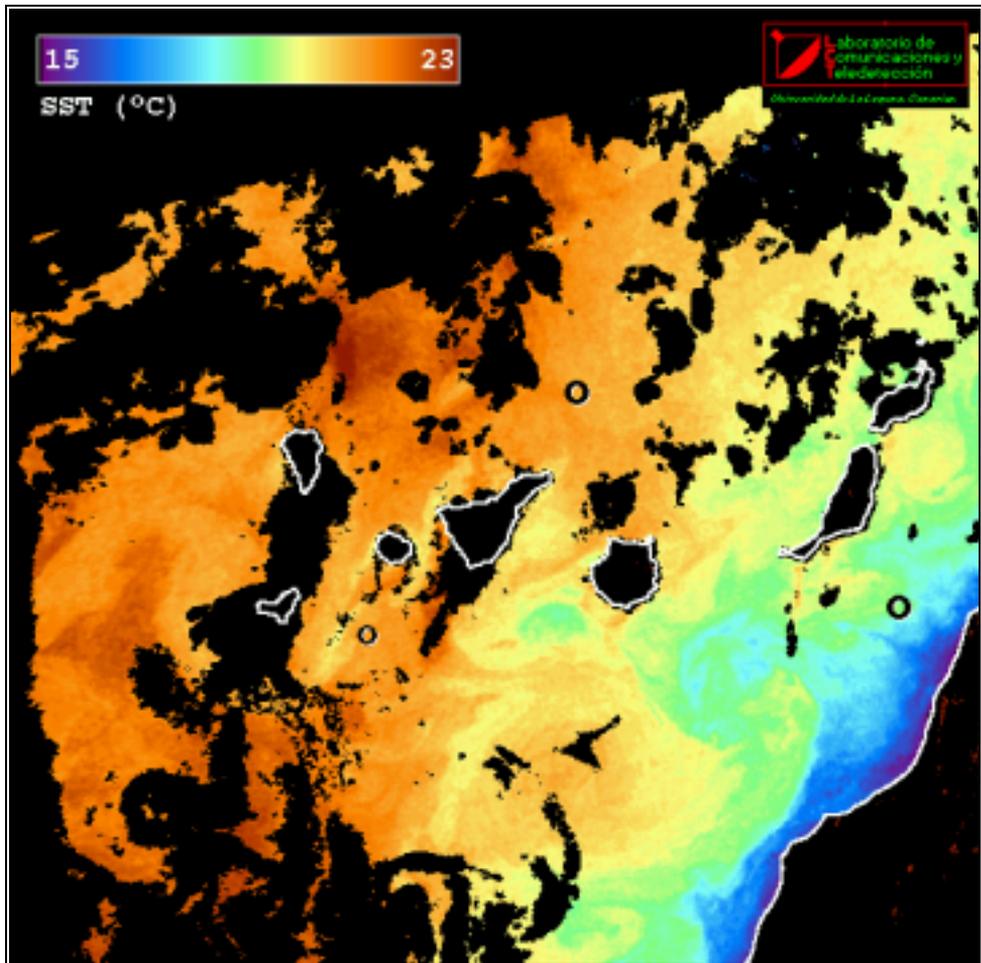


Figura 10. Mapa de la temperatura superficial del mar para la zona de Canarias del día 20 de Agosto de 1994, a las 17:21 GMT. Día con dos capturas superiores a los 5.000 kg, aunque asociadas con circunstancias bien diferenciadas. La que encontramos al Norte, entre las islas de Tenerife y Gran Canaria, con coordenadas (29° Norte. 16° Oeste), se refiere a pesca realizada sobre mancha, destaquemos el hecho de que además no esta relacionada con fenómeno submesoescalar reseñable. El otro punto se encuentra próximo a la Costa Africana, al borde del afloramiento, la captura alcanzada fue de 5.500 kg, la mayor emparejada con este evento para los días estudiados.

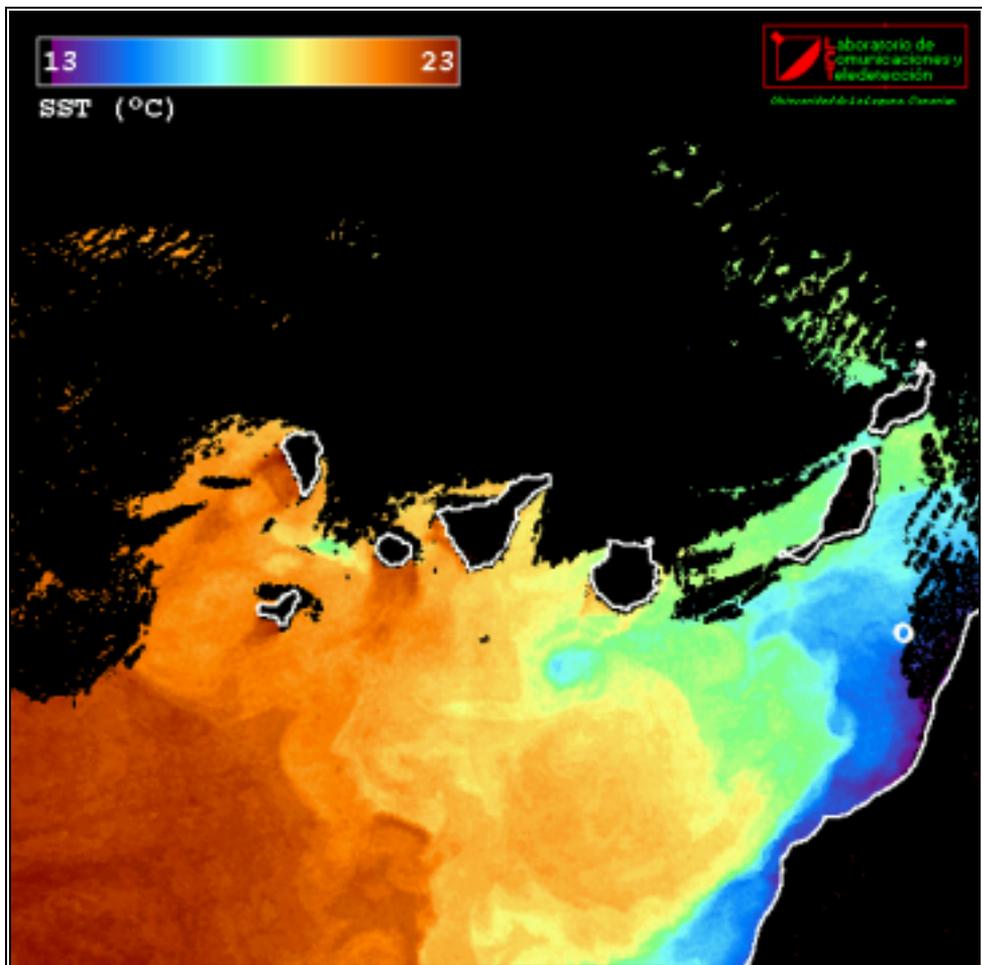


Figura 11. Mapa de la temperatura superficial del mar para la zona de Canarias del día 4 de Septiembre de 1994, a las 17:37 GMT. Imagen con grandes diferencias de temperatura en pocos kilómetros. Un dato de capturas en medio del afloramiento.

