

M^a JOSÉ LÓPEZ GARCÍA
VICENTE CASELLES MIRALLES *

APLICACION DE LA TELEDETECCION AL ESTUDIO DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR BALEAR¹ Y GOLFO DE VALENCIA

RESUMEN

En este estudio se analizan varias imágenes térmicas HCMM y Landsat 5 (TM) referentes al Mar Balear y Golfo de Valencia respectivamente. Se ha tratado de establecer la relación existente entre la distribución espacial de la temperatura del mar y los procesos de circulación marina, así como de analizar la evolución de la temperatura a lo largo del año.

El Golfo de Valencia aparece como una zona de confrontación de masas de agua de características térmicas diferentes, cuya situación varía según la época del año. En el mes de septiembre se observa la presencia de una importante masa de agua relativamente más cálida, situada en la mitad suroccidental del Mar Balear y frente a las costas alicantinas. Por otro lado, es ésta la época en la que se han registrado las temperaturas más altas en el Golfo de Valencia.

ABSTRACT

In this work, several thermal HCMM and Landsat 5 (TM) images, referring to the Balearic Sea and Gulf of Valencia respectively, have been analyzed. We have tried to establish the relation between sea surface temperature distribution and marine circulation, as well as to analyze sea surface temperature evolution in the year.

Gulf of Valencia has revealed to be a confrontation area of different thermal features water masses, whose location changes according to the season. In september, it has been observed an important, relatively warmer, water mass placed, in the SW of the Balearic Sea and opposite to the coast of Alicante. On the other side, september is the month when it has been observed the highest temperature in the Gulf of Valencia.

* Departamento de Termología. Facultad de C. Físicas. Universidad de Valencia.

¹ Entendemos por Mar Balear la región del Mediterráneo occidental situada aproximadamente entre 0° y 4° de longitud este y entre 39° y 42° de latitud norte, limitada al oeste y noroeste por las costas españolas, al sur y sureste por las islas Baleares, y abierto al noroeste al Golfo de Lion y Cuenca Linguro-Provenzal.

1. INTRODUCCIÓN

El Mediterráneo y su entorno es un marco coherente en muchos aspectos, tanto morfológicos como bioclimáticos e hidrológicos. La originalidad de los rasgos físicos propios de las tierras mediterráneas está, de alguna manera, mediatizada por las características de este mar, y de ahí el interés que despierta su estudio, ya que son todavía muchos los interrogantes planteados.

El conocimiento de la temperatura de la superficie del mar constituye una fuente importante de información para la comprensión de gran parte de los fenómenos, tanto oceanográficos como atmosféricos, del Mediterráneo. Por una parte, permite la identificación de masas de agua de características diferentes, contribuye al establecimiento de la circulación superficial y a la localización de zonas de afloramiento de aguas profundas (*upwellings*). Por otro lado, de la misma forma que el clima influye sobre las características hidrológicas del mar, el Mediterráneo, y en especial las características térmicas de la superficie marina, influyen sobre el estado atmosférico y la ciclogénesis que se desarrolla en su entorno. El conocimiento de la temperatura superficial marina es interesante para el cálculo del balance y los flujos de energía.

Cada vez son más numerosos los estudios tendentes a establecer la influencia del mar en los fenómenos atmosféricos. En concreto, refiriéndonos al País Valenciano, parece segura la influencia de las altas temperaturas alcanzadas por la superficie marina, fruto del calentamiento estival, en el desarrollo de las precipitaciones extremas de la estación otoñal (MIRÓ-GRANADA, 1974 y 1983; QUEREDA, 1984).

Tradicionalmente el conocimiento de la temperatura del mar se ha basado en la información obtenida en las estaciones costeras y en la procedente de campañas organizadas eventualmente, ya que en alta mar no se dispone de una red de estaciones de toma de datos como en tierra; esto dificulta y restringe el estudio sistemático de estos procesos. El uso de las técnicas de teledetección abre nuevas posibilidades, al proporcionar una visión sinóptica de áreas de gran extensión y ofrece un gran volumen de información repetida en el tiempo.

En este trabajo abordamos el análisis de los mapas de temperatura obtenidos a partir de imágenes HCMM y Landsat para el Mar Balear y Golfo de Valencia, con el doble objetivo de profundizar en el estudio de la relación de la distribución espacial de la temperatura con la dinámica marina, y de las variaciones estacionales que se producen.

2. ALGUNAS NOTAS SOBRE LA HIDROLOGÍA Y LA CIRCULACIÓN EN EL MAR BALEAR

La circulación general del Mediterráneo está determinada por las características morfológicas de la cuenca y por el mecanismo hidrológico que gobierna sus

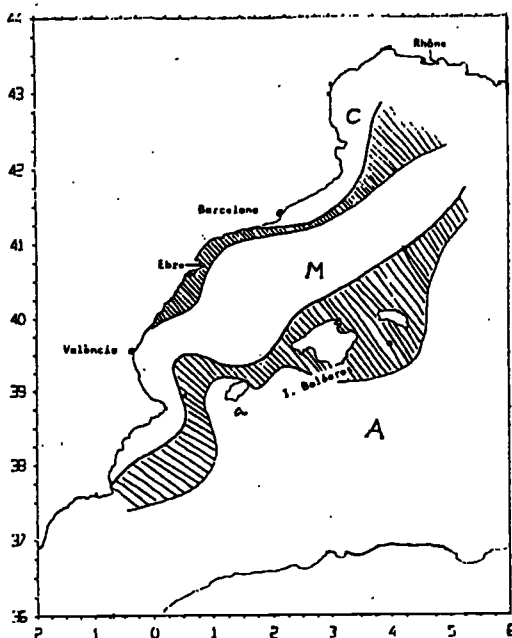


Fig. 1.—Distribución de las masas de agua en superficie (SALAT Y CRUZADO, 1981). C: aguas continentales, M: agua mediterránea y A: agua atlántica.

aguas. El Mediterráneo es una «cuenca de concentración», esto es, con un balance de agua negativo (las pérdidas por evaporación superan las ganancias debidas a las precipitaciones, aportes fluviales y escorrentía), por lo que es necesario que se produzca un intercambio de agua entre el océano y la cuenca tendente a compensar este déficit. Este proceso se realiza a través del Estrecho de Gibraltar, por donde el agua atlántica de salinidad aproximada 36'15‰ y densidad más débil entra superficialmente hacia el Mediterráneo, mientras que por el fondo se produce la salida del agua mediterránea, más densa y de salinidad mayor. El mecanismo hidrológico fundamental consiste en una serie de transformaciones por las que el agua de las precipitaciones, de los ríos y de procedencia atlántica se convierte en agua mediterránea típica. Este mecanismo implica movimientos verticales, de forma que esta agua mediterránea circula en profundidad por Gibraltar, y todo el proceso está íntimamente ligado al clima (LACOMBE Y TCHERNIA, 1972).

