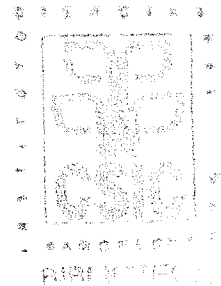


**ESTUDIO LAGRANGEANO DE LA  
CIRCULACION SUPERFICIAL EN LA  
CUENCA ARGELINA (MAR MEDITERRANEO  
OCCIDENTAL)**

**JOSE DE JESUS SALAS PEREZ**



R. 6902

BARCELONA, 14 MAYO DE 1999.

INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR DE BARCELONA (CSIC)  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA MARINA Y OCEANOGRAFIA FISICA

**ESTUDIO LAGRANGEANO DE LA CIRCULACION SUPERFICIAL EN LA  
CUENCA ARGELINA (MAR MEDITERRANEO OCCIDENTAL)**

MEMORIA

para optar al grado de Doctor por la Universidad Politécnica de Cataluña presentada por:

*JOSE DE JESUS SALAS PEREZ*

BARCELONA, 14 MAYO DE 1999.

Dr Jordi Font i Ferré, Investigador del Instituto de Ciencias del Mar de Barcelona, del departamento de Geología Marina y Oceanografía Física.

Certifica que la Memoria titulada "*Estudio lagrangeano de la circulación superficial en la cuenca Argelina (Mar Mediterráneo Occidental)*", presentada por José de Jesús Salas Pérez en la Universidad Politécnica de Cataluña para obtener el grado de Doctor, se ha realizado bajo mi dirección.

---

Dr. Jordi Font i Ferré

## **DEDICATORIA**

A mi familia quien a pesar de la distancia  
su apoyo fue esencial en el desarrollo de este trabajo.

¡Muchas gracias!

A todos aquellos quienes luchan día a día



Este trabajo se desarrolló durante el período de 1996-99 mediante la ayuda económica del **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología de México (CONACYT)** y en las instalaciones del **Instituto de Ciencias del Mar (ICM)** de Barcelona, perteneciente al **Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)** de España.

## **AGRADECIMIENTOS**

Al Dr. Jordi Font i Ferre por haberme aceptado como su estudiante de doctorado dentro del grupo de Oceanografía Física del ICM, y por darme la oportunidad de colaborar en los proyectos de investigación ALGERS y MATER, donde participan varios grupos de Oceanografía Física, y por su apoyo académico (congresos, campañas, revisiones, etc.) durante el desarrollo de este trabajo.

También quiero agradecer al Dr. Claude Millot ("El Capo" francés de la corriente Argelina), quien en innumerables ocasiones aportó sus conocimientos de esta corriente, a través del correo electrónico y personalmente, en campañas, congresos y visitas al ICM, los cuales ayudaron a enriquecer este trabajo.

Agustí Julià se encargó de la parte técnica de las boyas lagrangeanas utilizadas durante los experimentos, base de este trabajo, y cuya colaboración fue esencial para obtener el conjunto de trayectorias que se analizaron a lo largo de este estudio. Gracias a O. Chic quien me mostró las bases para manejar el programa ENVI.

El Dr. Emilio García-Ladona, quien aportó su ayuda y conocimientos en las revisiones de los artículos.

El Matemático Jordi Salat me aclaró con sus comentarios algunas dudas sobre la estadística Lagrangeana de los datos.

Mis compañeros de doctorado en este grupo también colaboraron en el desarrollo de este trabajo, gracias por su ayuda

A la naturaleza, que nos brindó dos hermosos conjuntos de trayectorias de boyas dentro de la cuenca Argelina, además por permitir que las condiciones climáticas fueran favorables para desarrollar con éxito las dos campañas oceanográficas (ALGERS'96/98).

Durante el desarrollo de este trabajo algunas de las varias trabas de tipo informático fueron resueltas por el personal del centro de cálculo y por el personal del grupo de Oceanografía Física, muchas gracias.

El Dr. Marc García actuó como tutor de estudios en este programa y el Dr. José Manuel Redondo, con el que en varias ocasiones tuve charlas de carácter académico.

