

**APLICACIONES DEL RADAR DE APERTURA  
SINTETICA (SAR) DEL SATELITE ERS-1 AL  
ESTUDIO DE LA DINAMICA SUPERFICIAL DE  
MESOESCALA EN EL MEDITERRANEO OCCIDENTAL**

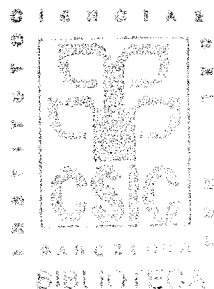
Memoria presentada por

**Bernardo Shirasago Germán**

para optar al grado de

**Doctor en Física**

**Barcelona, Abril de 1996**

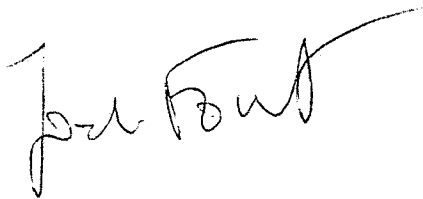


R. 6398

Jordi Font i Ferré, Doctor en Física i Investigador Científic del CSIC, com a director de la tesi doctoral de Bernardo Shirasago Germán considero que:

La memòria titulada "Aplicaciones del Radar de Apertura Sintética (SAR) del satélite ERS-1 al Estudio de la Dinámica Superficial de Mesoescala en el Mediterraneo Occidental" reuneix els requisits de qualitat i originalitat per a ser presentada com a tesi doctoral. En conseqüència autoritzo al candidat que iniciï els tràmits per a la seva defensa pública a la Universitat de Barcelona.

Barcelona, 20 de març de 1996



Dr. Jordi Font i Ferré

## AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos a un gran número de personas e instituciones por su apoyo, ayuda y en su caso compañerismo, durante mi estancia doctoral en la Ciudad de Barcelona.

Agradezco al **Dr. Jordi Font i Ferré**, destacado investigador y líder del grupo de Oceanografía Física, por su atinada dirección e invaluable apoyo en todos los sentidos y en todo momento. Así mismo, agradezco al Dr. Jordi Flos i Bassols, Director del Departamento de Ecología y responsable de los Estudios del Tercer Ciclo en Ciencias del Mar, por su enorme apoyo académico y administrativo, así como a los distinguidos miembros del tribunal por su participación en la defensa de la presente memoria.

También quiero agradecer a mi esposa Dra. Laura Sánchez Velasco por su inapreciable compañía, esfuerzo, críticas y ayuda en la elaboración de esta memoria doctoral

No podría menos agradecer al Instituto de Ciencias del Mar-CSIC dirigido por la reconocida investigadora Dra. Marta Estrada y su incansable y eficiente Gerente Rita Arias, por haberme acogido durante toda mi estancia en esta ciudad y dotado de todos los materiales, servicios y asistencia que requerí para mi trabajo.

Agradezco a la Universidad de Barcelona por haberme permitido realizar los estudios doctorales y en especial al Dr. Joan Domènec Ross por haber sido mi tutor. A la Universidad Nacional Autónoma de México, la cual a través de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico me honró con el otorgamiento de una beca doctoral y al Instituto de Ciencias del Mar y Limnología por habernos apoyado para tal otorgamiento. No puedo dejar de mencionar a personalidades como el Dr. Felipe Vázquez y a las Licenciadas Magdalena Hernández, Patricia Vital y Blanca Morales, quien sin ellos no habríamos podido realizar nuestra estancia doctoral.

Así mismo, expreso mi agradecimiento a la Dra. Elisa García Górriz por sus amistad, colaboración, compañerismo y ayuda MATLABiana. A Antonio Martínez Lobo, de INISEL espacio, por haberme brindado sus programas en lenguaje C, los cuales fueron de vital importancia en el tratamiento de las

imágenes SAR. A José Manuel Contreras, gran señor de los lenguajes C y FORTRAN, por su gran ayuda y paciencia, mismo que junto con Luis Miralles me brindaron un gran apoyo durante mis labores dentro y fuera del centro de cálculo. A Jordi Salat por su ayuda y comentarios a parte de mi trabajo. A Marcelí Ferrán y Arturo Castellón por sus consejos, programas, software y hardware.

No puede quedar fuera de mis agradecimientos un gran amigo el cual desde mi llegada a Barcelona me ofreció su amistad, alegrándome con sus interesantes charlas, Don Domingo Lloris a quien junto con Jaime Rucabado los mantendremos mi esposa y yo siempre en nuestros corazones, a ellos y a JADOM. También a una gran señora, Doña Isabel Palomera quien nos ofreció junto con su marido Francisco Sardá su grata amistad.

Agradezco a los Drs. Jorge Vázquez y Benjamin Holt por su atenciones durante mi visita al Jet Propulsion Laboratory en 1994 y sus consejos al inicio de mi trabajo doctoral. Gracias Jorge por tu amistad.

Expreso mi más grato reconocimiento a Marta Ezpeleta, pilar románico de la Biblioteca del ICM, por su gran ayuda, comprensión y eficiencia, deseando que siempre conserve su amabilidad y agradable sonrisa. A Rosa Cabanillas y esposo Carlos por su apoyo logístico, asistencia en copias, servicios y amistad. A la gran María Rosa Vitrià por su constante ayuda, cursos de catalán y acogimiento en la última etapa de nuestra estancia en Barcelona. A Baldomero, Roxana, Cathy, Antonio Baldó y Pepa, al frente de las comunicaciones del ICM.

A todos mis cuates con los que he compartido la experiencia de los estudios doctorales en el extranjero, Nuri Méndez, Tere Nuñez, Luz María García, Rosa Isabel Ochoa, Erica y René Torres, Hugo Aguirre, Gabriel Torres, Octavio y Eduardo DeNeira, Aramís, a todo el grupo de nuevas adquisiciones llegadas de Ensenada. A Sergi Tudela, Francesc Maynou, Joan Batista Company "Batis" y en general a todos los Catalanes con los que conviví en Barcelona. Dentro de esta parte de agradecimientos quiero incluir a los que nos apoyaron por correo electrónico desde México como fueron Alma Rosa Padilla, Marina Sánchez, Antonio Márquez "el tigre" y esposa, así como al gran Miguel Angel Alatorre.

<b>1 TEORIA Y FUNCIONAMIENTO DEL RADAR DE APERTURA SINTETICA (SAR)</b>	<b>1</b>
1.1 Antecedentes generales	2
1.2 El espectro electromagnético	4
1.3 El radar en la teledetección	6
1.3.1 El radar de apertura real (SALR)	9
1.3.1.1 Parámetros básicos	9
1.3.1.1A Geometría	10
1.3.1.1B Resolución	11
1.3.1.1C Polarización	13
1.3.2 El radar de apertura sintética (SAR)	14
1.3.2.1 Parámetros básicos	15
1.3.2.1A Geometría	15
1.3.2.1B Resolución	15
1.4 Características de la superficie muestreada y el moteado "speckle"	19
1.4.1 Resonancia Bragg (Bragg resonance)	20
1.4.2 Retroreflectancia $\sigma$ (normalized radar backscattering cross section)	23
1.4.3 Blancos en movimiento	24
1.4.4 Observación de blancos discretos	27
1.4.5 Moteado de las imágenes SAR (speckle effect)	27
1.5 Detección de fenómenos oceánicos mediante el SAR	28
1.5.1 Características batimétricas	29
1.5.2 Ondas internas	32
1.5.2.1 Descripción de las ondas internas	32
1.5.2.2 Detección de ondas internas	34
1.5.3 Detección de corrientes oceánicas, giros y remolinos.	37
1.5.3.1 Suavización superficial	40
1.5.3.2 Cizalladura de la corriente	41
1.5.3.3 Cambios en la estabilidad de la capa límite atmosférica	41
1.5.4 Frentes marinos	43
1.5.5 Detección de aguas con gradientes térmicos horizontales	44
1.5.6 Detección de fenómenos atmosféricos.	46
1.5.6.1 Ondas internas atmosféricas	47
1.5.6.2 Frentes de vientos	48
1.6.7 Detección de derrames de petróleo	51
Bibliografía citada	54

<b>2 SATELITE ERS-1 (EUROPEAN REMOTE-SENSING SATELLITE)</b>	<b>60</b>
2.1 Introducción al satélite ERS-1 (EUROPEAN REMOTE-SENSING SATELLITE)	61
2.1.1 Fases de la misión ERS-1	62
2.1.2 Equipo a bordo	64
2.1.2.1 El sistema AMI (Active Microwave Instrument)	65
2.1.2.1.A El SAR en modo imagen (image mode)	67
2.1.2.1.B El SAR en modo olas (wave mode)	67
2.1.2.2 El radiómetro ATSR (Along Track Scanning Radiometer)	71
2.1.2.3 El radar altímetro	73
2.1.2.4 El difusómetro	73
2.1.2.5 El sistema PRARE (Precise Range and Range-rate Equipment) y el retroreflector láser	75
2.2 Datos y metodología de tratamiento de las imágenes de satélite	76
2.2.1 Imágenes SAR	77
2.2.2 Imágenes ATSR	78
2.2.3 Imágenes NOAA-10 y 11	79
Bibliografía consultada	80
<b>3 ANALISIS DE IMAGENES SAR EN EL MAR CATALAN</b>	<b>81</b>
3.1 Introducción	82
3.1.1 El Mediterráneo Occidental (WM)	83
3.1.2 Circulación superficial del Mar Catalán	87
3.1.3 Objetivos del estudio	89
3.2 Material y métodos	89
3.3 Resultados	93
3.3.1 Campaña PRIM-1	94
3.3.1.1 Condiciones meteorológicas	94
3.3.1.2 Hidrografía	97
3.3.1.2A Perfiles verticales de CTD	97
3.3.1.2B Distribuciones verticales (radiales)	98
3.3.1.2C Distribuciones Horizontales	102
3.3.1.2D Medición y cálculo de velocidades	108
3.3.1.2E Imágenes NOAA-AAVHRR	114
3.3.1.3 Imágenes SAR	116
3.3.1.3A Imagen del 9 de Mayo	116
3.3.1.3B Imagen SAR del 15 de Mayo	124

3.3.2 Campaña PRIM-2	130
3.3.2.1 Condiciones meteorológicas	130
3.3.2.2 Hidrografía	137
3.3.2.2A Perfiles verticales de CTD	137
3.3.2.2B Distribuciones verticales (radiales)	139
3.3.2.2C Distribuciones horizontales	142
3.3.2.2D Medición y cálculo de velocidades	147
3.3.2.2E Imágenes NOAA-AVHRR	153
3.3.2.3 Imágenes SAR	158
3.3.2.3A Imagen del 31 de Mayo	158
3.3.2.3B Imagen SAR del 13 de Junio	160
3.4 Discusión	170
3.5 Conclusiones	175
Bibliografía citada	176
<b>4 ANALISIS DE IMAGENES SAR EN EI MAR DE ALBORAN</b>	<b>179</b>
4.1 Introducción	180
4.2 Objetivos	183
4.3 Material y métodos	183
4.4 Resultados	187
4.4.1 Distribuciones horizontales	187
4.4.2 Distribuciones verticales	191
4.4.3 Medición y calculo de velocidades	200
4.4.4 Imágenes SAR	202
4.4.4A Estrecho de Gibraltar	202
4.4.4B Cuenca Oeste	205
4.4.4C Cuenca Este	219
4.4.4D Extremo Este e inicio de la Corriente Argelina	224
4.5 Discusión	236
4.6 Conclusiones	239
Bibliografía Citada	241
<b>5 DISCUSION Y CONCLUSIONES GENERALES</b>	<b>244</b>
5.1 Discusión General	245
5.2 Conclusiones Generales	251

# **1. TEORÍA Y FUNCIONAMIENTO DEL RADAR DE APERTURA SINTÉTICA (SAR).**



## 1.1 ANTECEDENTES GENERALES

De acuerdo a la literatura occidental, las fotografías tomadas desde los primeros cohetes espaciales marcaron los orígenes de la obtención de imágenes terrestres desde el espacio. Estas reproducciones fueron parte del programa espacial de los Estados Unidos iniciado en 1946 (Lowman, 1965). Hago especial énfasis que lo expuesto aquí es de acuerdo a la literatura occidental, ya que es difícil acceder a otra información, como las investigaciones realizadas por la antigua Unión Soviética.

Las primeras experiencias humanas en la visión directa de la Tierra, fueron realizadas por astronautas del programa "Mercury". Desde el espacio, se dieron cuenta de las enormes potencialidades que ofrecía estas nuevas formas de observación para el estudio de los océanos (Duntley, 1965).

Con el programa "Gemini" y "Apolo", se obtuvieron un gran número de fotografías en color de los océanos. Pero no fue hasta el Apolo 9, cuando se tomaron las primeras fotografías multiespectrales de la superficie del mar. Sin embargo y hasta esos momentos, no se había establecido una investigación sistemática de la Tierra con ésta nueva tecnología.

En 1973, el Skylab equipado con el sistema EREP (Earth Resources Experimental Package), proporcionó una capacidad de obtención sistemática de fotografías y muestreos (scanners) multiespectrales de la superficie terrestre. A partir de entonces, una serie de satélites acondicionados con sensores multiespectrales de alta resolución, como es el caso de los Landsat, han continuado hasta el presente con la tarea de suministrar información del color de la superficie terrestre.

Con los satélites TIROS, lanzados a finales de los 60s, se adquirieron imágenes en el infrarrojo y en el visible, de considerable valor para la meteorología. Además, bajo condiciones libres de nubosidad se pudo

obtener, a partir de los patrones de reflexión solar, información importante acerca del estado y rugosidad del mar.

Sin embargo, no fue hasta la serie de satélites meteorológicos NOAA, a mediados de los 70s, cuando los oceanógrafos descubrieron una gran potencialidad de la teledetección en la investigación del mar. Esto debido a la mejora en la resolución espacial y radiométrica alcanzada en los sensores de estos satélites.

En 1978, un satélite experimental dentro de la serie Nimbus, fue lanzado con un sensor de ondas en el visible, diseñado para observar el color de los océanos. Este fue el Nimbus-7, equipado con el CZCS (Coastal Zone Color Scanner), capaz de suministrar una visión sinóptica y de alta resolución (hasta de 1 km) de la superficie del mar. Las bandas de trabajo del espectro electromagnético fueron seleccionadas específicamente para aplicaciones oceanográficas, tales como la detección de clorofilas y sedimentos y las interacciones entre las aguas costeras y oceánicas (Hovis *et al*, 1980) .

En ese mismo año (1978), también fue lanzado el satélite Seasat, diseñado para averiguar la utilidad de sensores activos (radares) en la investigación oceanográfica. Lo anterior sumado a la intención de solucionar el problema de la cobertura de nubes, ya que éstas se presentan transparentes a las ondas de radar.

El satélite llevó tres radares, un radiómetro activo y un radiómetro pasivo. Los cuatro primeros operando en la banda de las microondas y el segundo en el visible-infrarrojo. Con estos sensores se obtuvo información de la temperatura superficial del mar, su rugosidad, su altura y algunos parámetros de las olas. El Seasat orbitó la Tierra 14 veces al día a una altitud de 800 km, pero debido a un corto circuito general únicamente lo hizo durante 105 días.

Uno de los radares a bordo del Seasat fue el Radar de Apertura Sintética o SAR (Synthetic Aperture Radar). Este instrumento proporcionó las primeras imágenes de radar de la superficie terrestre, en forma sinóptica y de alta resolución. Durante los 98 días de operación del Seasat-SAR, se obtuvieron imágenes de un área aproximada de 100 millones de kilómetros cuadrados. Su cobertura estuvo limitada al Atlántico Norte, a la parte este del Pacífico Norte, los Golfos de México y California, y a los mares Caribe, Mediterráneo, del Norte, Noruego y de Beaufort (Campbell *et al*, 1979).

## 1.2 EL ESPECTRO ELECTROMAGNÉTICO

La parte mas común del espectro electromagnético es mostrada en la figura 1.1. Las frecuencias más bajas (mayores longitudes de onda) constituyen el espectro correspondiente a las ondas de radio. Dentro de este espectro y con las frecuencias mas altas se encuentran las microondas, comúnmente usadas por los radares.

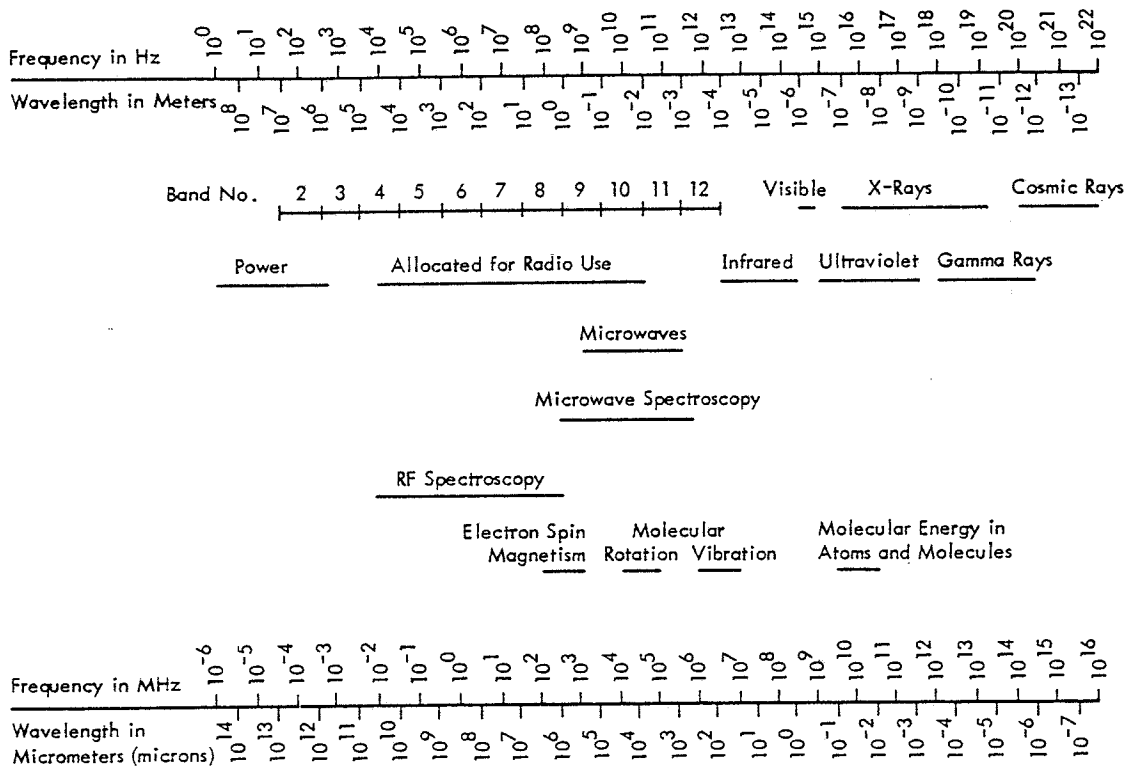


Fig. 1.1 Espectro electromagnético.

La porción del espectro correspondiente a las ondas de radio se extiende desde 1 kHz hasta los 1000 GHz (figura 1.2). En la práctica, el espectro de radio es considerado hasta los 300 GHz. Las bandas de frecuencias están definidas por letras y sus valores medios multiplicados por 10 a partir de 1 kHz. Este formato ha sido aceptado por la International Telecommunication Union (UTI).

Es importante destacar que la banda UHF (Ultra High Frequency), que comprende de 0.3 a 3 GHz, es extensamente utilizada por los radares para la detección de aviones y su trayectoria, así como por el SAR del Seasat. Esto a pesar de que parte de esta banda es compartida por las comunicaciones de televisión y aeronáuticas.

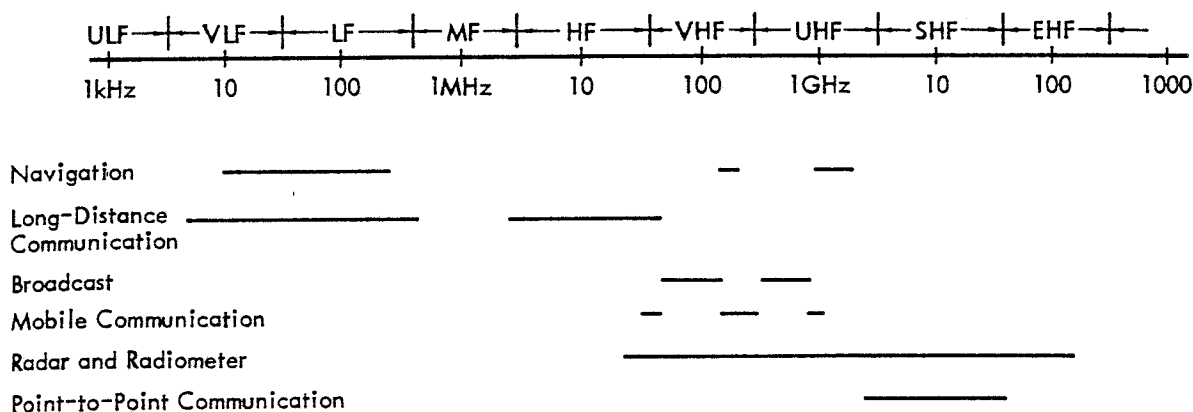


Fig. 1.2 Espectro de las ondas de radio.

Por otra parte, la banda SHF cuyo rango está entre los 3 y 30 GHz, es usada por la mayoría de los sistemas de teledetección por radar y otras aplicaciones. Estos se encuentran centrados principalmente en las regiones entre los 5 y 10 GHz, así como entre los 14 y 16 GHz.

El espectro de microondas no está del todo definido, pero por convención se considera que estas están entre las bandas UHF (Ultra High Frequency), SHF (Super High Frequency) y EHF (Extremely High Frequency), correspondiendo a los 0.3 y 300 GHz (desde 1 metro hasta 1 milímetro de longitud de onda).

La figura 1.3 muestra las bandas del espectro de las microondas en longitud de onda y frecuencia. En el caso del SAR del satélite Seasat, este operó a una frecuencia de 1.275 GHz, correspondiéndole una longitud de onda es de 23.5 cm. Esta frecuencia pertenece a la banda de radio UHF y de microondas a la L-Band.

Por otra parte, el SAR del satélite ERS-1 opera a una frecuencia de 5.3 GHz, cuya longitud de onda es de 5.6 cm. La banda de radio correspondiente es la SHF y de microondas la C-Band.

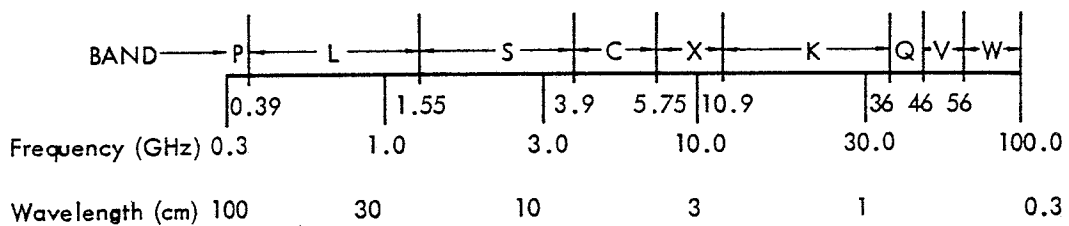


Fig. 1.3 Espectro correspondiente a la región de las microondas.

### 1.3 EL RADAR EN LA TELEDETECCIÓN

Las primeras experiencias con ondas electromagnéticas se remontan a las investigaciones realizadas por Heinrich Hertz en 1886, quien probó en el laboratorio la teoría electromagnética de Maxwell. Sus pruebas se desarrollaron con un oscilador de 200 MHz., frecuencia que se encuentra cercana al intervalo de las microondas (0.3-100 GHz). Hertz demostró que las ondas electromagnéticas reflejadas por blancos (target) tanto metálicos, como no metálicos, podían ser detectables.

La primera demostración de la detección de barcos mediante radar fue realizada por Hülsmeier en 1903, quien patentó este invento al siguiente año (Hülsmeier, 1904). Posteriormente, los pioneros en el desarrollo del radar

como instrumento de detección de barcos con ondas continuas fueron Taylor *et al.* en 1934, pertenecientes al U.S. Naval Research Laboratory. En la actualidad, los modernos radares SAR, altímetros y difusómetros montados en plataformas de satélite, muestran que el desarrollo de los sistemas de radar ha sido enorme.

El acrónimo RADAR se deriva de las palabras Radio Detection and Ranging y es por lo tanto un instrumento capaz de detectar un blanco (target), medir la distancia a la que se encuentra (range) y su posición. El término RADAR se usa comúnmente en todos los sistemas activos que utilizan microondas aunque algunos de ellos no midan distancias.

Estos equipos son llamados activos por que cuentan con su propia fuente de energía en la detección de blancos, usando ondas electromagnéticas en el rango de las microondas. Estas mantienen su forma y casi en su totalidad la potencia de emisión en su viaje por la atmósfera, por otros tipos de gases e incluso por lluvias ligeras.

La configuración normal de un RADAR está formada por un transmisor, un modulador y un receptor, operando con una antena que en la mayoría de los casos se utiliza tanto para la emisión, como para la recepción. La energía es transmitida mediante un pulso de gran potencia, de unos cuantos microsegundos de duración y con una velocidad igual a la de la luz. Una parte del pulso la absorbe el blanco y otra la refleja. De esta última, una parte se pierde y otra regresa hacia la fuente emisora a través del receptor (backscattered signal).

La magnitud de la señal de retorno es medida por el receptor y de esta manera es posible crear los tonos de grises en una imagen de radar. Así mismo, el tiempo de desplazamiento de la onda reflejada es medido para determinar la distancia existente entre el receptor y el blanco. Por lo tanto, la

magnitud de la señal de retorno y el tiempo de desplazamiento de la onda son los elementos importantes para crear una imagen de radar.

En el caso de los sistemas ópticos o pasivos el transmisor (el sol) y el receptor (la cámara), se encuentran en diferentes posiciones. Esto conduce a la obtención de una imagen con sombras adecuadas para una correcta discriminación del relieve topográfico. Lo anterior conlleva al uso de sensores en posición vertical o visión nadir (nadir pointing), evitando en lo posible las distorsiones geométricas.

En los sistemas de detección mediante radares la visión nadir es inusual, ya que en ellos la fuente emisora y la receptora están en el mismo lugar. Esto conduciría a un escaso efecto de relieve, además de recibir directamente la potente señal reflejada y no la retroreflejada (backscattered signal). Más adelante se detallará la enorme importancia de la señal de retroreflectancia (backscattering), y su interacción con las ondas capilares provocadas por el viento sobre la superficie del mar (Valenzuela, 1978).

Por lo tanto, las imágenes de radar se obtienen en un ángulo oblicuo o visión lateral (side looking), permitiendo la generación de sombras artificiales y lo más importante para el estudio de la superficie terrestre, asegurando el efecto de retroreflectancia. Este ángulo oblicuo, conocido como ángulo de depresión (depression angle), se puede variar dependiendo de las diferentes aplicaciones (Jain y Shemdin, 1983) y en la actualidad es un importante tema de investigación (Raney, 1982).

Los radares utilizados en la obtención de imágenes de la superficie terrestre caen dentro de dos categorías. Por una parte los de Apertura Real, al cual se le ha asociado el acrónimo SLAR (Side Looking Aperture Radar) y por otra, los de apertura sintética o SAR (Synthetic Aperture Radar), que también son llamados SLAR coherentes (Moore, 1983). En la actualidad el SLAR es mas

conocido como RAR (Real Aperture Radar) y se utilizan en sistemas aerotransportados.

### **1.3.1 EL RADAR DE APERTURA REAL (SLAR)**

Como se ha mencionado, todo sistema SLAR está provisto de una visión lateral de la superficie muestreada, pero registrada con distorsiones causadas por este tipo de visión. Se hará una breve descripción de este tipo de radares, ya que de alguna manera han sido los precursores del SAR y en vista de que la terminología y varios parámetros básicos son similares entre ambos.

#### **1.3.1.1 PARÁMETROS BÁSICOS**

Además de la longitud de onda ya abordada en la parte de espectro electromagnético, se pueden mencionar algunos otros parámetros que son de gran importancia en el uso del radar como sistema de creación de imágenes. Entre los más importantes están su geometría, resolución, polarización, así como los efectos y distorsiones que se producen en la imagen por la particular forma de operación y de visión (side looking), de este radar. Entre estas últimas se pueden mencionar las sombras (radar shadows), el escorzado (foreshortening) y el efecto de encimado (layover) (Ulaby *et al.*, 1981, Vol. II). Estas distorsiones no serán comentadas, en vista de que se presentan primordialmente en elevaciones pronunciadas de la superficie observada, no siendo el caso de la superficie del mar.

Es importante mencionar que las características de la superficie muestreada también es un parámetro básico en la creación de imágenes, pero ésta será detallada en la sección 1.5.



### 1.3.1.1A GEOMETRÍA

Es importante conocer algunas características básicas en la geometría y la operación del radar. En la figura 1.4 se observa la geometría del SLAR.

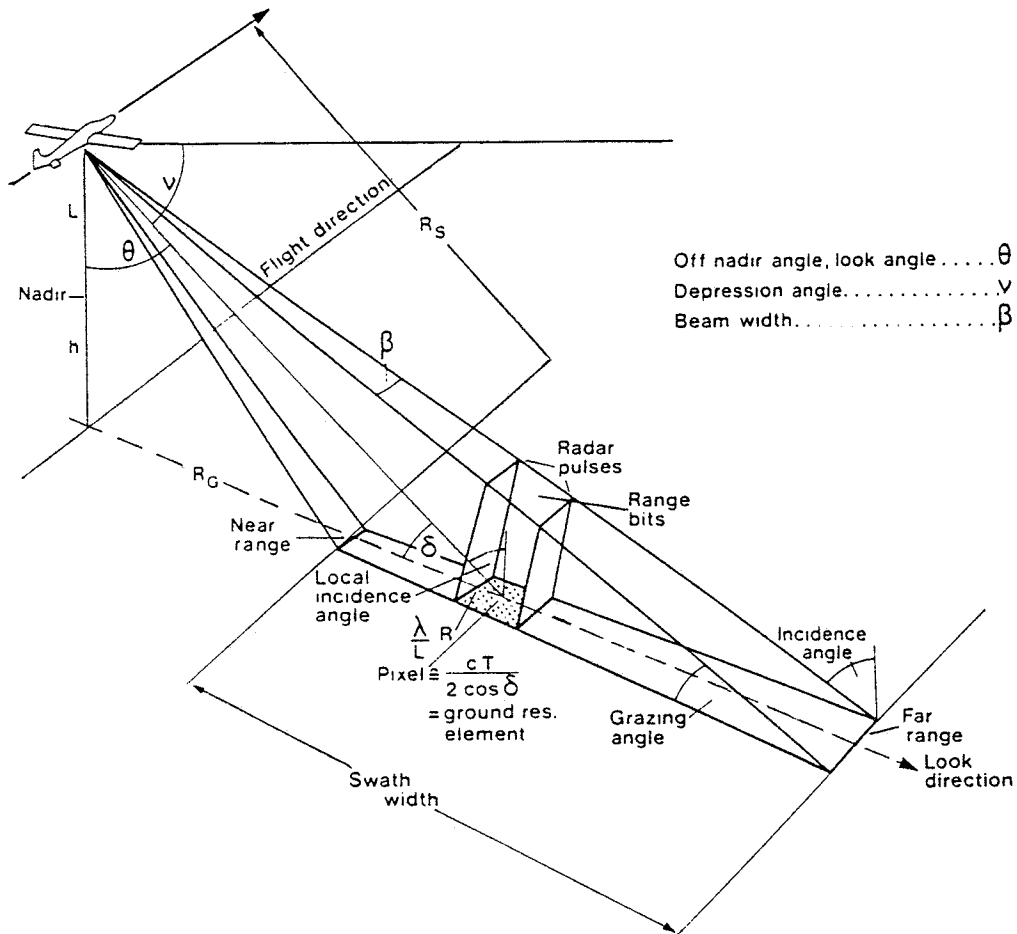


Fig. 1.4 Geometría del SLAR.

Existen dos distancias importantes y bien definidas entre el blanco y el radar, el rango de inclinación  $R$  (slant range) y el rango en tierra  $R_g$  (ground range).  $R$  es la distancia entre el punto de intersección del el nadir (la vertical o plomada) con la línea longitudinal del radar y el blanco.  $R_g$  es la distancia entre el punto de intersección del nadir con la horizontal y el blanco.

El rango de inclinación (R) es calculado a partir del tiempo transcurrido desde la emisión del pulso hasta su regreso a la antena. Los sistemas que usan este parámetro (slant range systems), son útiles cuando la topografía de la superficie es plana. Los problemas se presentan cuando la superficie es sinuosa o cuando los blancos tienen alturas considerables.

En el caso de las imágenes SAR del ERS-1, éstas son suministradas tanto en proyecciones slant range (ejem. ERS-1.SAR.RAW y .SAR.SLC), como en ground range (ERS-1.SAR.UI16 y .SAR.FDC).

### 1.3.1.1B RESOLUCIÓN

La resolución de un radar se puede definir como la distancia mínima entre dos blancos, que les permita producir señales de retorno separadas. Es importante destacar que este término no está relacionado con el tamaño del blanco.

Algunos ejemplos pueden dar la pauta para un mejor entendimiento de lo que es la resolución. En el primer ejemplo interviene un pulso lo suficientemente ancho que le permita incidir al mismo tiempo en dos blancos A y B, separados por una distancia  $x$ . Las señales reflejadas llegarán al receptor al mismo tiempo y estos no podrán ser discriminados. En un segundo ejemplo, el primer pulso incide en el blanco A e inmediatamente el segundo pulso sobre el blanco B. Las señales de retorno de ambos serán recibidas casi simultáneamente y por lo tanto los dos blancos no serán discriminados. Finalmente en un tercer ejemplo, los blancos A y B tendrán una separación  $x$ , lo suficiente, para que ambas señales de retorno lleguen al receptor por separado. En consecuencia, los blancos A y B serán discriminados por el radar. La figura 1.5 muestra los tres ejemplos mencionados.

Se pueden distinguir dos tipos de resolución válidas tanto para el SLAR como para el SAR: la resolución en profundidad o radial (range resolution), que es

en dirección perpendicular al vuelo (across track) y la resolución acimutal (azimuth resolution), que es en la dirección del vuelo (along track).

La resolución en profundidad (range resolution), está determinada por la duración de los pulsos emitidos. En el caso del SLAR normalmente se usan pulsos cortos en lugar de los pulsos comprimidos con frecuencia modulada (chirped pulses), como es el caso del SAR. Por lo tanto esta resolución en profundidad estará dada por la siguiente ecuación:

$$r_p = \frac{c\tau}{2 \operatorname{sen} \theta}$$

donde  $r_p$  es la resolución en profundidad,  $c$  la velocidad de la luz,  $\tau$  es la duración del pulso y  $\theta$  es el ángulo de incidencia.

Por otra parte, la resolución acimutal esta determinada por la longitud de la antena  $l$ , el rango de inclinación  $R$  (slant range) y la longitud de onda  $\lambda$ . Es de mencionarse que el ancho del haz  $\beta_h$  es igual a la longitud de onda entre la longitud de la antena, quedando la ecuación de esta resolución como sigue:

$$r_a = \frac{R\lambda}{l} \quad \text{siendo} \quad \frac{\lambda}{l} = \beta_h = \text{ancho del haz (beamwidth)}$$

De las ecuaciones anteriores se puede deducir que la resolución acimutal esta en función de la distancia entre el radar y el blanco, así como la altura de vuelo.

Un ejemplo de este tipo de sistemas es el Motorola AN/APC -94D que operó con una longitud de onda de 3.2 centímetros y una resolución de 60.1x46.8 m. Este sistema fue instalado en un avión el cual operaba a una altura de 6 km y con un rango en tierra (ground range) de 5 km (Ulaby *et al.*, 1981, Vol. I)).

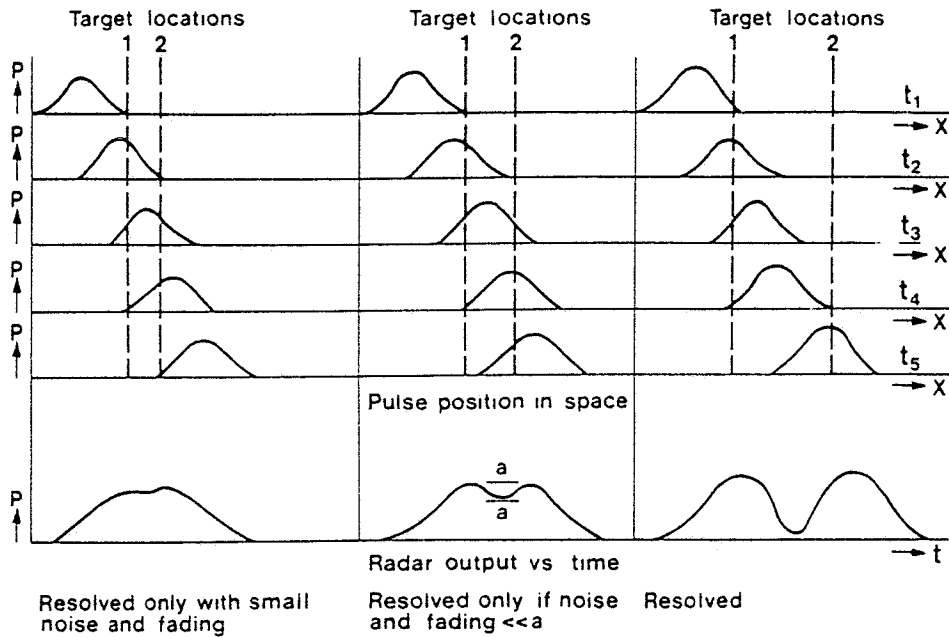


Fig. 1.5 Relación de la distancia entre objetos y la resolución del radar.

### 1.3.1.1.C POLARIZACIÓN

De acuerdo a la línea que describen la punta del vector de campo eléctrico  $\vec{E}$  de una onda electromagnética plana y uniforme (el plano de fase constante es el plano de amplitud constante), se puede decir que la onda está polarizada lineal, circular o elípticamente (describen una línea recta, círculo o elipse).

Por otra parte, de acuerdo a la dirección relativa del vector de campo eléctrico  $\vec{E}$  de una onda electromagnética, con respecto al plano de incidencia, se puede decir que ésta está polarizada horizontal o verticalmente. Cuando estos se encuentran perpendiculares, la polarización es horizontal (H) y cuando están paralelos, vertical (V).

Gran parte de los radares usados para la creación de imágenes usan antenas que generan ondas polarizadas horizontalmente (H). Sin embargo, dependiendo de la rugosidad de la superficie donde incide la onda, ésta puede modificarse, resultando una señal retroreflejada con ambas polarizaciones.

Los sistemas de radar pueden emitir y recibir en varios modos, tanto en forma vertical como horizontal o en ambos. Un sistema con polarización HH, envía y recibe señales con polaridad horizontal, existiendo además otros tres tipos VV, VH y HV. Lo anterior es importante en la detección de diferentes fenómenos que ocurren en la superficie del mar, ya que en algunos tipos de polarización dichos fenómenos no son registrados en la imagen SAR (Johannessen y Skagseth, 1989).

### 1.3.2 EL RADAR DE APERTURA SINTÉTICA (SAR)

El concepto de "apertura" está relacionado directamente con la antena del radar. La antena es un transductor que convierte señales eléctricas en electromagnéticas y viceversa, las primeras transmitiéndose mediante un conductor y las segundas en el aire o el vacío. La apertura de una antena está definida como el área efectiva de recepción o transmisión de una onda electromagnética, la cual depende directamente de las dimensiones de la antena y de la eficiencia de apertura (variable cuyo valor oscila entre 0 y 1) (Steinberg, 1979).

Por lo tanto, el término de apertura sintética se relaciona a la síntesis o acortamiento de una antena de grandes dimensiones (incluso de kilómetros), a una real de mucho menores dimensiones (metros). Esto se consigue aprovechando tanto el cambio de posición del radar (montado en un avión o en un satélite), como el tiempo en el que el blanco está dentro del haz del radar (periodo de integración). En este último, se analizan las fases de los pulsos recibidos durante dicho periodo de integración.

### **1.3.2.1 PARÁMETROS BÁSICOS**

Por lo que respecta al SAR, los elementos que conforman los parámetros básicos son muy similares a los del SLAR, pero algunos de ellos difieren en mucho respecto a sus características típicas. Uno de estos elementos es la resolución. La resolución en profundidad (range) y acimutal se obtienen de forma muy diferente entre el SLAR y el SAR.

#### **1.3.2.1A GEOMETRÍA**

La geometría del SAR es muy similar a la del SLAR, así como la terminología usada. Sin embargo, en la figura 1.6 se observan las ventajas de la apertura sintética, sobre la apertura real en aplicaciones espaciales (Ulaby *et al.*, 1982, Vol. 1).

#### **1.3.2.1B RESOLUCIÓN**

Como se ha podido observar en la operación del SLAR, la resolución en profundidad (range) depende de la duración del pulso. Para poder detectar los pulsos retrodispersados sin ambigüedad, la energía de los pulsos debe ser la mayor posible. Para aumentar la potencia se requiere aumentar la duración del mismo, pero además de que existen restricciones de consumo de energía propias de un satélite, se cae en la contradicción de que, para

obtener una buena resolución espacial se requieren pulsos cortos, y por otro parte, para mejorar la recepción son necesarios pulsos largos.

Como se especifico anteriormente para el SLAR, la resolución acimutal depende directamente de la distancia entre la antena y el blanco, esto es, a medida que esta distancia aumenta la resolución acimutal disminuye. Si un SLAR diseñado para operar como sistema aerotransportado estuviese montado en un satélite a 800 kilómetros de altura, perdería en gran medida su capacidad de resolución.

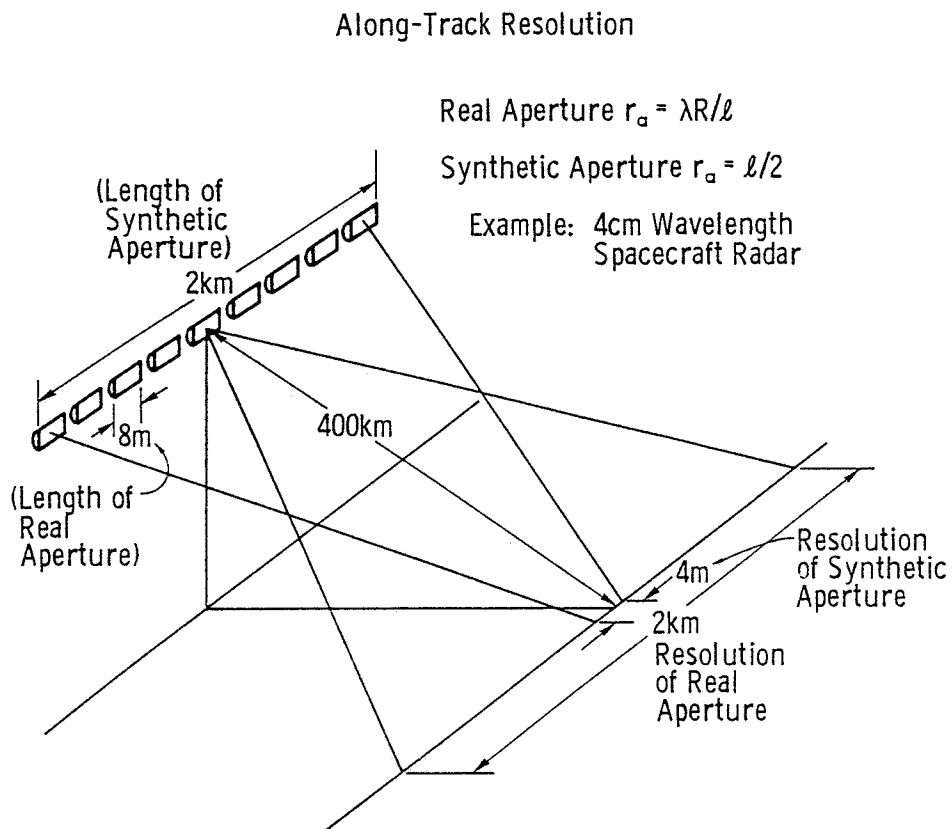


Fig. 1.6 Ventajas de la apertura sintética en aplicaciones satelitarias.

Los términos de resolución en profundidad y acimutal mencionados para el SLAR, son válidos también para el SAR. La diferencia consiste en la forma de obtener dichas resoluciones. La resolución en profundidad está en función de lo que se ha denominado como pulsos comprimidos (compressed pulses), los cuales utilizan técnicas de modulación lineal en frecuencia (chirped pulses). Una amplia explicación de lo que es la utilización de estos pulsos ha sido desarrollada entre otros por Ulaby *et al.* (1982, Vol. 2 y 3) y otra más concisa por Martínez (1995). En esta última se presenta la expresión matemática del pulso con señal modulada en frecuencia, como sigue:

$$f(t) = A_0 \cos \left[ 2\pi \left( f_0 t + \frac{Bt^2}{2T} \right) \right]$$

Donde  $A_0$  es la amplitud de la onda,  $f_0$  la frecuencia central,  $B$  es el ancho de banda entre las frecuencias mínima y máxima de la onda senoidal modulada en frecuencia y  $T$  la duración del pulso. Esto es, a medida de que el tiempo transcurre durante la transmisión del pulso, la frecuencia aumenta en forma lineal.

Durante la recepción, es posible comprimir la energía de los pulsos reflejados de cada blanco, retardando los ecos de forma proporcional a su frecuencia. En otras palabras, el requerimiento para que los ecos sean comprimidos o sumada su energía por el procesador (summer), consiste en aplicar una corrección de fase apropiada a cada eco, hasta formar uno solo.

Utilizando los pulsos comprimidos y las técnicas de modulación lineal en frecuencia, la resolución en profundidad (range) será:

$$a_r = \frac{c}{2B \sin \theta}$$



Siendo nuevamente  $\theta$  el ángulo de incidencia,  $c$  la velocidad de la luz y  $B$  el ancho de banda. De lo anterior se puede observar que la resolución en profundidad del SAR no depende de la duración del pulso  $\tau$ , sino del ancho de banda  $B$ . Para fortuna de los sistemas SAR instalados en plataformas de satélite, la resolución en profundidad dependerá más de las frecuencias utilizadas en el "chirped pulse", que de altos consumos energéticos tan limitados en este tipo de equipos.

Tomando en cuenta que el satélite ERS-1 opera con un ancho de banda  $B=25.55$  Mhz. y un ángulo de incidencia de  $23^\circ$ , su resolución en profundidad (range resolution) es de 24.8 m.

Otra gran ventaja de los sistemas SAR sobre los SLAR se basa en el hecho de que la resolución acimutal no depende de la distancia entre el radar y el blanco. Tal independencia se ha tenido que buscar en vista de que las distancias nominales entre un satélite de órbita baja, como es el caso del ERS-1 y un blanco son enormes, rondando los 800 km. Para los parámetros de operación de este satélite como son su resolución acimutal (entre 25 y 30 metros) y su frecuencia de operación (5.3 GHz.), una antena SLAR tendría que ser de unos 2 km de largo.

Mediante un procesamiento adecuado de los pulsos recibidos se ha conseguido sintetizar una antena de grandes dimensiones a una de unos cuantos metros (10m. en el caso del ERS-1). Para lograr esto, es necesario que la señal emitida y recibida por la antena tengan una fase definida y conocida (señal coherente).

Durante el tiempo de iluminación del haz sobre el objeto, el satélite se habrá desplazado una cierta distancia. Por lo tanto, la retroreflectancia provocada por dicho objeto se verá influenciada por el efecto Doppler. En consecuencia, la resolución acimutal se basará en el análisis no sólo el tiempo de llegada de

los pulsos, sino también de sus frecuencias, lográndose una resolución teórica de la mitad de la longitud de la antena, esto es:

$$r_a = \frac{l}{2} \quad l = \text{longitud de la antena.}$$

Nuevamente para el caso del ERS-1, la longitud de su antena es de 10 m. , esto llevaría a que su resolución acimutal fuese de 5 m., pero como se verá posteriormente en la sección 1.4.3 (moteado speckle), esta se ve afectada por las "multivistas", obteniéndose valores que rondan los 15 m.

## 1.4 CARACTERÍSTICAS DE LA SUPERFICIE MUESTREADA Y EL MOTEADO "SPECKLE"

Como se ha mencionado en la descripción de los parámetros básicos, la superficie muestreada juega un papel primordial en la señal retroreflectada. En el caso de una superficie lisa, el pulso del radar es reflejado en forma especular, perdiéndose la señal y en consecuencia se forman zonas oscuras en la imagen SAR.

A medida de que se incrementa la rugosidad de la superficie muestreada la reflexión de la señal disminuye, incrementándose la retroreflectancia. Esto es, entre mayor es la rugosidad de la superficie, mayor es la cantidad de retroreflectancia detectada por el radar y por lo tanto mayor la luminosidad en la imagen.

En la figura 1.7 se observan las diferentes formas de comportamiento de las señales de radar, de acuerdo a la rugosidad de la superficie muestreada.

Es importante destacar que la retroreflectancia también varía de acuerdo al ángulo de incidencia. Esto es, un blanco puede tener diferentes valores de retroreflectancia al variar el ángulo de incidencia. De echo, el RADARSAT esta diseñado para operar con diferentes ángulos de incidencia.

#### 1.4.1 RESONANCIA BRAGG (BRAGG RESONANCE)

La superficie del mar es una más del tipo de superficies consideradas como rugosas, debido a la existencia entre otras de las ondas capilares y de gravedad de periodo corto. Por este motivo, de ella se puede extraer información relevante como es el caso de las condiciones del viento y otros procesos que se suceden en la atmósfera y en el propio océano.

Como es conocido, las ondas capilares y las de gravedad de periodo corto son generadas por el viento y mediante un adecuado procesamiento de la señal de radar retroreflectada por este tipo de olas, es posible determinar varios tipos de fenómenos. En el caso del difusómetro, es posible precisar la magnitud y dirección de los vientos. En el del SAR, es posible construir una imagen de la superficie del mar y la observación del comportamiento de las olas de gravedad (Wright, 1977).

La retroreflectancia producida por una superficie marina con un patrón de ondas determinado, se origina a partir de un fenómeno resonante llamado Resonancia Bragg. Generalmente esta resonancia aparece cuando el radar opera con ángulos de incidencia mayores de  $20$  o  $30^\circ$ , aunque con niveles bajos de retroreflectancia en ángulos cercanos a estos (Keller y Wright, 1975; Ivanov, 1982).

La figura 1.8 ilustra la Resonancia Bragg, en la que se analiza una componente sinusoidal del espectro superficial del mar y un plano de incidencia con un ángulo  $\theta$ . La longitud de las ondas capilares es  $L$  y la del radar  $\lambda$ .

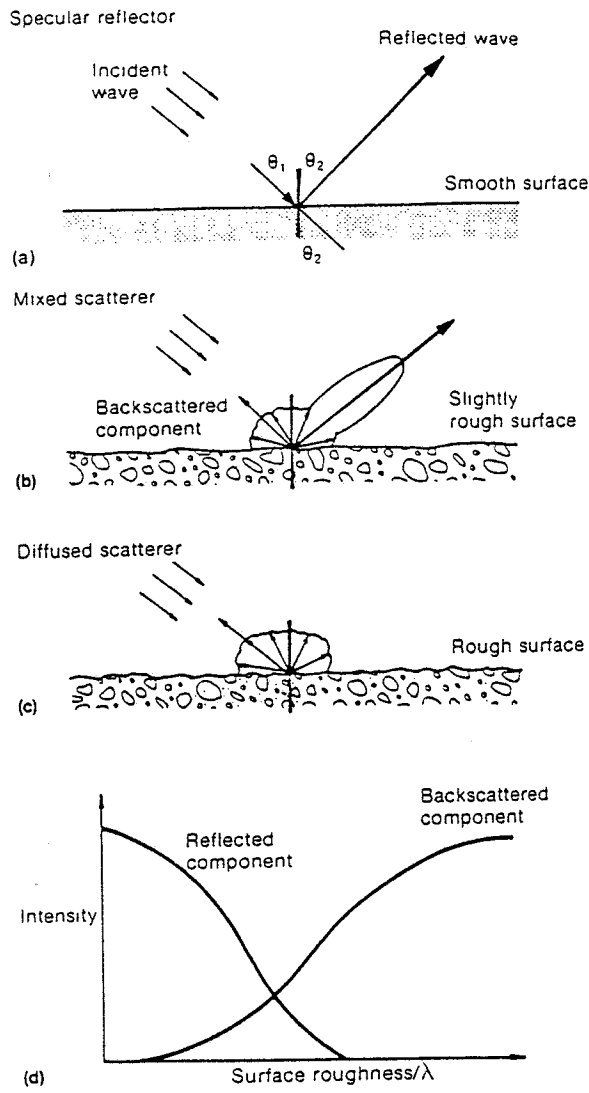


Fig. 1.7 Difusividad de los diferentes tipos de superficie.

$$V_r = \sum_{l=0}^N V_0 e^{-j2kR_0} e^{-j2kl\Delta R},$$

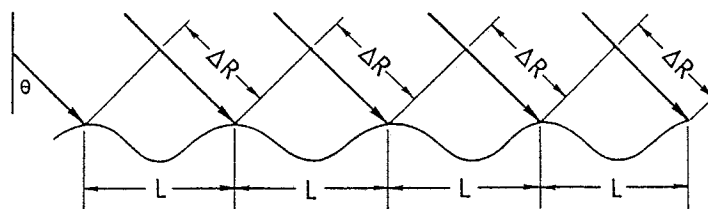


Fig. 1.8 Suma en fase de la resonancia Bragg cuando  $\Delta R = n \lambda / 2$

Si la distancia  $\Delta R$  mostrada en la figura (la cual relaciona la señal incidente y la cresta de las olas) es  $n\lambda/2$ , donde  $n$  es un entero positivo, la diferencia de fase entre la señales de ida y retorno de las crestas sucesivas será de  $360^\circ$ . Por lo tanto las señales de retroreflectancia serán sumadas en fase y generará una señal de retorno potente, produciendo zonas brillantes en la imagen SAR. Si la distancia  $\Delta R$  es diferente de  $n\lambda/2$ , la suma se realizará fuera de fase y por consiguiente la señal de retroreflectancia será menos potente y menos brillante en la imagen.

Asumiendo que la retroreflectancia generada debido a la resonancia Bragg de cada una de las olas proviene de la misma zona, los voltajes resultantes al procesar la señal de retorno de cada una de las olas serán sumados coherentemente (en fase). Por lo tanto, el fasor que representa la adición de voltajes, será de acuerdo a la siguiente sumatoria:

$$V_r = \sum_{l=0}^N V_0 e^{-j2kR_0} e^{-j2kl\Delta R}$$

Donde  $N$  es el número total de longitudes de onda de la componente resonante dentro del área iluminada. En vista de que la sumatoria anterior es una progresión geométrica, la suma se obtiene de acuerdo al cálculo de recepción de señales para este tipo de antenas, como sigue:

$$V_r = V_0 e^{-jkR_0} \frac{\text{sen}[k(N+1)\Delta R]}{\text{sen}[k\Delta R]}$$

El voltaje máximo de la señal de retorno estará en función de  $(N+1)$  y la potencia máxima recibida será de  $(N+1)^2$ . Por lo tanto, el efecto producido por la suma de pequeñas señales resonantes será mayor que el causado por un número igual de señales incoherentes de mayor potencia (Ulaby *et al.*, 1982, Vol. II).

Por consiguiente, la condición para que se genere la Resonancia Bragg será:

$$k\Delta R = \frac{2\pi}{\lambda} \Delta R = n\pi \quad \text{donde } n=0,1,2,3,4,\dots$$

En términos de las longitudes de onda de las olas marinas  $L$  y de las del radar  $\lambda$ , así como del ángulo de incidencia  $\theta$  (términos espaciales), la condición para la generación de la Resonancia Bragg será:

$$\frac{2L}{\lambda} \sin(\theta) = n \quad \text{donde } n=0,1,2,\dots$$

#### 1.4.2 RETROREFLECTANCIA $\sigma$ (NORMALIZED RADAR BACKSCATERING CROSS-SECTION)

Relacionado con el inciso anterior, está la retroreflectancia  $\sigma$  "normalized radar backscattering cross-section". Esta retroreflectancia es proporcional a la densidad de energía espectral  $E$  de las "ondas Bragg", las cuales tienen una longitud de onda  $L$  y esta representado por:

$$\sigma = T[E(2k_0) + E(-2k_0)]$$

Donde  $k_0$  denota la proyección del vector de onda del radar sobre el plano horizontal y  $T$  un coeficiente de reflectancia el cual depende del ángulo de incidencia  $\theta$ , constante dieléctrica de la superficie, la longitud de onda del radar y su polarización (Wright, 1968; Valenzuela, 1978).

Por otra parte,  $\sigma$  también es igual a:

$$\sigma = \sigma_0 + \delta\sigma$$

Donde  $\sigma_0$  es el valor medio de  $\sigma$  y  $\delta\sigma$  su desviación.

Es frecuente encontrar los valores de retroreflectancia en función del valor medio de la retroreflectancia  $\sigma_0$ .

### 1.4.3 BLANCOS EN MOVIMIENTO

Los blancos móviles, como en el caso de los barcos detectados por el SAR, originan errores en las imágenes. Las bases teóricas de este sensor están fundamentadas en la consideración de que la superficie muestreada está estacionaria o estática. Así, la compresión en profundidad (range compression) se realiza asumiéndose que no hay desplazamiento Doppler introducido por factores externos, como es el caso de un blanco en movimiento. Cuando esto ocurre, aparecen errores de posición del blanco, de su tamaño o incluso de invisibilidad del mismo en la imagen SAR (Raney, 1971; Fu y Holt, 1982).

En vista de lo anterior, se puede pensar que el mar al encontrarse en movimiento continuo puede introducir errores en las imágenes SAR. Lo anterior no es del todo acertado debido a que la superficie del mar se mueve relativamente lenta y sus efectos introducidos en la detección y construcción de la imagen son pequeños. Inclusive estos efectos pueden llegar a contribuir, en algunas circunstancias, al proceso de representación (imaging process) de las olas en la superficie marina.

Del movimiento del blanco se pueden obtener las componentes velocidad en profundidad (range direction)  $u_R$  y en acimut (azimuth direction)  $u_a$ , siendo estas las causantes de varios efectos. La primera componente  $u_R$  es que la provoca los efectos más notorios, siendo estos:

- 1) Desplazamiento acimutal (azimuth image shift)
- 2) Movimiento en rango (range walk)
- 3) Reducción en amplitud.

1) El desplazamiento acimutal ocurre debido al corrimiento Doppler generado en la señal reflejada por el móvil en profundidad (range direction). El efecto es pequeño para ser detectado en el proceso de compresión del pulso en profundidad, pero se manifiesta en el proceso de compresión acimutal. Esto es, los ecos de un móvil que se aleja del radar con una velocidad  $u_r$  sufren una reducción en su frecuencia igual a  $2u_r/\lambda$ . Lo anterior, en adición al decremento lineal de la frecuencia debida al movimiento propio del satélite. En el proceso de apertura sintética, el móvil aparecerá en la imagen ligeramente desplazado en la dirección acimutal negativa. Lo inverso ocurre cuando el móvil se acerca hacia el radar, éste aparecerá desplazado en la dirección acimutal positiva.

En la figura 1.9 se puede observar el desplazamiento de un barco respecto de su estela.

2) Movimiento en rango (range walk) se presenta cuando el móvil tiene una velocidad  $u_r$  lo suficientemente grande como para pasar a otras celdas de muestreo en profundidad durante el tiempo de integración. Lo anterior genera tanto en rango como en acimut valores de retroreflectancia erróneos.

3) La reducción de amplitud ocurre en condiciones similares a la anterior, pero en este caso provoca una reducción de la amplitud de la señal



retroreflejada y por tanto una reducción en las posibilidades del SAR de detectar tal móvil (Robinson, 1985).

finalmente, la segunda componente  $u_a$  produce desenfoques del móvil.



Fig. 1.9 Imagen SAR mostrando el desplazamiento de un barco y su estela señalado dentro del círculo.

#### 1.4.4 OBSERVACIÓN DE BLANCOS DISCRETOS

Se denomina blancos discretos (point targets) aquellos que tienen una forma geométrica determinada, ya sean hechos por el hombre o por la naturaleza. Este tipo de blancos provocan una señal de retroreflectancia desproporcionada a su tamaño.

Un caso típico de éstos son las formas esféricas (ej. las gotas de lluvia), que de acuerdo a sus dimensiones pueden llegar a obstaculizar la señal del radar, provocando una retroreflectancia fuerte (brillantes en la imagen SAR). Otras formas son las bihedrales o trihedrales, las cuales originan fuertes señales de retorno por efectos especulares, usándose en algunos casos para calibrar sistemas de radar. Estos tipos de formas geométricas suelen encontrarse en zonas urbanas (edificios y otras construcciones), las cuales también provocan fuertes señales de retroreflectancia (Ulaby *et al.*, 1982).

#### 1.4.5 MOTEADO DE LAS IMÁGENES SAR (SPECKLE EFFECT)

Debido a que el SAR es un sistema activo y coherente, la rugosidad de cualquier superficie a escalas de la longitud de onda del radar, producen patrones de interferencia aleatoria en la imagen denominado "speckle". Este tiene su origen esencialmente en la dispersión del pulso de radar incidente, ocasionado por un gran número de elementos dispersores dentro de cada celda de resolución. La orientación aleatoria de estos elementos hace que en el pulso reflejado, construido por la suma coherente de la contribución de cada uno de ellos, unas veces se encuentren en fase propiciando una interferencia constructiva (píxeles brillantes). En otras, se encuentran fuera de fase apareciendo una interferencia destructiva (píxeles oscuros) (Barber, 1983).

El proceso de multivistas (multilooks) permite una reducción del "speckle" en forma considerable. Este proceso consiste en la obtención de varias imágenes independientes de la misma área, mediante el uso de diferentes porciones de la apertura sintética. Estas imágenes son promediadas para producir una sola y con un cierto suavizado, pagándose el precio que radica en una disminución de la resolución.

El número de imágenes obtenidas se denomina número de vistas (looks), estando la resolución en función directa del número de vistas. Estadísticamente hablando, el ruido se puede aproximar a una distribución Gaussiana con valor medio 1 y una desviación típica de 0.52. Por lo tanto, la intensidad del "speckle" de una imagen de  $N$  vistas tiene una distribución ji-cuadrado, con  $2N$  grados de libertad y una desviación estándar de  $1/\sqrt{N}$ . En el caso del Seasat la resolución acimutal fue 4 veces más de la correspondiente a su diseño y una intensidad de "speckle" de la mitad que una imagen de una vista (Fu y Holst, 1982). Para el ERS-1, su resolución acimutal es de tres veces más (15 m. aproximadamente), con una intensidad de speckle de 0.577, con respecto a una imagen de una sola vista.

## 1.5 DETECCIÓN DE FENÓMENOS OCEÁNICOS MEDIANTE EL SAR

Para un SAR con un ángulo de incidencia de  $23^\circ$  como fue el caso Seasat y actualmente del ERS-1 y ERS-2, la retroreflectancia de la superficie del mar esta producida predominantemente por la Resonancia Bragg, inducida por el viento (Valenzuela, 1978). Para el Seasat las olas resonantes fueron principalmente las de gravedad de periodo corto, con una longitud de onda de 24 cm. (Born *et al*, 1979). Para el ERS-1, estas olas resonantes estuvieron centradas en ondas capilares con un periodo de 5.66 cm. (Bruzzi y Wooding, 1990).

Dichas olas de periodo corto son moduladas por olas de gravedad de mayor periodo, sin embargo, como se demostró con el mismo Seasat y el ERS-1, la distribución espacial de las olas de periodo corto también está correlacionada con un gran número de procesos a mayor escala como son: la variación del campo de velocidades de vientos locales, fenómenos oceánicos de mesoescala, ondas internas y características topográficas. Entre los fenómenos oceánicos de mesoescala detectados comúnmente por el SAR están los frentes, corrientes, giros y remolinos.

La presencia de contaminantes, principalmente manchas de petróleo, así como de capas de organismos que se concentran en la superficie del mar (natural slicks), también afectan este tipo de olas de periodo corto amortiguándolas y por tanto, provocando zonas oscuras en la imagen SAR.

### **1.5.1 CARACTERÍSTICAS BATIMÉTRICAS**

Como es conocido, el mapeo de la topografía de los fondo marinos es realizado por ecosondas montadas en barcos. A pesar de que esta técnica ha sido ampliamente desarrollada, se ha demostrado desde hace un par de décadas la posibilidad de detallar características topográficas mediante la teledetección. Sensores multiespectrales montados en aviones y satélites, han probado su efectividad en detectar características topográficas en aguas someras. Lo anterior usando primariamente la banda azul-verde del espectro visible, colores que presentan mayor penetración en la columna de agua (Bina y Omac, 1979; Egan, 1980; Lyzenga, 1981).

Así mismo, en aguas someras y dependiendo de la intensidad del viento, es posible detectar características topográficas en imágenes SAR. Esto no representa un fenómeno de penetración de ondas del radar, sino la expresión de la topografía en la superficie del mar.

Aun no son bien conocidos los mecanismos mediante los cuales la topografía afecta las características de la superficie del mar, y por tanto la retroreflectancia recibida por el SAR. Dos de los estudios más representativos de aplicaciones de imágenes SAR relacionados a las características topográficas fueron, en primera instancia el realizado por Fu y Holt (1982) y profundizado posteriormente por Alpers y Hennings (1984). Estos se basaron en una sola imagen del Seasat del Canal de la Mancha.

Este canal está caracterizado por tener un rango de mareas hasta de 7 metros, con unas corrientes de marea que alcanzan 1.5 m/s. La topografía de la zona es muy heterogénea y se encuentra dominada por una serie de montículos marinos, alargados y orientados paralelamente a las costas de Francia y Gran Bretaña. Los montículos llegan a registrarse entre los 10 y 30 metros de profundidad e incluso algunos son tan someros que pueden encontrarse a 5 metros.

En la figura 1.10a se muestra la carta batimétrica de la zona, en la que se pueden observar los montículos a lo largo del canal y las velocidades de la corriente de marea. En la figura 1.10b se observa la imagen SAR correspondiente al 19 de agosto de 1978 (ciclo 762, 0646 GMT), en la que se puede observar una estrecha correlación entre la topografía de la zona y las estructuras superficiales observadas. Las formas más sobresalientes que se detectan en la imagen corresponden a montículos con profundidades de 20 metros o menores, siendo la más destacada aquella en forma de "V" inclinada. Esta se ubica en la parte central izquierda de la imagen y concuerda con dos montículos que se intersectan en tal zona.

En esta imagen están presentes más de 25 barcos detectados como puntos brillantes y/o por sus estelas de popa, observadas como líneas oscuras o negras.

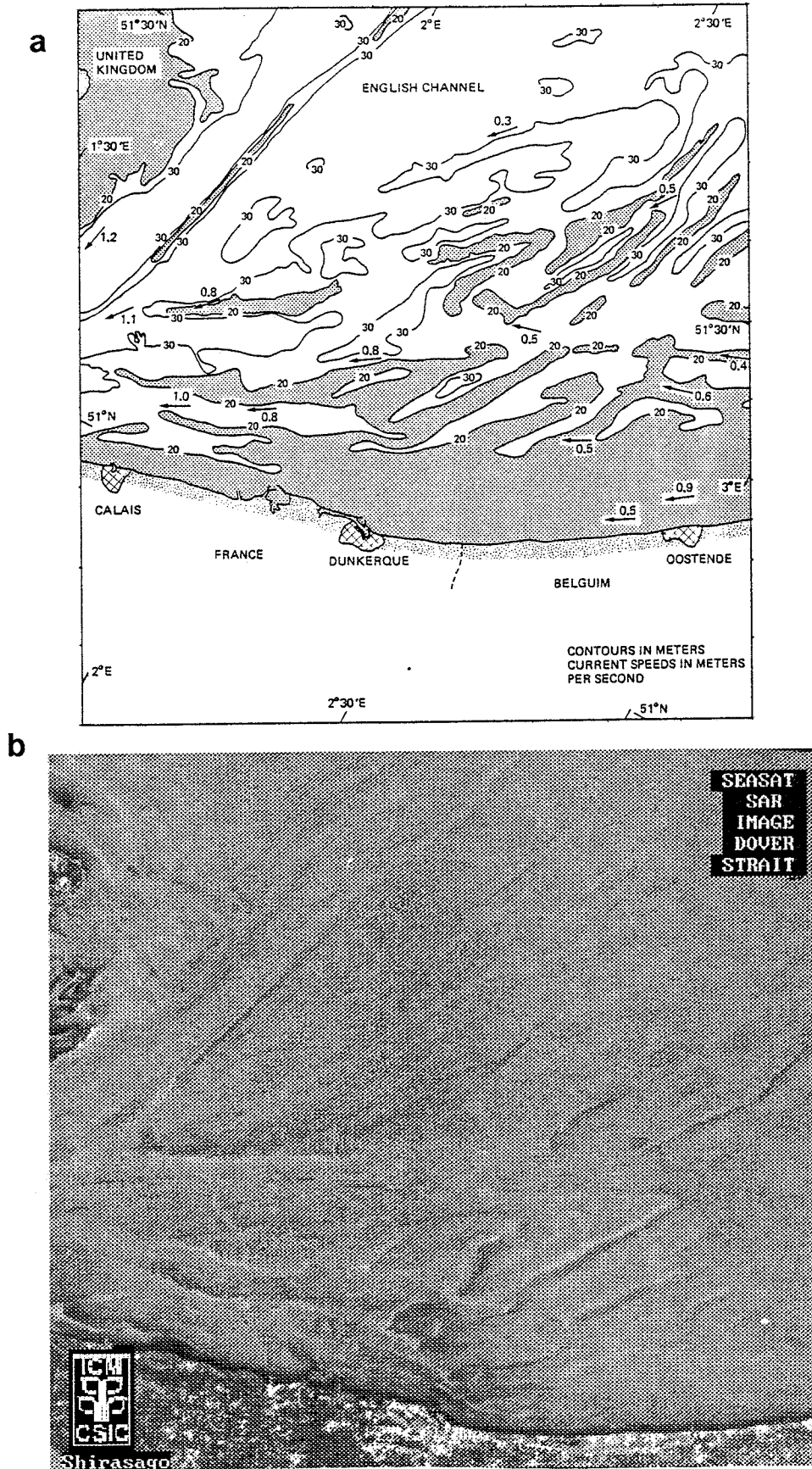


Fig. 1.10 Región este del Estrecho de Dover. a) Topografía b) Imagen SAR del satélite Seasat.

En la actualidad se han realizado otros trabajos encaminados a caracterizar los fondos costeros con el SAR del ERS-1. Un ejemplo de ellos es el realizado por Hesselmans *et al.* (1995), en el cual comparan un modelo de batimetría obtenido a partir de imágenes SAR (hasta 25 metros), con una superficie interpolada basada en registros de ecosonda (figura 1.11).

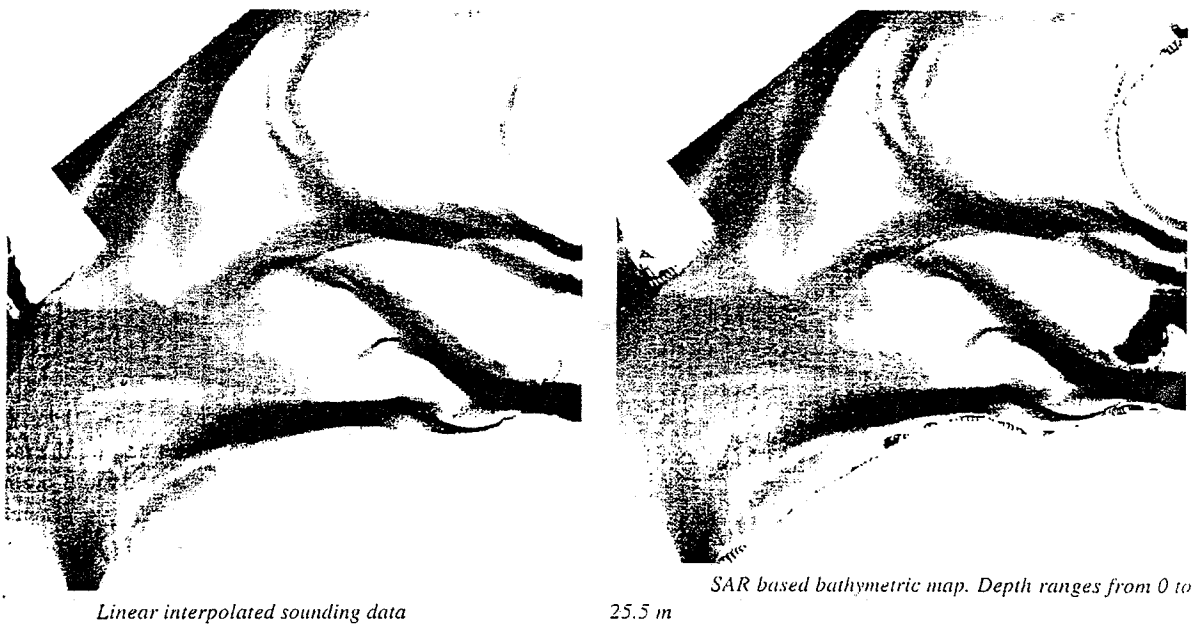


Fig. 1.11 Mapa batimétrico obtenido de una zona somera. a) Interpolado a partir de datos de ecosonda. b) Construido a partir de imágenes SAR.

## 1.5.2 ONDAS INTERNAS

### 1.5.2.1 DESCRIPCIÓN DE LAS ONDAS INTERNAS

Como se recordará, las ondas internas se generan debido a la estructura estratificada de dos fluidos en contacto, presentando un cambio abrupto en

su interfase. A mayor diferencia de densidades entre los dos fluidos, mayor será su frecuencia y su velocidad de propagación.

En la mayoría de los casos, las capas más superficiales del océano tienden a presentar fuertes gradientes de temperatura, salinidad y por consiguiente de densidad. La termoclina, haloclina y picnoclina se presentan como resultado de los gradientes antes mencionados y forman la zona donde se reúnen las condiciones para la generación de ondas internas.

Se sabe que al perturbarse la picnoclina se generan este tipo de ondas. Según Apel (1987), las causas de tales perturbaciones se pueden relacionar a los siguientes fenómenos:

(1) El choque de un flujo estratificado con el relieve submarino, apareciendo una fuerte cizalladura vertical. Un ejemplo de ello es la colisión de flujos de marea de aguas estratificadas contra islas, montañas marinas o el borde de la plataforma continental.

(2) Procesos atmosféricos que provocan cambios en la presión barométrica y en la tensión superficial.

(3) Por la transferencia no lineal de olas superficiales.

(4) Otros fenómenos que produzcan el desplazamiento de la picnoclina.

Las frecuencias de las ondas internas varían desde un máximo que es la frecuencia de Brunt-Väisälä (frecuencia de oscilación de un fluido estratificado) hasta un mínimo que es la frecuencia local de Coriolis. Generalmente su banda de frecuencias comprende desde unas decenas de ciclos por hora, hasta de un ciclo por el periodo de Coriolis. Sus longitudes de onda oscilan entre unos cuantos cientos de metros hasta varios kilómetros. Finalmente, sus velocidades de fase varían desde una fracción de metro por segundo hasta 1 o 2 metros por segundo.



Es importante recordar que la teoría lineal de las ondas internas explica hasta cierto punto los procesos de generación y comportamiento de ellas. Pero cuando llegan a ser lo suficientemente intensas como para producir efectos superficiales debido a su gran amplitud, deben introducirse términos no lineales.

### 1.5.1.2 DETECCIÓN DE ONDAS INTERNAS

A pesar de que no consistió en algo inesperado, uno de los fenómenos que más sorprendió a los especialistas en el análisis de las imágenes SAR del Seasat, fue el encontrar en un gran número de ellas la signatura característica de las ondas internas. Era difícil pensar que un sensor de satélite que muestreaba la superficie del mar fuera capaz de detectar procesos dinámicos, que por definición estuviesen centrados o debieran su existencia a características de la estructura vertical de la columna de agua, en particular de la termoclina (entre los 20 y 200 metros).

En mar abierto las ondas internas son descritas como fenómenos estocásticos con una amplia banda de frecuencias. Sin embargo, en áreas costeras este tipo de ondas han sido observadas en grupos determinados y con frecuencias y longitudes de onda bien definidas (Haury *et al.*, 1979; Hughes y Gower, 1983; Alpers y Salutsi, 1983).

Debido a la formación de la termoclina (permanente y/o estacional) en el verano y a la amplitud de este tipo de ondas, es relativamente fácil observarlas en regiones costeras mediante imágenes SAR. Lo anterior en forma de bandas oscuras y brillantes que representan alternadamente zonas lisas y rugosas en la superficie del mar. Estas bandas tienen su origen en el tipo de retroreflectancia que produce la modulación de las ondas internas sobre las ondas capilares (o de gravedad de periodo corto).

A la fecha, numerosas investigaciones se han llevado a cabo con imágenes SAR tratando de relacionar la generación de estas ondas con flujos de marea y barreras geográficas, así como la variabilidad del campo de ondas. Entre estos se pueden mencionar los de Apel y González (1983), Hughes y Gowers (1983), Fu y Holt (1984) y Shuchman *et al.* (1988).

En la figura 1.12 se observan los desplazamientos verticales y las líneas de corriente de un ciclo de una onda interna. Es frecuente que en zonas costeras se establezca una circulación vertical en forma de celdas, debido a este tipo de fenómenos. Cerca a la superficie, donde además las líneas de corriente son convergentes, las ondas capilares son concentradas por el movimiento de las ondas internas. Como resultado se tendrá una banda superficial de alta rugosidad y por consiguiente una banda brillante en la imagen SAR. En contraposición, en zonas superficiales donde las líneas de corriente son divergentes, las ondas capilares se disgregan formando bandas superficiales lisas y por consecuencia oscuras en la imagen SAR (Alpers, 1985).

Algunos fenómenos intervienen en la atenuación o incremento de la presencia de ondas capilares en la zona de convergencia superficial provocada por una onda interna, señalada como una zona de alta retroreflectancia. Como toda zona de convergencia, esta concentra materia en suspensión flotante, orgánica e inorgánica, lo cual produce una cierta disminución de la retroreflectancia. Por otra parte, lo vigoroso del movimiento convergente puede llegar a generar ondas de periodo muy corto (ripples), incrementando la rugosidad de la superficie del mar y por consiguiente la retroreflectancia.