La circulación de las aguas es de carácter «termohalino», originada por las diferencias de densidad que se establecen entre las distintas masas de agua que pueden caracterizarse, las cuales han sido descritas por diversos autores, entre los que destacamos: FURNESTIN (1960), y SALAT Y CRUZADO (1981). Estos últimos proponen un esquema en el que se da una estructura en profundidad de tres capas

de agua. La capa superficial está ocupada por tres masas de agua de características diferentes (figura 1): aguas de influencia continental en la parte septentrional, aguas atlánticas en el sector meridional, y aguas de tipo mediterráneo en la zona intermedia.

El movimiento de estas masas de agua sigue el modelo de circulación ciclónica propuesto en 1912 por NIELSEN para todo el Mediterráneo y desarrollado desde entonces por diversos autores: LACOMBE Y TCHERNIA (1972), ALLAIN (1960), OVCHINNIKOV (1966), FONT Y MIRALLES (1978). En el Mar Balear y en superficie se establece una corriente de sentido NE-SO perteneciente a un giro ciclónico centrado en dicho mar, que desciende desde el norte de la cuenca bordeando la costa, para, finalmente, incurvarse hacia la izquierda al norte de Baleares. Las aguas atlánticas, que ocupan la mitad sur de la cuenca mediterránea occidental, llegan al Mar Balear a través de los canales existentes entre Eivissa y Mallorca y entre Mallorca y Menorca, observándose también un intercambio entre el agua atlántica y mediterránea a través del canal existente entre Eivissa y la península (FONT Y MIRALLES, 1978).

3. ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR POR TELEDETECCIÓN

3.1. Características de la información

La medida de la temperatura superficial de la superficie terrestre por teledetección se basa en el principio físico de que la temperatura de un cuerpo puede ser determinada a partir de la radiación emitida en la región espectral del infrarrojo térmico (8-15 μm).

Los sensores que registran esta radiación, colocados en satélites, proporcionan pues una imagen térmica de la superficie observada.

No obstante, hay que matizar que los valores de temperatura registrados por el satélite no corresponden exactamente con los valores de temperatura que obtendríamos realizando la medida *in situ*, sino que, para deducir la temperatura real a partir de la temperatura del satélite, es necesario introducir dos factores de corrección: la corrección por emisividad y la corrección atmosférica.

a) La corrección por emisividad:

Las temperaturas calculadas a partir de la radiación emitida en el intervalo espectral del infrarrojo térmico se obtienen suponiendo que el sistema observado se comporta como un perfecto cuerpo emisor (cuerpo negro), lo cual en la práctica no es rigurosamente cierto, ya que la emisividad varía en función de la naturaleza y las características de la superficie observada. Cada superficie (arena, agua, arcilla, vegetación...) tiene un valor de emisividad diferente, que puede ser estimado en grados de temperatura como factor corrector de la temperatura del saté-

lite. Por cada 1% de variación relativa de la emisividad se traduce en un error de 0'6 K (CASELLES, 1983).

Debido a la heterogeneidad de la superficie terrestre (tipo de suelo, rugosidad, cobertura vegetal...) la emisividad varía de forma considerable de unas superficies a otras (0'85-0'99), por lo que es necesario tener en cuenta este factor a la hora de determinar las temperaturas a partir de una imagen. Sin embargo, en el caso de la superficie marina, podemos suponer que la emisividad es la misma para toda la capa de agua observada, por lo que el valor de esta corrección será el mismo para todo el conjunto y no afectará a la distribución relativa de las temperaturas.

b) La corrección atmosférica:

La radiación emitida por la superficie del mar llega al satélite después de atravesar un medio absorbente y emisor como es la atmósfera, que introduce diferentes perturbaciones (SING & WARREN, 1983). Parte de esta radiación es absorbida por los componentes atmosféricos: vapor de agua, dióxido de carbono, ozono y aerosoles, de forma que, dependiendo de las condiciones atmosféricas, la temperatura superficial del océano puede aparecer varios grados menor en el satélite que en la superficie del mar.

En general, en el intervalo espectral de 10'5-12'5 μ m la absorción por el vapor de agua es muy superior a la de los demás componentes atmosféricos (DEEPAK *et al.*, 1980). Por tanto, la corrección atmosférica se establece, fundamentalmente, en función del contenido de vapor de agua en la atmósfera, por lo que para realizar esta corrección es necesario conocer el perfil vertical de la humedad en la atmósfera.

3.2. Tipos de satélites

Los satélites más utilizados para el estudio de la temperatura superficial del mar son:

a) La serie NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) con el sensor VHRR, que funcionaron desde 1972 a 1978, siendo sustituidos entonces por una nueva generación de NOAAs (6-8) llamados TIROS-N que introduce mejoras en el sensor AVHRR. Es éste un satélite polar, que proporciona datos con una resolución espacial de 1 km, 4 veces al día.

b) El satélite meteorológico METEOSAT que registra también la radiación en el infrarrojo térmico. Es un satélite geostacionario que, a pesar de la menor resolución espacial (8 Km), tiene la ventaja de proporcionar datos cada media hora.

c) El satélite HCMM y d) el satélite Landsat 5 (TM), cuyas características describimos a continuación con más detalle por ser éstas las imágenes utilizadas en nuestro trabajo.