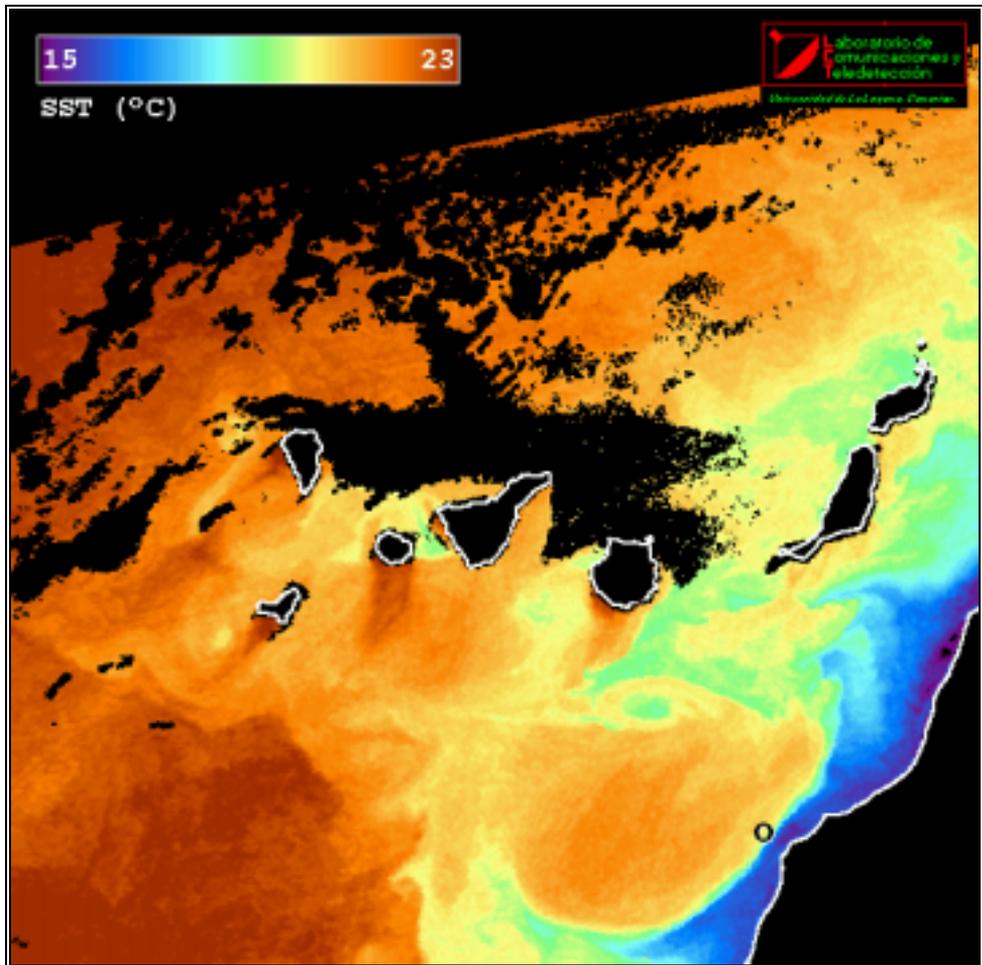


Figura 12. Mapa de la temperatura superficial del mar para la zona de Canarias del día 13 de Septiembre de 1994, a las 17:27 GMT. Capturas realizadas al borde del afloramiento, con un gradiente térmico superior a 3 °C en apenas 10 kilómetros.

- *Interior de bolsas cálidas:* Se realizaron pescas en el interior de masas de agua más caliente que sus alrededores durante los meses que van de Mayo a Agosto. La temperatura más alta de todas las analizadas, se encuentra asociada a un bolsa de agua cálida de 25,5 °C y situada a 29° Norte y 16° Oeste. En esa zona se pescaron 3.000 kg de patudo el día 21 de Agosto de 1994.
- *Sin fenómeno reseñable:* De los 100 datos de capturas analizados, un 24% se encuentran sin explicación aparente en función de los fenómenos estudiados.

### 6.2.4 Discusión

Podríamos distinguir tres intervalos de temperatura diferentes para caracterizar al patudo:

1. El margen de “temperaturas óptimas de pesca”, que situaremos entre 17,0 °C y 23,9 °C.
2. El intervalo de “temperaturas de pesca”, que en el presente estudio se encuentra comprendido entre 14,6 °C y 25,5 °C.
3. El intervalo de “temperaturas de distribución”, que no conocemos exactamente aunque podríamos considerarlo más amplio que el intervalo de temperaturas de pesca.

Todos los fenómenos submesoescalares analizados han producido rendimientos importantes de *Thunnus obesus* durante el periodo estudiado del año 1994. Si bien las capturas medias realizadas en la zona del afloramiento son bajas, no podemos obviar que siempre hubo pesca asociada a dicho evento durante todos los meses de los que se dispuso de buenas imágenes, lo que nos permite reafirmar que las áreas de afloramiento se encuentran entre las mejores zonas de pesca de túnidos, por ser regiones limítrofes entre masas de agua de diferente temperatura, con gradientes próximos o superiores a los 2 °C. En general, todas las áreas con eventos asociados a estructuras térmicas frontales (frentes,

filamentos, afloramientos, bordes de bolsas cálidas, bordes de nubes) podemos considerarlas como las zonas óptimas de pesca de BET. La excepción la tenemos en las grandes pescas realizadas en el interior de masas de aguas cálidas y en aquellas zonas en las que no había ningún fenómeno reseñable, sin embargo, existen capturas efectuadas sobre “manchas” asociadas a estos fenómenos. Estos hechos, unido al avanzado sistema termorregulador que posee el patudo, parecen indicar que el comportamiento de esta especie, seguramente marcado por la temperatura del agua y diversos eventos submesoescalares en los que se produce acumulación de alimento, está ligado a un comportamiento gregario desconocido por el momento, lo que posibilita que esta especie permanezca formando cardúmenes agregados a barcos (“manchas”) durante épocas en las que su captura no era habitual en la zona de Canarias hasta el desarrollo de esta técnica.

### 6.3 Otras aplicaciones al medio marino

La disponibilidad de una estación de recepción en tiempo real de imágenes de los satélites NOAA de órbita polar y el desarrollo, por parte de nuestro grupo, de algoritmos precisos para la determinación de la temperatura superficial del mar en Canarias, ha propiciado el interés de algunos entes ajenos a la Universidad por productos relacionados con este parámetro ambiental.

En concreto citaremos la ayuda prestada a una empresa dedicada a la pesca deportiva profesional ubicada en la Isla de La Graciosa. Durante el Verano de 1995 se les informó, en tiempo real, de la localización de frentes o gradientes importantes de temperatura en su zona de pesca, a donde se dirigían posteriormente en busca de una especie muy codiciada internacionalmente, el marlin azul. El LCT dispone de todas las capturas realizadas en aquellas fechas, así como de las temperaturas tomadas “*in situ*” en el momento de las capturas. Dichos datos deben aún ser analizados rigurosamente de forma análoga al caso de los túnidos.

Por último, comentar los datos de temperatura superficial del mar de la zona comprendida entre las islas de Tenerife y La Gomera, suministrados en formato digital al Instituto Canario de Cetáceos para el estudio y seguimiento de la colonia de ballenas “piloto” que desde hace unos años ha sido detectada en dicha región.

## Capítulo 7

---

### CONCLUSIONES

1. Como primer paso para la corrección atmosférica de las medidas de la temperatura tomadas desde satélites se ha desarrollado un método de corrección monocanal (ecuación 3.26). Si bien éste nos permite obtener la temperatura superficial del mar con una buena precisión, presenta un grave inconveniente, necesita del conocimiento de la distribución vertical de temperatura y gases atmosféricos, principalmente del vapor de agua, del área objeto de estudio. Esta información, en principio, sólo está disponible para las zonas donde se dispone de una estación de lanzamiento de radiosondas, lo que no suele ocurrir en medio del océano. Esta deficiencia puede seguir siendo insubsanable, si aun disponiendo de los perfiles verticales que generan los radiosondeos, la diferencia en tiempo entre estos y la hora de paso del satélite es superior a unas cuantas horas, debido a la alta variabilidad espacial y temporal que presenta el vapor de agua. Por ello, debemos buscar una alternativa a este procedimiento.

2. El método de corrección atmosférica que proponemos en la presente Memoria está basado en la técnica split-window. La dependencia que existe entre los coeficientes split-window y las transmisividades atmosféricas y el ángulo de observación, se traduce en una dependencia con la humedad atmosférica, factor determinante a la hora de una buena corrección del efecto atmosférico sobre las medidas de temperatura desde satélite, por lo que la ecuación que hemos desarrollado retiene, en sus coeficientes, la dependencia con la transmisividad atmosférica a través de la cantidad total de vapor de agua atmosférico (ecuación 4.13).

$$SST = T_4 + A(W) \cdot (T_4 - T_5) + B(W, \theta)$$

Las expresiones que hemos encontrado para estos coeficientes son (ecuaciones 4.1 y 4.2):

$$A(W) = 1,95 + 0,33 \cdot W$$

y

$$B(W, \theta) = (-0,21 + 0,4091 \cdot \sec \theta) + (-0,0364 + 0,0888 \cdot \sec \theta) \cdot W \\ + (-0,2219 + 0,0748 \cdot \sec \theta) \cdot W^2$$

3. Para la determinación del vapor de agua,  $W$ , se ha desarrollado un método original optimizado para Canarias y alternativo a los existentes, utilizando únicamente las temperaturas radiométricas de tres canales infrarrojos del HIRS-2. Estos canales son el 8, 11 y 12 y la expresión que los relaciona es (ecuación 4.11),

$$W = 0,09445 \cdot (TH_8 - TH_{11}) - 0,05671 \cdot (TH_{11} - TH_{12})$$

que presenta una correlación del 99,47%, con un error estándar de estimación de  $0,16 \text{ g cm}^{-2}$ .

4. El algoritmo de la ecuación (4.13) puede ser considerado como un algoritmo válido para Latitudes Medias y Tropicales por la forma como se han calculado sus coeficientes, sin embargo, resulta ser un algoritmo regional, desde el momento en que el contenido total en vapor de agua atmosférico,  $W$ , del cual dependen estos, se estima a partir de una ecuación empírica desarrollada especialmente para la zona de Canarias. Esta versatilidad del método, y su adaptabilidad a casi todas las regiones marinas del Planeta donde se pueda determinar el vapor de agua por el mejor procedimiento del que se disponga, nos garantizará resultados satisfactorios en casi cualquier región.