Al Dr. José Luis Pelegrí quien actuó como miembro del tribunal de mi proyecto de tesis. Y a todos los miembros de mi tribunal de tesis.

Mi reconocimiento a las secretarías de Ciencias del Mar y del Tercer Ciclo de la UPC (Universidad Politécnica de Cataluña), por su atención e información durante varios procesos administrativos que tuve que realizar como estudiante de este programa.

A mis amigos Henning Roenneberg, Georg Schöber, Simona Chaipek, Sonia Sancho, Leticia Baró, Daniel González, Karim Rikabi, Jordi Casellas, Silke Jäger, Cristina, Natacha Constable, Hellen Weider, Esther y Llanos Moreno, con quienes he compartido varios momentos de felicidad y de aventura en Barcelona.

Durante mis vacaciones de invierno y verano en Alemania, la familia Roenneberg, hospitalariamente me abrió las puertas de su casa, como un miembro más de su familia, ¡Mil gracias!

A Rosa Cabanillas (centro de copiado) y a Roser Ventura, por las veces que charlamos tan amablemente.

Así como también a Conchita Borrel secretaria de dirección, y al personal de recepción, por el servicio de envío de paquetes de correo, fax y llamadas telefónicas.

Mis compañeros de México quienes a mi llegada a Barcelona me ofrecieron amablemente su casa, mi agradecimiento por su hospitalidad. Y al estudiante de doctorado Enrique Isla, porque en algunas ocasiones reviso la ortografía y gramática del Inglés en uno de los artículos de esta tesis.

Gracias a los estudiantes de doctorado Gilberto Velázquez y Cristóbal Reyes por enviarme información necesaria, para este trabajo.

En otra fase de mi vida en Barcelona, a mi compañero de juerga el Dr. Juan Madrid, con el que largas noches tuvimos serias discusiones relacionadas con temas diversos. De las cuales concluimos, después de catar Cava (Brut) y vino Rioja, que el respeto a nuestras opiniones era la base fundamental de nuestra amistad.

A toda la gente que me apoyo durante el proceso que se derivó de la xenófoba e injusta detención por parte de la Policía Nacional Española.

Un agradecimiento muy especial a Pili Ramudo Méndez y a su familia quiénes me han demostrado su cariño de diversas formas.

Para Barcelona, "La ciudad de los prodigios", (título de un libro escrito por Eduardo Mendoza), tu belleza fue mi inspiración y tu arrogancia mi lucha.

Y a todas aquellas personas que colaboraron para el desarrollo de este trabajo.

<b>Sección</b>	<b>Indice de Contenido</b>	<b>Página</b>
I	<b>Introducción</b>	1
	1.1 Dinámica de mesoscala	1
	1.2 Corriente Argelina	3
	1.3 Instrumentos para medir meso y larga escala	6
	1.4 Estudios de circulación con boyas lagrangenas	7
	1.5 Motivación del estudio	8
	1.6 Objetivos particulares	9
	1.7 Referencias	10
II	<b>Datos</b>	14
	2.1 Boyas Lagrangenas	14
	2.1.1 Radio-boyas tipo Davis	15
	2.1.2 Modelo A104	16
	2.1.3 Modelo A111	17
	2.1.4 Modelo SC40V3	18
	2.2 Localización de las boyas	19
	2.2.1 Radio-boya tipo Davis	19
	2.2.2 Boyas tipo Argos	20
	2.3 Longitud de las series de tiempo de las trayectorias de las boyas	22
	2.4 Mapas de temperatura superficial	23
	2.5 Estrategia de despliegue de las boyas	26
	2.6 Experimento ALGERS'96	26
	2.7 Experimento ALGERS'98	28
	2.8 Experimentos CAIMAN e INTER-97	29
	2.9 Referencias	31
III	<b>Resultados</b>	32
III.1	<b>Analysis of Mesoscale Phenomena in the Algerian Basin from Drifting Buoys and Infrared Images</b>	33
	1. Introduction	34
	2. Buoys deployment and infrared images Trajectories	37
	3 Buoys trajectories	43
	3.1 Events off the western and central Algerian coast (E1 mainly and also E2 and E5).	44
	3.2 Events off the eastern Algerian coast (E3 mainly)	49
	3.2 Events in the middle of the western Algerian Basin (E7 mainly).	55
	4 Discussion.	56
	5 References.	60