El satélite HCMM (Heat Capacity Mapping Mission), lanzado en abril de 1978 y que funcionó hasta 1980, es un satélite heliosíncrono que describe una ór-

bita circular, casi polar, en 1'6 horas, a 620 km de altura. Cruza el ecuador a las 2'00 h y 14'00 h TMG de forma que su paso por nuestras latitudes (tomando como referencia 39,5°) es aproximadamente a las 2'30 horas y 13'30 horas. Está provisto del sensor HCMR que registra la radiación en dos bandas espectrales: una en el visible-infrarrojo próximo (0'55-1'1 μ m) y otra en el infrarrojo térmico (10'5-12'5 μ m). La primera permite realizar medidas de albedo, y la segunda conocer la temperatura con una precisión radiométrica de 0'3 K a 280 K. La resolución espacial es de 500 m para el visible-infrarrojo próximo y 600 m para el infrarrojo térmico, y una imagen barre aproximadamente una franja de terreno de 716 km de ancho.

El satélite Landsat 5, sensor Thematic Mapper, puesto en órbita en marzo de 1984, opera a una altitud de 705 km en una órbita heliosíncrona casi polar. Tarda 98'9 minutos en dar una vuelta a la Tierra, y cruza el ecuador a las 9'45 h. TMG, por lo que su paso por nuestras latitudes es aproximadamente a las 9'30 h. El sensor TM registrará la radiación simultáneamente en siete bandas espectrales: 1 (0'45-0'52 μ m), 2 (0'52-0'60 μ m), 3 (0'63-0'69 μ m), 4 (0'76-0'90 μ m), 5 (1'55-1'75 μ m), 6 (10'4-12'5 μ m) y 7 (2'08-2'35 μ m). La resolución espacial es de 30 m, excepto para la banda 6 del infrarrojo térmico cuya resolución es 120 m. Una imagen Landsat cubre aproximadamente una franja de terreno de 185 km de ancho.

3.3. Antecedentes bibliográficos

Respecto a la utilización de sensores remotos para el estudio de la temperatura superficial del mar, podríamos citar diversos trabajos. Mediante imágenes NOAA se han detectado y seguido gran número de frentes térmicos a escala global (LEGECKIS, 1978).

En cuanto al Mediterráneo es especialmente interesante el trabajo de PHILIPPE & HARANG (1982), quienes realizan un estudio de los principales frentes térmicos existentes en todo el Mediterráneo a partir de imágenes NOAA, y de los cambios estacionales de los mismos. En su opinión, asociados con los frentes térmicos, pueden analizarse y detectarse un gran número de fenómenos oceanográficos. Los autores concluyen que los frentes térmicos en el Mediterráneo tienen un carácter estacional. Su distribución sigue el ciclo anual de calentamiento estival y enfriamiento invernal, siendo la primavera la época en que menor número de frentes se detectan ya que las aguas superficiales están bien mezcladas, y el otoño la época en que aparece un mayor número, pues aparecen frentes estivales típicos junto con los de invierno que comienzan a formarse. Esta misma evolución estacional puede ser observada de un año a otro. Los principales frentes estacionales son detectados, asociados con los mismos rasgos oceanográficos, aunque su localización precisa y su extensión pueden haber variado en algún punto.

Por otra parte, y ciñéndonos al ámbito concreto de nuestro estudio, citamos el trabajo de DESCHAMPS *et al.* (1984) que estudian la distribución de tempera-

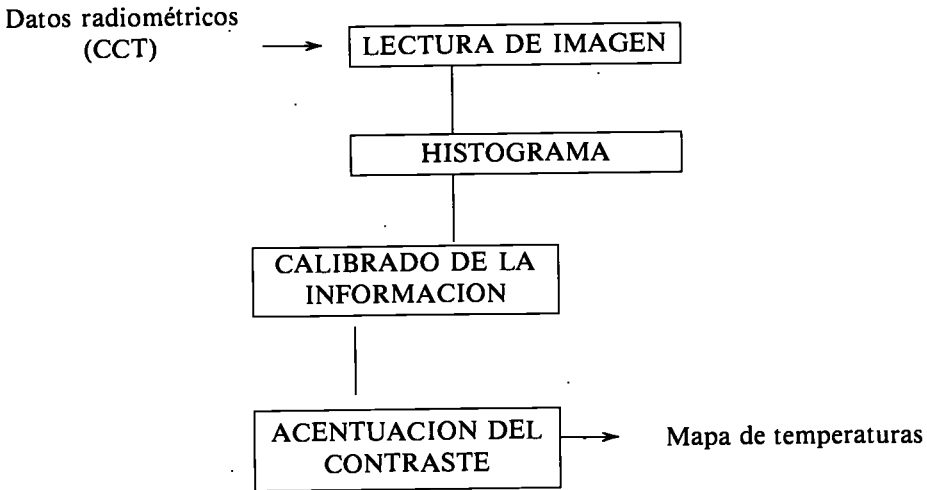
tura en las costas francesas mediante imágenes HCMM. Para el Mar Balear, señalan la presencia del frente Norbalear al norte de la cuenca durante el verano de 1978.

4. MÉTODO DE TRABAJO.

Las medidas radiométricas registradas por el sensor del satélite son digitalizadas y llegan al usuario almacenadas en cintas magnéticas compatibles con ordenador (CCT). Estos datos han sido procesados utilizando el equipo de tratamiento digital de imágenes «Pericolor 1000».

Una imagen digital constituye una matriz numérica en la que cada parcela elemental de terreno (pixel) viene representada por el valor medio de la magnitud observada, en cantidades codificadas de 0 a 255 unidades digitales.