5. En cualquier campaña oceanográfica experimental que se lleve a cabo con el propósito de validar los algoritmos desarrollados para determinar la temperatura superficial del mar desde satélites, el parámetro de validación relevante, es decir, el que se ha de tener en cuenta en la comparación con las medidas simultáneas desde satélite, es la temperatura de la piel del mar ("skin temperature") medida con radiómetros infrarrojo-térmicos. Por ello, el algoritmo

que proponemos ha sido validado utilizando una base de datos de 90 medidas de esta temperatura que fueron tomadas “in situ” con un radiómetro de termometría infrarroja, durante la campaña realizada a bordo del Buque Oceanográfico Taliarte. El error de estimación que se ha obtenido es de 0,4 K, mostrándose como el menor para el área de Canarias, en la comparación con algoritmos recientes de otros autores.

6. Como aplicación inmediata del algoritmo split-window elaborado se estudió la intensidad de diversos fenómenos oceanográficos submesosescalares y el parámetro temperatura, en relación con las capturas de *Thunnus Obesus* en Canarias. Encontrándose que todos las áreas con eventos asociados a estructuras térmicas frontales (frentes, filamentos, afloramientos, bordes de bolsas cálidas, bordes de nubes) pueden ser consideradas como zonas óptimas de pesca de BET.

# APÉNDICE A

## LOWTRAN 7

En este Apéndice describiremos los aspectos generales del programa de cálculo de radiancia y transmisividad atmosféricas LOWTRAN 7, lo que nos permitirá conocer el potencial que ofrece para la simulación de las medidas de satélites. No entraremos en los detalles de cómo realiza los cálculos, ya que creemos que los mismos quedan completamente especificados en los manuales de todas las versiones generadas hasta el momento (Kneizys *et al.*, 1980, 1983, 1988).

### A.1 Descripción general

LOWTRAN 7 es un programa de computadora que calcula la radiancia y/o transmisividad para una trayectoria especificada a través de la atmósfera. Para los cálculos de transmisividad utiliza un modelo de bandas monoparamétrico que evalúa las líneas de absorción de las especies atmosféricas seleccionadas. También se incluyen en el modelo la absorción del continuo, la dispersión molecular y la absorción y dispersión debida a los aerosoles. Por su parte, en los cálculos de la radiancia se pueden considerar las contribuciones de las siguientes fuentes:

- Emisión atmosférica
- Radiancia solar y/o lunar monodispersa en la trayectoria
- Irradiancia solar directa a través de una trayectoria hasta el espacio
- Dispersión solar múltiple y/o radiancia emitida en la trayectoria

El modelo trabaja en el intervalo espectral que varía entre 0 y 50.000  $\text{cm}^{-1}$ , o en longitudes de onda no mas alejadas que las 0,2  $\mu\text{m}$ . La resolución espectral con que el LOWTRAN 7 realiza los cálculos es de 20  $\text{cm}^{-1}$ , aunque puede ser interpolada cada 5  $\text{cm}^{-1}$ . Esta baja resolución espectral es suficiente para realizar las simulaciones de las radiancias medidas por los sensores abordo de los satélites NOAA y es la responsable del nombre del modelo.

Una de las mayores ventajas del programa es la rapidez con la que se realizan los cálculos, sin duda, debido al modelo de bandas monoparamétrico que utiliza en combinación con la baja resolución espectral. El código tiene en cuenta los efectos causados por la refracción atmosférica y la curvatura de la Tierra. Supone a la atmósfera dividida en 34 capas, desde 0 a 100 km de altitud. Cada uno de los parámetros físicos que considera, presión, temperatura, absorción molecular, coeficientes de extinción, etc., son definidos para cada una de estas capas. LOWTRAN 7 incluye varios modelos de atmósferas estándar, aerosoles, nubes y lluvia, permitiendo la posibilidad de sustituirlos por modelos propios como podrían ser los perfiles generados por los radiosondeos.

La introducción en el programa de un paquete de geometría de propósito general permite gran flexibilidad al usuario y la definición de diferentes tipos de observaciones de manera sencilla y rápida.

LOWTRAN 7 fue desarrollado en el *Air Force Phillips Laboratory* con el objetivo de responder a las necesidades de una amplia variedad de problemas de investigación relacionados con las ciencias atmosféricas, y es la última versión disponible de la serie de programas que lleva su nombre.

### A.1.1 Modelos de atmósferas

LOWTRAN 7 ofrece dos formas de poder definir los parámetros atmosféricos: datos meteorológicos suministrados por el usuario o uno de los modelos de atmósferas estándar que contiene. Las atmósferas estándar nos permitirán realizar simulaciones cuando no dispongamos de los datos atmosféricos necesarios. Estas contienen información de una atmósfera dividida en 34 capas, con 1 km de espesor desde 0 a 25 km, 5 km de 25 a 50 km y por último, dos capas, una hasta los 70 km de altura y otra hasta los 100 km. Cada modelo contiene los siguientes datos definidos en cada capa: presión, temperatura y concentraciones (ppmv) de 11 moléculas con modelos de bandas: H<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub>, CO<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, O<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>, NO, NO<sub>2</sub> y SO<sub>2</sub>. Los modelos de atmósferas incluidos son:

1. 1976 US Standard Atmosphere.
2. Tropical (15° N).
3. Latitudes Medias en Verano (45° N, Julio).
4. Latitudes Medias en Invierno (45 ° N, Enero).
5. Subártica en Verano (60° N, Julio).
6. Subártica en Invierno (60° N, Enero).

El usuario también puede crear sus propios perfiles atmosféricos siempre que se desee modelar casos que no estén cubiertos por los modelos genéricos. De esta manera es posible introducir información de radiosondeos y resto de gases ya definidos, o mezclar datos de los perfiles estándar con los que nosotros introduzcamos.

### A.1.2 Consideraciones geométricas

Las consideraciones geométricas de la trayectoria de la radiación a través de la atmósfera son muy importantes, ya que determinan las contribuciones de las capas de cada modelo al total. El LOWTRAN 7 considera que el índice de

refracción de la trayectoria varía continuamente con esta, suponiendo esto una mejora con respecto a versiones anteriores del mismo programa.

Las trayectorias atmosféricas que permite definir el programa son:

1. Trayectoria horizontal.
2. Trayectoria entre dos alturas.
3. Trayectoria hasta el espacio.

La trayectoria horizontal se considera como una trayectoria corta a presión constante, de forma que se desprecia la curvatura de la Tierra y se ignora el índice de refracción.

La trayectoria entre dos alturas se puede definir mediante cuatro métodos diferentes: (a) altitud inicial, altitud final y ángulo cenital, (b) altitud inicial, ángulo cenital e intervalo, (c) altitud inicial, altitud final y longitud de la trayectoria, y (d) altitud inicial, altitud final y ángulo con respecto al centro de la Tierra. Fijense que para (b) y (c), LOWTRAN 7 calculará la altitud final o el ángulo cenital suponiendo que no hay refracción atmosférica y procediendo entonces como en (a). Los métodos (b) y (c) deben ser usados por lo tanto, cuando los efectos de refracción no sean importantes. El método (d) debería ser usado cuando se conozca perfectamente la configuración geométrica de la fuente y el receptor pero no ocurra lo mismo con el ángulo cenital como consecuencia de la refracción atmosférica.

La trayectoria hasta el espacio define un camino que termina por encima de la atmósfera modelada, esto es, a alturas superiores a 100 km. Se puede considerar usando una de las dos siguientes entradas de datos: (a) altitud inicial y ángulo cenital o, (b) altitud inicial y altitud final.

### A.1.3 Modelos de aerosoles

El LOWTRAN 7 contiene varios modelos de aerosoles que se diferencian en la distribución vertical y el tipo de partículas. El programa clasifica a los aerosoles, según la altitud a la que se encuentren, de la siguiente forma:

1. Aerosoles de la capa límite (0 - 2 km).
2. Aerosoles de la troposfera alta (2 - 10 km).
3. Aerosoles de la baja estratosfera (10 - 30 km).
4. Aerosoles de las capas altas (30 - 100 km).

Las propiedades de las partículas que predominan en cada una de estas regiones son promediadas y se incluyen en los modelos atmosféricos estándar. Los dos parámetros de interés primario son los coeficientes de extinción y absorción.

Para la capa límite (0 - 2 km), están disponibles cuatro modelos de aerosoles: rural, urbano, marítimo y "Navy maritime".

El modelo rural describe los aerosoles típicos que se encuentran en regiones continentales alejadas de zonas urbanas e industriales. Estos aerosoles se supone que están compuestos de una mezcla del 70% de sustancias solubles en agua y un 30% de partículas de polvo.