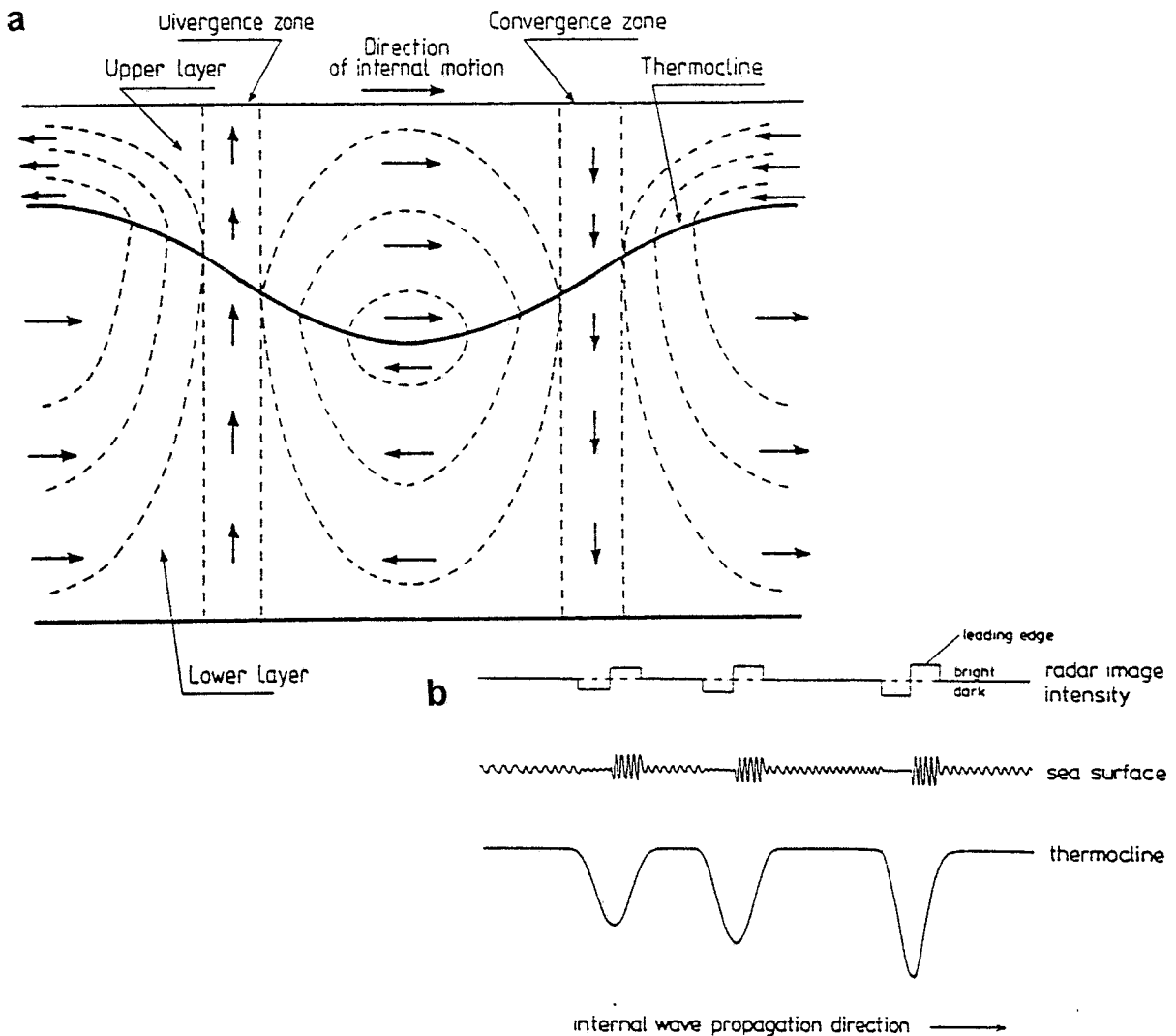


Fig. 1.12 Estructura de una onda interna. a) Desplazamientos verticales y líneas de corriente de una onda interna. b) Efectos superficiales e intensidad resultante en la imagen de radar.

Según Robinson (1987), las ondas internas muestran las siguientes características en una imagen SAR:

(1) Las ondas se detectan en grupos o trenes (packets) distinguiéndose entre 4 y 10 crestas por grupo.

(2) Las crestas y valles son frecuentemente paralelos a los contornos de la batimetría.

(3) Las ondas aparecen oscuras en un fondo brillante bajo condiciones de considerable rugosidad de la superficie del mar. Por el contrario, éstas se presentan luminosas en un fondo oscuro en condiciones de poca rugosidad.

En casos intermedios estas aparecen como bandas brillantes y oscuras.

(4) La longitud de onda entre bandas claras y oscuras varía desde algunos cientos de metros hasta varios kilómetros, decreciendo esta magnitud de la primera a la última onda.

(5) Las crestas en forma de semicírculos (o la manifestación de la línea de fase constante en la superficie) miden varias decenas o centenas de kilómetros, decreciendo esta longitud de la primera a la última onda.

En la figura 1.13a se presenta una imagen SAR/ERS-1 del estrecho de Gibraltar. En esta se puede observar un tren de ondas internas que se desplazan hacia el interior del Mar de Alborán. La longitud de onda es de 2 kilómetros, aproximadamente.

En la figura 1.13b se muestra otra imagen SAR/ERS-1, en este caso de las islas Galápagos, en la cual se puede ver una importante generación de ondas internas y fenómenos de interferencia considerables entre trenes de ondas.

### **1.5.3 DETECCIÓN DE CORRIENTES OCEÁNICAS, GIROS Y REMOLINOS.**

Como se mencionó anteriormente, las ondas capilares y las olas de gravedad de periodo corto son originadas como respuesta al esfuerzo del viento. Por otra parte, éstas son moduladas o alteradas por fenómenos oceanográficos entre los que se pueden citar las corrientes, frentes y vórtices. Expresiones de estas alteraciones en las ondas capilares y por tanto, de la rugosidad (roughness) de la superficie del mar, han sido observadas en numerosos estudios con imágenes SAR del Seasat y del ERS-1.

En 1983, Rufenach y colaboradores propusieron la utilización de los desplazamientos Doppler inducidos por las velocidades radiales de los objetos reflectores, para obtener una estimación de la componente de la corriente oceánica superficial, perpendicular a la trayectoria de vuelo del SAR.

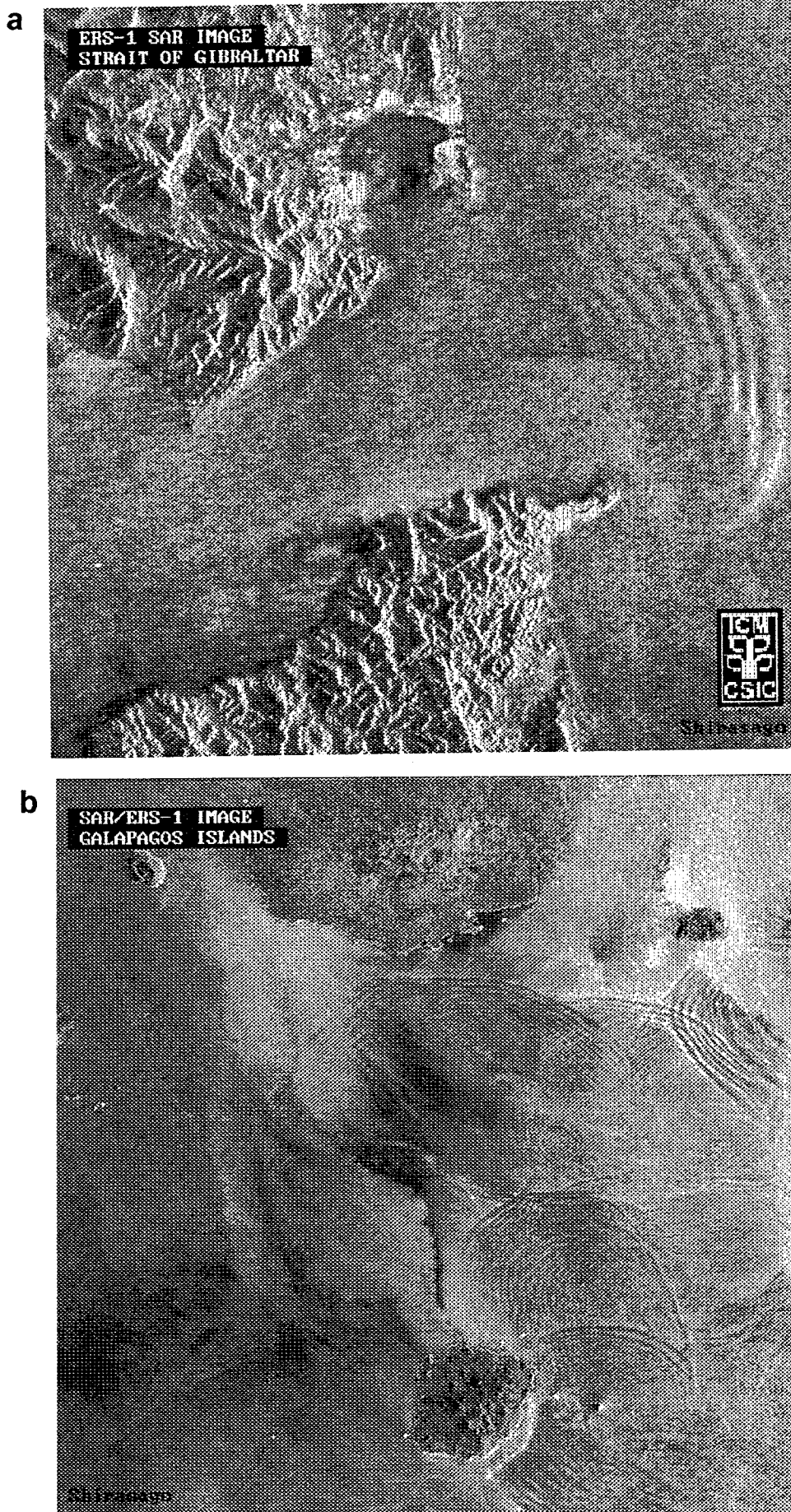


Fig. 1.13 Detección de ondas internas. a) Estrecho de Gibraltar. b) Islas Galápagos.

Posteriormente, Barnett *et al.* (1989) introdujeron un método inverso para convertir los datos provenientes del SAR y estimar la cizalladura de la corriente (current shear). Este método fue aplicado a datos del SIR-B en la Corriente Circumpolar Antártica, obteniéndose resultados aceptables en lo correspondiente al campo de velocidades de la corriente superficial e indicando la presencia de un remolino de dimensiones considerables.

Liu *et al.* (1989) desarrollaron un modelo numérico para la refracción de olas a través de un frente cuya corriente generaba meandros. Demostraron que el principal impacto de tales meandros en el campo de olas, lo constituía la formación de regiones de aumento o disminución de la energía de las olas y por consiguiente, de variaciones en retroreflectancia del SAR.

En los últimos años se han realizado numerosos estudios con sensores SAR aerotransportados y de satélite, relacionados con la fase previa del lanzamiento del ERS-1, su periodo de pruebas y su posterior operación. Entre los estudios actuales más relevantes se pueden mencionar los de Johannessen *et al.* (1991 y 1993b). El primero se enmarcó dentro del proyecto NORCSEX 1988, llevado a cabo en marzo de 1988 sobre la plataforma continental Noruega (25 días de duración). Los países participantes fueron Noruega, Canadá, Estados Unidos, Francia y Alemania, usándose equipos Canadienses (SAR CV-580), Norteamericanos (Geosat) y el barco de investigación noruego Håkon Mosby. En este proyecto se analizaron las capacidades potenciales del ERS-1, en la medición de diferentes variables marinas.

Del estudio anterior se obtuvieron resultados importantes en la detección de frentes y corrientes oceánicas, así como de frentes de vientos que perturbaron la superficie del mar.

En el estudio de 1993 y ya con imágenes SAR del ERS-1, Johannessen y colaboradores, mencionan tres mecanismos que modulan las olas capilares y

en consecuencia, explican la existencia de líneas delgadas, brillantes u oscuras, en las imágenes SAR. Dichas líneas se encuentran asociadas a los diferentes movimientos de masas de agua y cuyos efectos son observables en la superficie del mar. Tales mecanismos son: 1) Suavización superficial; 2) Cizalladura de la corriente y 3) Cambios en la estabilidad de la capa límite atmosférica debidos a la diferencia de temperaturas entre el océano y la atmósfera.

### 1.5.3.1 SUAVIZACIÓN SUPERFICIAL

Las líneas negras y delgadas (bajos niveles de retroreflectancia), presentes en las imágenes SAR y asociadas a movimientos superficiales de mar, son una expresión de la turbulencia a pequeña escala alineada en la dirección de los movimientos superficiales de mayor escala. Esta turbulencia genera movimientos convectivos hacia la superficie, permitiendo el transporte de materia orgánica de la zona sub-superficial a la superficie, resultando en la formación de una microcapa de materia orgánica (natural surface film) (Vesecky *et al.*, 1988).

A medida que la concentración de dicha microcapa (surfactant molecules) se incrementa debido al movimiento convergente, disminuye la capacidad de generación de olas capilares y de gravedad de periodo corto. Las longitudes de onda del SAR-X y la del SAR-C (caso del ERS-1) se ven más afectadas por este fenómeno que las del SAR-L. El amortiguamiento de la rugosidad de la superficie del mar a pequeña escala debido tanto a la turbulencia como a la existencia de la microcapa orgánica, genera zonas lisas delgadas y alargadas (surface slicks). Dichas zonas lisas suprime los ecos del radar provocando la manifestación de líneas oscuras en la imagen SAR.

Aunado al efecto que producen las líneas lisas en la señal del SAR, se puede mencionar la perturbación de la corriente superficial como resultado de afloramiento turbulento que ocurre en los movimientos convergentes. Lo

anterior conlleva la alteración de la tasa de crecimiento-relajación de las ondas capilares y de gravedad de periodo corto (Plant, 1982; Caponi *et al.*, 1988; Johannessen, 1993b). Este último proceso parece tener mayor importancia que el primero, en la formación de las líneas oscuras observadas en las imágenes SAR.

### 1.5.3.2 CIZALLADURA DE LA CORRIENTE

Las líneas que aparecen en las imágenes SAR debido a las zonas de cizalladura de una corriente oceánica, se presentan como una expresión de las modulaciones de la retroreflectancia inducidas por la interacción entre las ondas capilares y la corriente. Estas modulaciones aparecen como zonas estrechas de alta (brillante) o baja (oscura) retroreflectancia, dependiendo de la geometría de la imagen (Johannessen *et al.*, 1991; Lyzenga, 1991; Johannessen *et al.*, 1993b).

### 1.5.3.3 CAMBIOS EN LA ESTABILIDAD DE LA CAPA LIMITE ATMOSFÉRICA

Otra causa de la aparición de las zonas estrechas y claras en una imagen SAR, asociadas al movimiento de masas de agua, se puede deber a expresiones de cambios en la temperatura superficial del mar y por lo tanto de la capa límite atmosférica. Esto inducido por turbulencia a pequeña escala y resultando en una retroreflectancia mayor. Este fenómeno es muy interesante y será abordado con mayor profundidad en el siguiente inciso.

Como resultado de todo lo anteriormente expuesto, en la figura 1.14a se presenta una imagen SAR de Halland, Suecia. En ella se puede detectar la corriente marina por medio de las líneas negras descritas con anterioridad. Por otra parte, en la figura 1.14b se observa otra imagen SAR de la Bahía de Nápoles, en la que se puede distinguir un remolino mediante tales líneas de color negro.



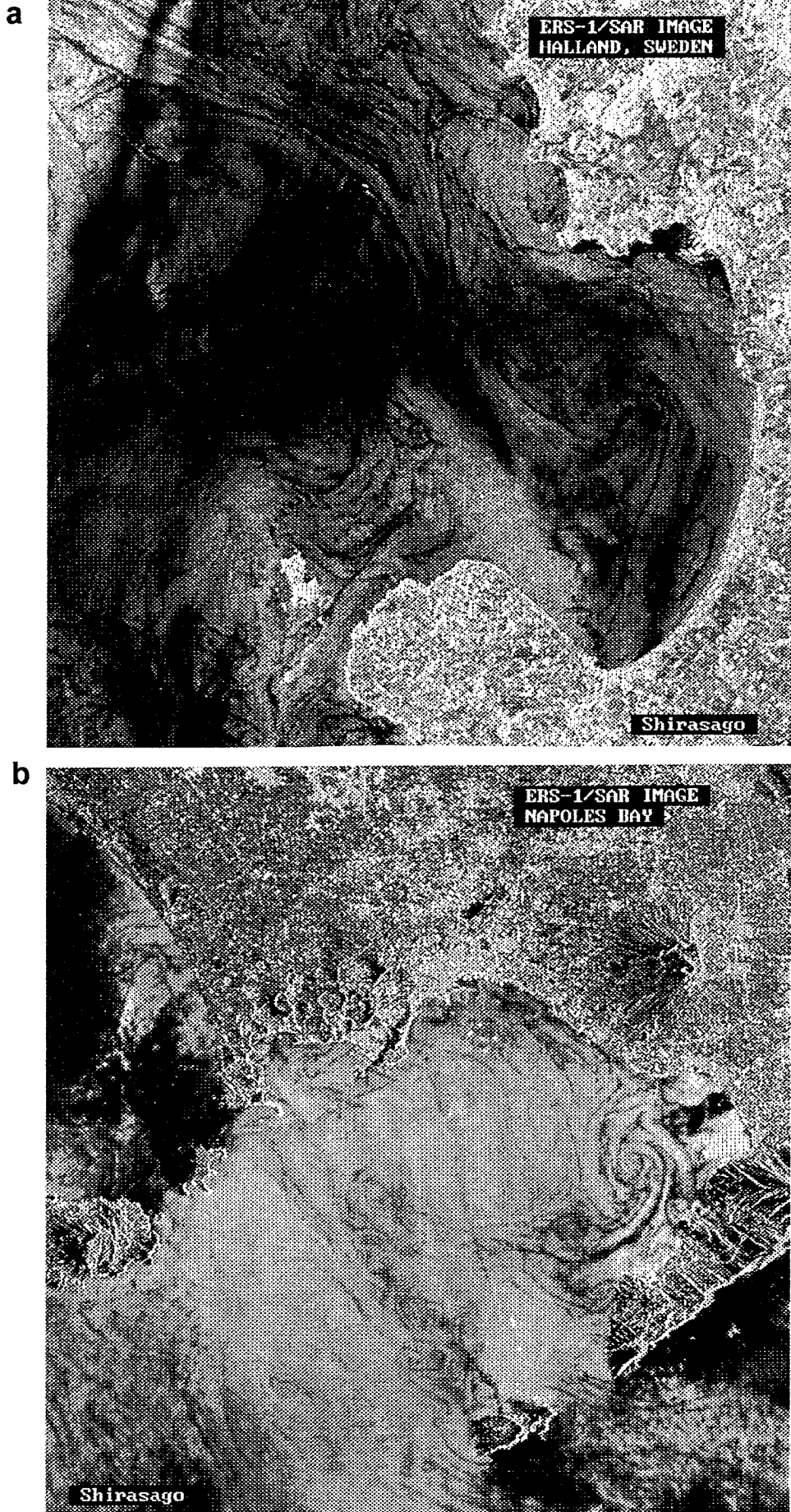


Fig. 1.14 Detección de corrientes mediante líneas de baja retroreflectancia.  
a) Halland (Suecia). b) Bahía de Nápoles (Italia).

#### 1.5.4 FRENTE MARINOS

Según Simpson y James (1986) es difícil mencionar una definición suficientemente precisa que describa todas las fronteras de probada o sospechada existencia de un frente marino. Sin embargo se pueden describir como una región estrecha y extendida donde se presentan gradientes horizontales intensificados de algún parámetro físico, químico o biológico. Así mismo, aparecen importantes movimientos tanto de convergencia entre las aguas de ambas masas en contacto como verticales en la zona del frente, además de corrientes asociadas a lo largo del frente.

Algunos proyectos han incluido el estudio de los frentes marinos mediante imágenes SAR como el de Johannessen *et al.* (1993a), denominado NORCSEX'91. En éste se encontraron evidencias de expresiones frontales en el banco Haltenbanken (Noruega), las cuales se suponen moduladas por la interacción con las ondas capilares a lo largo del frente, además de presentar una importante cizalladura debido a la corriente asociada al frente. Los anteriores procesos dan como resultado cambios en la rugosidad de la superficie del mar y por tanto la detección de este tipo de fenómenos.

En contraste con lo anterior, los frentes también son registrados por el SAR debido a la formación de "surfactants" ya antes mencionados, los cuales provocan el amortiguamiento de la señal del SAR. Siendo todas estas expresiones superficiales de los frentes, sensibles a la mezcla provocada por los vientos en la capa superficial, desapareciendo al menos a la vista del SAR, con vientos que excedieron los 7 m/s, en aquel experimento.

Por lo anterior, los frentes marinos son detectados en las imágenes SAR, como líneas brillantes (alta retroreflectancia) o líneas oscuras (baja retroreflectancia), o en forma alternada a lo largo del frente. En la figura 1.15 se observa una imagen SAR/ERS-1, con un frente costero en forma de líneas brillantes y oscuras.

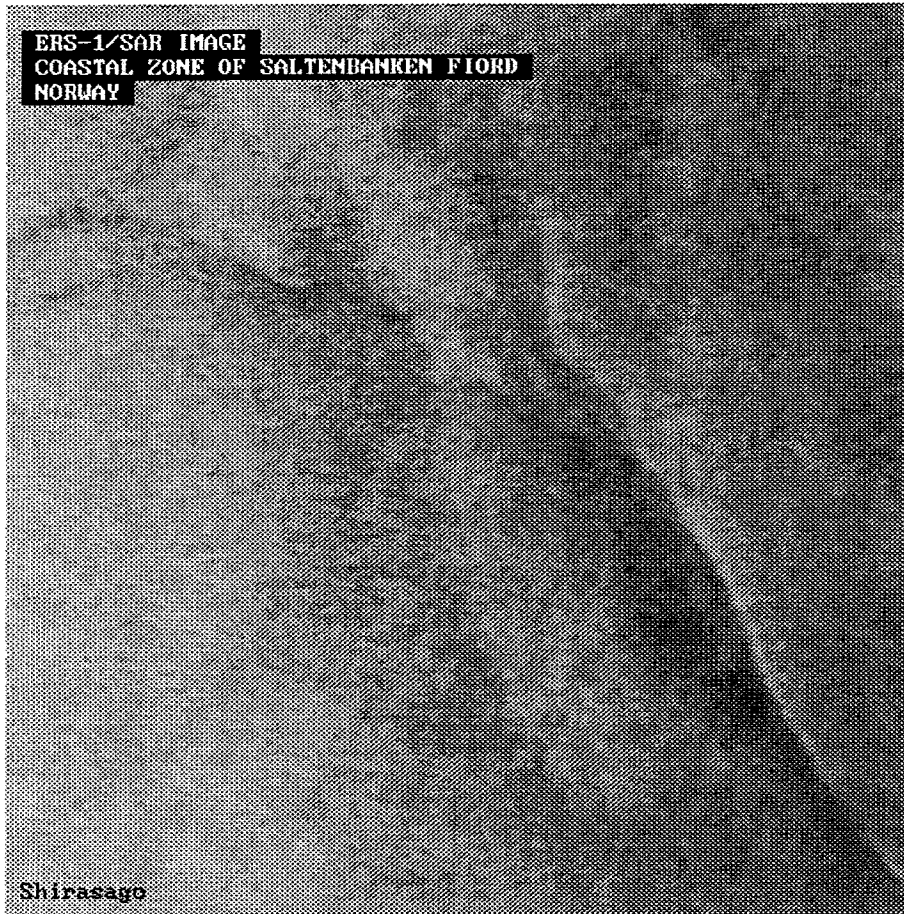


Fig. 1.15 Detección de frentes oceánicos.

### 1.5.5 DETECCIÓN DE AGUAS CON GRADIENTES TÉRMICOS HORIZONTALES

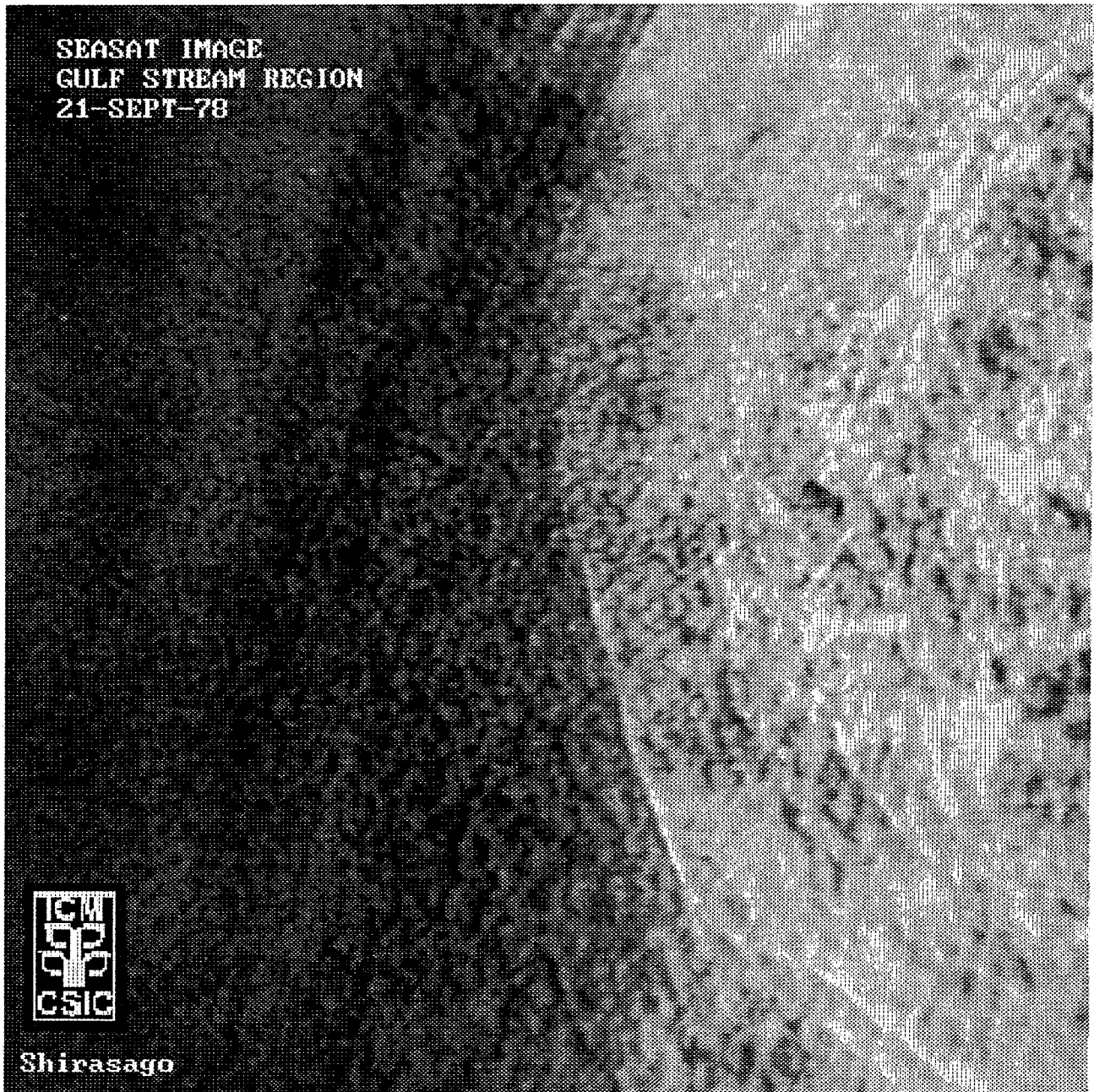
Uno de los primeros trabajos dirigidos a la detección de gradientes térmicos horizontales fue el realizado en forma preliminar por Mattie *et al.* (1981), en la costa este de los Estados Unidos. Utilizando sensores NOAA-5/VHRR, SAR y difusómetro del Seasat, detectaron un núcleo de agua cálida generado por la Corriente del Golfo (Gulf Stream). Lichy *et al.* (1981) profundizan más en

este estudio y encuentran que los tres sensores mostraban la presencia del anillo de agua cálida (warm water ring). Esta estructura fue detectada en las imágenes SAR a través de la distribución de "surface slicks" y de la aparición de zonas de cizalladura considerable.

A pesar de que este estudio estuvo basado en imágenes procesadas ópticamente y de la dificultad de distinguir detalles en ella, fue posible obtener resultados interesantes. El anillo detectado en las imágenes SAR presentó un tamaño aproximado de 160 km y se caracterizó por presentar bandas o arcos concéntricos brillantes y oscuros de 1 km de ancho, 25 a 150 km de largo y una separación entre ellas de 15 km. Otra característica muy interesante observada en la mayoría de las imágenes SAR, fue la mayor brillantez que se detectó en toda el área del anillo (mayores valores de retroreflectancia), con respecto a las demás zonas circundantes (Lichy *et al.*, 1981).

En 1982, Fu y Holt continuaron haciendo énfasis sobre la brillantez del anillo y propusieron al año siguiente (Fu y Holt, 1983) una hipótesis de las causas del incremento de retroreflectancia en el interior del anillo (mayor rugosidad de la superficie). La hipótesis consistió en que tal incremento se podría deber a la diferencia de temperaturas entre el aire y la superficie del mar, causando inestabilidades del flujo de aire y por consiguiente, un aumento del coeficiente de arrastre del viento. Recordando que este último determina la rugosidad de la superficie del mar.

Por otra parte, y referente a masas de agua fría, Cheney (1981) intenta localizar un anillo frío generado por el propio "Gulf Stream" sin grandes resultados. Este autor sugiere que es menos complejo detectar un anillo caliente, a pesar de que en esa región son más grandes los fríos que los calientes, debido a que estos últimos mantienen fuertes gradientes de temperatura superficial. Sin embargo Shumacher *et al.* (1991) localizan un meandro de agua fría en el Estrecho de Shelikof (Alaska), cuya



La figura muestra la parte oeste de un anillo caliente de aproximadamente 100 km de diámetro generado en el "Gulf Stream" y localizado al sureste de la Bahía de Delaware, USA. El área dentro del anillo presenta una mayor retroreflectancia (lado derecho de la imagen).

representación en la imagen SAR del Seasat fue de un meandro con bajos valores de retroreflectancia. Lo anterior relacionado a la estabilidad del flujo en la capa límite atmosférica causada por la poca diferencia de temperaturas entre el aire y el agua.

Respecto a las diferencias de temperaturas entre el aire y el mar son de destacar las investigaciones realizadas por Keller *et al.* (1989), basadas en datos obtenidos en la torre de investigación NORDSEE en 1984. Dichos autores encontraron que cuando la diferencia de temperaturas  $\Delta T = T_{\text{aire}} - T_{\text{mar}}$  es menor que  $-2^{\circ}\text{C}$  ( $\Delta T < -2^{\circ}\text{C}$ ), la interfase aire-mar es inestable. En tales condiciones y utilizando microondas C con una polarización VV (a un ángulo de incidencia de  $45^{\circ}$ ), la retroreflectancia  $\sigma$  y la velocidad de fricción del viento  $V^*$  fueron altas. Cuando la diferencia de temperaturas  $\Delta T$  variaba entre  $\pm 2^{\circ}\text{C}$  ( $-2^{\circ}\text{C} < \Delta T < 2^{\circ}\text{C}$ ) se establecía un régimen de estabilidad. Finalmente, para diferencias  $\Delta T > 2^{\circ}\text{C}$ , la retroreflectancia  $\sigma$  y la velocidad de fricción del viento  $V^*$  decrecían a medida de que  $\Delta T$  se incrementaba. Así mismo y a pesar de la predicción hecha por Donelan y Pierson en 1986, no encontraron una relación directa entre la retroreflectancia  $\sigma$  y la temperatura del agua.

### 1.5.6 DETECCIÓN DE FENÓMENOS ATMOSFÉRICOS.

Existen varios procesos atmosféricos detectables en las imágenes SAR, debido a que éstos modulan las ondas de periodo corto de la superficie del mar. Entre ellos podemos mencionar los huracanes, algunas tormentas, las ondas internas atmosféricas y los frentes de vientos. Estos dos últimos revisten un gran interés dada su complejidad y su múltiples apariciones en las imágenes SAR, por lo que se procederá a dar una breve descripción de ellos.

### 1.5.6.1 ONDAS INTERNAS ATMOSFÉRICAS

Las inversiones de temperatura que comúnmente se dan en la troposfera baja, sirven como guía de ondas internas atmosféricas. Desde los años 50's se han desarrollado teorías y observaciones de estas ondas, como fueron los trabajos de Gossard y Munk (1954). Un tipo de ondas internas atmosféricas son las ondas de gravedad, donde la fuerza de gravedad se presenta como la fuerza de restauración y su generación se debe a diversos mecanismos.

Algunos trabajos se han realizado en la detección de ondas de gravedad mediante el SAR. Entre ellos se puede mencionar el llevado a cabo en 1990 por Thomson *et al.* (1992), con datos obtenidos cerca la Isla de Vancouver. El radar utilizado fue del tipo aerotransportado, obteniéndose una serie de imágenes SAR en un periodo de 2.5 horas, con vientos que alcanzaron los 10m/s sobre la superficie del mar. Los resultados mostraron la presencia de ondas atmosféricas de gravedad viajando en dirección noroeste, con velocidades de grupo entre 3 y 6 m/s. Las longitudes de onda fluctuaron entre 1.2 y 2.3 km y los periodos entre 3 y 8 minutos.

Mediante la comparación de las propiedades de las ondas observadas, con los valores de un modelo simple de densidad de tres capas de la troposfera, propusieron que las ondas eran oscilaciones de bajo modo. Encontrándose atrapadas dentro de una inversión térmica de 0.75 km de espesor, ubicada sobre la capa límite marina poco estratificada. Aparentemente su generación fue cerca de la frontera de la masa estable de aire marino con otra masa marina convectiva, muy activa.

Otros estudios han demostrado la capacidad del SAR para detectar casos particulares de ondas atmosféricas de gravedad, como son las ondas de Lee. La figura 1.16 muestra una imagen SAR del ERS-1 (Banda C y polarización VV), en la cual se distingue un tren de ondas de Lee (Vachon *et al.*, 1994).

En esta imagen se observa la Isla Hopen (76.5°N y 25.0°, Mar de Barents) y seis crestas con una longitud de onda de 7.6 km, orientadas paralelamente a la isla. Estas imágenes son detectables por el SAR debido a que éstas modulan los vientos cercanos a la superficie del mar y por tanto su rugosidad.

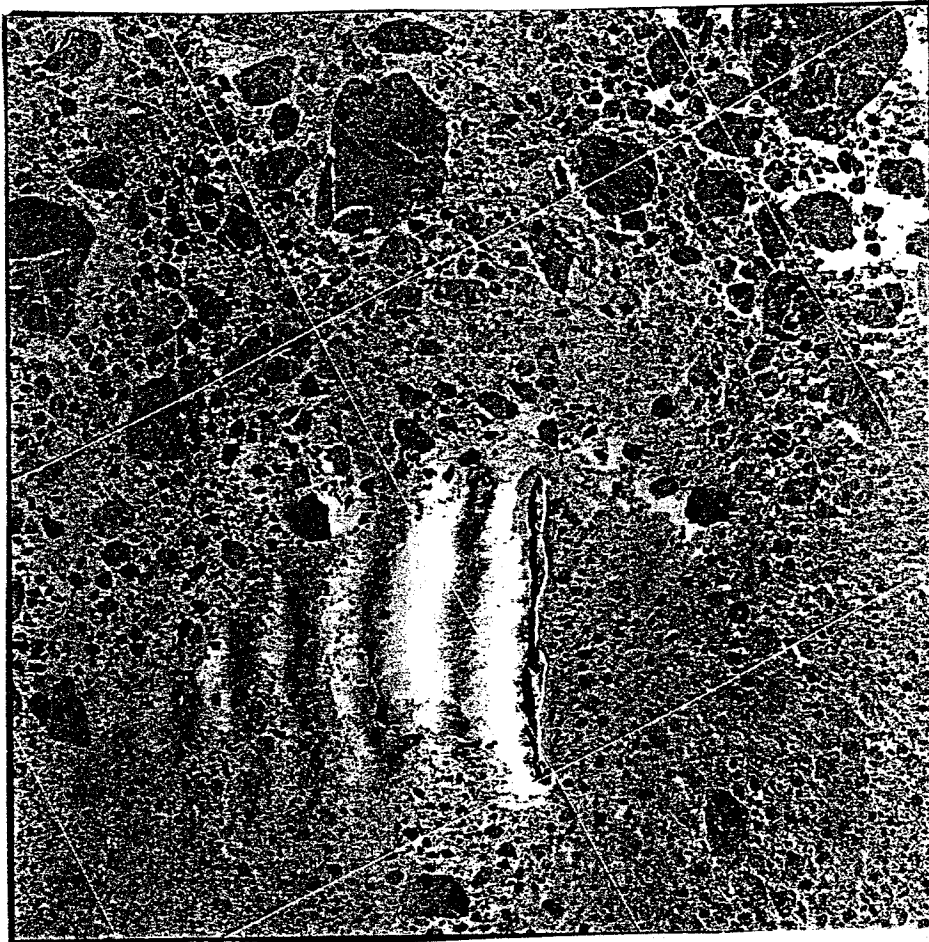


Fig. 1.16 Onda interna atmosférica (Onda de Lee).

#### 1.5.6.2 FRENTE DE VIENTO

Los frentes de viento se caracterizan por presentar gradientes intensos de la velocidad sobre la superficie del mar. De acuerdo a la teoría geostrófica los



vientos se orientan paralelos a las isobaras, que en función de su separación determinan la intensidad de dichos vientos. Una característica importante de los frentes es el cambio de magnitud y dirección que provocan en el viento al cruzar estos fenómenos atmosféricos. La figura 1.17a esquematiza tales cambios para varios casos de frentes fríos y calientes, relacionados a un sistema de baja presión (ciclónicos).

De acuerdo a consideraciones dinámicas, la presión debe ser continua a través del frente, de no ser así aparecería un gradiente de presión infinito. Lo anterior es conocido como la condición dinámica de frontera para frentes. Sin embargo y debido a que el gradiente de presión normal al frente no es continuo, las isobaras que cruzan el frente deben tener un punto de discontinuidad. Por esto, las isobaras y en consecuencia el viento tendrán un cambio repentino al cruzar el frente, tanto en magnitud como en dirección (figura 1.17b).

Por lo anterior los frentes de viento son detectables en las imágenes SAR debido a que provocan un cambio rápido y de considerable intensidad en la retroreflectancia (step like transition zone), producto del cambio en la velocidad de los vientos (magnitud y dirección). Para un cambio ocurrido en la dirección del viento, la tasa de la velocidad del viento se incrementa exponencialmente con la magnitud de la retroreflectancia a través del escalón del frente. Por otra parte, para un cambio producido en la retroreflectancia, el incremento máximo de la magnitud del viento es siempre observado cuando la dirección de éste es paralela a la línea de visión del SAR y en la región donde la magnitud del viento es menor (Johannessen *et al.*, 1991).

Es importante destacar que los dispersómetros (scatterometers), los cuales cuentan con resoluciones entre 25 y 50 metros, son incapaces de detectar estos cambios repentinos en la retroreflectancia debidos a los frentes de vientos, por lo que el SAR se presenta como una gran herramienta en este tipo de estudios.

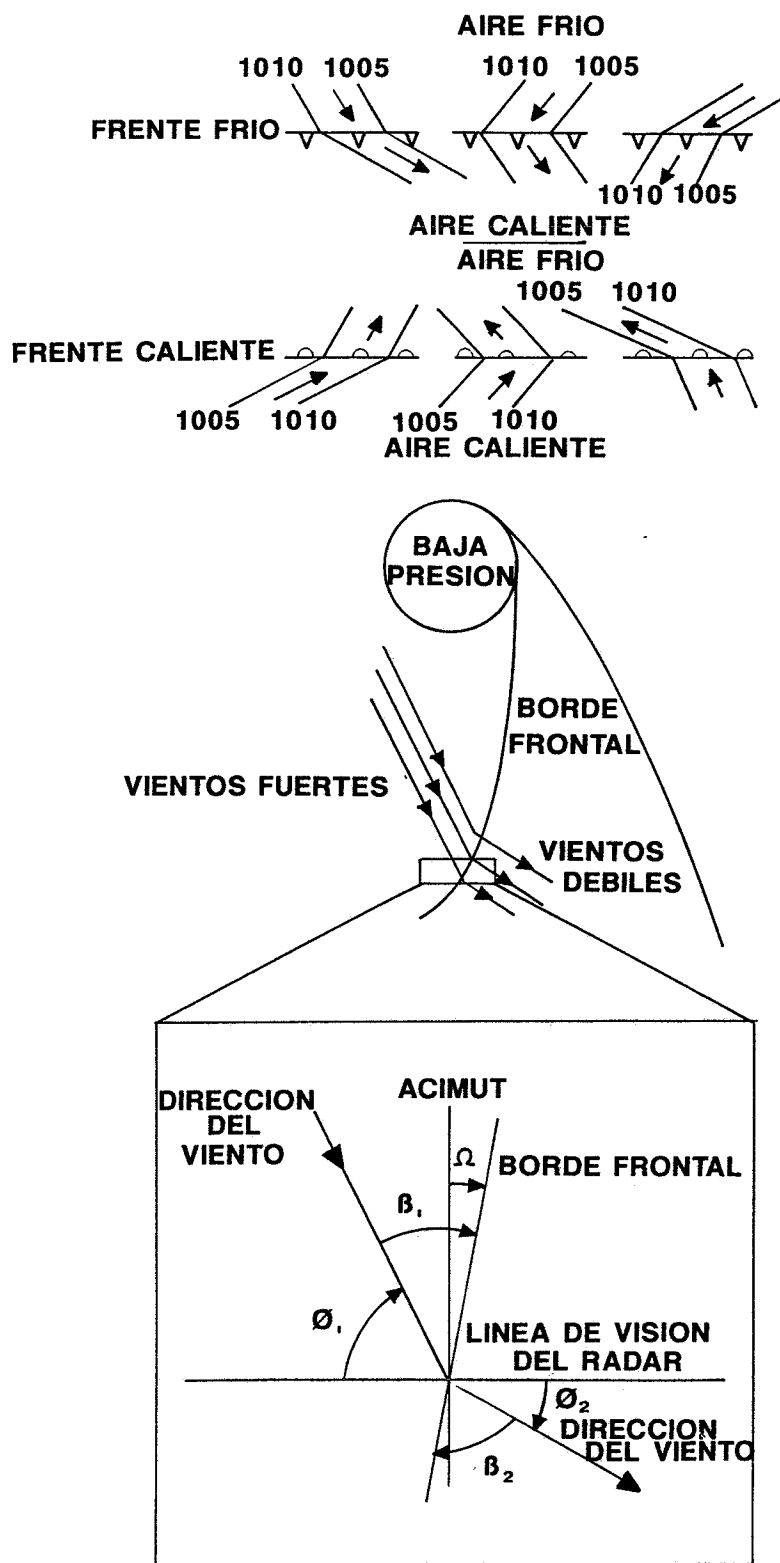


Fig. 1.17 Frentes atmosféricos. a) Cambio de velocidad del viento al cruzar un frente atmosférico. b) Cambio en la dirección del viento.

En la figura 1.18a se observa una imagen SAR del Seasat de la bahía de Chesapeake (E.E.U.U.) y en la 1.18b una imagen SAR del ERS-1 de la zona del Mar Ligur (Francia-Italia). En ambos se presentan frentes de viento considerables.

### 1.5.7 DETECCIÓN DE DERRAMES DE PETRÓLEO

Los derrames de petróleo en el mar pueden tener diferentes orígenes. Entre ellos se pueden mencionar los naturales, los provocados por explotación petrolera mediante plataformas marinas y los causados por los accidentes o limpieza de los barcos. Estos derrames provocan zonas cuya superficie se presenta lisa, debido al amortiguamiento de las ondas capilares y por tanto oscuras y detectables en las imágenes SAR.

Uno de los primeros estudios en los que se reportó la habilidad del SAR en la detección de manchas de petróleo, fue el realizado por Kasicske *et al.* (1984). Este estudio no fue específicamente diseñado para la detección de este tipo de fenómenos, pero incluye unas imágenes del Seasat en las que se pueden observar barcos derramando petróleo. Por otra parte, no se verificaron las condiciones de los derrames *in situ*, ni tampoco se utilizaron otras técnicas de detección de ellos.

Bern *et al.* (1991), realizaron un experimento denominado DOSE-91 (Dedicated Oil Spill Experiment), en el cual vertieron en tres ocasiones 20 toneladas de petróleo crudo estabilizado, en fase con el paso del satélite ERS-1. Este experimento incluyó el seguimiento de la dispersión del petróleo mediante boyas de deriva, además de una serie de sensores montados en avión (entre ellos un SLAR) para verificar la observación del SAR/ERS-1. Los resultados de este experimento mostraron que en unas ocasiones el derrame fue perfectamente detectable mediante zonas de baja retroreflectancia presentes en las imágenes SAR. En otras, difícilmente se observaban los

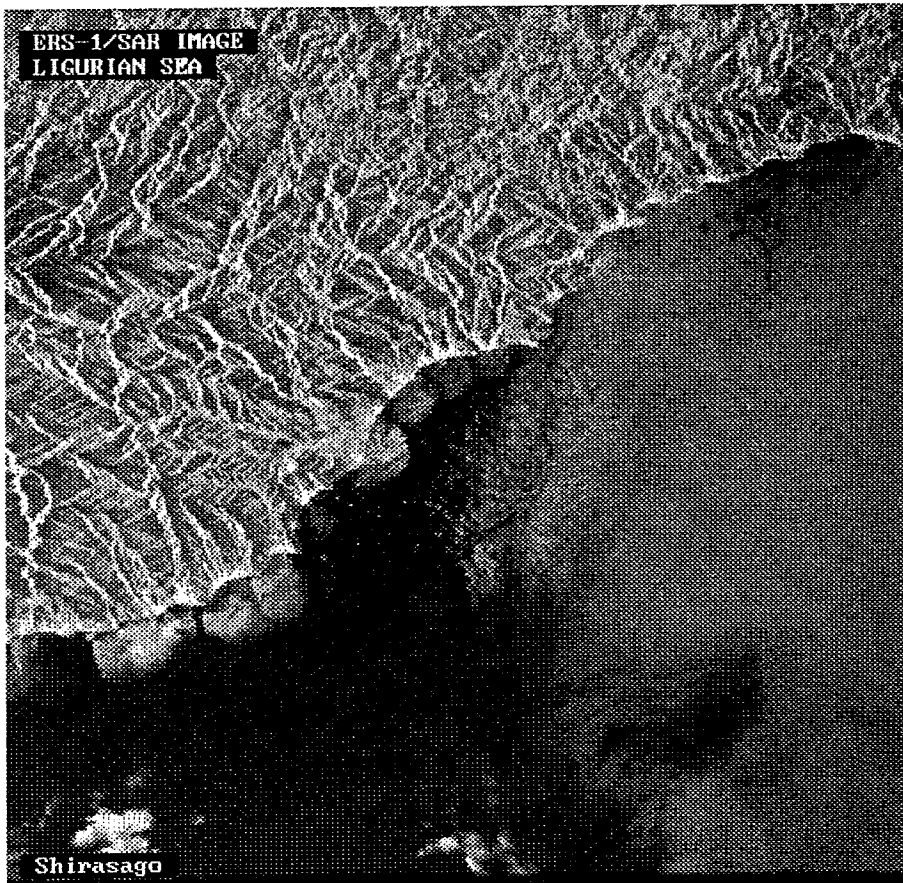


Fig. 1.18 Frentes de vientos detectados en imágenes SAR. a) Bahía de Chesapeake. b) Mar Lygur.

contornos del borde de los derrames. Finalmente en otros momentos no se detectó nada. La diferencia entre estas tres situaciones fueron debidas a las condiciones del viento, las cuales variaron en forma considerable durante todo el experimento, siendo estos resultados muy similares en el SLAR aerotransportado. En la figura 1.19 se presenta una imagen SAR/ERS-1 del vertido producido en 1992 por el barco tanque "Aegean Sea" en las costas de La Coruña.

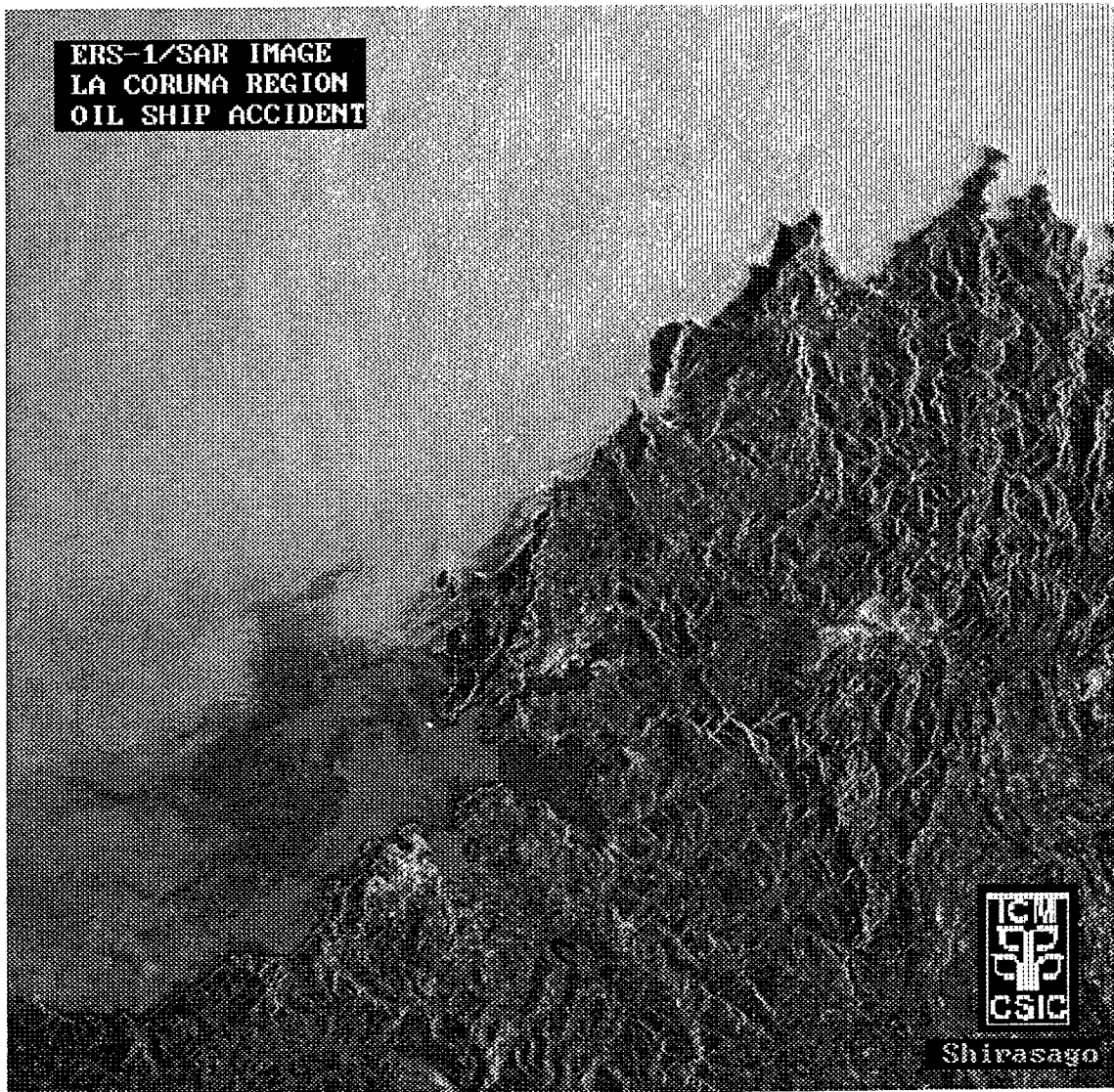


Fig. 1.19 Vertido producido por el barco Aegean Sea en las costas de la Coruña.

## BIBLIOGRAFÍA CITADA

- Apel J. R. y F. I. González, 1983. Nonlinear features of internal waves off Baja California as observed from the Seasat imaging radar. *J. Geophys. Res.* 88: 4459-4466.
- Alpers W, 1985. Theory of radar imaging of internal waves. *Nature* 314: 245-250.
- Alpers W. y I. Hennings, 1984. A theory of the imaging mechanisms of underwater bottom topography by real and synthetic aperture radar. *J. Geophys. Res.* 89 (6):10 529 -10546.
- Alpers W. y E. Salusti, 1983. Scylla and Charybdis observed from space. *J. Geophys. Res.* 88 (3): 1800-1808.
- Barber B. C., 1983. Some properties of SAR speckle. En: *Satellite microwave remote sensing*. Ellis Horwood, Chichester, Inglaterra. pp 129-145.
- Barnett T. P., F. Kelly y B. Holt, 1989. Estimation of the two-dimensional ocean current shear field with a synthetic aperture radar. *J. Geophys. Res.* 94: 16 087 -16 097.
- Bina R. T. y E. R. Omac, 1979. Effects of tidal fluctuations on the spectral patterns of Landsat coral reef images, Proc. 13 th International Symp. on Remote Sensing of Environment. Vol. 3 pp. 1293-1308. Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor, Mich.
- Born G. H., J. A. Dunne y D. B. Lame, 1979. Seasat Mission Overview. *Science* 204: 1405-1406.
- Bruzzi S. y M. Wooding, 1990. ERS-1: A contribution to global Environmental monitoring in the 1990s. *ESA Bull.* 62: 11-21.
- Campbell D. B., B. A. Burns y B. Boriakoff, 1979. Seasat mission overview. *Science* 204: 1405-1427.
- Caponi, E. A., D. R. Cawford, H. C. Yuen y P. G. Saffman, 1988. Modulation of radar backscatter from the ocean by a variable surface current. *J. Geophys. Res.* 93: 12 249 -12 264.

- Cheney R. E., 1981. A search for cold water rings, in *Spaceborn Synthetic Aperture Radar for Oceanography*. (Ed.) R. C. Beal, P. DeLeonibus y I. Katz. pp 171-182. Johns Hopkins Press. Baltimore, M.d.
- Doneland M. A. y W. J. Pierson, 1986. A two-scale Bragg scattering model for microwave backscattering from wind generated waves. *Proceedings of IGARSS'86, ESA, Pub., SP-254*. pp 291-296.
- Duntley S. Q., 1965. Oceanography from manned satellites by means of visible light. In: Ewing, G. C.(ed), *Oceanography from Space*. Woods Hole Oceanographic Institution, p. 39-46.
- Egan W. C., 1980. Optical remote sensing of the sea-A Caribbean example. Proc. 14 th International Symp. on Remote Sensing of Environment 1:563-586. Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor, Mich.
- Fu L. y B. Holt., 1982. Seasat views oceans and sea ice with synthetic aperture radar. *NASA-JPL Publication No. 81-120*. Jet Propulsion Lab., Pasadena, Cal. USA.
- Fu L y B. Holt, 1983. Some examples of detection of oceanic mesoscale eddies by the Seasat synthetic aperture radar. *J. Geophys. Res.* 88(3): 1844-1852.
- Gossard E. E. y W. H. Munk, 1954. On gravity waves in the atmosphere. *J. Meteorol.* 2: 259-269.
- Haury L. R., M. G. Briscoe y J. J. Tsai, 1979. Tidally generated internal wave packets in Massachusetts Bay. *Nature* 278: 312-317.
- Hesselman G. H. F. M., G.J. Ewensink, C.J. Calkoen. The use of ERS-1 SAR data to support bathymetric survey. *EARSeL, Advances in Remote Sensing.* 4(1): 21-26.
- Hovis W. A., Clark. D. K., Anderson F., Austin R. W., Wilson W.H, Baker E.T., Ball D., Gordon H.R., Mueller J.L., El-sayed S. Z., Sturm B., Wringley R.D. y Yentsch. C.S, 1980. Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner: System description and initial imagery. *Science*, 210: 60-63.

- Hughes B. A. y J. F. R. Gower, 1983. Sar imagery and surface truth comparison of internal wave in Georgia Strait, British Columbia, Canada. *J. Geophys. Res.* 88(3): 1809-1824.
- Hülsmeier, 1904. Hertzian- Wave projecting and receiving apparatus to indicate or give warning of the presence of a metallic body such as a ship or train. Parente Britannic 13170 pp.
- Ivanov A. V., 1982. On the synthetic aperture radar imaging of ocean surface waves. *IEEE J. Ocean. Eng.*, 7: 96-103.
- Jain A. y O. H. Shemdin, 1983. L band SAR ocean wave observations during MARSEN. *J. Geophys. Res.* 88: 9792-9808.
- Johannessen J. A. y Ø. Skagseth 1989. Feasibility of the use of SAR data to quantify variations in backscatter due to oceanic current shear or wind stress variations. Norcsex 88, Pre-launch ERS-1 Experiment. ESA study contract report.
- Johannessen J. A., R. A. Shuchman, O. M. Johannessen, K. L. Davidson y D. R. Lyzenga, 1991. Synthetic aperture radar imaging of upper ocean circulation features and wind fronts. *J. Geophys. Res.* 96(6): 10 411-10422.
- Johannessen J. A., Digranes G. y Ø. Frette, 1993a. Detection and classification of ocean current, fronts and wind shifts with the use of ERS-1 SAR. *Tech. Report No. 70*. Nansen Environmental and Remote Sensing Center, 45 pp.
- Johannessen J. A., L. P. Røed y T. Wahl, 1993b. Eddies detected in ERS-1 SAR images and simulated gravity model. *Int. J. Remote Sensing.* 14(11): 2203-2213.
- Keller W. C. y J.W. Wright, 1975. Microwave Scattering and the straining of wind-generated waves. *Radio Sci.* 10: 139-147.
- Keller W. C, V. Wisman y W. Alpers, 1989. Tower-based measurements of the ocean C-band radar backscattering cross-section. *J. Geophys. Res.* 94(1): 924-930.



- Lichy D. E., M. G. Mattie, L. J. Mancini, 1981. Tracking of a warm water ring, in *Spaceborn Synthetic Aperture Radar for Oceanography*, (Ed.) R. C. Beal, P. DeLeonibus y I. Katz. pp 171-182. Johns Hopkins Press. Baltimore, M.d.
- Liu A. K., F. C. Jackson, y E. J. Walsh, 1989. A case study of wave-current interaction near an oceanic front. *J. Geophys. Res.*, 94: 16189-16 200.
- Lowman P. D., 1965. Space photography: a review. In: Ewing, G.C. (Ed.), *Oceanography from Space*. Woods Hole Oceanographic Institution, p. 73-90.
- Lyzenga D. R., 1981. Remote sensing of bottom reflectance and water attenuation parameters in shallow water using aircraft and Lansat data. *Int. J. Remote sensing* 2: 71-82.
- Lyzenga D. R., 1991. Interaction of short surface and electromagnetic waves whit ocean fronts. *J. Geophys. Res.* 96: 10 765-10 772.
- Martínez-Lobo A, 1995). El radar de apertura sintética. In: *La teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales*. Microondas. Universitat de Valencia, pp 245-270.
- Mattie M. G., D. E. Lichy y R. C. Beal, 1981. Seasat detection of waves, currents and inlet discharge. *International. J. Remote Sensing* 1: 377-398.
- Moore R. K., Chartant L. J., Porcello L.J., Stevenson J y Ulaby F. T., 1975. Microwave Remote Sensors: Handbook of remote sensing, American Society of Photogrammetry, pp 399-537.
- Moore R. K., 1983. *Manual of remote sensing*. 2nd ed., American Society of Photogrammetry.
- Plant W., 1982. A relationship between wind stress and wave slope. *J. Geophys. Res.* 87: 1961-1967.
- Raney R. K., 1971. *Synthetic aperture imaging and moving targets*. IEEE Trans. Aerosp. Electr. Syst. AES-7, pp 499-505.
- Raney R. K., 1982. *The Canadian Radarsat Program*, IGARSS. Munich,1 TP-6 June p 1-4.
- Robinson I. S., 1985. *Satellite Oceanography*. John Wiley and Sons, pp 455.

- Rufenach C.L., R. A. Shuchman y D. R. Lyzenga, 1983. Interpretation of synthetic aperture radar measurements of the ocean currents. *J. Geophys. Res.* 88: 1867-1876.
- Schumacher J. D., W. E. Barber, B. Holt y A. K. Liu, 1991. Satellite observations of mesoscale features in Lower Cook Inlet and Shelikof Strait, Gulf of Alaska. *NOAA Tech. Report ERL 445-PMEL* 40, pp 18.
- Shuchman R. A., D. R. Lyzenga, B. M. Lake, B.A Hughes, R. F Gasparovic y E. S. Kasischke, 1988. Comparison of joint Canada- U. S. ocean wave investigation project synthetic aperture radar data with internal wave observations and modeling results. *J. Geophys. Res.*, 93: 12265-12282.
- Simpson J. H. y I. D. James, 1986. Coastal and estuarine fronts, In: *Baroclinic processes on continental shelves. Coastal and estuarine sciences* 3. American Geophysical Union, pp. 63-93.
- Steinberg B. D., 1976. *Principles of aperture and array system design*. John Wiley and Sons, New York. Capítulo I.
- Taylor A. H., L. C. Young y L. A. Hyland, 1934. *System for detecting objects by radio*. U. S.A. (patent 1,981,884).
- Thomson R. E., P. W. Vachon y G. A. Borstad, 1992. Airborne synthetic aperture radar imagery of atmospheric gravity waves. *J. Geophys. Res.* 97(9): 14 249 -14 257.
- Ulaby F.T., R.K. Moore y A. K. Fung, 1981. *Microwave remote sensing, Active and passive*. Vol I y II, Addison-Wesley Publishing Company, p 612-623.
- Vachon P. W., O. M. Johannessen y J. A. Johannessen, 1994. An ERS-1 synthetic aperture radar image of atmospheric lee waves. *J. Geophys. Res.* 99(11): 22 483 - 22 490.
- Valenzuela G.R., 1978. Theories for the interaction of electromagnetic and ocean Waves-A review. *Boundary Layer Meteorology* 13: 61-85.

Vesecky J. F., E. S. Kasischke y R. A. Shuchmann, 1988. *Marine microlayer effects on observations of internal waves by synthetic aperture radar*. Research report prepared for DARPA (Environmental Research Institute of Michigan, Mi., USA). pp 65.

Wright J. W., 1978. Detection of ocean waves by microwave radar; The Modulation of short gravity and capillary waves. *Boundary Layer Meteorology* 13: 87-105.

## **2. SATÉLITE ERS-1 (EUROPEAN REMOTE-SENSING SATELLITE)**

## 2.1 INTRODUCCIÓN AL SATÉLITE ERS-1 (EUROPEAN REMOTE-SENSING SATELLITE)

El 17 de Julio de 1991 la agencia Espacial Europea (ESA) lanzó, desde la base de Kourou (Guayana Francesa) y mediante el cohete Ariane 4, el primer satélite europeo ERS-1. Para su operación se estableció una órbita semi polar, a una altura aproximada de 780 km. Su peso es de 2400 kg. y sus dimensiones de 12 x 12 x 2.5 m.

Los objetivos primordiales de la misión fueron científicos y económicos, a pesar de que en algunos casos sus datos han sido utilizados para fines militares. Los tres objetivos fueron:

1) Promover un mayor entendimiento científico de las regiones costeras, procesos globales de los océanos y regiones polares, además de contribuir al "Programa de Investigación del Clima Global" (WCRP). Asimismo, se anticipó que los datos generados por sus sensores, junto con medidas *in situ* y de otros sensores satelitarios, conducirían a lograr avances importantes en la oceanografía física, glaciología y climatología.

2) Desarrollar y promover aplicaciones comerciales, basadas en un mejor conocimiento de los parámetros oceánicos, tales como la planeación de actividades costeras y marítimas.

3) Explorar las potencialidades del RADAR en procesos terrestres.

A la fecha se han cumplido tales objetivos, obteniéndose importantes resultados en diferentes temas de la investigación terrestre (ver *New Views of the Earth, Scientific Achievements of ERS-1*, ESA SP-1176/1).

### 2.1.1 FASES DE LA MISIÓN ERS-1

La misión del ERS-1 fue dividida en seis fases, cada una de las cuales corresponde a un período donde las características de la órbita y las propiedades de la operación de los sensores, fueron fijadas para objetivos específicos.

La primera fase correspondió a períodos de lanzamiento, primeras órbitas y pruebas de funcionamiento (commissioning), las cuales concluyeron satisfactoriamente el 12 de diciembre de 1991. La segunda fase o "Primera Fase de Hielo" fue llevada a cabo entre el 28 de Diciembre de 1991 al 30 de Marzo de 1992, para la optimización de los experimentos en los hielos Polares. Esta fase se caracterizó por presentar ciclos de repetición de 3 días y fue muy importante para la calibración de los datos del SAR en los polos y zonas contiguas. Con el periodo de repetición de tres días se tuvo una cobertura global limitada, representando una restricción de las áreas exploradas por el SAR y una separación muy importante entre las trazas (tracks) del altímetro.

La tercera fase "Multidisciplinaria", se llevó a cabo entre el 14 de Abril de 1992 al 15 de diciembre de 1993, modificándose el período de repetición de 3 a 35 días. Esto permitió una cobertura potencial del SAR de toda la superficie terrestre, debiéndose tomar en cuenta que éste solo se activo en algunas regiones. A lo anterior se sumó una mayor densidad de muestro por parte del altímetro, alcanzándose una separación entre trazas de 39 km. a una latitud de 60°. En esta fase se realizaron estudios como el de la determinación del nivel de referencia medio de la superficie del mar con el altímetro, la variabilidad de los océanos a varias escalas con todos los sensores (SAR/image mode y wave mode, altímetro, difusómetro y ATRS),

así como un mapeo sistemático de la superficie terrestre, dentro de las zonas de activación del satélite. La figura 2.1 muestra la diferencia de densidades de muestreo entre ciclos de repetición de 3 y 35 días.

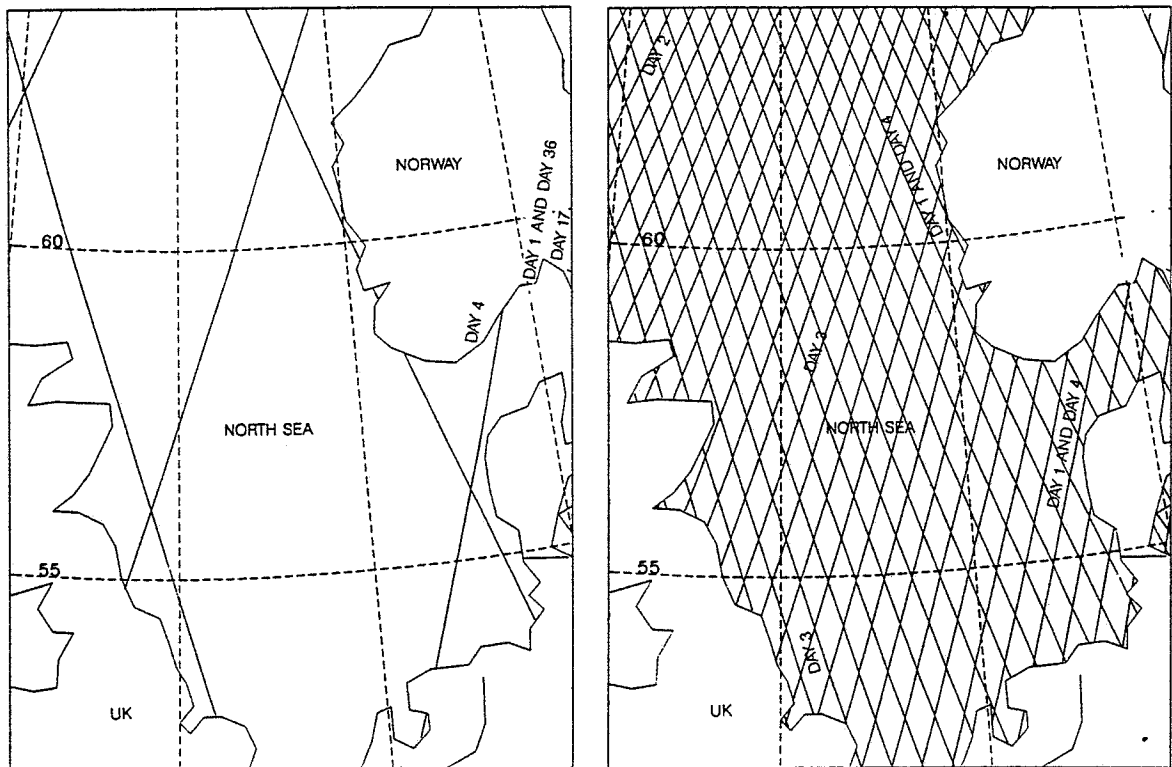


Fig. 2.1 Diferencias en densidad de muestreo entre ciclos de repetición de 3 y 35 días.

La cuarta fase denominada "Segunda Fase de Hielo", fue realizada entre Enero y Marzo de 1994. Esta tuvo las mismas características que la primera fase de este tipo (periodo de repetición de 3 días).

La quinta fase llamada "Fase Geodésica", estuvo comprendida entre Abril de 1994 y Marzo de 1995. El periodo de repetición fue de 168 días y permitió un muestreo altimétrico de alta resolución, llegándose a tener una separación de 8 km. entre trazas. El SAR tuvo aplicaciones similares a las de la fase multidisciplinaria.

La última fase es la "Segunda Fase Multidisciplinaria", se inició en Abril de 1995 y continuará hasta el final de la misión. Esta presenta las mismas características de la primera de este tipo (periodo de repetición de 35 días).

### 2.1.2 EQUIPO A BORDO

El ERS-1 estuvo constituido esencialmente de dos tipos de equipos, uno para su operación y navegación, y otro para las labores de adquisición de datos. El primer tipo contempló los siguientes módulos:

- 1) De operación y servicios. Incluye los sub-sistemas e interfaces con otros equipos como son el módulo de propulsión, los sensores para el muestreo terrestre, el generador solar y el compartimiento de baterías.

- 2) El de propulsión. Contiene las unidades de propulsión para el control orbital y de altitud, consistiendo de cuatro tanques de hidracina y un juego de "trusters".

- 3) Paneles de captación solar. Comprende dos grupos de celdas solares de 5.8 m x 2.4 m, los cuales contienen un total de 22230 celdas fotovoltaicas de silicio. Estos paneles son capaces de suministrar una potencia de más de 2000 watts. Es importante destacar que los paneles solares rotan 360° respecto al satélite, para mantener su orientación hacia el sol en cada órbita. Durante el período de iluminación solar de cada órbita (aproximadamente 66 minutos), los paneles solares alimentan de energía eléctrica al sistema y cargan las baterías.



El segundo tipo, construido para la adquisición de datos consiste de:

- 1) El sistema AMI ( Active microwave Instrument), que incluye el SAR en modos imagen y olas (image and wave mode) y el edifusómetro de vientos
- 2) El sensor ATSR (Along Tracking Scanning Radiometer)
- 3) El altímetro (Radar Altimeter)
- 4) El sistema PRARE (Precise Range and Range-rate Equipment)
- 5) El Retroreflector Laser.

En la figura 2.2 se observa de una forma general, las partes que componen el ERS-1.

#### **2.1.2.1 EL SISTEMA AMI (ACTIVE MICROWAVE INSTRUMENT)**

Este sistema combina las funciones del radar de apertura sintética (SAR), con el difusómetro de vientos (WNS), operando a una frecuencia de muestreo de 5.3 GHz. Mediante un conjunto de cuatro antenas, tres de ellas para el WNS y una para el SAR, es posible muestrear la superficie terrestre. De este muestreo se obtienen datos relacionados a los campos de vientos, espectros de olas y los requeridos para la construcción de las imágenes SAR.

La estructura de este sistema, permite su operación en tres modos diferentes. El modo imagen (SAR), el modo olas (SAR) y el modo vientos (WNS). La razón de que un único sistema controle los tres modos, se debe a la minimización de la complejidad eléctrica y a una importante reducción tanto de peso, como de costes. Como resultado de esta configuración, el SAR en modo imagen y el WNS (edifusómetro de vientos), no pueden operar en paralelo.

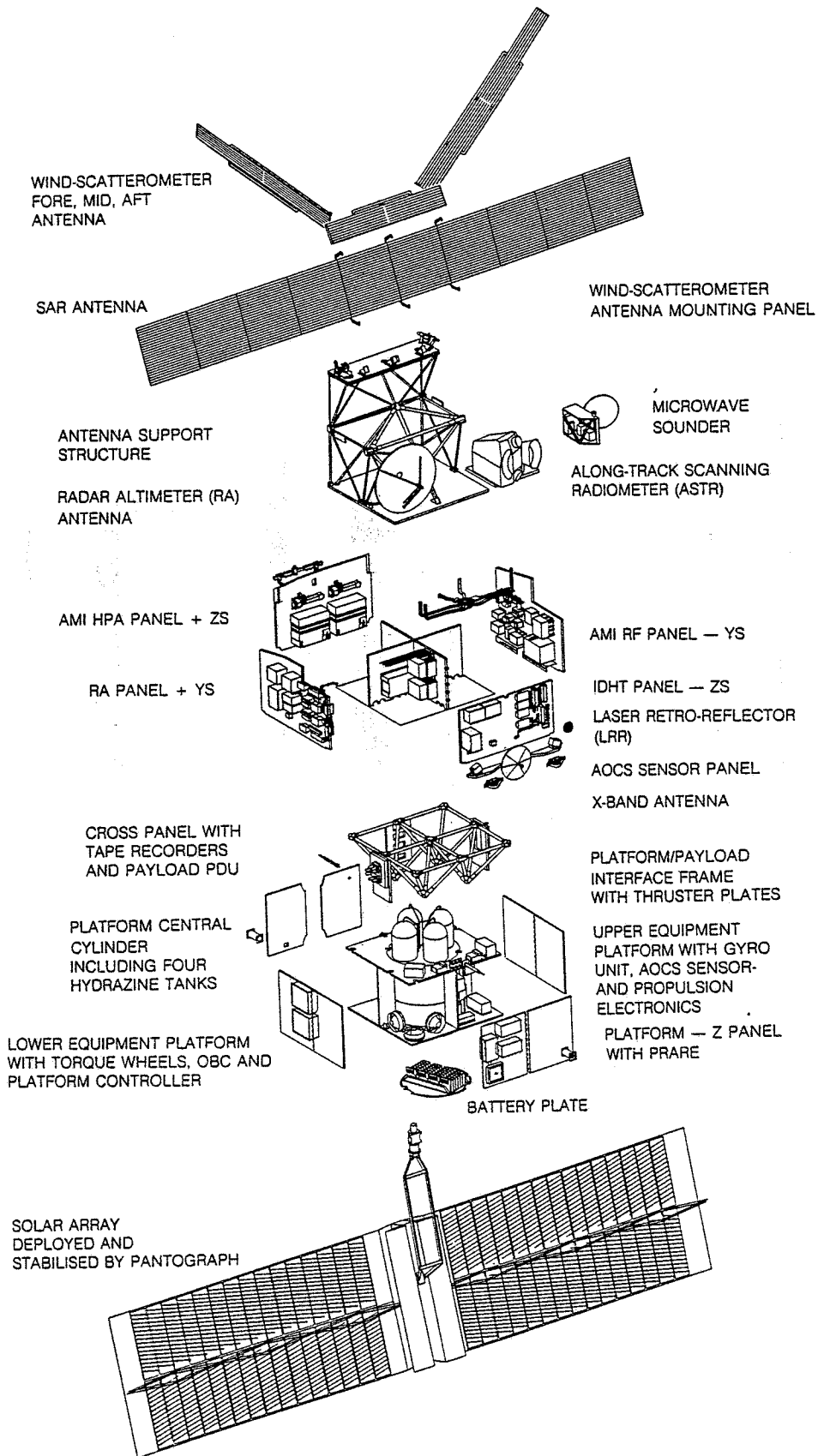


Fig. 2.2 Componentes que conforman el satélite ERS-1.

### **2.1.2.1.A EL SAR EN MODO IMAGEN (IMAGE MODE)**

El SAR en modo imagen suministra imágenes de alta resolución en forma bidimensional, con una resolución espacial de aproximadamente 26 metros en rango (across track) y de entre 6 y 30 metros en acimut (along track). El tiempo máximo que tiene el SAR para la adquisición de datos, es de 12 minutos por órbita. Debido a la enorme cantidad de información que recibe el SAR en ese lapso de tiempo, es imposible almacenarla a bordo, por lo que se activa únicamente en zonas donde existe cobertura por parte de una estación de recepción terrestre.

Su antena (rectangular de 10m x 1m), es alineada en forma paralela a la trayectoria de vuelo y permite obtener imágenes con una cobertura de 100 x 100 km. Se requiere de una manipulación posterior en tierra, de las señales recibidas y preprocesadas a bordo del satélite, para obtener una imagen SAR. La geometría del SAR en modo imagen se muestra en la figura 2.3a y la primera imagen SAR obtenida de la región Antártica en la 2.3b

### **2.1.2.1.B EL SAR EN MODO OLAS (WAVE MODE)**

El SAR en modo olas, suministra un espectro bidimensional de las olas superficiales del mar. Para esta función, el SAR realiza muestreos regularmente espaciados dentro del ancho de muestreo (swath). Los datos son transformados en espectros direccionales, proporcionando información de la dirección y longitud de onda del oleaje. En este modo también es posible mostrar los efectos de las ondas internas, variaciones de los campos de vientos a pequeña escala, modulaciones por corrientes oceánicas, eddies, la presencia de hielos marinos, etc.

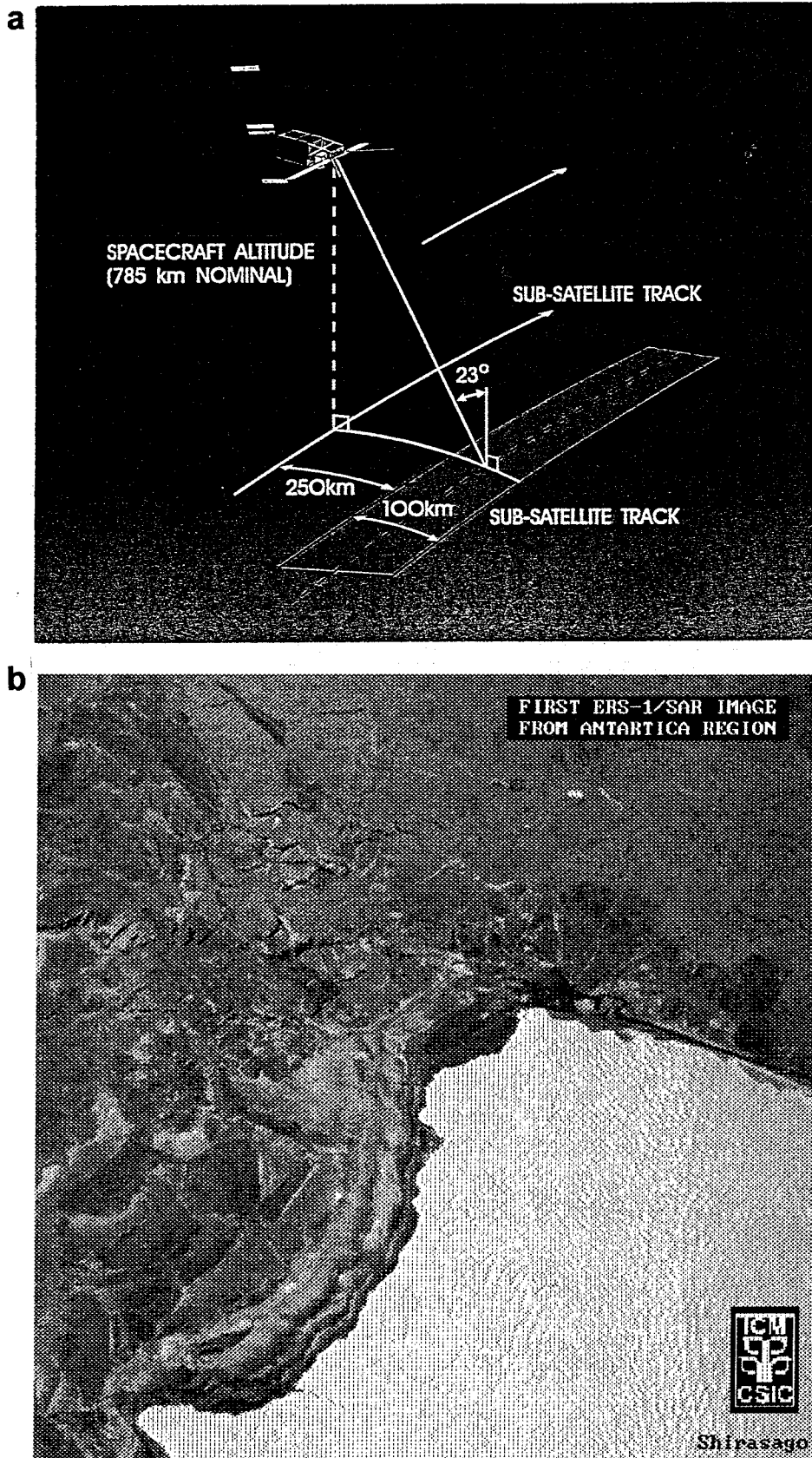


Fig. 2.3 SAR en modo imagen a) Geometría. b) Primera imagen SAR obtenida de la región Antártica.

Al operar en modo olas, el SAR mide el cambio en la retroreflectancia de la superficie del mar provocada por las olas. En este modo el sistema opera como radar de apertura sintética, sin embargo difiere en la potencia de emisión (RF Power menor), y por lo tanto, la capacidad de formación de imagen se ve reducida.

El SAR en modo olas, presenta las siguientes diferencias respecto al modo imagen:

- 1) El ancho de muestreo (swath) varía entre 5 y 12 km. y se obtiene una imagen cada 200 o 300 km., dependiendo de la selección en tierra.
- 2) La cantidad de datos obtenidos (baja), permite un muestreo global.
- 3) La posición del ancho de muestreo (swath) es programable dentro del ancho de muestreo del SAR en modo imagen.
- 4) Los datos pueden ser obtenidos en forma independiente o simultáneamente con la operación del difusómetro.