Los tratamientos efectuados para la obtención del mapa de temperatura se resumen en el siguiente esquema:



a) La lectura de las cintas permite la visualización en pantalla de imágenes de 256 x 256 pixels. La escala en que trabajamos puede variar, pero siempre considerando los límites que impone la resolución espacial característica del sensor.

b) El histograma de la imagen nos muestra la distribución de los valores radiométricos de la imagen, y nos permitirá identificar los valores correspondientes al medio marino. La figura 2 es un ejemplo que ilustra este proceso. En el eje de abscisas se representan los valores radiométricos (unidades digitales) y en el de ordenadas el número de pixels de la imagen correspondiente a cada valor. En esta imagen se aprecian tres máximos, delimitados por los valores 55 y 80. El primer máximo, con valores menores de 55, esto es, temperaturas más bajas, correspon-

de en la imagen a la cubierta nubosa; el segundo, con valores entre 55 y 80 corresponde a los pixels de la superficie del mar, y el tercer máximo, con valores superiores a 80 corresponde a la superficie terrestre, que presenta las temperaturas más altas. En el caso del pico correspondiente a la superficie marina, es posible identificar un escalón, cuyo punto de corte sería aproximadamente 70, que marca el límite entre dos masas de agua de características térmicas diferentes.

En aquellas imágenes en las que no es fácil distinguir los valores correspondientes a la superficie marina de los de la superficie terrestre o cubierta nubosa, se ha utilizado adicionalmente para la identificación, las imágenes del intervalo espectral visible, o también, como es el caso del Landsat 5 (TM), la banda 4 centrada en el infrarrojo próximo.

c) Por calibrado de la información entendemos la conversión de las unidades digitales en unidades científicas de temperatura. Esto se consigue aplicando las fórmulas correspondientes y las constantes de calibrado que vienen definidas para cada sensor.

Para las imágenes HCMM la fórmula (NASA, 1979) es la siguiente:

$$T = \frac{K_2}{\ln K_1 / (UD - K_1) + 1}$$

siendo:

$$K_1 = 14421'587$$

$$K_2 = 1251'1591 \text{ (K)}$$

$$K_3 = -118'21378$$

T = Temperatura del satélite (K), y

UD = unidades digitales (0—255)

Para el satélite Landsat aplicamos la función (NASA, 1984):

$$T = \frac{K_2}{\ln (K_1 / L + 1)}$$

siendo:

$$K_1 = 60'776 \text{ (mW/cm}^2 \text{ sr } \mu\text{m)}$$

$$K_2 = 1260'56 \text{ (K)}$$

T = temperatura del satélite (K), y

L = la radiancia espectral obtenida mediante la expresión:

$$L = 0'00563 \text{ UD} - 0'1238 \text{ (mW/cm}^2 \text{ sr } \mu\text{m)};$$

donde UD = unidades digitales (0—255)

Aplicando este calibrado obtenemos lo que llamamos «temperatura del satélite», ya que no se han realizado las correcciones atmosféricas ni de emisividad comentadas en el apartado 3.1. No obstante, aunque la atenuación atmosférica

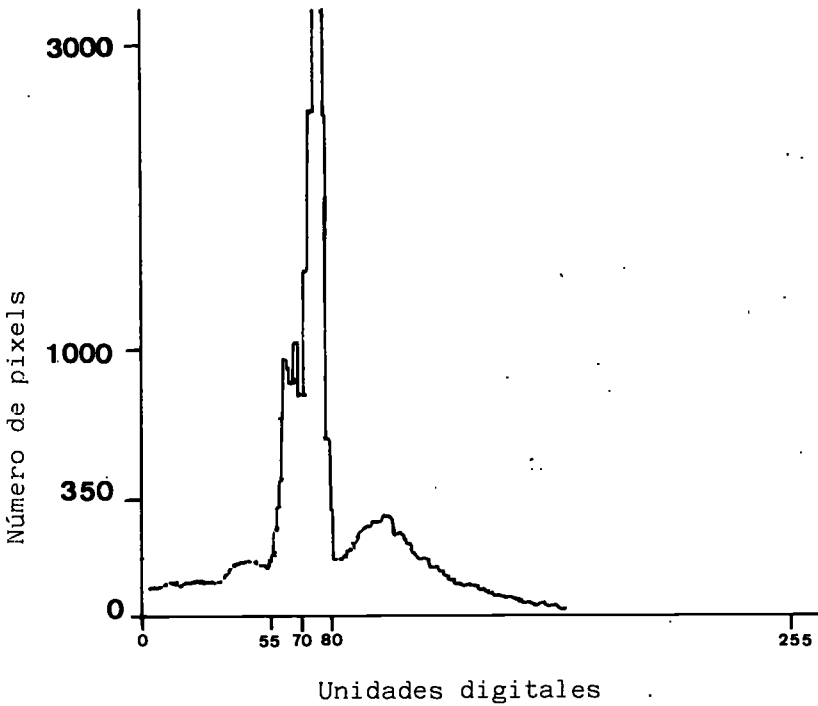


Fig. 2 Histograma correspondiente a la imagen térmica del satélite HCMM del 8 de agosto de 1978.

reduzca los valores absolutos de la temperatura superficial del mar, y dado que la corrección por emisividad afectará por igual a todos los valores, la distribución relativa de las temperaturas puede ser conocida igualmente, por lo que no consideramos ningún inconveniente para nuestro estudio el utilizar los valores de temperatura del satélite.

Como dato concreto, podemos apuntar que estudios realizados comparando la temperatura del satélite HCMM y la temperatura superficial del mar, medida *in situ* simultáneamente (DESCHAMPS, *et al.*, 1984), dan una diferencia de 7° C, siendo la temperatura del satélite inferior a la real. Según los autores 2°-3° son explicables por efectos atmosféricos; sin embargo, hay una diferencia de 4 grados que se deben a desajustes en el calibrado del sensor. En este mismo sentido, SCHOTT & VOLCHOK (1985) apuntan errores de calibrado en el satélite Landsat 5, los cuales, podemos suponer no afectan a los valores relativos.

d) Una vez conocido el rango de valores de temperatura del agua del mar, se procede a la acentuación del contraste de la imagen. Se asigna una gama de grises a los valores de temperatura del mar, de forma que a las temperaturas más bajas corresponden tonos más oscuros y a las más altas tonos más claros. En los casos en que aparecen nubes sobre la zona de estudio, éstas han sido destacadas

en color blanco. De esta forma se ha obtenido el mapa de temperaturas del mar. En el caso de las imágenes HCMM cada tono de gris corresponde aproximadamente a 1° C de temperatura, mientras que para las imágenes Landsat cada tono representa 0'5° C aproximadamente.