El modelo urbano es una mezcla de aerosoles rurales con compuestos del carbono derivados de la combustión de industrias y vehículos, el porcentaje de unos y otros es del 80% y el 20% respectivamente.

El modelo marítimo es bastante diferente a los ya descritos. Los aerosoles marinos están compuestos principalmente por partículas de sal del mar producidas por la evaporación de las gotas de agua que han sido arrancadas de la superficie. Este modelo puede ser apropiado para caracterizar las masas de aire que se

mueven desde el océano hacia regiones terrestres en condiciones de viento moderado.

El "Navy maritime" está compuesto del mismo tipo de partículas que el anterior pero tiene la ventaja de que considera una dependencia con el viento. Esta relación queda parametrizada mediante dos términos que se deben incluir en los cálculos, la velocidad media diaria del viento y la velocidad actual del mismo. Además, también viene caracterizado por un tercer componente que controla la influencia de aire continental en la composición final y que puede tomar valores entre 1 y 10 dependiendo de la importancia de este último.

---

## **BIBLIOGRAFÍA**

- Agema Thermopoint 80 Operator's Manual, 1993. Agema Infrared System AB, Box 3, S-18211 Danderyd, Sweden.
- Anding, D. y Kauth, R., 1970. Estimation of sea surface temperature from space, *Remote Sensing of Environment*, **1**: 217-220.
- Anding, D. y Kauth, R., 1972. Reply to the comment by G. A. Maul and M. Sidran, *Remote Sensing of Environment*, **2**: 171-173.
- Antoine, J. Y., Derrien, M., Harang, L., Le Borgne, P., Le Gleau, H. y Le Goas, C., 1992. Errors at large satellite zenith angles on AVHRR derived sea surface temperatures, *International Journal of Remote Sensing*, **13**: 1797-1804.
- Aoki T., 1980. A method for matching the HIRS/2 and AVHRR pictures of TIROS-N satellites. *Tech. Note No. 2*, Meteorological Satellite Center, Japan, pp 15-26.
- Aoki, T., 1985, A method for matching the HIRS/2 and AVHRR pictures of TIROS-N satellites. *The Technical Proceedings of the second International TOVS Study Conference*, Iglis, Austria, 18-22 Febrero de 1985. pp 349-368.
- Aoki, T., 1986, Procedure and results of AVHRR-HIRS picture matching, *Proc. of the 1st Australian AVHRR Conference*, pp 280-285.
- Aoki, T., Nakajima, S. y Kato, K., 1982. Remote measurements of the sea surface temperature by multichannel observation from orbital satellite. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **60**(6), 1238-1248.
- Arbelo, M., Bayó, O. y Herrera, F. 1992a, Modelo para la corrección atmosférica en el infrarrojo térmico. Simulación de medidas de satélite. *Rev. Acad. Canar. Cienc. IV*, (Nums. 1-2), 139-147.
- Arbelo, M., Expósito, F. J., Hernández, P. A. y Herrera, F., 1992b, NDVI a partir de imágenes de satélite y su correlación con la pluviometría en Canarias. *Rev. Acad. Canar. Cienc. IV*, (Nums. 1-2), 149-157.
- Arbelo, M., Herrera, F., Expósito, F. J. y Caselles, V. 1995a, Determination of true surface temperature using TOVS and AVHRR data. En *Sensors and Environmental Applications of Remote Sensing*, Askne, J. (ed.) Balkema publishers, Rotterdam. 329-332
- Arbelo, M., Herrera, F. y Expósito, F. J., 1995b, Regional split-window algorithm for Canary Islands zone. *V Annual Terascan Scientific Applications Workshop*, Oberpfaffenhofen, Alemania.
- Arbelo, M., Herrera, F. y Caselles, V., 1995c, Determination of sea surface temperature from synergy of TOVS and AVHRR data. *Technical Proceedings of the eighth International TOVS Study Conference*, Queenstown, Nueva Zelanda, 5-11 de Abril de 1995. pp11-20.

- Arbelo, M., Expósito, F. J. y Herrera, F., 1995d, Comparison of total water vapor content obtained from TOVS-NOAA with radiosoundings data in Canary Islands zone. *SPIE*, Vol. **2582**: 178-184.
- Arbelo, M., Hernández, P. A. y Herrera, F., 1995e, Optimized algorithm for determination of sea surface temperature from satellites in Canary Islands. *Second ESTOC Workshop*, IEO, Santa Cruz de Tenerife, 8-10 Octubre de 1995.
- Arbelo, M., Herrera, F., Expósito, F. J., Caselles, V. y Coll, C. 1996a, Determination of sea surface temperature using combined TOVS and AVHRR data. Application to the Canary Islands area, Spain. *International Journal of Remote Sensing*. **2**: 359-371.
- Arbelo, M., Caselles, V., Expósito, F. J. y Herrera, F., 1996b, A split-window equation with variable coefficients to obtain SST in midlatitudes. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Lincoln, Nebraska (USA), 27-31 de Mayo de 1996. (ISBN 0-7803-3068-4, softbound edition).
- Ariz, J., Delgado de Molina, A. y Santana, J. C., 1987; Spanish fisheries of "patudo" (*Thunnus obesus* Lowe, 1839). *Collection of Scientific Documents, ICCAT*, Vol. **XXVI** (1):116-126.
- Ariz, J., Santana, J. C., Delgado de Molina, A. y Delgado de Molina, R., 1995, Study of the fishery modality over tunas stains in the Canary Islands. *Collection of Scientific Documents, ICCAT*, Vol. **XLIV** (2): 262-271.
- Ariz, J., Delgado de Molina, A., Santana, J. C., Arbelo, M., Hernández, P. A. y Herrera, F., 1997, Relationship between *Thunnus obesus* catching, the sea surface temperature and several mesoscale phenomena, using infrared remote sensing in the Canary Islands during 1994. *Collection of Scientific Documents, ICCAT*, (En prensa)
- Arvidson, R. E., Butler, D. M. y Hartle, R. E., 1985, Eos: The Earth observing system of the 1990s. *Proc. IEEE* **73**(6):1025-1030.
- Asrar, G., 1989. Introduction, En *Theory and Applications of optical remote sensing*, Asrar (ed.) Wiley Interscience. pp 1-13.
- Barale, V. y Schlittenhardt, P.1993, Ocean Colour: Theory and application in the decade of CZCS experience, *Euro Courses, Remote Sensing*, Vol. **3**, Kluwer Academic Publishers.
- Barton, I. J., 1983, Dual channel satellite measurements of sea surface temperature, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **109**:365-378

- 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., 1989, Digitization effects in AVHRR and MCSST data, *Remote Sensing of Environment*, **20**: 87-89.
- Barton, I. J., Zavody, A. M., O'Brien, D. M., Cutten, D. R., Saunders, R. W. y Llewellyn-Jones, D. T., 1989, Theoretical algorithms for satellite-derived sea surface temperatures, *Journal of Geophysical Research*, **94**(D3): 3365-3375.
- Bates, J. J., 1993, Climate monitoring using TOVS data, *Technical Proceedings of the seventh International TOVS Study Conference*, Igls, Austria, 10-16 Febrero de 1993. pp 38-49.
- Becker, F. y Li, Z.-L., 1990, Towards a local split-window method over land surfaces, *International Journal of Remote Sensing*, **11**: 369-394.
- Bernstein, R. L. y Chelton, D. B., 1985, Large scale sea surface temperature variability from satellite and shipboard measurements, *Journal of Geophysical Research*, **90**: 11619-11630.
- Bignell, K. J., 1970, The water-vapour infrared continuum, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **96**: 390-403.
- Brest, C. L. y Rossow, W. B., 1992, Radiometric calibration and monitoring of NOAA-AVHRR data for ISCCP. *International Journal of Remote Sensing*, **13**: 235-273.
- Browning, K. A., 1987, Use of radar and satellite imagery for the measurement and short-term prediction of rainfall in the United Kingdom. En *Remote Sensing applications in meteorology and climatology*, R. A. Vaughan (ed.), D. Reidel Publishing Company. pp 189-208.
- Burch, D. E. y Alt, R. L., 1984, Continuum absorption by H<sub>2</sub>O in the 700-1200 cm<sup>-1</sup> and 2400-2800 cm<sup>-1</sup>. *Technical Report AFGL-TR-84-0128*, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB MA.
- Caselles, V., 1983, *Estudio de las medidas radiométricas realizadas desde satélites artificiales. Aplicación a la agrometeorología*. Tesis Doctoral. Universidad de Valencia.
- Caselles, V., Coll, C., Valor, E. y Rubio, E., 1995, Mapping land surface emissivity using AVHRR data. Application to La Mancha, Spain. *Remote Sensing Reviews*, **12**: 311-333.
- Castagné, N., Le Borgne, P., Le Vourch, J. y Orly, J. P., 1986, Operational measurement of sea surface temperature at CMS Lannion from NOAA-7 AVHRR data, *International Journal of Remote Sensing*, **7**: 953-984.