La figura 2.4a muestra la geometría del SAR en modo olas, la 2.4b una imagen SAR en modo olas y la 2.4c el espectro correspondiente.

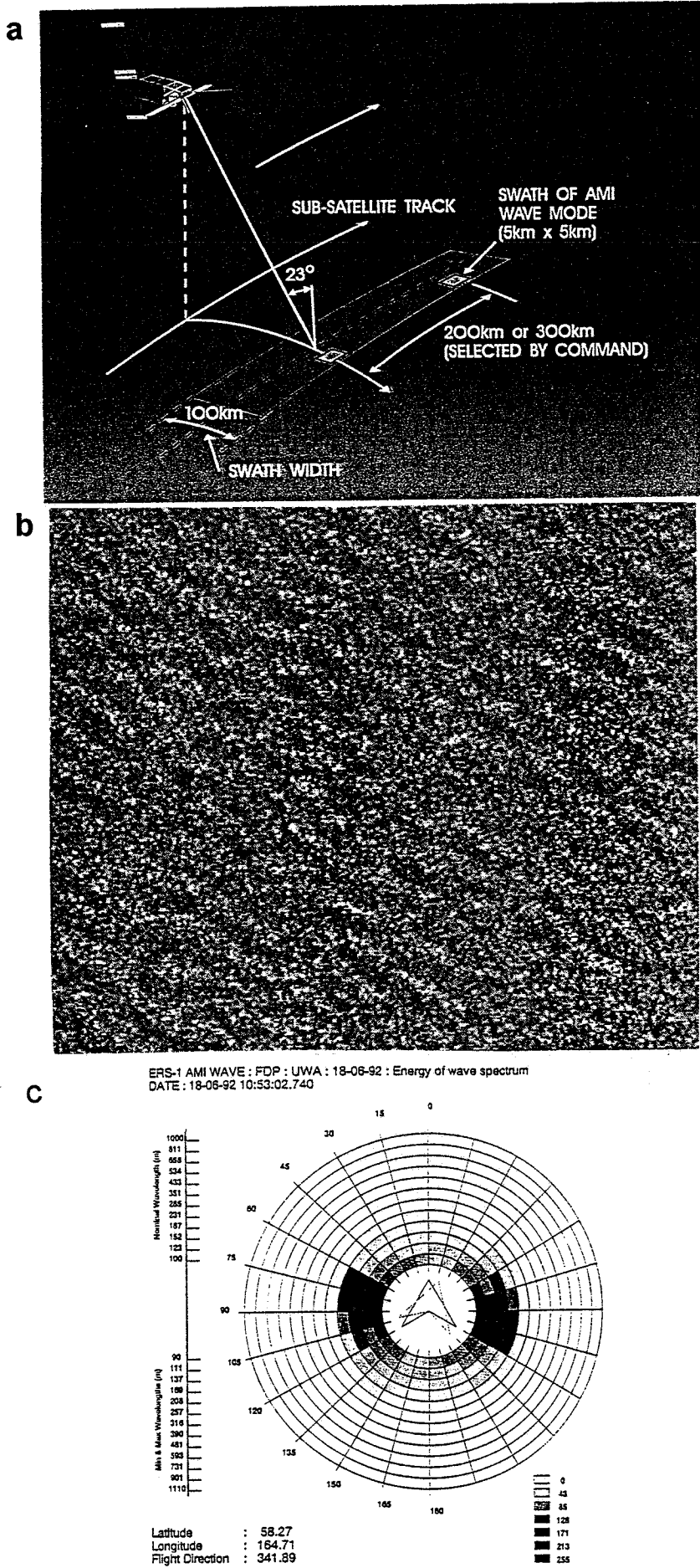


Fig. 2.4 SAR en modo olas. a) Geometría. b) Imagen SAR en modo olas. c) Energía del espectro de olas.

### 2.1.2.2 EL RADIÓMETRO ATSR (ALONG TRACK SCANNING RADIOMETER)

El ATSR consta de dos instrumentos, el Radiómetro infrarrojo (IRR) y la Sonda de Microondas (MWS). Este instrumento se montó en el ERS-1 como parte de un proyecto de investigación autorizado por parte de la ESA, dentro de un "Announcement of Opportunity for a Scientific Add-on Package". Este fue otorgado a una institución Británica y otra Australiana para el caso del IRR, y una Francesa para el MWS.

El sensor IRR es un radiómetro multicanal usado para medir la temperatura superficial del mar (SST) y la temperatura de la parte alta de las nubes. El MWS es un radiómetro pasivo de dos canales. Ambos sensores (IRR y MWS), están físicamente unidos y su información es combinada antes de ser transmitida a la estación receptora terrestre.

El ATSR fue diseñado para suministra la siguiente información:

- 1) La temperatura superficial del mar con una exactitud de 0.5 °K y una resolución espacial de 50 km.
- 2) Imágenes de la temperatura superficial del mar con una resolución de 1 km., una cobertura de 500 km. y una exactitud de 0.1 °K.
- 3) Datos del contenido integrado de agua en la atmósfera (vapor y líquido), para calcular los retrasos en la señal del altímetro por tales contenidos.

La figura 2.5a muestra la geometría de visión del ATSR y la 2.5b una imagen de la temperatura superficial del mar de la Corriente del Labrador, perteneciente al Gulf Stream.

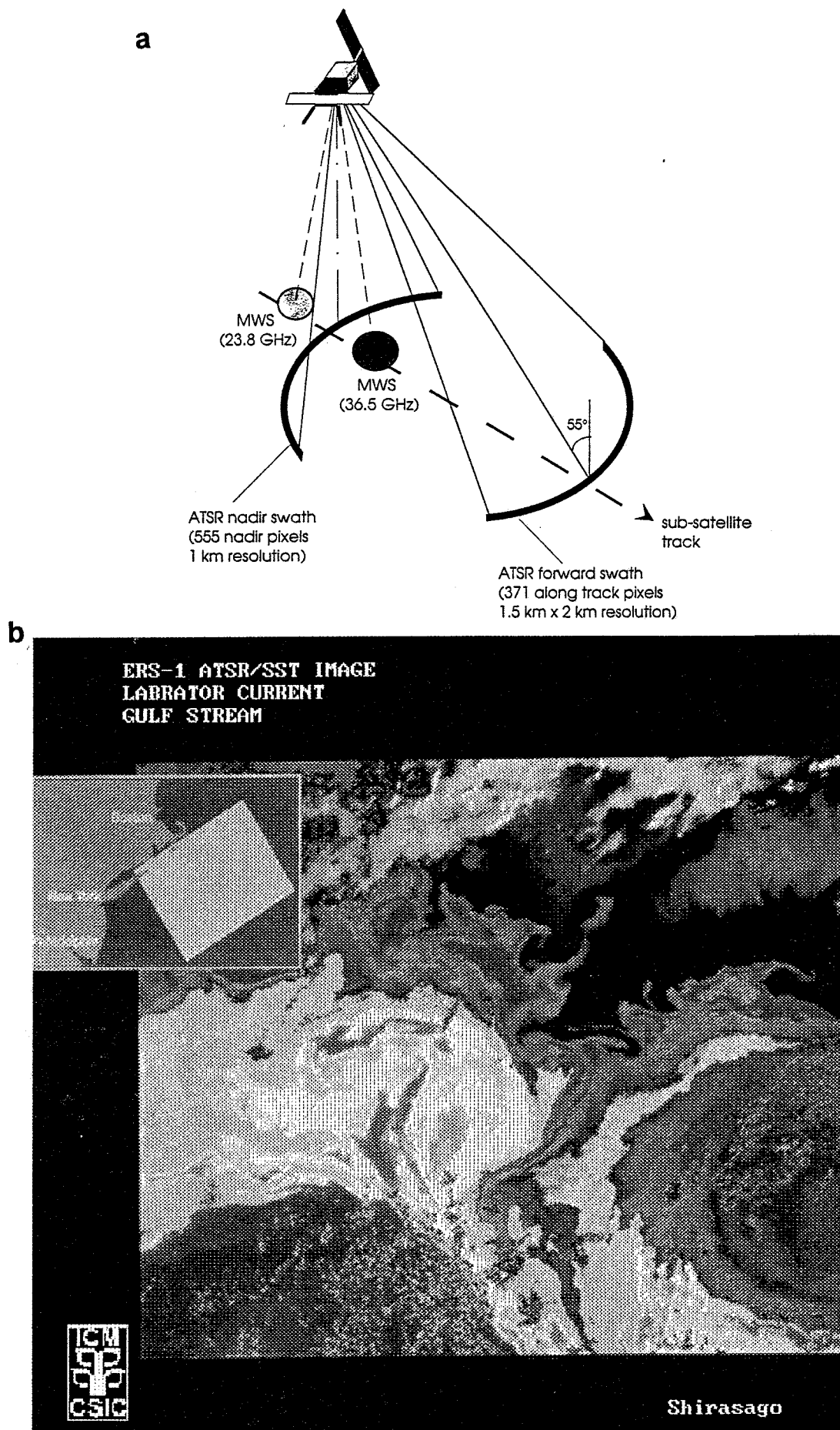


Fig. 2.5 Radiómetro ATSR. a) Geometría del ATSR. b) Imagen de la temperatura superficial de la Corriente del Labrador.



### 2.1.2.3 EL RADAR ALTÍMETRO

El altímetro es un sensor activo que como el SAR, opera en el espectro de las microondas. Su frecuencia de operación es de 13.8 GHz. (Ku Band), y está diseñado para medir el tiempo de viaje de los ecos emitidos por el sensor, enviados a la superficie del mar y a los hielos polares, con una visión nadir (vertical). Este sensor opera también en dos modos, el modo océano o en modo hielo, y suministra información sobre olas de altura considerable, velocidad de los vientos sobre la superficie del mar y como principal objetivo, diversos parámetros de las placas de hielos polares y la elevación de la superficie del mar. Esta última relacionada a corrientes oceánicas, al geoide y a las mareas.

El principio de medición del altímetro se basa en la forma y tiempo de recepción de los ecos recibidos por el sensor. Para tales procesos de medición de altura, se requiere de una alta precisión y exactitud (menor de 10 cm), por lo que también se emplean técnicas de compresión de pulsos (chirped pulses), ya antes descritos. La figura 2.6 muestra la detección de las alturas de las olas provocadas por el Huracán Andrew, realizadas por el altímetro.

### 2.1.2.4 EL DIFUSÓMETRO

El difusómetro registra información sobre la velocidad del viento y su dirección. Este opera mediante la detección del cambio de la retroreflectancia provocada por las ondas capilares. Las tres antenas que conforman el difusómetro generan haces electromagnéticos, uno perpendicular a la proyección de la trayectoria del satélite sobre la superficie terrestre y los

otros dos a 45° de éste. Estos haces iluminan continuamente zonas con un ancho de muestreo (swath) de 500 km. De esta forma se obtienen tres medidas cuasi-simultaneas a diferentes ángulos de visión. Estos datos son introducidos en un modelo matemático, para calcular la velocidad y dirección de los vientos. La figura 2.7 muestra la geometría del difusómetro y en la figura previa 2.6, las mediciones de los vientos del Huracán Andrew, realizadas por este sensor.

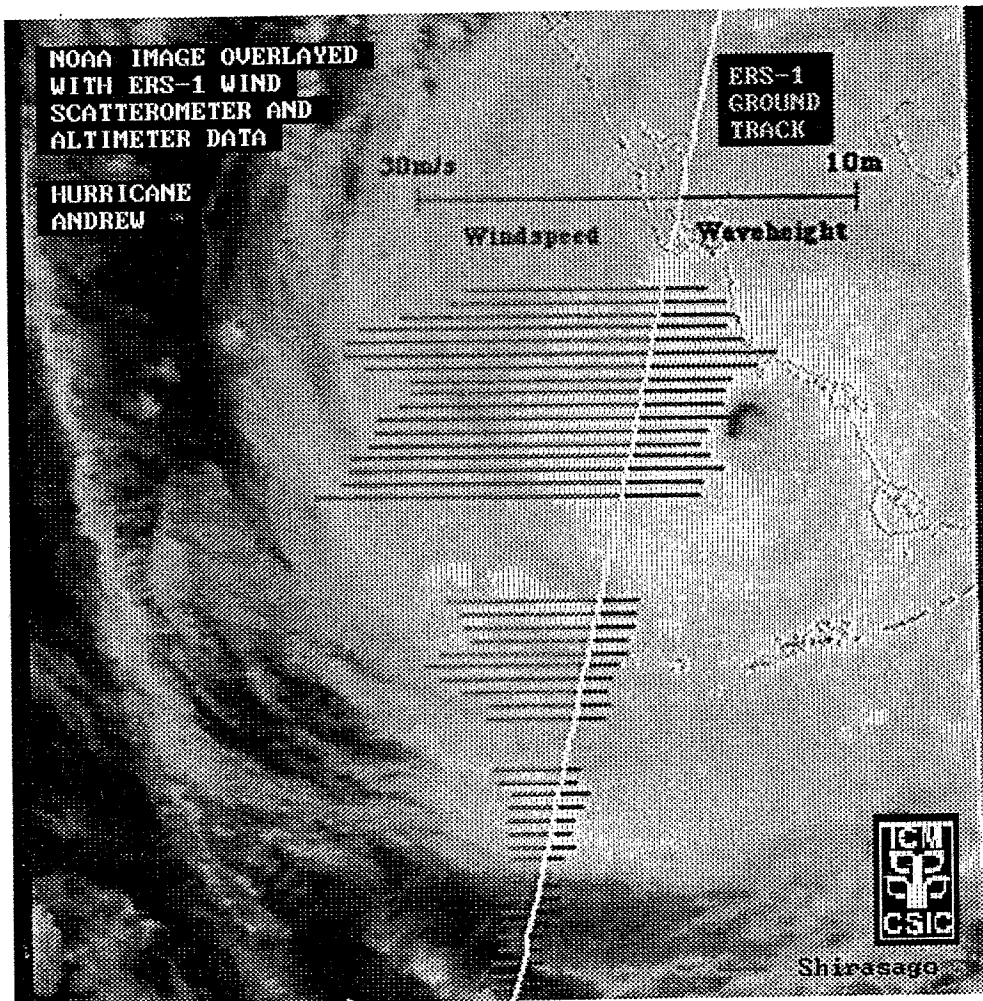


Fig. 2.6 Imagen NOAA-11 del Huracán Andrew con mediciones de la altura de las olas y vientos a partir de datos altimétricos y del difusómetro del ERS-1.

### 2.1.2.5 EL SISTEMA PRARE (PRECISE RANGE AND RANGE-RATE EQUIPMENT) Y EL RETROREFLECTOR LASER

El sistema PRARE y el retroreflector laser fueron diseñados para realizar determinaciones precisas de las órbitas, tendientes a relacionarlas con las mediciones de alturas proporcionadas por el altímetro. Pero debido a un fallo en la memoria RAM causadas por algún tipo de radiaciones, este equipo nunca pudo funcionar.

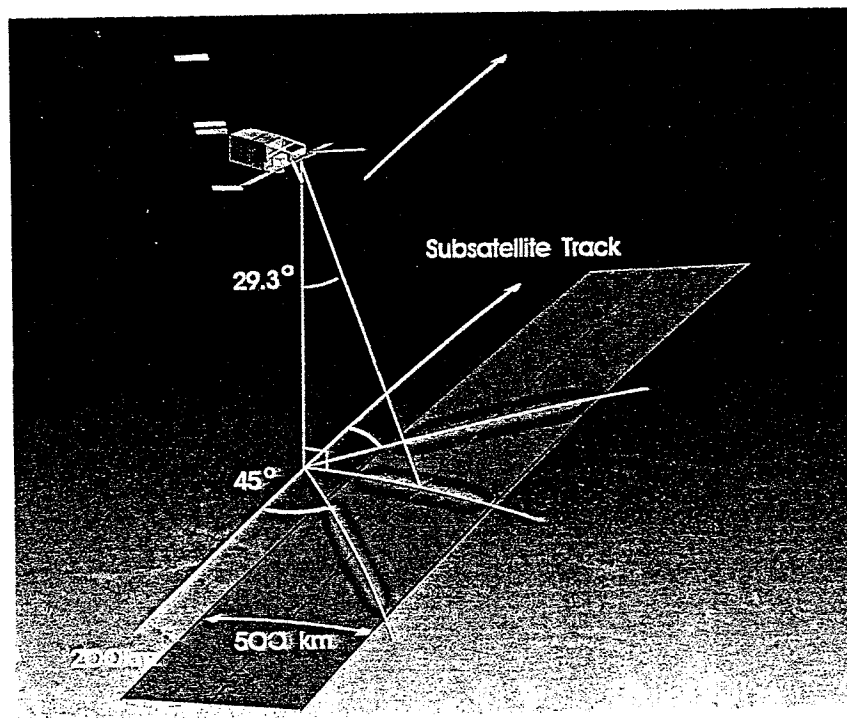


Fig. 2.7 Geometría del difusómetro.

## 2.2 DATOS Y METODOLOGÍA DE TRATAMIENTO DE LAS IMÁGENES DE SATÉLITE

Tomando en cuenta la variedad de sensores mencionados en incisos anteriores, se procedió a solicitar imágenes del SAR y el ATSR del ERS-1, para analizar la capacidad de estos en la detección de estructuras de mesoescala. En lo que respecta a las imágenes SAR, se pidieron a la Agencia Espacial Europea mediante un "Announcement of Opportunity" 40 imágenes, 5 del Mar Catalán y 35 del Mar de Alborán. Esta fue aprobada bajo la propuesta E1 denominada "Evaluation of ERS-1 Microwave sensors capability in the study of oceanic fronts". Referente a la ATSR, se recibieron del Rutherford Appleton Laboratory (Inglaterra) 34 imágenes ATSR de las mismas zonas.

La información anterior fue complementada por 7 imágenes NOAA-AVHRR de los satélites 10 y 11, las cuales fueron obtenidas del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Valladolid y por una serie de campañas oceanográficas realizadas en forma simultánea, cuyos datos se precisarán posteriormente.

El sistema de procesamiento de imágenes e información geográfica (GIS) utilizado fue el GEOJARS, desarrollado en el Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera" (CSIC), de Barcelona, complementado y comercializado por la empresa MICROM. Con este sistema se realizaron numerosas tareas como fueron las de visualizar imágenes, corregirlas geoméricamente y georreferenciarlas.

Además, permitió relacionarlas con archivos vectoriales que incluyeron información de gran relevancia, sobreponiéndoles (overlying) ficheros de topografía y de vectores ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler).

Finalmente, se realizaron tareas de escalado de las imágenes SAR, para su correcta impresión, mediante una impresora térmica controlada por el propio Geojars. La limitante de este sistema lo constituye el de trabajar únicamente con formatos de 512x512 píxeles, a 8 bits.

### 2.2.1 IMÁGENES SAR

Las imágenes SAR del satélite ERS-1 utilizadas en el presente trabajo son del tipo FDC (Fast Delivery Copy), grabadas en cintas magnéticas de 2300 pies de longitud y 9600 cpi, con las siguientes características:

- Número de píxeles por línea = 5006
- Número de líneas = 6300
- Tamaño del píxel = 20m (en rango) y 15.9m (en acimut)
- Número de bits por píxel = 16 (2 bytes)
- Total de bytes por imagen = 63,075,600 (63 Mbytes aproximadamente)

Como parte inicial de la manipulación de las cintas, cada una fue leída en un ordenador (main frame) marca Masscomp, modelo MC-6700, con un sistema operativo UNIX. Cada cinta contiene cuatro ficheros, como siguen:

- 1) Fichero de directorio (volume directory file)
- 2) Fichero líder (leader file)
- 3) Fichero de datos
- 4) Fichero nulo (Null Volume file)

Posteriormente, mediante programas en lenguaje "C", se llevó a cabo una reducción de los ficheros originales, generando otros de mucho menor tamaño. Lo anterior se logró por una parte, seleccionando ventanas de promediado de pixeles de 5x6 (para crear imágenes de 1000X1050 pixeles) y de 10x12 (para imágenes de 500X525 pixeles). Por otra, cambiando el formato del pixel de 16 bits a 8. Con esto, además de una reducción de la imagen con el uso de las ventanas de promediado, se consiguió un filtrado del "speckle".

Como se habrá podido observar las imágenes resultantes no son cuadradas, por lo que para formatos de 500x525, se rellenaron las columnas con pixeles negros (valor cero), para sumar 512. En lo correspondiente a los renglones, se eliminaron 13 de ellos, para contar con una imagen de 512X512. Esto debido a la mencionada limitante del Geojars, respecto a formatos diferentes de 512x512 (8 bits). Las imágenes de 1024x1024 solo se utilizaron para realizar acercamientos (zoom), de zonas de interés dentro de la imagen total.

Así mismo, se aplicaron en algunas imágenes SAR correcciones de iluminación por la visión oblicua del satélite, a partir de la distancia "slant range", así como de reducción de "speckle" mediante el filtro adaptativo de Lee. En vista de que no se observaron resultados significativos, no se aplicaron en forma rutinaria.

### **2.2.2 IMÁGENES ATSR**

Se utilizaron 18 imágenes ATSR-SST (Sea Surface Temperature), correspondientes a la zona del Mar Catalán y 16 al de Alborán. Cada una ocupa una memoria de 3,672,064 bytes y se recibieron en cintas de vídeo

PAL 8 (exabyte). Lamentablemente casi en su totalidad se encontraron perturbadas por las nubes.

Los ficheros están organizados de la siguiente forma:

- 1) Cabecera primaria
- 2) Cabecera secundaria
- 3) Fichero de posición de cada pixel
- 4) Fichero relacionado a los centros de los pixeles
- 5) Fichero de la imagen con un formato de 512x512 pixeles, de 16 bits.
- 6) Fichero conteniendo información de procesamiento y otros, como cobertura de nubes, pixeles con información errónea, etc.

### **2.2.3 IMÁGENES NOAA-10 Y 11**

Las imágenes NOAA son del tipo HPTR (High Resolution Picture Transmission) y constaron de 9 imágenes georreferenciadas en un formato de 1024x1024 pixeles a 8 bits. En la mayoría de los casos se extrajeron sub-imágenes de 512x512 de las zonas de interés. A diferencia de las ATSR, estas presentaron para una misma zona y fecha, una menor cobertura de nubes, situación que fue corroborada por el Dr. Jorge Vázquez, del Jet Propulsion Laboratory, al trabajar con este tipo de imágenes.

## BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA

ERS-1 System. (1992). ESA SP-1146. pp 87.

ERS User Handbook (1993). ESA SP-1148. pp 128.

ESA ERS-1 product Specification (1992). ESA-1149. pp 98.

New Views of the Earth. (1995). Scientific Achievements of ERS-1. ESA SP-1176/I. pp.162.

ESA Bulletin (1991). ERS-1 Special Issue. No. 65. pp. 130.

Manual GEOJARS



### **3. ANALISIS DE IMAGENES SAR EN EL MAR CATALAN.**

### 3.1 INTRODUCCION

El Mediterráneo es un mar semicerrado conectado únicamente con el Océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar. Este mar está formado por las cuencas occidental y oriental las cuales se conectan mediante el amplio pero somero Estrecho de Sicilia. Ambas cuencas están divididas en varias subcuencas, mostrando una gran variedad de características topográficas (figura 3.1).

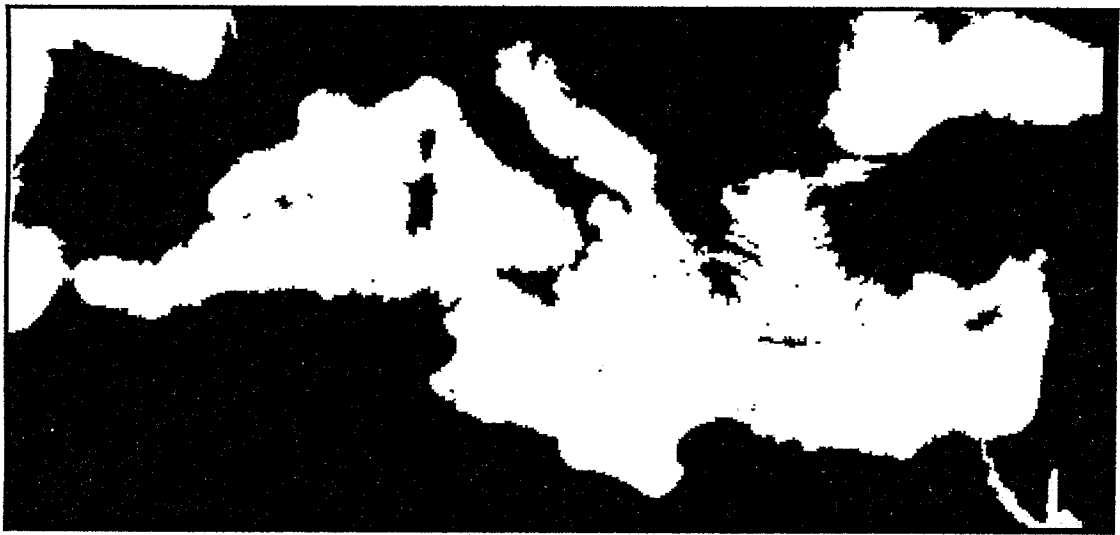


Fig. 3.1 Cuenca del Mar Mediterráneo.

La circulación en el Mediterráneo se encuentra afectada por el intercambio de energía y masa con la atmósfera, registrando tasas de evaporación considerables. Estas tasas exceden los aportes de agua por lluvias y descargas de río en aproximadamente  $0.76 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{s}$  (Bethoux, 1979), compensando el déficit de agua mediante los intercambios que tiene con las aguas del Atlántico. Dicho intercambio lo constituye un flujo de dos capas que se establece en el Estrecho de Gibraltar, en el cual aguas del Atlántico

(AW) fluyen hacia adentro, a través de la capa superficial (primeros 200 metros). Bajo la capa superficial, fluyen hacia el Atlántico aguas propias del Mediterráneo (MW) constituidas por aguas profundas (MDW) formadas en el Golfo de León durante el invierno, aguas intermedias Levantinas (LIW) formadas en la cuenca oriental y aguas superficiales del Mediterráneo (SMW), encontradas en los primeros 300 metros de profundidad.

### 3.1.1 EL MEDITERRANEO OCCIDENTAL

Una de las primeras investigaciones sistemáticas realizadas en el Mediterráneo fue llevada a cabo por Ovchinnikov (1966), en la que propuso patrones de circulación estacionarios con variaciones de intensidades en los mismos a lo largo del año. En la actualidad, numerosos estudios con un gran número de sensores se han llevado a cabo para profundizar en el conocimiento de las causas y las variaciones de la circulación del Mediterráneo Occidental (figura 3.2), revisándose en forma drástica los patrones antes mencionados.

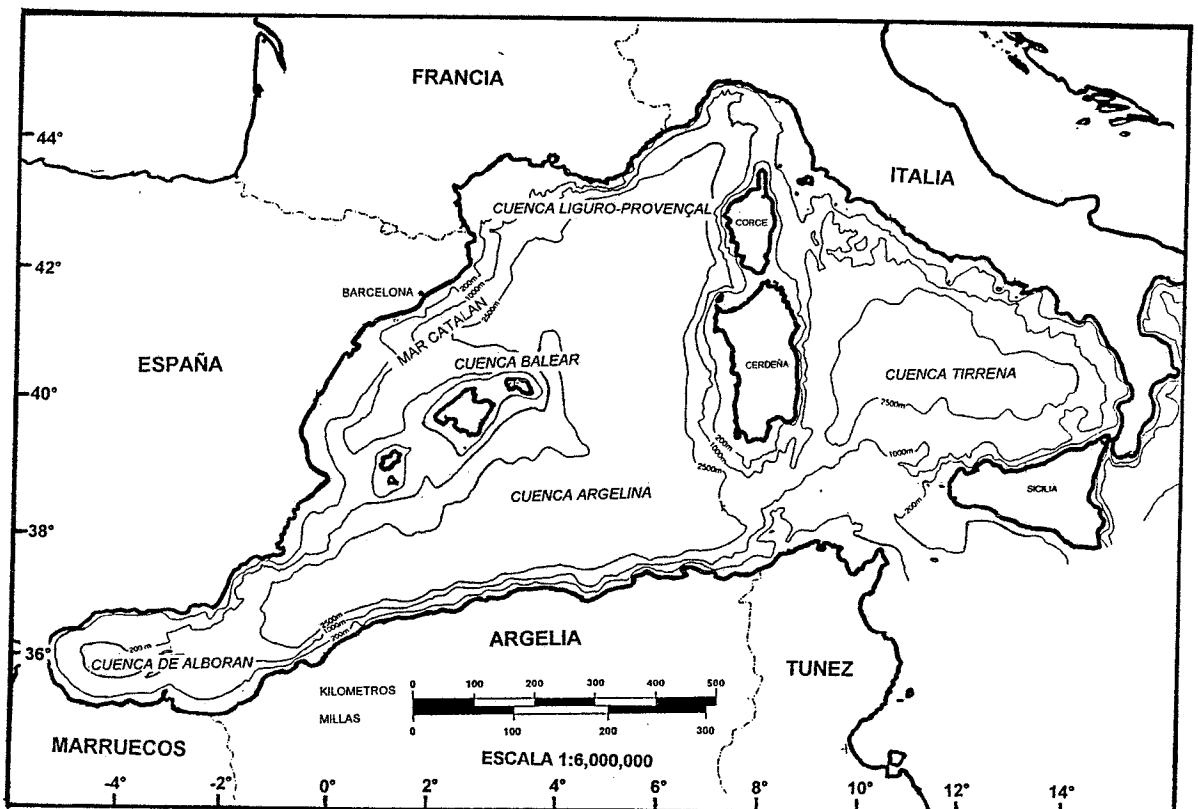


Fig. 3.2 Localización y topografía del Mediterráneo Occidental.

Hopkins (1985) y Millot (1987) describen, con algunas diferencias, tres tipos de masa de agua a diferentes niveles y con una circulación determinada: a) Aguas modificadas de origen Atlántico (MAW, entre 0-300m,  $36.5 < S < 38.0$ ); b) Aguas levantinas intermedias (LIW, entre 300 y 600m,  $38.35 < S < 38.65$ ); c) Aguas profundas mediterráneas (MDW, 600 a 2000 aprox.,  $38.4 < S < 38.7$ ).

a) Las aguas superficiales presentan una circulación ciclónica de tipo termohalino con una importante variabilidad espacio-temporal (figura 3.3a). Esta variabilidad está muy ligada a las condiciones meteorológicas prevalecientes en cada una de las épocas del año (Sparnocchia *et al.*, 1994). Las aguas Atlánticas (AW,  $S < 36.5$ ) que entran por el Estrecho de Gibraltar, pronto adquieren una mayor salinidad a su paso por el Mar de Alborán, convirtiéndose en las llamadas Aguas Atlánticas Modificadas (MAW,  $S < 37$ ). La circulación de MAW en el Mar de Alborán esta caracterizada principalmente por la existencia de dos grandes giros anticiclónicos, uno con gran permanencia a lo largo del año (al occidente) y el otro con una importante variabilidad (al oriente) (Parrilla y Kinder, 1984; Gascard y Richez, 1985).

La mayor parte del flujo que sale del Mar de Alborán continua su viaje hacia el Este bordeando las costas africanas. En la cuenca Argelina, la MAW se interna al Mediterráneo en forma de grandes remolinos anticiclónicos, cuyos diámetros alcanzan entre 100 y 200 Km. (Champagne-Philippe y Harang, 1982; Deschamps *et al.*, 1984, Millot 1985a y 1987).

Por otra parte, en el Mar Tirreno domina una circulación ciclónica de las aguas Atlánticas que entran a través de la costa norte de Sicilia, formando la Corriente Tirrena (TC). Esta corriente se desplaza a lo largo de la costa italiana y sale hacia el Mar Ligur por el estrecho de Córcega (Elliott, 1979;

Astraldi y Manzella, 1983), en donde se une a la Corriente de Córcega Occidental (WCC) para formar la Corriente Liguro-Provenzal-Catalana (LPCC) o Corriente del Norte (NC). Esta corriente se desplaza sobre el talud hasta alcanzar el Canal de Ibiza (Millot, 1987; Font y Ballester, 1984; Salat y Font, 1987). Posteriormente, una parte del flujo es deflectado hacia el norte de las Islas Baleares mientras que la corriente principal fluye a lo largo de las costas españolas.

b) Las Aguas Levantinas Intermedias (LIW) presentan también una circulación ciclónica y fluyen del Mediterráneo Oriental hacia el Occidental a través del Canal de Sicilia (figura 3.3b). Estas son más calientes y salinas y circulan en sentido ciclónico a lo largo de la cuenca del Mar Tirreno (Guibout, 1982; Millot, 1985a, Millot *et al.*, 1986). Circundan por una parte las islas de Córcega y Cerdeña y por otro cruzando el Canal de Córcega, para posteriormente desplazarse sobre el talud continental del Mar Ligur, Golfo de León, Mar Catalán y Balear (Millot, 1987, Font, 1987). Finalmente una gran porción de LIW cruza el Canal de Ibiza y sale por el Estrecho de Gibraltar y otra se desvía en el talud de las Islas Baleares, permaneciendo en el Mediterráneo.

c) Las aguas profundas (MDW) se forman en el Golfo de León (Gascard, 1978) y posiblemente a través de toda la cuenca Liguro-Provenzal durante el invierno. De acuerdo a lo anterior y en vista de que se ha calculado un tiempo de residencia de estas masas de agua de 100 años (Lacombe *et al.*, 1981), es de esperarse que la circulación de estas aguas sea muy lenta. Esta fluye desde su zona de generación hasta su salida por el Estrecho de Gibraltar (figura 3.3c).

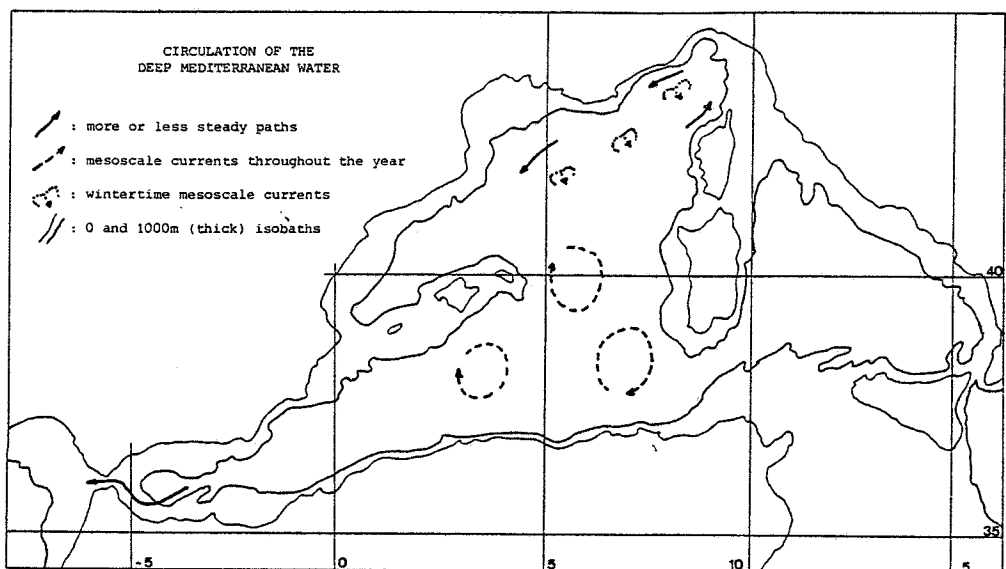
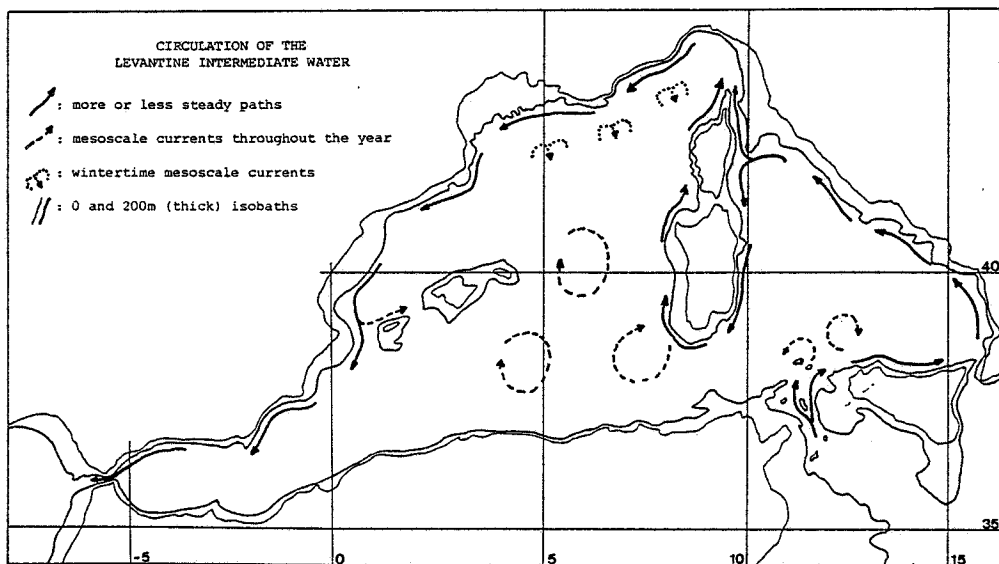
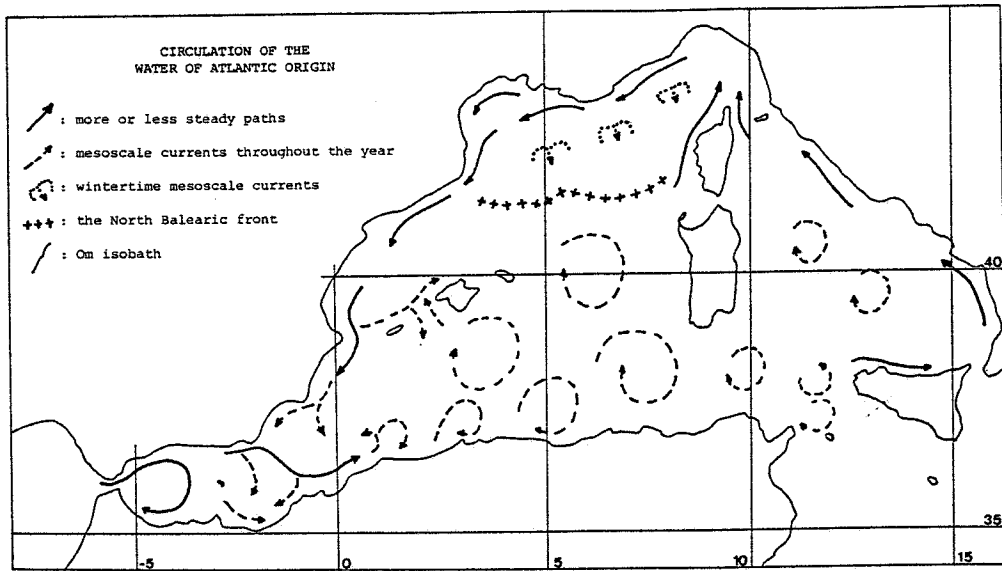


Fig. 3.3 Circulación general de las diferentes masas de aguas en el Mediterráneo Occidental.

### 3.1.2 CIRCULACION SUPERFICIAL DEL MAR CATALAN

El Mar Catalán se localiza al Este de la Península Ibérica, entre el continente y las Islas Baleares. Este mar se caracteriza por presentar una plataforma continental muy estrecha en su parte norte y una bastante amplia en la sur, mientras que el talud continental se encuentra dominado por una basta cantidad de cañones submarinos.

La región presenta una importante estacionalidad en su parte superficial, con periodos de mezcla que ocurren por lo general entre octubre y abril y de una marcada estratificación entre mayo y septiembre. Numerosos estudios se han realizado para determinar los procesos de mesoescala imperantes en la zona, así como de sus variaciones estacionales a diferentes escalas.

Una característica importante de esta zona es la presencia de un frente permanente de plataforma-talud, el cual se encuentra en equilibrio geostrófico con la Corriente del Norte (Font *et al.*, 1988; Castellón *et al.*, 1990; Millot, 1991).

El gradiente de densidad de éste frente esta asociado principalmente con diferencias de salinidad, registrándose valores en la zona oceánica que alcanzan los 38.0 y menores en la zona costera. Los valores de salinidad en esta última presentan una variabilidad muy importante debido a la influencia de las descargas de los ríos, siendo el Ródano el que tiene la mayor presencia en este tipo de fenómenos (Masó y Duarte, 1989). Este río, localizado en la parte Este del Golfo de León, genera plumas de agua fría las cuales se incorporan a la Corriente del Norte, mismas que han sido detectadas mediante sensores térmicos hasta el Golfo de Valencia (La Violette *et al.*, 1990).

Es de destacar la rápida evolución de remolinos de mesoescala y filamentos en la región, los cuales afectan el intercambio entre las aguas costeras y oceánicas. Por ejemplo, Tintoré *et al.* (1990) encontraron una lengua de baja salinidad a lo largo de la zona costera de Barcelona, con un remolino anticiclónico en la cabeza de ella. Así mismo, Wang *et al.* (1988) analizaron la trayectoria de un filamento formado por aguas costeras de baja salinidad, encontrando importantes zonas de convergencia en la cabeza del filamento e inversiones de salinidad entre capas superficiales, debidas a fenómenos de subducción. Es importante destacar que en la mayoría de las imágenes térmicas presentadas en los trabajos mencionados, se observan una serie de inestabilidades a ambos lados de la corriente de talud, así como un número importante de pequeños y medianos remolinos en las regiones circundantes.

Por otra parte, la topografía abrupta de la región, dominada por una serie de cañones submarinos, inducen modificaciones en la circulación de la Corriente Liguro-Provenzal-Catalana. Masó *et al.* (1990), mediante un estudio realizado en el Cañón de Palamós, encontraron ciertas deformaciones de la corriente principal las cuales las atribuyeron a ajustes en su vorticidad potencial. En otro estudio realizado en el mismo cañón, Alvarez (1995) observa cambios importantes en la localización de la corriente principal y su presencia en profundidad, asumiendo que estos son originados por modificaciones en el frente de plataforma/talud. Dichas modificaciones las atribuye a variaciones en la climatología de la región y descargas de ríos, concluyendo que tales cambios en la posición de la corriente tienen un impacto importante en la interacción entre la corriente y el cañón, aumentando o disminuyendo la influencia de este último.



### 3.1.3 OBJETIVO DEL ESTUDIO

En vista de lo anterior los objetivos planteados en el presente capítulo son:

Analizar la capacidad del SAR del satélite ERS-1 para detectar estructuras de mesoescala prevalecientes durante la época de muestreo, por una parte encontradas mediante el análisis hidrográfico y satelitario térmico (imágenes NOAA) y por la otra, las que pudiesen estar presentes pero que no hayan sido registradas por estos tipos de muestreo.

Estudiar las formas de manifestación de tales estructuras marinas en las imágenes SAR.

Distinguir bajo que condiciones meteorológicas y en especial de la magnitud de los viento, es capaz de detectar fenómenos oceanográficos el SAR del ERS-1.

## 3.2 MATERIAL Y METODOS

Para el presente estudio se utilizaron 4 imágenes SAR(FDC) de fechas 9, 15 y 31 de mayo, así como del 13 de junio de 1992. Del Rutherford Appleton Laboratory (U.K.) se recibieron 19 imágenes ATSR-SST (Along Track Scanning Radiometer-Sea Surface Temperature) de Cataluña y regiones aledañas, pero lamentablemente todas estuvieron cubiertas por nubes o perturbadas por las condiciones atmosféricas prevalecientes en la región.

Adicionalmente, se obtuvieron del Departamento de Física Aplicada I de la Universidad de Valladolid, 12 imágenes AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), de los satélites NOAA 11 y 12, canales 4 y 5, de fechas 14, 15 y 19 de mayo y 7, 8, 16 y 23 de junio de 1992, de las cuales se usó únicamente el canal 5.

Las medidas *in situ* utilizadas en este capítulo pertenecen a dos de las tres campañas realizadas a bordo del B/O "García del Cid" (campañas PRIM), durante la primavera de 1992. Estas fueron parte del proyecto "Estudio de mecanismos que afectan al reclutamiento y asentamiento en especies litorales" (código CICYT MAR91-0860, I. P. E. Macpherson), del Departamento de Recursos Renovables.

El objetivo de las campañas consistió en reunir información que permitiera analizar los mecanismos de dispersión de larvas en las inmediaciones del Cañón de Palamós. Estas se realizaron con un intervalo de 13 días, habiéndose realizado la PRIM-1 entre el 13 y 19 de mayo (figura 3.4a) y la PRIM-2 del 2 al 9 de junio de 1992 (figura 3.4b). La tercera PRIM-3 se realizó entre el 18 y el 25 de junio, sin embargo no han sido utilizados en este trabajo.

Los datos de estas campañas han dado lugar a diversos trabajos presentados en forma de publicaciones y tesis doctorales entre las que se mencionan:

- Short term physical-biological variability in the shelf-slope region (NW Mediterranean during the spring. Transition period. Masó. M. A. Sabatés y M. P. Olivar. *Journ. Mar. Res.* (enviado).
- Variability of larval fish distribution associated with the variability in the location of a shelf slope front (en prensa). Sabates A. y M. P. Olivar.

- The influence of bottom topography on large and small scale ocean dynamics. Tesis Doctoral. Alvarez-Días A.
- Aplicación de un perfilador acústico por efecto Doppler a la medida de corrientes marinas en el Mediterráneo Occidental. Tesis Doctoral. García Gorriz E.
- Ecología trófica de algunas especies de larvas de peces en el Mediterráneo Nor-occidental (Primavera de 1992). Tesis Doctoral. Sánchez-Velasco L.

En la campaña PRIM-1 se lanzaron 5 radioboyas de deriva en las primeras estaciones localizadas al norte de la zona de estudio. El diseño y la operación de estas boyas se basó en las experiencias obtenidas en el proyecto CODE (Coastal Ocean Dynamics Experiment), realizado por investigadores de Scripps Institution of Oceanography (Davis *et al.*, 1982). La construcción y operación fueron llevadas a cabo por Agustín Julià, del departamento de Oceanografía Física del Instituto de Ciencias del Mar-CSIC, Barcelona.

En todas las campañas se incorporaron una serie sensores para medir varios parámetros físicos. Uno de estos fue el termo-salinómetro, utilizado en la obtención de medidas continuas de temperatura y salinidad superficiales entre estaciones. Otro fue el CTD Neil Brown Mark III, usado para la adquisición en cada estación de registros de presión, temperatura y conductividad de la columna de agua.

Así mismo, entre estaciones y durante las mismas se realizaron mediciones de velocidad de las corrientes marinas con el Perfilador Acústico de Corrientes por Efecto Doppler (ADCP), hasta una profundidad de 400 metros. El modelo de ADCP utilizado fue el RD Instruments Vessel Mounted 150, que tiene una frecuencia de operación de 150 kHz. y cuatro haces acústicos inclinados 30 grados con respecto a la vertical.

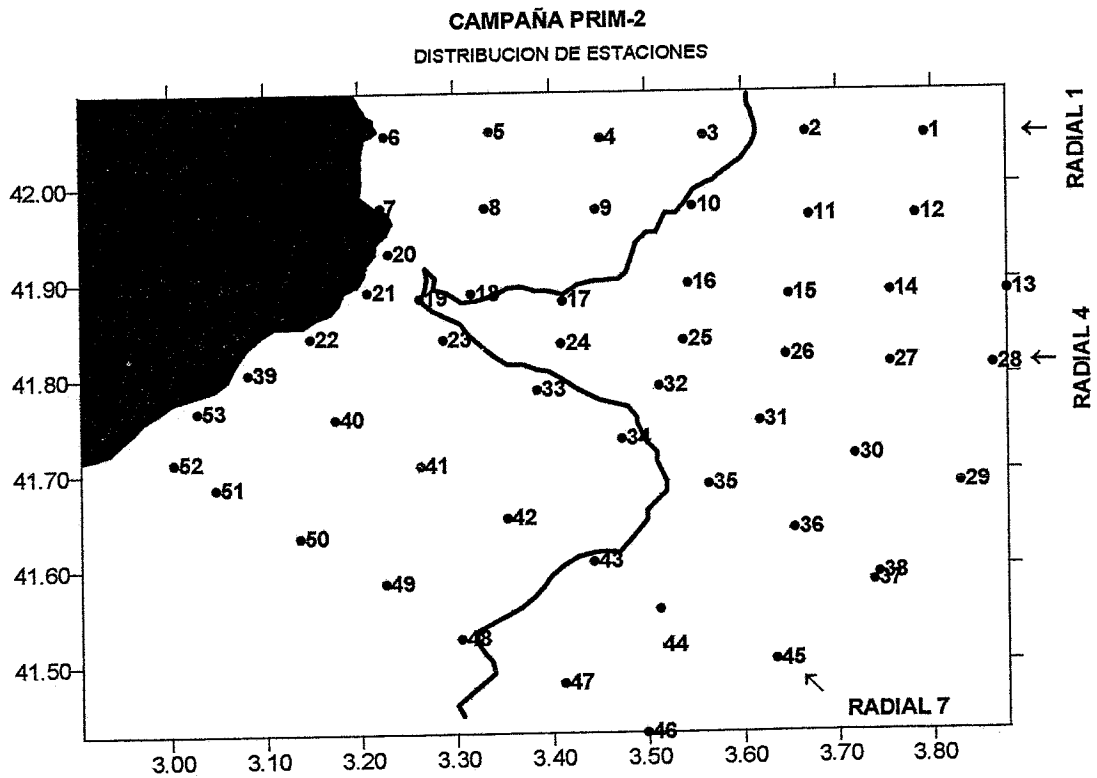
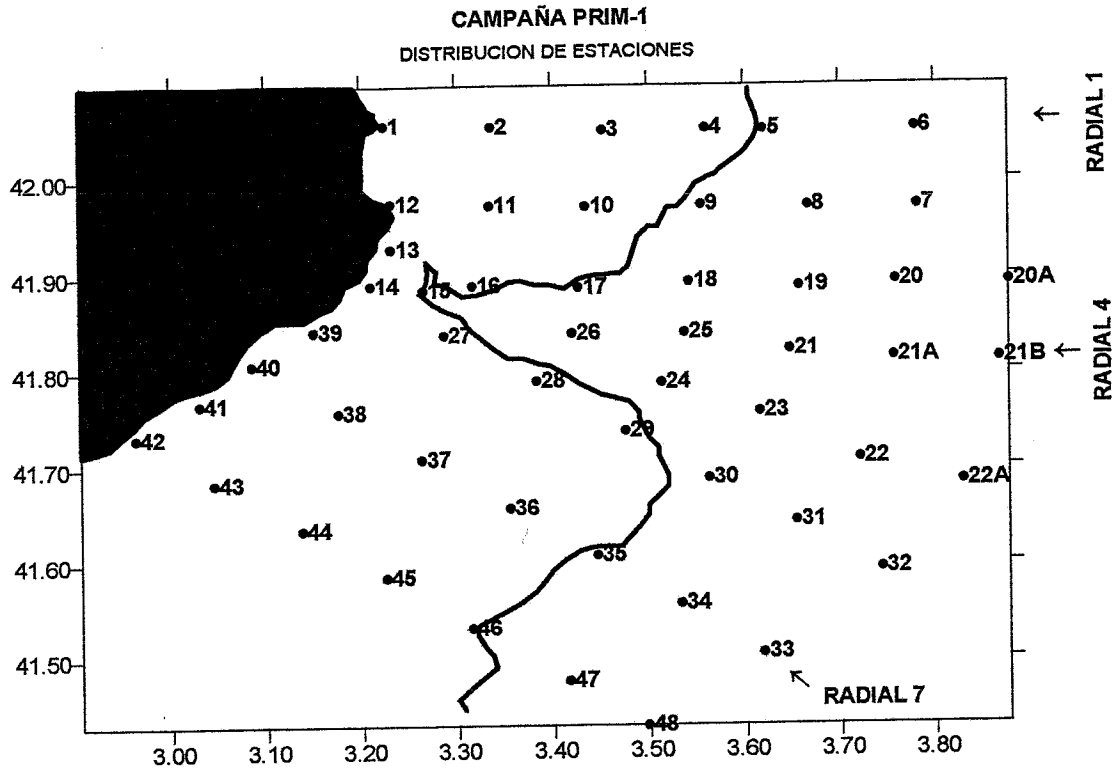


Fig. 3.4 Localización del área de estudio y estaciones de muestreo realizadas durante las campañas oceanográficas PRIM-1 y PRIM-2.

Finalmente, se consiguieron del Instituto Meteorológico Nacional las cartas isobáricas y datos de vientos para cada uno de los días de las campañas, provenientes de un modelo cuya resolución es de  $0,9^\circ$ . Los datos incluyen los campos de viento de las 0:00 y de las 12:00 Hrs. GMT.

### 3.3 RESULTADOS

Los resultados obtenidos se basaron en un estudio centrado principalmente en las capas superficiales, en vista de la naturaleza satelitaria del trabajo. Sin embargo en algunos casos se llevó a cabo el análisis de los principales parámetros físicos hasta 500 metros de profundidad, para un mejor entendimiento de la dinámica de la zona.

Se analizarán por separado cada una de las dos campañas PRIM, iniciando con la descripción de las condiciones meteorológicas, lo cual permitirá una mejor interpretación de las imágenes SAR y en algunos casos de las NOAA-AVHRR. Posteriormente con los datos de barco, se detallarán las condiciones oceanográficas de la zona, su variación en el periodo de estudio y las estructuras de mesoescala detectables mediante estos datos.

Para complementar el análisis anterior se utilizarán las imágenes NOAA-AVHRR, las cuales proporcionarán una visión sinóptica y de gran cobertura de la región, así como de varios fenómenos que se sucedieron tanto en la zona de estudio, como en regiones aledañas. Con los resultados anteriores se procederá al análisis de las estructuras observadas en cada imagen y/o sub-imagen SAR.

### 3.3.1 CAMPAÑA PRIM-1

#### 3.3.1.1 CONDICIONES METEOROLOGICAS

En esta sección se presentan las condiciones meteorológicas durante el periodo de la campaña mismo que concuerda con la mayoría de las imágenes SAR y NOAA, a excepción de la imagen SAR del 9 de mayo. Así mismo, los valores de temperatura del aire usados corresponden a la estación meteorológica de l'Estartit, la cual se encuentra ubicada en la zona de estudio. Las condiciones meteorológicas durante esta campaña fueron muy variables incluso en cuestión de horas, presentándose en la Península núcleos de alta y baja presión alternativamente. En las figuras 3.5a y b se presentan la evolución de las condiciones meteorológicas durante la campaña, a través de las cartas isobáricas y gráficas del campo de vientos.

El 9 de mayo la península estuvo dominada por una zona de baja presión (1016 mb), registrándose en l'Estartit una temperatura de 19 °C como máxima y de 13°C como mínima. En la zona de estudio los vientos fueron flojos del oeste con velocidades de 4.3 m/s a las 12 hrs. La imagen de satélite correspondiente a esta fecha es una SAR (hora de adquisición 10:31 GMT).

El 14 de mayo la península estuvo dominada por el efecto de un frente frío, nuboso en gran parte de la misma. En Cataluña hubo brumas en algunas horas del día, pero en general influenciada por un anticiclón localizado al norte de la Europa Central (1032 mb). En l'Estartit se registraron temperaturas máximas de 18°C y mínimas de 12°C. En la zona de estudio los vientos fueron fuertes todo el día provenientes del sureste, con velocidades de 11.1 m/s a las 12 hrs. En este día se cuenta con la primera imagen NOAA-11 (14:20 GMT)

a

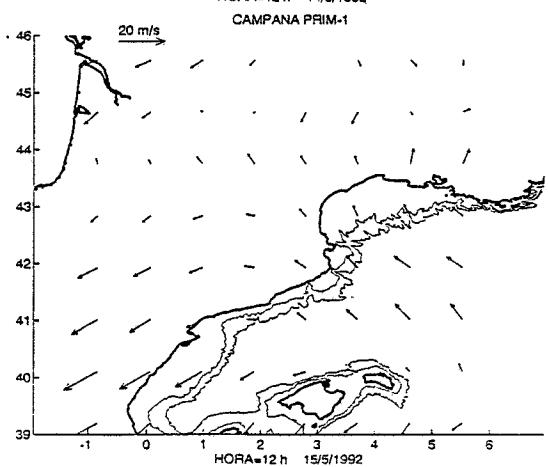
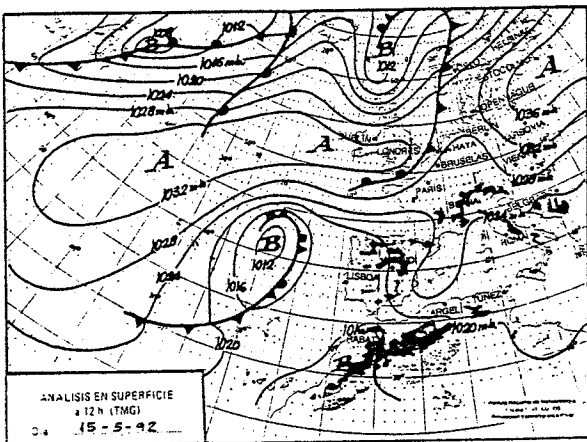
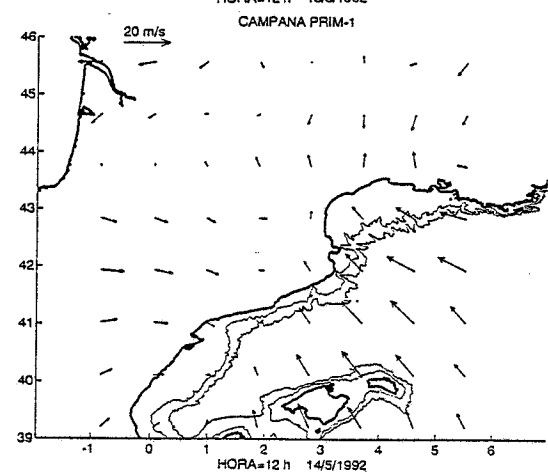
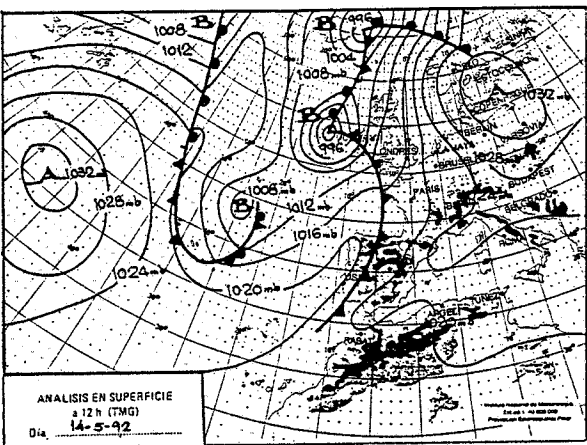
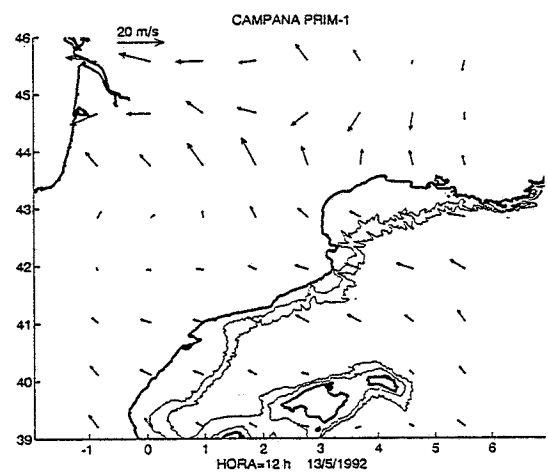
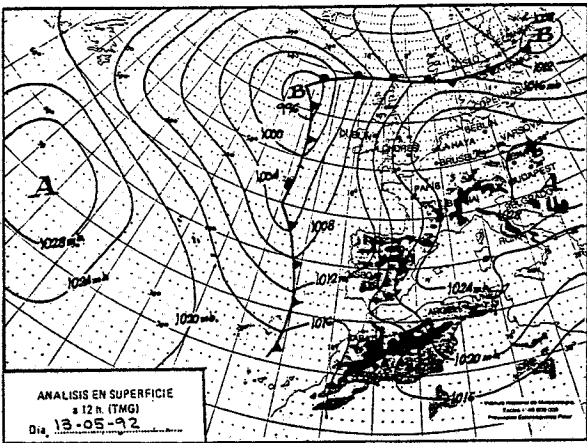
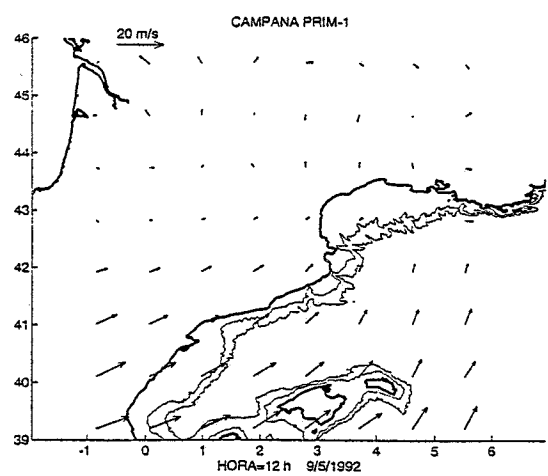
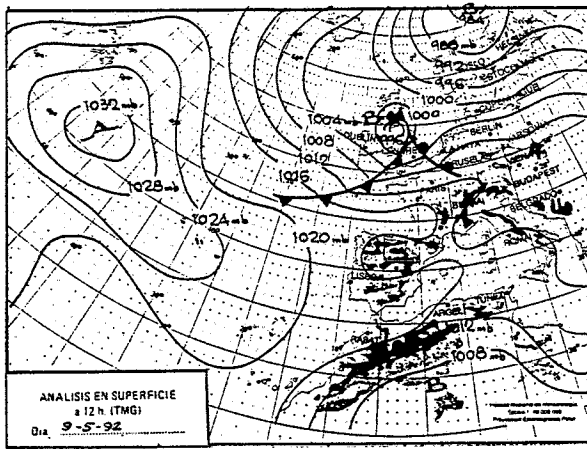
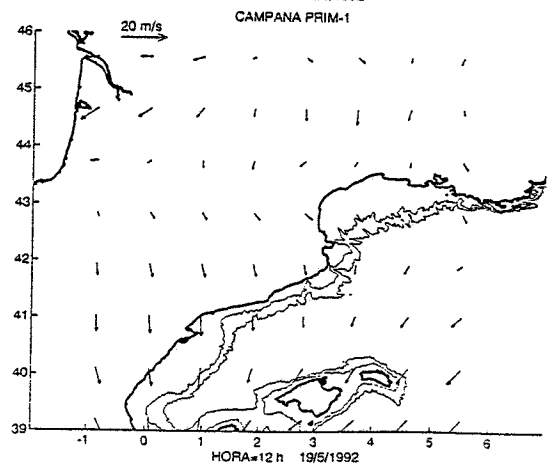
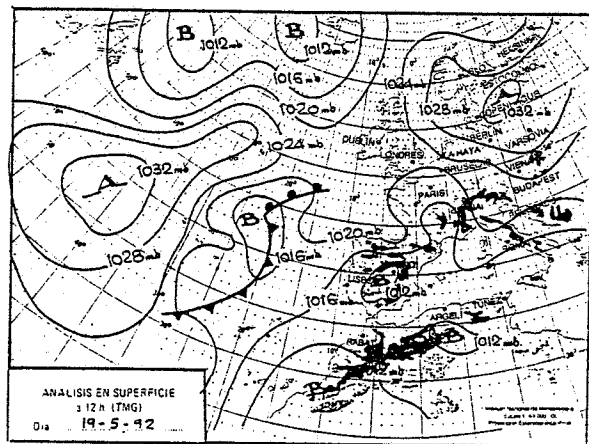
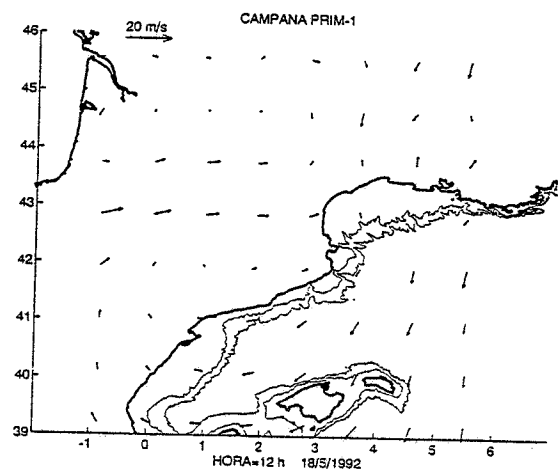
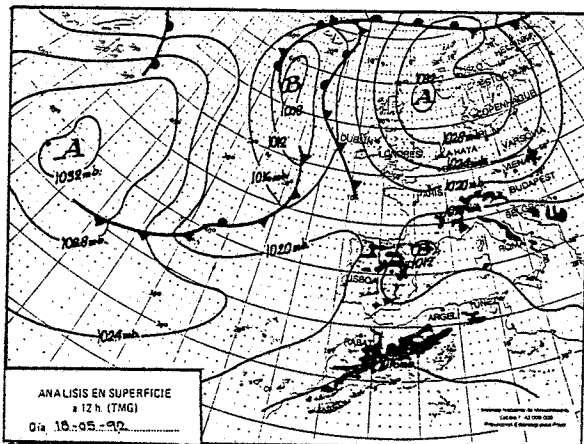
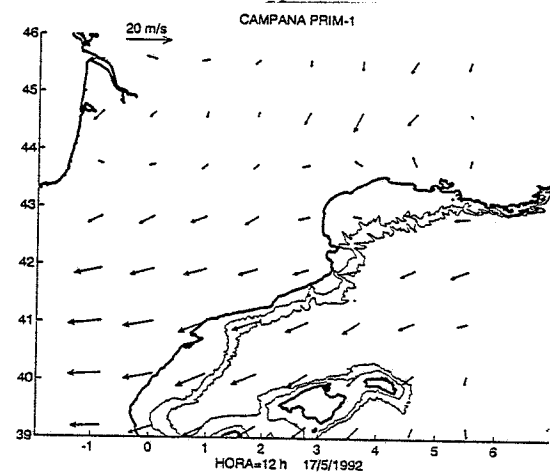
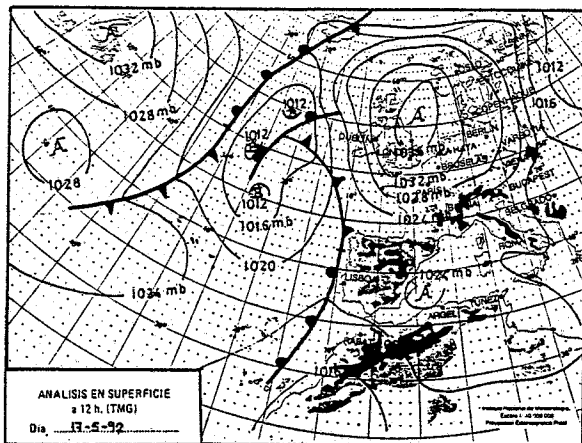
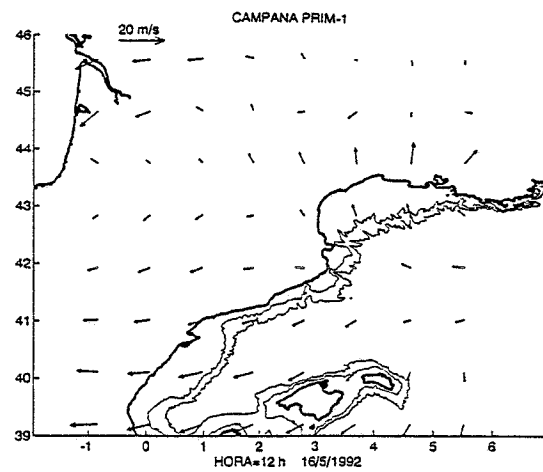
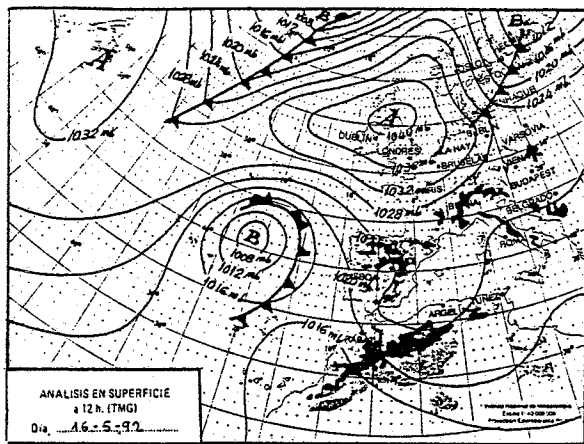


Fig. 3.5 Evolución de las condiciones meteorológicas durante la época de la campaña PRIM-1. a) Día 9 y del 13 al 15 de mayo de 1992 b) Del 16 al 19 de mayo de 1992.

b





El 15 de mayo la península estuvo bajo el predominio de un anticiclón (1020-1024 mb). En l'Estartit se registraron temperaturas máximas de 24°C y mínimas de 12°C. En la zona de estudio los vientos fueron moderados del sureste con velocidades de 7.6 m/s a las 12 hrs. Las imágenes de este día son una NOAA-11 (14:00 GMT) y otra SAR (22:00). Debido a que la adquisición de la imagen SAR fue al anochecer, se detalla el estado meteorológico de la mañana del día siguiente.

El 16 de mayo se localizó una zona de baja presión al oeste de la península asociado a un frente frío, con un anticiclón al norte el cual tuvo influencia en toda la región (1024 mb). En l'Estartit las temperaturas oscilaron entre 24 °C de máxima y 13 °C de mínima. En la zona de estudio los vientos fueron muy flojos del noreste, con velocidades de 1 m/s a las 0:00 hrs.

### **3.3.1.2 HIDROGRAFIA**

#### **3.3.1.A PERFILES VERTICALES DE CTD**

Las estaciones oceanográficas se agruparon en ocho radiales perpendiculares a la costa. De ellas se tomó la radial 7 (ver figura 3.4a) para observar la estructura de la columna agua, seleccionándose una estación de plataforma otra de talud y una oceánica, graficando la somera hasta una profundidad de 100 metros y las más profundas hasta 200.

En la figura 3.6 se presentan los perfiles de temperatura, salinidad y densidad ot de las estaciones 40, 36 y 33. En los de la estación 40 se puede observar la capa de mezcla en formación, con un grosor de unos cuantos metros y una temperatura media de 16.8°C. La salinidad se presenta bastante homogénea

variando entre 37.9 y 38, mientras que la densidad  $\sigma_t$  presenta los efectos de los decrementos de temperatura variando entre 27.8 y 28.6.

En el perfil de la estación 36 se ve una capa delgada de mezcla con un grosor aproximado de 4 metros, por lo que la termoclina se presenta bastante somera localizándose aproximadamente entre los 5 y 40 metros. Por lo que corresponde a la salinidad, se observa una inversión arriba de la termoclina con valores de 37.68 y a continuación un mínimo de salinidad de 37.1, a 5 metros. La densidad  $\sigma_t$  presenta una situación similar registrándose valores de 27.48 en la capa superficial, un mínimo de 27.25 también a 5 metros.

En el perfil de temperaturas de la estación profunda 33 se detecta también una capa de mezcla bastante delgada y posteriormente la formación de una termoclina muy marcada, alcanzando valores de 13.36 °C a 30 metros de profundidad. La salinidad presenta dos inversiones menos marcadas que en la estación de talud que se localizan a 4 y 19 metros con valores de 37.9 y 38 respectivamente. En la densidad  $\sigma_t$  apenas repercuten las inversiones de salinidad observándose una marcada pycnoclina entre los 4 a los 30 metros.

### 3.3.1.2B DISTRIBUCIONES VERTICALES (RADIALES)

A continuación se presentan las distribuciones de temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  de las radiales 1 y 4, las cuales corresponden a estaciones antes del cañón y otras en la zona del mismo.

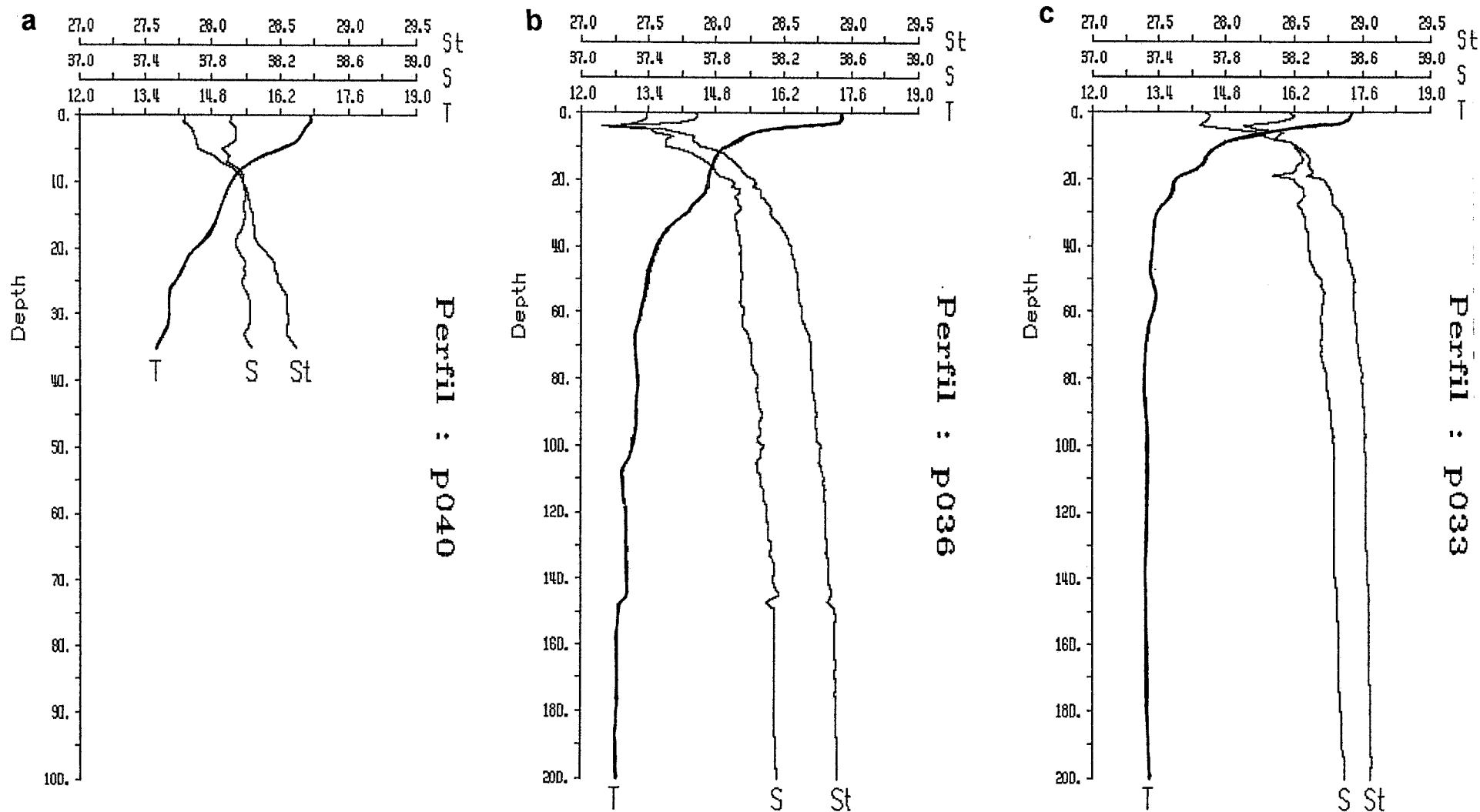


Fig. 3.6 Perfiles de temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  de la radial 7, obtenidos durante la campaña PRIM-1. a) Estación 40 (costera) b) Estación 36 (talud) c) Estación 33 (oceánica).

## RADIAL 1

En la distribución de temperaturas (figura 3.7a) se puede observar una estratificación importante en las capas superficiales, ubicándose la termoclina entre la superficie y los 50 metros de profundidad

La salinidad (figura 3.7b) de los primeros 50 metros se presenta homogénea en la zona costera (de la estación 1 a la 3) con valores que rondan los 37.8. En la parte oceánica se observa una zona frontal muy somera, la cual alcanza la superficie en las estaciones 3, 4 y 5, registrando mínimos de 37.27 entre las estaciones 5 y 6. A mayor profundidad se presenta un frente halino relacionado con el frente permanente de plataforma/talud, que intersecta la pared del talud continental entre los 100 y los 300 metros de profundidad, llegando a aflorar hasta una profundidad de 50 metros en la parte oceánica.

En la distribución de densidad  $\sigma_t$  (figura 3.7c), se observa la capa superficial muy estratificada (primeros 50 metros) como resultado de la presencia de la termoclina y del frente superficial. El frente de plataforma/talud se sitúa por debajo de esta capa registrando valores característicos entre 28.8 y 29. La isopícnica de este último valor se encuentra intersectando el fondo a 300 metros de profundidad.

## RADIAL 4

En esta radial (figura 3.8a) la termoclina se encuentra ubicada también entre la superficie y los 50 metros de profundidad, encontrándose bastante perturbada en las estaciones centrales (21 y 25), muy posiblemente debido al efecto de las fuertes velocidades superficiales de la Corriente Liguro-Provenzal-Catalana.

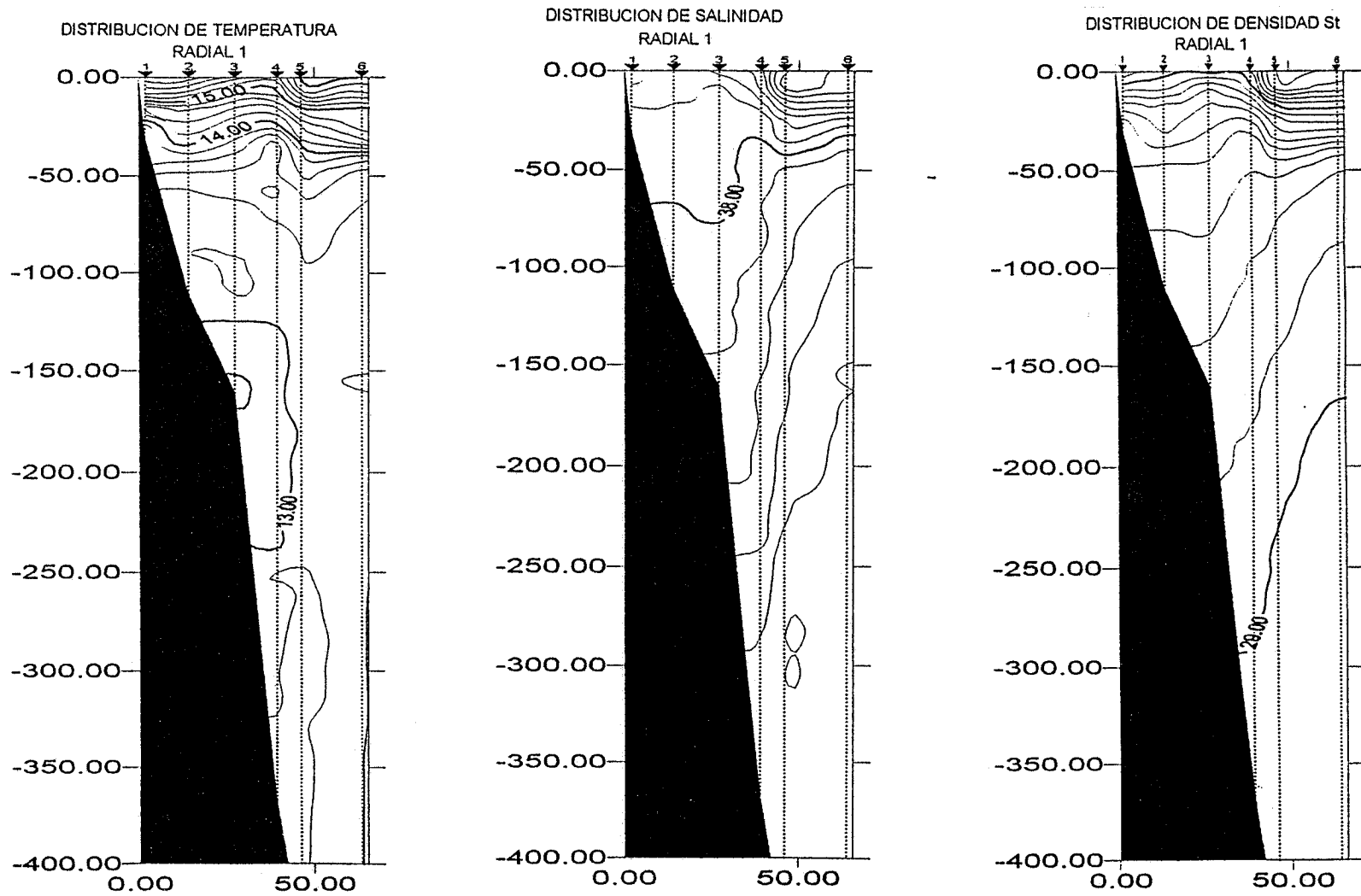


Fig. 3.7 Distribución vertical de la temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  en la radial 1 de la campaña PRIM-1.