5. DISTRIBUCIÓN DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL EN EL MAR BALEAR

De una quincena de imágenes analizadas se han seleccionado las que presentan mejores características para su interpretación: 7 de julio, 8 de agosto, 15 de septiembre, 19 de septiembre (noche)² y 27 de octubre de 1978, y 1 de mayo de 1979 (noche).

Los mapas de temperatura obtenidos a partir de las imágenes del 7 de julio 78 (fig. 3) y 8 de agosto (fig. 4) presentan características similares y pueden considerarse representativas del período estival.

Las temperaturas abarcan un amplio rango de variación, de 8 a 10° C en toda la cuenca, distinguiéndose muy claramente dos masas de agua: aguas más frías en la mitad N y NE de la cuenca y aguas más cálidas en la mitad S y SO. Estas aguas se encuentran separadas por un frente térmico, conocido como el frente Norbalear, y su origen parece ligado al modelo de circulación ciclónica que se establece en el NO de la cuenca mediterránea occidental. La corriente de agua atlántica entrante por Gibraltar, fluye por la costa africana, y se divide en dos ramas a la altura de Bizerta. Una de ellas se dirige hacia el SO del Mar Tirreno y circula por la periferia de la cuenca occidental, bordeando toda la costa italiana y pasando delante de la costa provenzal, para seguir después la costa ibérica hacia el O. Así, las aguas más frías de mitad N y NE de la cuenca Balear parecen asociadas a la circulación ciclónica (divergencia) que se establece en esta cuenca. Estas aguas descienden en latitud circulando en sentido contrario a las agujas de un reloj.

En ambas imágenes se observan aguas frías frente a la costa catalana que podrían corresponder a la corriente de Cataluña descrita por ALLAIN (1960): esta corriente absorbe la mayor parte de las aguas del Ródano y una parte de la rama oeste de la corriente que proviene de la costa provenzal. A la altura del Cap de Creus sigue la misma dirección que la corriente del Ródano (NE-SO), se dobla progresivamente hacia el sur bordeando la gran depresión central del Mar Catalán, después choca con la vertiente norte de Baleares, y forma un torbellino ciclónico limitado al este por la presencia de aguas más ligeras, constituidas por el avance de aguas atlánticas, que la obliga a subir hacia el norte.

Las aguas más frías se observan en las zonas costeras del Golfo de Lion. Se trataría de afloramientos de aguas profundas (*upwellings*) que se producen inter-

² Utilizamos indistintamente imágenes de día y de noche porque, tal como indica la bibliografía, se ha comprobado que la oscilación diaria de la temperatura superficial del mar puede considerarse inferior a 1°C (LÓPEZ GARCÍA, 1985).

ocupado por aguas comparativamente más cálidas, aunque el contraste con las aguas circundantes no es tan intenso como en septiembre.

La imagen de 1 de mayo 79 (fig. 8) corresponde a una situación primaveral. De acuerdo con PHILIPPE & HARANG (1982), mayo es el mes en el que se detectan menor número de frentes en el Mediterráneo, debido a que, después del enfriamiento invernal de las aguas, éstas se encuentran bien mezcladas y bastante homogéneas.

No obstante, a pesar de no detectarse ningún frente térmico en la imagen, aparece una diferencia de 4° C entre las aguas septentrionales más frías y las aguas más cálidas al sur de Baleares. Este gradiente latitudinal se manifestó en todas las imágenes analizadas. Las aguas más frías del norte de la cuenca podrían corresponder a las «aguas de invierno» que se forman en esta zona debido a la acción de los vientos fríos y secos del norte (SALAT Y CRUZADO, 1981) y que, junto a las aguas continentales, se desplazan hacia el Sur, donde se sitúan aguas más cálidas, probablemente de influencia atlántica.

6. EVOLUCIÓN ESTACIONAL DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL EN EL GOLFO DE VALENCIA

Con el conjunto de imágenes HCMM disponibles, repartidas desigualmente a lo largo del año, se ha intentado confeccionar la curva de variación estacional de la temperatura superficial del mar en el Golfo de Valencia. Para ello se tomó como referencia una zona patrón en la cual se obtiene el intervalo de variación de temperatura (máxima-mínima) en cada una de las imágenes. Esta zona abarca el área correspondiente a un polígono cuyos vértices son: Delta de l'Ebre-Albufera de Valencia-Cap de la Nau-Eivissa.

A pesar de que la carencia de imágenes en algunos períodos, nos ha impedido abarcar todo el período anual, consideramos interesante realizar algunas observaciones con los datos obtenidos (fig. 9):

— La temperatura más baja se presenta en el mes de mayo, siendo inferior a la observada en el mes de diciembre. Este hecho nos lleva a deducir que, posiblemente, las temperaturas más bajas se alcancen en los meses finales de invierno y principios de primavera, esto es con cierto retraso respecto a las mínimas continentales.

— El calentamiento estival de las aguas alcanza los máximos valores en el mes de septiembre, disminuyendo progresivamente en los meses de otoño.

Dado el carácter sinóptico de estos datos, sería conveniente disponer de series completas de un mayor número de años para comprobar si es este el comportamiento característico o, por el contrario, se trata de una situación única y anómala. No obstante, nos inclinamos a pensar que ésta es la situación normal puesto que, en líneas generales, este esquema se ajusta a lo esperado. Debido a la mayor inercia térmica del mar, tanto los mínimos invernales como los máximos estivales se presentan retrasados respecto al comportamiento continental.