- Clough, S. A., Kneizys, F. X., Davies, R., Gamache, R. y Tipping, R., 1980, Theoretical line shape for H<sub>2</sub>O vapor; application to the continuum. En *Atmospheric Water Vapor*, Deepak, A., Wilkerson, T. D. y Ruhnke, L. H. (eds). Academic Press, New York, pp 25-46.
- Colwell, R. N., 1983, (Editor), *Manual of Remote Sensing*, Segunda Edición, Vol. 1, American Society of Photogrammetry, Falls Church, Virginia.
- Coll, C., 1994, *Un modelo operativo para la determinación de la temperatura de la superficie terrestre desde satélites*. Tesis Doctoral. Universidad de Valencia.
- Coll, C. y Caselles, V., 1994 Analysis of the atmospheric and emissivity influence on the split-window equation for sea surface temperature, *International Journal of Remote Sensing*, **15**: 1915-1932.
- Coll, C., Caselles, V. y Valor, E., 1993, Atmospheric correction and determination of sea surface temperature in midlatitudes from NOAA-AVHRR data, *Atmospheric Research*, **30**: 233-250
- Coll, C., Caselles, V., Sobrino, J. A. y Valor, E., 1994, On the atmospheric dependence of the split-window equation for land surface temperature, *International Journal of Remote Sensing*, **15**: 105-122.
- Coppin, P. A., Bradley, E. F., Barton, Y. J. y Godfrey, J. S., 1991, Simultaneous observations of sea surface temperature in the western equatorial Pacific ocean by bulk, radiative and satellite methods, *Journal of Geophysical Research*, **96**: 3401-3409
- Cornillon, P. A., 1982, *A Guide to Environmental Satellite Data*, University of Rhode Island, Marine Technical Report 79.
- Csiszar, Y. y Kerenyi, J., 1996, Combined use of radar and satellite information for precipitation estimation in Hungary, *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Lincoln, Nebraska (USA), 27-31 de Mayo de 1996. (ISBN 0-7803-3068-4, softbound edition).
- Chandrasekhar, S., 1969, *Radiative Transfer*. Ed. Dover, New York.
- Chang, A. T. C. y Wilheit, T., 1979, Remote sensing of atmospheric water vapour, liquid water and wind speed at the ocean surface by passive microwave techniques from Nimbus-5 satellite, *Radio Science*, **14**: 793.
- Chávez, G., 1983, *Elementos de Oceanografía*, C.E.C.S.A. México D.F..
- Chedin, A., Scott, N. A., Wahiche, C. y Moulinier, P., 1985a, The improved Initialization Inversion Method: A high resolution physical method for temperature retrievals from satellites of the TIROS-N series, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **24**, No. 2.

- Chedin, A., Scott, N. A., Wahiche, C., Moulinier, P., Husson, N., Rochard, G., Quéré, J. y Derrien, M., 1985b, The "3I" procedure applied to the retrieval of meteorological parameters from NOAA-7 and NOAA-8, *The Technical Proceedings of second International TOVS Study Conference*, Igls, Austria, 18-22 de Febrero de 1985. pp 11-38.
- Chedin, A. y Scott, N. A., 1984, Improved initialization inversion method procedure, *The Technical Proceedings of first International TOVS Study Conference*, Igls, Austria, 29 Agosto al 3 Septiembre de 1983. pp 14-79.
- Chester, D., Uccellini, L. W., y Robinson, W. D., 1983, Low level water vapour fields from VISSR Atmospheric Sounder (VAS) "split-window" channels, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22**: 725-743.
- Chuvieco, E., 1990, *Fundamentos de Teledetección espacial*, Ediciones Rialp, S. A., Madrid.
- Dalu, G., 1985, Emittance effect on the remotely sensed sea surface temperature, *International Journal of Remote Sensing*, **6**: 733-740.
- Dalu, G., 1986, Satellite remote sensing of atmospheric water vapour, *International Journal of Remote Sensing*, **7**: 1089-1097.
- Dalu, G. y Liberti, G. L., 1988, Validation problems for remotely sensed sea surface temperature, *Il Nuovo Cimento*, **11C**: 589-607.
- Deepak, A., Wilkerson, T. D. y Ruhnke, L. H., (eds) 1980, *Atmospheric water vapor*. Academic Press, New York.
- Delegido, J., Caselles, V. y Hurtado, E. 1991, Determinación a escala regional de la evapotranspiración. En *La Teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales. Recursos renovables: Agricultura*. Gandía, S. y Meliá, J. (eds), Universidad de Valencia. pp 345-372.
- Delgado de Molina, A., Santana, J. C. y Ariz, J., 1990, Pesquerías de túnidos en el archipiélago canario. *Congreso sobre Oceanografía y Recursos Marinos del Atlántico Centro-oriental*, Noviembre de 1990, Las Palmas de Gran Canaria.
- Delgado de Molina, A., Santana, J. C., Delgado de Molina, R., y Ariz, J., 1996, Statistics data of Canary Islands tunas fisheries during the period from 1975 to 1994. *Collection of Scientific Documents ICCAT*, (en prensa).
- Deschamps, P. Y. y Phulpin, T., 1980, Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12  $\mu\text{m}$ , *Boundary-Layer Meteorology*, **18**: 131-143.
- Donlon, C. J., 1994, *An investigation of the oceanic skin temperature deviation*, PhD thesis, Universidad de Southampton.

- Downing, H. D. y Williams, D., 1975, Optical constants of water in the infrared, *Journal of Geophysical Research*, **80**: 1656-1661.
- Durkee, P. A., Jensen, D. R., Hindman, E. E. y Vonder Haar, T. H., 1986, The relationship between marine aerosol particles and satellite-detected radiance, *Journal of Geophysical Research*, **91**(D3): 4063-4072.
- Edwards, D. P., 1987, GENLN2: The new Oxford line-by-line atmospheric transmission/radiance model, *Memo. 87.2*, Dep. of Atmos., Oceanic, and Planet. Phys., Universidad de Oxford.
- Edwards, D. P., 1988, Atmospheric transmittance and radiance calculations using line-by-line computer methods, *Proc. Soc. Photo. Instrum. Engr.*, **928**: 94-117.
- Eifler, W., 1992, Modelling the skin-bulk temperature difference near the sea-atmosphere interface for remote sensing applications, *ESA*, SP-341, 335-341.
- Emery, W. J., Yu, Y., Wick, G. A., Schuessel, P. y Reynolds, R. W., 1994, Correcting infrared satellite estimates of sea surface temperature for atmospheric water vapour attenuation, *Journal of Geophysical Research*, **99**: 5219-5236.
- Expósito, F. J., Arbelo, M., Herrera, F., Díaz, J. P. y Díaz, A., 1995, Comparison between the aerosols optical depth data obtained by the NOAA satellites and the Optronic OL752 spectroradiometer, En *Sensors and Environmental applications of Remote Sensing*, Askne, J. (ed.), Balkema publishers, Rotterdam. 333-336.
- Expósito, F. J., Díaz, J. P., Arbelo, M., Herrera, F. y Guerra, J. C., 1997, First intercomparison between the aerosols optical depth data obtained by NOAA satellites and the Optronic OL752 spectroradiometer in the Canary Islands. *International Journal of Remote Sensing*, (en prensa).
- Feldman, G. C., 1984, Satellite color observations of phytoplankton distribution in the eastern equatorial Pacific during the 1982-1983 El Niño. *Science*, **224**(4678): 1069:1071.
- Feldman, G. C., 1986, Variability of the productive habitat in the eastern equatorial Pacific, *Eos*, **67**(9): 106-108.
- Fiedler, P. y Bernard, H., 1977, Tuna aggregation and feeding near fronts observed in satellite imagery, *Continental Shelf Research*, **7**: 871-881.
- Fiuza, A. F. G., 1990, Applications of satellite remote sensing to fisheries. En *Operations research and management in fishing*, Kluwer academic publishers.
- Frost, E. M., 1988, *Global scale estimates of aerosol particle characteristic*. Master's Thesis. Naval Postgraduate School, Monterey, California, USA.