III.2	<b>Statistical analysis of the surface circulation in the Algerian current using Lagrangian buoys</b>	63
	1. Introduction	63
	2. Buoys data	65
	3. Results and Discussion.	66
	3.1 Primary statistics	66
	3.2 Lagrangian correlation scales.	67
	3.3 Single particle dispersion: Taylor's Theory	69
	3.4 Eulerian flow	75
	4 Apéndice de la obtención del mapa Euleriano.	79
	5 References	88
III.3	<b>Propiedades cinemáticas diferenciales de la corriente Argelina</b>	91
	1. Introducción.	91
	1.1 Propiedades cinemáticas diferenciales.	92
	1.2 Métodos	93
	1.3 Resultados	98
	1.3.1 Antecedentes	98
	1.3.2 Método de áreas	100
	1.3.3 Velocidad de translación y de giro.	103
	1.3.4 Periodo de rotación y radios	105
	1.3.5 Propiedades cinemáticas diferenciales.	105
	1.3.5.1 Vorticidad	105
	1.3.5.2 Divergencia	106
	1.3.5.3 Deformación por estiramiento	108
	1.3.5.4 Deformación por cizalladura.	108
	1.3.5.5 Dinámica del meandro	109
	1.3.5.6 Dinámica del remolino	111
	1.4 Discusión y Conclusión	113
	1.5 Referencias.	114
III.4	<b>Origen y decaimiento de un remolino de Mar Abierto con movimiento hacia el oeste dentro de la cuenca Argelina</b>	116
	1. Introducción	116
	1.1 Objetivo	117
	1.2 Datos	118
	1.3 Resultados	120
	1.3.1 Trayectoria general de las boyas	120
	1.3.2 Movimiento hacia el oeste del remolino anticiclónico de mar abierto	126
	1.3.2.1 Trayectoria de las boyas en segmentos	126
	1.3.2.2 Estructura termal del remolino anticiclónico de mar abierto	140
	1.3.3 Modelo cinemático	149
	1.3.3.1 Resultados del modelo	152
	1.3.3.2 Período orbital de las boyas	

1.3.3.3 Longitud de los semi-ejes(eje mayor y menor)	152
1.3.3.4 Orientación del remolino	153
1.3.3.5 Velocidad de translación y de giro	153
1.4 Escenario previo a la formación del remolino de mar abierto	159
1.4.1 Origen del remolino anticiclónico de mar abierto.	160
1.5 Discusión y Conclusión	167
1.6 Referencias.	170
<b>IV Conclusiones</b>	<b>173</b>