En las capas mas superficiales (0-50 m) se presenta un gradiente halino considerable, con un núcleo de baja salinidad entre las estaciones 25 y 21 (figura 3.8b), en tanto que el frente halino antes localizado en la zona de talud se encuentra en esta radial aflorado hasta la superficie. El perfil en las capas someras parece estar determinado por las líneas de mayor velocidad de la corriente Liguro-Provencal-Catalana. A mayor profundidad, las isohalinas presentan una pendiente mas marcada que en la radial 1 aflorando la de 38.3 desde su intersección con el fondo (a 325 metros de profundidad), hasta la superficie a 65 kilómetros de la costa.

Como resultado de la presencia de la termoclina en las capas superficiales y de la distribución tan particular de la salinidad, la densidad  $\sigma_t$  se presenta muy estratificada en los primeros 50 metros (figura 3.8c). Nuevamente el frente de plataforma-talud se encuentra confinado por debajo de la termoclina y la isopicna de 29 intersecta el fondo a mayor profundidad que en la radial 1 (cerca de los 400 metros).

### 3.3.1.2C DISTRIBUCIONES HORIZONTALES

En el siguiente apartado se presentan las distribuciones horizontales de la temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$ , en superficie (1 metro de profundidad), 10 y 25 metros. Se seleccionaron estos niveles debido al tipo de estudio superficial requerido y por que a mayores profundidades la distribuciones de los parámetros analizados son muy homogéneos.

#### DISTRIBUCION EN SUPERFICIE

La distribución de temperatura (figura 3.9a) se presenta dominada por un gradiente de temperatura perpendicular a la costa. Con masas de agua fría en el norte (<17 °C) y templadas al sur (>17 °C).

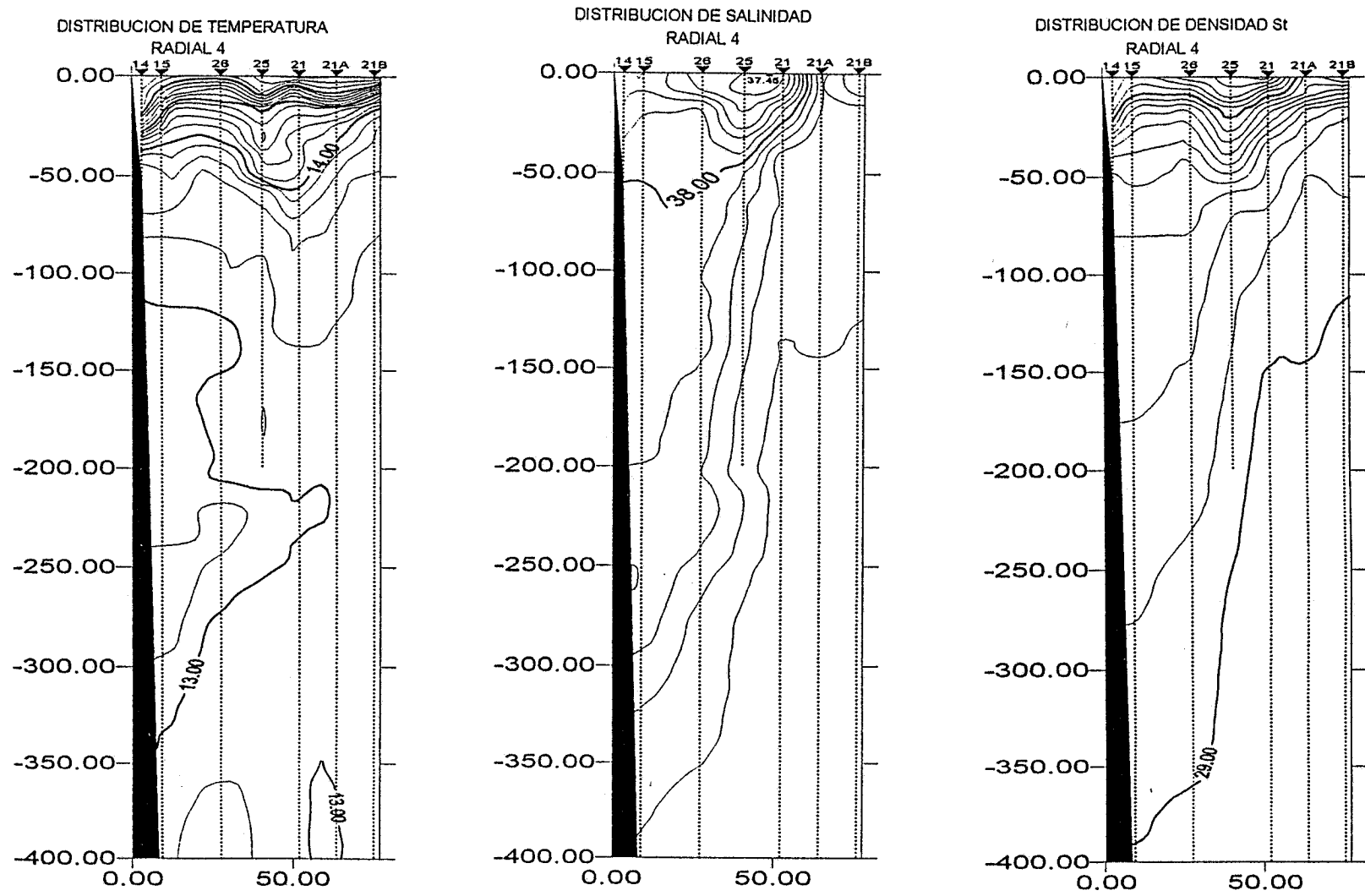


Fig. 3.8 Distribución vertical de la temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  en la radial 4 de la campaña PRIM-1.

En la distribución de salinidad (figura 3.9b) destaca un frente oceánico paralelo a la costa y localizado entre las estaciones más lejanas (aproximadamente a 50 km). En la parte interna del frente se observa una lengua de baja salinidad, con una anchura promedio de 15 km, registrándose valores de salinidades que oscilaron entre 37.27 al norte y 37.46 al sur. En de destacar las intrusiones de aguas de esta lengua de baja salinidad hacia dentro del Cañón de Palamós.

La configuración de la densidad  $\sigma_t$  superficial (figura 3.9c) es en gran medida un reflejo de la distribución de salinidad, registrándose valores de 27.48 en la parte norte de la lengua de baja salinidad y al sur de 27.22.

#### **DISTRIBUCION A 10 METROS DE PROFUNDIDAD**

La temperatura a 10 metros (figura 3.10a) se presenta bastante heterogénea, con zonas frías al norte, este y sureste del área en estudio. Así mismo, se detectan varias zonas de aguas cálidas como los dos grandes núcleos en la zona oceánica frente al Cañón de Palamós y otro en la cabeza del cañón, justo en la costa con temperaturas que alcanzan los 16.23 °C. Al sur y suroeste también se distinguen aguas cálidas, teniendo las primeras las temperaturas más altas a esta profundidad (cercanas a los 17 °C).

La distribución de salinidad a 10 metros (figura 3.10b) es similar a la observada en superficie. Se detecta una mayor intrusión de la lengua de baja salinidad hacia dentro del cañón, siendo los valores de esta estructura de menor salinidad prácticamente iguales que en superficie. Por otra parte, la salinidad en la zona costera es más homogénea a esta profundidad que en la superficie, registrándose valores cercanos a 37.8.



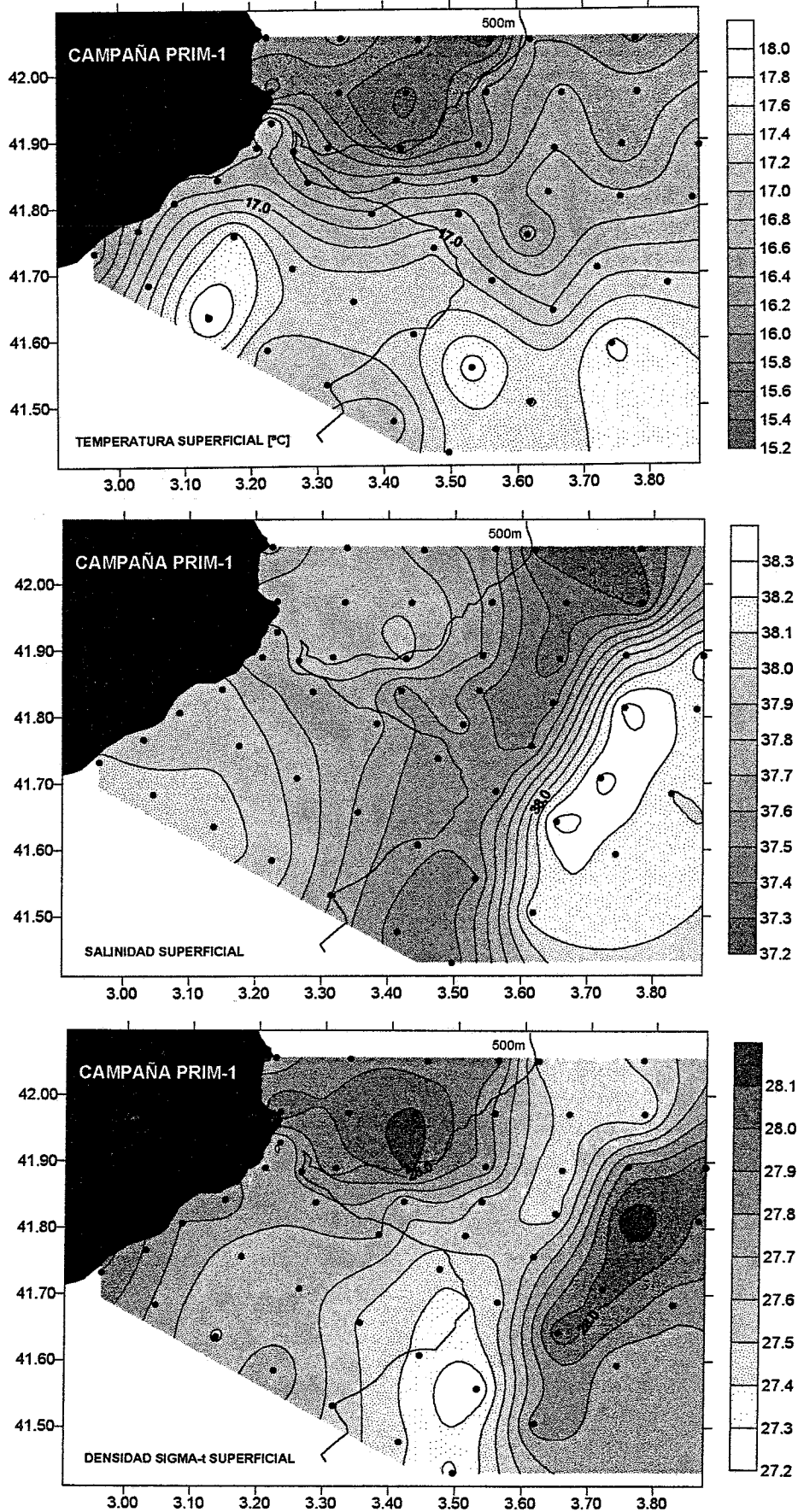


Fig. 3.9 Distribución horizontal de la temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  superficiales durante la campaña PRIM-1.

En la distribución de densidad  $\sigma_t$  (figura 3.10c), se ven reflejadas algunas características tanto de temperatura como de salinidad. El núcleo de mayor temperatura observado en la cabeza del cañón, se ve reflejado en una zona de menor densidad registrando mínimos de 27.8. Así mismo, continúa la presencia de la lengua de baja salinidad y del frente superficial, con valores que oscilan entre 27.4 y 27.9 y de 28 y 28.4, respectivamente. En la parte oceánica, externa al frente, se obtuvieron los registros más altos alcanzando una  $\sigma_t$  de 28.6.

### **DISTRIBUCION A 25 METROS DE PROFUNDIDAD**

En la figura (3.11a) se observa la distribución de temperatura en la que se distingue nuevamente la alternancia de zonas de mayor y menor temperatura. Se localizan aguas frías al norte, este, sureste y suroeste, registrándose la parte más fría a esta profundidad frente a la Playa de Pals. Por otra parte, se observa la persistencia del núcleo cálido en la cabeza del Cañón de Palamós, justo abajo de la Playa de Pals, alcanzando los 15.16°C. Es importante destacar que la zona de la corriente Liguro-Provenzal-Catalana se presentan temperaturas ligeramente mayor que su zonas circundantes, principalmente en su parte sur.

En cuanto a la salinidad (figura 3.11b), se nota una zona bastante homogénea desde la costa hasta arriba de la isóbata de los 500 metros, con salinidades alrededor de 38. Un núcleo de baja salinidad (37.62), se observa en la entrada del cañón y nuevamente se detecta la persistencia del frente halino. Los valores de salinidad más altos a esta profundidad se registraron en la parte oceánica, externa al frente, con valores alrededor de 38.3.

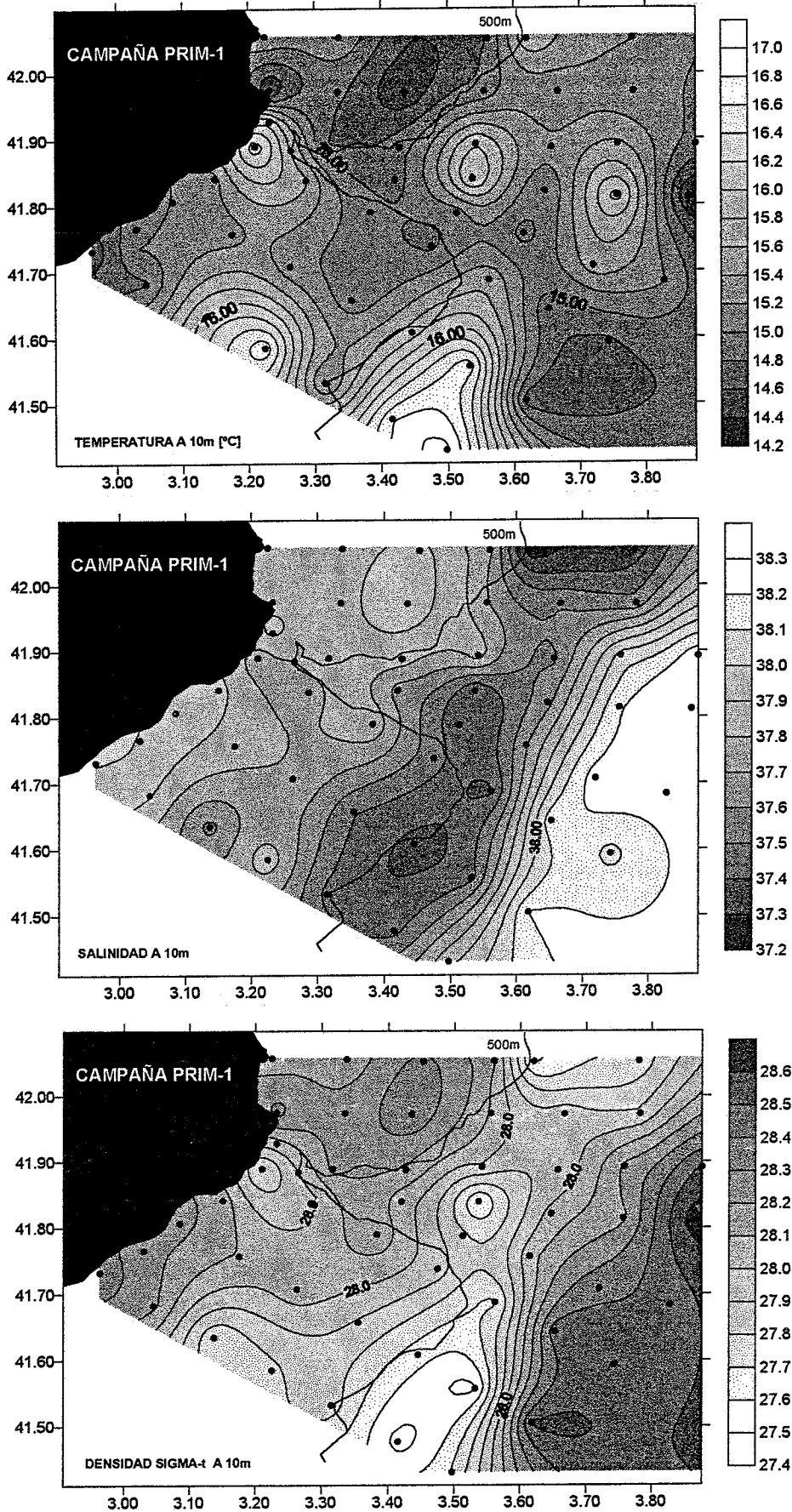


Fig. 3.10 Distribución horizontal de los valores de temperatura, salinidad y densidad ot a 10 m de profundidad durante la campaña PRIM-1.

Nuevamente, en la distribución de densidad  $\sigma_t$  (figura 3.11c) se ven reflejadas algunas características tanto de temperatura como de salinidad. Destacan los dos núcleos frío y caliente de la zona costera cercana al cañón y un núcleo de baja densidad en la boca de éste como resultados de las bajas salinidades registradas en esta parte. Se distingue también el frente de densidad así como los altos valores de  $\sigma_t$  en la zona más oceánica.

### TRAYECTORIAS DE LAS RADIOBOYAS

Como se mencionó con anterioridad, en esta campaña se lanzaron 5 boyas de deriva determinándose las trayectorias de 3 de ellas (figura 3.12). La D1 quedó atrapada de inmediato por la circulación costera mientras que D2 se desplazó hacia el sur incorporándose a la corriente de talud. Posteriormente, esta boya entró al cañón enfilándose hacia la costa y estando cerca la cabeza del cañón, se dirigió nuevamente hacia mar abierto para unirse de nuevo a la corriente de talud.

La radioboya D3 se incorporó casi de inmediato a la corriente de talud, no sufriendo ninguna desviación por los efectos del cañón. La trayectoria de la D4 no se pudo determinar debido a un fallo en el sistema emisor mientras que la D5 se lanzó a las afueras de la estación 6, dirigiéndose hacia el sureste y después de pasar cerca de la estación 20A, no se le volvió a detectar más.

#### 3.3.1.2D MEDICION Y CALCULO DE VELOCIDADES

##### VELOCIDADES MEDIDAS CON EL PERFILADOR DOPPLER

En la figura 3.13 se pueden observar las velocidades medidas con el perfilador Doppler ADCP a una profundidad de 14 metros (García-Gorrioz, 1995). En ella se distingue la corriente de talud, con velocidades que

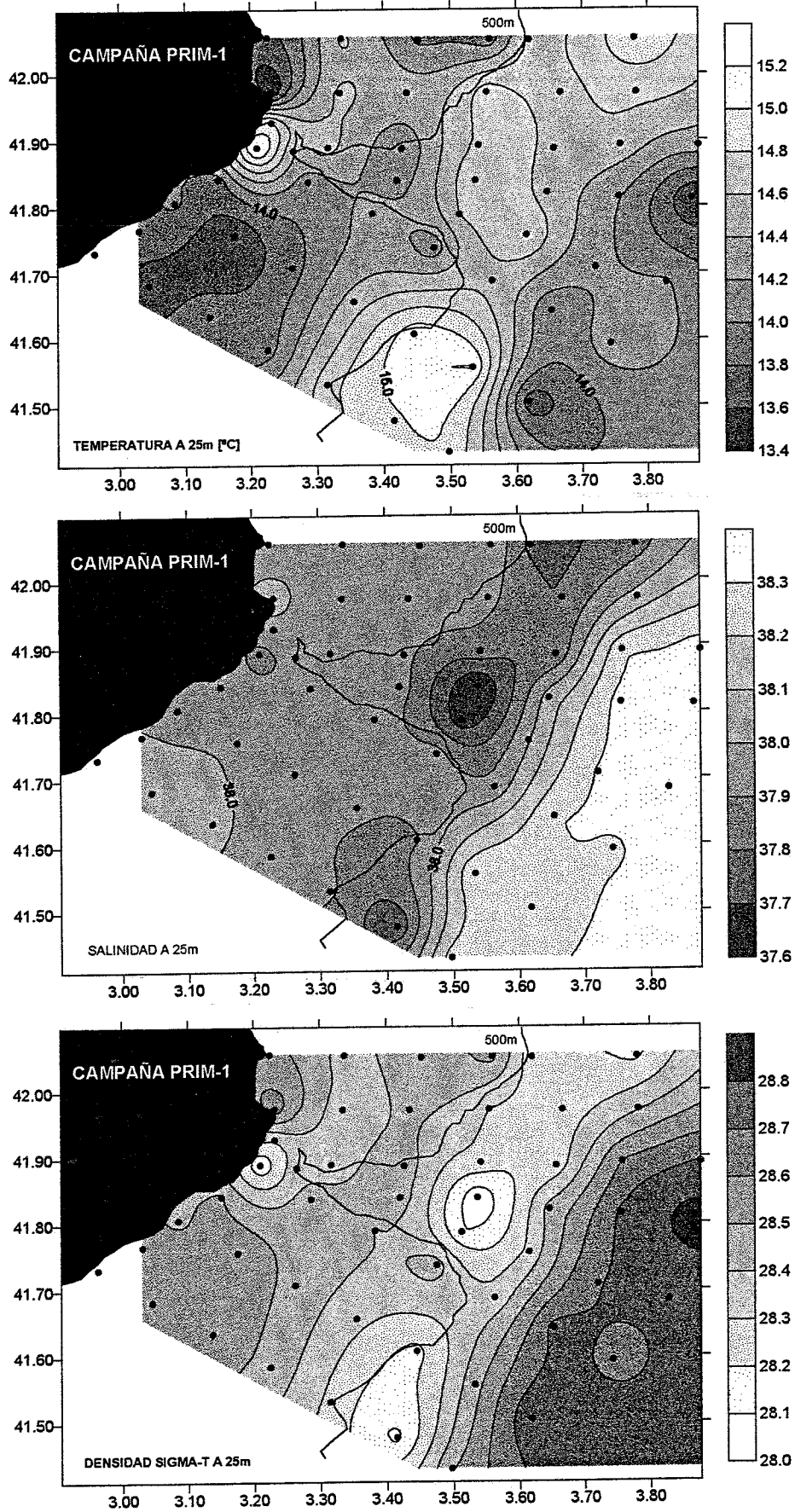


Fig. 3.11 Distribución horizontal de los valores de temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  a 25 m de profundidad durante la campaña PRIM-1.

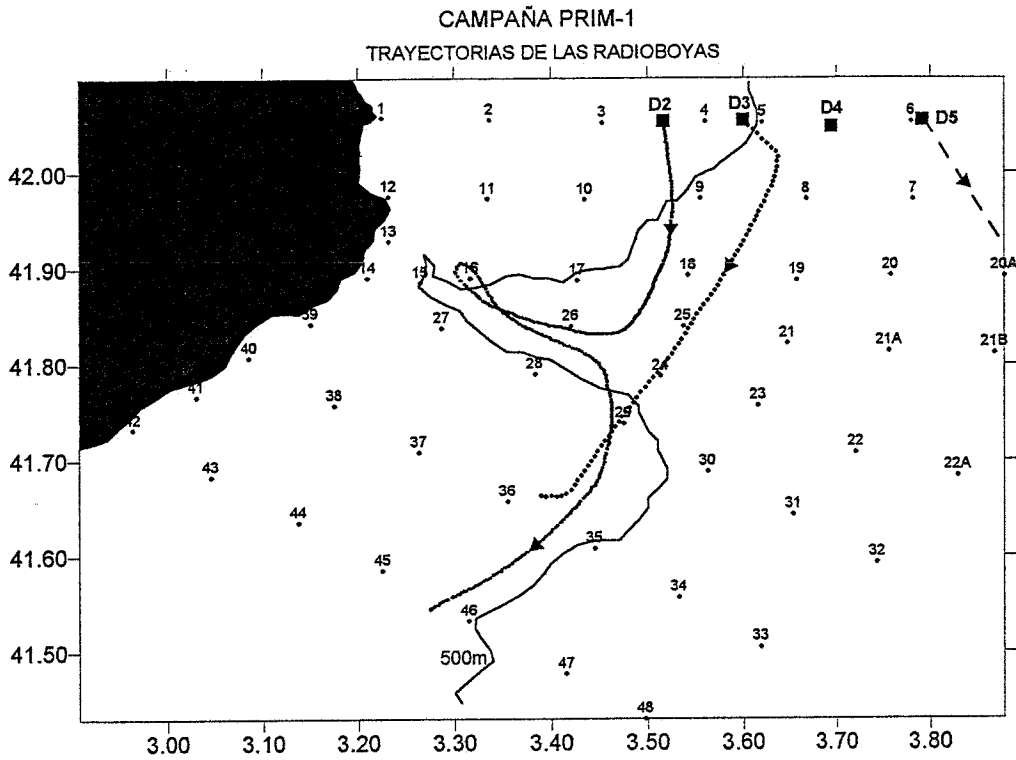


Fig. 3.12 Trayectorias de las radioboyas lanzadas durante la campaña PRIM-1.

alcanzan los 30 cm/s. Se puede también detectar ciertas perturbaciones del lado costero de la corriente en presencia del Cañón de Palamós, incluso con vectores paralelos al eje del cañón dirigiéndose hacia afuera del mismo.

### VELOCIDADES GEOSTROFICAS

El cálculo de velocidades geostroficas se llevó a cabo tanto en un plano horizontal y a 10 metros de profundidad, como en la vertical para las radiales 1, 4 y 7, seleccionado en todos los casos un nivel de referencia de 500 metros.

## VELOCIDADES GEOSTROFICAS HORIZONTALES A 10 METROS

La figura 3.14 muestra el campo de velocidades geostroficas en plano horizontal a 10 metros de profundidad. En esta se puede observar a la corriente Liguro-Provençal-Catalana desplazándose a lo largo del talud, de noreste a suroeste, con velocidades que llegan a más de 25 cm/s en algunas partes. En esta gráfica se puede distinguir también una ligera deflexión de la corriente en presencia del Cañón de Palamós. Así mismo, se aprecia una corriente relativamente débil en el lado oceánico de la corriente de talud, con vectores provenientes del este sobre los 3.8E 41.9N y con magnitudes de 5 cm/s. Posteriormente esta se orienta en el sentido de la corriente mayor.

## SECCIONES TRANSVERSALES (TRANSECTOS)

En la figura 3.15a se puede observar el perfil de las velocidades geostroficas en la radial 1. En esta no se detectan claramente las velocidades propias de la corriente de talud. Las velocidades más altas fueron calculadas en la parte más alejada de la costa (entre las estaciones 5 y 6) con valores que alcanzaron los 15 cm/s, desde superficie hasta los 80 metros de profundidad.

En la figura 3.15b se presentan las velocidades de la radial 4, que corresponde al eje del cañón. En esta se detecta perfectamente la corriente de talud, con velocidades que casi alcanzan los 30 cm/s entre las estaciones 25 y 21, además de observarse una cierta deflexión del perfil de la misma hacia adentro del cañón.

Así mismo, en la radial 7 (figura 3.15c) se detecta la corriente de talud con magnitudes similares a las calculadas en la radial 4. Esta se presenta más alejada de la costa y con menor influencia en profundidad.

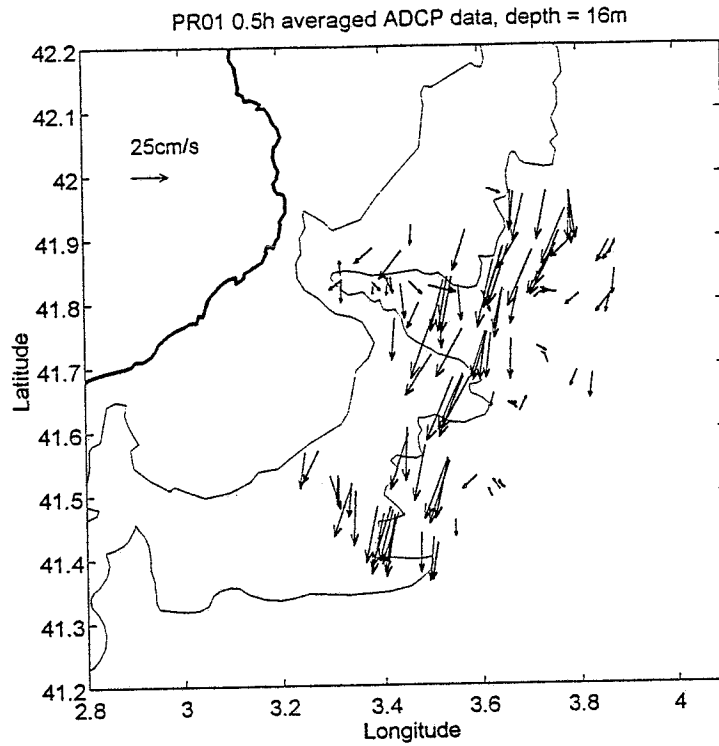


Fig. 3.13 Velocidades medidas mediante el perfilador Doppler ADCP a una profundidad de 16 m durante la campaña PRIM-1.

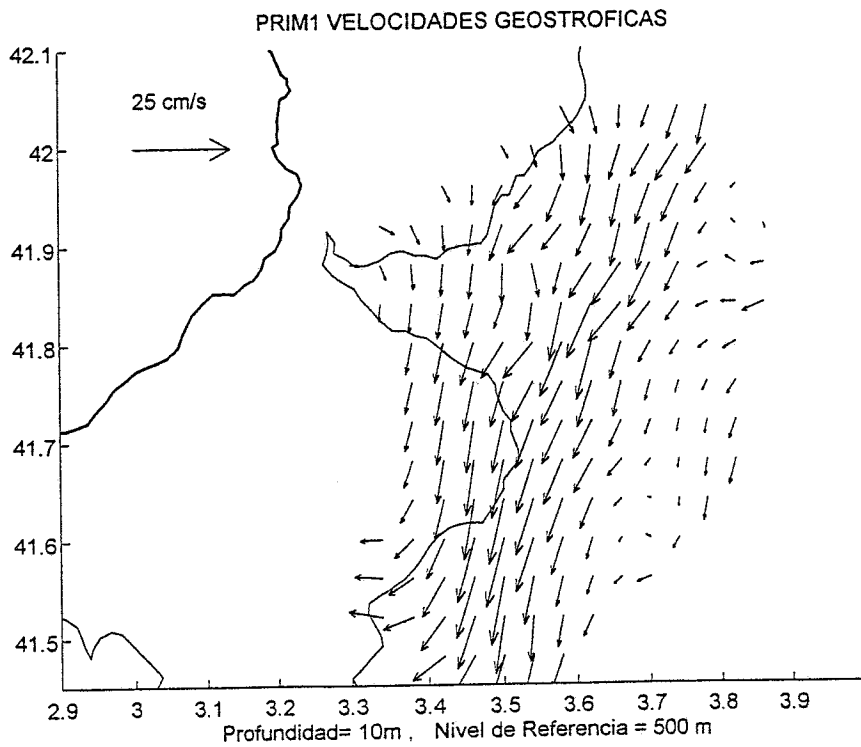


Fig. 3.14 Campo horizontal de velocidades geostróficas a 10 m de profundidad.



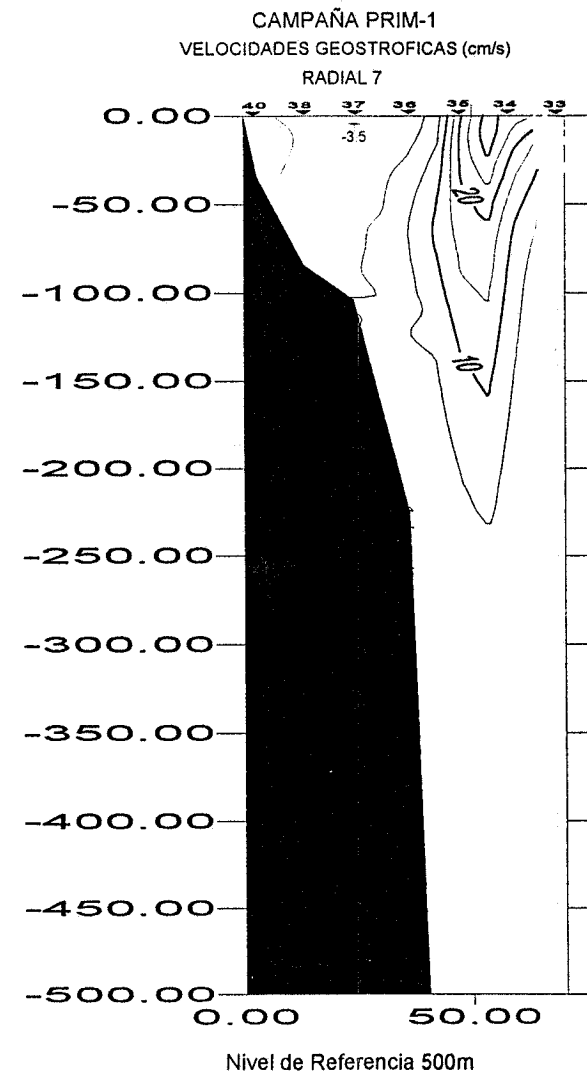
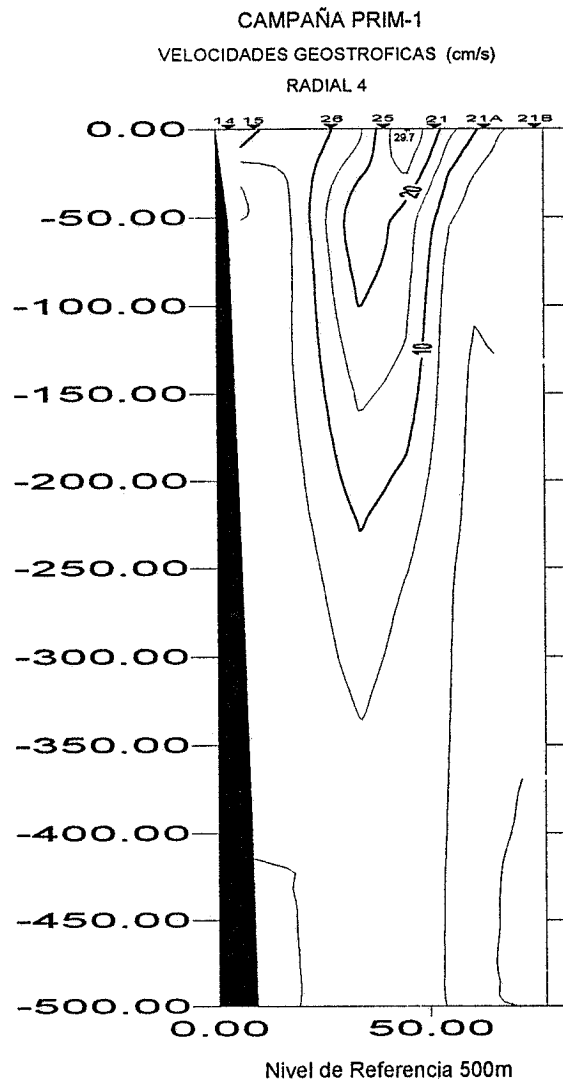
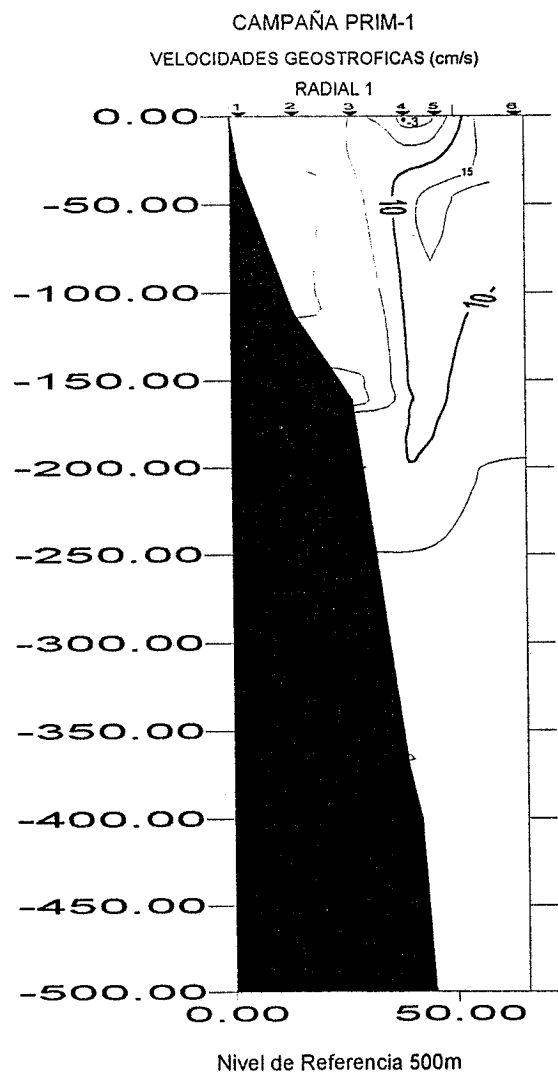


Fig. 3.15 Perfil de las velocidades geostroficas en la radial 1, 4 y 7 durante la campaña PRIM-1.

### 3.3.1.2E IMAGENES NOAA-AVHRR

La figura 3.16 muestra la imagen NOAA-11 del AVHRR, de fecha 14 de mayo, en la que se puede apreciar una gran perturbación de la superficie del mar. Como se mencionó en las condiciones meteorológicas la península estuvo dominada por el efecto de un frente frío, nuboso en la mayor parte de la misma. En la región vientos fueron fuertes todo el día provenientes del sureste, con velocidades de 11.1 m/s (40 km/h) a las 12 hrs. Esto se ve reflejado en una gran banda de aguas superficiales frías desde el centro del Mediterráneo Occidental (7E y 40N) hasta el Golfo de León. Esta zona perturba las aguas cálidas generadas en la zona de plataforma de dicho golfo y las descargas de aguas frías provocadas por el Ródano.

Se observa con dificultad la corriente Liguro-Provenzal-Catalana desde sus orígenes en el Mar Ligur (parte superior derecha), hasta la zona del Golfo de León. En el talud del Mar Catalán la corriente se detecta con mayor claridad, mostrando un “canal de aguas menos cálidas” arriba de la isóbata de 1000 metros. Más al suroeste, la corriente de talud continua su curso generando meandros y remolinos entre Barcelona y Tarragona. Así mismo, en la parte oceánica cerca de los 4E y 42N, se alcanza a dibujar un remolino de dimensiones considerables.

Es importante notar que a pesar de las perturbaciones superficiales debidas a los fuertes vientos, se puede distinguir entre el continente y las Islas Baleares, una compleja estructura superficial, con una serie de remolinos ciclónicos y anticiclónicos ubicados en su parte oceánica.

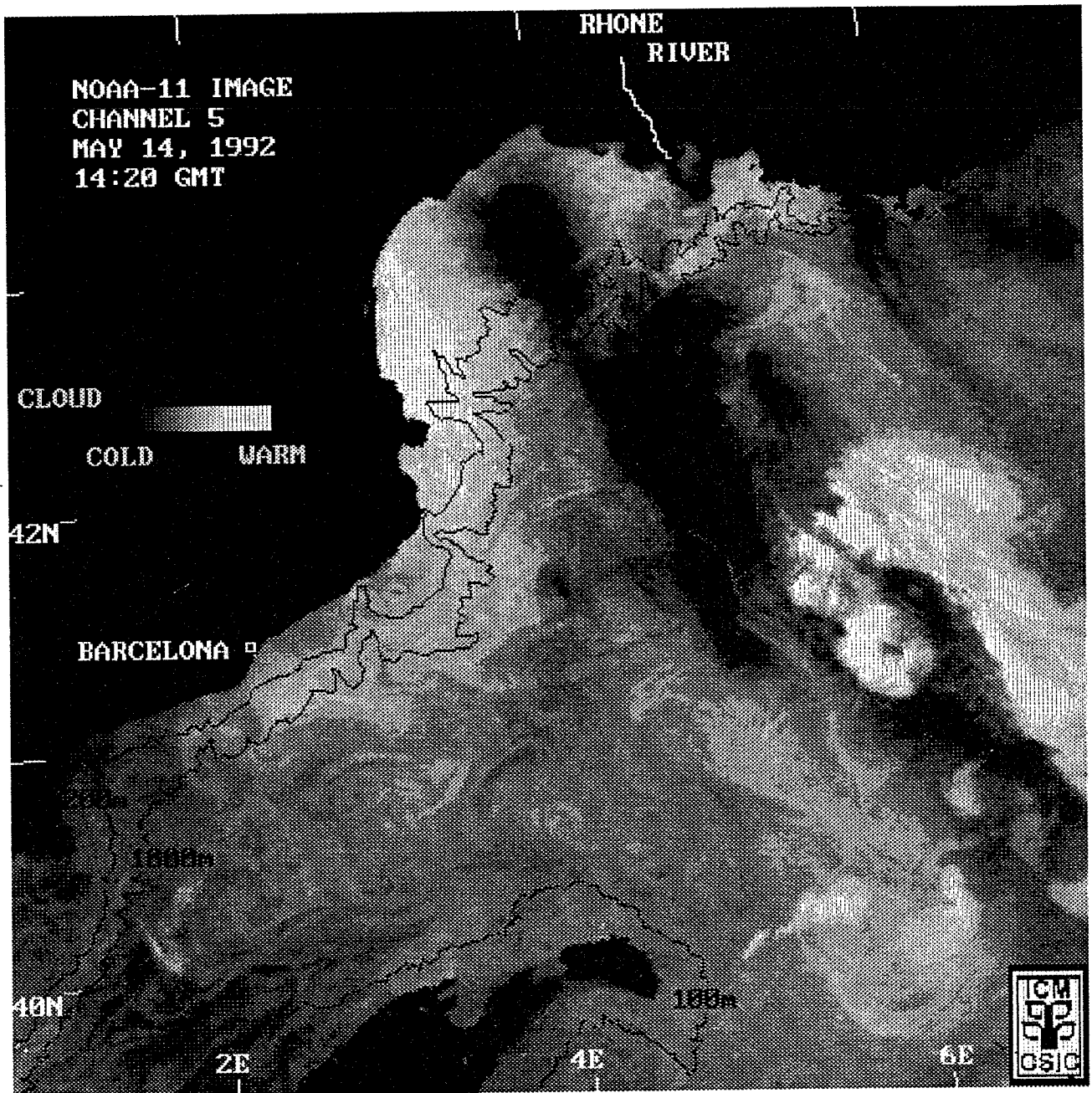


Fig. 3.16 Imagen NOAA-11 (AVHRR/HRPT) del 14 de mayo de 1992.

En la segunda imagen NOAA-11 (figura 3.17) correspondiente al 15 de mayo, se presentaron condiciones meteorológicas más favorables. Los vientos continuaron del sureste, pero moderados en esta ocasión. En esta imagen se observa claramente la corriente Liguro-Provenzal-Catalana en el Mar Ligur (parte superior derecha), con aguas frías en la zona costera (tonos oscuros) y con aguas más cálidas a medida de que se separa de la zona costera.

En el Golfo de León se puede distinguir claramente la descarga de las aguas frías del Ródano y su distribución por la mayor parte de la plataforma continental. A las afueras del golfo, más allá de la isóbata de los 1000 metros, se observa también una zona de aguas frías, muy posiblemente provocadas por los vientos provenientes del sureste que soplaron durante esas horas.

En la parte del Cañón de Palamós, se puede notar una vasta zona dominada por aguas cálidas (tonos claros), dividida en su parte media por un canal de aguas menos cálidas provenientes del Ródano y transportadas por la corriente de talud. Es importante notar un gran remolino posiblemente ciclónico, intrusionando en la zona cálida, con un diámetro aproximado de 70 kilómetros. También es importante destacar las zonas de agua fría en la parte costera, al noreste y suroeste de Barcelona (tonos oscuros) y un núcleo de agua cálida en la cabeza del Cañón de Blanes.

### **3.3.1.3 IMAGENES SAR**

#### **3.3.1.3A IMAGEN DEL 9 DE MAYO**

En la figura 3.18a se presenta la imagen SAR del 9 de mayo de 1992 con una cobertura total (100x100km) y una resolución de 200x200 metros aproximadamente. Como fue comentado con anterioridad, los datos meteorológicos reportaron a las 12:00 GMT vientos fueron flojos del oeste con

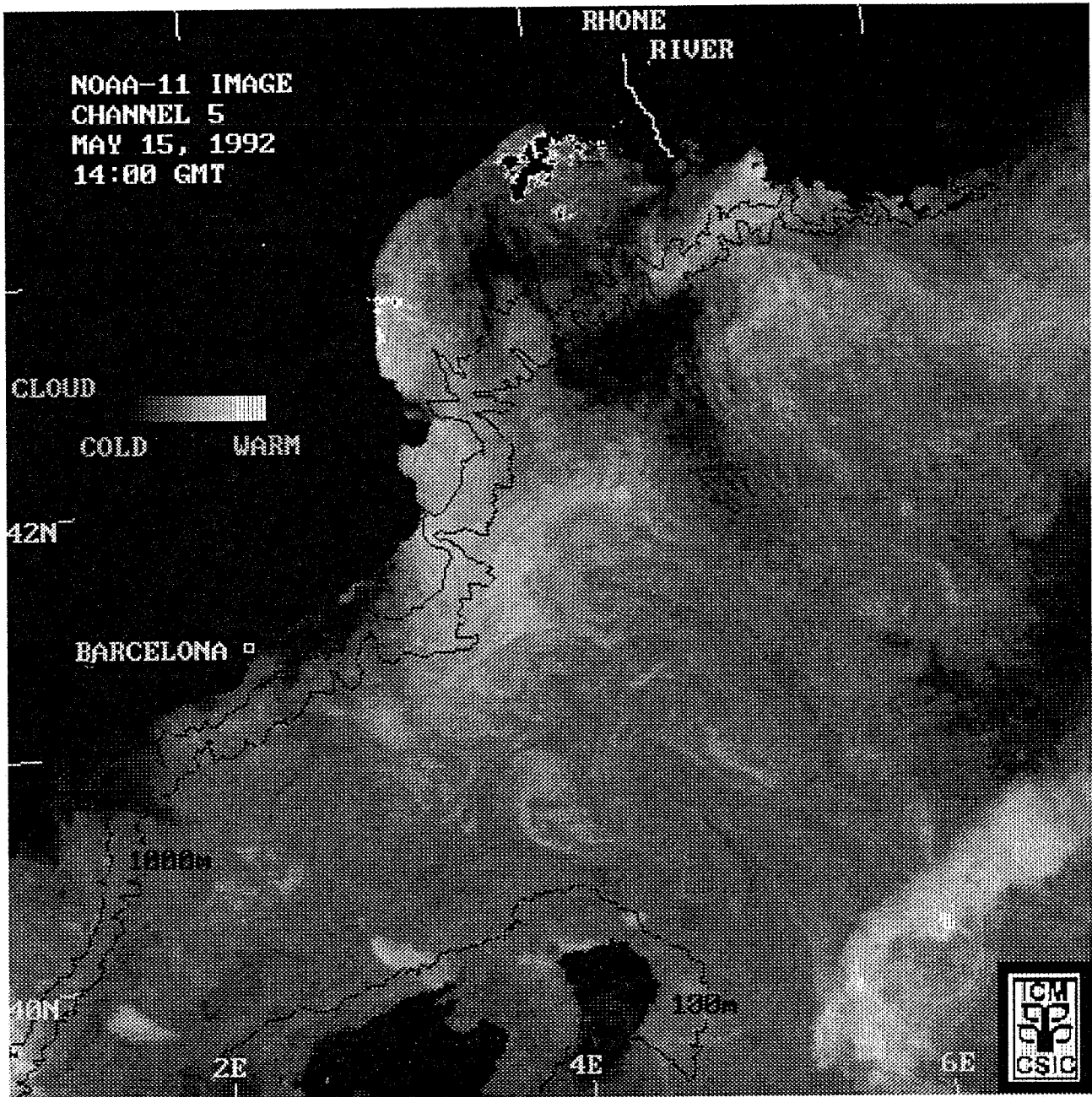


Fig. 3.17 Imagen NOAA-11 (AVHRR/HRPT) del 15 de mayo de 1992.

velocidades de 4.3 m/s (15.5 km/h). A esta imagen se le superpusieron las estaciones de la campaña PRIM-1 (puntos negros) y las isobatas de 200 y 500 metros. En general se puede observar una importante diferencia en niveles de retroreflectancia entre la mitad derecha y la mitad izquierda de la imagen. Este efecto no se pudo compensar con la aplicación de una corrección en "slant range", ocurriendo únicamente con esta imagen y con la del 13 de junio de 1992 dentro del conjunto total de imágenes (42) recibidas de la ESA. Casualmente la adquisición de ambas fue durante el paso descendente de la órbita.

Así mismo, se observan zonas oscuras frente al Golfo de Rosas y al sur de la imagen, muy posiblemente debida al campo de vientos. No existen registros de viento durante el momento de la adquisición (10:31 GMT), ni tampoco estas zonas se orientan a los vientos dominantes de las 12:00 hrs. de ese día. Sin embargo, la carta isobárica de las 6:00 GMT (figura 3.18b) presenta las isobaras de 1016 y 1012 mb paralelas a estas zonas oscuras. Además, en la zona del Cañón de Palamós se detectan líneas de baja retroreflectancia las cuales se alinean con las zonas antes mencionadas. Estas líneas que parecen estar asociadas a una corriente superficial, provienen de la plataforma, deflectándose en la zona del cañón, con una dirección muy similar a la de las velocidades geostroficas y ADCP de la campaña PRIM-1.

Este y otros fenómenos costeros importantes no se aprecian lo suficiente en la imagen completa, por lo que serán detallados a continuación usando sub-imágenes.

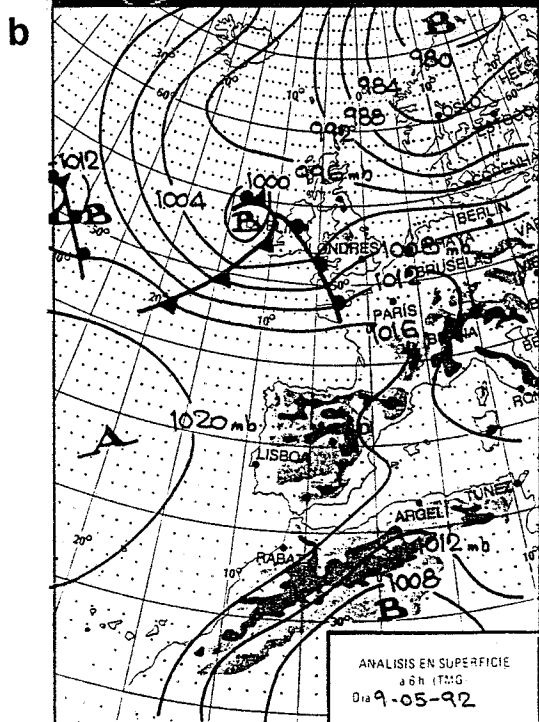
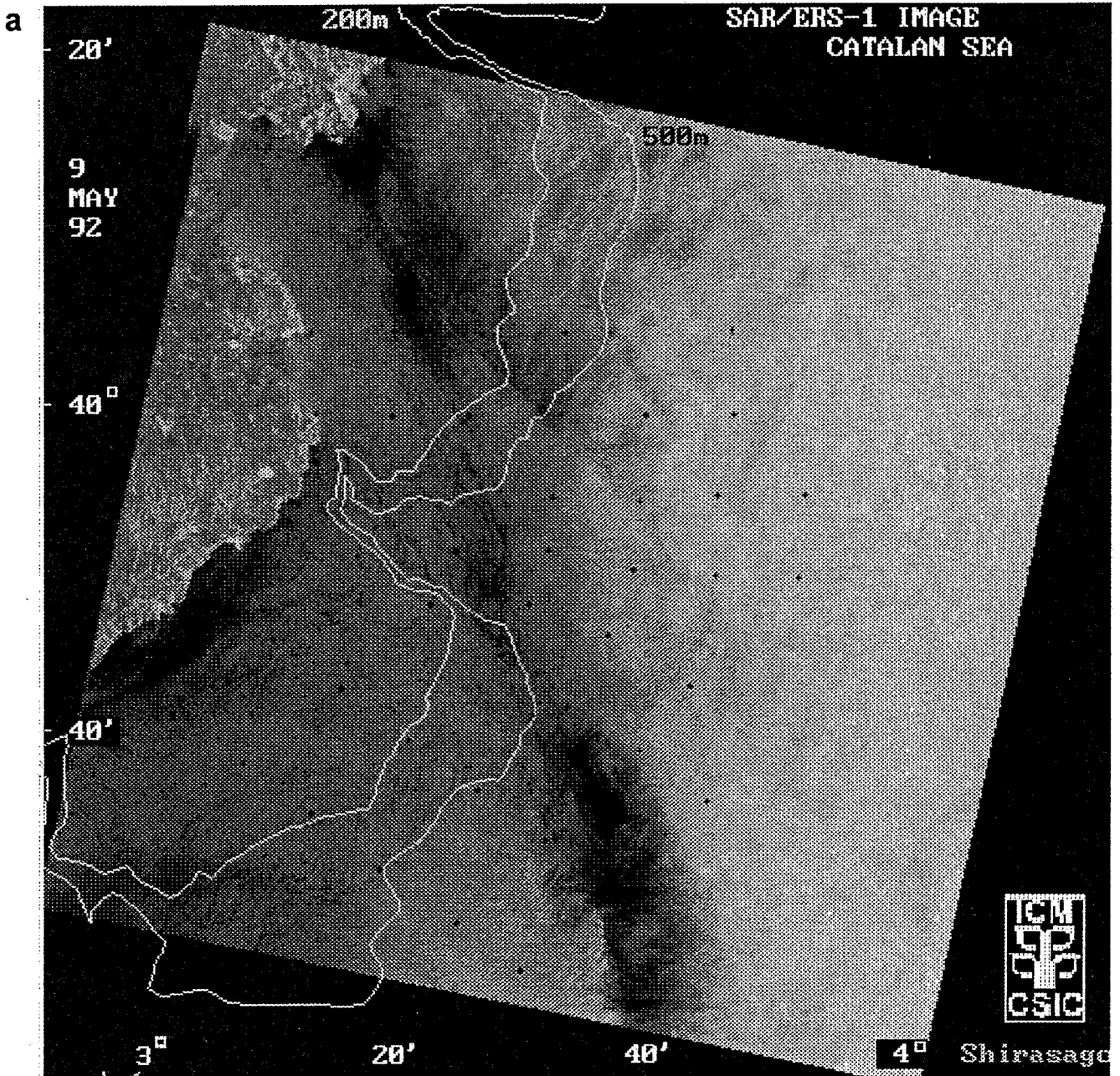


Fig. 3.18 a) Imagen SAR del 9 de mayo de 1992  
b) Carta isobárica del mismo día.

En la figura 3.19 se muestra una sub-imagen de la zona del Cañón de Palamós, en la cual se observan perturbaciones posiblemente generadas por la corriente principal, representadas por líneas negras de baja retroreflectancia. Estas líneas describen una trayectoria semicircular exactamente arriba del cañón y posteriormente, en uno de los extremos de la entrada del mismo (aguas abajo), un vórtice bosquejado por líneas muy oscuras. Es difícil asegurar el sentido de giro y los efectos en profundidad de ambas estructuras, ya que no se cuenta con registros de ADCP de esta fecha, los cuales permitirían la determinación de tales movimientos. Así mismo, se observa sobre toda la zona de plataforma, una serie de inestabilidades de menor escala.

En otra sub-imagen de la parte norte del Mar Catalán (figura 3.20) se observan, además de las zonas oscuras debido al viento, estructuras asociadas a la topografía de la plataforma continental, entre los 100 y 200 metros. Dichas estructuras están orientadas paralelas a las isóbatas y a todo lo largo de la plataforma.

La sub-imagen de la figura 3.21 corresponde a la zona costera circundante a la cabeza del cañón. En ella se detecta un remolino frente a Palamós con un radio aproximado de 10 km, nuevamente identificable mediante las líneas oscuras. Este remolino podría ser del tipo anticiclónico, dada la circulación general de la zona, además de que en las distribuciones horizontales obtenidas a partir de datos de CTD (ver figura 3.10a), se detectó un núcleo de agua caliente en ese lugar. Por otro lado, al sur de esta estructura y frente a la costa se presenta una zona de muy baja retroreflectancia, con partes oscuras muy difusas, claramente producto del efecto de la escasez del viento. Así mismo, se han marcado con dos pequeños círculos dos barcos presentes en la imagen (puntos de muy alta retroreflectancia) rodeados por una serie de estructuras bastante complejas.



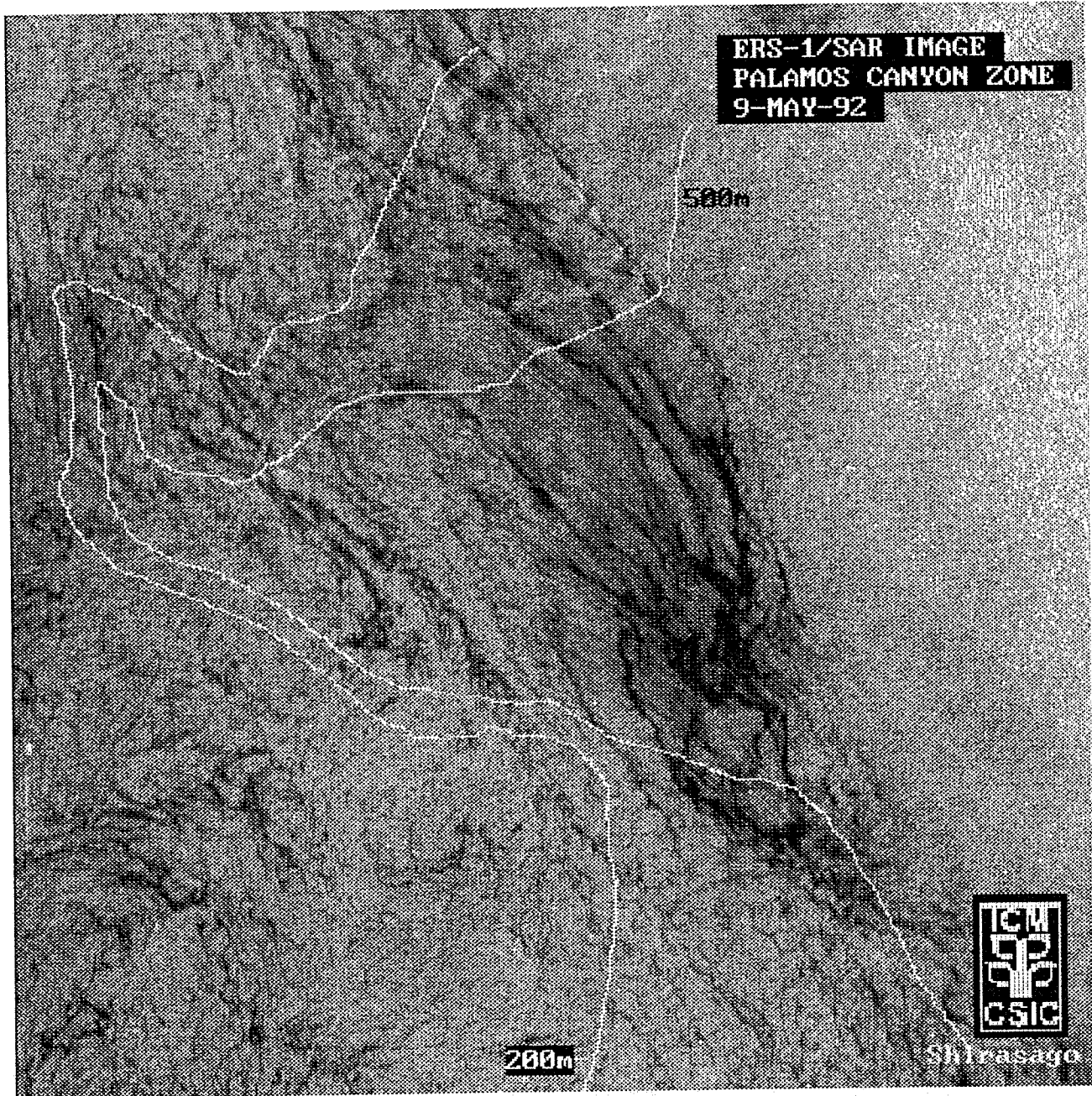


Fig. 3.19 Subimagen SAR (25x25 km) mostrando la estructura observada en el Cañón de Palamós.

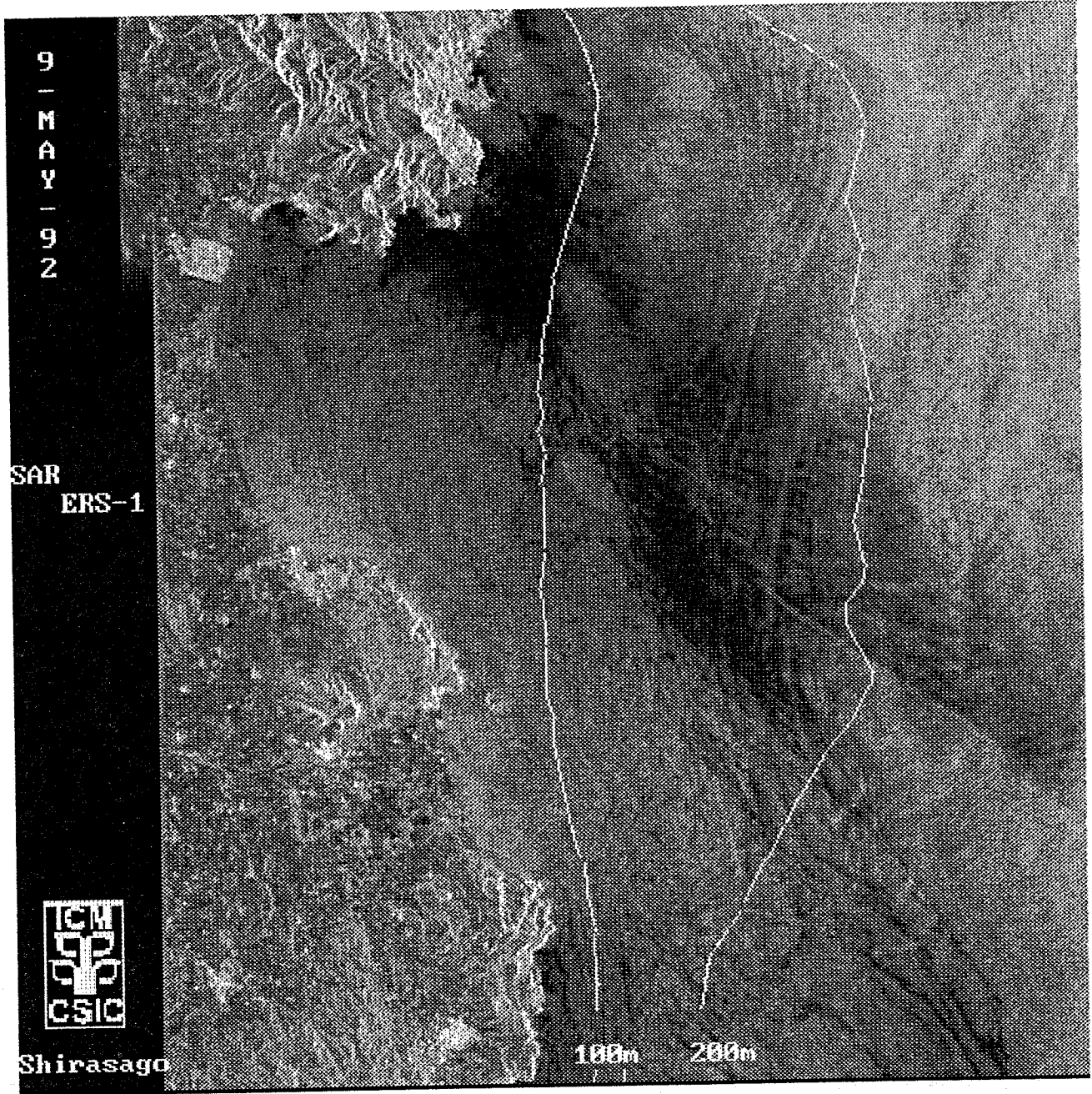


Fig. 3.20 Subimagen SAR (50x50 km) mostrando las estructuras relacionadas a la topografía.

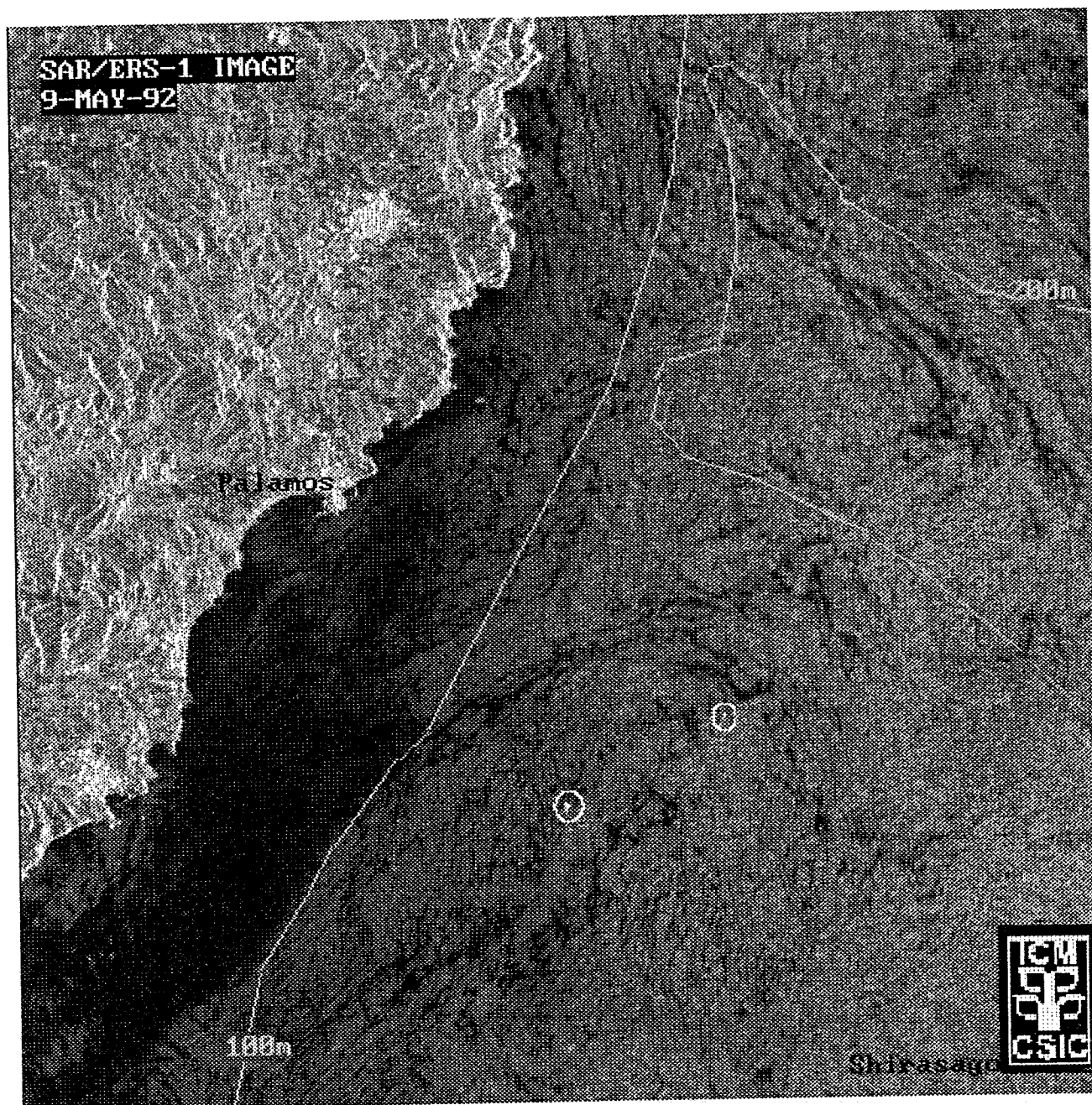


Fig. 3.21 Subimagen SAR (25x25 km) de la zona circundante a la cabeza del Cañón de Palamós mostrando un remolino representado por líneas de baja retroreflectancia. Los círculos blancos señalan la presencia de dos barcos con direcciones contrarias y sus estelas.

Finalmente, en la figura 3.22a se muestra otra sub-imagen (25x25km) de la zona oceánica frente al Cañón de Palamós, en la que se observa una línea arqueada de alta retroreflectancia típica de una zona frontal. En la figura 3.22b se presenta la línea arqueada marcada en sus extremos con la letra "x" y la posición del frente localizado tres o cuatro días después de la adquisición de la imagen mediante observaciones *in situ*.

### 3.3.1.3B IMAGEN DEL 15 DE MAYO

Como ya fue mencionado, la adquisición de esta imagen se realizó a las 21:49 GMT. Los datos meteorológicos de las 0:00 GMT del siguiente día reportaron en la zona de estudio vientos muy flojos del noreste (figura 3.23a), con velocidades de 1 m/s (3.6 km/h). De acuerdo a estudios previos realizados con este tipo de imágenes, estas condiciones serían bastante desfavorables para la detección de fenómenos marinos. Sin embargo, esta imagen contiene detalles muy importantes de fenómenos oceanográficos que ocurrieron en la zona, durante ese periodo.

En la figura 3.23b se presenta la imagen completa (100x100 km. de cobertura y 200x200 m. de resolución), incluyendo las isóbatas de 200 y 500 metros y las estaciones oceanográficas representadas por puntos blancos. A esta imagen y a las subsecuentes sub-imagenes se le ha aplicado un proceso de escalado para visualizar mejor las estructuras presentes. Una parte importante de ésta aparece ocupada por tierra y por una amplia zona de baja retroreflectancia (poco viento), ésta última coexistiendo con las líneas propias que delínean fenómenos relevantes. Entre ellos es posible distinguir la corriente de talud enmascarada por dicha zona de baja retroreflectancia y una importante perturbación por la presencia del Cañón de Palamós. Así mismo, se observa en la parte costera de la Costa Brava, zonas de baja retroreflectancia, mismas que coinciden en gran medida con las zonas de

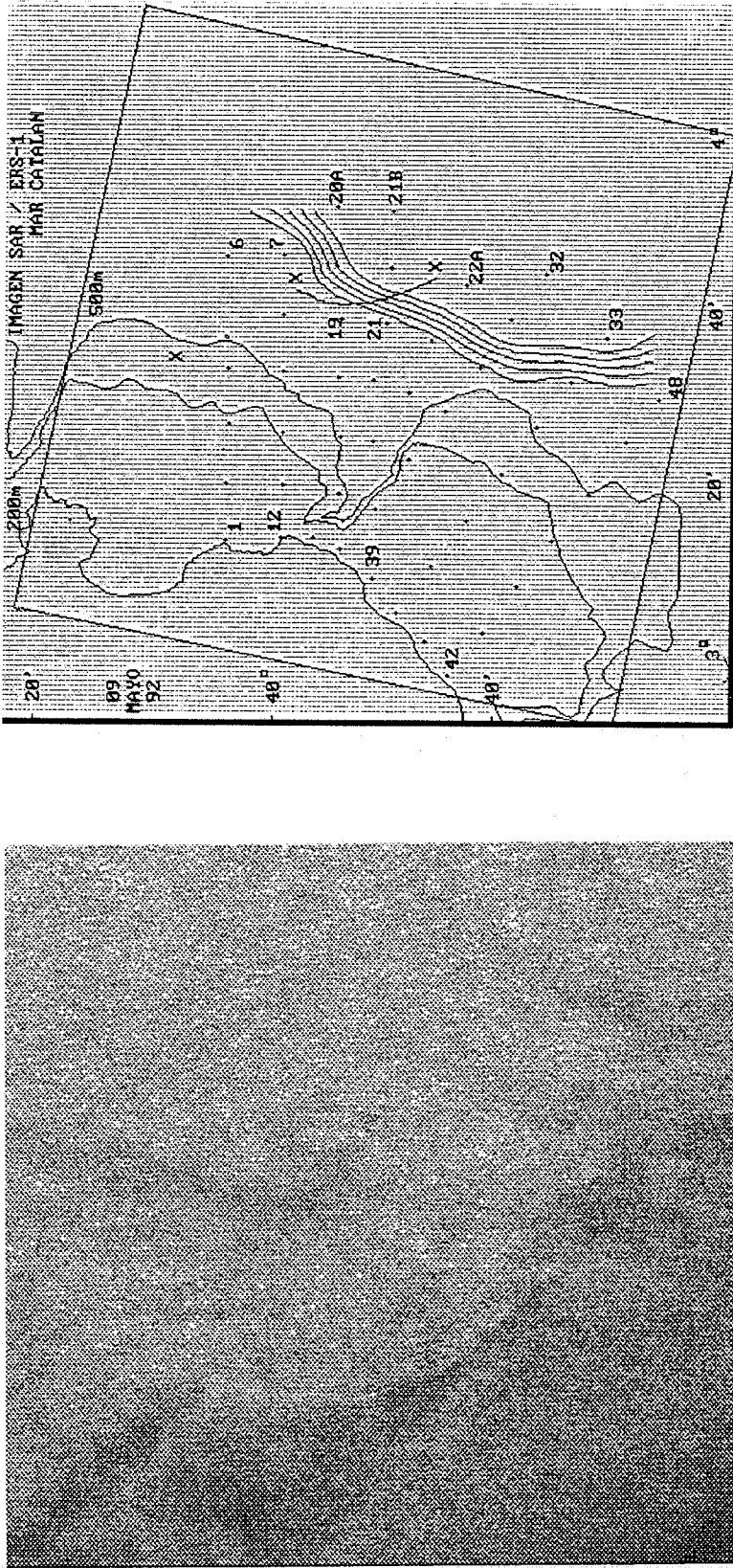


Fig. 3.22 Zona oceánica frente al Cañón de Palamós a) Subimagen SAR mostrando la signatura de un frente. b) Posición del frente halino registrada a partir de datos de CTD durante la campaña PRIM-1.

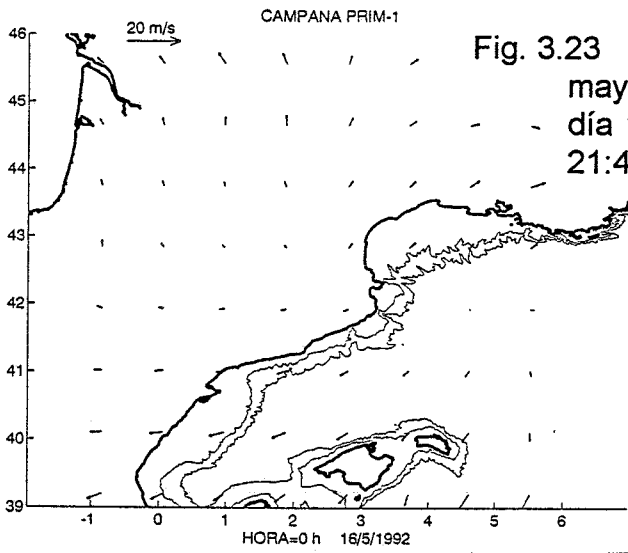
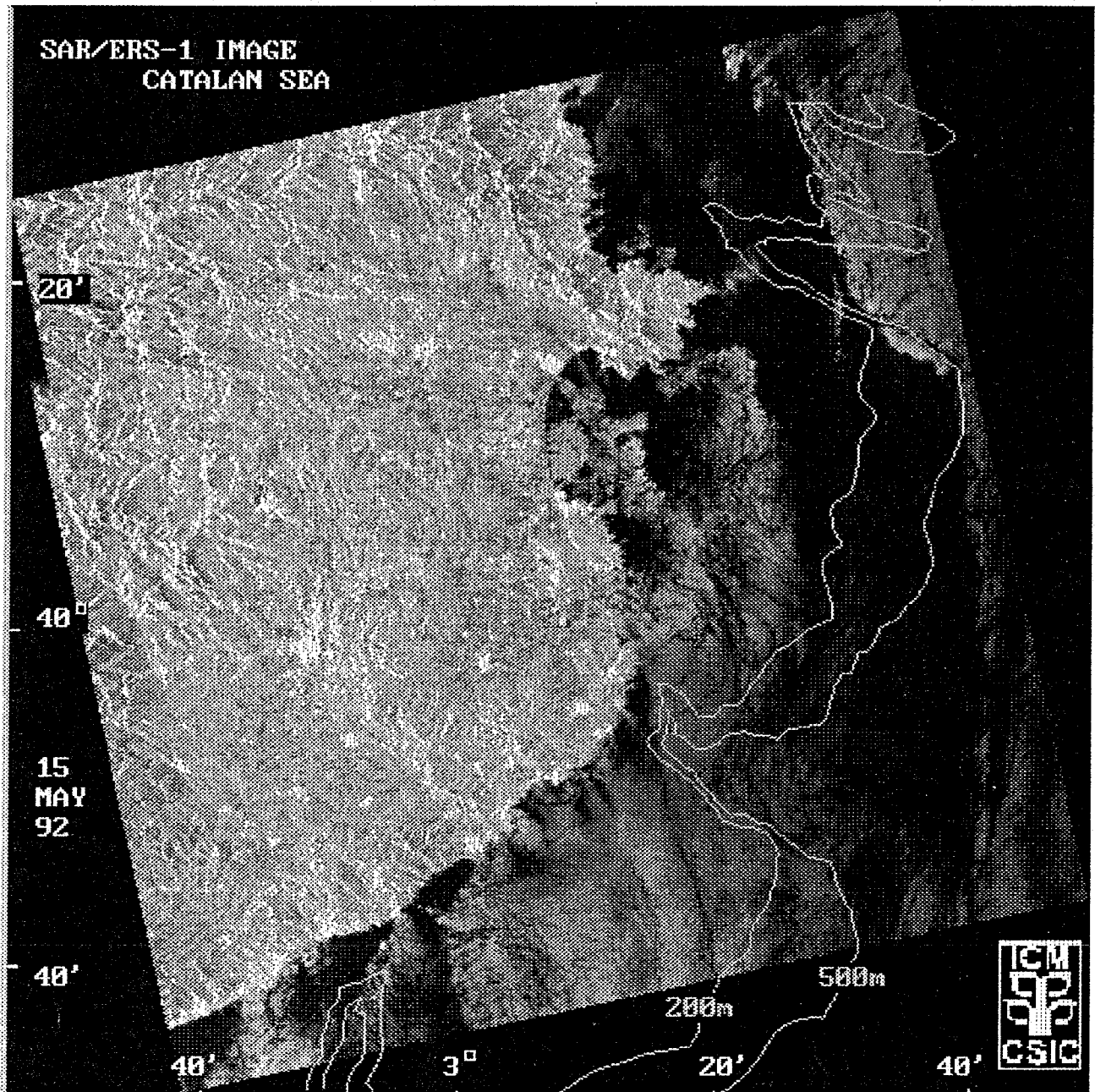


Fig. 3.23 a) Condiciones meteorológicas del 16 de mayo a las 0:00 GMT. b) Imagen SAR del día 15 de mayo de 1992 (hora de adquisición 21:49 GMT).



agua fría presentes en la imagen NOAA de la misma fecha. Por otro lado, al norte de la parte marina de la imagen, se observan estructuras complejas combinadas con otras de baja retroreflectancia, producto de la escasez de viento.