- Gathman, S. G., 1983, Optical properties of the marine aerosol as predicted by the Navy aerosol model, *Optical Engineering*, **22**: 57-62.
- Gibbs, R. H. y Collette, B. B., 1976, Comparative and systematic of the tunas, genus *Thunnus*. *Fish. Bulletin*. NOAA/NMFS, **66**: 65-130.
- Gordon, H. R., Clark, D. K., Brown, J. W., Brown, O. B., Evans, R. H. y Broenkow, W. W., 1983, Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight: Comparison of ship determination and CZCS estimates, *Applied Optic*, **22**: 20-36.
- Graham, J. B., 1975, Heat exchange in the yellowfin tuna (*Thunnus albacares*), and skipjack (*Katsuwonus pelamis*) and the adaptative significance of elevated body temperatures in scombrid fishes. *Fish. Bulletin*, NOAA/NMFS, **73**: 219-229.
- Grant, W. B., 1990, Water vapor absorption coefficients in the 8-13  $\mu\text{m}$  spectral region: a critical review. *Applied Optics*, **29**: 451-462.
- Grassl, H., 1976, The dependence of the measured cool skin of the ocean on wind stress and total heat flux, *Boundary Layer Meteorology*, **10**: 465-474.
- Grassl, H. y Hinzpeter, H., 1975, The coll skin of the ocean, *GATE Rep.*, 14,1, WMO/ICSU, Ginebra. pp 229-236.
- Griggs, M., 1985, A method to correct satellite measurements of sea surface temperature for the effects of atmospheric aerosols. *Journal of Geophysical Research*, **90**(D7): 12951-12959.
- Guymer, T. H., 1987, Remote sensing of sea-surface winds, En *Remote Sensing applications in Meteorology and Climatology*, Vaughan, R. A. (ed), D Reidel publishing company. pp 327-357.
- Hänel, G., 1976, The properties of atmospheric aerosol particles as a function of the relative humidity at the thermodynamics equilibrium with the surrounding air. *Advances in Geophysics*, **18**: 73-188.
- Hasse, L., 1963, Cooling of the sea surface by evaporation and heat exchange. *Tellus*, **15** No. 4: 363-366.
- Hasse, L., 1971, The sea surface temperature deviation and the heat flow at the air-sea interface. *Boundary Layer Meteorology*, **1**:368-379.
- Hepplewhite, C. L., 1989, Remote observations of the sea surface and atmosphere: the oceanic skin effect. *International Journal of Remote Sensing*, **10**: 801-810.
- Hernández, P. A., Arbelo, M., Expósito, F. J. y Herrera, F., 1996, Pluviometry and vegetation monitoring in the Canary Islands zone using the NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Lincoln, Nebraska (USA), 27-31 de Mayo de 1996. (ISBN 0-7803-3068-4, softbound edition).

- Herrera, F., Arbelo, M., Pérez, J. C., Rodríguez, M. y González, A., 1995, Measurements campaign for satellite data validation in Canary Islands. V *Annual Terascan Scientific Applications Workshop*, Oberpfaffenhofen, Alemania.
- Hielkema, J. U., Prince, S. D. y Astle, W. L., 1986, Rainfall and vegetation monitoring in the Savanna zone of the Democratic Republic of Sudan using NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer. *International Journal of Remote Sensing*, **7**: 1499-1513.
- Hill, R. H., 1971, Laboratory measurement of heat transfer thermal structure near an air-water interface. *Journal of Physical Oceanography*, **2**: 190-198.
- Ignatov, A. M., Stowe, L. L., Sakerin, S. M. y Korotaev, G. K., 1995, Validation of the NOAA/NESDIS satellite aerosol product over the North Atlantic in 1989. *Journal of Geophysical Research*, **100**(D3): 5123-5132.
- Jessup, A. T., 1992, Measurement of small scale variability of infrared sea surface temperature. Summary of fall 1992. *AGU*.
- Junge, C. E., 1972, Our knowledge of the physico-chemistry of aerosol in the undisturbed marine environment. *Journal of Geophysical Research*, **77**: 5183-5200.
- Junge, C. E., Robinson, E. y Ludwig, F. L., 1969, A study of aerosols in the Pacific air masses. *Journal of Applied Meteorology*, **8**: 340-347.
- Justice, C. O. y Hiernaux, P. H., 1986, Monitoring the grassland of the Sahel using NOAA AVHRR data: Niger 1983. *International Journal of Remote Sensing*, **7**(11): 1475-1497.
- Katsaros, K. B., 1977, The sea surface temperature deviation at very low wind speeds: is there a limit?. *Tellus*, **29**: 229.
- Kidwell, K. B., 1995, NOAA Polar orbiter data user guide. NOAA NESDIS, National Climatic Data Center, Satellite Data Service Division, Washington D. C..
- Kneizys, F. X., Shettle, E. P., Gallery, W. O., Chetwynd, J. H. Jr., Abreu, L. W., Selby, J. E. A., Fenn, R. W. y McClatchey, R. J., 1980, Atmospheric transmittance/radiance: computer code LOWTRAN 5. Technical Report AFGL-TR-80-0067, Optical Physics Division, U.S. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, Massachusetts.
- Kneizys, F. X., Shettle, E. P., Gallery, W. O., Chetwynd, J. H. Jr., Abreu, L. W., Selby, J. E. A., Clough, S. A. y Fenn, R. W., 1983, Atmospheric transmittance/radiance: computer code LOWTRAN 6. Technical Report AFGL-TR-83-0187, Optical Physics Division, U.S. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, Massachusetts.

- Kneizys, F. X., Shettle, E. P., Abreu, L. W., Anderson, G. P., Chetwynd, J. H., Gallery, W. O., Selby, J. E. A. y Clough, S. A., 1988, Users Guide to Lowtran 7. Technical Report AFGL-TR-88-0177, Optical/Infrared Technology Division, U. S. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, Massachusetts.
- Kondratyev, K. Y., 1969, *Radiation in the atmosphere*. Academic Press, New York.
- Lauritson, L., Nelson, G. J. y Porto, F. W., 1979, Data Extraction and Calibration of TIROS-N/NOAA radiometers. NOAA Technical Memorandum NESS 107, Washington D. C.: U.S. Department of Commerce.
- Laurs, M., Fiedler, P. C. y Montgomery, D. R., 1984, Albacore tuna catch distribution relative to environmental features observed from satellites. *Deep Sea Research*, **31**(9): 1085-1099
- Laurs, M. y Lynn, R., 1977, Seasonal migration of North Pacific albacore, *Thunnus alalunga*, into North America coastal waters: Distribution, relative abundance and association with transition zone waters. *Fishery Bulletin*, **75**(4): 795-822.
- Lillesand, T. M. y Kiefer, R. W., 1979, *Remote Sensing and Image Interpretation*. John Wiley and Sons, Inc. pp 1.
- Liou, K. N., 1992, *Radiation and cloud processes in the atmosphere*. Oxford University Press
- López, M. J. y Caselles, V., 1991, Introducción a la teledetección. En *La Teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales. Recursos renovables: agricultura*. Gandía, S. y Meliá, J. (eds). Universidad de Valencia. pp 19.
- Llewellyn-Jones, D.T., Minnett, P.J., Saunders, R.W. y Zavody, A.M., 1984, Satellite multichannel infrared measurements of sea surface temperature of the N.E. Atlantic Ocean using AVHRR/2. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **110**: 613-631.
- Malingreau, J. P. y Tucker, C. J., 1987, The contribution of the AVHRR data for measuring and understanding global processes: Large scale deforestation in the Amazon basin. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Ann Arbor, Michigan. pp. 443-448.
- Malo, A. y Nicholson, S. E., 1990, A study of rainfall and vegetation dynamics in the African Sahel using normalized difference vegetation index. *Journal of Arid Environment*, **19**: 1-24.
- Masselli, F., Conese, C., Petkov, L. y Gilabert, M. A., 1992, Use of NOAA NDVI data for environmental monitoring and crop forecasting in the Sahel. Preliminary results. *International Journal of Remote Sensing*, **13**(14): 2743-2749.

- Masuda, K., Takashima, T. y Takajama, Y., 1988, Emissivity of pure and sea waters for the model sea surface in the infrared window regions. *Remote Sensing of Environment*, **24**: 313-329.
- Mather, P. M., 1987, *Computer Processing of Remotely-Sensed Images*. John Wiley and Sons.
- Maul, G. A., 1978, Recent progress in the remote sensing of ocean surface currents. *MTS Journal*, **11**:5.
- Maul, G. A., 1983, Zenith angle effects in multichannels infrared sea surface sensing. *Remote Sensing of Environment*, **13**: 439-451.
- Maul, G. A. y Sidran, M., 1972, Comments on "Estimation of sea surface temperature from space" by D. Anding and R. Kauth. *Remote Sensing of Environment*, **2**: 165-169.
- May, D. A., 1993, Global and regional comparative performance of linear and nonlinear satellite multichannel sea surface temperature algorithms. Technical Report NRL/MR/7240-93-7049, Naval Research Laboratory, Stennis Space Center, MS 39529-5004.
- May, D. A., Stowe, L. L., Hawkins, J. D. y McClain, E. P., 1992, A correction for saharan dust effects on satellite sea surface temperature measurements. *Journal of Geophysical Research*, **97**(C3): 3611-3619.
- May, D. A. y Hoyler, R. J., 1993, Sensitivity of satellite multichannel sea surface temperature retrievals to the air-sea temperature difference. *Journal of Geophysical Research*, **98**(C7): 12567-12577.
- McClain, E. P., 1989, Global sea surface temperatures and cloud clearing for aerosol optical depth estimates. *International Journal of Remote Sensing*, **10**: 763-769.
- McClain, E. P., Pichel, W. G. y Walton, C. C. 1985, Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, **90**(C6): 11587-11601.
- McClatchey, R. A., Fenn, R. W., Selby, J. E. A., Garing, J. S. y Volz, F. W., 1971, Optical properties of the atmosphere, Environmental Research Papers No. 354, Air Force Cambridge Research Laboratories, L. G. Hanscom Fiel, Bedford, Massachusetts, USA.
- McGuffie, K. y Henderson-Sellers, A., 1987, Climatology from space: data sets for climate monitoring and climate modelling. En *Remote Sensing applications in meteorology and climatology*, R. A. Vaughan (ed.), D. Reidel Publishing Company. pp 375-389.