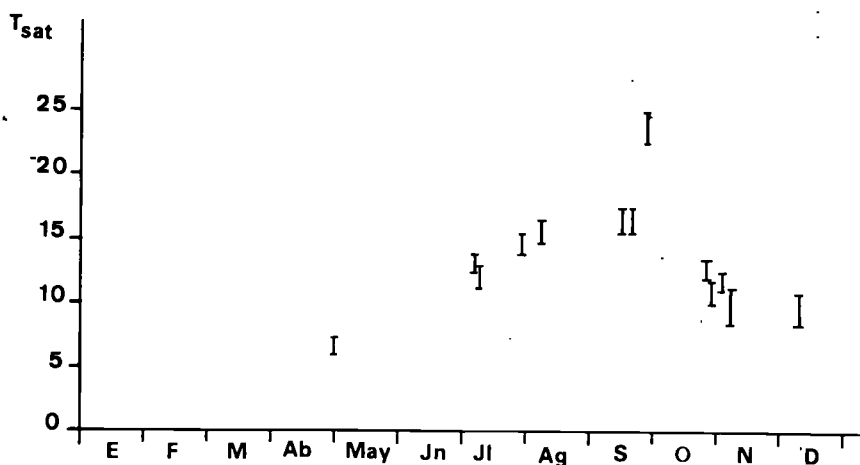


Fig. 9 Evolución anual de la temperatura registrada por el satélite (máxima-mínima) (°C) en el Golfo de Valencia.

7. DISTRIBUCIÓN DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL EN EL GOLFO DE VALENCIA

Mientras que con el análisis de los mapas de temperaturas obtenidas mediante imágenes HCMM pudimos conocer el comportamiento térmico de las aguas en el Mar Balear, el análisis del mapa de temperatura obtenido mediante imágenes Landsat nos conduce a conclusiones de características diferentes puesto que la información, en este caso, se limita a las zonas próximas al litoral. La resolución espacial del sensor Thematic Mapper lo hace especialmente adecuado para el estudio de fenómenos costeros en detalle.

Del conjunto de imágenes analizadas: 7 de abril, 1 de junio y 19 de julio de 1984, y 16 de marzo de 1985 se comprueba que la temperatura en el litoral valenciano no es homogénea, sino que presenta variaciones que oscilan, según estos datos, entre 3 y 5° C.

Se han utilizado para contrastar los datos registrados por el satélite, los datos de temperatura medidos *in situ* que se disponían para la zona. Estos se reducen a las campañas realizadas en el Golfo de Valencia durante 1980: Plataforma I (27 febrero-4 marzo), Plataforma V (31 mayo-4 de junio) y Plataforma VI (6-11 agosto), dentro del Proyecto de Investigación Cooperativa Hispano-Norteamericano «Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental», y, aunque no son de la misma fecha que las imágenes, nos servirán como aproximación cualitativa.

En la imagen de 16 de marzo de 85 (fig. 10) la distribución de las temperaturas presenta un gradiente E-W, dándose las temperaturas más bajas en la franja costera. Este mismo gradiente longitudinal se observó en la campaña Plataforma I

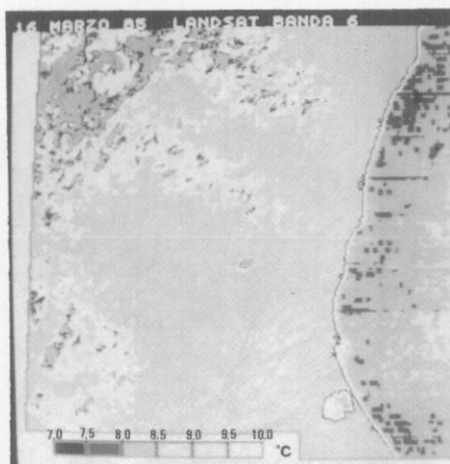
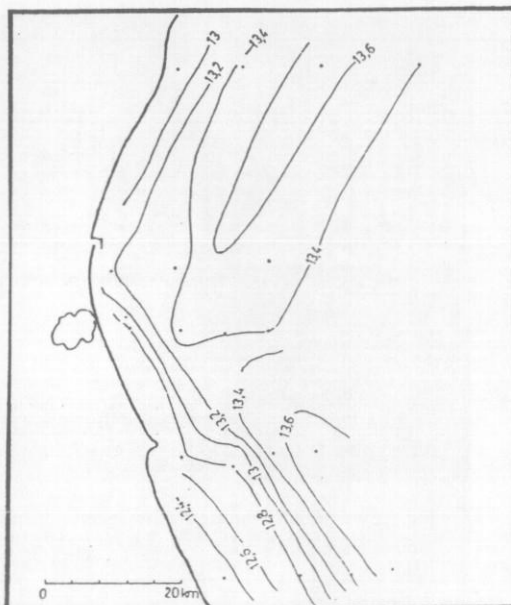


Fig. 10

Fig. 11 Temperatura superficial del mar durante la campaña Plataforma I

(27 de febrero-4 de marzo 1980). (Elaborado a partir de los datos del Informe Científico.)



(fig. 11) correspondiente a las misma época del año y puede explicarse como una situación propia de la época invernal en la que se presenta un enfriamiento de las aguas costeras poco profundas.

En las imágenes de 7 de abril del 84 (fig. 12) y 1 junio 84 (fig. 13) se observa, por el contrario, un gradiente latitudinal: las aguas más frías se sitúan en la zona norte del País Valenciano, y las aguas más cálidas al sur. Al parecer el Golfo de Valencia es la zona de confrontación de estas dos masas de agua de características diferentes. Las aguas de temperatura más baja de la parte septentrional de la cuenca parecen contornear la costa, siguiendo la dirección N-S de las corrientes. Este mismo gradiente latitudinal se observó en la campaña Plataforma V (fig. 14) y sin duda se corresponde con el modelo de circulación del Mar Balear y el gradiente señalado en esta cuenca.

En la imagen de 19 de julio del 84 (fig. 15) la situación parece haberse invertido, puesto que se observa una diferencia de temperatura N-S, pero de signo contrario. Las aguas más frías se presentan ahora en la parte meridional, mientras que al norte se observan aguas más cálidas. La explicación a este fenómeno exigiría un análisis más amplio, tanto en el espacio como en el tiempo, pero quizá esta inversión del gradiente respecto a los meses anteriores se deba a la propia variabilidad de las corrientes litorales dentro de esta zona de intersección de masas de agua que es el Golfo de Valencia.