## I.Introducción

### 1.1 Dinámica de mesoescala

En el océano mundial la corriente de baja frecuencia ó corriente media es afectada por fenómenos de mesoescala energéticos (Robinson, 1983). Recientemente en diversas regiones oceánicas del mundo varios grupos de Oceanografía han intensificado el estudio de estos fenómenos para entender los procesos dinámicos involucrados en su formación, crecimiento y decaimiento (Gleen et al, 1993; Lavín et al, 1997; Barton et al 1998; Grupo ALGERS'96/98). Distintos autores han tratado de caracterizar las componentes que conforman el espectro espacio-temporal de energía cinética de los fenómenos de mesoescala a partir de observaciones in-situ. El más reciente de ellos es Monin (1986), que propone dos categorías dentro del espectro de los fenómenos de mesoescala, que incluyen la mesoescala no homogénea y la mesoescala sinóptica. En la primera categoría, las escalas horizontales típicas ocupan el intervalo comprendido desde  $Lf=(\epsilon/f^3)^{1/2}$  hasta  $Ln=(\epsilon/N^3)^{1/2}$ , donde  $\epsilon$  es la razón de disipación de la energía cinética y ( $f, N$ ) son la frecuencia inercial (parámetro de Coriolis) y frecuencia de Brünt-Väisälä respectivamente. Esos dos últimos parámetros constituyen el intervalo de fluctuación temporal de los fenómenos de mesoescala de esta división. De acuerdo al espectro espacio-temporal de la corriente de mesoescala, el primer fenómeno oceánico de esta división lo ocupan las ondas internas gravitatorias, con escalas espaciales de metros a kilómetros y escalas temporales de décimas de segundo hasta el período inercial  $2\pi/f$ . Enseguida de las ondas internas se observan las oscilaciones inerciales, con un periodo típico de  $2\pi/f$ , fluctuando desde las 12 horas en los polos hasta un día en las latitudes  $\pm 30^\circ$  y cuyo periodo se incrementa hacia el ecuador. Sus escalas horizontales típicas son del orden de un kilómetro. Finalmente se observan las oscilaciones de la marea, con periodos principales, iguales a medio día lunar (12.4 hrs), medio día solar (12 hrs), un día solar (24 hrs) y un día lunar (24.83 hrs).

La segunda categoría, la concerniente a este estudio, es caracterizada por los fenómenos de mesoescala sinópticos, que se originan principalmente por la confluencia de dos masas de agua, por el esfuerzo del viento sobre la superficie del agua, por la interacción de la topografía ó por la interacción entre el campo de velocidades turbulento y medio, la cual origina una inestabilidad baroclínica en una corriente de larga escala. Dentro de

esta categoría se incluyen las ondas de Rossby, frentes, filamentos y meandros; estas últimas estructuras pueden permanecer semi-adheridas a la corriente o bien desprenderse de esta como un remolino. Esa variabilidad de mesoescala se distribuye desigualmente en el océano, presentando cambios sustanciales de energía de una zona a otra, la cual influye en las escalas espaciales y temporales de esos fenómenos. Las dimensiones típicas de estos fenómenos son del orden del Radio de deformación de Rossby,  $R = NH/f$ , fluctuando desde varias decenas de metros hasta cientos de kilómetros en la horizontal, y en la vertical alcanzan a desarrollar una estructura mayor a 1 km. Sus escalas temporales típicas varían desde varios días a semanas o meses, pudiendo llegar hasta varios años. Las velocidades de translación de los remolinos son del orden de varios km/d, y en algunos casos superan a la velocidad de la corriente media.

Uno de las primeras zonas oceánicas estudiada por sus fenómenos de mesoescala sinóptica fue la de la corriente del Gulf Stream, la cual fluye de oeste a este en el Atlántico Norte y separa las aguas frías del norte de las aguas cálidas del sur. La formación de los meandros en esta corriente está relacionado con una inestabilidad hidrodinámica del tipo baroclínica (Robinson, 1983). Cuando este meandro alcanza una cierta amplitud respecto de la corriente, la base estrecha del meandro se cierra, originándose un remolino que en la parte norte de la corriente gira en sentido anticiclónico y cuyo núcleo de agua contiene aguas cálidas, en comparación con los remolinos ciclónicos generados en la parte sur de la corriente cuyo núcleo contiene agua más fría. Los diámetros típicos de estos remolinos son del orden de 60 a 200 km y su profundidad no excede la mitad superior de la columna de agua (1200 m). Estos se mueven conjuntamente con el agua contenida dentro de ellos y en este sentido son remolinos y no ondas. Sin embargo, su movimiento se caracteriza por un desplazamiento sistemático hacia el oeste que es típico de las ondas de Rossby (Kirwan et al, 1984). Esas estructuras de mesoescala tienen efecto sobre el intercambio e interacción de las masas de agua. Además pueden generar ambientes de mayor o menor producción primaria por los movimientos ascendentes o descendentes de aguas ricas o pobres en nutrientes, además de influenciar el transporte de partículas en suspensión y por lo tanto la depositación de los sedimentos. Por otra parte el aumento de la productividad, aumenta las actividades biológicas de consumo y de excreción de los organismos marinos, que a su vez cambia la distribución de las partículas en suspensión, disueltas en la atmósfera y los nutrientes. En general el entender la dinámica de este tipo



de corrientes oceánicas ayuda al conocimiento de la circulación general y a explicar sus efectos sobre las variables ambientales del océano.