- McMillin, L. M., 1971, *A method of determining surface temperatures from measurements of spectral radiance at two wavelengths*. Ph.D. dissertation, Iowa State University, Iowa city, USA.
- McMillin, L. M., 1975, Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. *Journal of Geophysical Research*, **36**: 5113-5117.
- McMillin, L. M. y Crosby, D. S., 1984, Theory and validation of multiple window sea surface temperature technique. *Journal of Geophysical Research*, **89**(C3): 3655-3661.
- Menzel, E. P. (editor), 1985, *The Technical Proceedings of the second International TOVS Study Conference*, Igls, Austria, Septiembre de 1985.
- Minnett, P. J., 1990, The regional optimization of infrared measurements of sea surface temperature from space. *Journal of Geophysical Research*, **95**(C8): 13497-13510.
- Monaldo, F., 1996, *Primer*. Space Oceanography Group, Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory.
- Njoku, E. G., Barnett, T. P., Laurs, R. M. y Vastano, A. C., 1985, Advances in satellite sea surface temperature measurements and oceanographic applications. *Journal of Geophysical Research*, **90**(C6): 11573-11586.
- Núñez, M., 1993; Estimating the surface radiation balance using satellite data. En *La Teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales. Climatología y Desertificación*. Gandía, S. y Melía, J. (eds). Universidad de Valencia. pp 83-106.
- Ottlé, C. y Vidal-Madjar, D., 1992, Estimation of land surface temperature with NOAA-9 data. *Remote Sensing of Environment*, **40**: 27-41.
- Paluszkiwicz, T y Niebauer, H. J., 1984, Satellite observation of circulation in the Eastern Bering Sea. *Journal of Geophysical Research*, **89**: 3663.
- Paulson, C. A. y Simpson, J. J., 1981, The temperature difference across the cool skin of the ocean. *Journal of Geophysical Research*, **86**: 11044-11054.
- Petit, M., 1991, *Contribution de la télédétection aérospatiale a l'elaboration des bases de l'halieutique opérationnelle: l'exemple des pêcheries thonières tropicales de surface. (Aspect évaluatif)*. Ph.D. Thesis. Université Pierre et Marie Curie de Paris VI, Francia.
- Planet, W., 1988, Data extraction and calibration of TIROS-N/NOAA radiometers. *NOAA Technical Memorandum*, NESS 107, Rev. 1.

- Plass, G. N., Kattawar, G. E. y Catchings, G. E., 1973, Matrix-operator-theory of radiative transfer. *Applied Optics*, **12**: 314-329.
- Porter, J. N. 1993, *Measuring aerosol optical depths from satellite: Aerosol measurements and models*. Ph.D. Thesis. University of Hawaii. Hawaii, USA.
- Prabhakara, C., Conrath, B. J. y Kunde, V. G., 1972, Estimation of sea surface temperatures from remote measurements in the 11-13  $\mu\text{m}$  window region. X Doc. 651-72-358, NASA/GSFC, Greenbelt, Md, USA.
- Prabhakara, C., Dalu, G., Lo, R. C. y Nath, R., 1979, Remote sensing of seasonal distribution of precipitable water over the oceans and inference of boundary layer structure. *Monthly Weather Review*, **107**: 1388-1401.
- Prata, A. J., 1991, Land surface temperature derivation using AVHRR/TOVS. *The Technical Proceedings of sixth International TOVS Study Conference*.
- Price, J. C., 1980, On the atmospheric correction to satellite thermal infrared measurements. GFSC, communication to HCMM investigators.
- Ramos, A., Delgado de Molina, A., Ariz, J., Santana, J.C., García-Weill, L. y Cantón, M., 1995, Agregaciones de rabil y patudo en eventos oceanográficos submesoescalares del área de Canarias observados mediante teledetección infrarroja. *Collection of Scientific Documents ICCAT* (en prensa).
- Ramos, A. G., Santiago, J., Sangra, P. y Canton, M., 1996, An application of satellite-derived sea surface temperature data to the skipjack (*Katsuwonus pelamis* Linnaeus, 1758) and albacore tuna (*Thunnus alalunga* Bonaterre, 1788) fisheries in the North-east Atlantic. *International Journal of Remote Sensing*, **17**: 749-759.
- Rangaswamy, S. y Subbarayudu, J., 1978, *Program RADTRA to compute atmospheric attenuation correction*. Systems and Applied Sciences Corporation, Riverdale, Maryland 20840. NASA Contract NASS-24272.
- Rao, C. R. N., 1992, Aerosol radiative corrections to the retrieval of sea surface temperatures from infrared radiances measured by Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). *International Journal of Remote Sensing*, **13**: 1757-1769.
- Rao, C. R. N., Stowe, L. L. y McClain, E. P., 1989, Remote sensing of aerosol over the ocean using AVHRR data. Theory, practice and applications. *International Journal of Remote Sensing*, **10**:743-749.
- Rao, C. R. N. y Chen, J., Calibration of the visible and near-infrared channels of Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) after launch. *Proc. of the SPIE Conference on Recent Advances in Sensors, radiometric calibration and processing of remotely sensed data*, pp 56-66.

- Rao, P. K., Holmes, S.J., Anderson, R. K., Winston, J. S. y Lehr, P. E., 1990, *Weather Satellites: Systems, Data and Environmental Applications*. American Meteorological Society, Boston.
- Rasool, S. I. (Editor), 1987, Potential of remote sensing for the study of global change. *Advances in Space Research*, **7**(1): 1-97.
- Reutter, H. y Olessen, F. S., 1991, Atmospheric correction of AVHRR IR-DATA with TOVS soundings. *Proceedings of the 5th AVHRR Data User's Meeting*, Tromsø, Noruega, 25-28 Junio de 1991. (Darmstad: EUMETSAT), pp 143-148.
- Roberts, R. E., Selby, J. E. y Biberman, L. M., 1976, Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8-12  $\mu\text{m}$  window. *Applied Optics*, **15**: 2085-2090.
- Robertson, R. J. y Watson, A. J., 1992, The thermal skin effect of the surface ocean and its implication for CO<sub>2</sub> uptake. *Nature* **358**: 738-740.
- Robinson, I. S., 1992, Marine Science Applications of ocean colour remote sensing. En *Space Oceanography*, Cracknell, A. P. (ed), World Scientific, Singapore.
- Robinson, Y. S., Wells, N. C. y Charnock, H., 1984, The sea surface thermal boundary layer and its relevance to the measurement of sea surface temperature by airborne and spaceborne radiometer. *International Journal of Remote Sensing*, **5**: 19-45.
- Rothman, L. S., Gamache, R. P., Barbe, A., Goldman, A., Gillis, J. R., Brown, L. R., Toth, R. A., Flaud, J. M. y Camy-Peyret, C., 1983, AFGL atmospheric absorption line parameters compilations: 1982 Edition. *Applied Optics*, **22**: 2247-2256.
- Rothman, L. S., Gamache, R. P., Goldman, A., Brown, L. R., Toth, R. A., Pickett, H. M., Poynter, R. L., Flaud, J. M., Camy-Peyret, C., Barbe, A., Husson, N., Rinsland, C. P. y Smith, M. A. H., 1987, The HITRAN database:1986 Edition. *Applied Optics*, **26**: 4058-4097.
- Sabins, F. F. Jr., 1978, *Remote Sensing Principles and Interpretation*. W. H. Freeman and Company, San Francisco. p1.
- Santana, J. C., Delgado de Molina, A. y Ariz, J., 1987, Pesquerías de túnidos en las Islas Canarias. *Collection of Scientific Documents ICCAT*, Vol. **XXVI**(2): 584-596.
- Santiago, J. Ramos, A. G. y Cantón, M., 1993, Teledetección y pesca de atún blanco en el NE Atlántico. Análisis de las campañas de pesca 1990-1992. *Doc. Tec. Gobierno Vasco*, 51.
- Saucier, W. J., 1983, *Principles of Meteorological Analysis*. Dover Publications, Inc., New York.