En la figura 3.24a se observa una sub-imagen de 50x50 km. (resolución aproximada de 100x100m), con la isóbata de 500m. y los vectores ADCP a 16 metros, sobrepuestos. En ella se aprecia una importante correlación entre las líneas oscuras que delinean la corriente y la dirección de los vectores ADCP. Se distingue claramente la desviación que sufre la corriente en presencia del cañón, tanto en la propia imagen SAR, como en la dirección de los vectores. Como ya se comentó, la imagen se encuentra perturbada por la escasez de viento, pero a pesar de ello se pueden discernir en la parte externa, líneas negras producto de la corriente de talud, orientándose en la misma dirección de los vectores ADCP. Así mismo es posible observar, abajo a la derecha de la sub-imagen, una parte del gran remolino observado en la imagen NOAA. Por otra parte, en la zona costera se observan líneas negras que dibujan formas complejas al norte y al sur, estas últimas distribuyéndose paralelamente a la costa y a lo largo de la plataforma. En la figura 3.24b (sub-imagen de 40x40 km) se presenta con mayor detalle lo mencionado anteriormente, sin las perturbaciones provocadas por la sobreposición de la topografía y los vectores ADCP. En la figura 3.25 se muestra una sub-imagen de menor cobertura (25x25 km.) pero de mayor resolución (50x50 m. aprox.), la cual permite observar los desvíos de la corriente por efectos del cañón (abajo a la derecha) y líneas oscuras conectando la zona del cañón con la parte costera. Así mismo, es posible detectar una estructura en forma de remolino frente a la desembocadura del Río Ter, mediante el mismo tipo de líneas, continuando posteriormente por toda la costa y formando pequeños remolinos anticiclónicos, destacando el formado frente a Palamós.

a



b



Fig. 3.24 Subimágenes SAR (50x50 km). a) Con vectores ADCP medidos a 16 metros de profundidad b) Ampliación de la subimagen detectando los efectos del cañón y el gran remolino observado en la imagen NOAA.



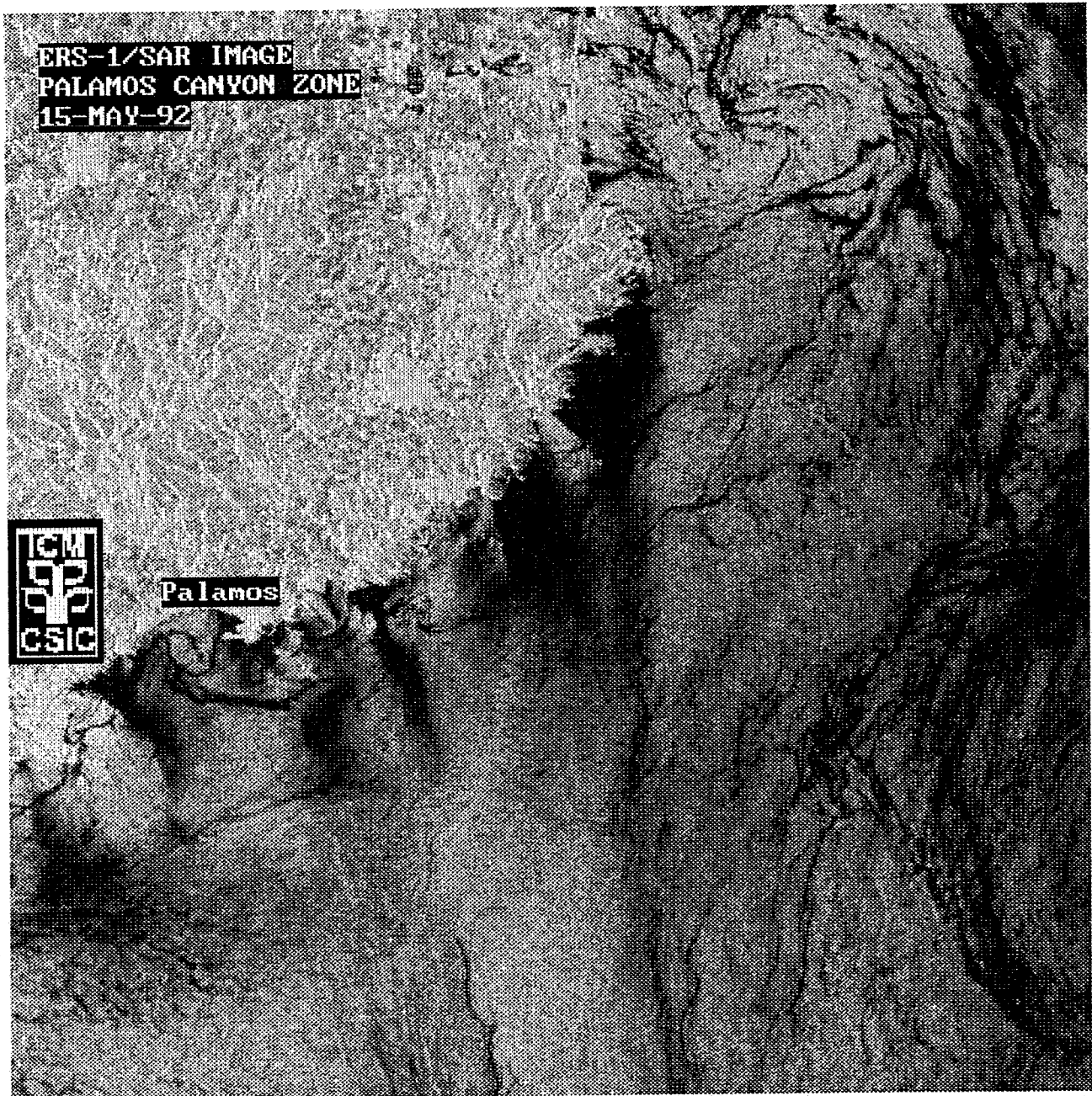


Fig. 3.25 Subimagen SAR (25x25 km) mostrando una ampliación de la intrusión de aguas de la zona del Cañón de Palamós hacia la costa.

Otra sub-imagen de 25x25 km es mostrada en la figura 3.26 en la que se observan zonas de baja retroreflectancia debidas a dos posibles causas, las cuales podrían inclusive actuar simultáneamente. La primera de ellas está relacionada al efecto de la escasez de vientos y/o al efecto "pantalla" de las montañas, provocando zonas oscuras difusas principalmente en sus bordes. La segunda, debido a las aguas frías detectadas en esta zona mediante la imagen NOAA de este día (ver capítulo 1, inciso 1.6.5), provocando zonas muy oscuras inclusive en sus bordes, presentando la misma forma que la detectada en la imagen NOAA.

Finalmente, en la figura 3.27 se observa una sub-imagen (25x25km) de la parte norte de la imagen original, en la que se puede ver una diferencia de retroreflectancia considerable debida a un gradiente importante de vientos. Dicho gradiente se presenta como resultado de varios procesos atmosféricos actuando de forma rápida en toda la región (ver figura 3.5a), los cuales encubren parcialmente trenes de ondas internas en la parte superior derecha de esta imagen.

### **3.3.2 CAMPAÑA PRIM-2**

#### **3.3.2.1 CONDICIONES METEOROLOGICAS**

La campaña PRIM-2 abarcó del 2 al 10 de Junio de 1992, sin embargo se describe el estado meteorológico tanto del día 1 como del 13 de junio, debido a que las imágenes SAR correspondientes a esta campaña son del 31 de mayo por la noche (21:57 GMT) y del 13 de junio.



Fig. 3.26 Subimagen SAR (25x25), mostrando zonas de baja retroreflectancia posiblemente relacionadas a aguas frías.



Fig. 3.27 Subimagen SAR (25x25) en la que se observa una diferencia de retroreflectancia debida a un gradiente de viento así como un tren de ondas internas (parte superior derecha).

Durante la mayor parte del periodo de muestreo de esta campaña, se localizó un gran núcleo de alta presión en la zona de las Islas Azores. Este núcleo tuvo importantes variaciones de intensidad e influyó sobre las condiciones atmosféricas de la península. En las figuras 3.28a, b y c se presenta la evolución de las condiciones meteorológicas durante el periodo de estudio.

Los mapas isobáricos del 31 de mayo y 1<sup>o</sup> de Junio muestran cambios considerables en cuestiones de horas, presentándose núcleos de baja presión al norte y este de la península (1008 mb), entre las 12:00 GMT del 31 y 6:00 GMT de 1<sup>o</sup>. Se registró una temperatura de 22°C en l'Estartit como máxima y de 19°C como mínima. En la zona de estudio los vientos fueron de flojos a muy flojos del oeste durante el transcurso del día, siendo a las 0:00 GMT del 1<sup>o</sup> de Junio más fuertes en la parte norte que en la sur (entre 3.5 a 1 m/s) y muy flojos en la zona oceánica. La imagen de satélite correspondiente a este día es una SAR de fecha 31 de mayo, cuya hora de adquisición fue a las 21:57 GMT.

Así mismo, durante el 7 de Junio la zona de estudio estuvo bajo la influencia de bajas presiones (1012 mb), registrándose en l'Estartit 19°C como máximas y de 12°C como mínimas. Los vientos en la zona fueron flojos variando de dirección a lo largo del día, siendo a las 12:00 GMT del sur con velocidades de 3 m/s. En esta fecha se obtuvo una imagen NOAA-11 a las 14:30 GMT.

Por otra parte, el 8 de Junio se presentó un frente frío en la parte occidental de la península, continuando la influencia de bajas presiones (1012-1016 mb) en la zona de estudio. La temperatura máxima en el l'Estartit fue de 21°C y las mínimas fueron de 13°C. Los vientos continuaron siendo flojos en la zona presentando valores de 3.3 m/s. la imagen correspondiente es una NOAA-11 cuya hora de adquisición fue a las 14:15 GMT.

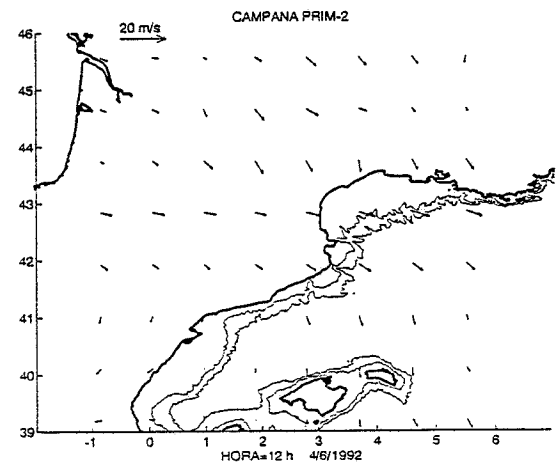
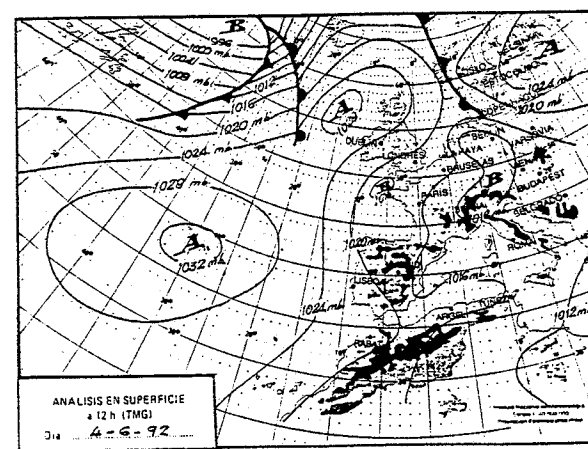
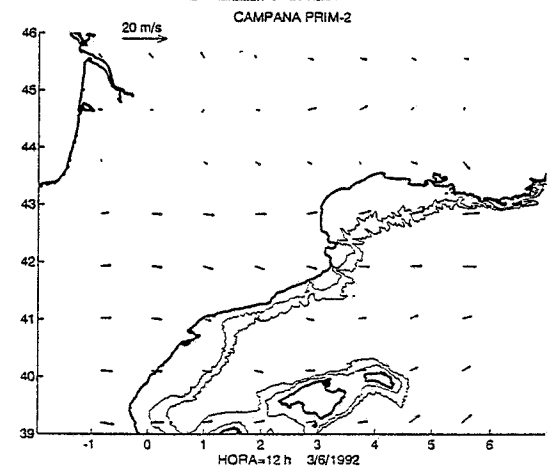
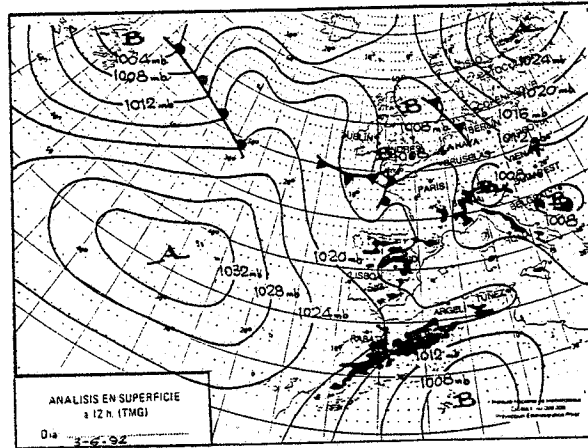
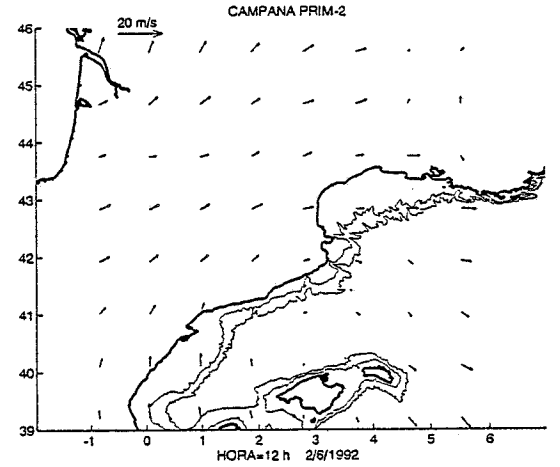
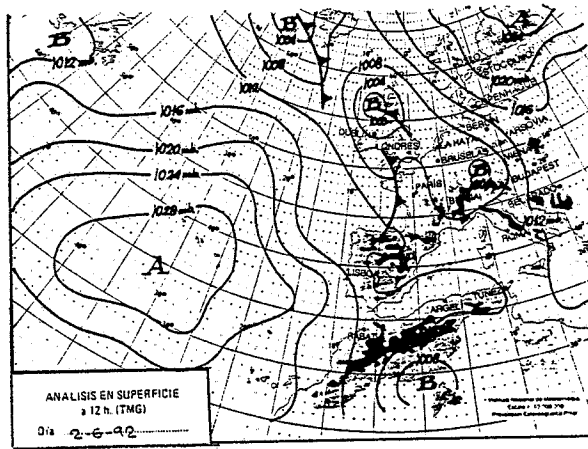
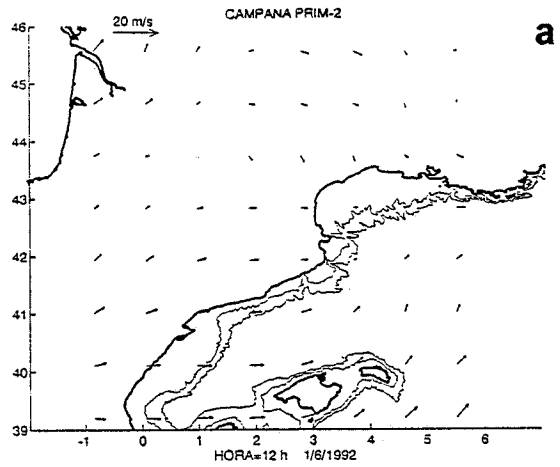
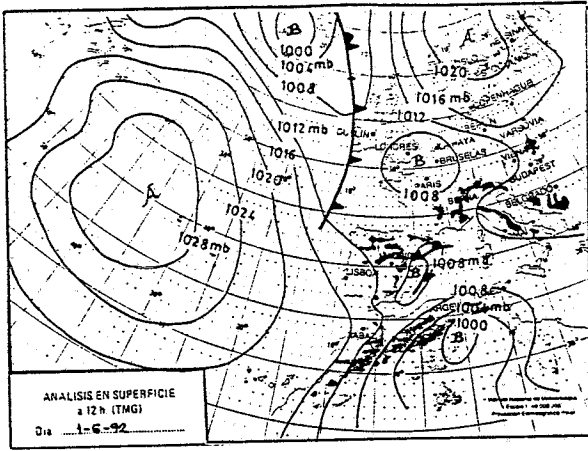
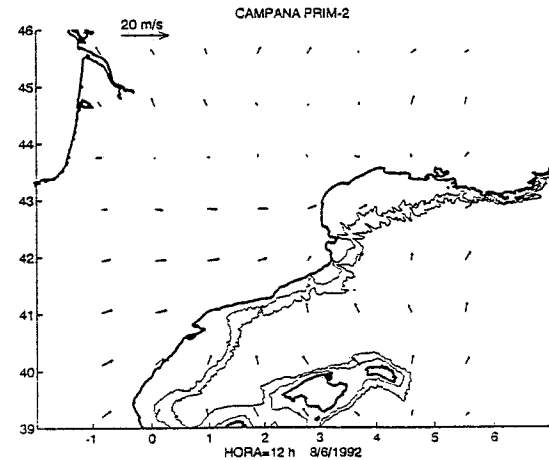
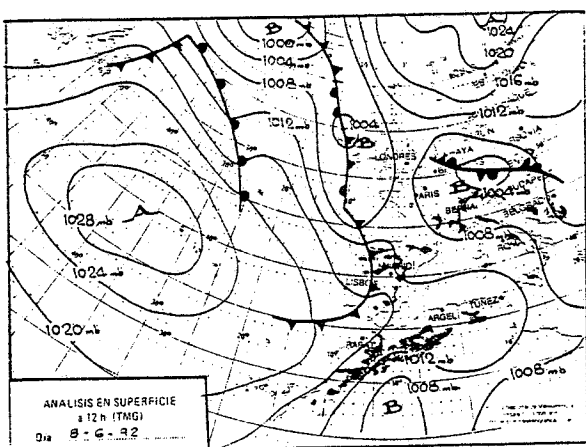
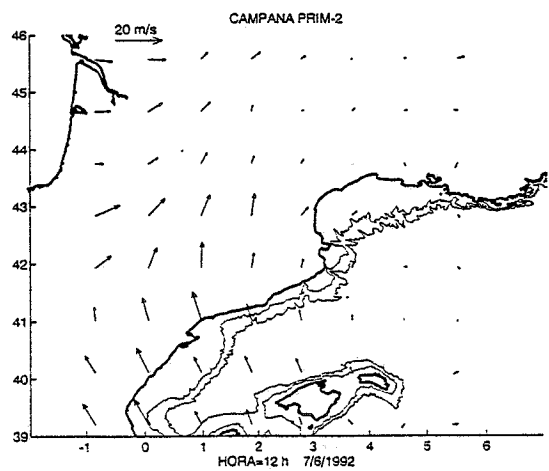
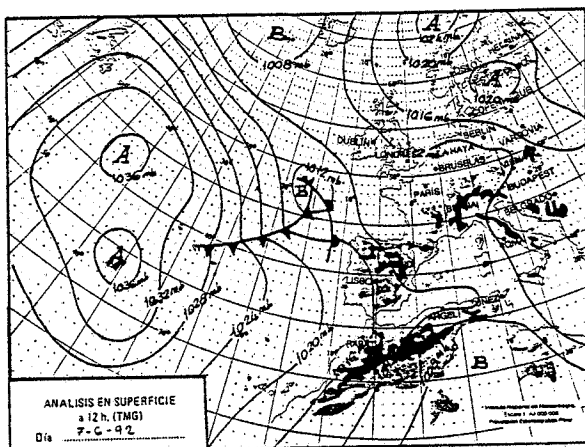
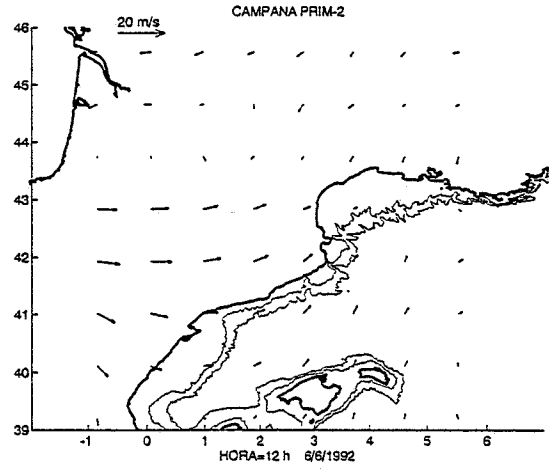
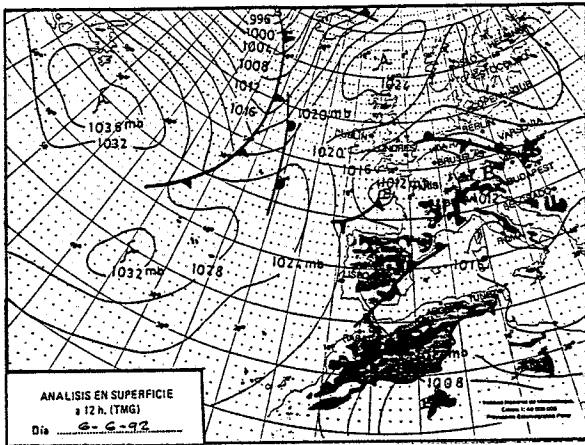
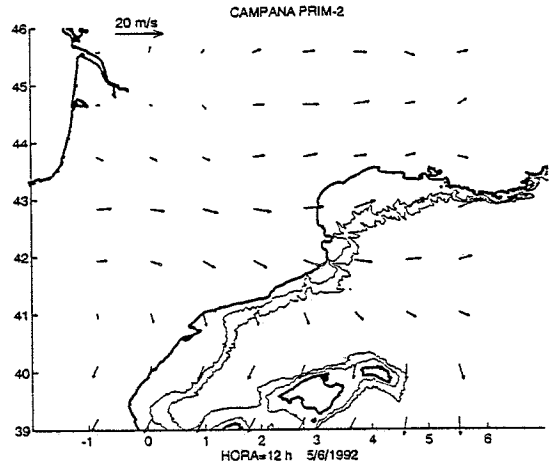
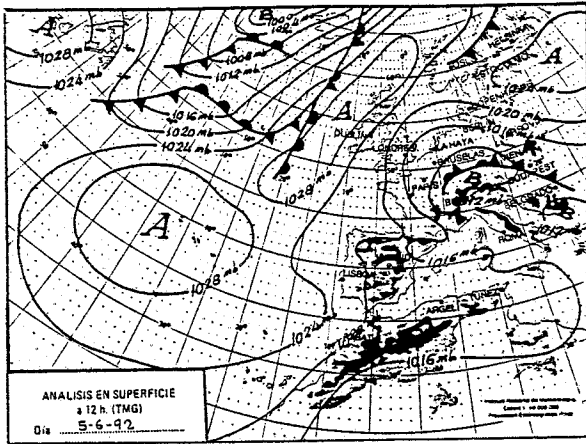
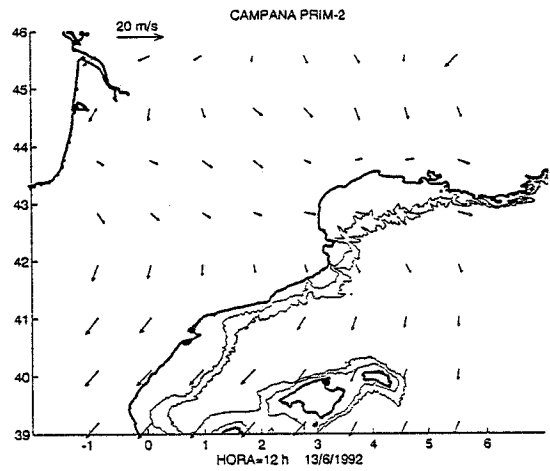
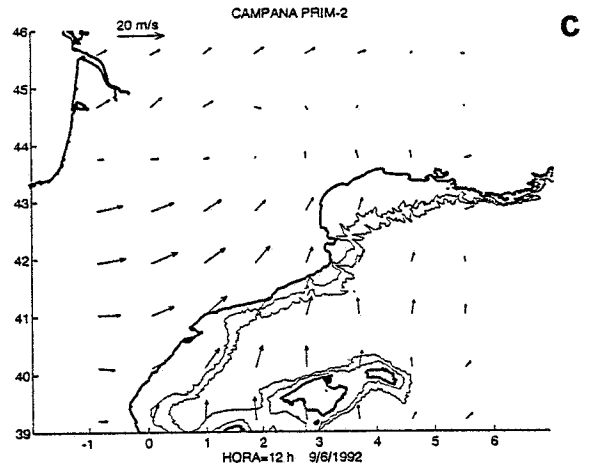
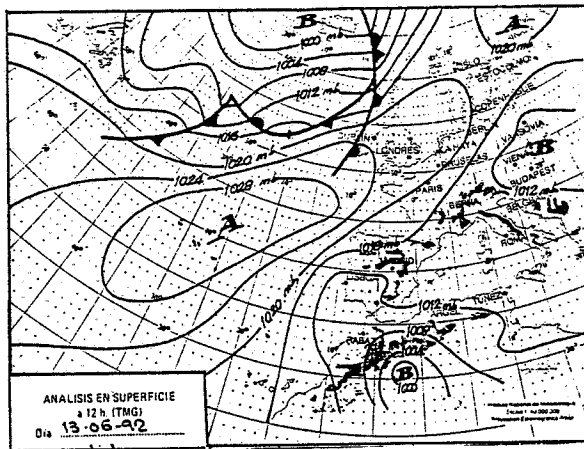
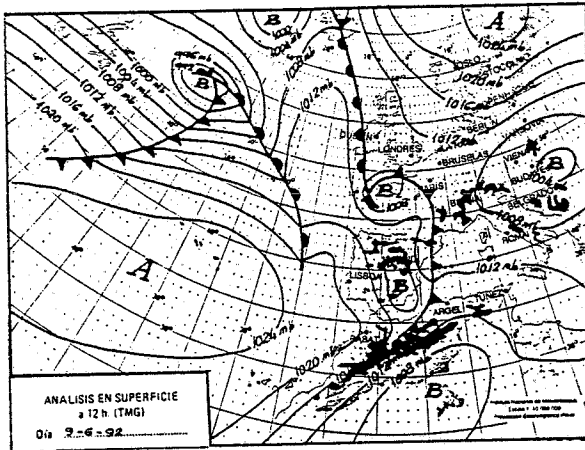


Fig. 3.28 Evolución de las condiciones meteorológicas durante la época de la campaña PRIM-2. a) Del 1 al 4 de junio de 1992 b) Del 5 al 8 de junio de 1992 c) Del 9 y 13 de junio de 1992.

b





Finalmente, durante todo el 13 de Junio la península se mantuvo bajo la influencia de bajas presiones (1012-1016 mb), registrándose en l'Estartit temperaturas máximas de 22°C y las mínimas de 14°C. Los vientos fueron moderados provenientes del noroeste a las 12:00 GMT con velocidades de 4.3 m/s. La hora de adquisición de la imagen SAR fue a las 10:32 GMT.



### 3.3.2.2 HIDROGRAFIA

#### 3.3.2.2A PERFILES VERTICALES DE CTD

De la misma forma que se hizo para la campaña PRIM-1, en esta campaña se tomó la radial 7 para observar la estructura vertical en cada estación. Se tomaron las estaciones 39, 43 y 45, la cuales corresponden casi exactamente con las de la campaña anterior cambiando únicamente el número de identificación de la estación.

En la figura 3.29 se presentan los perfiles de temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  de las estaciones antes mencionadas. La estación costera corresponde en este caso a la número 39 en cuyo perfil de temperatura se observa un engrosamiento considerable de capa de mezcla respecto a la campaña PRIM-1, con un espesor de 30 metros y un grado más alta aproximadamente. Por otro lado, la termoclina se ve poco marcada. Por lo que respecta a salinidad y la densidad  $\sigma_t$  estas se presentan relativamente homogéneas, con valores entre superficie y fondo de 37.22 y 38.03, sí como de 27.04 y 28.68, respectivamente.

En la estación de talud (43) la capa de mezcla se observa menos profunda, con un espesor de 20 metros y con una temperatura de un grado y medio más que en la campaña anterior. La termoclina se presenta muy marcada y localizada entre los 20 y 40 metros de profundidad. Por otra parte, la salinidad registra ciertas variaciones en los primeros 40 metros y a mayor profundidad se muestra bastante homogénea. En este perfil no se detectan inversiones de salinidad como en el de la campaña PRIM-1. La densidad  $\sigma_t$  se presenta como un claro reflejo de la temperatura.

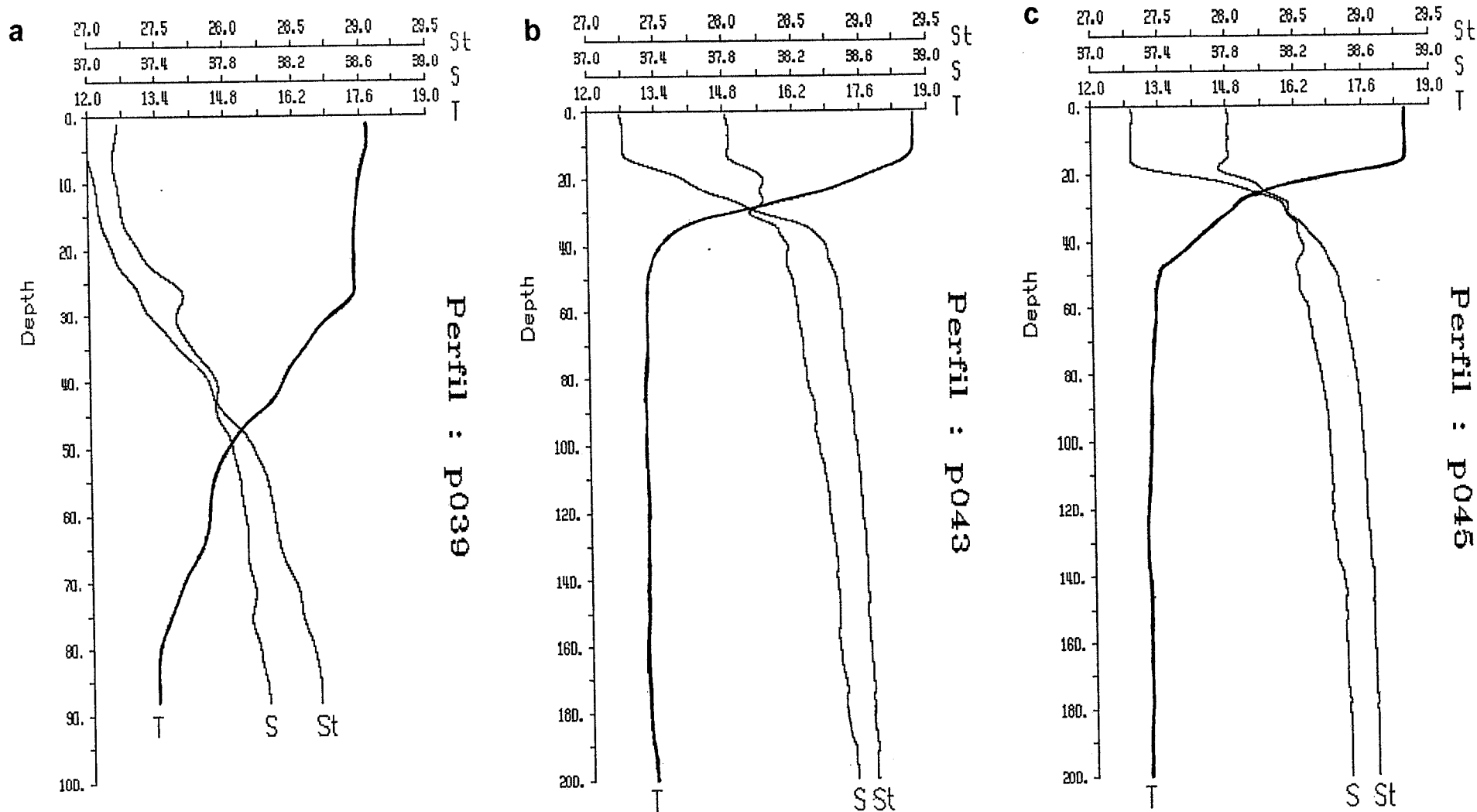


Fig. 3.29 Perfiles de temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  de la radial 7, obtenidos durante la campaña PRIM-2. a) Estación 39 (costera) b) Estación 43 (talud) c) Estación 45 (oceánica).

La estación profunda corresponde a la número 45, en la que se observan características similares a las del talud (estación 43), con una temperatura ligeramente menor. La termoclina se presenta bastante intensa entre los 20 y 30 metros de profundidad. Por lo que corresponde a la salinidad esta se presenta bastante homogénea en la capa de mezcla, incrementándose en la zona de la termoclina. La densidad  $\sigma_t$  al igual que en la estación de talud, se muestra muy ligada a la temperatura.

### 3.3.2.2B DISTRIBUCIONES VERTICALES (RADIALES)

A continuación se presentan las distribuciones de temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  de las radiales 1 y 4. Como se recordará, una está ubicada antes del Cañón de Palamós y la otra sobre el mismo.

#### RADIAL 1

En la gráfica de temperaturas de la figura 3.30a se observa la presencia de la termoclina a profundidades mayores que en la campaña anterior, a pesar de que en la zona costera el gradiente es mucho menos intenso, aflorando inclusive algunas isotermas hasta la superficie. En contraposición, la parte oceánica muestra una capa de mezcla bien formada, cuya temperatura promedio es de 18.25°C y un grosor de 15 metros, con una termoclina intensa entre los 15 y 45 metros de profundidad.

El perfil de salinidad (figura 3.30b) se encuentra totalmente opuesto en las capas superficiales que en la campaña anterior (PRIM-1), bastante estratificado en la zona costera y homogéneo en la oceánica. Por otra parte, se aprecia nuevamente un frente halino que intersecta el fondo entre los 140 y 210 metros y aflora hacia la parte oceánica hasta profundidades que varían entre 50 y 100 metros.

En el perfil de densidad  $\sigma_t$  (figura 3.30c) se observa claramente la repercusión que tienen tanto las aguas costeras de baja salinidad, como la presencia de la termoclina en esta época del año. La estratificación es bastante fuerte en las capas superficiales principalmente en la zona costera, en donde se registran valores mínimos superficiales de 26.63. El frente de plataforma-talud se presenta más somero que en la campaña anterior (50 metros), intersectando el fondo entre los 160 y 240 metros de profundidad, aflorando hacia la parte oceánica entre los 65 y 110 metros.

#### **RADIAL 4**

En esta radial (figura 3.31a) la termoclina se observa a menor profundidad y con un gradiente mas intenso en la zona oceánica que en la costera, intersectando algunas isotermas la superficie entre las estaciones 24 y 27. En la zona oceánica las temperaturas superficiales son mayores alcanzando valores de 19.25°C. A partir de los 70 metros de profundidad la temperatura se presenta bastante homogénea.

Por lo que respecta a la salinidad (figura 3.31b), la zona de estratificación superficial se encuentra aun más confinada a la parte costera que en la radial 1 (entre las estaciones 19 y 24), mientras que la oceánica se presenta mucho menos estratificada. Así mismo, se observa el frente halino de talud que intersecta el fondo entre los 270 y 320 metros, encontrándose a mayor profundidad que en la radial 1 pero a menor que en la campaña anterior. Este frente aflora hacia la parte oceánica, entre los 30 y 110 metros de profundidad, formando un domo entre las estaciones 25 y 28.

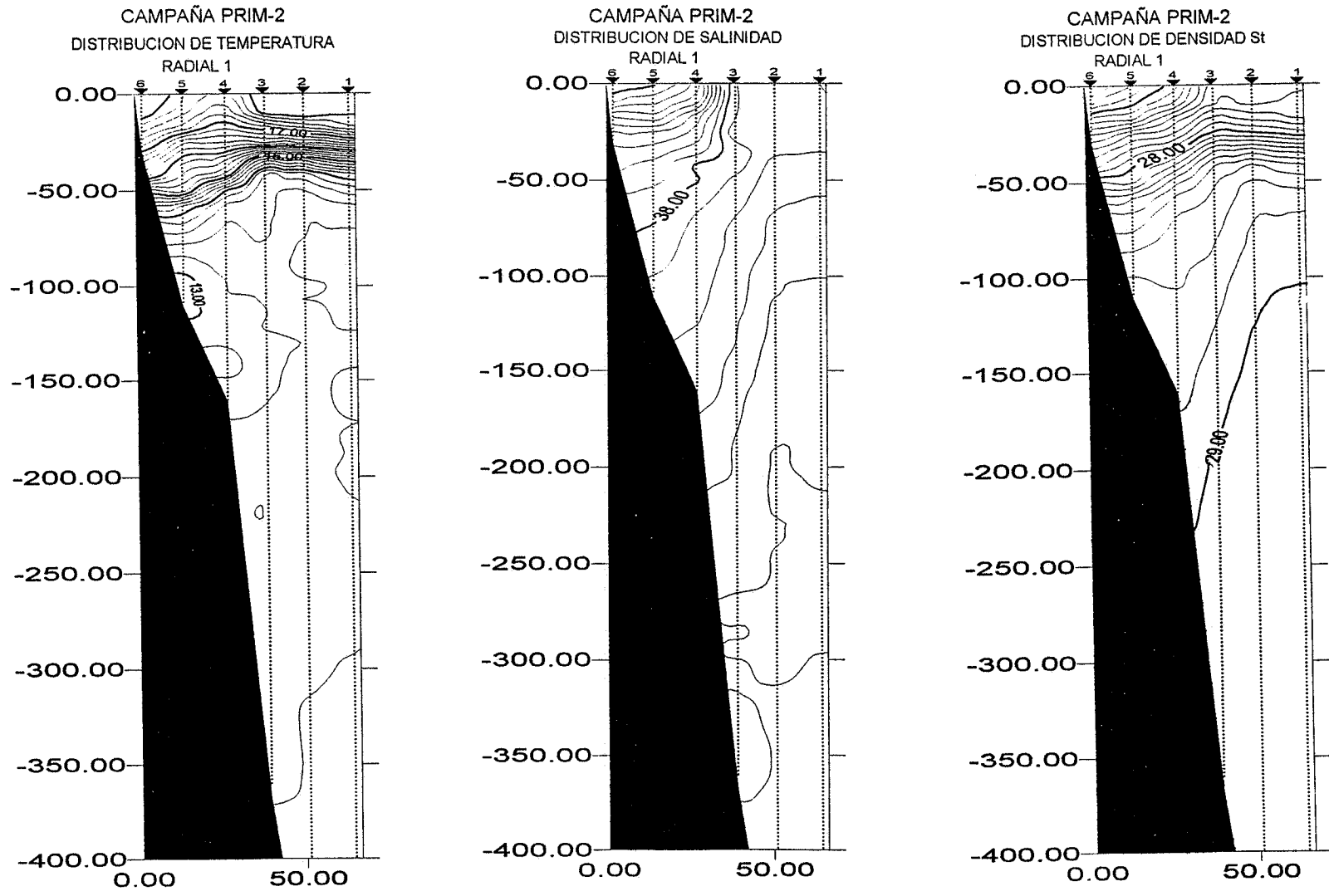


Fig. 3.30 Distribuciones verticales de la temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  en la radial 1 de la campaña PRIM-2.

En las capas superficiales la densidad  $\sigma_t$  se presenta como un reflejo tanto de las características térmicas como de las halinas (figura 3.31c). La parte costera de baja salinidad y la más cálida en la oceánica se observan como zonas de densidades relativamente bajas, con valores superficiales que llegan a 27. Lo anterior en contraposición con la parte central, que es donde se registran las velocidades de la corriente de talud mayores, alcanzando los 27.74. El frente de plataforma talud se distingue a mayor profundidad que en la radial 1 intersectando el fondo entre los 270 y 320 metros. Este aflora hasta profundidades que van entre los 60 y 100 metros, formando así mismo un domo entre las mismas estaciones 25 y 28. Este domo puede ser un indicativo de la presencia de un remolino ciclónico, lo cual será analizado con mas detalle en otros incisos.

### 3.3.2.2C DISTRIBUCIONES HORIZONTALES

Como se ha podido observar en los incisos anteriores y como se confirmará en las distribuciones horizontales y de los campos de velocidades, las variaciones entre ésta campaña (PRIM-2) y la anterior (PRIM-1) son importantes.

#### DISTRIBUCIÓN EN SUPERFICIE

En la distribución de temperaturas en superficie (figura 3.32a) se observan características importantes. La primera es la presencia de una gran lengua fría que se localiza a todo lo largo de zona costera, con valores cercanos a 17.8°C. Dentro de esta zona destaca en la parte costera, cerca de la cabeza del Cañón de Palamós, un núcleo de agua cálida con valores máximos de 18.65°C. Esto en contraposición con la zona oceánica que registra valor de temperatura bastante altos.

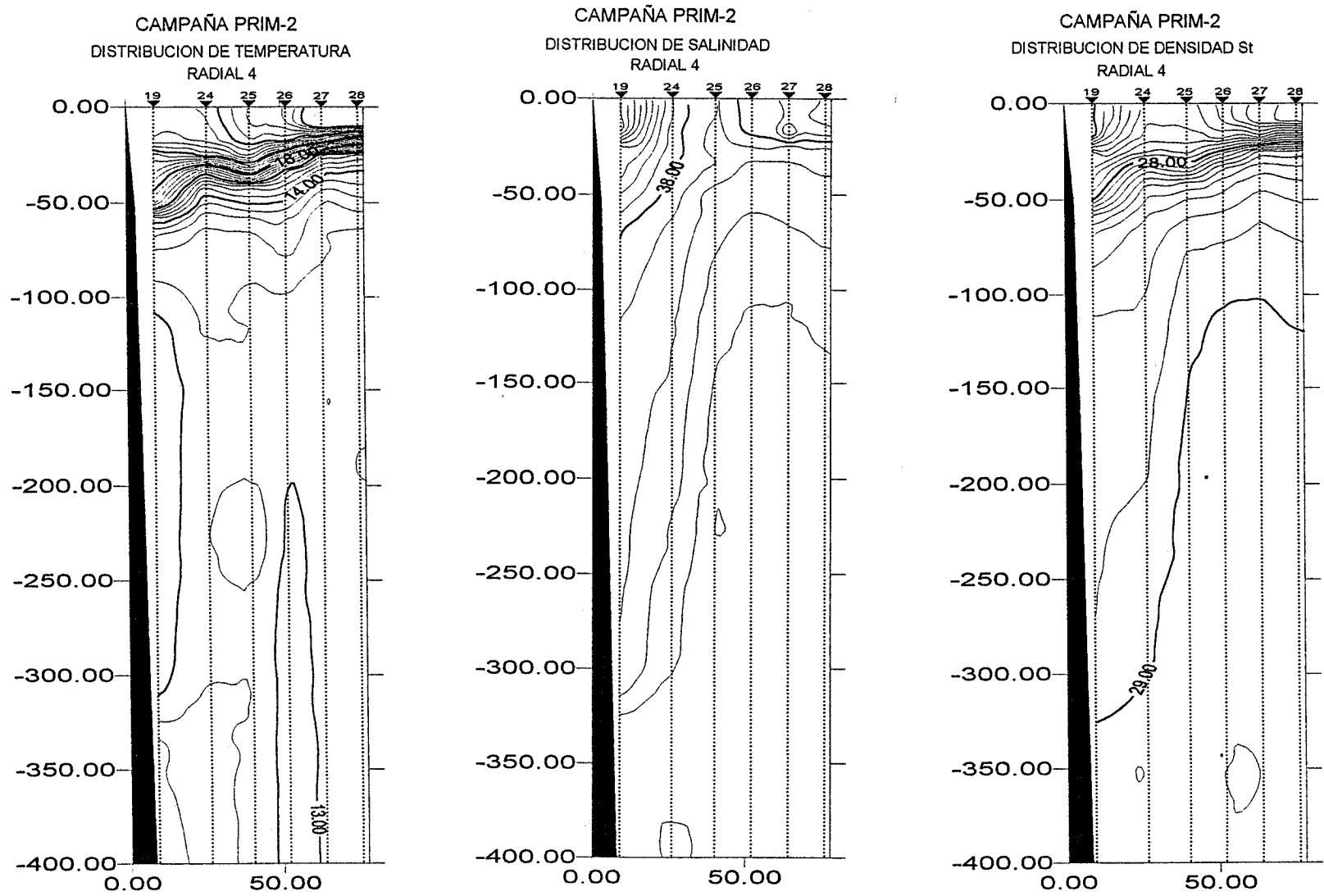


Fig. 3.31 Distribución vertical de la temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  en la radial 4 de la campaña PRIM-2.

La distribución de salinidad superficial (figura 3.32b) se caracteriza por valores bajos a lo largo de toda la región costera. Lo anterior a excepción de la zona donde se detectó el núcleo costero de aguas cálidas (cabeza del cañón) el cual presenta una salinidad mayor. Así mismo, más alejada de la costa y paralela a ésta se observa una gran lengua de aguas saladas, con valores máximos en la parte noreste que llegan a los 38.3. Estas dos masas de aguas bastante superficiales forman un frente relativamente intenso, como se observó en las gráficas de las radiales 1 y 4 (ver figuras 3.30b y 3.31b). El gran núcleo oceánico cálido registra valores de salinidad bajos, incluso de 37.5, cerca de la lengua de aguas saladas. Lo anterior representa grandes diferencias con respecto a la campaña anterior, ya que en la PRIM-1 la zona costera estaba ocupada por aguas más saladas y la lengua era de baja salinidad y no de alta. Por otra parte, es de destacar que la posición de la estructura frontal superficial intensa, se presenta más alejada de la costa en la primera y más cercana en la segunda. Como resultado de las masas de agua de menor salinidad en la zona costera, se registran valores bajos de densidad  $\sigma_t$  (figura 3.32c). El valor mínimo se presenta en el núcleo cálido en la cabeza del cañón, con valores de 26.7. Entre las masas costeras dulces y de talud muy saladas, se forma un frente de cierta intensidad y bastante cercano a la costa. Otro gradiente pero menos intenso se presenta entre la lengua salina y las masas oceánicas cálidas de baja salinidad.

## **DISTRIBUCIÓN A 10 METROS DE PROFUNDIDAD**

La distribución de temperaturas y salinidades a 10 metros (figuras 3.33a y b) se presentan muy similar a la superficiales, con aguas frías y poco saladas en la región costera y con el núcleo cálido en las costas de Palamós, registrando valores mínimos (37.04). Así mismo, continúa presente la lengua de alta salinidad en el centro de la zona de estudio y finalmente con las aguas



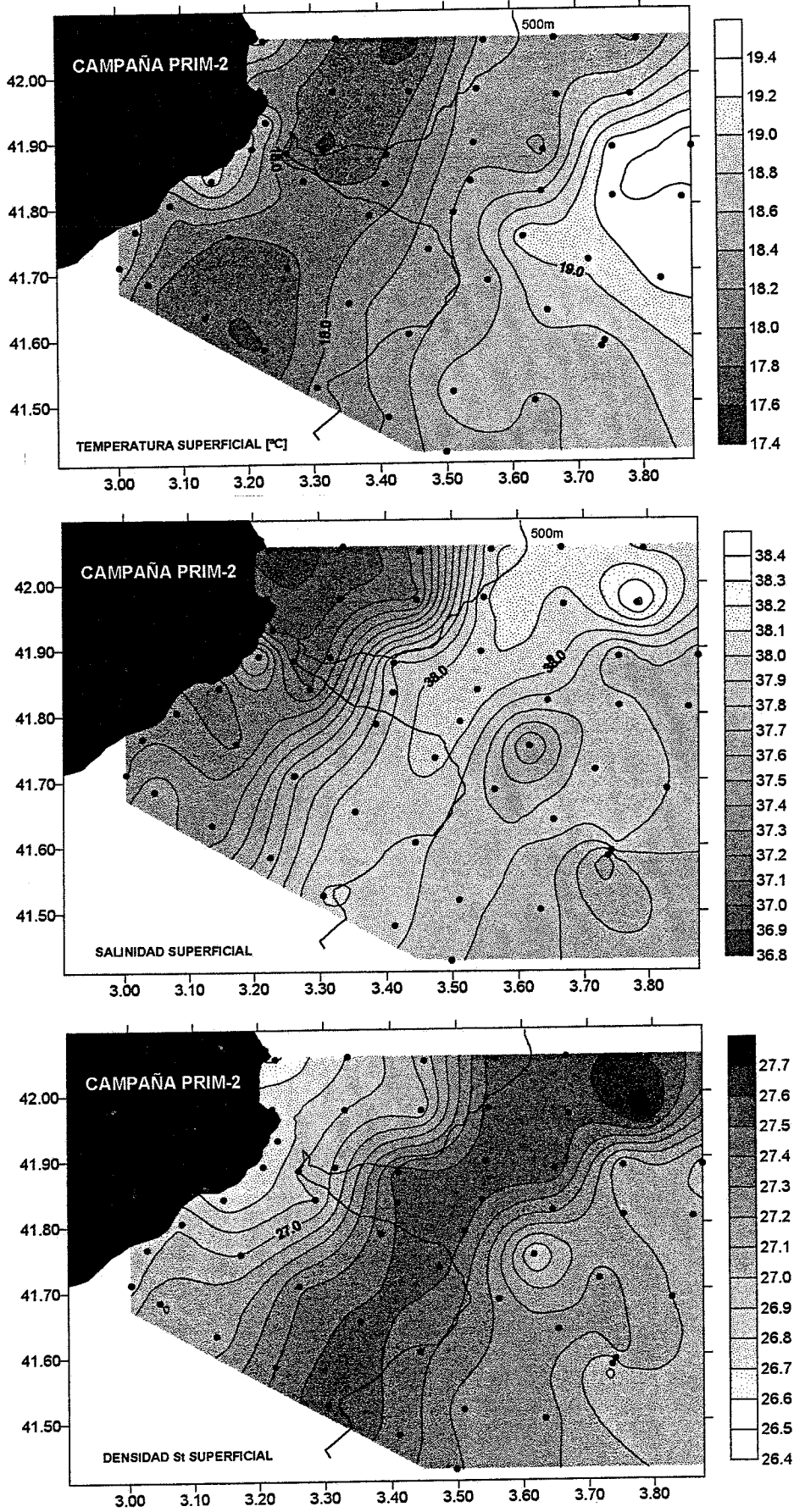


Fig. 3.32 Distribución horizontal de la temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  superficiales durante la campaña PRIM-2.

oceánicas cálidas y de relativa baja salinidad (entre 37.75 y 37.9). Esta similitud de niveles difiere también de la campaña anterior, ya que en ella los niveles de superficie y 10 metros presentaban diferencias principalmente en temperatura.

En consecuencia, la distribución de densidad  $\sigma_t$  (figura 3.33c) también mantiene las características superficiales, continuando los valores bajos en la costa (<27). Dos núcleos costeros, uno frente a la costa de la Cova del Bisbe y el otro frente a la Fosca, registraron los valores más bajos (ambos de 26.87). La lengua de mayor salinidad se presenta bastante homogénea en densidad con valores alrededor de 27.55, formando así mismo un frente con las aguas costeras. En las aguas más oceánicas se vuelven a tener registros de densidades relativamente bajas

### **DISTRIBUCIÓN A 25 METROS DE PROFUNDIDAD**

En comparación con las capas más superficiales, la distribución de temperaturas a 25 metros (figura 3.34a) presenta grandes diferencias. La zona costera registra temperaturas más altas detectándose dos núcleos bastante cálidos en la Costa Brava y al sur de ésta. Así mismo, se observa una lengua de aguas frías sobre la plataforma y un gran núcleo de aguas cálidas sobre el cañón y al sur de este. A esta profundidad las aguas oceánicas presentan temperaturas muy bajas, las cuales oscilan entre 14.5 y 15°C. Debido a la aguas cálidas que se registran en la zona costera, incluyendo el gran núcleo de aguas cálidas y la fría de las oceánicas, se forma un frente térmico con un gradiente de consideración.

La distribución de salinidad (figura 3.34b) presenta similitudes en la región costera con las capas más superficiales, registrando el núcleo costero cálido cercano a la cabeza del cañón valores mínimos de 37.3. En la parte oceánica

se detectan valores altos los cuales oscilan entre 38.17 y 38. Así mismo, se observa un frente paralelo a la costa y a unos 25 km. de ella, debido a la diferencia de salinidades entre las aguas costeras y oceánicas. Por otra parte, el gran núcleo de aguas cálidas mencionado en el párrafo anterior no parece tener importantes repercusiones en la distribución de salinidad.

En consecuencia la densidad  $\sigma_t$  en la zona costera (figura 3.34c) presenta valores bajos destacando en ella dos núcleos de diferentes densidades que el entorno costero. Uno de menor densidad y de mayor envergadura, cerca de la cabeza del cañón, donde se registraron aguas cálidas y poco saladas. El otro de mayor densidad, localizado al sureste del primero. Como era de esperarse, el gran núcleo cálido registró valores relativamente bajos de  $\sigma_t$  que alcanzaron los 27.64, que en contraste con las altas densidades detectadas en la zona más oceánica (28.5), formaron un frente de cierta consideración.

### 3.3.1.2D MEDICION Y CALCULO DE VELOCIDADES

#### VELOCIDADES MEDIDAS CON EL PERFILADOR DOPPLER

En la figura 3.35 se pueden observar las velocidades medidas con el perfilador Doppler ADCP a una profundidad de 16 metros. En ella se distingue la corriente de talud, más cercana a la costa que en la campaña anterior, con velocidades que pasan los 30 cm/s en algunas zonas. Se puede también detectar contracorrientes importantes en la parte oceánica que alcanzan los 25 cm/s, así como en la parte costera cercana a la cabeza del cañón. Es importante destacar que el nivel de referencia tomado en la medición de las corrientes ADCP en la parte oceánica fue de 300m (García-Górriz, 1995).

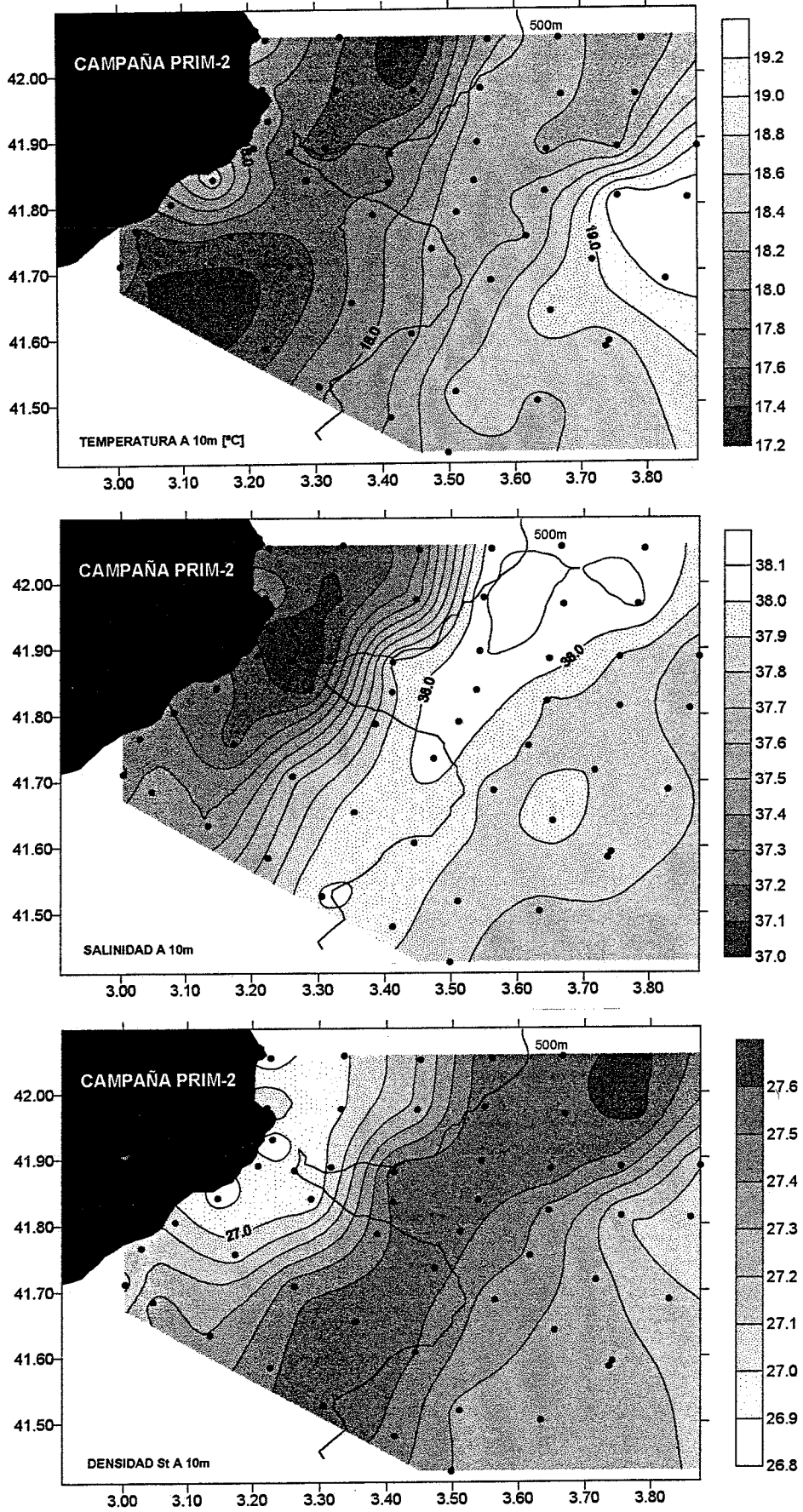


Fig. 3.33 Distribución horizontal de los valores de temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  a 10 m de profundidad durante la campaña PRIM-2.

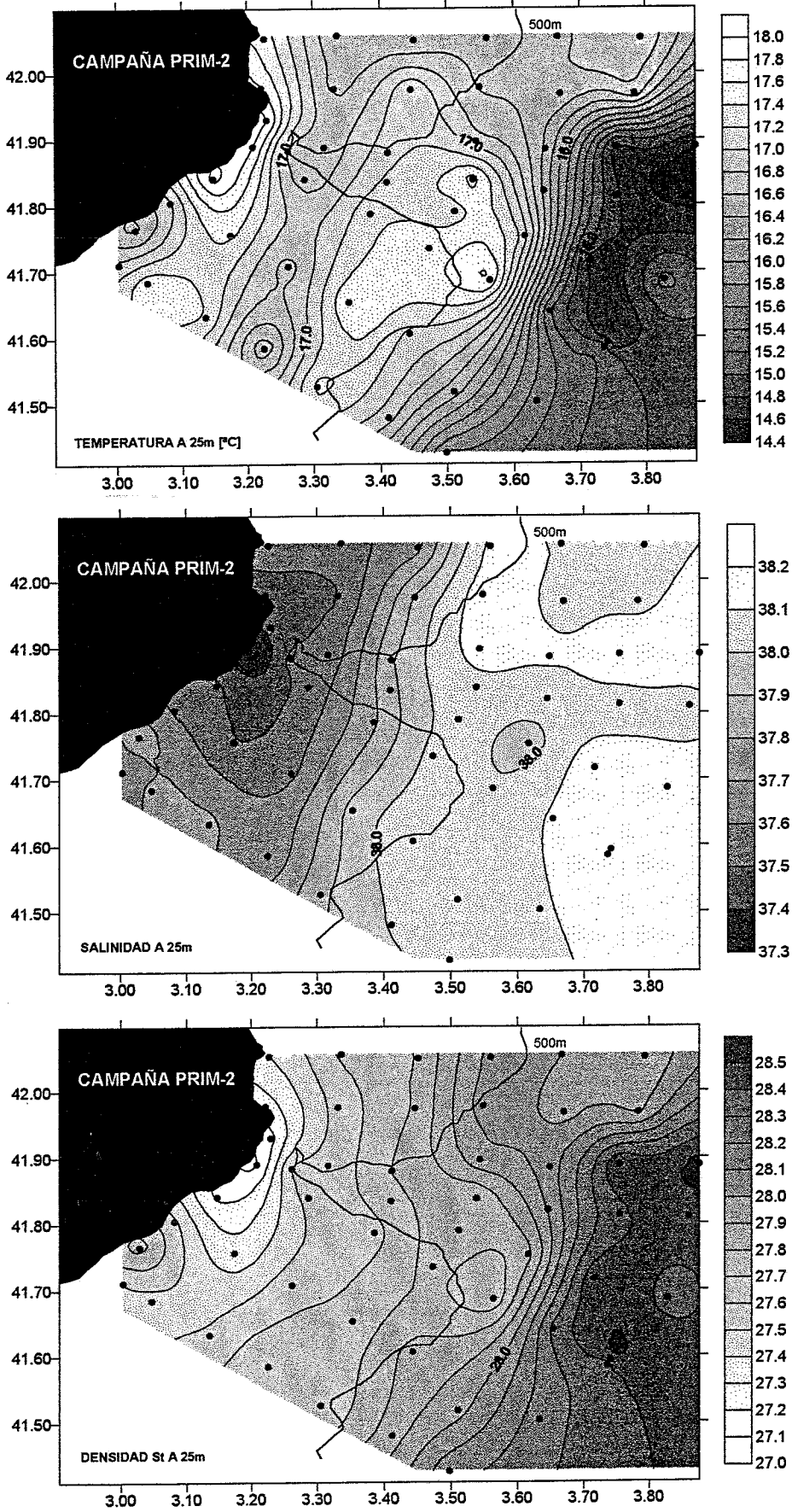


Fig. 3.34 Distribución horizontal de los valores de temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  a 25 m de profundidad durante la campaña PRIM-2.

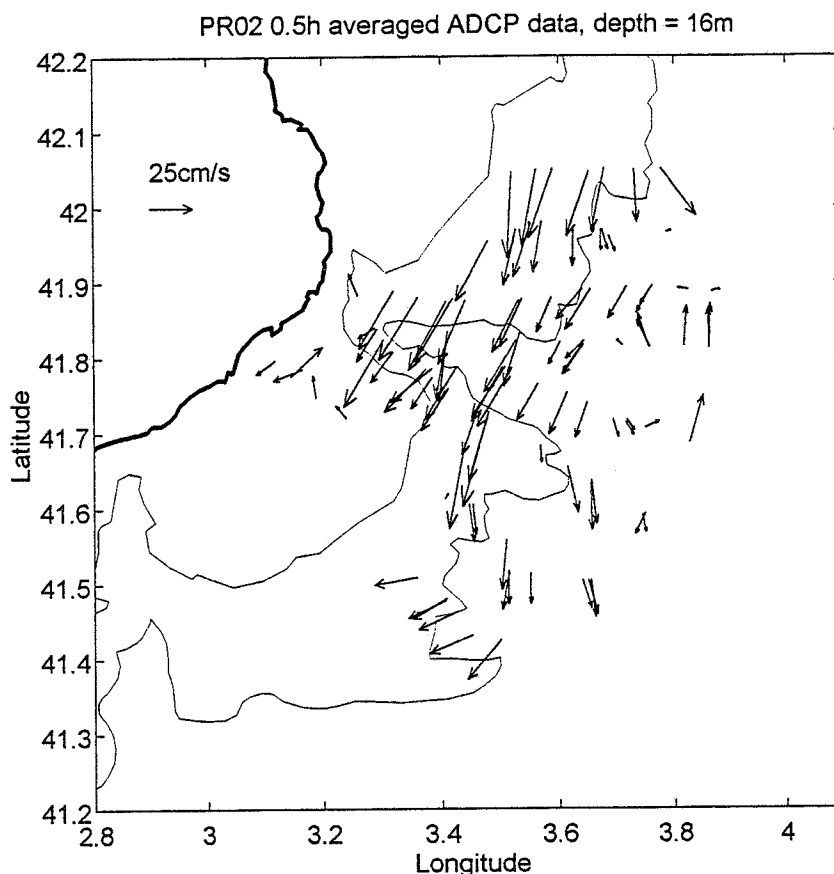


Fig. 3.35 Velocidades medidas mediante el perfilador Doppler ADCP a una profundidad de 16 m durante la campaña PRIM-2.

### VELOCIDADES GEOSTROFICAS

A diferencia de la campaña PRIM-1, en los resultados de esta campaña se llevaron a cabo el cálculo de velocidades geostroficas en planos horizontales a 10, 50, 150 y 300 metros de profundidad. Lo anterior con el propósito de observar el movimiento del gran núcleo de aguas cálidas, detectado en las inmediaciones del Cañón de Palamós. Por otra parte y al igual que en la campaña anterior, se realizaron cálculos de velocidades en secciones transversales de las radiales 1, 4 y 7, seleccionado un nivel de referencia de 500 metros.

## CAMPO DE VELOCIDADES GEOSTROFICAS A 10, 50, 150 y 300 METROS

La figura 3.36 muestra los campos de velocidades geostróficas horizontales calculadas a diferentes niveles de profundidad. En la figura 3.36a (10m) se observa la corriente de talud con velocidades en su parte norte cercanas a los 25 cm/s. Posteriormente, estas se van incrementando a medida que se acercan al Cañón de Palamós, alcanzando sobre él más de 40 cm/s. El flujo se presenta bastante fuerte y deflelado en esta zona y aguas abajo, detectándose un gran remolino ciclónico en la parte del cañón y otro de menores dimensiones al sur de éste.

A 50 metros (figura 3.36b) la corriente de talud se presenta menos intensa, continuando la presencia del remolino grande y percibiéndose el pequeño, en ésta y a mayores profundidades, en sentido anticiclónico. Así mismo, a 150 metros (figura 3.36c) el primer remolino presenta velocidades considerables y muy débilmente el segundo, mientras que la corriente de talud registra velocidades máximas de 15 cm/s. A 300 metros (figura 3.36d) la corriente de talud ya no es detectable, sin embargo el remolino permanece presente y localizado a la entrada del cañón.

## SECCIONES TRANSVERSALES (TRANSECTOS)

En la figura 3.37a se muestra el perfil de las velocidades geostroficas en la radial 1. En ella se observan velocidades de cierta consideración con valores máximos muy superficiales (primeros 10 metros) entre las estaciones 3 y 4, rondando los 20 cm/s. En esta radial la corriente de talud no encuentra bien delineada.

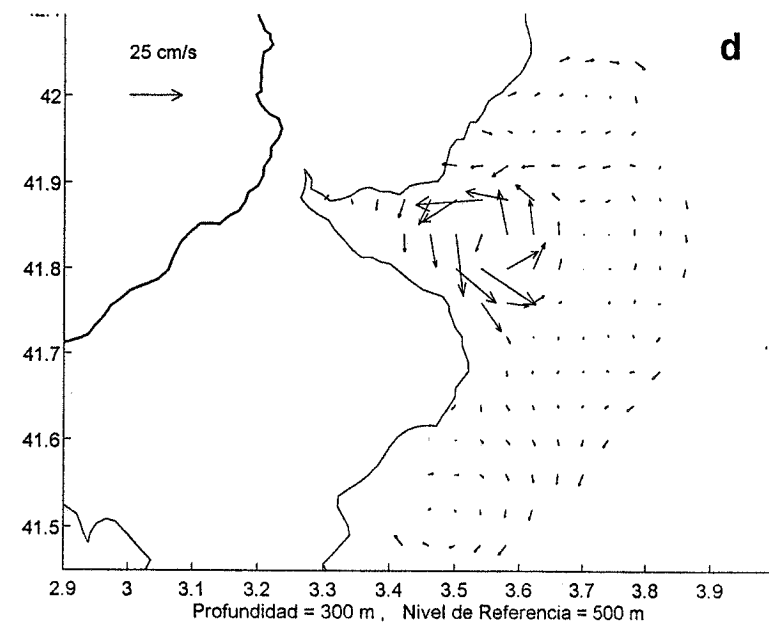
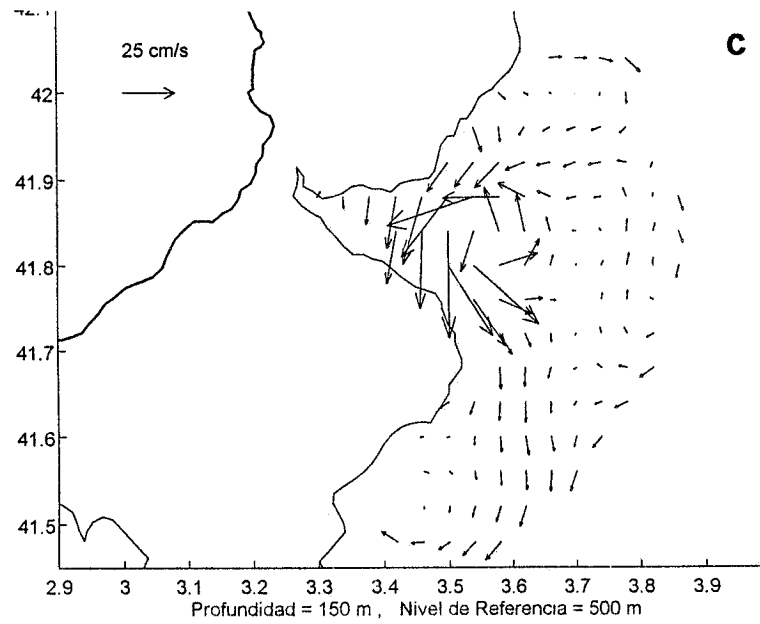
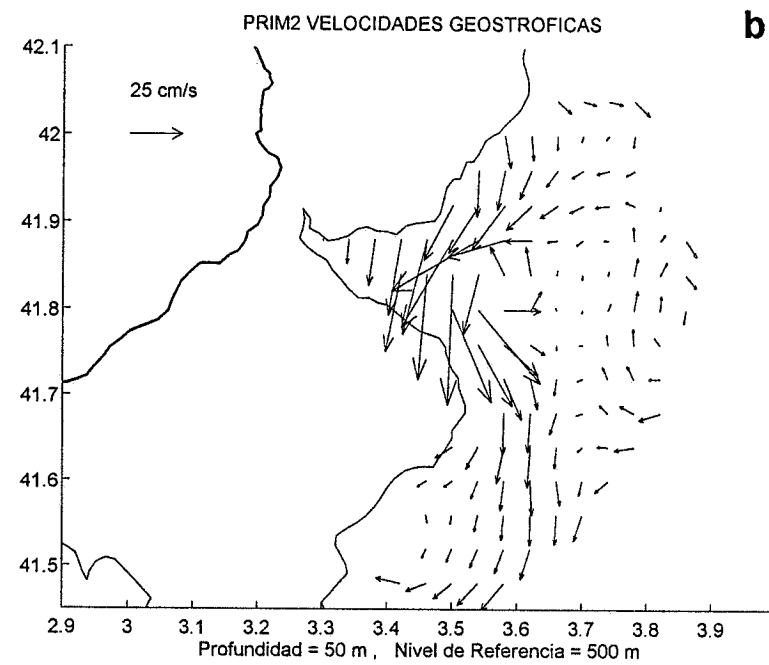
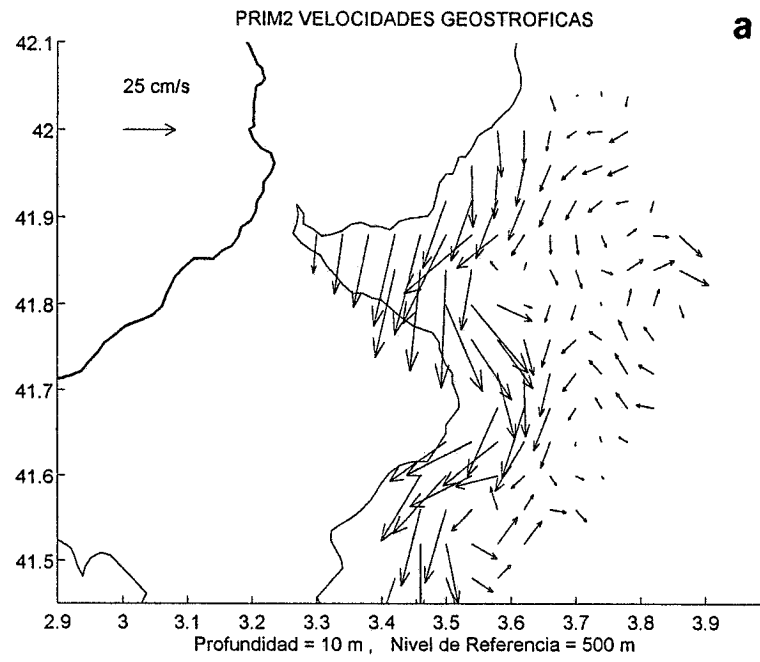


Fig. 3.36 Campo horizontal de velocidades geostroficas. a) 10 m de profundidad  
b) 50 m c) 150 m d) 300 m.



En la radial 4 (figura 3.37b) localizada sobre el Cañón de Palamós, se presenta un flujo intenso cercano a la zona costera con velocidades que superan los 30 cm/s (como se mostró en los campos horizontales). Incluso en la parte superficial de la estación 24 se calcularon velocidades de 35 cm/s (a 29 km. de la costa). Estas magnitudes descienden a medida de que se incrementa la profundidad haciéndose evidente esta corriente, aunque con valores pequeños, a más de 400 metros de profundidad.

Por otra parte, se detectaron velocidades contra-corriente sub-superficiales entre las estaciones 25 y 26. Lo anterior es coherente con el remolino detectado mediante el cálculo de velocidades en la horizontal del inciso anterior.

En la radial 7 (figura 3.37c) la corriente de talud se encuentra mas alejada de la zona costera, alcanzando velocidades de 30 cm/s entre las estaciones 43 y 44 (a 60 km. de la costa). Esta presenta velocidades de consideración desde la superficie hasta los 200 metros de profundidad con velocidades que varían desde 30 hasta 20 cm/s, respectivamente. Nuevamente se observa una contra-corriente, pero en la estación más alejada (45), localizada a unos 70 km de la costa. Las magnitudes de esta contra-corriente alcanzan los 14 cm/s entre los 130 y 250 metros de profundidad.

### 3.3.2.2E IMAGENES NOAA-AVHRR

En la figura 3.38 se muestra la imagen AVHRR del 7 de Junio, en la que se observa una importante cobertura de nubes, así como perturbaciones superficiales debidas a las condiciones meteorológicas en varias partes de la imagen. A pesar de ello se llega a observar una lengua de agua fría sobre el talud la zona de estudio, la cual pasa por la boca del cañón y continua hacia el sur. Así mismo, se hace presente y de forma importante la corriente cálida

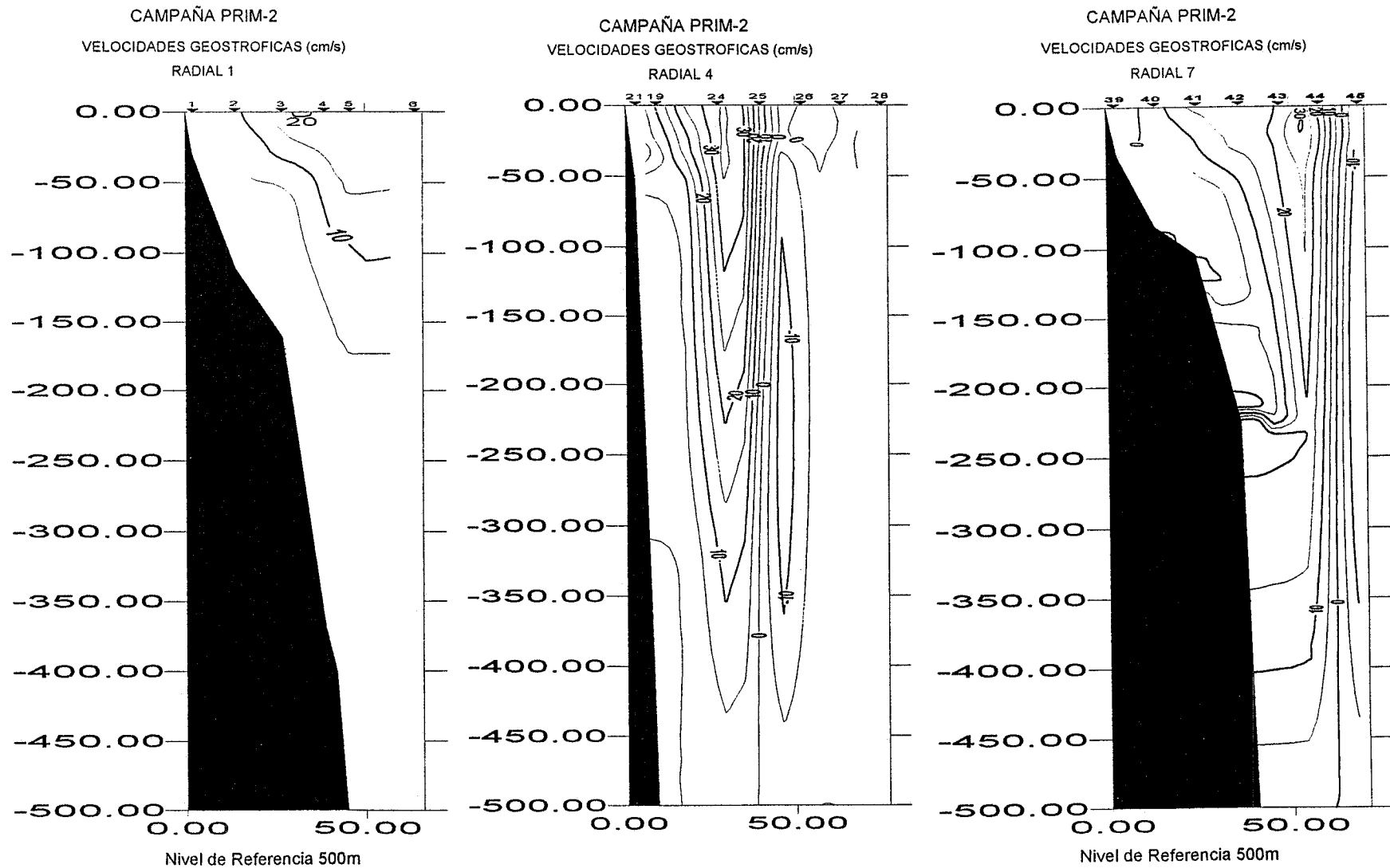


Fig. 3.37 Perfil de las velocidades geostróficas en la radial 1, 4 y 7 durante la campaña PRIM-2.

del norte de la Baleares, con masas de agua fría asociadas en su parte norte. Esta desvía, al menos en parte y superficialmente, a la corriente Liguro-Provenzal-Catalana hacia el este. Por otra parte, no se detecta claramente el remolino de la campaña anterior, posiblemente debido a las condiciones meteorológicas o, como se observó en las distribuciones de temperatura horizontal (ver figuras 3.32, 3.33 y 3.34), por que éste se manifiesta a mayores profundidades.

Finalmente, es de destacar la serie de inestabilidades de la corriente y pequeños remolinos que continúan estando presentes en toda la región.

En la imagen del 8 de junio (figura 3.39), existe una menor cobertura de nubes que en la imagen anterior. Predomina una mayor temperatura en toda la parte norte de la escena, desde el Golfo de León donde se observa más intensificado este fenómeno, hasta la parte oeste del Mar Ligur. Además, se presentan una serie de inestabilidades en la zona donde debía detectarse la corriente Liguro-Provenzal-Catalana, la cual parece estar enmascarada por las temperaturas superficiales. En el área de estudio se observan aguas cálidas en la zona costera proveniente del norte, así como una lengua de agua fría sobre el talud ensanchándose en el Cañón de Palamós. Por otra parte, se aprecia una amplia zona de aguas frías con ciertas inestabilidades al este con el área de estudio. Nuevamente se observa el chorro de agua caliente y aguas frías acopladas al mismo al norte de las Baleares, con el ya mencionado desvío de la corriente Liguro-Provenzal-Catalana hacia el este. En esta ocasión, el extremo este del chorro se observa con meandros de dimensiones considerables (80 km. aproximadamente).