Otra región con una intensa variabilidad de mesoscala lo constituye el mar Mediterráneo. De hecho en el primer estudio de la circulación superficial de este mar, el de Ovchinnikov (1966), en las cartas de circulación geostrofica no se detectó la compleja circulación de mesoscala allí presente. En parte por la escasa cantidad de datos y por el tipo de análisis empleado para procesar la información. Posteriormente en otros estudios de circulación mediante imágenes de satélite se observó que en varias regiones del Mediterráneo la variabilidad de mesoscala es la componente de la circulación más energética, la cual influye directamente sobre la dinámica global de la circulación en este mar (Millot, 1987; WMCE, 1990; POEM Group, 1992). Estas aportaciones abrieron las puertas a nuevos campos de investigación de la oceanografía regional del mar Mediterráneo, que en la actualidad siguen siendo tema de debate entre los diferentes grupos de científicos que trabajan en este mar.

## *1.2 Corriente Argelina*

La dinámica de la circulación en el Mediterráneo es influenciada principalmente por el forzamiento atmosférico de la evaporación. Esto origina que por el estrecho de Gibraltar se genere un intercambio de agua en dos capas entre la cuenca Atlántica y el Mar Mediterráneo, con la salida de agua densa por la capa del fondo (0.88 Sv) y otro de entrada por la superficie (0.92 Sv) que es un flujo compensatorio de agua fresca del Atlántico (Bryden y Kinder et al, 1991). Esta agua se mezcla con Aguas Mediterráneas más saladas (Gascard y Richez, 1985), formando el agua Modificada del Atlántico que presenta valores de salinidad de 36.2 a 36.5 ups. El agua Modificada del Atlántico entra al Mar de Alboran en forma de un chorro geostrofico de aproximadamente 30 km de ancho y con una velocidad mayor a los 100 cm/s (La Violette, 1983). Durante su flujo hacia el este esta agua se distribuye habitualmente dentro del Mar de Alboran en dos giros anticiclónicos adyacentes de 100 km de diámetro (Viúdez, et al, 1996), nombrados como giro de Alboran Occidental (OAG) y giro de Alboran Oriental (EAG) (La Violette 1984; Arnone and La Violette 1986). En ocasiones la posición de estos giros muestra variaciones de tres a cuatro semanas respecto a su posición media, y en algunas ocasiones el giro Oriental puede desaparecer (Herbun y La Violette, 1990), por las variaciones sub-superficiales del agua Modificada del Atlántico, introducidas por el

viento, flotabilidad y por la entrada/salida de agua por el estrecho de Gibraltar (Tintoré et al, 1988). Al sur del cabo de Gata, en la frontera oriental del EAG se forma el frente de densidad llamado Almería-Oran. Este se genera por la convergencia entre el Agua Modificada del Atlántico de formación reciente y el Agua Modificada del Atlántico residente con valores de salinidad superior a los 37.5 ups (Tintoré et al, 1988) llamada usualmente Agua Mediterránea de superficie. Este frente es controlado por el tamaño y la posición del EAG, se distribuye en los primeros 300 m de la columna de agua donde la componente sudeste de la velocidad baroclínica varía entre los 50-100 cm/s (Tintoré et al, 1988). Parte de este flujo continúa hacia el este cerca de la costa de Africa, formando la Corriente Argelina (Millot, 1985) la cual se extiende hasta 60 km desde la costa y de una estructura vertical en los primeros 150 m de forma triangular. Esta corriente Argelina no fluye permanentemente como una corriente media a lo largo de las costas Africanas, debido a la presencia de procesos hidrodinámicos, principalmente baroclínicos, que originan meandros que se observan a partir de los 1-2°E. Estos meandros generan dos remolinos de mesoescala girando en sentidos opuestos, ciclónica y anticiclónicamente (fig.1).