Junto a estas características generales, el análisis de las imágenes Landsat revela ciertos rasgos interesantes en cuyo estudio cabría profundizar. Por una par-

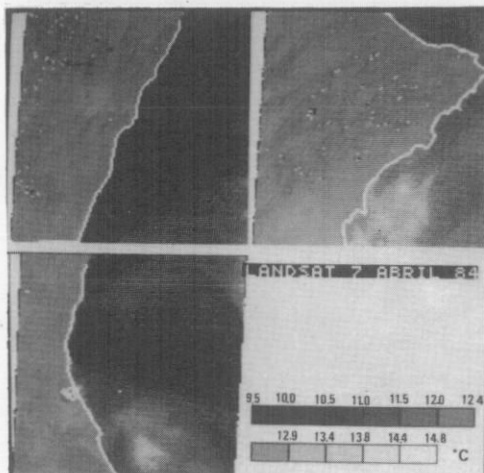


Fig. 12 Composición de tres imágenes, correspondiente a Castellón, Valencia y Alicante.

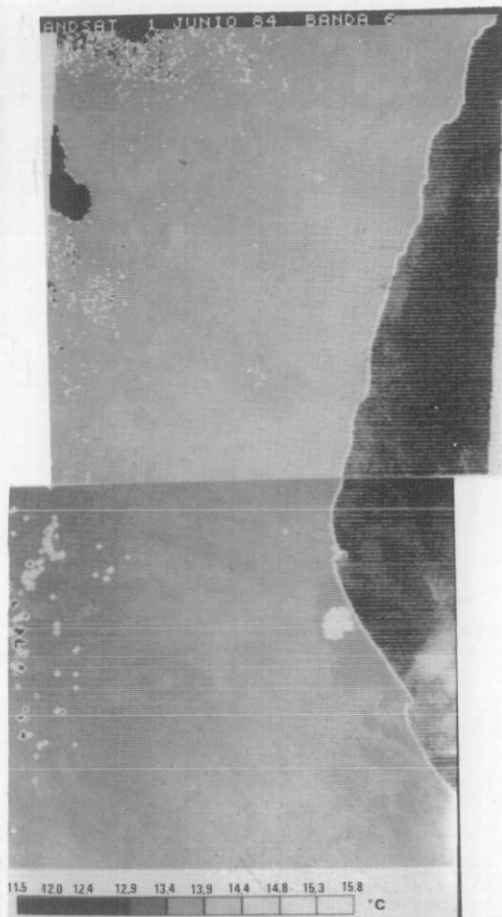


Fig. 13

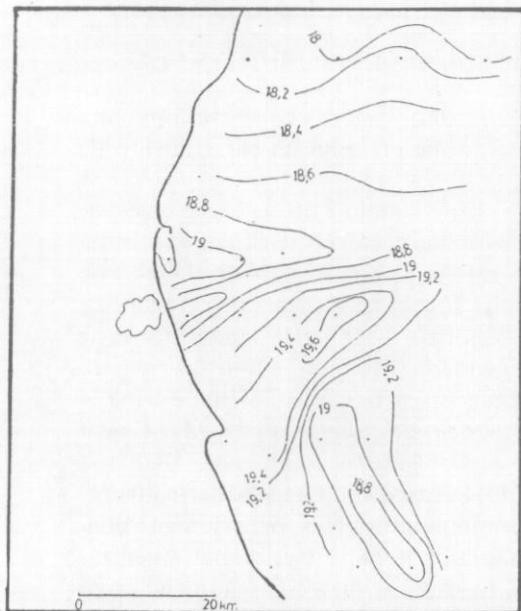


Fig. 14.—Temperatura superficial del mar durante la campaña Plataforma V (31 mayo-4 junio 1980). (Elaborado a partir de los datos del Informe Científico.)

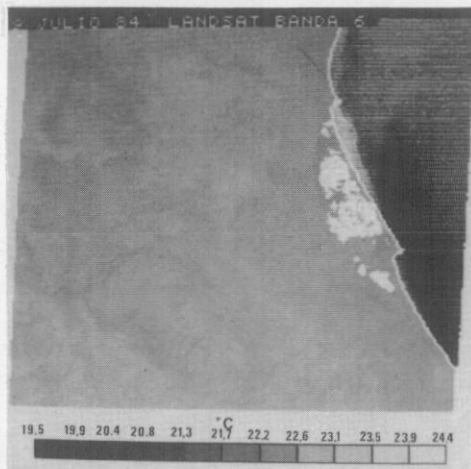


Fig. 15

te, las aguas costeras frente a la Albufera presentan diferencias térmicas respecto a las aguas circundantes, fundamentalmente en la imagen de abril y en la de junio, y habría que establecer cuál es la influencia de las aguas continentales de este lago y de sus aportes en la dinámica litoral.

Por otra parte, en algunos sectores próximos a la costa se detectan anomalías térmicas, especialmente notables en la imagen de julio en la que se observa una franja de temperatura superior en la desembocadura del río Turia, y en la de marzo junto al puerto de Valencia. Aunque estas anomalías térmicas pudieran no ser tales, sino simplemente una diferencia de emisividad, debido a la carga en suspensión o partículas contaminantes que llevan estas aguas, lo importante es que este hecho puede ser detectado a partir de las imágenes térmicas. Con todo, es evidente que el estudio de las otras bandas del sensor TM puede traer más luz sobre algunas de estas cuestiones de nuestro litoral.

8. CONCLUSIONES

Las imágenes de satélite aplicadas al estudio de la temperatura del mar constituyen un valioso instrumento, por cuanto, por una parte sirven para profundizar en el conocimiento de la dinámica marina, y por otra permitirán, a través del estudio de la evolución anual de la temperatura, establecer la relación que exista con las fluctuaciones del estado atmosférico.