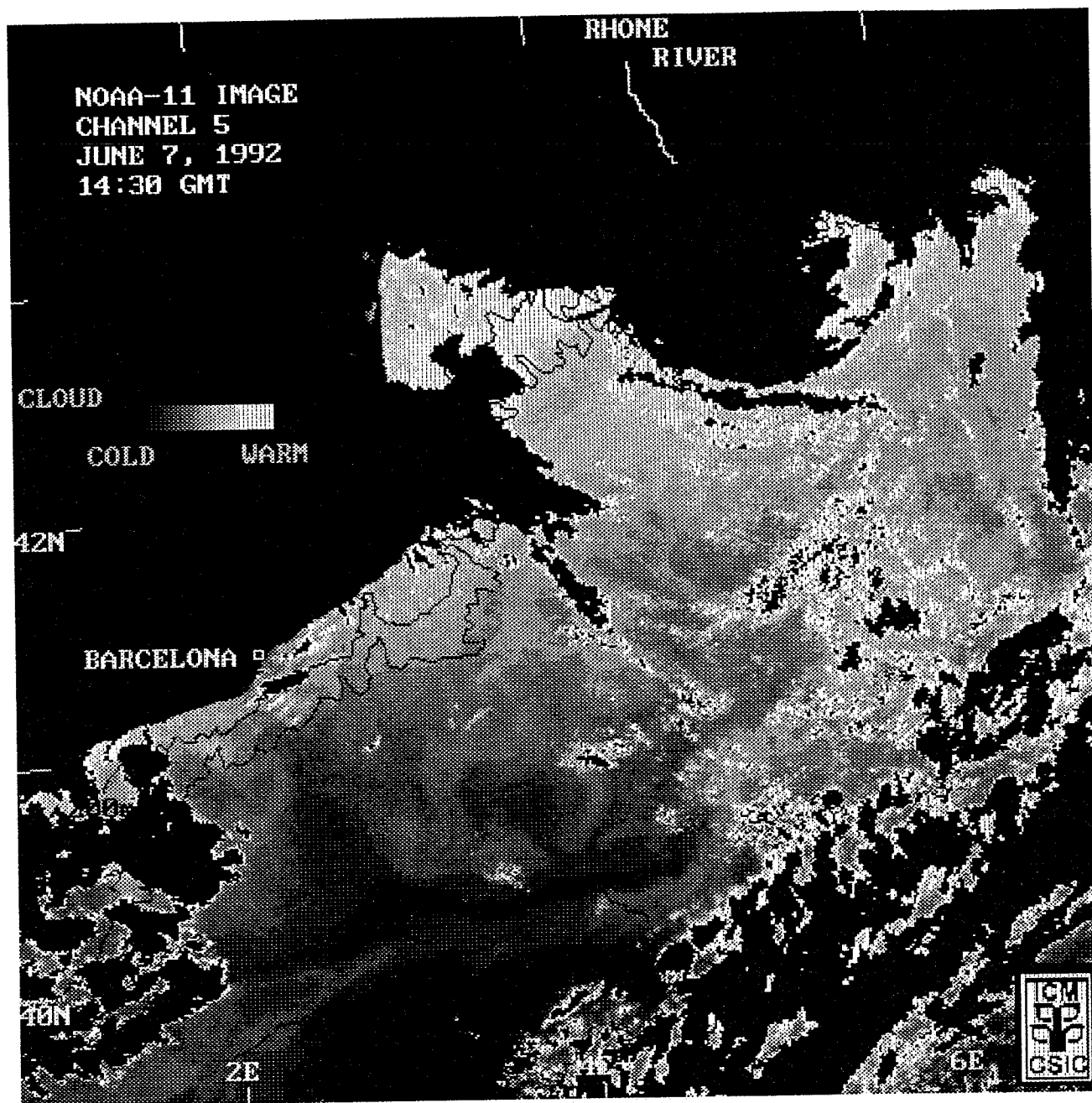


Fig. 3.38 Imagen NOAA-11 (AVHRR/HRPT) del 7 de junio de 1992.

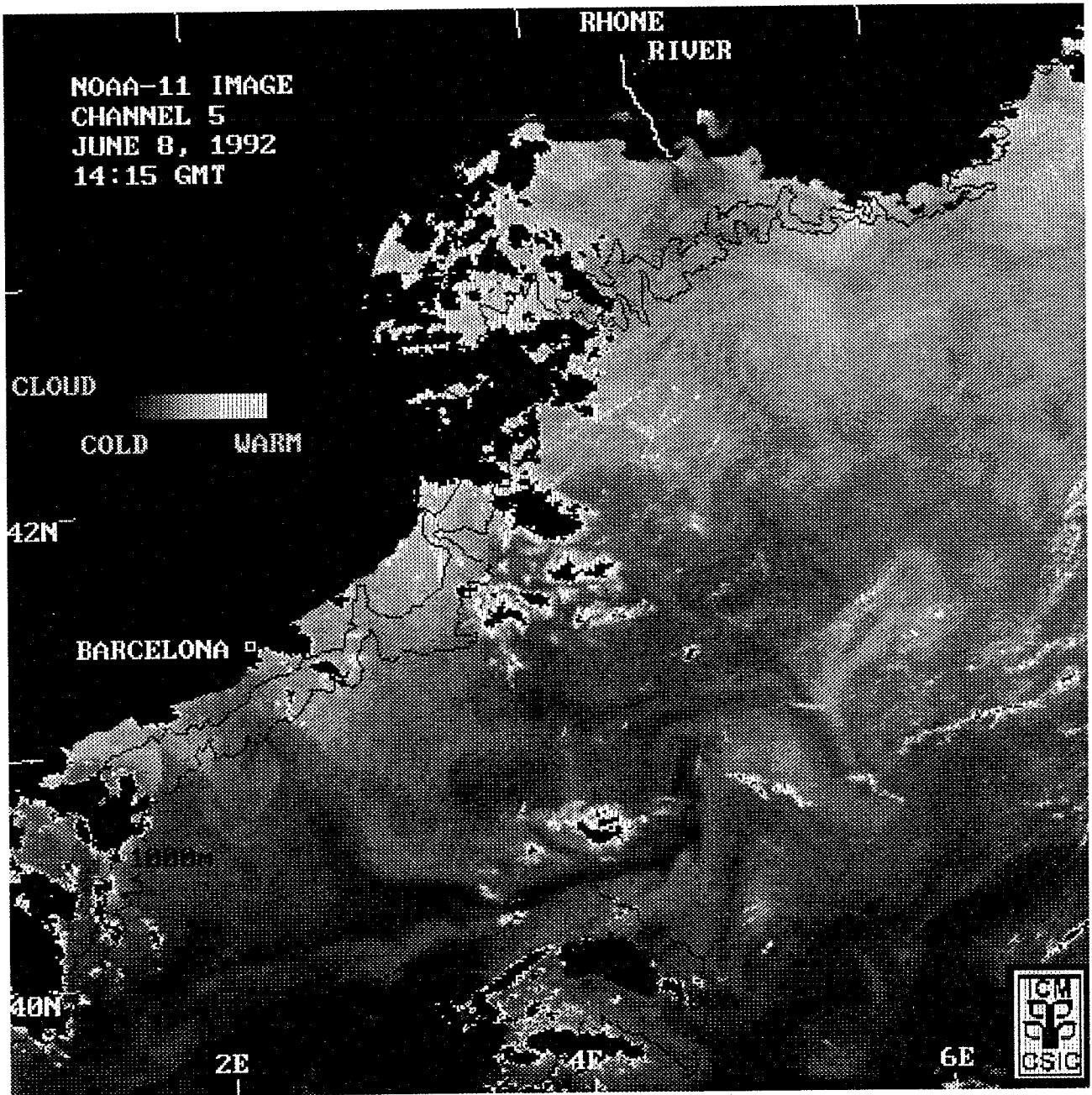


Fig. 3.39 Imagen NOAA-11 (AVHRR/HRPT) del 8 de junio de 1992.

### 3.3.2.3 IMAGENES SAR

#### 3.3.2.3A IMAGEN DEL 31 DE MAYO

Como ya se comentó, las condiciones meteorológicas entre el 31 de mayo y 1<sup>o</sup> de Junio mostraron cambios considerables en cuestiones de horas. A las 0:00 GMT del 1<sup>o</sup> de Junio (hora muy cercana al momento de la adquisición de la imagen SAR) los vientos fueron del oeste, presentándose en la zona de estudio con una magnitud mayor en el norte que en el sur, variando de 3.5 a 1 m/s, aproximadamente, así como muy flojos en la parte oceánica. Como resultado de lo anterior, en la imagen completa del 31 de mayo (figura 3.40) se observa una señal de retroreflectancia mayor en la parte norte y menor tanto en la sur como en la zona oceánica, resaltando una zona de muy baja retroreflectancia en la parte central derecha de la imagen. Como se ha hecho con las anteriores imágenes SAR, a esta se le han sobrepuesto las isóbatas de 200 y 500 m.

Es importante resaltar que en la parte inferior de esta imagen se sobreponen efectos propios de la corriente de plataforma talud, detectada mediante las medidas *in situ* (parte inferior izquierda), con los provocados por los vientos predominantes (mitad inferior de la imagen). Ambos efectos se manifiestan en forma de líneas de baja retroreflectancia, observándose por un lado las de la corriente más oscuras y firmes y por el otro las del viento con líneas oscuras y difusas. Así mismo es apenas apreciable frente al Cabo de Creus y Golfo de Rosas, una línea de alta retroreflectancia sobre el talud. Esta va desde la zona del Cañón de Creus (parte alta de la imagen) y continúa bordeando la isóbata de 500 metros, dejándose de detectar aguas abajo. Esta signatura frontal corresponde en gran medida con la posición del frente de salinidad detectado mediante los planos horizontales (ver figuras 3.32b y 3.33b).

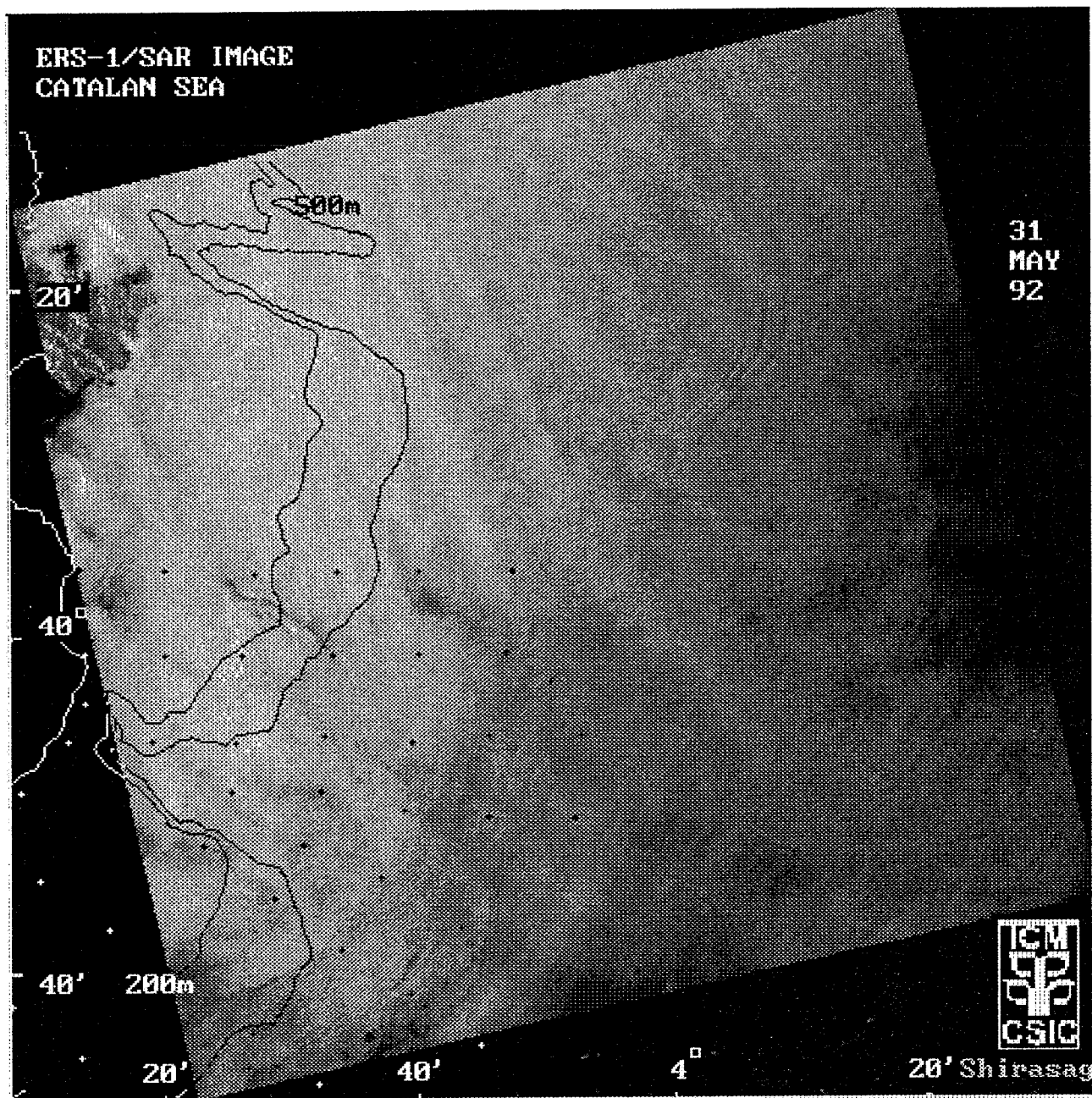


Fig. 3.40 Imagen SAR del 31 de mayo de 1992 (100x100 km).

Finalmente, se detecta con gran claridad en la parte superior derecha de la imagen, un tren de ondas internas de tamaño considerable desplazándose hacia mar abierto.

En la figura 3.41a se muestra una sub-imagen de 50x50 km (resolución de 100x100m) en la que se observa las líneas de baja retroreflectancia que dibujan la corriente de talud, bordeando la plataforma continental, así como las provocadas por el viento, con una inclinación mayor. Así mismo, se detectan varios trenes de ondas internas desplazándose en diferentes direcciones, aparentemente generadas en la plataforma. En la sub-imagen de 25x25 km. (figura 3.41b) se observa con mayor claridad las líneas de corriente, así como los trenes de ondas internas mencionados.

En la figura 3.42 se presenta una imagen de aproximadamente 30x30 km., localizada frente al Cabo de Creus. En ella se observa la línea de alta retroreflectancia (brillante) mencionada anteriormente, signatura típica de una zona frontal. Por otra parte, en la figura 3.43 se muestra una sub-imagen de 40x40km., distinguiéndose el enorme tren de ondas internas, formando semicírculos de aproximadamente 35 km. de largo y una longitud de onda de 3 km. En la parte superior derecha de esta sub-imagen se detectan varios barcos en forma de puntos blancos y en la inferior la una sección de la zona de vientos muy débiles.

### **3.3.2.3B IMAGEN DEL 13 DE JUNIO**

Esta imagen fue registrada a las 10:32 hrs., 3 días después de la fecha de terminación de la campaña PRIM-2 (2 al 10 de Junio). Como se comentó con anterioridad, los vientos sobre la zona de estudio fueron moderados



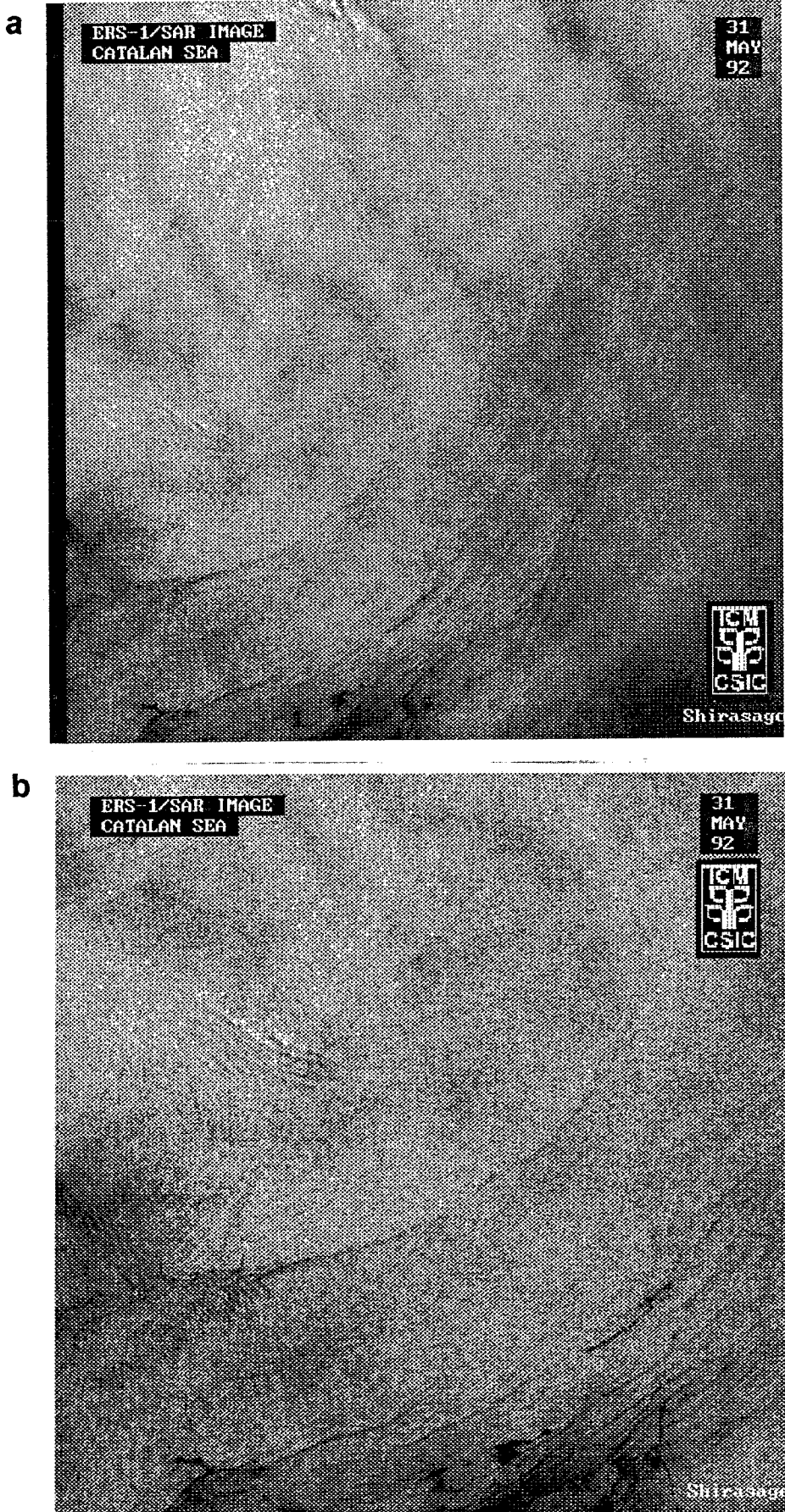


Fig. 3.41 Subimágenes SAR a) Subimagen (50x50 km) mostrando la corriente de talud b) Subimagen (25x25 km) observándose la corriente de talud con varios trenes de ondas internas desplazándose en varias direcciones.



Fig. 3.42 Sublimaren SAR (30x30 km) frente al Cabo de Creus mostrando la zona frontal descrita en el estudio oceanográfico.



Fig. 3.43 Subimagen SAR (40x40 km) mostrando el gran tren de ondas internas con semicírculos de 35 km de largo y longitud de onda de 3 km localizado en la parte oceánica frente al Cabo de Creus.

En la figura 3.44 se muestra la imagen completa del 13 de junio en la que se observa, al igual que en la correspondiente al 9 de mayo, una retroreflectancia mayor en la parte oceánica que en la costera. Así mismo, destaca en ella una amplia zona de baja retroreflectancia en el cuadrante inferior izquierdo de la escena, debido a la escasez de viento. Lo más interesante de esta zona es la presencia de dos remolinos, uno de ellos de consideración y muy visible en la parte costera frente a Palamós y el segundo difícil discernible sobre el talud, al sur del cañón. Es importante destacar que el primer remolino concuerda con la posición del núcleo cálido de baja salinidad observado en las distribuciones horizontales (ver figuras 3.32 y 3.33). Por otro lado, se aprecia una serie de estructuras difícilmente reconocibles frente al cañón y en uno de sus lados aguas arriba.

Es de mencionarse que en esta imagen no se detectaron indicios de la corriente Liguro-Provenzal-Catalana, debido a los altos valores de retroreflectancia observados en la zona oceánica, ni señales del gran núcleo cálido en la cabeza del Cañón de Palamós.

En la figura 3.45 se presenta una sub-imagen de 30x30 km a la que debido a su poca retroreflectancia se le ha aplicado un proceso de escalado para una mejor visualización. En ella se encuentra el primer remolino (cálido y de baja salinidad) detectado frente a Palamós el cual muestra una apariencia ciclónica, a pesar de sus características termo-halinas, según se aprecia en la propia imagen y en los pocos datos ADCP registrados en ese lugar (ver figura 3.35). No se puede afirmar que el sentido de giro sea ciclónico, dada su apariencia, ya que en la imagen SAR del 9 de mayo aparece anticiclónico y a pesar de que autores como Schumacher *et al.* (1989), con datos *in situ* e imágenes NOAA y CZCS han reportado remolinos fríos anticiclónicos y ciclónicos calientes. Lo que si es importante destacar es la relación que existe entre la presencia de núcleos calientes cerca de la cabeza del Cañón de

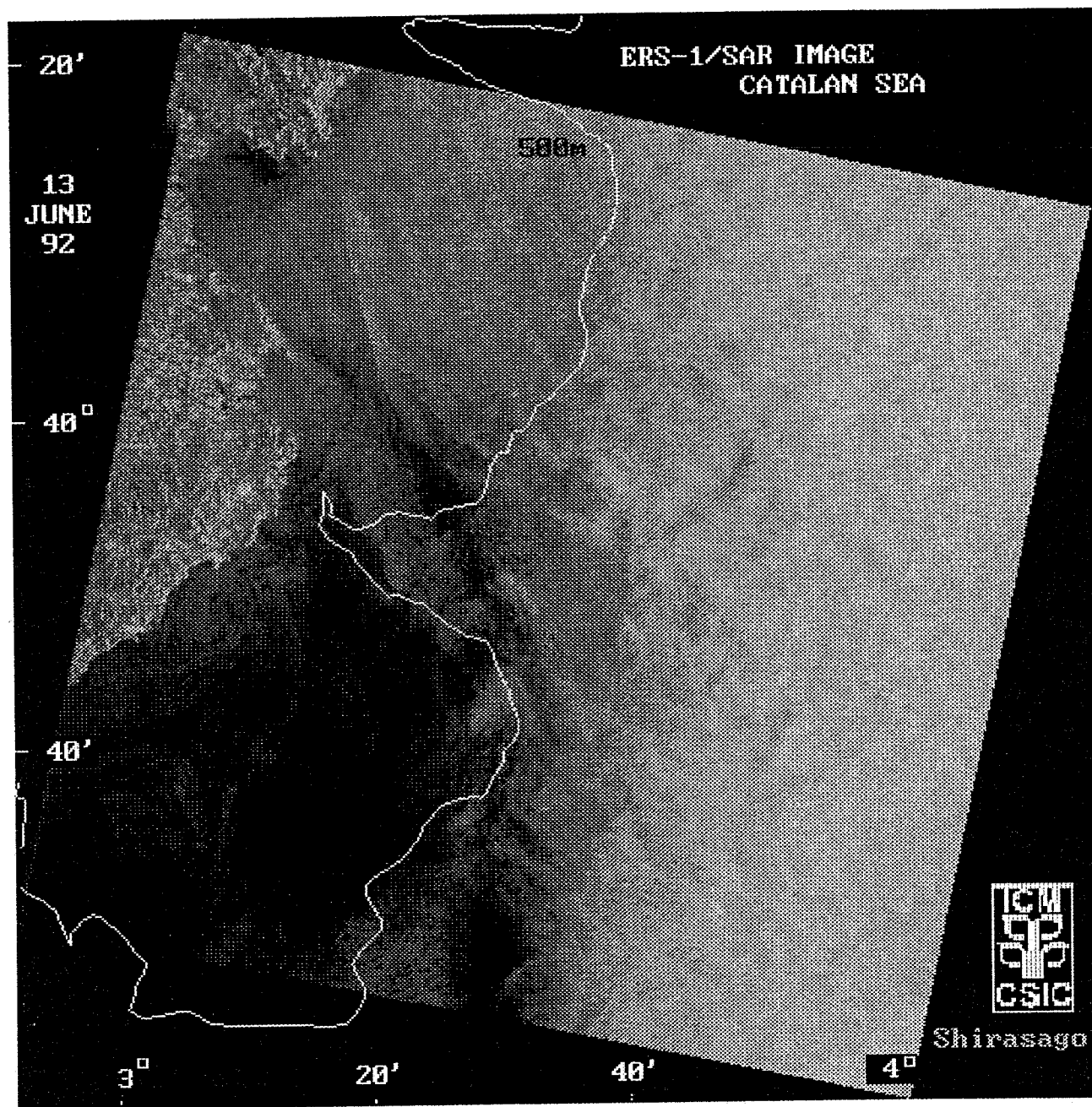


Fig. 3.44 Imagen SAR del 13 junio de 1992 (100x100 km) con la isóbata de 500 m.

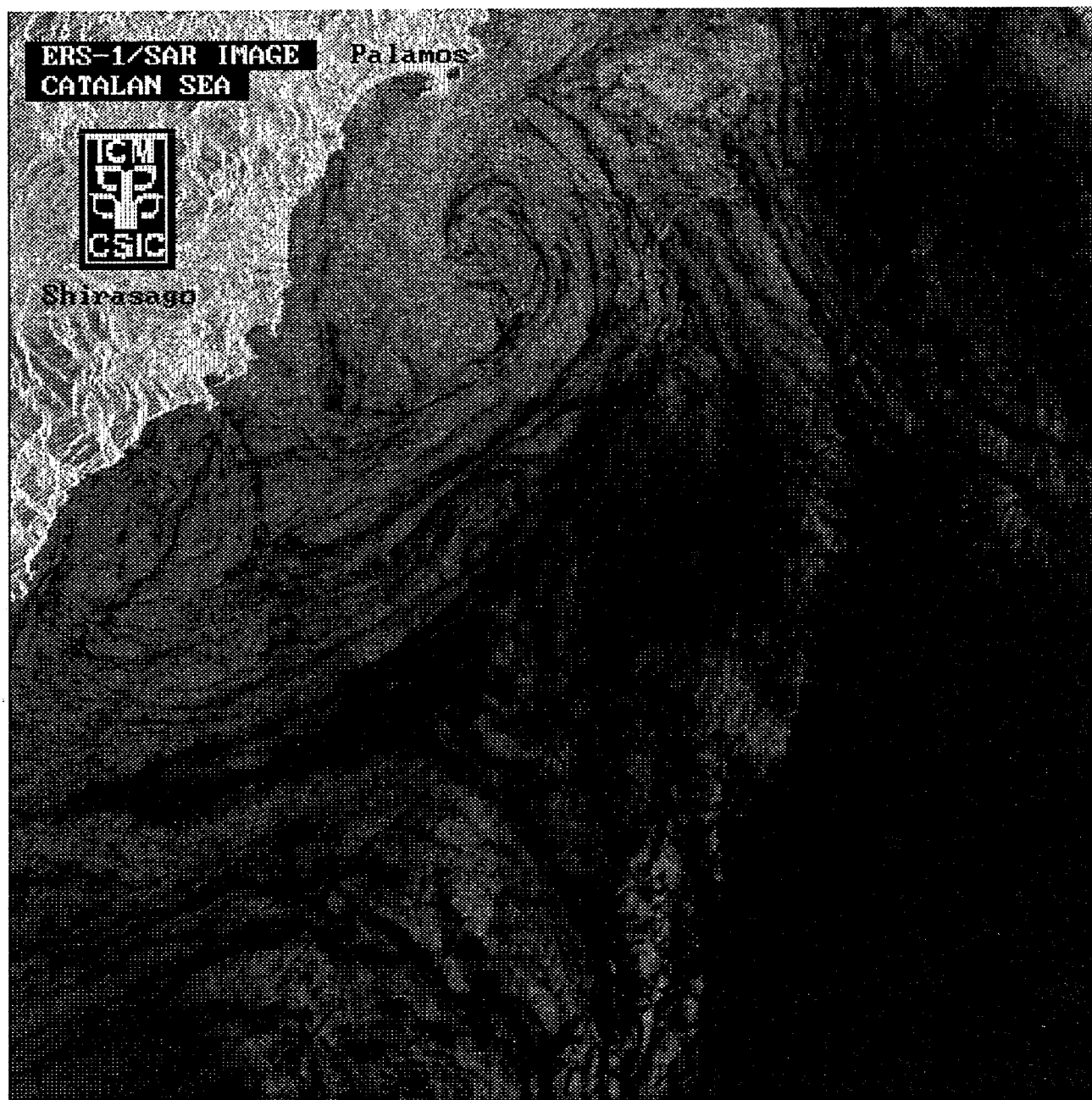


Fig. 3.45 Imagen SAR (30x30 km) localizando el remolino detectado frente a Palamós.

Palamós detectados mediante medidas *in situ*, tanto en esta campaña como en la anterior, y la observación de remolinos en la mayoría de las imágenes SAR presentadas en este capítulo.

Por otra parte, en la figura 3.46 se muestra otra sub-imagen de 30x30 km. a la que también se le ha aplicado un proceso de escalado, notándose el segundo remolino mencionado en la zona. En este caso es imposible asegurar el sentido de giro ya que en los datos ADCP no fue detectado.

Finalmente, en una sub-imagen de 50x50 km. del cuadrante superior izquierdo de la imagen completa (figura 3.47), se observan dos olas llegando al Golfo de Rosas con una amplitud considerable y de una longitud de onda de 8.5 km, aproximadamente. La primera de ellas se encuentra arribando al golfo, refractándose debido a la topografía de la zona.

Es de destacar nuevamente que tampoco en esta imagen se observan indicios de la presencia del gran núcleo cálido en la boca del Cañón de Palamós.

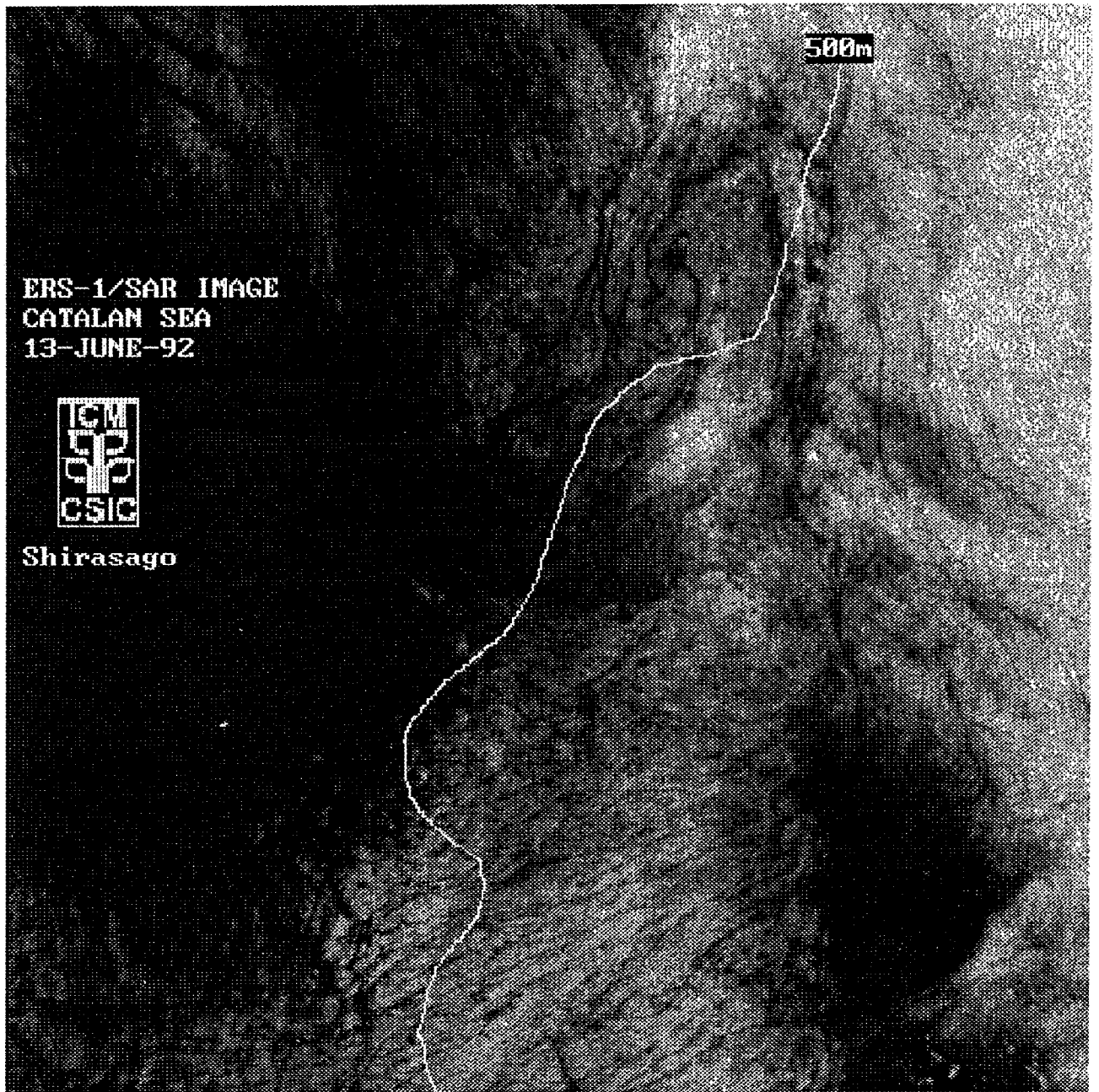


Fig. 3.46 Subimagen SAR (30x30 km) con el segundo remolino detectado en la zona.



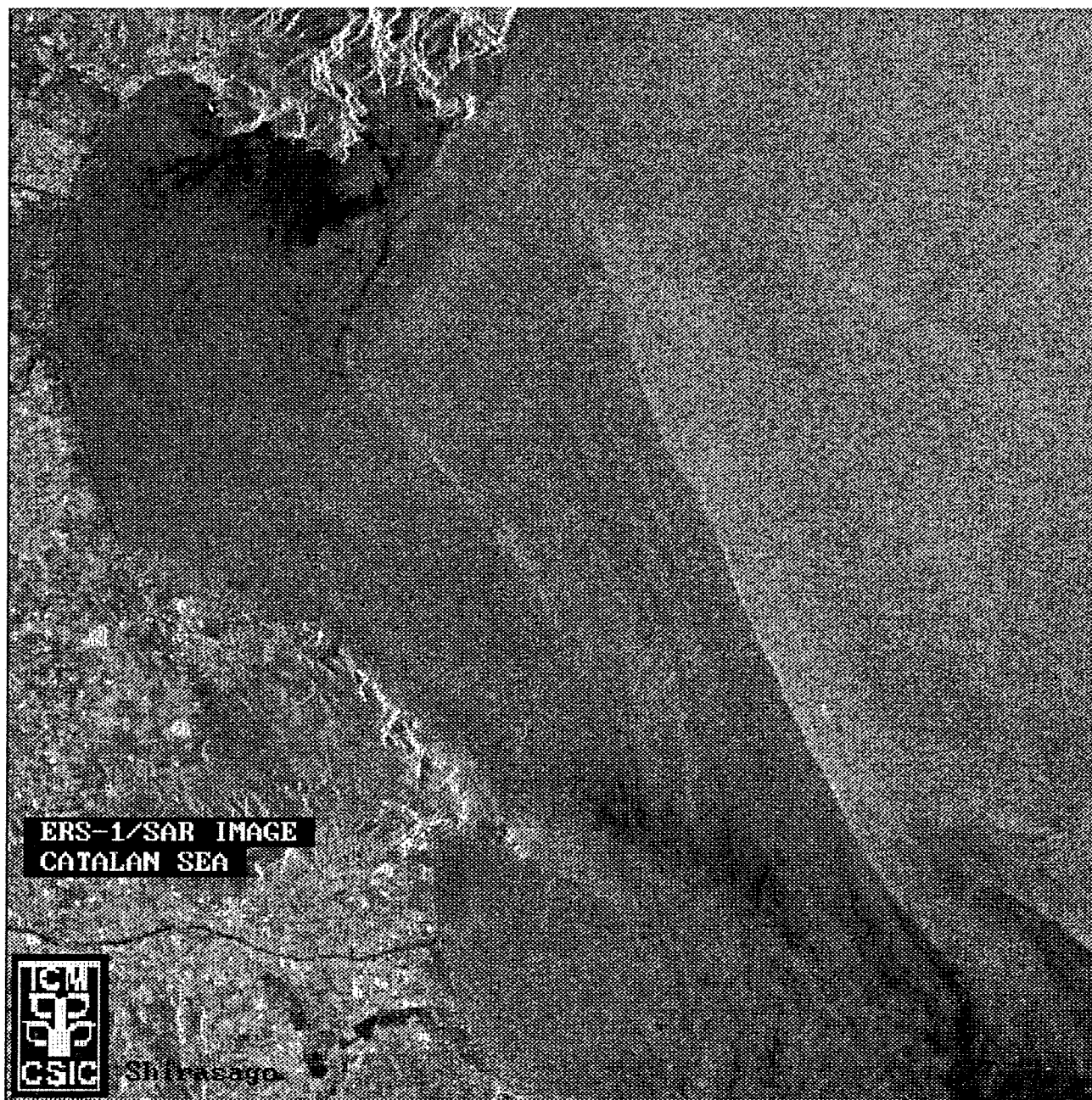


Fig. 3.47 Subimagen SAR (50x50 km) mostrando la refracción de ondas que arriban a la zona costera del Golfo de Rosas.

### 3.4 DISCUSION

Como se pudo constatar en los resultados las condiciones meteorológicas fueron muy variables durante ambas campañas presentándose núcleos de alta y baja presión, con intensidades y posiciones muy cambiantes. Por consiguiente, las imágenes SAR mostradas se vieron fuertemente influidas por tales variaciones, principalmente debido a los cambios en la velocidad de los vientos. Bajo diferentes distribuciones de viento fue posible observar en cada imagen fenómenos de mesoescala en la zona de estudio, corroboradas en varios casos por medidas *in situ*. Por otra parte, se hicieron presentes en las imágenes SAR estructuras no registradas por datos de campo, posiblemente debido al tipo de muestreo discreto y secuencial de dichos datos. En contraposición a lo anterior, algunos fenómenos detectados por medidas *in situ* no fueron registrados en las imágenes SAR, pudiendo atribuirse al carácter subsuperficial de estos fenómenos o a la magnitud del viento prevaleciente en el momento de la adquisición de la imagen SAR (de moderados a fuertes).

La corriente Liguro-Provenzal-Catalana fue detectada únicamente en dos de las cuatro imágenes SAR, a pesar de que en las imágenes NOAA siempre se hizo presente en mayor o menor grado. En las primeras mediante líneas oscuras de baja retroreflectancia, principalmente bajo condiciones de viento escasas. En las segundas, debido a las diferencias de temperatura reforzadas por la descarga fría del Ródano. Así mismo, se detectó un gran remolino en las imágenes SAR y NOAA-11 del 15 de mayo, intrusionando la Corriente Liguro-Provenzal-Catalana, siendo imposible determinar el origen del mismo. Este gran remolino podría haber presentado características ciclónicas, lo cual explicaría la trayectoria de la radioboya D5 la cual se dejó de detectar en su trayectoria hacia el sureste.

Por otra parte, la Corriente Liguro-Provenzal-Catalana presentó una importante variación de su posición principalmente en la zona del cañón, mostrándose más lejos de la costa y menos intensa en la campaña PRIM-1 y más cerca e intensa en la 2. Por tal razón y sabiendo que esta corriente transporta aguas del Ródano, el frente halino superficial ocasionado se presentó mas cerca de la costa en la PRIM-2, siendo corroborado por la detección parcial del frente tanto en la imágenes SAR del 9 de mayo (PRIM-1) y 31 de mayo (PRIM-2), como por los datos *in situ* e imágenes NOAA. Con datos de esta mismas campañas, Alvarez (1995) atribuye la diferencia en la posición de la corriente, tanto en la vertical como en la horizontal, como una respuesta de ésta a las variaciones de la descarga del Ródano y a las condiciones meteorológicas prevalecientes en la región. En este estudio se ha tratado de demostrar, que además de los procesos antes mencionados, la presencia de un gran remolino de tamaño considerable pudo haber provocado importantes perturbaciones en la posición de la corriente. No se puede afirmar con certeza que el gran remolino observado en la parte oceánica por las imágenes de satélite (SAR y NOAA) en la campaña PRIM-1, sea el mismo detectado durante la campaña PRIM-2 en la parte del cañón, mediante las distribuciones de temperatura horizontal, cálculos geostróficos e imágenes NOAA. Pero es interesante mencionar que en la campaña siguiente a estas dos (campaña PRIM-3) se observaron grandes perturbaciones de la “estructura normal” de la corriente en los datos de CTD, ADCP y NOAA. Dejándose como una hipótesis la posibilidad de que un remolino de dimensiones considerables y de origen desconocido haya intrusionado la corriente de talud durante esta época, provocando fuertes perturbaciones en la misma.

En lo concerniente a las intrusiones de parte de la corriente de talud hacia el Cañón de Palamós, ésta se presentaron principalmente en la campaña PRIM-1, las cuales son atribuibles a ajustes en la vorticidad potencial de la misma.

Dichas desviaciones fueron delineadas parcialmente por la imagen del 9 de mayo y totalmente por la imagen SAR del 15 de mayo, ambas mediante líneas curvas de baja retroreflectancia. Estas desviaciones fueron reafirmadas tanto por los datos CTD (distribuciones de salinidad a diferentes niveles y cálculos geostróficos) como por la radioboya D2 lanzada en la campaña PRIM-1. Así mismo y relacionado a los efectos del cañón sobre la corriente, la sub-imagen SAR del 15 de mayo (ver figura 3.25) ha evidenciado la presencia de aguas oceánicas en la zona costera, mediante líneas de baja retroreflectancia conectando la zona del cañón con la costa, estando la primera fuertemente influenciada por las aguas oceánicas.

Otro fenómeno importante ocurrido en ambas campañas fue el núcleo caliente y de baja salinidad encontrado en la parte costera cercana a la cabeza del Cañón de Palamós y registrado mediante las distribuciones horizontales obtenidas a partir de los datos de CTD. En tres de las cuatro imágenes SAR se observaron claramente en ese lugar un remolino representado por líneas curvas de muy baja retroreflectancia, durante condiciones de viento débiles (15 de mayo) y moderados (9 de mayo y 13 de junio). Por lo tanto, se infiere que el núcleo de agua caliente está relacionado con la presencia de un remolino, posiblemente de tipo anticiclónico en la parte costera cerca de la cabeza del cañón, durante la campaña PRIM-1 y un poco desplazado hacia el sur en la PRIM-2.

En algunas estaciones durante la campaña PRIM-1 se detectaron inversiones de salinidad, los cuales de acuerdo a Wang *et al.* (1988) pueden indicar la presencia de filamentos de baja salinidad generados en la corriente de talud. Como se observó en las imágenes SAR del 9 de mayo y 15 de mayo, en toda la plataforma se detectaron estructuras complejas representadas por líneas de baja retroreflectancia que bien podían estar relacionadas con dichos filamentos y/o con la propia circulación costera. La presencia de filamentos la

confirman las imágenes NOAA en las cuales muchos de ellos estuvieron presentes durante esta campaña incluso con remolinos en los extremos de los filamentos. Por otro lado, no se detectaron inversiones de este tipo en la campaña PRIM-2.

Es importante destacar que en los casos en los que los vientos fueron débiles, esto es entre 1 y 3 m/s, las corrientes y otras estructuras fueron siempre detectadas mediante líneas de muy baja retroreflectancia. Lo anterior a pesar de que en algunos casos tales líneas de corriente se solaparon con zonas alargadas de muy baja retroreflectancia y bordes difusos, producto de la escasez de viento.

Así mismo, se detectaron zonas de generación de ondas internas en las imágenes del 15 y 31 mayo. En la primera en la zona del Cañón de Creus (figura 3.27) y en la segunda, de forma muy importante, tanto en la parte oceánica frente al Cabo de Creus (figura 3.43), en donde se observó el enorme tren de ondas internas dirigiéndose hacia mar abierto, como en el borde sur del Cañón de Palamós, en donde se registraron numerosos trenes de ondas internas en varias direcciones (ver figura 3.41B).

Por lo que corresponde a la presencia de aguas frías registradas durante la campaña PRIM-1, en la parte costera entre Barcelona y la Costa Brava, su origen no parece evidente ya que la gran variabilidad y dirección de los vientos no parecen favorecer la generación de surgencias. Sin embargo todos los instrumentos utilizados para medir temperaturas registraron estas aguas, en mayor o menor grado. Con las distribuciones horizontales se pudo observar que estas masas de agua se hacían evidentes en los niveles superficiales. Por otra parte, mediante la imagen NOAA del 15 de mayo se detectaron claramente estas masas mediante formas oscuras y alargadas por toda la zona costera. En la imagen SAR de esa fecha, estas formas se

hicieron presentes en tonos muy oscuros producto de la baja retroreflectancia. Lo anterior concuerda con lo reportado por Shumacher *et al.* (1991) (ver capítulo 1) respecto a la baja retroreflectancia observada en aguas con menor temperatura que su entorno.

Finalmente, es de destacar que ninguna de las dos imágenes SAR contemporáneas a esta segunda campaña muestran señales del gran núcleo cálido localizado en la boca del Cañón de Palamós, posiblemente debido a que éste se manifiesta en la sub-superficie. Sin embargo, no es de descartar que tenga alguna relación con las estructuras detectadas frente al cañón en la imagen SAR del 13 de Junio.

### 3.5 CONCLUSIONES

De acuerdo a los objetivos planteados al inicio de este capítulo, se pueden mencionar las siguientes conclusiones:

1) Los resultados anteriores han corroborado la capacidad del SAR del ERS-1 en la detección de importantes estructuras de mesoescala durante las épocas de las campañas PRIM-1 y 2. En cada una de las cuatro imágenes SAR se ha podido identificar en mayor o menor grado varios fenómenos costeros y oceánicos, los cuales han sido visibles en las imágenes debido a la modulación que tales fenómenos ocasionan en las ondas capilares.

2) Dicha capacidad de detectar estructuras se ha puesto de manifiesto principalmente bajo condiciones de escasez de viento, esto es, entre magnitudes de 1 y 3 m/s. Lo anterior a pesar de que en ocasiones éstas se encuentren perturbadas por líneas oscuras y difusas, producto de la falta de vientos. Por el contrario, bajo condiciones de viento de moderados a fuertes (6-8 m/s), se incrementa la señal de retroreflectancia de forma importante, dificultando la detección de tales estructuras. Por tal razón, el sensor SAR muestra dependencias con las condiciones meteorológicas, las cuales no están relacionadas con la cobertura de nubes, como en el caso de los sensores pasivos, sino directamente con las condiciones de los vientos prevalecientes durante la adquisición de las imágenes.

3) Los fenómenos frecuentemente detectados fueron la Corriente Liguro-Provenzal-Catalana, los efectos del cañón sobre de ésta, corrientes costeras, remolinos, ondas internas y en algunos casos aguas frías, efectos topográficos y frentes en forma parcial. La presencia de la mayoría de estos fenómenos fue corroborada por medidas *in situ* obtenidas en las campañas oceanográficas e imágenes NOAA.

**BIBLIOGRAFIA CITADA**

- Astraldi R. A y G. Manzella, 1983. Some observations on current measurements on the East Ligurian shelf, Mediterranean Sea. *Cont . Shelf Res* 2: 183-193.
- Alvarez A., 1995. The influence of bottom topography on large and small scale ocean dynamics. Thesis Doctoral. Universitat de les Illes Balears, Mallorca, España. pp. 136.
- Bethoux J. P., 1979. Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependence on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters. *Oceanol. Acta*. Vol. 2. pp 157-163.
- Castellón A., J. Font y E. García-Landona, 1990. The Liguro-Provençal-Catalan current (NW Mediterranean) observed by Doppler profiling in the Balearic Sea. *Sci. Mar.* 54: 269-272.
- Champagne-Philippe M. y L. Harang, 1982. Fronts superficiels en Méditerranée d'après les télémessures AVHRR (avril 1979-mars1981) Établissement d'Études et de Recherches Météorologiques de Lannion, Rep. 31.
- Davis R. E., J. E. Dufour, G. J. Parks y M. R. Perkins, 1982. Two inexpensive current-following drifters. Reporte Interno de SCRIPPS Institution of Oceanography, University of California, San Diego, La Jolla, Cal. SIO Reference No. 82-28. 503 pp.
- Deschamps P. Y., R. Frouin y M. Crepón, 1984. Sea surface temperature of the coastal zone of France observed by the HCMM satellite, *J. Geophys. Res.* 89( 5): 8123-8149.
- Elliott A. J., 1979. Low frequency sea-level and current fluctuations along the coast of Northwest Italy. *J. Geophys. Res.* 84: 3752-3760.
- Font J., 1987. The path of the Levantine Intermediate Water to the Alboran Sea. *Deep-Sea Res.* 34(10): 1745-1755.



- Font J. y A. Ballester, 1984. Seasonal velocity variations in the continental side of the Catalan gyre. *29th Congress and Plenary Assembly of ICSEM*, Lucerne, pp. 105-106.
- Font J., J. Salat y J. Tintoré, 1988. Permanent features of the general circulation in the Catalan Sea. *Oceanol. Acta*, Special Vol. 9: 51-57.
- Gascard J. C., 1978. Mediterranean deep water formation, baroclinic instability and oceanic eddies. *Oceanolog. Acta* 1(3): 315-330.
- Gascard J. C. y C. Richez, 1985. Water masses and circulation in the Western Alboran Sea and in the strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.* 15: 157-216.
- Guibout P., 1982. Validation des données hydrologiques en Méditerranée, Laboratoire d'Océanographie Physique du Museum, *Rep.* 82-02.
- Hopkins T. S., 1985. Physics of the Sea. In: *Western Mediterranean.*, edited by R. Margalef, Pergamon Press, Oxford. pp 100-125.
- Lacombe H. y P. Tchernia, 1972. Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. In: *The Mediterranean Sea*. Editado por D. J. Stanley, Dowden Hutchinson and Ross, Stroudsberg. pp. 26-36.
- Lacombe H. J., C. Gascard, J. Gonella y J. P. Béthoux, 1981. Response of the Mediterranean to the water and energy fluxes across its surface, on seasoning and interannual scales. *Oceanolog. Acta* 4(2): 247-255.
- La Violette P. E., J. Tintoré y J. Font, 1990. The surface circulation of the Balearic Sea. *J. Geophys. Res.* 95: 1559-1568.
- Masó M. y C. Duarte, 1989. The spatial and temporal structure of hydrographic and phytoplankton biomass heterogeneity along the Catalan coast (NW Mediterranean). *J. Mar. Res.* 47: 813-827.
- Masó M., P. E. La Violette y J. Tintoré, 1990. Coastal Flow modification by submarine canyons along the NE Spanish coast. *Sci. Mar.* 54(4): 343-348.
- Millot C., 1985a. Some features of the Argelian Current. *J. Geophys. Res.* 90(4): 7169-7176.

- Millot C., 1987. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Oceanolog. Acta* 10(2): 143-149.
- Millot C., 1991. Mesoscale and Seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean. *Dyn. Atmos. Oceans*. 15: 179-214.
- Millot C., I. Taupier-Letage y M. Benzohra, 1986. Preliminary results of the Mediprod 5 experiment. *Reports of the 30th Congress and Plenary Assembly of ICSEM*, Palma de Majorque. pp 175.
- Ovchinnikov I. M., 1966. Circulation in the surface and intermediate layers of the Mediterranean. *Oceanology* 6: 48-59.
- Parrilla G. y T. Kinder, 1984. The physical oceanography of the Alboran Sea. In: *Proceedings of NATO advanced research workshop, La spezia*. Editado por H. Charnock.
- Salat J. y J. Font, 1987. Water mass structure near and offshore the Catalan coast during the winters of 1982 y 1983. *Ann Geophys. ser B*, Vol. 5 No. 1. pp. 49-59.
- Schumacher J. D., P. J. Stabeno y A. T. Roach, 1989. Volume transport in the Alaska Coastal Current. *Contin. Shelf Res.* 12: 1071-1083.
- Sparnocchia S., Manzella G. M. R. y P. E. La Violette, 1994. The interannual and Seasonal Variability of the MAW and LIW Core properties in the western Mediterranean Sea. In: *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea. Coastal and Estuarine Studies*, AGU. Editado por P. E. La Violette. pp 177-194.
- Tintoré J., D-P. Wang y P. E. La Violette, 1990. Eddies and thermohaline intrusions of the shelf/slope front off the northeast spanish coast. *J. Geophys. Res.* 95(2): 1627-1633.
- Viúdez A., J. Tintoré y R. L. Haney (en prensa). Three-dimensional structure of the two anticyclonic gyres in the Alboran Sea. *J. Phys. Oceanogr.*
- Wang D-P., M. Vieira, J. Salat, J. Tintoré, P. E. La Violette, 1988. A shelf slope frontal filament off the Northeast spanish coast. *J. Mar. Res.* 46: 312-332.

## **4. ANALISIS DE IMAGENES SAR EN EL MAR DE ALBORAN**

## 4.1 INTRODUCCION

El Mar de Alborán se encuentra ubicado al suroeste del Mediterráneo Occidental y está considerado como una zona de transición entre el Atlántico y el Mediterráneo, siendo el Estrecho de Gibraltar el lugar donde se realiza el intercambio de aguas en dos capas (Lacombe y Tchernia, 1972; Lanoix, 1974; Gazcard y Richez, 1985). Este intercambio se establece debido a la necesidad de compensar el déficit de agua y sal que el Mediterráneo experimenta debido a procesos de evaporación, así como cambios a escala temporal corta provocados por marea y procesos meteorológicos (Peluchon y Donguy, 1962; Crepón, 1965). Las Aguas Atlánticas (AW) fluyen en la capa superior (200 m) hacia adentro del Mar de Alborán, registrando salinidades menores de 36.5, mientras que las Mediterráneas lo hacen hacia el Atlántico por la capa inferior, presentando salinidades mayores de 38.4.

Lanoix en 1974 demostró mediante varias campañas realizadas durante el verano de 1962, que las aguas Atlánticas entraban al Mar de Alborán en forma de una corriente de chorro con una magnitud aproximada de 1.6 Sv. La dinámica asociada con estas aguas entrantes fue descrita inicialmente por Seco (1959) y Donguy (1962), en los que mencionan la formación de un gran giro anticiclónico con una dimensión de 100 km, formado por tales aguas Atlánticas en la cuenca occidental del Mar de Alborán. Estudios mediante modelos numéricos han tratado de explicar la formación, persistencia, posición y forma de este giro, indicando que éstos están controlados principalmente por el ángulo de entrada, lo angosto del Estrecho de Gibraltar, la geometría de la cuenca y la rotación de la Tierra (Preller y Hurlburt, 1982; Heburn, 1985a y 1987; Speich, 1993). Así mismo, a través de numerosas investigaciones incluyendo colaboraciones internacionales, se ha determinado que este giro se presenta cuasi-permanentemente (Donde Va? Group, 1984; La Violette 1986; Parrilla y Kinder, 1987).

Otros autores han hecho énfasis en la existencia de remolinos ciclónicos de mesoescala y núcleos fríos de submesoescala en los bordes del giro antes mencionado. La Violette (1984) hace mención de la advección alrededor de dicho giro, de núcleos fríos originalmente formados al este del Estrecho de Gibraltar, posiblemente inducidos por ondas internas generadas por mareas semidiurnas. Por otra parte, Tintoré *et al.* (1991) destaca la presencia de varios remolinos ciclónicos en el borde norte del mencionado giro, así como movimientos ageostróficos alrededor de él. De aquí en adelante será denominado Giro Oeste.

La cuenca este del Mar de Alborán ha sido menos investigada, sin embargo varios estudios han revelado la presencia de un segundo giro anticiclónico o en su lugar una corriente con dirección este, a lo largo de las costas africanas (Lanoix, 1974; Cheney 1978; Cheney y Doblar, 1982; Arnone y La Violette, 1986; Heburn y La Violette, 1990; Viúdez y Tintoré, 1994). Por otra parte, al este del segundo giro se localiza una zona frontal muy importante caracterizada por intensos gradientes de densidad denominado Frente de Almería-Orán. Este frente se forma debido al contacto de las aguas Atlánticas menos salinas propias del segundo giro y las aguas mediterráneas residentes, la cual fluye por toda la costa sureste española (Tintoré *et al.* 1988). Ambas corrientes convergen al sur del Cabo Gata (este de Almería), para posteriormente dirigirse hacia las costas africanas (Orán). Cerca de estas últimas una parte de las aguas Atlánticas son retenidas por el segundo giro y otras fluyen a lo largo de las costas formando la Corriente Argelina. Resultados del WMCE (Western Mediterranean Circulation Experiment) mostraron que este frente está limitado a los primeros 300 metros de profundidad con una fuerte corriente de chorro asociada y controlado por la posición y el tamaño del segundo giro anticiclónico (Giro Este) (Tintoré *et al.*, 1988).

Viúdez *et al.* (1995) mediante un estudio cuasi-sinóptico con los mismos datos *in situ* utilizados en este capítulo (campaña Fe92), destacan la existencia de ambos giros durante la época de muestreo y un frente en forma de onda acoplado a ellos. Este frente separa aguas con un mayor tiempo de residencia en el Mar de Alborán, las cuales presentan menor temperatura y mayor salinidad, al norte, de aguas recientes y por tanto, más calientes y con menor salinidad, al sur. Así mismo, dicho frente registró una corriente de chorro asociada con un flujo aproximado de 1 Sv. Por otra parte, mencionan que el frente Almería-Orán no es necesariamente la frontera este del segundo gran giro (Giro Este) y hacen énfasis en la presencia de remolinos ciclónicos asociados a ambos giros en su parte suroeste.

En la figura 4.1 se observa el mar de Alborán con las isobatas de 200, 400, 800, 1000 y 2000 metros, destacando en su parte central, al norte del Cabo de Tres Forcas, la Isla de Alborán.

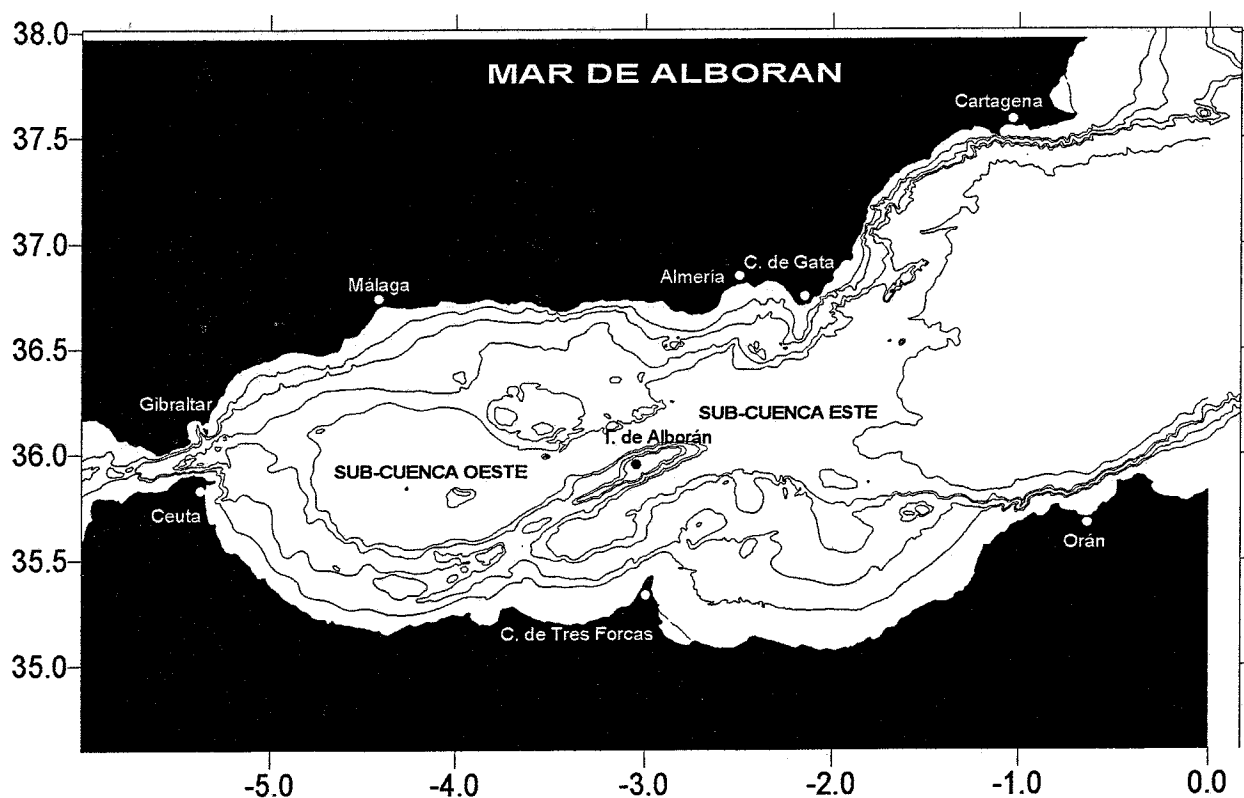


Fig. 4.1 Cuenca del Mar de Alborán con las isobatas de 400, 800, 1000 y 2000 metros.

## 4.2 OBJETIVOS

Los objetivos de este capítulo son similares a los del capítulo anterior, pero en este caso el análisis se hará en una región mucho más grande, más dinámica y con un número considerablemente mayor de imágenes SAR, siendo éstos:

- Analizar la capacidad del SAR del satélite ERS-1 para detectar las estructuras de mesoescala en el Mar de Alborán encontradas por Viudez *et al.*, 1994 y mediante el análisis hidrográfico y satelitario térmico (imágenes ATSR/ERS-1 y NOAA) realizado en éste capítulo. Los lugares en donde se enfocará dicho análisis serán principalmente:

- El Estrecho de Gibraltar
- Cuenca oeste (ubicación del primer gran giro anticiclónico)
- Cuenca este (localización del segundo gran giro anticiclónico)
- Borde este (Inicio de la Corriente Argelina)

- Estudiar las formas de manifestación de tales fenómenos en las imágenes SAR, así como las magnitudes de los viento bajo las que es capaz de detectar tales estructuras el SAR del ERS-1, procediéndose a comparar los resultados de este estudio con los obtenidos en el capítulo anterior.

## 4.3 MATERIAL Y METODOS

Para el presente estudio se utilizaron 35 imágenes SAR(FDC) y una SAR(PRI) cuyas fechas fluctúan entre el 12 de Septiembre y 14 de Octubre de 1992. El muestreo del ERS-1 en la zona de estudio no fue diario, contándose en cada ocasión con dos o tres imágenes registradas durante el paso del satélite. Así mismo, se recibieron del Rutherford Appleton Laboratory (UK) 15 imágenes ATSR-SST (Along Track Scanning Radiometer-

Sea Surface Temperature) y del departamento de Física Aplicada I de la Universidad de Valladolid, 4 imágenes NOAA-11 de las cuales se usó el canal 5. Cabe aclarar que de todas las imágenes anteriormente mencionadas, algunas de ellas fue imposible utilizar dada su nula información por saturación (SAR) o debido a su total perturbación por efectos atmosféricos (ATSR o NOAA).

Los datos *in situ* de este estudio fueron obtenidos durante la campaña FE-92 a bordo del B/O "García del Cid", llevado a cabo entre el 17 de Septiembre al 10 de Octubre de 1992. Esta campaña fue realizada como parte del proyecto "Variabilidad de Mesoescala en la Capa Superficial Oceánica", iniciado en 1989 y financiado por el Programa Nacional de Recursos Marinos y Acuicultura (MAR89-0550, Investigador Principal J. Font).

La campaña estuvo comprendida por una red de 134 estaciones oceanográficas, separadas por 10' en latitud y 20' en longitud (figura 4.2). En cada una de las estaciones se realizaron muestreos de CTD en la columna de agua, registrándose datos de presión, temperatura, conductividad y en algunas estaciones de fluorescencia, turbidez y oxígeno disuelto. En las primeras 8 estaciones el muestreo se llevó a cabo con un CTD Neil Brown Mark III y debido a averías en el instrumento las subsecuentes se realizaron con un Sea Bird SBE 25. Así mismo, se muestreo la temperatura y salinidad superficiales en forma continua (cada minuto), con un termosalinógrafo Sea Bird SBE21.

Así mismo, se obtuvieron registros continuos con el ADCP y de temperatura-salinidad superficiales. Las velocidades de la corriente se midieron entre estaciones y durante las mismas hasta una profundidad de 400 m, mediante un ADCP modelo RD Instruments Vessel Mounted 150.



Para este capítulo se consiguieron también las cartas isobáricas y datos de vientos del Instituto Nacional de Meteorología. Como se comentó con anterioridad, los datos son provenientes de un modelo cuya resolución es de 0,9° y corresponden a las 0:00 y 12:00 Hrs. GMT. Para cada uno de los días que correspondan las imágenes se presentará el gráfico del campo de vientos de la hora más cercana

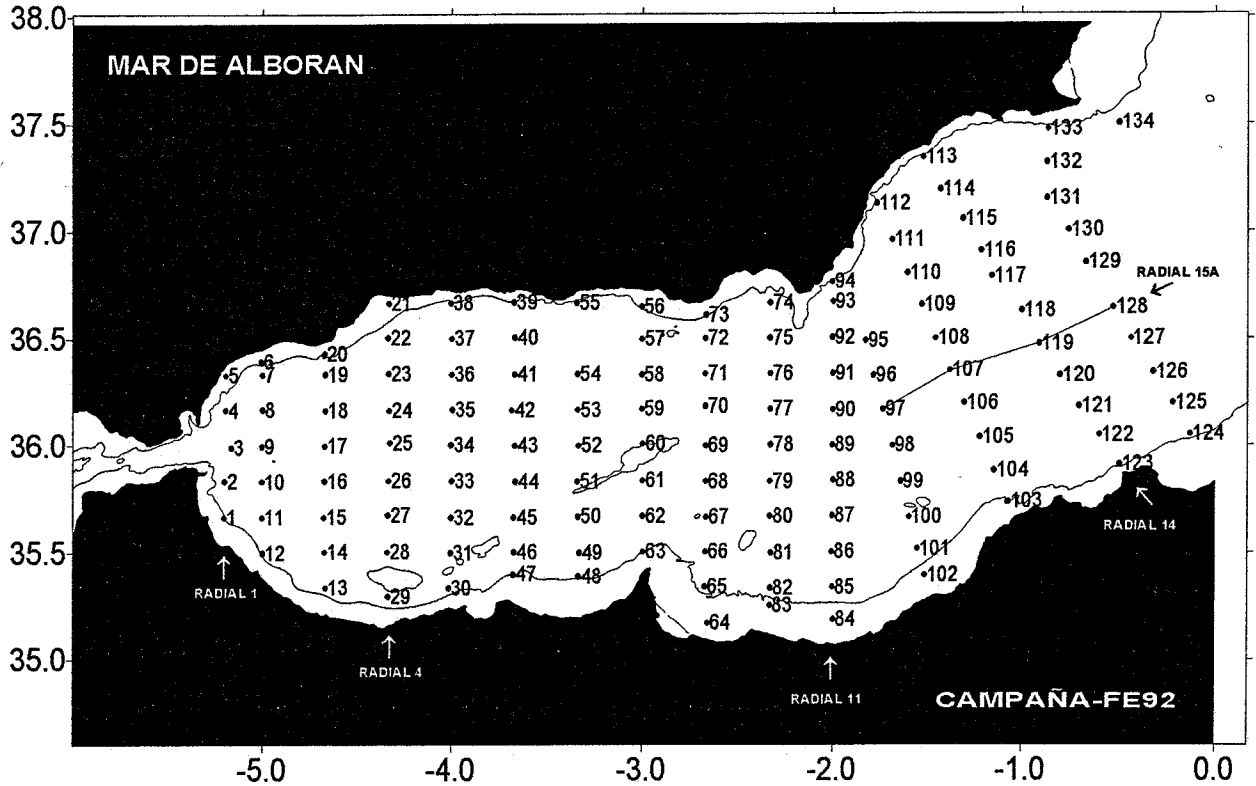


Fig. 4.2 Configuración de las estaciones oceanográficas de la campaña FE92.

Finalmente, la tabla siguiente relaciona las fechas y el tipo de imagen con la campaña Oceanográfica Fe92:

Mes/día	Número de imágenes			
	SAR	ATSR/SST	NOAA	
<b>SEPTIEMBRE</b>				
12	3	2		
13	2			
15	3		1	
16	3			
<b>17*</b>				←
18	2			<b>C</b>
22	2	2		<b>A</b>
24			1	<b>M</b>
25	3	2		<b>P</b>
28	3	2		<b>A</b>
30			1	<b>Ñ</b>
<b>OCTUBRE</b>				<b>A</b>
1	3	2		
2	3		1	<b>F</b>
4	3			<b>E</b>
5		1		<b>9</b>
8	2	2		<b>2</b>
<b>10**</b>				←
11	2	2		
14	2			
<hr/>				
<b>TOTAL</b>	<b>36</b>	<b>15</b>	<b>4</b>	

\* Día de inicio de la campaña

\*\* Final de la campaña

## 4.4 RESULTADOS

En este capítulo se presentarán los resultados los cuales están enfocados, como se mencionó en los objetivos, en cuatro importantes zonas: el Estrecho de Gibraltar (EG), primer gran giro anticiclónico o giro occidental (GO), segundo giro (GE) y el inicio de la Corriente Argelina (CA). Se iniciará con las distribuciones horizontales en superficie, 10 y 50 metros de profundidad obtenidas a partir de los datos de CTD, lo cual permitirá observar la manifestación en las capas más superficiales de los dos grandes giros anticiclónicos y los fenómenos de mesoescala asociados a ellos. Así mismo, se mostrarán las distribuciones verticales de las radiales 1 (EG), 4 (GO), 11 (GE), 14 (CA) y un transecto perpendicular a las radiales 13 y 14, para observar el borde este del segundo giro. Lo anterior se hará hasta una profundidad de 400 m para estudiar la evolución de tales fenómenos en profundidad. Además se incluyen las velocidades horizontales medidas con el ADCP a 16 metros y geostróficas calculadas a 10 metros, a partir de datos de CTD, para iniciar posteriormente la interpretación de las imágenes SAR por órbita y por localización en las cuatro grandes zonas. Cada órbita está constituida por dos o tres imágenes SAR las cuales contendrán información meteorológica, en algunos casos vectores ADCP y/o la topografía del fondo marino y cuando sea posible se intercalarán las imágenes ATSR/SST y NOAA-11.

### 4.4.1 DISTRIBUCIONES HORIZONTALES

En la figura 4.3 se muestran las distribuciones horizontales de temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  superficiales. Debido a su mayor temperatura es posible detectar los dos grandes giros anticiclónicos en cada una de las subcuencas (figura 4.3a), presentándose el GE mas caliente que el GO, así como dos grandes núcleos de agua fría y caliente, al norte y noreste de éste ultimo. También se observa otra zona fría entre la Isla de Alborán y el Cabo de Tres Forcas, provocando un gradiente intenso entre esta zona y el

segundo giro (GE). Por lo que corresponde a la salinidad (figura 4.3b), se puede ver que la cuenca occidental se encuentra bastante influenciada por la entrada de las aguas Atlánticas, registrando valores bajos, así como en la zona por donde continua su viaje pasando entre la Isla de Alborán y el Cabo de Tres Forcas, mientras que el frente Almería-Oran se detecta con un gradiente muy débil. La distribución de densidad (figura 4.3c) es un claro reflejo de la temperatura, presentando ambos giros valores bajos de densidad  $\sigma_t$ , así como el núcleo caliente al noreste del GO, mientras que el frío al norte de éste registra valores altos. Además, se encuentra presente en densidad el gradiente intenso de temperatura detectado en la zona oeste del segundo giro.

Las distribuciones horizontales de temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  a 10 metros (figura 4.4) se ven bastante similares a las superficiales. En la distribución de temperaturas (figura 4.4a) se detectan los dos giros, los núcleos frío y caliente, las aguas frías entre la Isla de Alborán y el Cabo de Tres Forcas y el gradiente intenso ocasionado por estas aguas y el segundo giro. En salinidad, la cuenca occidental continua presentando la influencia de las aguas Atlánticas entrantes, con una mayor intrusión de las aguas de baja salinidad alrededor del segundo giro. Así mismo, la distribución de densidad  $\sigma_t$  se muestra de nuevo directamente relacionada con la temperatura.

A 50 metros de profundidad (figura 4.5), la temperatura (figura 4.5a) aparece claramente el frente en forma de onda mencionado por Viúdez *et al* , (1995), separando aguas localizadas en su mayoría en la parte norte y central del Mar de Alborán de las calientes que conforman los dos giros. Es de destacar que los dos núcleos registrados al norte y noroeste del primer giro (GO) ya no son detectados, mientras que uno de los dos remolinos ciclónicos reportados por estos mismos autores, correspondiendo al del suroeste del segundo giro (GE), empieza a ser registrado (núcleo de agua fría).

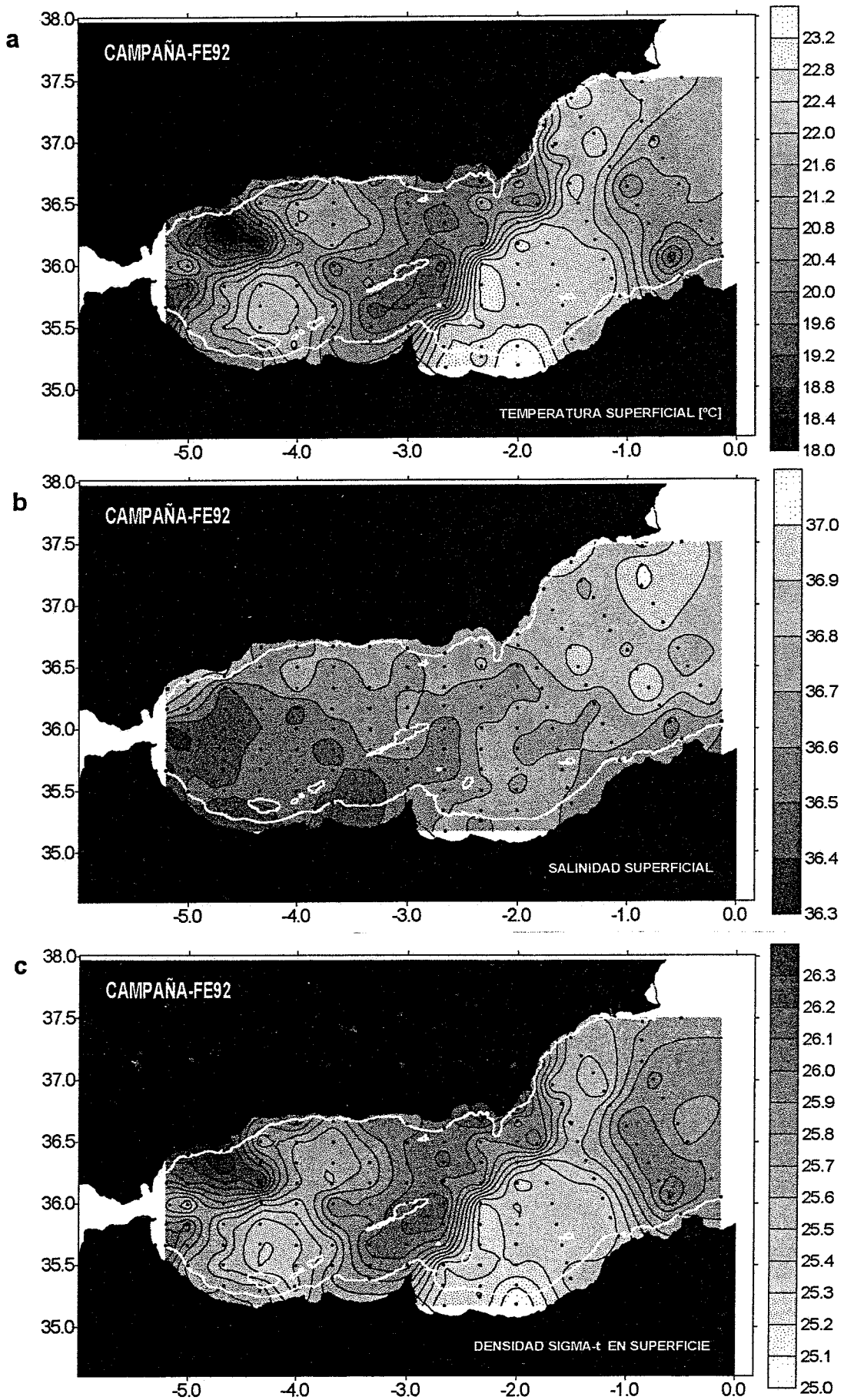


Fig. 4:3 Distribuciones horizontales superficiales a) temperatura, b) salinidad y c) densidad  $\sigma_t$ .

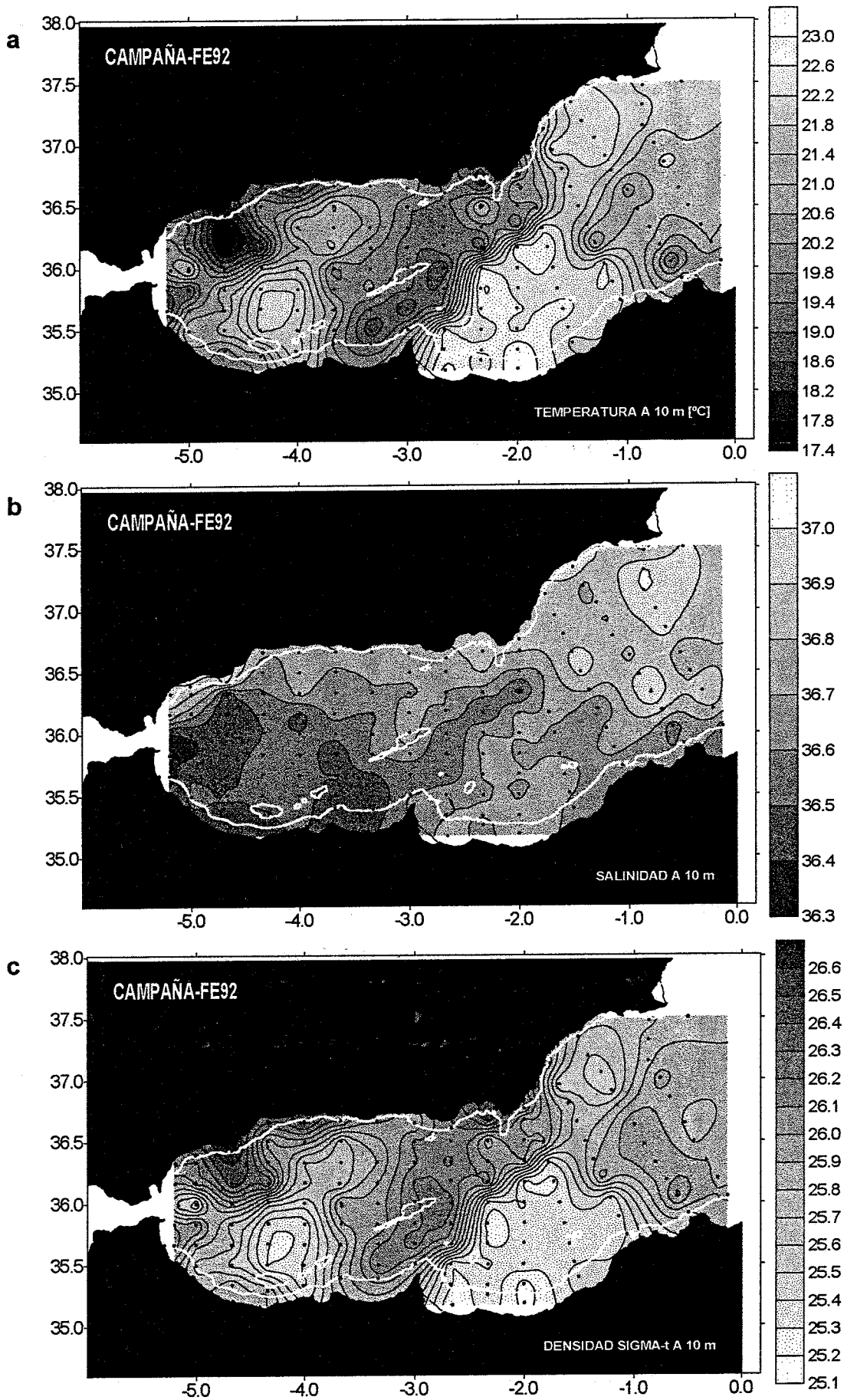


Fig. 4.4 Distribuciones horizontales a 10m de profundidad a) temperatura, b) salinidad y c) densidad  $\sigma_t$ .