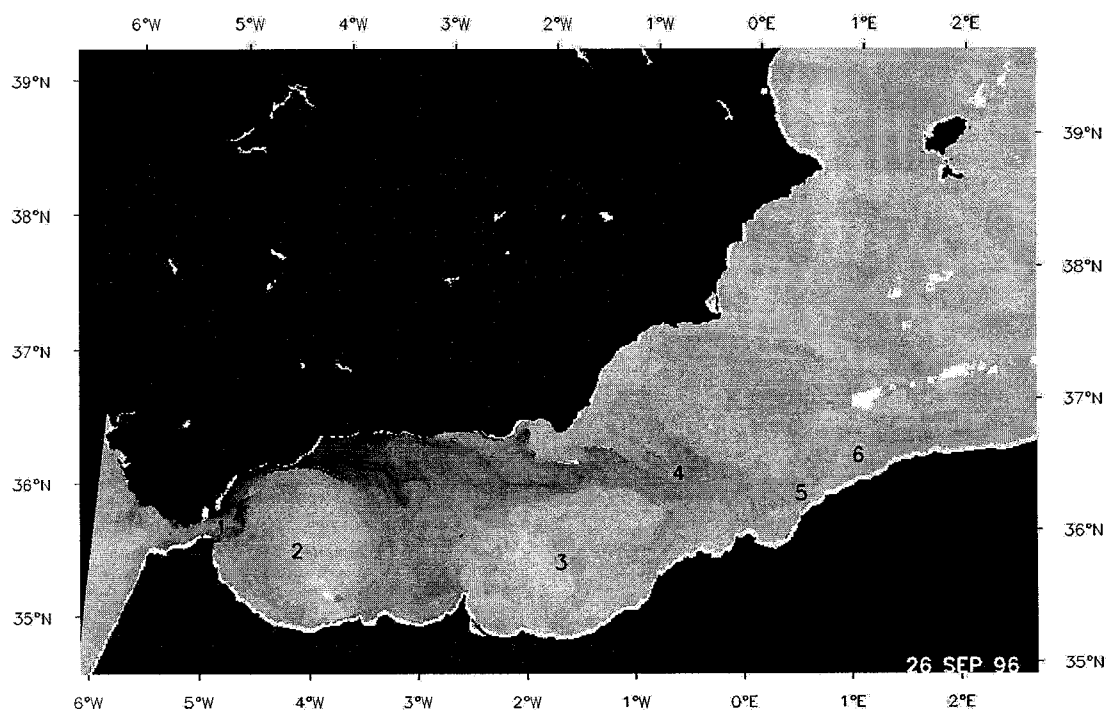


Figura 1. Mapa de temperatura superficial, ilustrando las diferentes componentes de mesoescala (indicados con los números) que conforman el flujo del Agua Modificada del Atlántico (MAW) en su deriva hacia la cuenca Occidental del Mar Mediterráneo. 1) Chorro geostrofico. 2) Giro de Alboran Occidental. 3) Giro de Alboran Oriental. 4) Frente Almería-Oran. 5) Corriente Argelina. 6) Inestabilidad de la corriente Argelina.

El remolino anticiclónico es una estructura de mesoescala más energética y persistente dentro de la cuenca Argelina en comparación con el remolino ciclónico que tiende a desaparecer rápidamente. En su fase de crecimiento el remolino anticiclónico presenta profundidades mayores de 2 km, y un diámetro aproximado a 50 km el cual puede superar a 100 km cuando obtiene su estado de madurez. A este tipo de remolino anticiclónicos de gran profundidad se les suele nombrar "eventos" (Fuda et al, 1998). Esos eventos suelen propagarse hacia el este con velocidades de varios  $km d^{-1}$  a lo largo de la costa Argelina (Millot, 1985). Pueden desprenderse de la corriente a lo largo de la costa Africana (Bouzinac et al, 1998), pero principalmente cerca de la entrada del canal de Cerdeña, donde el forzamiento combinado de la topografía y el efecto  $\beta$  inducen a estos eventos a seguir un circuito ciclónico (Fuda et al, 1998), los cuales se mueven lentamente hacia mar abierto, donde pueden permanecer girando varios meses dentro de la cuenca e interactuar con la corriente Argelina, lo que origina la entrada de agua Modificada del Atlántico en la cuenca Balear (Taupier-Letage y Millot, 1988; López-García et al, 1994).