- Saunders, P. M., 1967, Aerial measurements of sea surface temperature in the infrared. *Journal of Geophysical Research*, **72**(16): 4109-4117.
- Saunders, P. M., 1973, The skin temperature of the ocean: a review. *Memoires Societe Royale des Sciences de Liege*, **6a**(6): 93-98.
- Saunders, P. M. y Kriebel, K. T., 1988, An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, **9**: 123-150.
- Saunders, P. M. y Edwards, D. P., 1989, Atmospheric transmittance for the AVHRR channels. *Applied Optics*, **28**: 4154-4160.
- Scott, N. A., Chedin, C., Wahiche, P. y Moulinier, P., 1984, Geopotential thicknesses and thermal winds retrieved from the satellites of the TIROS-N series through the "3Y" method. *Intern. Radiat. Symp.*, 21 al 29 de Agosto de 1984, Perugia, Italia.
- Schanda, E., 1986, *Physical Fundamentals of Remote Sensing*. Springer-Verlag, Berlin.
- Schluessel, P., 1989, Satellite-derived low-level atmospheric water vapour content from synergy of AVHRR with HIRS. *International Journal of Remote Sensing*, **10**: 705-721.
- Schluessel, P., Shin, H.-Y. y Grassl, H., 1987, Comparison of satellite-derived sea surface temperature 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.
- SeaSpace, 1992, HR-99 Receiver/Bit Synchronizer and HD-99 Downconverter. Operations and Maintenance Manual. Revision 1.3. 036-01009 SeaSpace, San Diego, CA, USA.
- SeaTel, 1991, Installation and Operation Manual for Sea Tel model 4884L Shipboard satellite tracking antenna system. Doc. No. 110761. Sea Tel Inc. Concord, CA, USA.
- Segarra, D., 1991, La corrección geométrica. En *La Teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales. Recursos renovables: agricultura*. Gandía, S. y Meliá, J. (eds). Universidad de Valencia. pp 183-193.
- Sharp, G y Dizon, A., (Editores), 1978, *The physiological ecology of tunas*. Academic Press, New York.

- Sharp, G y Pirages, S. W., 1978, The distribution of red and white muscles, their biochemistry and the biochemical phylogeny of selected scombrid fishes. En *The physiological ecology of tunas*, Sharp, G y Dizon, A., (eds). Academic Press, New York. pp 41-78.
- Shettle, E. P. y Fenn, R. W., 1979, Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties. *Environmental Research Papers* No.676. Air Force Geophysical Laboratory, Hanscom Air Force Base, Massachusetts 01731, USA.
- Siegel, R. y Howell, J. R., 1981, *Thermal Radiation Heat Transfer*. McGraw-Hill, New York.
- Simpson, J. J. y Humphrey, C., 1990, An automated cloud screening algorithm for daytime advanced AVHRR imagery. *Journal of Geophysical Research*, **95**(C8): 13459-13481.
- Slater, P. N., 1980, *Remote Sensing, Optics and Optical Systems*. Addison-Wesley, Reading.
- Sloggett, D. R., Aiken, J., Srokosz, M. y Boxall, S., 1995, Operational uses of ocean colour data - Perspectives for the OCTOPUS Programme. En *Sensors and Environmental Applications of Remote Sensing*, Askne, J. (ed), Balkema publishers, Rotterdam.
- Smith, W. L., 1983, The retrieval of atmospheric profiles from VAS geostationary radiance observation. *Journal of Atmospheric Sciences*, **40**: 2025-2035.
- Smith, W. L., Woolf, H. M., Hayden, C. M., Wark, D. Q. y McMillin, L. M., 1979, The TIROS-N Operational Vertical Sounder. *Bulletin American Meteorological Society*, **58**: 1177-1187.
- Smith, W. L., Woolf, H. M., Hayden, C. M. y Schreiner, A. J., 1985, The simultaneous retrieval export package. Technical Proceedings of the second International TOVS Study Conference. Igls, Austria, 18 al 22 de Febrero de 1985. pp 224-253.
- Sobrino, J. A., Coll, C. y Caselles, V., 1991, Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5. *Remote Sensing of Environment*, **38**: 19-34.
- Sobrino, J. A., Li, Z.-L. y Stoll, M. P., 1993, Impact of the atmospheric transmittance and total water vapor content in the algorithms for estimating satellite sea surface temperatures. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, **31**: 946-952.
- Soloviev, A. V., Shirov, P. P. y Schluessel, P., 1994, Evolution of cool skin and direct air-sea gas transfer coefficient during daytime. *Boundary Layer Meteorology*, (en prensa).

- Soloviev, A. V. y Schluessel, P., 1994, Parameterization of the cool skin of the ocean and of the air-ocean gas transfer on the basis of modelling surface renewal. *Journal of Physical Oceanography*, **24**(6): 1339.
- Stretta, J. M., 1991, Medio ambiente y pesca de túnidos en el Atlántico tropical oriental. En *Recursos, pesca y biología de los túnidos tropicales del Atlántico centro-oriental*, Fonteneau, A. y Marcille, J. (eds). *Collection of Scientific Documents of ICCAT*, Vol. **XXXVII**: 423 pp.
- Strong, A. E. y McClain, E. P., 1984, Improved ocean temperatures from space - comparisons with drifting buoys. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **65**: 138:142.
- Susskind, J. y Reutter, D., 1985, Retrieval of sea surface temperatures from HIRS2/MSU. *Journal of Geophysical Research*, **90**: 11608-11618.
- Susskind, J., Rosenfield, J., Reuter, D. y Chahine, M. T., 1984, Remote sensing of weather and climate parameters from HIRS2/MSU on TIROS-N. *Journal of Geophysical Research*, **89**(C6).
- Takashima, T. y Takayama, Y., 1986, Sea surface temperature measurement from space allowing for the effect of the stratospheric aerosols. *Papers in Meteorology and Geophysics*, **37**: 193-204.
- Tenore, K. R., Alonso.Noval, M., Alvarez-Ossorio, M. y 16 autores más, 1995, Fisheries and oceanography off Galicia, NW Spain: mesoscale spatial and temporal changes in physical processes and resultant patterns of biological productivity. *Journal of Geophysical Research*, **100**(C6): 10943-10966.
- Thiermann, V. y Ruprecht, E., 1992, A method for the detection of clouds using AVHRR infrared observations. *International Journal of Remote Sensing*, **13**: 1829-1841.
- UK ERS-1 Reference Manual, 1989, EODC Documentation and Information Service, Royal Space Establishment, Farnborough, GU14 6TD, UK.
- Varanasi, P., 1988, Infrared absorption by water vapour in the atmospheric window. *Proc. Soc. Photo. Instrum. Engr.*, **928**: 213-231.
- Wahiche, C., Scott, N. A. y Chedin, A., 1984, Cloud parameters retrievals from the satellites of the TIROS-N series. *International Radiat. Symp.*, 21-29 Agosto de 1984, Perugia, Italia.
- Walton, C. C., 1988, Nonlinear multichannel algorithms for estimating sea surface temperature with AVHRR satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, **27**: 115-124.

- Walton, C. C., McClain, E. P. y Sapper, J. F., 1990, Recent changes in satellite-based multichannel sea surface temperature algorithms. *Proc. Science and Technology for a New Oceans Decade*, Mar. Technol. Soc., Washington D. C..
- Werbowetzki, A, 1981, Atmospheric sounding user's guide. *NOAA Tech. Rep. NESS 83*.
- Wick, G. A., Emery, W. J. y Schluessel, P., 1992, A comprehensive comparison between satellite measured skin and multichannel sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, **97**: 5569-5595.
- Wienert, U., 1980, *Versuch einer quantitativen Oberflächentemperaturanalyse von Flugzeugscanneranfuahmen im thermischen Infrarot*. Diplomarbeit, Inst. for Meteorology and Climatology, Universidad de Hannover.
- Woodcock, A. H. y Stommel, H., 1947, Temperatures observed near the surface of a fresh water pond at night. *Journal of Meteorology*, **4**: 102-103.
- Wu, J., 1985, On the cool skin of the ocean. *Boundary Layer Meteorology*, **31**: 203.
- Yokohama, R. y Tanba, S., 1991, Estimation of sea surface temperature via AVHRR NOAA-9. Comparison with fixed buoy data. *International Journal of Remote Sensing*, **12**: 2513-2528.
- Young, T. L., 1992, Terascan Operations Manual 057-01003, Rev. 1.0. SeaSpace, San Diego, CA, USA.