Es de destacar otro gran núcleo de aguas bastante frías, en el extremo este del Mar de Alborán. La salinidad (figura 4.5b) presenta también cambios importantes, registrando así mismo un frente en forma de onda separando aguas más salinas al norte y centro, de las menos saladas al sur y en los giros, mientras que el remolino al suroeste del segundo giro registra ligeros aumentos de salinidad. El gran núcleo frío detectado al extremo este del Mar de Alborán registra salinidades bastante altas. La distribución de densidad  $\sigma_t$  refleja la presencia de ambos frentes mostrando un frente muy intenso en forma de onda, separando las masas de agua al norte y sur intensificándose aun más en la zona donde se inicia la Corriente Argelina. El giro ciclónico asociado al segundo giro se detecta bastante bien en densidad debido a su menor temperatura y mayor salinidad. El gran núcleo frío y salino registra valores de densidad altos. Es de destacar la diferencia entre los niveles superficiales y de 10 metros con los de 50, debido principalmente a que los primeros se ubican en la capa de mezcla, la cual se encuentra sujeta a las variaciones estacionales, al viento y a otros procesos que afectan dicha capa.

#### 4.4.2 DISTRIBUCIONES VERTICALES

En la figura 4.6 se muestran las distribuciones de temperatura, salinidad y densidad  $\sigma_t$  de la radial 1, correspondiente a la zona del Estrecho de Gibraltar. El perfil de temperatura se presenta bastante estratificado, con una termoclina más intensa y superficial en la parte norte (estaciones 3 y 5). En las demás estaciones este gradiente es menos intenso probablemente debido al flujo que entra por el estrecho. En la figura 4.6b se observa la separación de las masas de agua Atlánticas (menos salinas) de las aguas Mediterráneas, provocando un frente halino muy intenso que aflora de sur a norte (de derecha a izquierda de la gráfica). Así mismo, se detecta un mínimo de salinidad en la estación 3 a 50 metros de profundidad. La densidad  $\sigma_t$  refleja la distribución termo-halina de esta radial, presentándose una estratificación muy importante por encima de los 150 metros de profundidad.

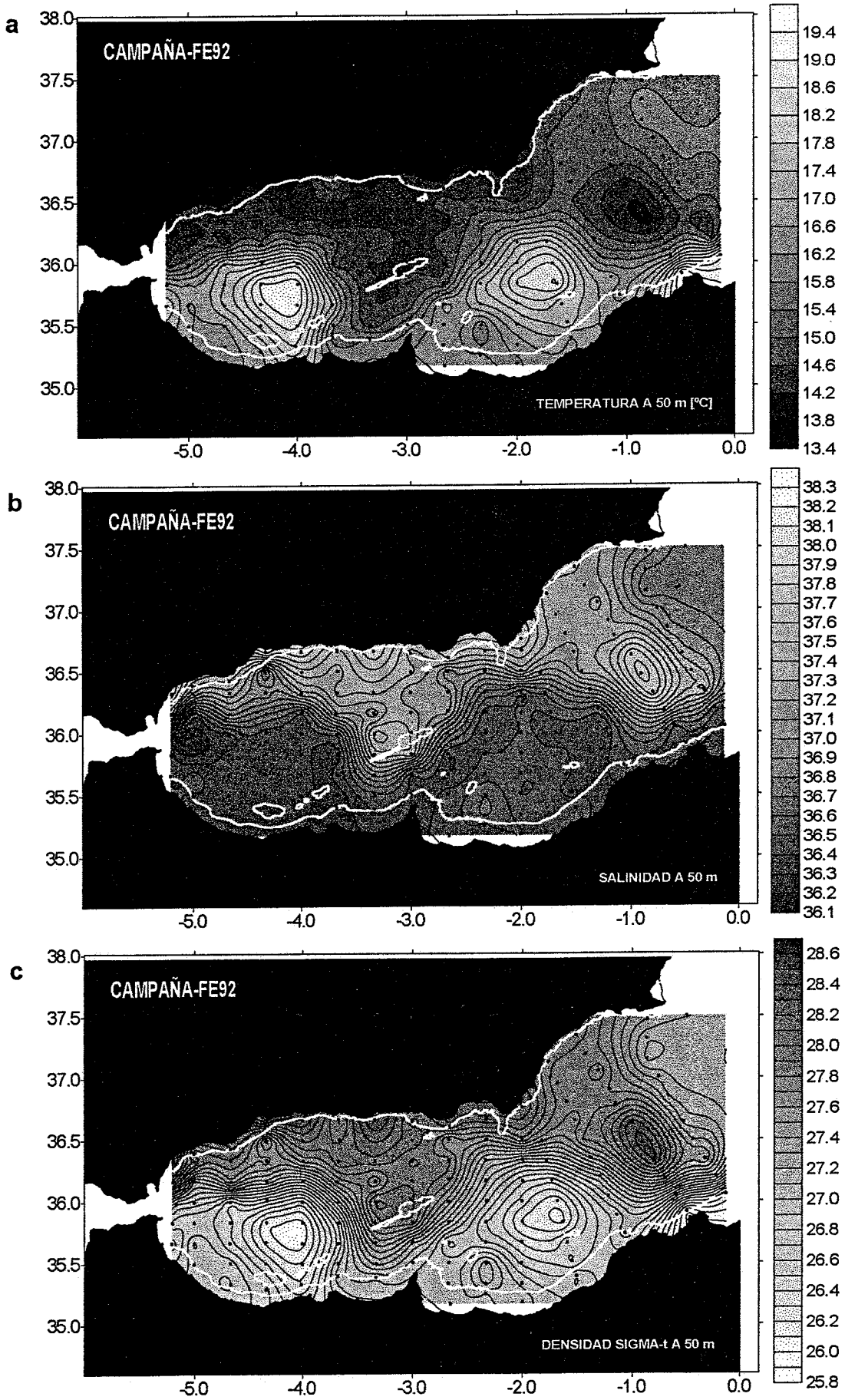


Fig. 4.5 Distribuciones horizontales a 50m de profundidad a) temperatura, b) salinidad y c) densidad  $\sigma_t$ .



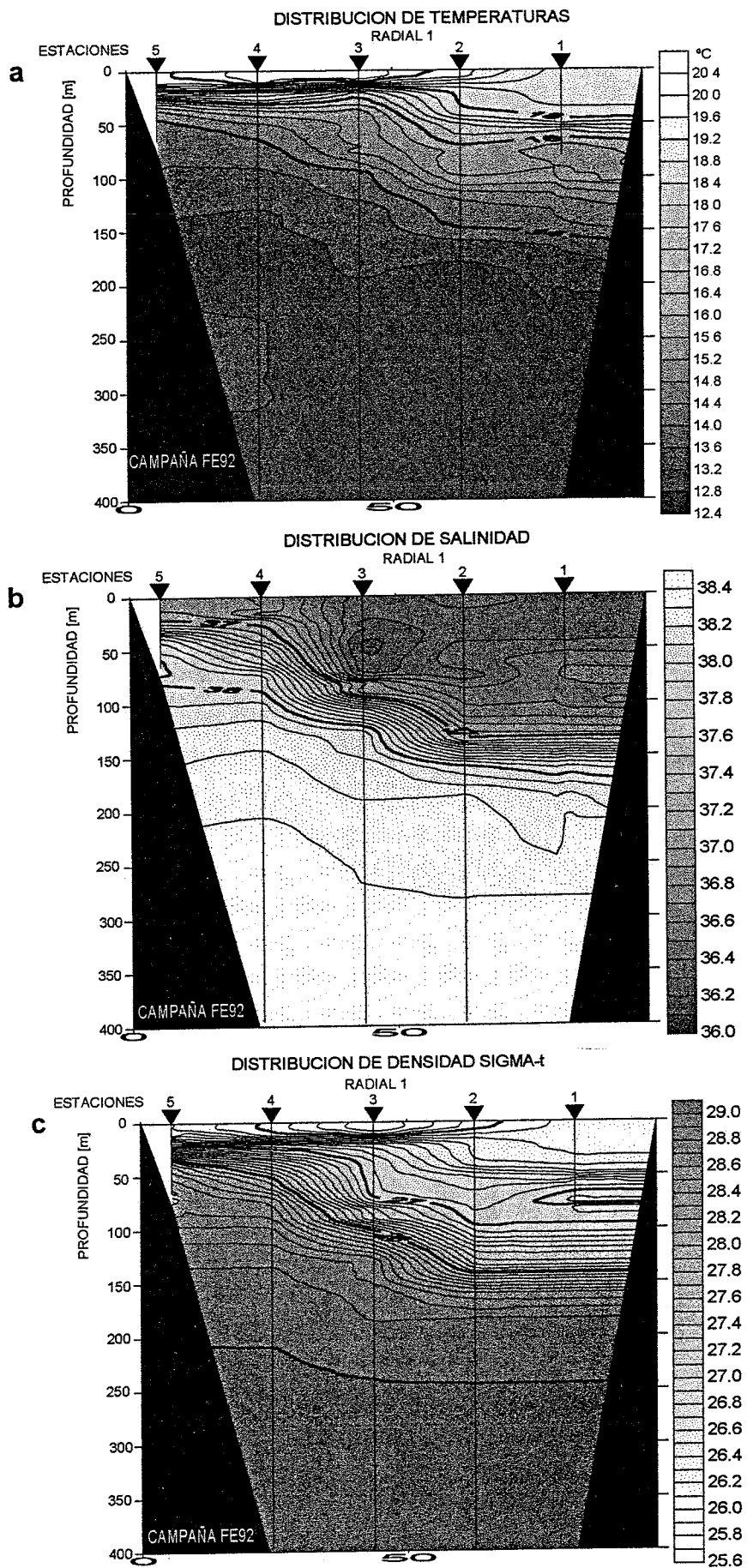


Fig. 4.6 Distribuciones verticales de la radial 1 (Estrecho de Gibraltar) a) temperatura, b) salinidad y c) densidad  $\sigma_t$ .

Las distribuciones verticales de la radial 4 se muestran en la figura 4.7 la cual corresponde al primer giro (GO), notándose en todas las gráficas su presencia mediante “el valle” producido por el sentido anticiclónico del giro. En temperatura (figura 4.7a) se observa además de una estratificación importante, la manifestación de este gran giro caliente principalmente entre las estaciones 25 y 29 y desde la superficie hasta los 150 o 200 metros de profundidad, registrando temperaturas máximas de 22 °C. Así mismo, es de destacar un remolino caliente, bastante mas superficial (0 a 50 metros) al norte del giro entre las estaciones 21 y 23. En salinidad (figura 4.7b) destaca la separación de las aguas Atlánticas de las Mediterráneas por un frente halino bastante intenso (1 ppm en 50 metros), aflorando de sur a norte. El giro y el remolino tienen bastante presencia mediante salinidades bajas. En la distribución de densidad  $\sigma_t$  se observa una estratificación muy importante en los primeros 200 metros y la presencia del giro y el remolino. Es de destacar el afloramiento hasta la superficie de varias isopícnas alrededor de la estación 24.

En la distribución de temperaturas de la radial 11, que correspondiente al segundo giro (GE)(figura 4.8a), la manifestación de dicho giro se observa menos abrupta en profundidad y mas grande, así como también una menor perturbación de la termoclina y “el valle” ocasionado por su sentido anticiclónico. Así mismo, este giro presentó mayores temperaturas en las capas superficiales, llegando a ser de casi un grado y medio mayor que en el primero, detectándose además pequeños núcleos calientes alrededor de las estaciones 90 y 93. En la salinidad (figura 4.8b) se observa nuevamente el frente separando ambas aguas y la presencia del segundo giro ocupando la mayoría del perfil entre la superficie y los 200 metros de profundidad. La densidad  $\sigma_t$  se muestra como resultado de la distribución termo-halina, con una estratificación muy fuerte hasta los 200 metros de profundidad. Como era de esperarse el segundo giro presenta densidades bajas, aflorando las isopícnas entre las estaciones 90 y 92.

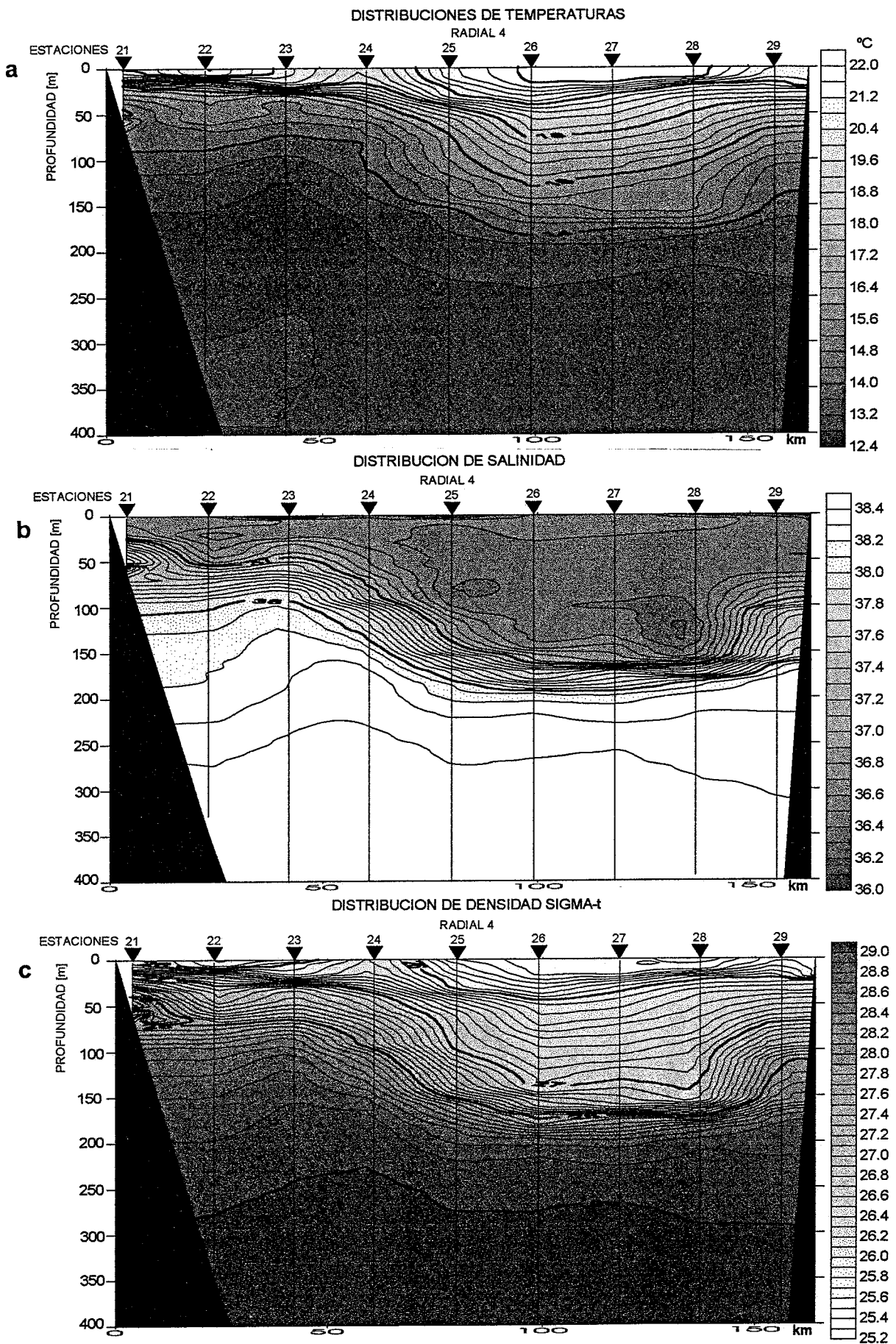


Fig. 4.7 Distribuciones verticales de la radial 4 (Primer giro anticiclónico)  
a) temperatura, b) salinidad y c) densidad  $\sigma_t$ .

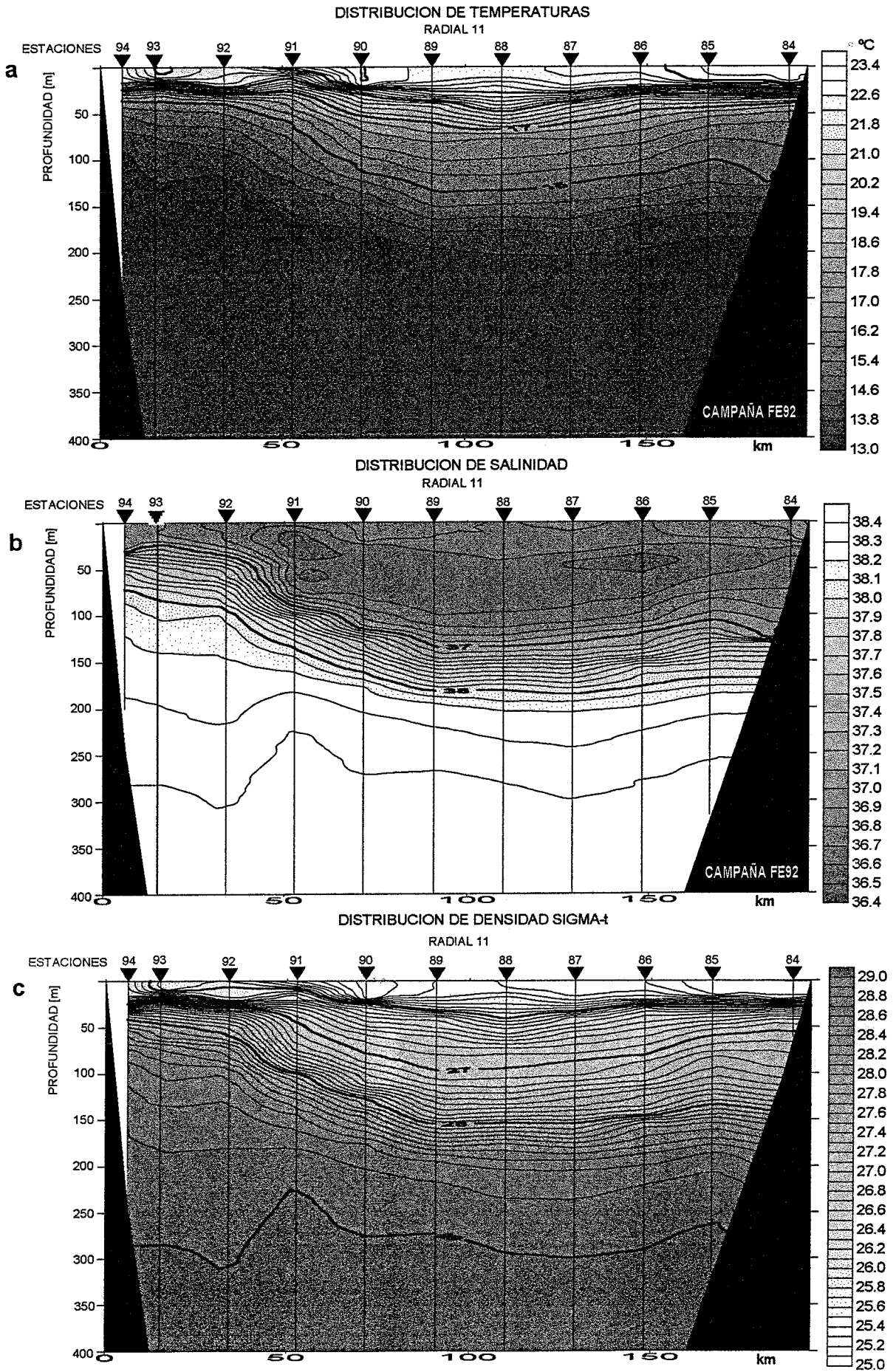


Fig. 4.8 Distribuciones verticales de la radial 11 (Segundo giro anticiclónico)  
 a) temperatura, b) salinidad y c) densidad  $\sigma_t$ .

En la parte sur de la radial 14 se ubica el final de la corriente de chorro asociada al frente en forma de onda o el inicio de la Corriente Argelina (figura 4.9). La distribución de temperaturas en esta radial (figura 4.9a) presenta una estratificación importante en las capas superficiales, con la termoclina bastante somera (a 20 metros de profundidad). Esta última perturbada entre las estaciones 121 y 123 debido a la corriente de chorro, provocando el hundimiento de las isotermas. En perfil de salinidad (figura 4.9b) es muy similar al de temperatura, con un frente halino importante como se ha observado en las radiales anteriores, pero en este caso mas somero. Entre las estaciones 121 a 123 se detecta una zona de baja salinidad producto de la corriente de chorro que transporta aguas Atlánticas. La distribución de densidad  $\sigma_t$  se presenta muy estratificada hasta los 200 metros de profundidad, con la piconclina muy somera y perturbada en las estaciones cercanas a las costas africanas, debido a la corriente de chorro.

Finalmente la radial perpendicular a la 13 y 14 (figura 4.10) denominada 15A muestra en temperatura, además de la estratificación, un afloramiento de las isotermas en la estación 119 y un hundimiento entre la 107 y 97 debido a la presencia del segundo giro. Este afloramiento fue detectado principalmente en las distribuciones horizontales a 50 metros y podría ser debido a la presencia de un remolino ciclónico. Así mismo, destaca una banda de aguas ligeramente mas frías que su entorno entre los 150 y 250 metros de profundidad, aproximadamente. La figura (4.10b) muestra la distribución de la salinidad en la que se observa la presencia del segundo giro (GE) entre las estaciones 107 y 97, así como un afloramiento, también de las isohalinas en la estación 119. Como ocurrió en todas las radiales, destaca el frente que separa las aguas menos y mas saladas. En la distribución de densidad  $\sigma_t$  se detecta una estratificación muy importante hasta profundidades que varían entre los 150 y 200 metros, así como un gradiente muy intenso y somero en la estación 119.

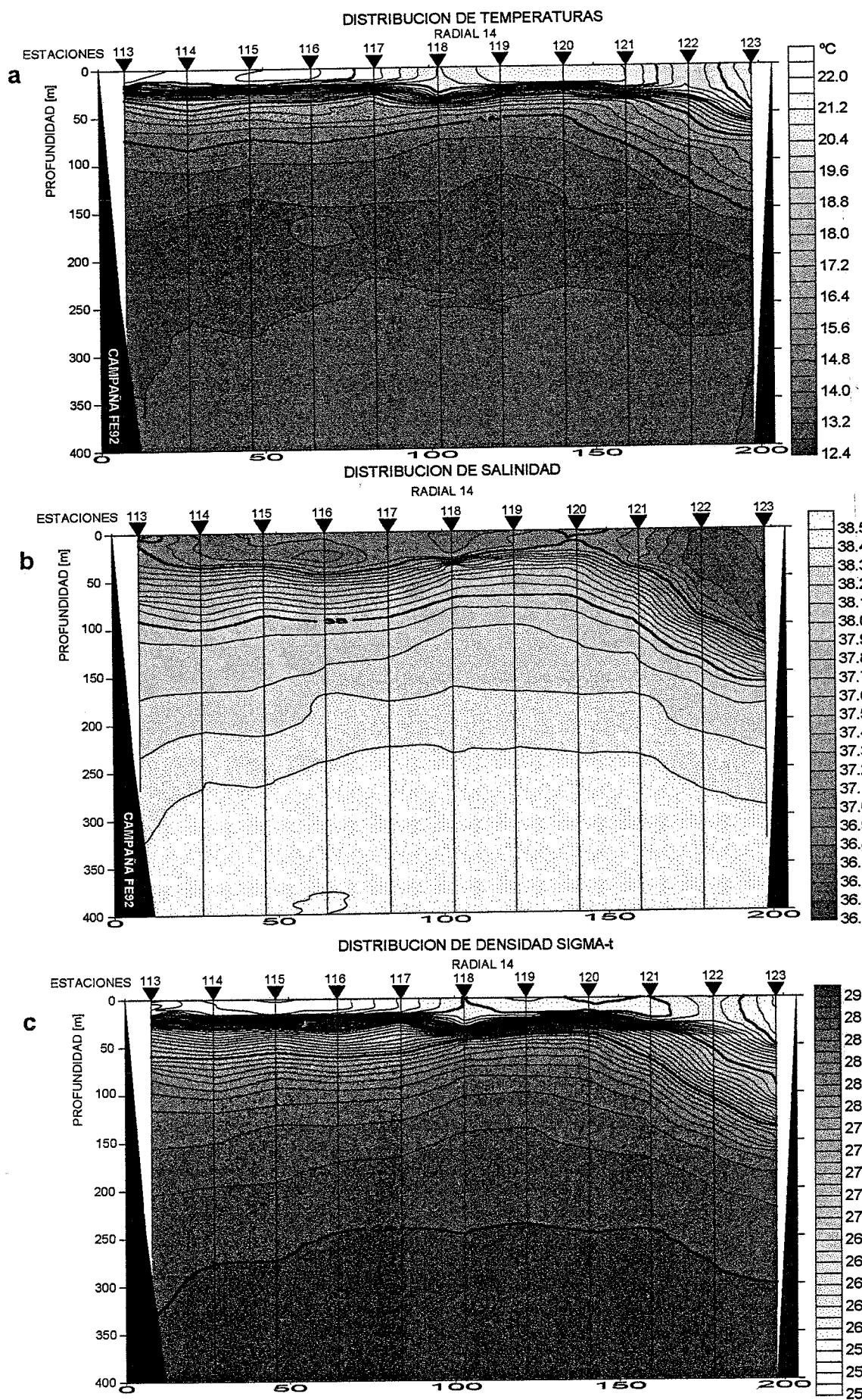


Fig. 4.9 Distribuciones verticales de la radial 14 (Extremo oriental y Corriente Argelina) a) temperatura, b) salinidad y c) densidad  $\sigma_t$ .

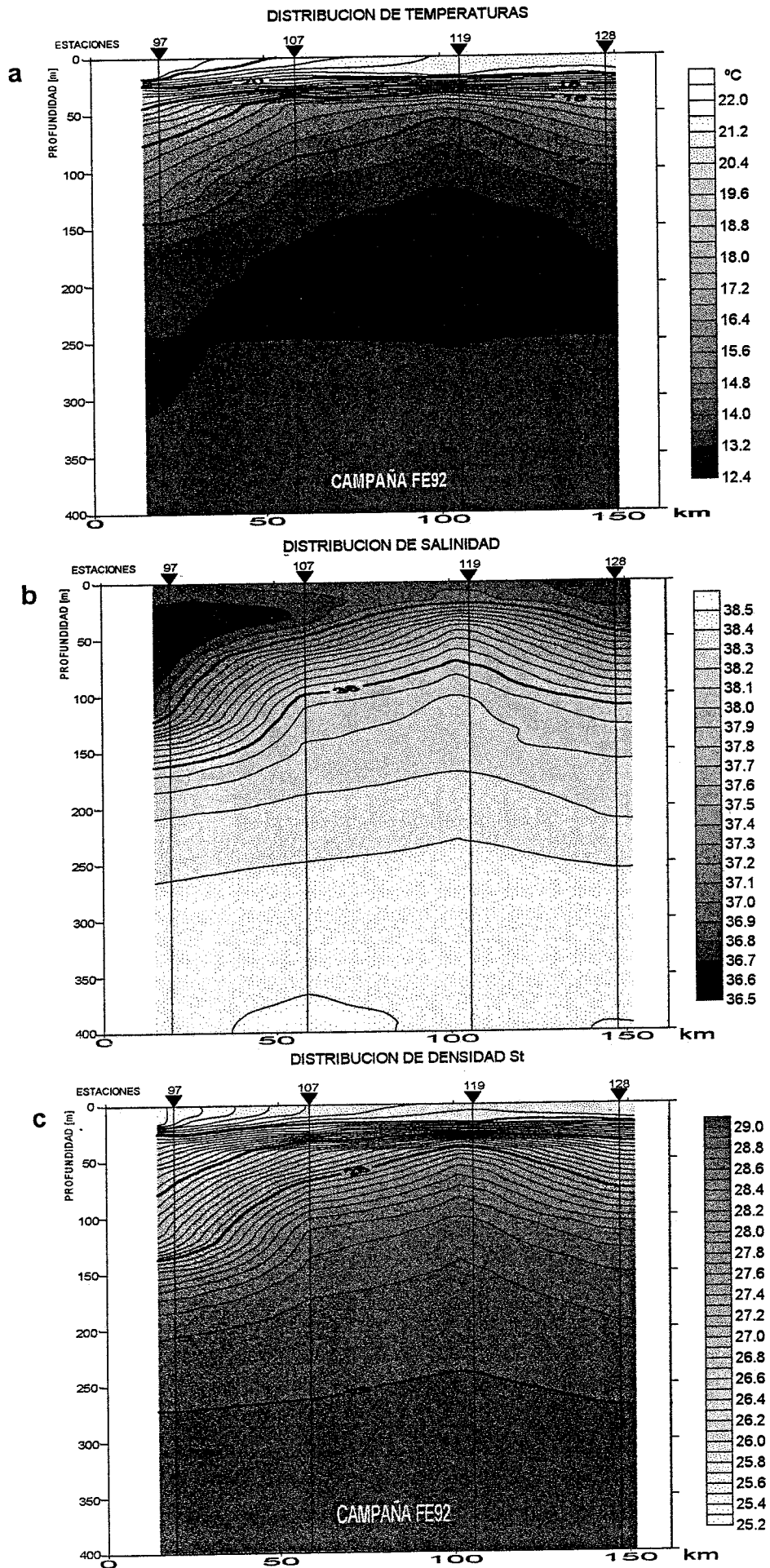


Fig. 4.10 Distribuciones verticales de la radial 15a (Perpendicular a las 13 y 14) a) temperatura, b) salinidad y c) densidad  $\sigma_t$ .

#### 4.4.3 MEDICION Y CALCULO DE VELOCIDADES

En la figura 4.11 se presenta el campo de velocidades obtenidas mediante el ADCP promediados cada hora (García-Górriz, 1995), en la que se observan en primer término la corriente en forma de chorro asociadas al frente en forma de onda y los dos grandes giros anticiclónicos (GO y GE) con velocidades que pasan los 100 cm/s. Al norte del primer giro se detecta una corriente costera la cual parece tener una tendencia de giro anticiclónica, correspondiendo al lugar donde se registró un núcleo caliente en las distribuciones horizontales (ver figuras 4.3a y 4.4a). Así mismo, se distinguen otras corrientes al norte de la Isla de Alborán, las cuales pueden estar relacionadas a otras estructuras presentes en esta época de estudio. Destacan en el extremo este del Mar de Alborán, zonas aparentemente de convergencia y divergencia así como el inicio de la Corriente Argelina.

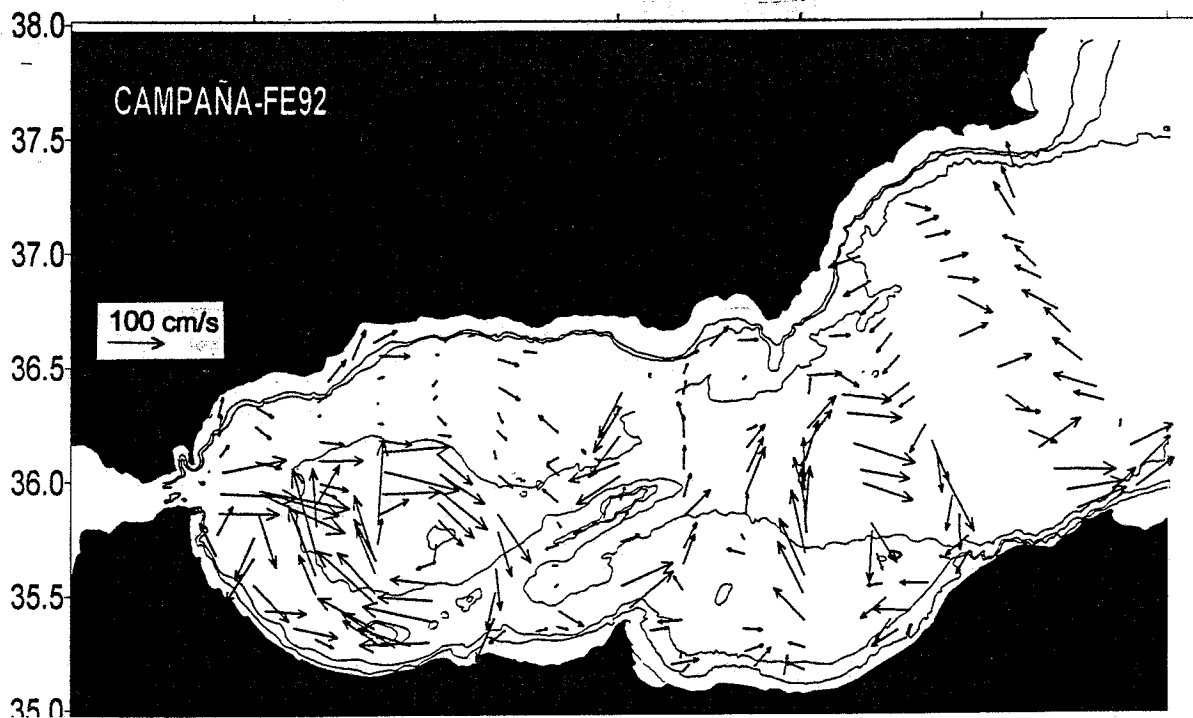


Fig. 4.11 Velocidades horizontales ADCP a 16 m, con valores promediados cada hora (Perfilador Doppler).



Por otro lado, en la figura 4.12 se muestra las velocidades geostróficas calculadas con un nivel de referencia de 200 metros, interpoladas sobre una malla regular. Estas se detectan menos intensas pero permiten observar la corriente de chorro, los dos grandes giros, el inicio de la Corriente Argelina y un remolino ciclónico al norte de ésta última. También se alcanza a notar el remolino ciclónico asociado al segundo giro anticiclónico en su parte suroeste (GE).

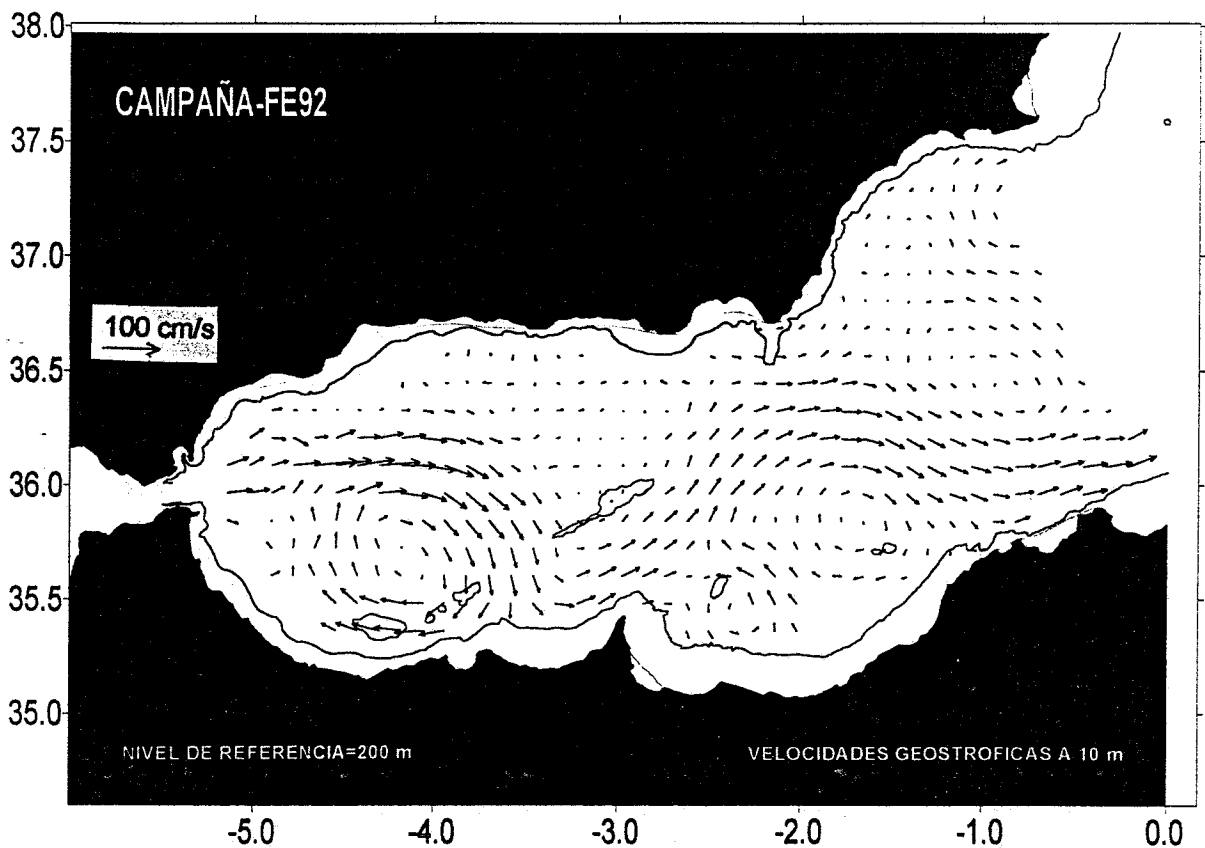


Fig. 4.12 Velocidades geostróficas a 10 m, con nivel de referencia de 200 m.

#### 4.4.4 IMAGENES SAR

Las imágenes SAR se presentarán por series de dos o tres imágenes con la misma fecha de adquisición, cubriendo una de las cuatro zonas en las que se ha dividido el Mar de Alborán. Junto con ellas se mostrarán las condiciones meteorológicas prevalcientes en las horas mas cercanas al momento de la obtención de las series de imágenes, mediante la carta isobárica y el campo de vientos correspondiente, complementando la información con una imagen ATSR-SST o NOAA cuando estuvo disponible.

##### 4.4.4A ESTRECHO DE GIBRALTAR

Para la zona del Estrecho de Gibraltar se contó con dos series de dos imágenes SAR en cada una, correspondiendo éstas al 18 de septiembre (hora de adquisición 22:39 GMT) y 11 de octubre (11:02 GMT) de 1992.

En la figura 4.13a se muestra la carta isobárica de las 18:00 GMT del 18 de septiembre, con la Península Ibérica entre dos zonas de alta y baja presión de poca consideración, las que podrían haber dado como resultado vientos flojos en todo el Mar de Alborán (figura 4.13b). Sin embargo a las 0:00 GMT del día siguiente, se detectaron en la zona del estrecho vientos moderados del sur con magnitudes de aproximadamente 6 m/s. En la serie SAR (día 18 a las 22:39 GMT) (figura 4.14), se observan amplias zonas de baja retroreflectancia, mientras que en el propio estrecho se registraron valores muy altos, por lo que se deduce que los vientos fueron predominantemente flojos durante el momento de la adquisición. En esta serie se han sobrepuesto vectores ADCP medidos a 16 m de profundidad, en los que se puede observar a pesar de las zonas oscuras una correlación entre los vectores mencionados y las líneas de baja retroreflectancia producto de la corriente, tanto en la zona de las costas africanas como en el flujo de salida del estrecho. Además se detectan grupos de ondas internas de diferentes periodos y magnitudes dirigiéndose hacia el sureste y noreste del estrecho.

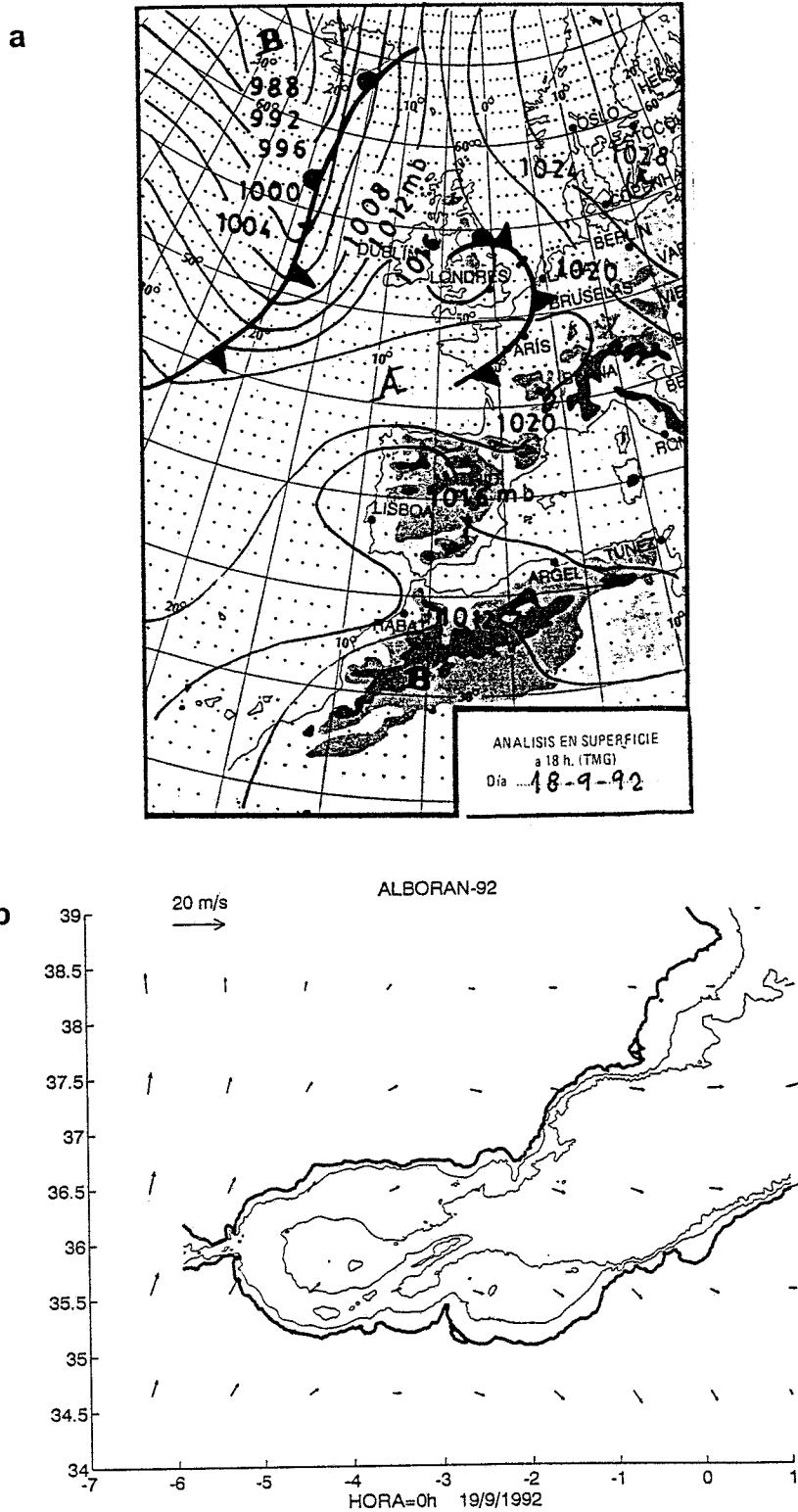


Fig. 4.13 Condiciones meteorológicas. a) Carta isobárica del 18 de septiembre (18:00 GMT), b) Campo de vientos del 19 a las 0:00 GMT.

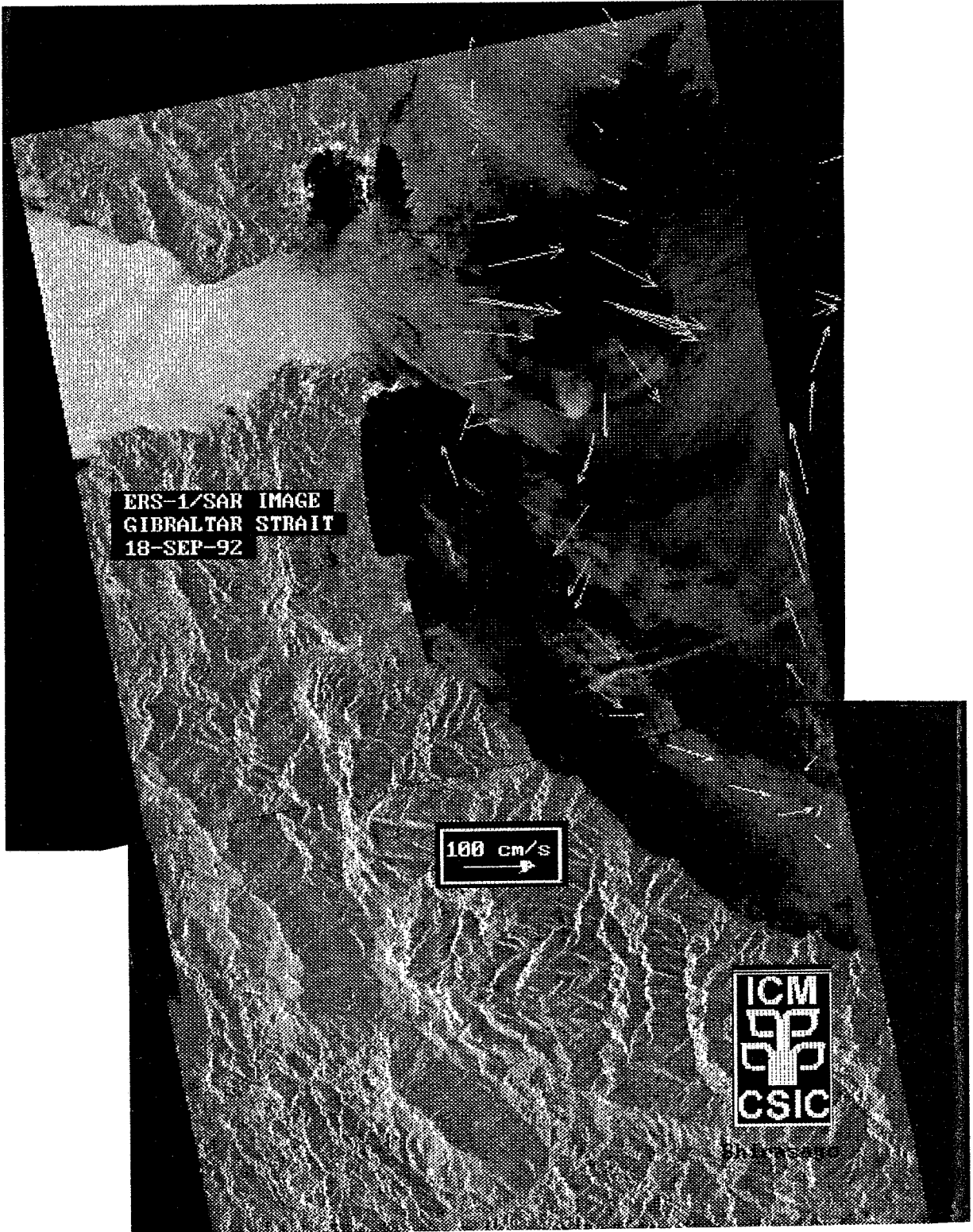


Fig. 4.14 Serie SAR del 18 de septiembre con vectores ADCP sobrepuestos.

En la figura 4.15a se presenta el estado meteorológico del día 11 de octubre en la que se observa en primer término la carta isobárica de las 18:00 GMT. En ella se encuentra a la península dominada por un núcleo de baja presión provocando vientos de moderados a fuertes en todo el Mar de Alborán, soplando del noreste con velocidades que alcanzaron los 9 m/s. Tales condiciones adversas se ven reflejadas en la imagen ATSR-SST (figura 4.15b), la que se presenta parcialmente cubierta de nubes pero mostrando el primer giro (GO) y una porción del segundo (GE). Debido a lo anterior en la imagen SAR (figura 4.16) se observa casi totalmente saturada con altos valores de retroreflectancia pero reflejando la presencia de los fuertes vientos provenientes del noreste.

#### 4.4.4B CUENCA OESTE

Para la zona del primer giro (GO) se cuenta con cuatro series de imágenes SAR del 15 de septiembre (hora de adquisición 22:33 GMT), del 1 ( 22:30 GMT), del 4 (22:36 GMT) y del 8 de octubre (22:36 GMT).

En la figura 4.17a se presenta el estado meteorológico del día 15 de septiembre mostrando la carta isobárica de las 18:00 horas, en la que se observa a la península entre dos núcleos de alta y baja presión. Lo anterior originó en la subcuenca oeste del Mar de Alborán, vientos moderados provenientes del sureste cuyas magnitudes fluctuaron entre 5 y 6 m/s. La imagen NOAA -11 (figura 4.17b) de la misma fecha presenta una gran cobertura de nubes en la mayor parte de la subcuenca, pero a pesar de ello se identifican una serie de inestabilidades en forma de remolinos en sus partes norte y noreste. En la serie de imágenes SAR (figura 4.18) correspondiente a este día se ven reflejados los fenómenos oceanográficos prevalecientes en la época de estudio, a la cual además se le ha sobrepuesto los vectores ADCP a 16 m de profundidad. En esta serie se detecta en forma importante el gran giro anticiclónico (GO), debido a sus altos valores de

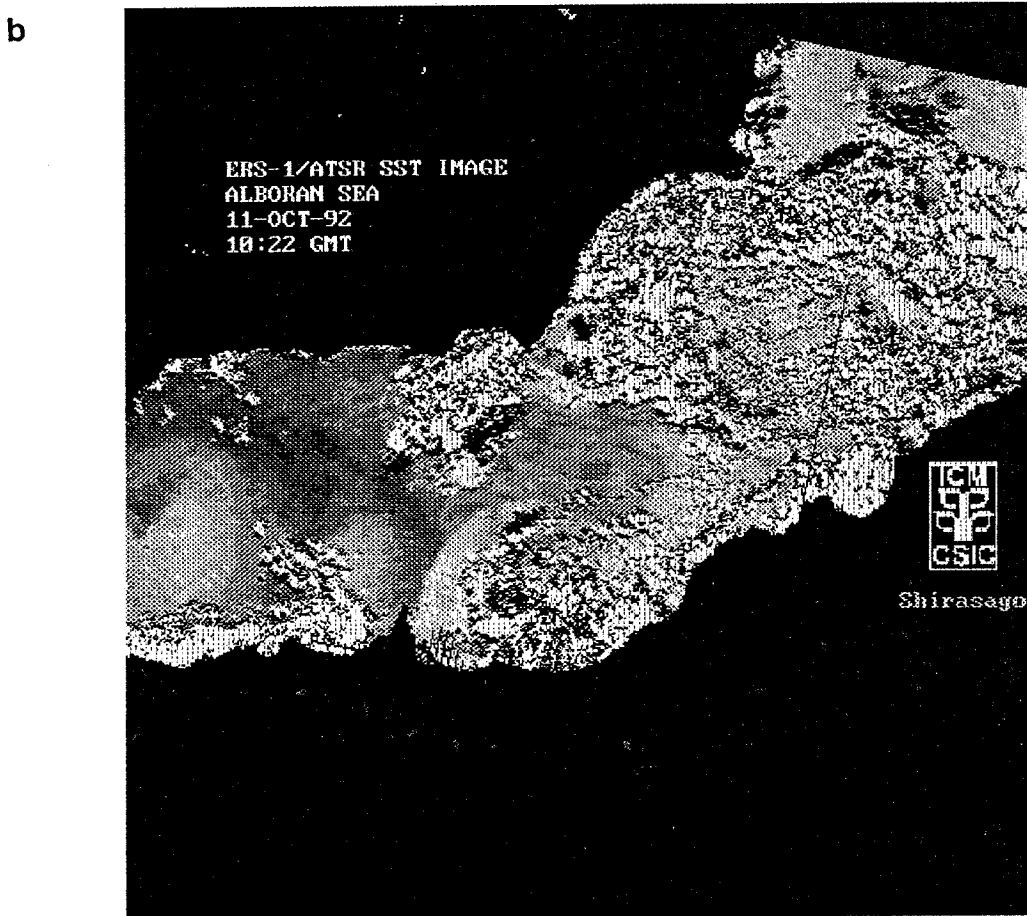
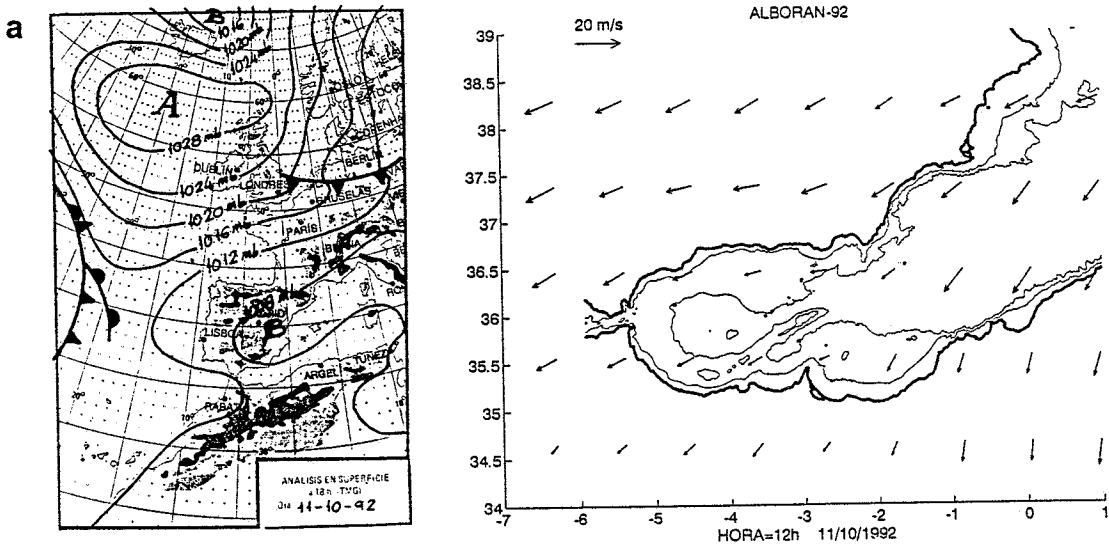


Fig. 4.15 Condiciones meteorológicas e imagen ATSR del 11 de octubre, a) carta isobárica y campo de vientos, b) Imagen ATSR-SST.

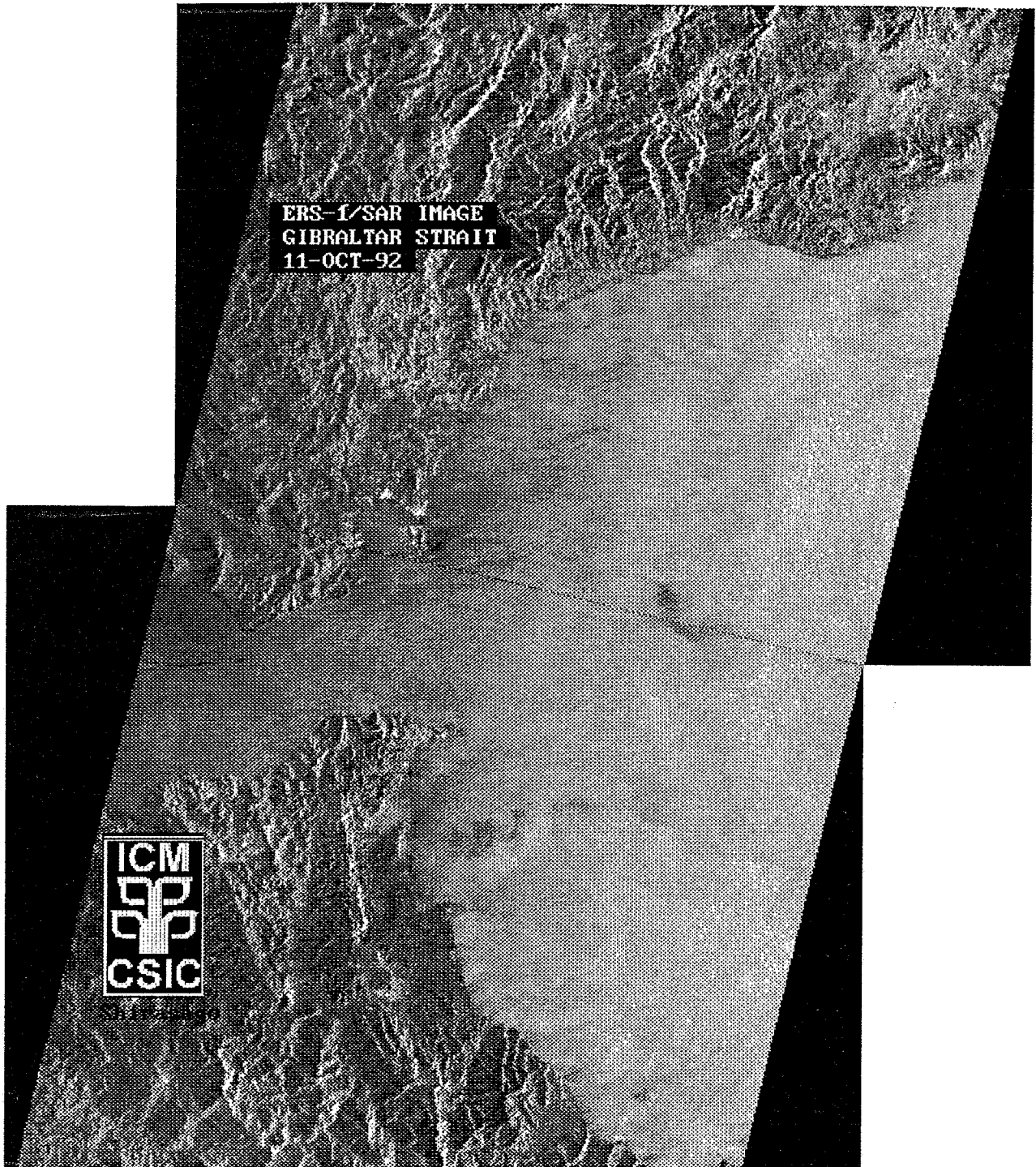


Fig. 4.16 Serie SAR del 11 de octubre.

retroreflectancia en su interior y a los bajos valores de ésta en los bordes sur y este principalmente, representados por líneas y zonas oscuras orientadas en el sentido de la rotación del giro. Lo anterior lo corroboran los vectores ADCP sobrepuestos al giro anticiclónico. Así mismo, en la parte norte de esta serie destaca una estructura en forma de dipolo cerca de la costa, formado por un remolino costero y otro de mayor magnitud en la zona oceánica. Es importante destacar que en este lugar se detectó el núcleo caliente mediante las distribuciones horizontales en superficie y 10 metros de profundidad (ver figuras 4.3 y 4.4).

En la figura 4.19a se presenta la carta isobárica del 1 de octubre a las 18:00 GMT en la cual se observa a la Península Ibérica influenciada por núcleos de alta y baja presión, lo que se ve reflejado de forma importante en la zona de estudio, con frentes modificados al norte de esta península. Así mismo se presenta una zona de convergencia en el centro del Mar de Alborán, principalmente en la subcuenca oeste, con vientos que varían entre 3 y 5 m/s en diferentes direcciones y una zona de vientos débiles al noroeste de la Isla de Alborán (figura 4.19b). En la serie SAR correspondiente (figura 4.20) se observa en la parte central un remolino aparentemente ciclónico, identificado por medio de líneas de baja retroreflectancia, intrusionando al menos superficialmente al primer giro anticiclónico (GO) en su borde oriental. Este remolino presenta líneas sobrepuestas gruesas, paralelas y también de baja retroreflectancia, muy probablemente debidas a ondas internas atmosféricas provocadas posiblemente en la zona de convergencia de los vientos o en algunas de las zonas frontales presentes en el continente (comunicación personal con el Dr. Benjamin Holt, JPL). Es de destacar la amplia zona de bajos valores de retroreflectancia en la parte norte de esta serie, provocada por la escasez de viento, además de otra en las costas africanas (Izquierda del Cabo de Tres Forcas) delineando el sentido del primer giro (GO).



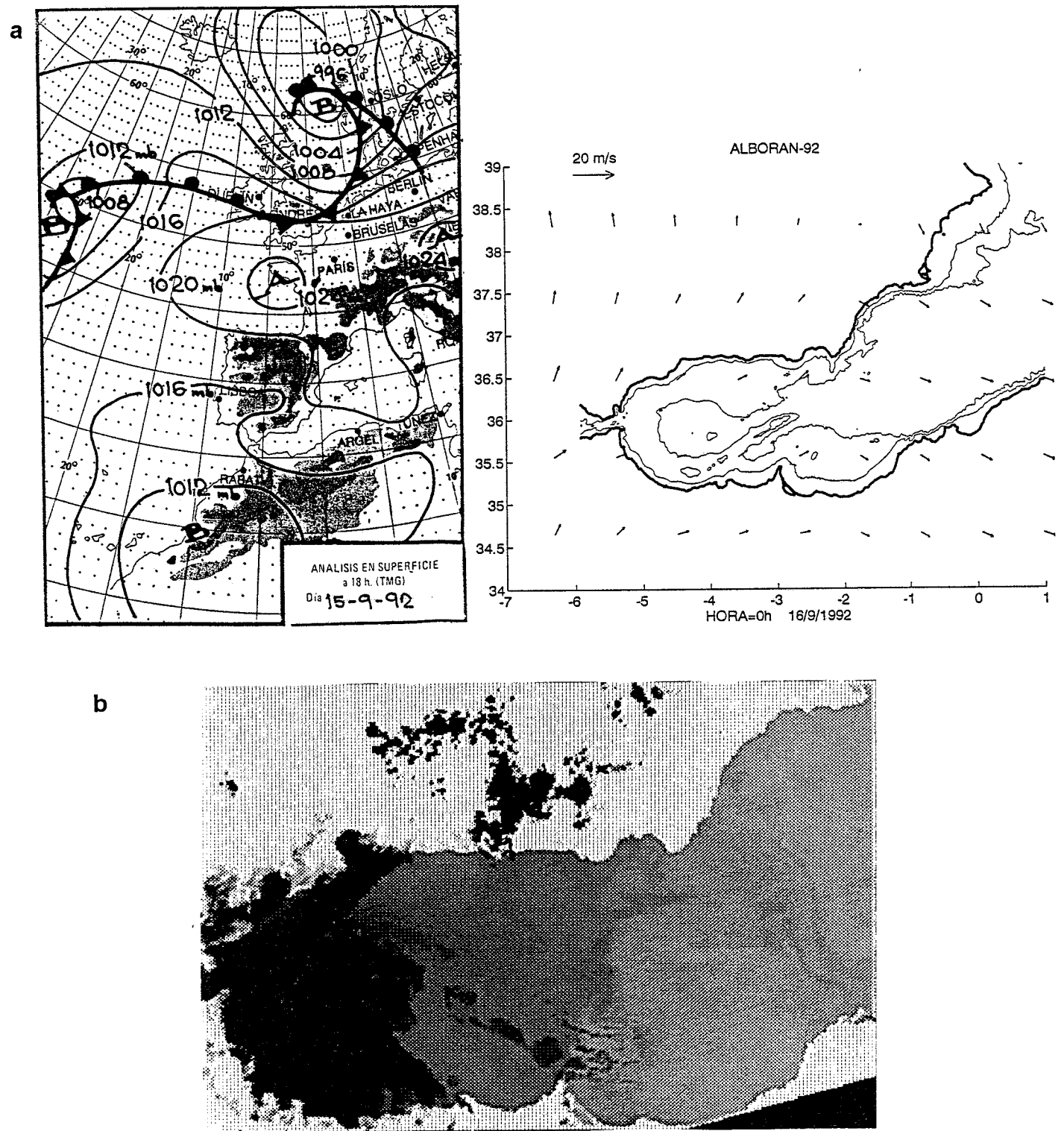


Fig. 4.17 Condiciones meteorológicas e imagen NOAA-11, a) Carta isobárica del 15 de septiembre (18:00 GMT) y campo de vientos del 16 a las 0:00 GMT. b) Imagen NOAA del día 15.

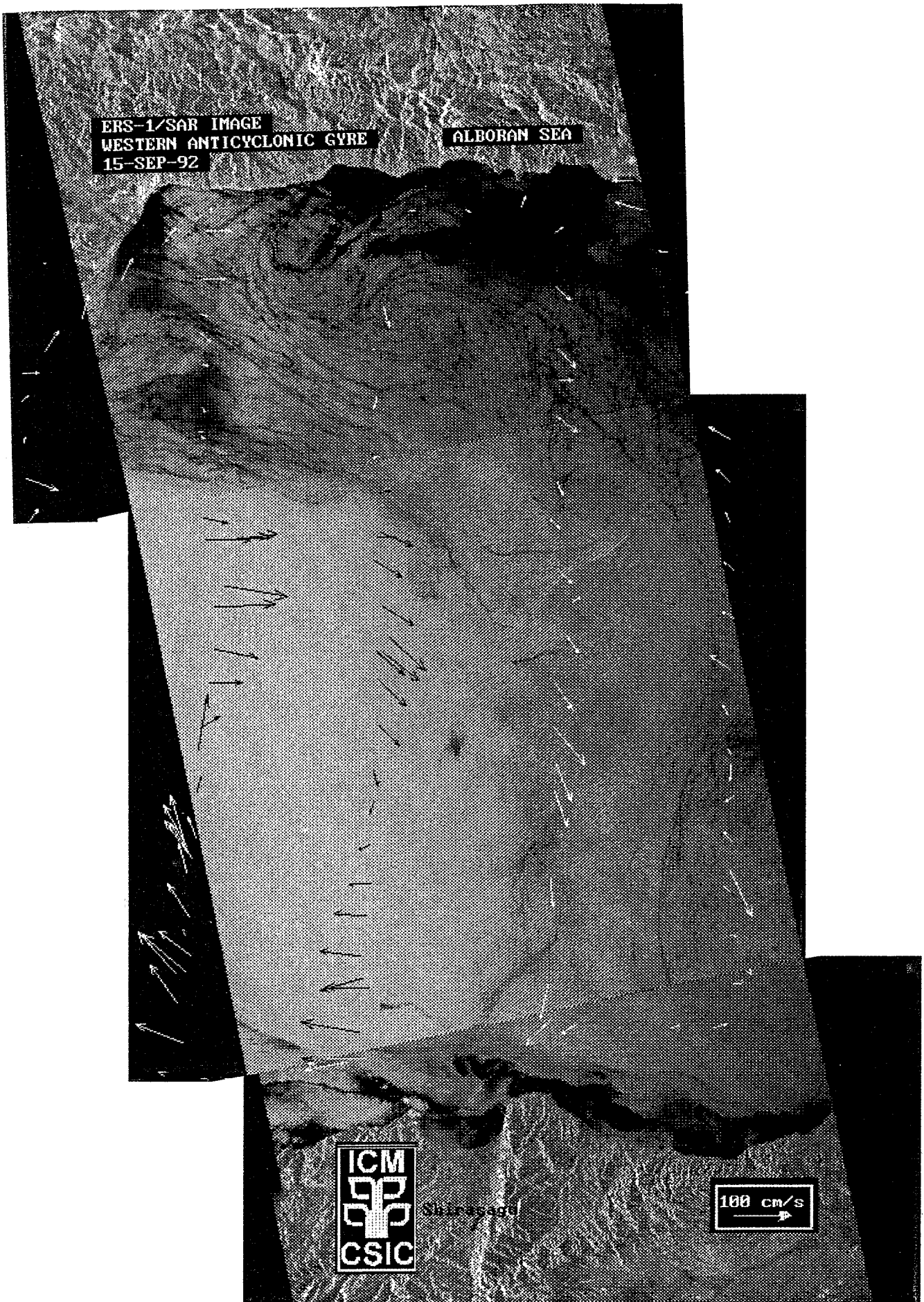


Fig. 4.18 Serie SAR del 15 de septiembre con vectores ADCP sobrepuestos.

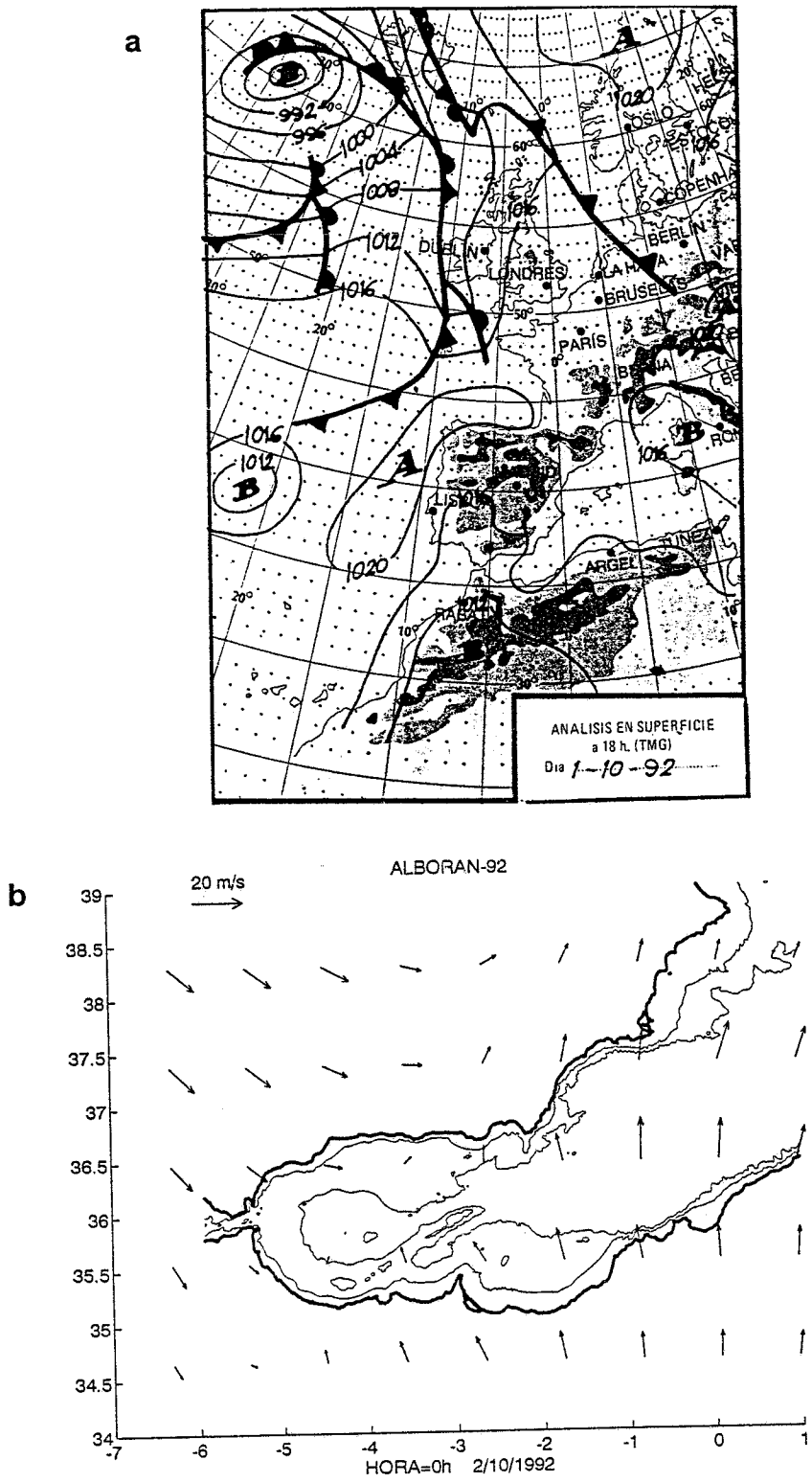


Fig. 4.19 Condiciones meteorológicas, a) Carta isobárica del 1 de octubre (18:00 GMT), b) Campo de vientos del 2 de octubre a las 0:00 GMT.

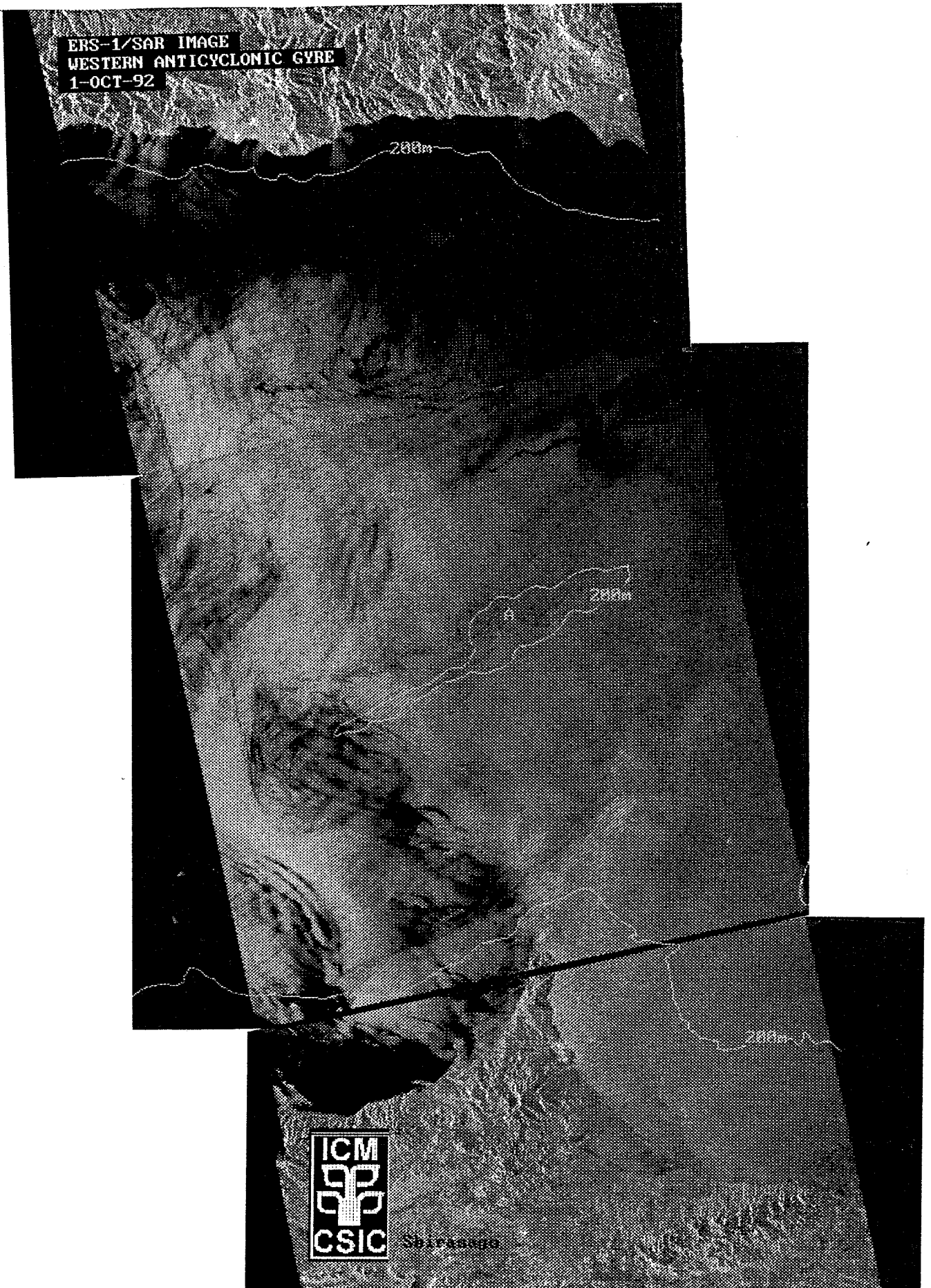


Fig. 4.20 Serie SAR del 1 de octubre con la isobata de 200m.

En la figura 4.21a se presenta la carta isobárica del 4 de octubre a las 18:00 GMT en la cual se observa la península fuertemente influenciada por un núcleo intenso de baja presión y un frente frío que la rodea. Los vientos una hora y media después del paso del satélite fueron fuertes provenientes del norte con magnitudes de 13 m/s (figura 4.21b). La serie de imágenes SAR (figura 4.22) presentan en consecuencia altos valores de retroreflectancia con ondas internas atmosféricas en todo su lado izquierdo. Idénticas estructuras en condiciones atmosféricas adversas han sido reportadas por Johannessen *et al.* (1994) en las costas de Islandia. Por otra parte y a pesar de la alta retroreflectancia presente en esta serie, se alcanza a apreciar la entrada de las aguas provenientes del Estrecho de Gibraltar mediante líneas curvas remarcadas por vectores ADCP sobrepuestos. Así mismo, en la parte sur de la serie se han identificado líneas de menor retroreflectancia, sobrepuestas con vectores ADCP, que indican el sentido de giro del GO

En la figura 4.23a la cual corresponde a las 12:00 GMT del 8 de octubre, se presentan dos núcleos de baja presión al norte y este de l Mar de Alborán, reportando el segundo presiones más bajas que el primero. En consecuencia los vientos en todo el Mar de Alborán se presentan de moderados a fuertes provenientes del noreste con velocidades que alcanzan mas de 9 m/s (figura 4.23b). Lo anterior lo corroboran la orientación de las nubes presentes en la imagen ATSR de la misma hora de adquisición de la serie de imágenes SAR de esta fecha (figura 4.24a). Es de destacar que durante todo este día se presentaron fenómenos meteorológicos de consideración como se comprobó anteriormente y como se ve en la imagen ATSR de las 22:00 GMT en la que se observa una perturbación muy importante al este del Mar de Alborán (figura 4.24b). Como resultado de las condiciones meteorológicas adversas en la serie SAR (figura 4.25) es imposible detectar el giro (GO) y en su lugar se observan estructuras extrañas con amplias zonas de alta y baja retroreflectancia.

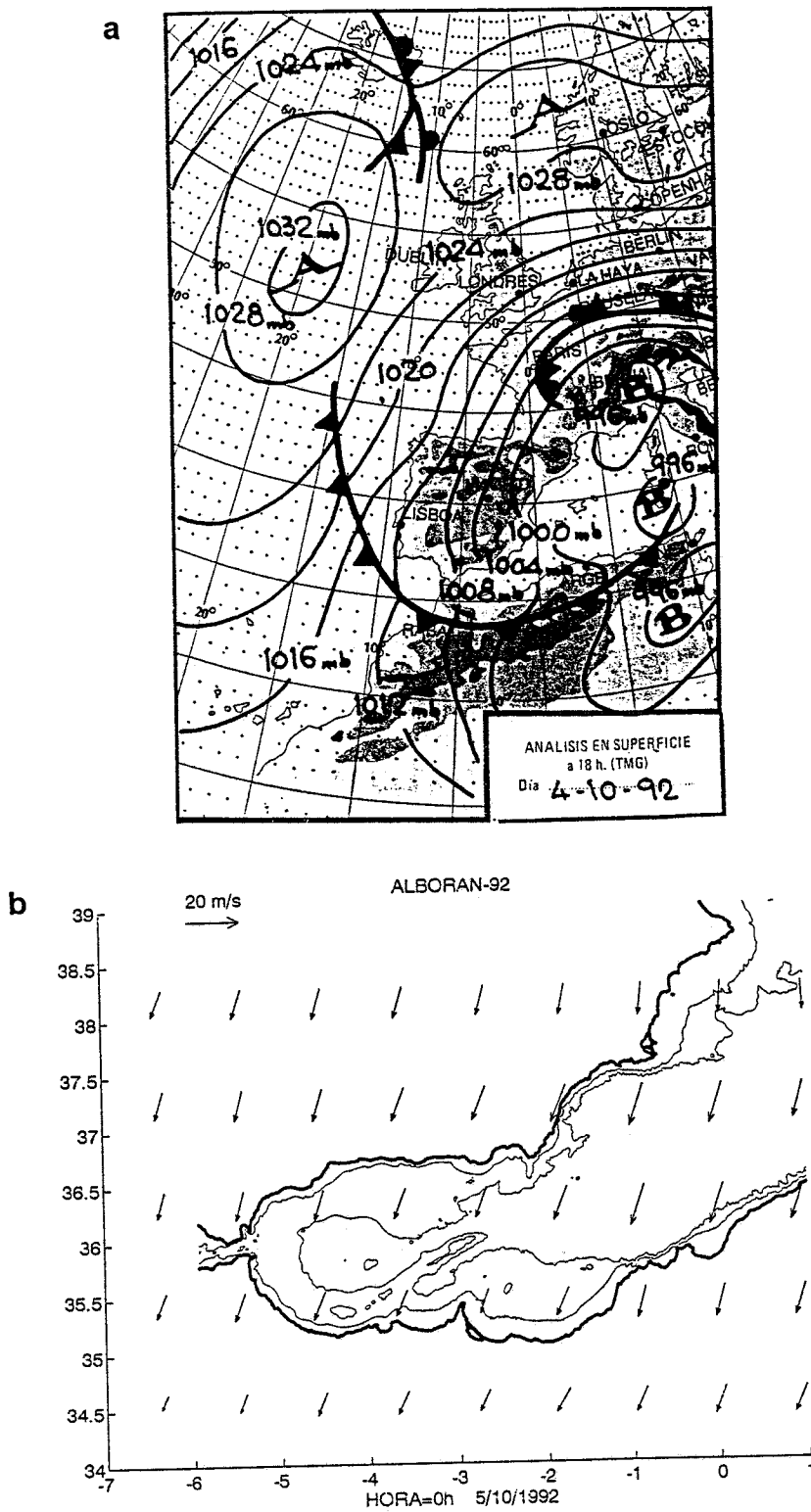


Fig. 4.21 Condiciones meteorológicas, a) Carta isobárica del 4 de octubre a las 18:00 GMT), b) Campo de vientos del día 5 a las 0:00 GMT.