La presencia de esas estructuras de mesoescala dentro de la cuenca Argelina tiene importantes consecuencias sobre la circulación general del Mediterráneo y en la distribución de varios parámetros físicos, biológicos, químicos y geológicos.

La variabilidad espacio-temporal de la circulación de mesoescala en la corriente Argelina ha sido investigada con diferentes tipos de herramientas que incluyen modelos numéricos (Euromodel Group, 1995), experimentos de laboratorio (Chabert d'Hières et al, 1991) y observaciones directas tales como: imágenes de satélite infrarrojas, datos hidrográficos, correntómetros, datos altimétricos y boyas de deriva (Millot, 1985; Taupier-Letage y Millot, 1988; Arnone et al., 1990; Millot, 1994; Millot, 1998, Bouzinac et al, 1998). Esos estudios han contribuido de forma particular al entendimiento global de la dinámica de la corriente Argelina, pero aun existen varias incógnitas relacionadas con los procesos que intervienen en la dinámica de esa corriente, que deben ser respondidos con numerosas observaciones in-situ.

### *1.3 Instrumentos para medir meso y larga escala*

Varios grupos científicos han intensificado su esfuerzo en entender los procesos de mesoescala de la corriente, mediante el uso de diversos tipos de instrumentos (CTD, XBT, ADCP, anclajes de correntómetros). Esos instrumentos han permitido entender solamente una parte de la compleja dinámica tridimensional de los fenómenos de mesoescala generados en la corriente Argelina, en parte por la carencia de sinopticidad de esos datos, por la corta longitud temporal de las series de velocidad y por la carencia de locomoción autónoma para seguir la evolución de esos fenómenos. Otros instrumentos aplicados a la oceanografía han permitido obtener información de los fenómenos de meso y larga escala de la corriente de forma autónoma y a bajo precio para el usuario. Ese tipo de información se obtiene mediante técnicas de sensores remotos desde satélite: radiómetros (AVHRR, Sea Wifs), altímetros (Topex/Poseidon, ERS) y radares SAR (ERS, RADARSAT); así como también boyas de deriva lagrangeana. Con estas observaciones se puede estudiar principalmente la evolución de los fenómenos de mesoescala incluyendo su nacimiento, madurez, decaimiento, e influencia sobre la corriente promedio. Estos instrumentos también tienen limitaciones a la hora de hacer la medición del fenómeno y por lo tanto también en su posterior interpretación. Por ejemplo, las imágenes de satélite infrarrojas y visibles son influenciadas por la cobertura de nubes. Por otra parte la obtención de las imágenes SAR es limitada por la intensidad del viento, y su limitada cobertura espacio-temporal. En lo que respecta a las boyas de deriva lagrangeana, estas pueden fallar por alguna causa técnica dentro del mar o ser capturadas por barcos o redes de pesca ó ser expulsadas del remolino.

Haciendo un análisis de las limitaciones "técnicas" de cada uno de los instrumentos empleados en estudios de circulación, las boyas lagrangenas son el instrumento más apropiado para estudiar la evolución de los procesos de mesoescala a largo período. Por otra parte las trayectorias de estos instrumentos proveen observaciones directas de la velocidad de la corriente, útiles en el entendimiento del campo de velocidad de la corriente.