El estudio de las imágenes HCMM en el período analizado pone de manifiesto la existencia de un gradiente N-S en el Mar Balear: aguas más frías en la mitad N y NE, y aguas más cálidas en la mitad S y SO. En las imágenes de verano y de octubre es claramente detectable la presencia del frente Norbalear en la parte septentrional de la cuenca, marcando el límite de las aguas más frías.

Resulta interesante el hecho de que las aguas más cálidas se sitúen en la mitad suroccidental del Mar Balear y costas alicantinas, alcanzando mayor importancia, al parecer, en el mes de septiembre.

Por otra parte, el estudio de la variación estacional de la temperatura realizado señala que es septiembre el mes en el que se presentan las temperaturas más altas.

Respecto al análisis en el ámbito del Golfo de Valencia, las imágenes Landsat muestran que existen variaciones espaciales de la temperatura. Así, el mes de marzo presenta un gradiente E-W, aumentando las temperaturas a medida que nos alejamos de la costa. En los meses de abril y principios de junio aparece un gradiente latitudinal, con temperaturas más bajas en la parte septentrional, situación que se invierte en el mes de julio.

El Golfo de Valencia, pues, constituye una zona en la que interaccionan dos masas de agua de características térmicas diferentes, encuadradas dentro del marco de la dinámica marina del Mediterráneo occidental.

La extensión, importancia y significado de estos fenómenos exigirá un estudio más amplio, tanto espacial como temporal, de los hechos aquí presentados.

BIBLIOGRAFÍA

- ALLAIN, Ch. (1960), «Topographie dynamique et courants generaux dans le bassin occidentale de la Méditerranée (Golfe du Lion, Mer Catalane, Mer d'Alboran et ses abords, secteur à l'est de la Corse)», *Rev. des Trav. de l'Institut des Pêches Maritimes*, XXIV, 1, pp. 121-145.
- CASELLES, V. (1983), *Estudio de las Medidas Radiométricas Realizadas desde Satélites Artificiales. Aplicación a la Agrometeorología*. Tesis doctoral, Departamento de Termología, Universidad de Valencia. 269 pp.
- DEEPAK, D., et al. (1980), *Atmospheric Water Vapor*, Academic Press, New York, 695 p.
- DESCHAMPS, P. Y.; R. FROUIN, Y M. CREPON (1984), «Sea Surface Temperatures of the Coastal Zones of France Observed by the HCMM Satellite», *J. of Geophysical Research*, vol. 89, C5, páginas 8.123-8.149.
- FONT, J. Y L. MIRALLES (1978), «Circulación geostrófica en el mar Catalán». *Res. Exp. Cient. B/O Cornide*, 7, pp. 155-162.
- FURNESTIN, J. (1960), «Hydrologie de la Mediterranée Occidentale (Golfe du Lion, Mer Catalane, Mer d'Alboran, Corse Orientale) 14 juin-20 juillet 1957», *Rev. des Trav. de l'Institut des Pêches Maritimes*, XXIV, 1, pp. 5-120.
- LACOMBE, H. Y P. TCHERNIA (1972), «Caractères Hydrologiques et Circulation des Eaux en Méditerranée», en: *The Mediterranean Sea*, D. J. Stanley, Ed. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Stoudsburg, pp. 25-36.
- LEGECKIS, R. (1978); «A Survey of Worldwide Sea Surface Temperature Fronts Detected by Environmental Satellites», *J. of Geophysical Research*, vol. 83, C9, pp. 4.501-4.522.
- LÓPEZ GARCÍA, M. J. (1985), *Estudio de la Temperatura Superficial del Mar Mediante Satélites. Aplicación en el Golfo de Valencia*, Tesis de Licenciatura, Departamento de Geografía, Universidad de Valencia, 166 pp.
- MIRÓ-GRANADA, J. (1974), «Les crues catastrophiques sur la Méditerranée occidentale», *Flash Floods-Symposium-Crues Brutales (Proc. of the Paris Symposium, September 1974) IAHS-AISH Publ. número 112*, pág. 119-132.
- MIRÓ-GRANADA, J. (1983), «Temporales de otoño en el Mediterráneo Occidental. (Consideraciones generales sobre la meteorología de las riadas en el Levante Español)», *Conferencia «Climat Méditerranéen et Ressources en Eau» Marsella 6-8 sept. 1983*.
- NASA (1979), *HCMM User's Guide*, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.
- NASA (1984), Thematic Mapper Desing Through Flight Evaluation, Final Report, Santa Barbara Research Center RPT 41741, NASA Contract Nas 5-24200, 12/1984.
- NIELSEN, J. N. (1912), «Hydrography of the Mediterranean and adjacent waters», *Rep. on Danish Oceanogr. Expedition 1908-1910*, Copenhagen.
- OVCHINNIKOV, I. M. (1966), «Circulation in the surface and intermediate layers of the Mediterranean», *Oceanology*, 6 (1), pp. 48-58.
- PHILIPPE, M. Y L. HARANG (1982), «Surface temperature fronts in the Mediterranean sea from infrared satellite imagery», en: *Hydrodynamics of semi-enclosed seas*, J. C. J. Nihoul, Ed. Elviesier, Amsterdam, pp. 91-128.
- QUEREDA, J. (1984), «Perturbacions atmosfèriques et température marine en Méditerranée occidentale», *Méditerranée*, 3, pp. 11-16.
- SALAT, J. Y CRUZADO, A. (1981), «Masses d'eau dans la Méditerranée Occidentale: Mer Catalane et eaux adjacentes», *Rapp. Comm. int. Mer Médit.*, 27 (6), pp. 201-209.
- SCHOTT, J. R. Y W. J. WOLCHOK (1985), «Thematic Mapper Termal Infrared Calibration», *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 51 (9), pp. 1.351-1.357.
- SING, S. M. Y D. E. WARREN (1983), «Sea surface temperatures from infrared measurements», en *Remote Sensing Applications in Marine Science and Technology*, A. P. Cracknell, D. Reidel Publ. Co. pp. 231-262.