Fig. 4.22 Serie SAR del 4 de octubre con algunos vectores ADCP sobrepuestos, mostrando la entrada de la corriente proveniente del estrecho de Gibraltar (a la izquierda de la imagen) y la parte sur del primer giro GO (parte inferior de la imagen).

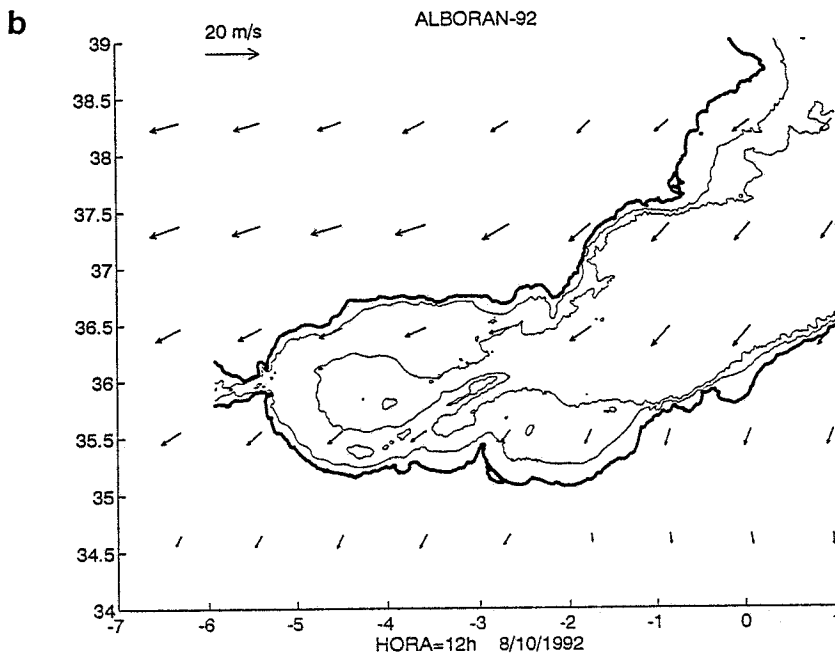
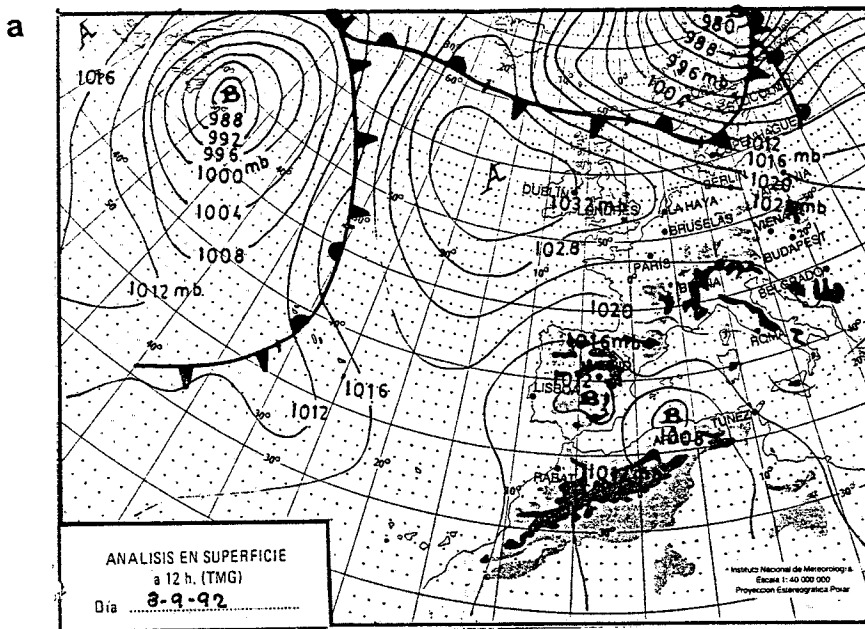
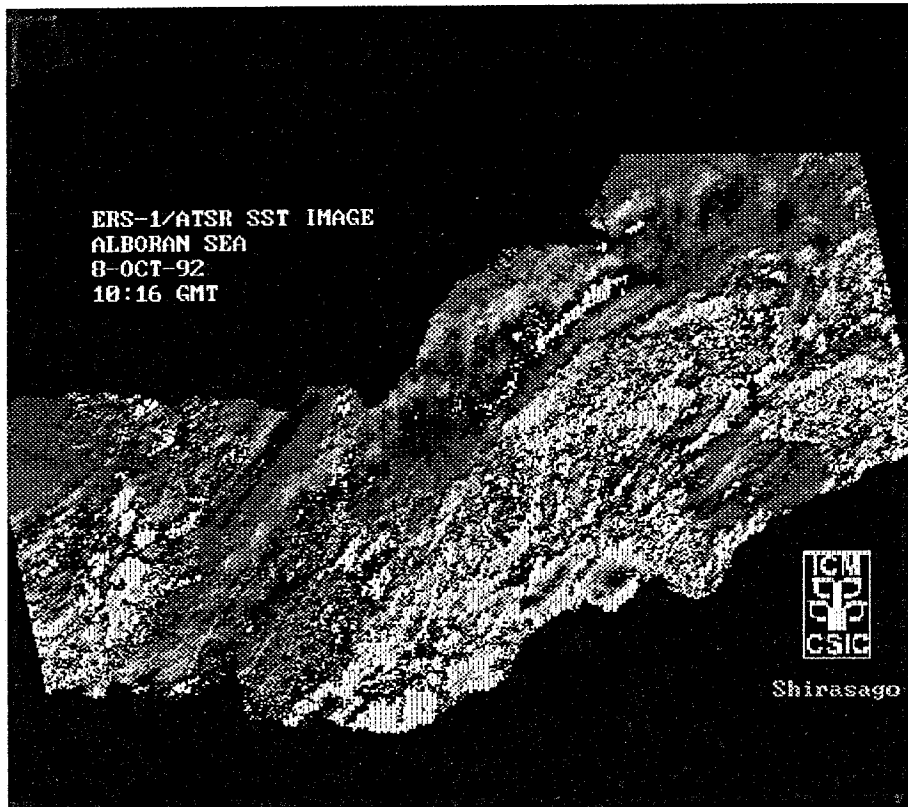


Fig. 4.23 Condiciones meteorológicas del 8 de octubre a las 12:00 GMT, a) Carta isobárica, b) Campo de vientos.



a



b

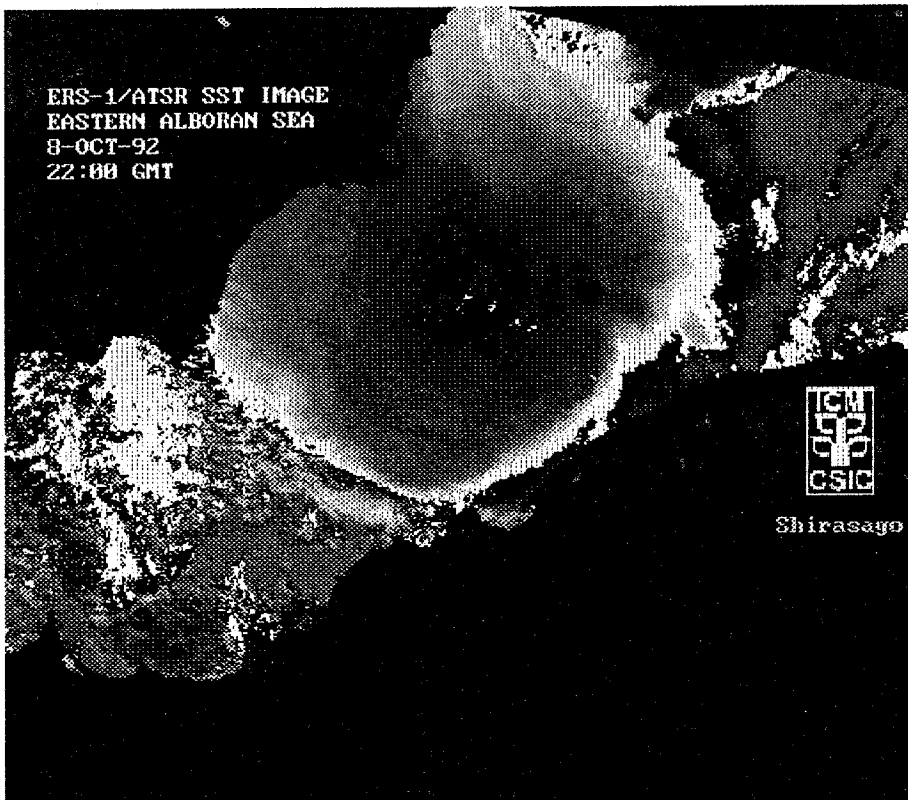


Fig. 4.24 Imágenes ATSR-SST del 8 de octubre, a) de las 10:16 GMT, b) de las 22 GMT.



Fig. 4.25 Serie SAR del 8 de octubre.

#### 4.4.4C CUENCA ESTE

Para la zona del segundo giro (GE) se cuenta con una imagen SAR del 12 de Septiembre (22:27 GMT) y una serie del 28 del mismo mes (22:24 GMT).

En la figura 4.26a se observa la carta isobárica del 12 de septiembre a las 18:00 GMT, mostrando a la península influenciada por un núcleo de baja presión y un frente frío localizado al este. Los vientos fueron fuertes provenientes del suroeste con magnitudes que alcanzaron los 15 m/s (figura 4.26b). Por este motivo la serie SAR constituida por tres imágenes se presentó totalmente saturada con valores de retroreflectancia muy altos, a excepción de la que muestra las costas españolas (figura 4.27). A pesar de que ésta muestra los efectos de los fuertes vientos, se observan varios trenes de ondas internas con longitudes de onda relativamente cortas (de 2 a 3 km) formando semicírculos de hasta 30 km de longitud.

En la figura 4.28a se observan las condiciones meteorológicas representadas por la carta isobárica del 28 de septiembre a las 18:00 GMT y el campo de vientos de la 0:00 GMT del día 29. En la primera se presenta un núcleo de alta presión en la parte norte del Mar de Alborán, así como un frente frío al oeste de la península, provocando vientos de moderados a fuertes provenientes del sureste alcanzando magnitudes de entre 4 y 6 m/s. En la imagen ATSR-SST más reveladora de toda las de este tipo (figura 4.28b) se observan ambos giros, el primero (GO) menos caliente que el segundo (GE), así como el frente en forma de onda separando las aguas frías de las calientes y su corriente de chorro asociada. En la serie SAR de este día (figura 4.29) se detecta claramente la corriente de chorro asociada al frente en forma de onda (imagen superior), corroborada por la imagen ATSR y los datos ADCP sobrepuestos. Además se observa una amplia zona de muy baja retroreflectancia, la cual no coincide con el estado meteorológico persistente una hora y media después de la adquisición de la imagen SAR, lo que hace suponer que los vientos variaron en ese lapso de tiempo.

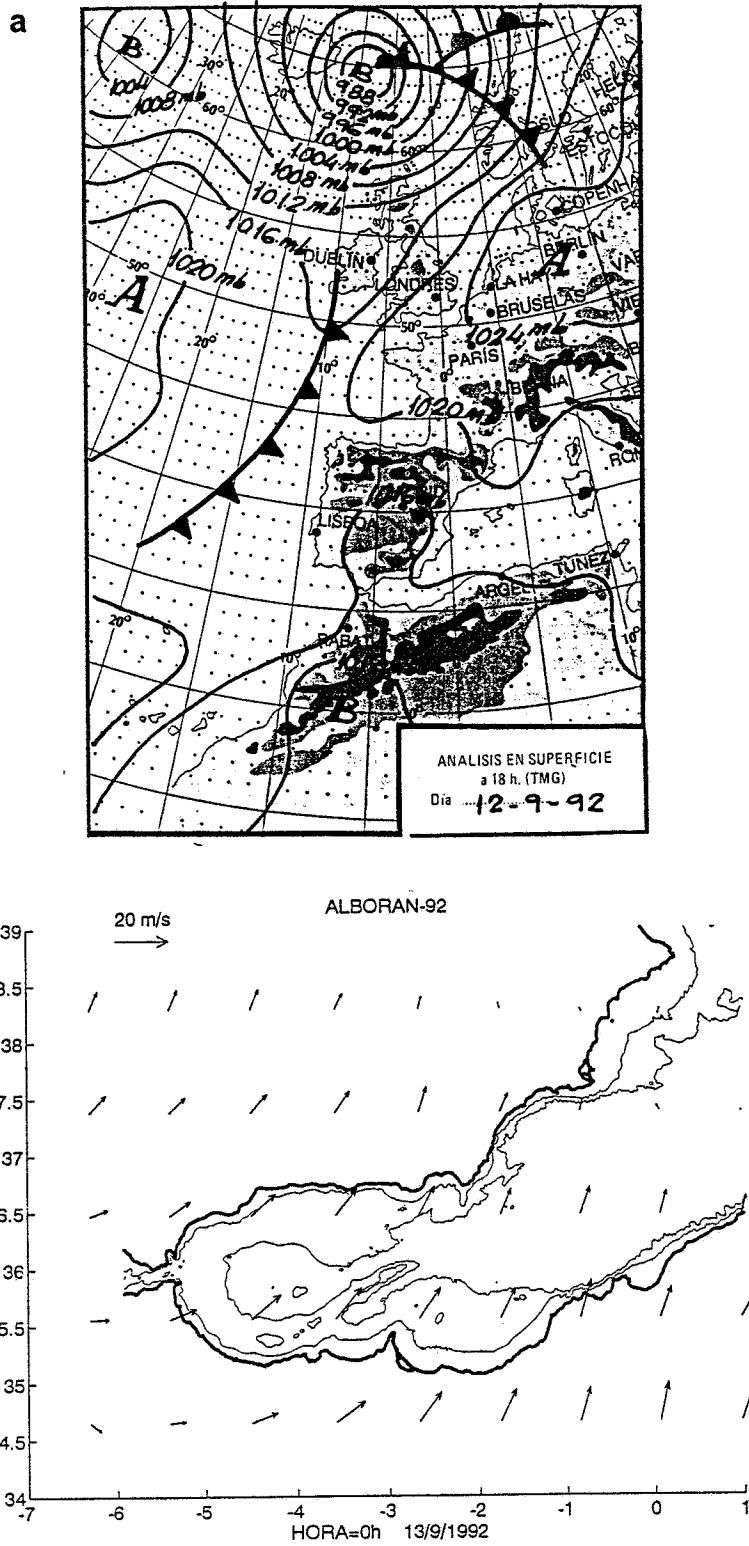


Fig. 4.26 Condiciones meteorológicas, a) Carta isobárica del 12 de septiembre (18:00 GMT), b) Campo de vientos del 13 de septiembre a las 0:00 GMT.

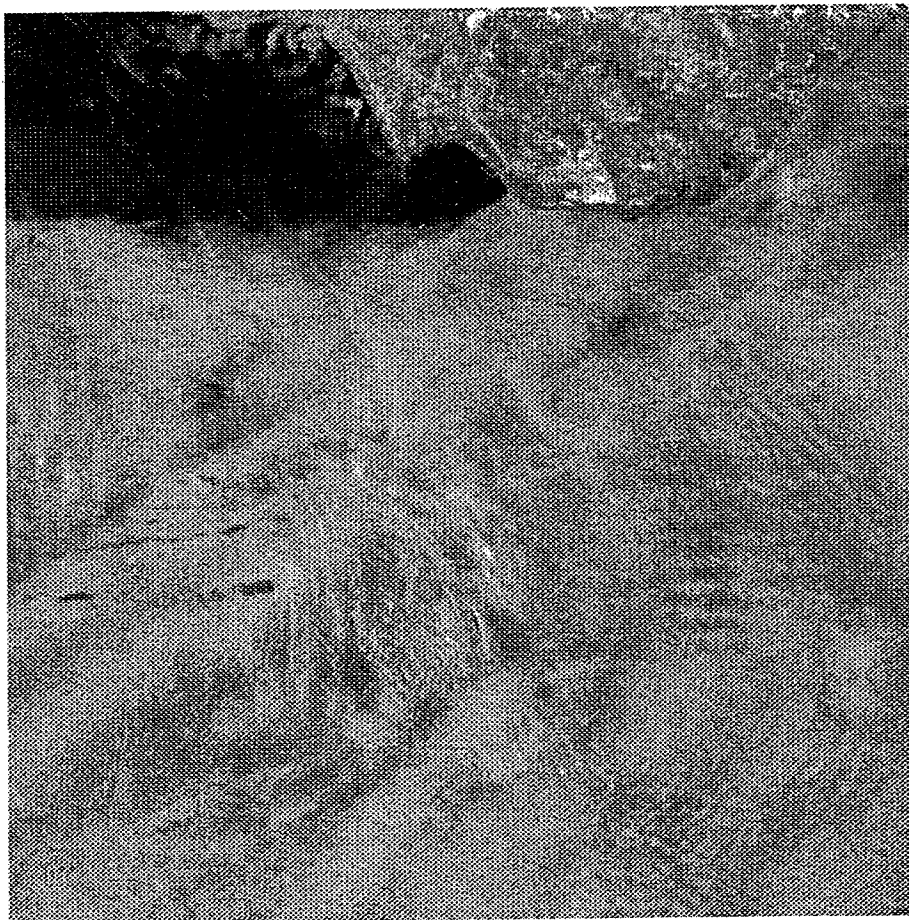
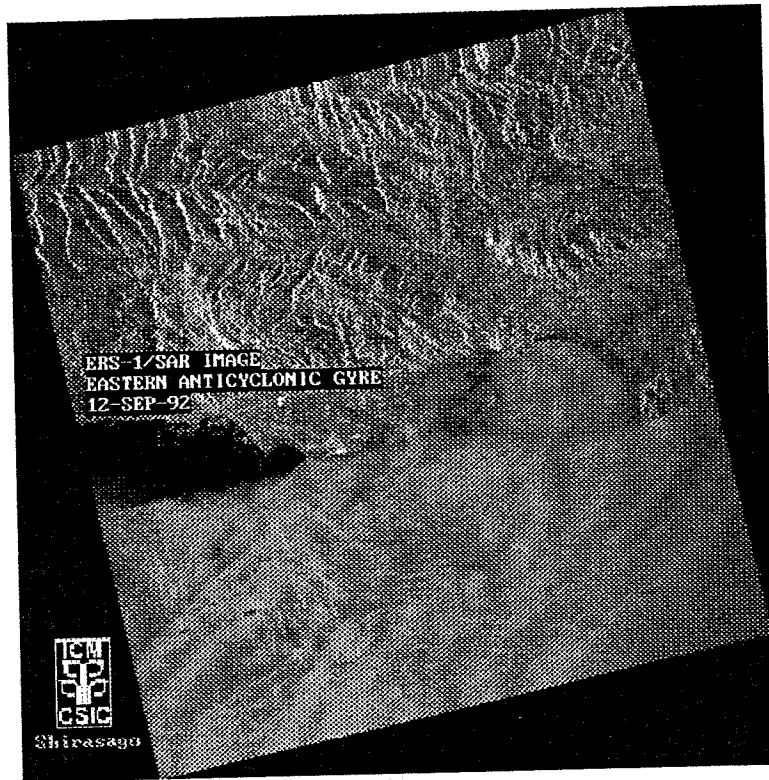


Fig. 4.27 Imagen SAR del 12 de septiembre, mostrando varios trenes de ondas internas.

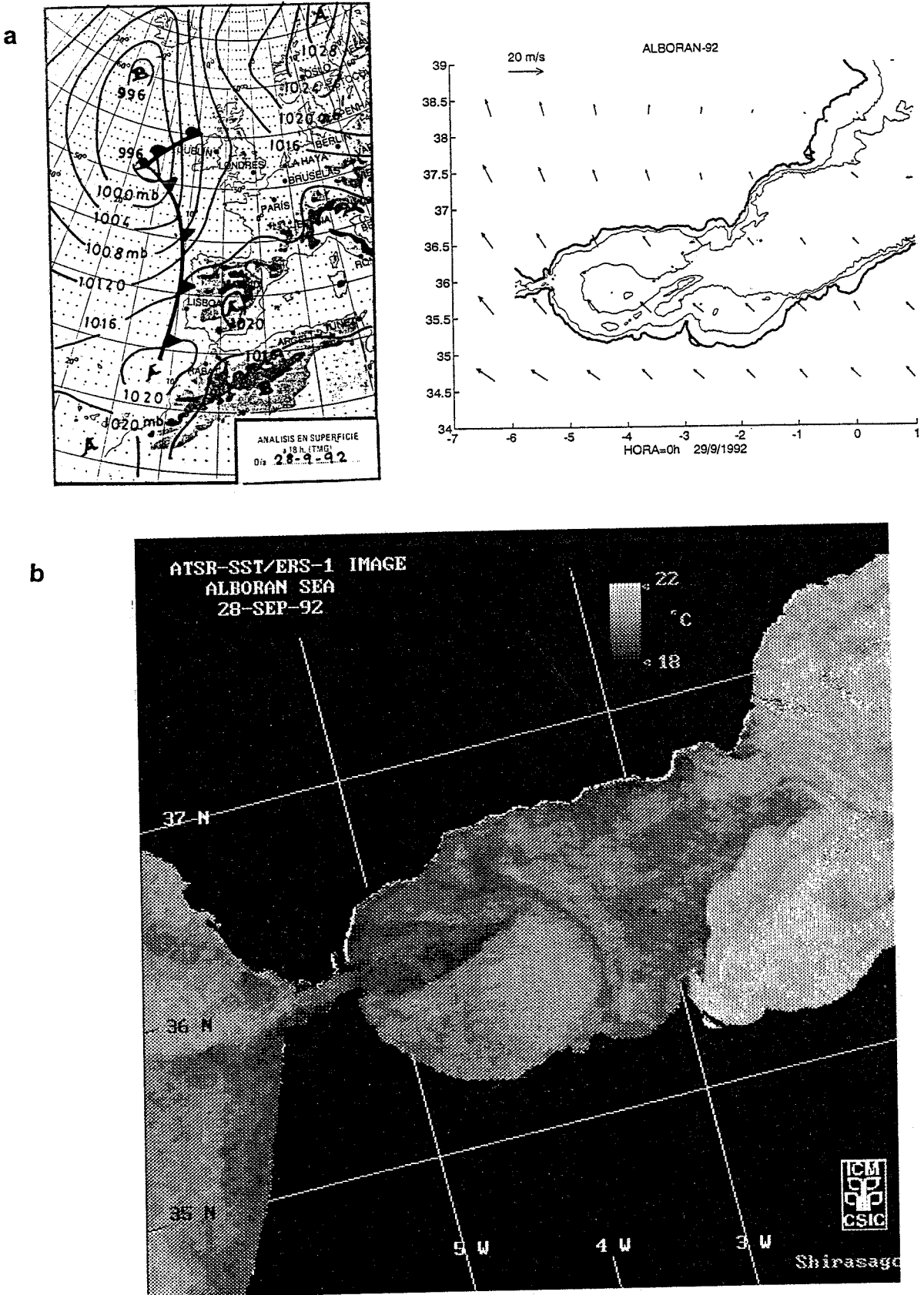


Fig. 4.28 Condiciones meteorológicas, a) Carta isobárica del 28 de septiembre a las 18:00 GMT y campo de vientos del día 29 a las 0:00 GMT b) imagen ATSR-SST mostrando los dos giros anticiclónicos.



Fig. 4.29 Series SAR del 28 de septiembre con vectores ADCP sobrepuestos.

#### 4.4.4D EXTREMO ESTE E INICIO DE LA CORRIENTE ARGELINA

Para la zona del extremo este del Mar de Alborán se cuenta con cuatro series de imágenes SAR del 13 (hora de adquisición 10:42 GMT) y 25 de septiembre (22:19 GMT), así como del 2 (10:49 GMT) y 14 de octubre (22:22 GMT).

En la figura 4.30a se presenta la carta isobárica del 13 de septiembre a las 12:00 GMT, en la que se observa un gran núcleo de alta presión localizado al oeste de la península. Este núcleo provocó en la zona de estudio vientos moderados del oeste en la subcuenca occidental y del suroeste en la oriental (figura 4.30b). Lo anterior se ve reflejado en la serie SAR (figura 4.31) en la que se puede observar además de una serie de estrías ocasionadas por el viento en la parte norte, zonas de baja retroreflectancia delineando el inicio de la Corriente Argelina, coincidiendo con los vectores ADCP sobrepuestos. Así mismo destaca un remolino en la parte superior derecha de la serie, el cual es detectado por líneas de alta retroreflectancia.

En la figura 4.32a se presentan las condiciones meteorológicas representadas por la carta isobárica del 25 de septiembre (18:00 GMT) y el campo de vientos del siguiente día (0:00 GMT). En la primera se observa la península dominada por un núcleo de baja presión y un frente modificado localizado en su parte noroeste. Esta situación provocó vientos de moderados a fuertes (de 2 a 6 m/s) principalmente en el extremo este del Mar de Alborán. La imagen ATSR-SST (figura 4.32b) de la misma hora que la serie SAR (22:00 GMT) registra una total cobertura de nubes a excepción del extremo este del Mar de Alborán. En ésta se alcanza a percibir el inicio de la Corriente Argelina (líneas claras) y una estructura de forma peculiar cubierta por algunas nubes, al norte de ella. En la serie SAR (figura 4.33) se detecta claramente el inicio de la mencionada corriente representada por líneas de baja retroreflectancia, corroboradas por los vectores ADCP, así como





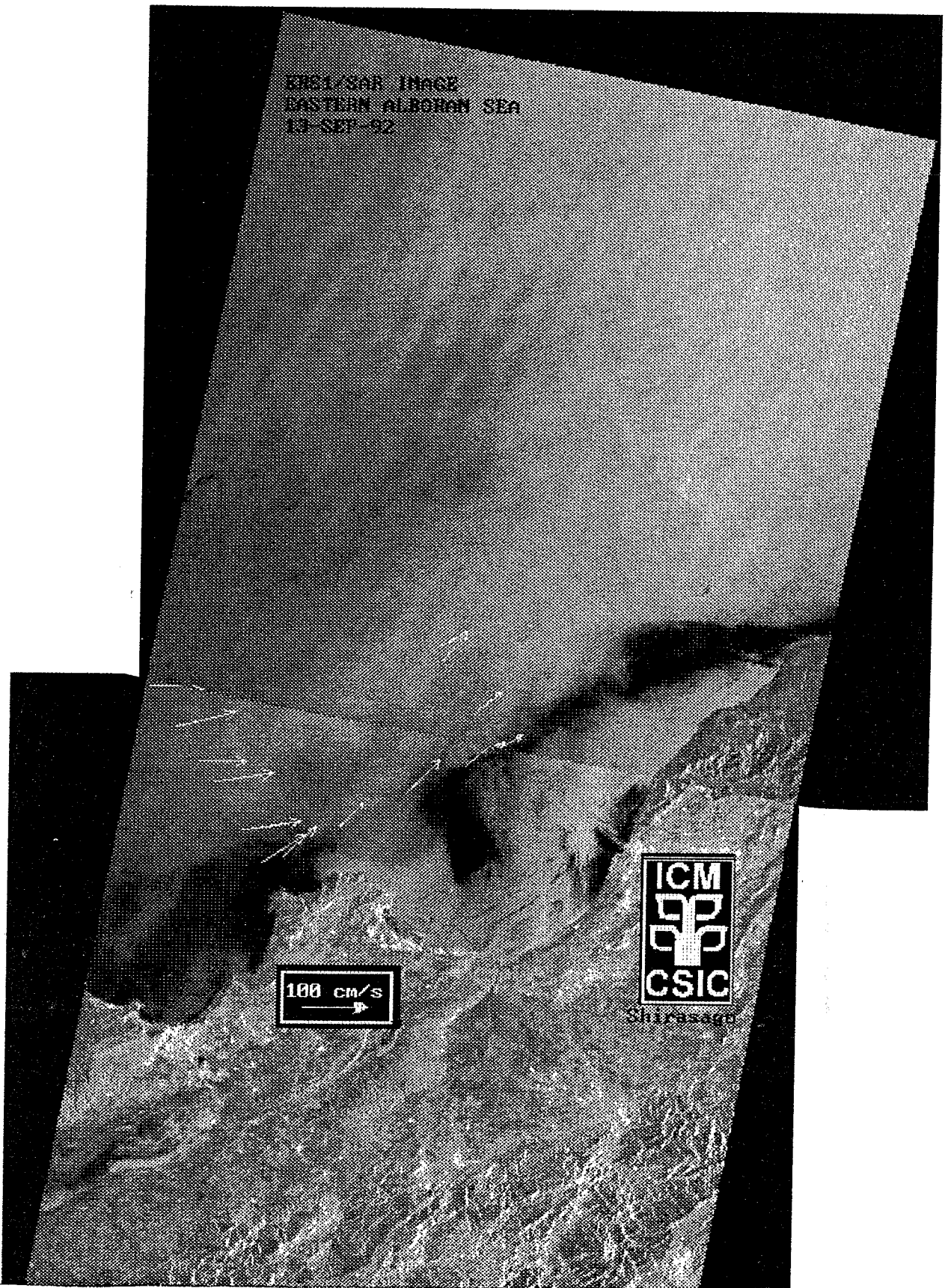


Fig. 4.31 Serie SAR del 13 de septiembre con algunos vectores ADCP sobrepuestos mostrando la dirección del inicio de la Corriente Argelina.

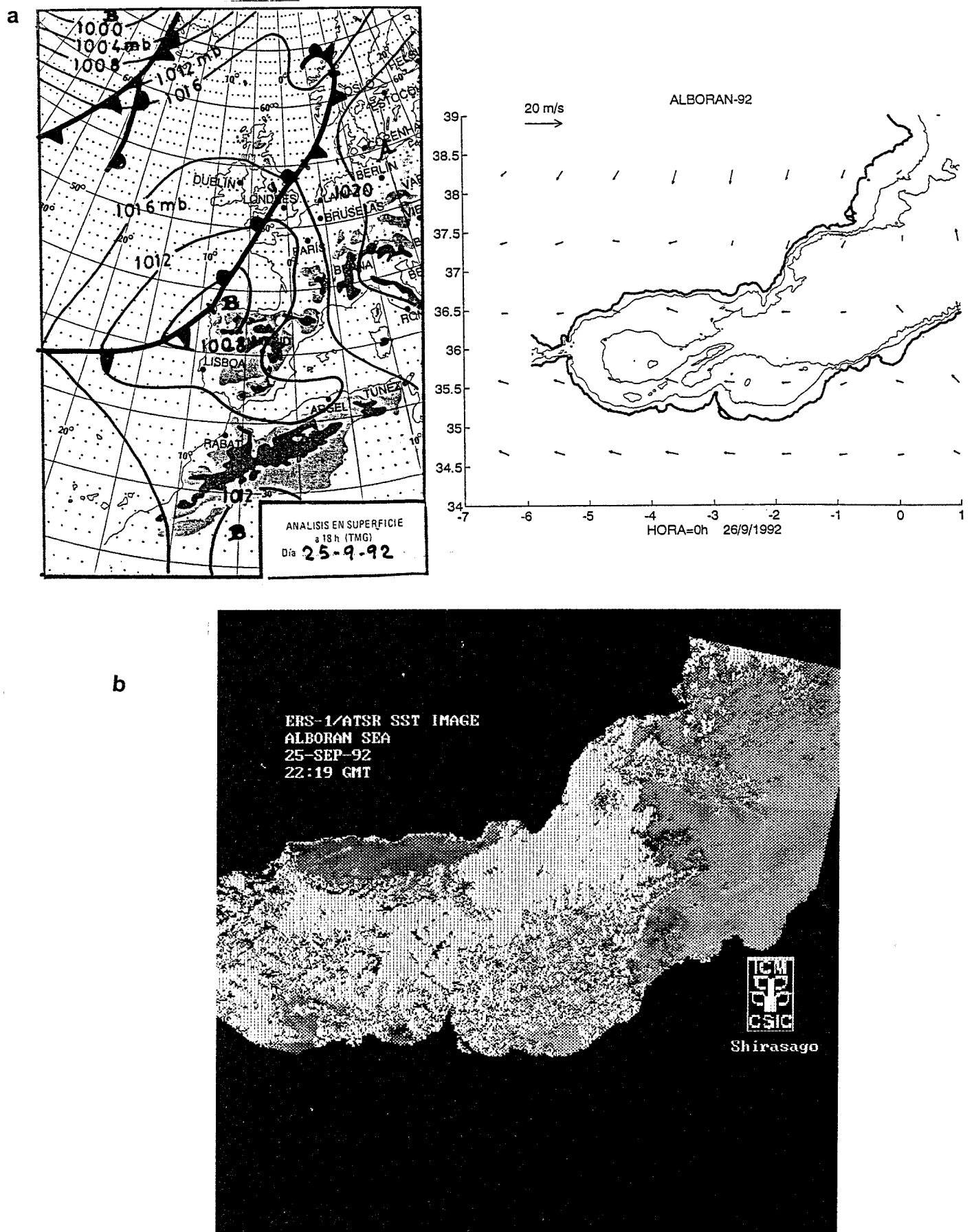


Fig. 4.32 Condiciones meteorológicas, a) Carta isobárica del 25 de septiembre (18:00 GMT) y Campo de vientos del 26 de septiembre (0:00 GMT) b) imagen ATSR-SST del día 25.



Fig. 4.33 Serie SAR del 25 de septiembre con algunos vectores ADCP sobrepuestos mostrando el inicio de la Corriente Argelina.

zonas oscuras debido a la escasez de viento. La forma peculiar antes descrita en la imagen ATSR-SST se observa claramente a la mitad de la serie SAR, la cual podría haber sido provocada por una zona compleja de convergencia, divergencia y cizalladura de los vientos.

En la figura 4.34a se muestra la carta isobárica del 2 de octubre a las 12:00 GMT en la que la península parece estar influenciada por núcleos de alta y baja presión, localizados al oeste de ella. Lo anterior provocó una zona de convergencia localizada en el extremo este del Mar de Alborán, con vientos que variaron entre 1 y 8 m/s (figura 4.34b). En la serie SAR (figura 4.35) se observa claramente el inicio de la Corriente Argelina junto con una serie de inestabilidades asociadas a ésta, coincidiendo con los vectores ADCP sobrepuestos. Así mismo destaca en la imagen superior de la serie una amplia zona que registra un cambio abrupto en la retroreflectancia, la cual coincide con la zona de convergencia de vientos antes mencionada.

En la figura 4.36a se observa la carta isobárica del 14 de octubre a las 18:00 GMT, en la que se distingue un núcleo de alta presión localizado en el centro de la península, provocando fuertes vientos sobre el Mar de Alborán. Estos vientos se registraron una hora y cuarenta minutos después del paso del satélite, los cuales fueron provenientes del noroeste con magnitudes de hasta 16 m/s (figura 4.36b). A pesar de la considerable magnitud de estos vientos, en la imagen SAR (figura 4.37) se observan zonas de muy baja retroreflectancia lo que hace pensar en que los vientos variaron durante ese lapso de tiempo. Por otra parte, destaca en esta serie un gran remolino localizado entre las estaciones oceanográficas 117 y 119 representadas por pequeños cuadros blancos sobrepuestos a esta serie. Esta estructura concuerda con el remolino ciclónico localizado mediante medidas *in situ* obtenidas durante la campaña oceanográfica (ver figuras 4.5 y 4.2). Así mismo se detecta el inicio de la Corriente Argelina con una serie de inestabilidades representadas mediante líneas oscuras en cuya zona se han sobrepuesto vectores ADCP.

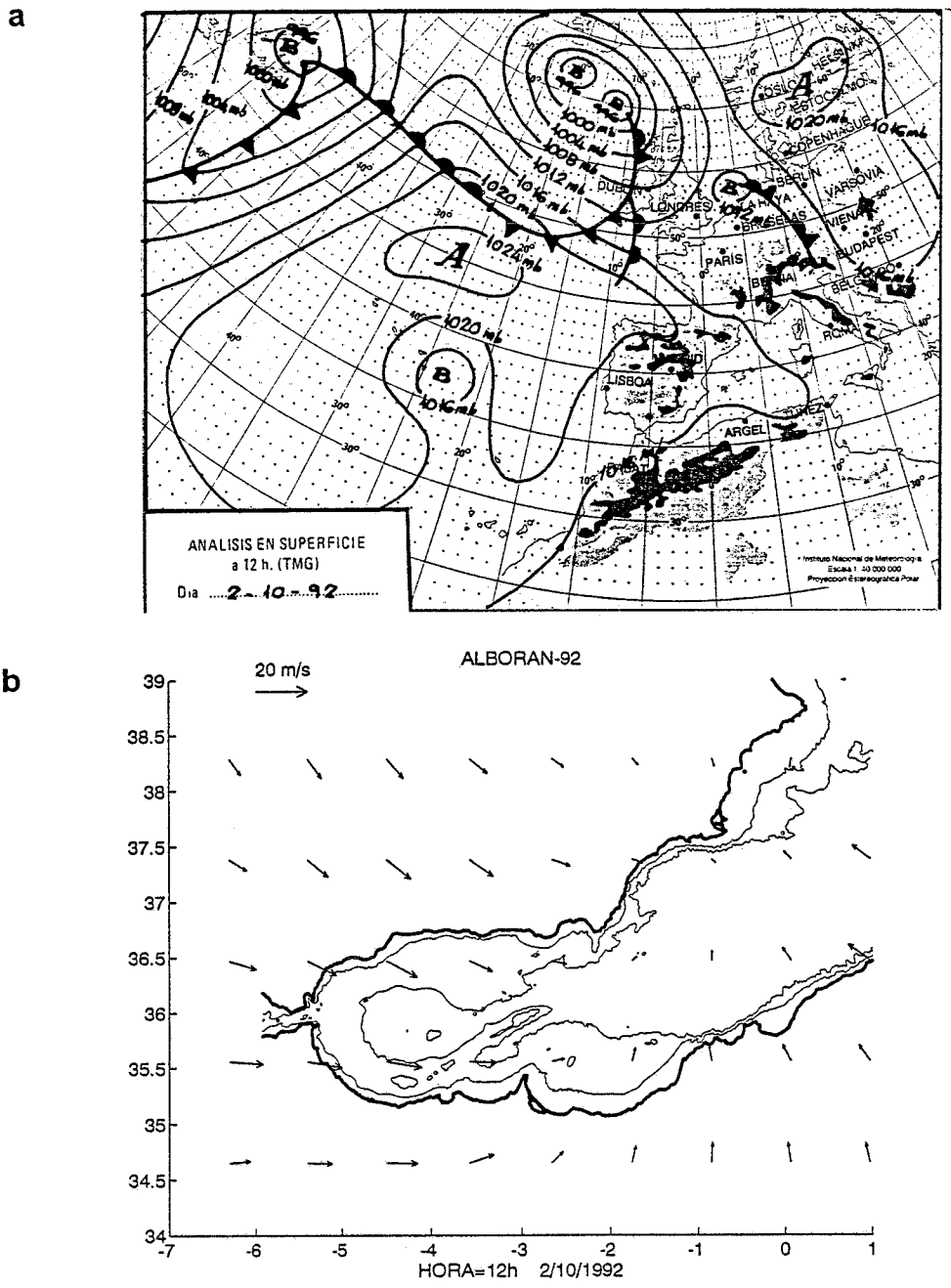


Fig. 4.34 Condiciones meteorológicas del 2 de octubre (12:00 GMT), a) Carta isobárica, b) Campo de vientos.

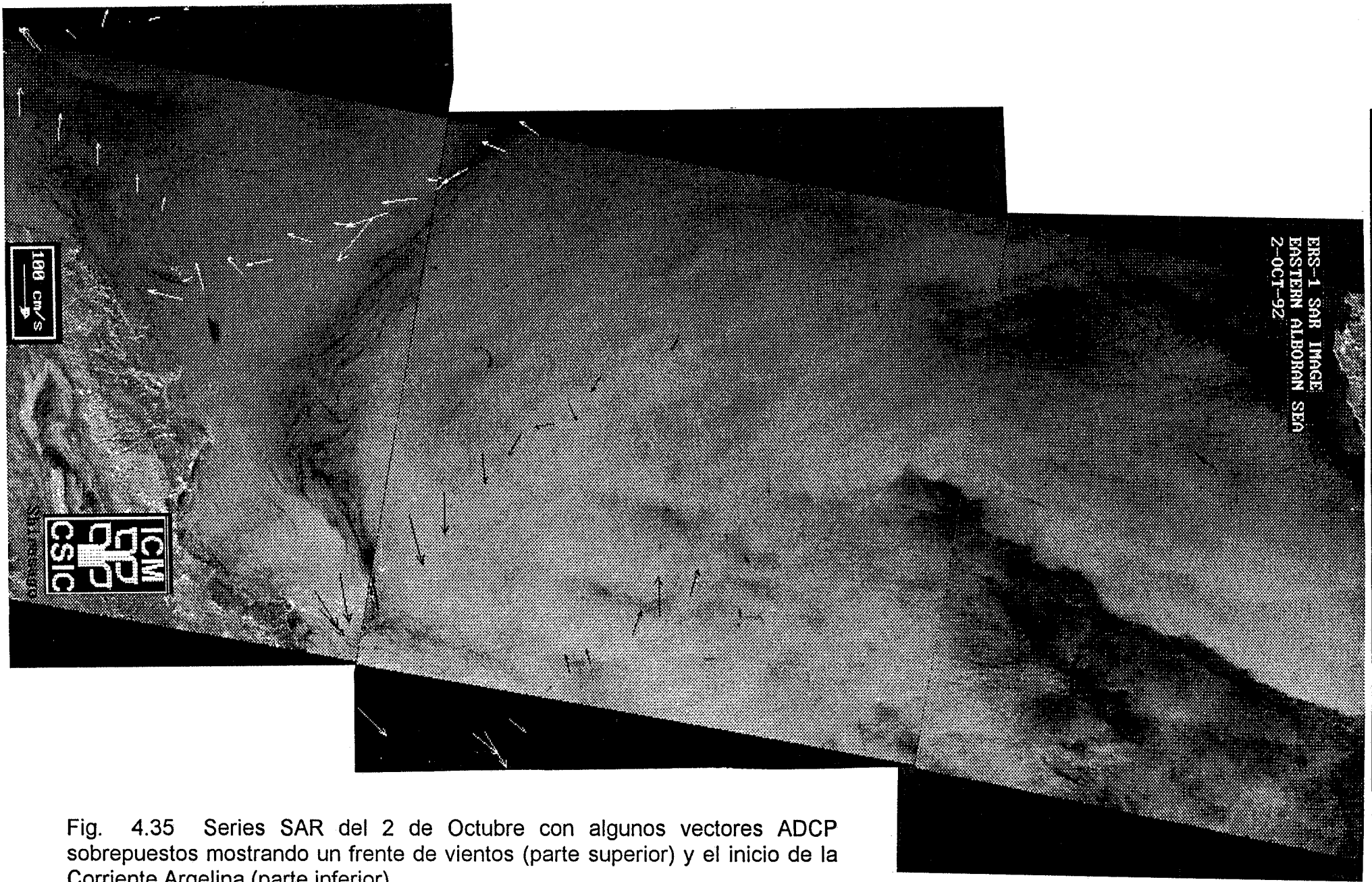
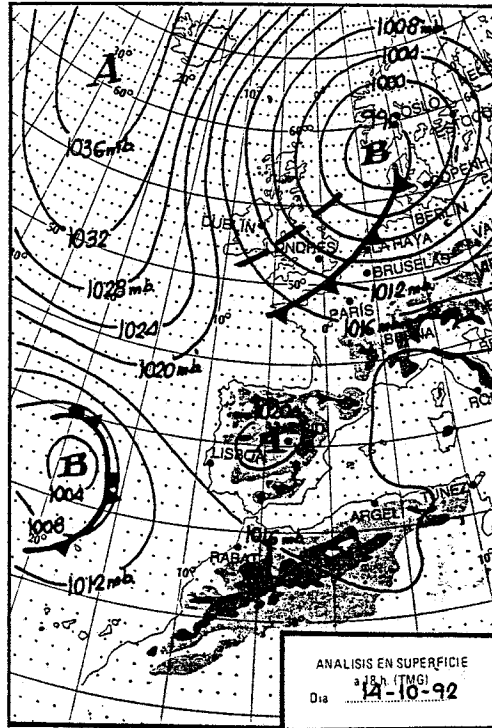


Fig. 4.35 Series SAR del 2 de Octubre con algunos vectores ADCP sobrepuestos mostrando un frente de vientos (parte superior) y el inicio de la Corriente Argelina (parte inferior).

a



b

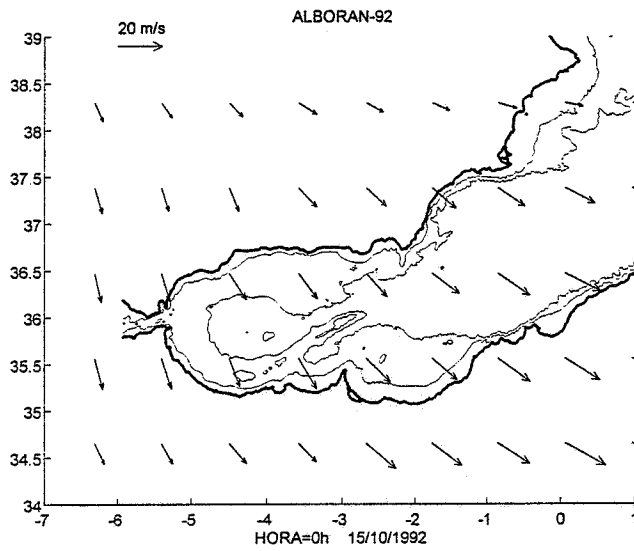


Fig. 4.36 Condiciones meteorológicas, a) Carta isobárica del 14 de octubre a las 18:00 GMT, b) Campos de vientos del día 15 (0:00 GMT).



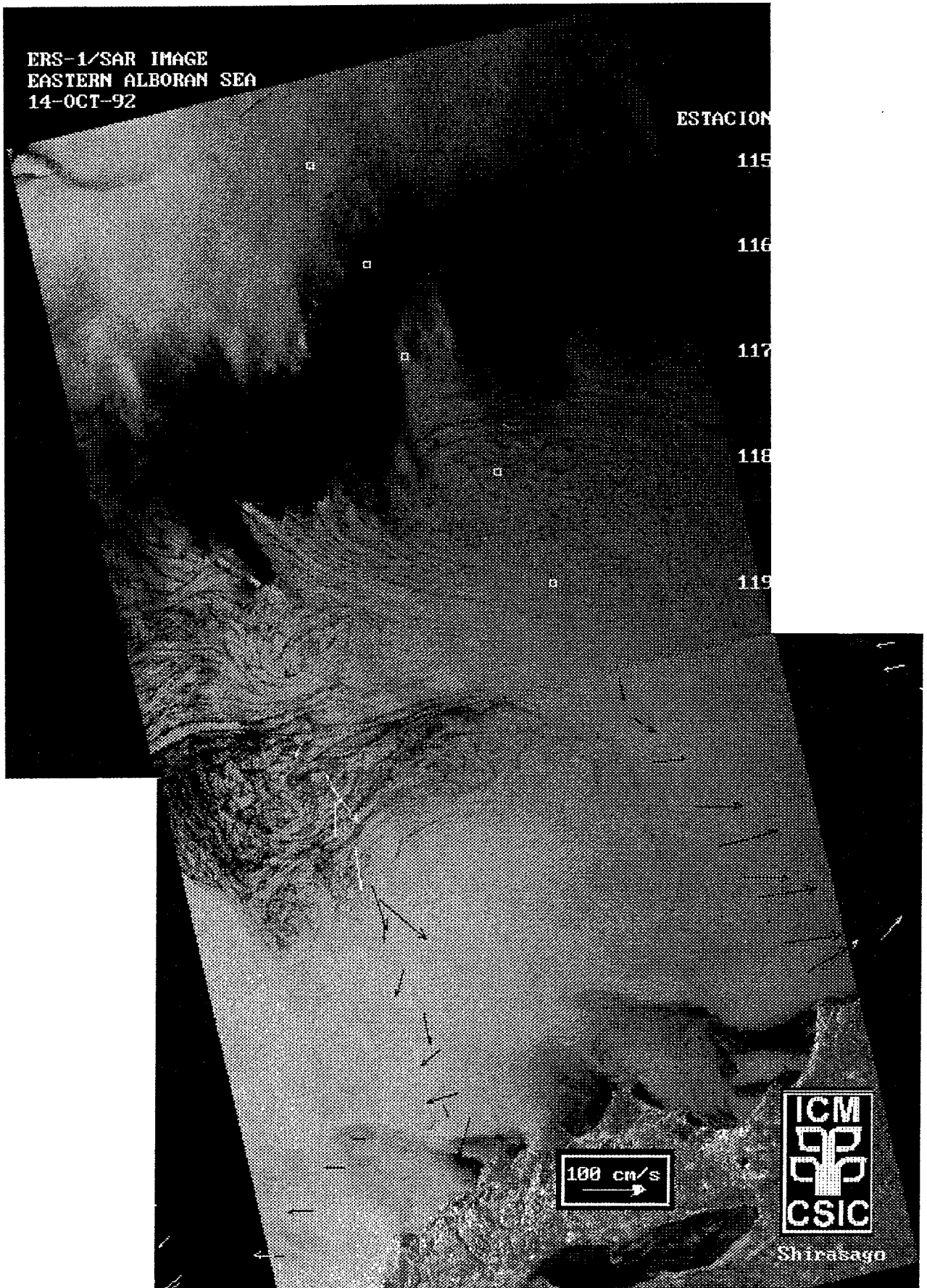


Fig. 4.37 Serie SAR del 14 de octubre con algunas estaciones oceanográficas y vectores ADCP sobrepuestos.

Finalmente, en la figura 4.38 se presenta un mosaico formado por 26 imágenes SAR cubriendo en su totalidad el Mar de Alborán. Cada imagen se encuentra georreferenciada y sobrepuesta por las isóbatas de 100, 200, 1000 y 2000 metros, así como por los vectores ADCP registrados a 16 metros de profundidad. En este mosaico destacan los diferentes valores de retroreflectancia registrados durante el momento de adquisición de cada una de la serie de imágenes. Esta diferencia en los valores de retroreflectancia es debida a la variación de las condiciones meteorológicas ocurridas durante el periodo de estudio o por los fenómenos oceanográficos detectados en ellas.

En dicho mosaico es posible distinguir los fenómenos oceanográficos descritos en cada una de las series ya presentadas, destacando la corriente entrante por el Estrecho de Gibraltar y su ramificación en las costas africanas, los grandes giros anticiclónicos, la corriente de chorro asociada al frente en forma de onda, el inicio de la Corriente Argelina, trenes de ondas internas en el estrecho y al norte de la Isla de Alborán, así como el remolino ciclónico intrusionando el primer gran giro anticiclónico detectado el 1 de octubre de 1992.

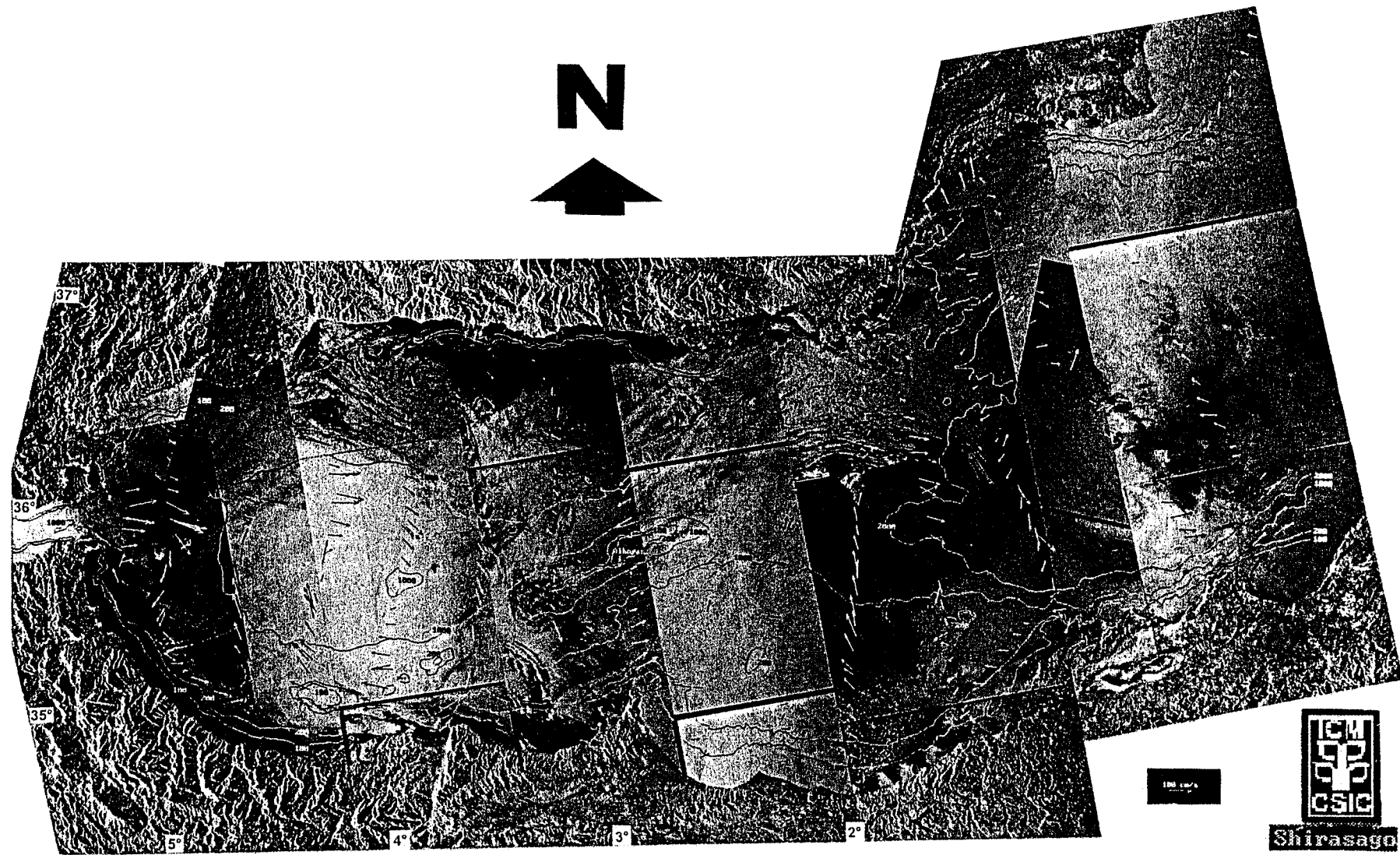


Fig. 4.38 Mosaico formado por 26 imágenes SAR con una cobertura de todo el Mar de Alborán. Se encuentra sobrepuestas las isóbatas de 100, 200, 1000 y 2000 metros, así como los vectores ADCP.

## 4.5 DISCUSION

Los resultados obtenidos en este capítulo han sido coincidentes con los objetivos planteados al inicio del mismo. La mayoría de las estructuras de mesoescala encontradas mediante el estudio oceanográfico realizado en la primera parte de este capítulo, así como por el de Viúdez *et al.* 1996, han sido detectadas mediante las series de imágenes SAR presentadas. Tales estructuras han sido corroboradas también por las imágenes ATSR-SST y NOAA-11, que en varios casos coincidieron temporalmente con las imágenes SAR.

Como ocurrió en el capítulo anterior, las condiciones meteorológicas han tenido un papel importante en la detección de varias estructuras oceanográficas. Lo anterior inclusive bajo condiciones meteorológicas adversas, donde en ocasiones los sensores pasivos no han permitido la detección de fenómenos oceanográficos, confirmándose la utilidad del radar de apertura sintética (SAR) en este tipo de aplicaciones. Sin embargo existen ciertas diferencias con los resultados del capítulo anterior ya que la mayoría de estructuras de mesoescala fueron detectadas bajo magnitudes de viento moderados, e incluso algunos procesos atmosféricos, bajo condiciones de vientos fuertes. Esto es coincidente con lo registrado en algunos trabajos enfocados a las aplicaciones marinas con este tipo de sensores (e.j. Johannessen *et al.*, 1994; Vachon *et al.*, 1994).

Por lo que corresponde al Estrecho de Gibraltar y a pesar de que en una de las dos series de imágenes se presentaron bastante perturbadas por los fuertes vientos, fue posible detectar ondas internas con diferentes dimensiones y longitudes de onda, dirigiéndose hacia en noreste y sureste del estrecho. A pesar de que este tipo de fenómenos son característicos de esta zona no lo es su dirección, ya que ésta debiera estar orientada hacia el este del estrecho. Alpers y La Violette (1995), durante un estudio con imágenes SAR en esta misma zona, encontraron este tipo de comportamiento

de las ondas internas mencionando entre otras causas la posible generación de ellas como resultado de la reflexión de ondas internas generadas en el Umbral de Camarinal. Por otra parte, también se observó la entrada de las aguas Atlánticas a través del estrecho representadas por líneas de muy baja retroreflectancia, así como el desvío de una parte de esta corriente hacia las costas africanas, lo cual fue confirmado por las mediciones ADCP a 16 m.

En la subcuenca oeste, la cual corresponde a la zona del primer gran giro anticiclónico (GO), se mostraron una importante serie de imágenes SAR, las cuales reflejaron en gran medida los procesos oceanográficos presentes durante la época de estudio y corroborados por las medidas *in situ*. Se detectó en forma importante el gran giro anticiclónico debido a los altos valores de retroreflectancia en su interior (serie del 15 de septiembre), ocasionado por su mayor temperatura, así como por los bordes delimitados por líneas de baja retroreflectancia y orientados en el sentido del giro, como fue en el caso de su parte sur. La alta retroreflectancia registrada coincide con lo reportado por autores como Lichy *et al.* (1981) mismos que detectaron un remolino anticiclónico (caliente) asociado al Gulf Stream, utilizando imágenes SAR del Seasat. Así mismo se observó en esta misma serie una estructura en forma de dipolo con un vórtice mas grande que el otro, en la zona donde se detectó mediante datos de CTD el remolino anticiclónico.

En otra series se manifestaron procesos atmosféricos de gran importancia como las ondas internas ( 1 y 4 de octubre) y la generación de un remolino de aproximadamente 30 km de diámetro, el cual intrusionó en su parte oriental y al menos superficialmente, al primer giro anticiclónico (GO) (1 de octubre). A pesar de toda la serie de datos obtenidos durante el estudio fue imposible deducir si las causas que generaron tal estructura fueron de origen oceanográfico o atmosférico. Así mismo, las condiciones meteorológicas llegaron a ser tan adversas en alguna ocasión que incluso perturbaron la detección de las estructuras oceanográficas en esta subcuenca, presentándose formas indefinidas (8 de octubre).

Por otra parte, el remolino ciclónico reportado por Viúdez *et al.*, (1996) asociado a la parte suroeste del giro (GO) no fue localizado en ninguna de las series SAR. Esto parece deberse a que la manifestación de éste se detectó con los datos de CTD principalmente a partir de los 50 m de profundidad, no presentando ninguna señal superficial registrable por el sensor SAR.

En lo correspondiente a la subcuenca este destaca la detección de una zona muy importante de generación de trenes de ondas internas al noreste de la Isla de Alborán (12 de septiembre), presentando diversas direcciones y en consecuencia una gran interferencia entre ellas. Por otra parte, se observó la corriente del chorro asociada al frente en forma de onda mediante líneas oscuras de muy baja retroreflectancia, lo cual fue corroborado por los vectores ADCP (28 de septiembre) y la imagen ATSR de esta misma fecha.

En el extremo este del Mar de Alborán, se detectó claramente el final de la corriente de chorro mencionada en el párrafo anterior y el inicio de la Corriente Argelina, también mediante líneas de baja retroreflectancia en condiciones de vientos débiles y moderados. Así mismo todas las imágenes mostraron la presencia de fenómenos atmosféricos los cuales se vieron reflejados sobre la superficie del mar, desde aspectos simples como la observación de la dirección de los vientos (13 de septiembre) hasta la observación de los fenómenos de convergencia-divergencia (25 de septiembre) y zonas frontales de dichos vientos. Finalmente fue posible observar bajo condiciones de viento moderados el remolino ciclónico observado en las distribuciones horizontales (ver figura 4.5) y de flujo geostrófico (ver figura 4.12).

## 4.6 CONCLUSIONES

De acuerdo a los objetivos planteados al inicio de este capítulo se pueden mencionar las siguientes conclusiones:

1) Los resultados obtenidos han corroborado nuevamente la capacidad SAR ERS-1 en la detección de los principales fenómenos oceanográficos de mesoescala presentes durante la época de estudio (septiembre-octubre de 1992). En la mayoría de la series de imágenes SAR se ha identificado con claridad tales estructuras de mesoescala debido a la modulación que estos fenómenos provocan en las ondas capilares producidas en la superficie del mar por los vientos.

2) La gran utilidad de las imágenes SAR se puso de manifiesto al detectar las estructuras marinas con una importante resolución a pesar de la frecuente presencia de nubes, lo que contrastó con las imágenes ATSR-SST y NOAA-11 las cuales presentaron en numerosas ocasiones una gran cobertura de nubes siendo utilizadas algunas veces para confirmar la dirección de los vientos.

3) A diferencia que en el capítulo anterior tales estructuras se han puesto de manifiesto principalmente bajo condiciones de vientos moderados (4 a 8 m/s) y en algunos casos en los que se detectaron procesos atmosféricos, en condiciones de vientos fuertes (8 a 12 m/s). Esto resultados no se contraponen con los del capítulo anterior sino que aquellos complementan los resultados obtenidos en éste y otros trabajos.

4) Los fenómenos frecuentemente detectados tanto por su mayor retroreflectancia que su entorno como por los trazados por líneas de baja retroreflectancia, en las cuatro zonas en que se dividió el Mar de Alborán fueron: ondas internas generadas en el Estrecho de Gibraltar, el gran giro anticiclónico (GO) y el remolino del mismo sentido en su parte norte, ondas internas y la corriente de chorro en la cuenca oriental y el inicio de la Corriente Argelina, las cuales fueron ratificadas por medidas *in situ*. Así mismo, se observaron importantes fenómenos atmosféricos que influyeron en mayor o menor grado las manifestaciones superficiales de las estructuras de mesoescala antes mencionadas.



**BIBLIOGRAFIA CITADA**

- Alpers, W. y P. E. La Violette, 1992. Tide-generated nonlinear internal wave packets in the Strait of Gibraltar observed by the Synthetic Aperture Radar aboard the Ers-1 satellite. En: Proceedings of the first ERS-1 Symposium, Cannes, Francia: 753-758.
- Arnone R. A. y P. E. La Violette, 1986. Satellite definition of the bio-optical and thermal variation of the coastal eddies associated with the African Current. *J. Geophys. Res.* 91(C2): 2351-2364.
- Cheney R. E., 1978. Recent observations of the Alboran Sea frontal System. *J. Geophys. Res.* 83: 4593-4597.
- Cheney R. E. y R. A. Doblar, 1982. Structure and variability of the Alboran Sea frontal system. *J. Geophys. Res.* 87: 585-594.
- Crepón M., 1965. Influence de la pression atmosphérique sur le niveau moyen de la Méditerranée occidentale et sur le flux à travers le détroit de Gibraltar. Présentation d'observations, *Cah. Oceanogr.* 17: 14-32.
- Donde Va? Group, Donde Va? , 1984. An oceanographic experiment in the Alboran Sea, *The oceanographic report.* Eos Trans. AGU. 65(36): 682-683.
- Donguy J. R., 1962. Hydrologie en mer d'Alboran. *Cah. Oceanogr.* 14: 573-578.
- Gazcard J. -C. y C. Richez, 1985. Water masses and circulation in the western Alboran Sea and in the Strait of Gibraltar, *Progr. Oceanogr.*, 15: 157-216.
- Heburn, 1985a. Effects of wind versus hydraulic forcing on the dynamics of the western Mediterranean Sea. *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.*, 29(3): 65-67.
- Heburn G. W., 1987. The dynamics of the Western Mediterranean Sea: A wind forced case study, *Ann. Geophys.*, 5B(1): 61-74.
- Heburn G. W. y P. E. La Violette, 1990. Variations in the structure of the anticyclonic gyres found in the Alboran Sea. *J. Geophys. Res.* 90(C2): 1599-1613.

- Johannessen J.A., G. Digranes, H. Espedal, O.M. Johannessen, P. Samuel, D. Browne y P. Bachon, 1994. SAR Ocean feature catalogue. ESA SP-1174, 106 pp.
- Lacombe H. y C. Tchernia, 1972. Caracteres hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. In: *The Mediterranean Sea*, editado por D. J. Stanley: 26-36. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa.
- Lanoix F., 1974. Project Alboran, Etude hydrologique et dynamique de la Mer d'Alborán. *Tech. Rep.* 66, 39 pp. mas 32 figs., NATO, Brussels, 1974.
- La Violette P. E. , 1984. The advection of submesoscale thermal features in the Alboran Sea Gyre. *J. Phys. Oceanogr.* 14: 550-565.
- La Violette P. E., 1986. Short term measurements of surface currents associated with the Alboran Sea during ¿Donde Va?. *J. Phys. Oceanogr.* 16: 262-279.
- Lichy, D. E., M. G. Mattie, L. J. Mancini. (1981). Tracking of a warm water ring, in *Spaceborn Synthetic Aperture Radar for Oceanography*, editado por R. C. Beal, P. DeLeonibus y I. Katz. pp 171-182. Johns Hopkins Press. Baltimore, M.d.
- Parrilla G. y T. H. Kinder, 1987. The physical Oceanography of the Alboran Sea. *NORDA Rep.*, 184: 26 pp.
- Peluchon G. y J. R. Donguy, 1962. Travaux océanographiques de l' "Origny" dans le Déroit de Gibraltar (Mai-Juin, 1961), 4 ème partie. Étude des courants superficiels dans le Déroit de Gibraltar en relation avec la temperature de surface. *Cah. Oceanogr.* 14: 626- 632.
- Preller R. H. y H. E. Hurlburt, 1982. A reduced gravity numerical model of the circulation in the Alboran Sea. In: *Hydrodynamics of Semi-Enclosed Sea*. editado por J. C. J. Nihoul, 75-89 pp. Elsevier; New York.
- Seco E., 1959. La capa de velocidad cero en el Mar de Alborán. *Rev. Ceincas.*, XXV, 765-779.
- Tintoré J, P. E. La Violette, I. Blade y A. Cruzado, 1988. A study of an intense density front in the eastern Alboran Sea: The Almería-Oran front. *J. Phys. Oceanogr.* 18: 1384-1397.

- Tintoré J. , D. Gomis, S. Alonso y G. Parrilla, 1991. Mesoscale dynamics and vertical motions in the Alboran Sea. *J. Phys. Oceanogr.* 21: 811-823.
- Vachon, P. W., O. M. Johannessen y J. A. Johannessen. (1994). An ERS-1 synthetic aperture radar image of atmospheric lee waves. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C11, pp. 22,483-22,490.
- Viúdez A. y J. Tintoré, 1994. Time and space variability in the Eastern Alboran Sea from March to May 1990. *J. Geophys. Res.* (aceptado).
- Viúdez A., J. Tintore y R. L. Haney, 1995. Three-dimensional structure of the two anticyclonic gyres in the Alboran Sea. *J. Geophys. Res.* (aceptado).

## **5. DISCUSION Y CONCLUSIONES GENERALES**

## 5.1 DISCUSION GENERAL

Los resultados obtenidos en los capítulos 3 y 4 han sido consistentes con los objetivos planteados en esta tesis doctoral. La mayoría de las estructuras de mesoescala presentes durante las épocas de estudio han sido detectadas en las imágenes o series de imágenes SAR utilizadas. Tales estructuras fueron corroboradas por datos *in situ* e imágenes ATSR-SST y NOAA, que coincidieron temporalmente con las imágenes SAR. Por otra parte, se hicieron presentes en las imágenes SAR estructuras no registradas por datos de campo, debido tal vez al tipo de muestreo discreto y secuencial de dichos datos.

Como se pudo constatar las condiciones meteorológicas fueron muy variables durante ambos estudios, presentándose núcleos de alta y baja presión con intensidades y posiciones muy cambiantes. Por consiguiente las imágenes SAR se vieron fuertemente influidas por tales variaciones, principalmente debido a los cambios en la velocidad de los vientos. Bajo diferentes condiciones meteorológicas fue posible observar en cada imagen fenómenos de mesoescala en las zonas de estudio y procesos atmosféricos de relevancia.

En el tercer capítulo concerniente al Mar Catalán, la corriente Liguro-Provenzal-Catalana fue detectada en algunas de las cuatro imágenes SAR mediante líneas oscuras de baja retroreflectancia, principalmente bajo condiciones de viento débil, presentando la misma dirección que los vectores de corriente medidos con el ADCP. Algunos catálogos y reportes realizados por la Agencia Espacial Europea del SAR/ERS-1, muestran estructuras oceánicas tomadas con vientos débiles, apareciendo junto con zonas oscuras, alargadas y difusas, producto de la ausencia de vientos. Así mismo, se detectó un gran remolino en las imágenes SAR y NOAA-11 del 15 de mayo intrusionando la Corriente Liguro-Provenzal-Catalana. Este remolino presentó características ciclónicas, siendo imposible determinar el origen del

mismo a pesar de los numerosos datos recopilados en este estudio. Lo anterior explicaría la trayectoria de la radioboya D5, la cual se dejó de detectar en su viaje hacia el sureste.

Las intrusiones del lado interno (costero) de la corriente Liguro-Provenzal-Catalana hacia el Cañón de Palamós se observaron principalmente durante la campaña PRIM-1, cuando la corriente se encontró más alejada de la costa. Estas intrusiones son atribuibles a ajustes en la vorticidad potencial de la misma, las cuales fueron delineadas parcialmente por la imagen del 9 de mayo y de forma muy importante por la imagen SAR del 15 de mayo, ambas mediante líneas curvas de baja retroreflectancia. Estas desviaciones fueron reafirmadas tanto por los datos CTD (distribuciones de salinidad a diferentes niveles y cálculos geostróficos) como por la radioboya D2 lanzada en la campaña PRIM-1.

Otro fenómeno importante ocurrido en ambas campañas fue el núcleo caliente de baja salinidad encontrado en la parte costera cercana a la cabeza del Cañón de Palamós, el cual fue registrado mediante las distribuciones horizontales obtenidas a partir de los datos de CTD. En tres de las cuatro imágenes SAR se observaron en ese lugar un remolino representado por líneas curvas de muy baja retroreflectancia, durante condiciones de viento de débiles (15 de mayo) a moderados (9 de mayo y 13 de junio). Por lo tanto y a pesar de sus orígenes desconocidos, se infiere que el núcleo de agua caliente está relacionado con la presencia de un remolino, posiblemente de tipo anticiclónico, en la parte costera cerca de la cabeza del cañón durante la campaña PRIM-1 y un poco desplazado hacia el sur en la PRIM-2.

Como se observó en las imágenes SAR del 9 de mayo y 15 de mayo, en toda la plataforma se detectaron estructuras complejas representadas por líneas de baja retroreflectancia, que bien podían estar relacionadas con dichos filamentos y/o con la propia circulación costera. La presencia de filamentos la confirman las imágenes NOAA en las cuales muchos de ellos estuvieron

presentes durante esta campaña incluso con remolinos en los extremos de los filamentos.

Es importante destacar que en los casos en los que los vientos fueron débiles, esto es entre 1 y 3 m/s, las corrientes y otras estructuras siempre se detectaron mediante líneas oscuras. Lo anterior a pesar de que en algunos casos estas líneas se solaparon con zonas delgadas, alargadas, de muy baja retroreflectancia y bordes difusos, producto de la escasez del viento.

Así mismo, en las imágenes del 15 y 31 mayo se encontraron zonas en las que destacó la generación de ondas internas. En la primera de ellas cerca del Cañón de Creus (figura 3.27) y en la segunda, de forma muy importante, tanto en la parte oceánica frente al Cabo de Creus (figura 3.43), donde se observó el enorme tren de ondas internas dirigiéndose hacia mar abierto, como en el borde sur del Cañón de Palamós, lugar donde se registraron numerosos trenes de ondas internas en varias direcciones (ver figura 3.41B).

Por lo que corresponde a la presencia de aguas frías registradas en la parte costera entre Barcelona y la Costa Brava durante la campaña PRIM-1, su origen no parece evidente ya que la gran variabilidad y dirección de los vientos no parecen favorecer la generación de surgencias. Sin embargo los datos de CTD registraron estas aguas a través de las distribuciones horizontales en los niveles superficiales. Lo anterior fue corroborado por la imagen NOAA del 15 de mayo detectándose claramente estas masas en la zona costera de los lugares ya mencionados. En la imagen SAR de esa fecha, estas masas se hicieron presentes en tonos muy oscuros producto de la baja retroreflectancia lo cual concuerda con lo reportado por Shumacher *et al.* (1991) (ver capítulo 1) respecto a la baja retroreflectancia observada en aguas con menor temperatura que su entorno.

Finalmente, es de destacar que ninguna de las dos imágenes SAR contemporáneas a esta segunda campaña muestran señales del gran núcleo

cálido localizado en la boca del Cañón de Palamós, posiblemente debido a que éste se manifiesta en la sub-superficie. Sin embargo, no se descarta que este núcleo tenga alguna relación con las estructuras detectadas frente al cañón en la imagen SAR del 13 de Junio.

Por lo que corresponde al capítulo enfocado al Mar de Alborán, la mayoría de las estructuras de mesoescala encontradas mediante el estudio oceanográfico realizado al inicio del mismo, así como por el efectuado por Viúdez *et al.* (1996), fueron detectadas en las series de imágenes SAR. La presencia de estas estructuras fueron corroboradas también por las imágenes ATSR-SST y NOAA-11 incluidas en el estudio, las cuales en la mayoría de los casos coincidieron temporalmente con las imágenes SAR.

En contraste con lo presentado en el capítulo tres (Mar Catalán), un gran número de estructuras de mesoescala fueron detectadas principalmente con magnitudes de vientos moderados, coincidiendo con trabajos enfocados a las aplicaciones de este tipo de sensores activos. Como ya se comentó, estos resultados no se contraponen con los del capítulo tres sino que se complementan.

Por lo que corresponde al Estrecho de Gibraltar y a pesar de que en una de las dos series de imágenes se presentaron bastante perturbadas por los fuertes vientos, se detectaron ondas internas con diferentes longitudes de onda y dimensiones fenómenos que aunque son característicos de esta zona, presentaron direcciones (norte y sur) pocas veces reportadas (Alpers y La Violette, 1995). Así mismo, se observó la entrada de las aguas Atlánticas a través del estrecho representadas por líneas de muy baja retroreflectancia y el desvío de una parte de esta corriente hacia las costas africanas, lo cual fue confirmado por las mediciones ADCP a 16 m.

En la subcuencia oeste, la cual corresponde a la zona del primer gran giro anticiclónico (GO), se mostraron una importante serie de imágenes SAR las



cuales reflejaron los procesos oceanográficos presentes durante la época de estudio. Se detectó el gran giro anticiclónico "caliente", debido a los altos valores de retroreflectancia registrados en su parte interior (15 de septiembre). Lo anterior muy posiblemente debido a la diferencia de temperaturas entre el aire y la superficie del mar, lo cual causa inestabilidades del flujo de aire y por consiguiente un aumento del coeficiente de arrastre del viento, coincidiendo con lo reportado por autores como Lichy *et al.* (1981) y Fu y Holt (1983). Así mismo se observó un remolino de aproximadamente 30 km de diámetro el cual intrusionó en su parte oriental y al menos superficialmente al giro anticiclónico (GO) (1 de octubre) y procesos atmosféricos de gran importancia como ondas atmosféricas (1 y 4 de octubre). Por otra parte, no fue posible detectar el remolino ciclónico reportado por Viúdez *et al.*, (1996) asociado a la parte suroeste del giro (GO) no fueron localizado en las series de imágenes SAR, debido a la manifestación subsuperficial de éstos (a partir de los 50 m de profundidad).

En lo correspondiente a la subcuenca este destaca la detección de una zona muy importante de generación de trenes de ondas internas al noreste de la Isla de Alborán (12 de septiembre), presentando diversas direcciones y en consecuencia una gran interferencia entre ellas. Por otra parte, se observó la corriente del chorro asociada al frente en forma de onda mediante líneas oscuras de muy baja retroreflectancia, lo cual fue corroborado por los vectores ADCP (28 de septiembre) y la imagen ATSR-SST. A diferencia del primer giro (GO), este segundo giro (GE) no fue posible detectarlo, ni por una mayor retroreflectancia en la parte central (a pesar de que este se presentó mas caliente en 1.5°C), ni por líneas de baja retroreflectancia en sus bordes. Esto pudo haber sido debido a las condiciones meteorológicas presentes durante los días de la adquisición de las imágenes.

En el extremo este del Mar de Alborán se detectó claramente y en varias ocasiones el final de la corriente de chorro que bordea al segundo giro (GE) y

el inicio de la Corriente Argelina, también mediante líneas de baja retroreflectancia y en condiciones de vientos moderados y en algunos casos débiles. Además fue posible observar bajo condiciones de viento no muy bien determinadas, el remolino ciclónico observado en las distribuciones horizontales (ver figura 4.5) y de flujo geostrófico (figura 4.12). Así mismo todas las imágenes mostraron la presencia de fenómenos atmosféricos que afectaron los campos de viento que soplaron sobre la superficie del mar, desde aspectos simples como la observación de su dirección (13 de septiembre), hasta la de zonas donde se verificaron movimientos de convergencia-divergencia (25 de septiembre) e importantes zonas frontales.

## 5.2 CONCLUSIONES GENERALES

De acuerdo a los planteamientos de la presente memoria doctoral, se mencionan las siguientes conclusiones:

1) Los resultados anteriores han corroborado la capacidad del SAR del ERS-1 en la detección de importantes estructuras de mesoescala durante las épocas de las campañas PRIM-1, 2 y FE92. En la mayoría de las imágenes o series de imágenes se identificaron en mayor o menor grado varios fenómenos costeros y oceánicos, debido a la modulación que tales fenómenos ocasionan en las ondas capilares. Esta detección se realizó en la mayoría de los casos debido a la presencia de líneas de baja retroreflectancia, mismas que hicieron visibles tales fenómenos en las imágenes SAR. En algunos casos estas fueron detectables por los gradientes térmicos que presentaron, provocando variaciones del coeficiente de arrastre del viento y por consiguiente la señal de retorno del satélite (retroreflectancia).

2) La capacidad del SAR del ERS-1 para detectar estructuras oceanográficas de mesoescala se ha puesto de manifiesto para el caso de las campañas PRIM en condiciones de vientos flojos (1 y 3 m/s), mientras que en la campaña FE92 se detectaron en condiciones de vientos de flojos a moderados (4 a 8 m/s). Así mismo, en algunos casos en donde se hicieron presentes procesos atmosféricos sobre la superficie del mar, ocurrieron en su mayoría bajo condiciones de vientos fuertes (8 a 12 m/s)

3) La gran utilidad de las imágenes SAR se puso de manifiesto durante la campaña FE92, al detectar las estructuras marinas con una importante resolución a pesar de la frecuente presencia de nubes, lo que contrastó con las imágenes ATSR-SST y NOAA las cuales presentaron en numerosas ocasiones una gran cobertura de nubes siendo utilizadas algunas veces para confirmar la dirección de los vientos.

4) Los fenómenos frecuentemente detectados durante las campañas PRIM fueron la Corriente Liguro-Provenzal-Catalana, los efectos del cañón sobre de ésta, corrientes costeras, remolinos, ondas internas y en algunos casos aguas frías, efectos topográficos y frentes en forma parcial. La presencia de la mayoría de estos fenómenos fue corroborada por medidas *in situ* obtenidas en las campañas oceanográficas e imágenes NOAA.

5) Los fenómenos detectados durante la campaña FE92 en las cuatro zonas en que se dividió el Mar de Alborán fueron ondas internas generadas en el Estrecho de Gibraltar, el gran giro anticiclónico (GO) y el remolino del mismo sentido en su parte norte, ondas internas y la corriente de chorro en la cuenca oriental y el inicio de la Corriente Argelina, las cuales también fueron ratificadas por medidas *in situ*. Así mismo, se observaron importantes fenómenos atmosféricos que influyeron en mayor o menor grado las manifestaciones superficiales de las estructuras de mesoescala antes mencionadas.

6) El sensor SAR ha mostrado dependencias con las condiciones meteorológicas, las cuales no están relacionadas con la cobertura de nubes, como en el caso de los sensores pasivos, sino directamente con las condiciones de los vientos prevaletientes durante la adquisición de las imágenes.