#### *1.4 Estudios de circulación con boyas lagrangeanas*

En otras regiones oceánicas se han utilizado con éxito diferentes modelos de boyas de deriva para medir y cuantificar el espectro espacio-temporal de la corriente (Schmitz et al, 1981; Rossby et al, 1983; Davis, 1985a; Poulain and Niiler, 1989). Por otra parte las boyas derivando libremente dentro del agua a varias profundidades, permiten describir la evolución de los fenómenos de mesoescala, mediante la combinación de las trayectorias con imágenes de temperatura superficial medida por satélite (Shaw et al, 1984; Davis, 1985b). Además, con grupos de varias boyas se puede caracterizar estadísticamente la corriente, mediante la estimación de su media, varianza y desviación estándar, cantidades útiles para la construcción de mapas de la corriente euleriana y de energía cinética (Davis 1985c; Owens, 1991). Además de proveer información sobre el transporte de cantidades escalares en relación con la dispersión individual y de pares de partículas, descrita en los trabajos de Taylor (1921) y Richardson (1926) respectivamente, y aplicadas al océano mediante boyas lagrangeanas por Okubo (1970), Okubo y Ebbesmeyer (1971), Freeland et al (1975), Colin de Verdieré (1983), Davis 1985b, Krauss y Böning (1987), Poulain y Niiler (1989), Haynes y Barton (1991). Por otra parte, a pequeña escala, proporcionan información sobre la estructura diferencial (vorticidad, divergencia, deformación por esfuerzos de estiramiento y cizallamiento) de una parcela de fluido seguida por un grupo de flotadores, a partir de las que se pueden establecer balances de momento dinámicos útiles para el entendimiento de la corriente (Molinari y Kirwan 1975; Okubo y Ebbesmeyer, 1976). Mientras que en escalas del tamaño de una cuenca oceánica, las trayectorias de las boyas se pueden utilizar para determinar las propiedades cinemáticas diferenciales de los remolinos, cantidades necesarias para entender su dinámica (Kirwan et al, 1984; 1988; 1990; 1992; Halide y Sanderson, 1993; Sanderson, 1995). Las trayectorias de boyas también pueden ser asimiladas dentro de modelos numéricos para determinar propiedades de mesoescala de cualquier sistema de circulación oceánica (Kirwan et al, 1990; Davis et al, 1996). Una aplicación práctica de las trayectorias de boyas es en los estudios de dispersión de material en el océano, el cual proporciona información básica sobre la concentración espacial y temporal de una sustancia descargada en cualquier sistema acuático desde su origen (Okubo y Ebbesmeyer, 1976). Por otra parte los oceanógrafos biólogos han utilizado las trayectorias de boyas en estudios de reclutamiento de especies, mediante el seguimiento temporal de larvas de peces.

### *1.5 Motivación del estudio*

La circulación general de las diferentes masas de agua y la turbulencia relacionada con las inestabilidades de mesoescala en la cuenca Argelina han sido de los fenómenos menos estudiados en el Mar Mediterráneo Occidental. Por tal motivo en el año de 1993-95 el esfuerzo conjunto de varios grupos científicos europeos concluyó en el planteamiento de los proyectos de investigación ALGERS y MATER, con el fin de estudiar esta región a partir de la información recolectada mediante la realización de diversas campañas oceanográficas, con instrumentos anclados, flotadores lagrangianos e información de sensores remotos.

El proyecto ALGERS (Use of ERS sensors to study the Modified Atlantic Water dynamics in the Algerian basin, del Programa de Observación de la Tierra de la Agencia Espacial Europea) está orientado al estudio de la dinámica de la capa superficial de la cuenca Argelina mediante el uso de sensores del satélite ERS y datos obtenidos con otros sensores remotos, en conexión con una campaña oceanográfica realizada en Octubre de 1996. El proyecto MATER (Mass Transfer and Ecosystem Response, segunda fase del proyecto integrado del Mediterráneo, del programa de Ciencia y Tecnología Marina de la Unión Europea) está encaminado a varios tópicos relacionados con la variabilidad de mesoescala y la circulación de larga escala en el Mediterráneo Occidental con observaciones in situ como las realizadas durante la campaña oceanográfica de Mayo de 1998. El objetivo principal de la campaña ALGERS'96 en Octubre de 1996 fue medir tridimensionalmente la estructura de una inestabilidad de la corriente Argelina, entre 1-2°E dentro de un contexto interdisciplinario. El objetivo de la campaña de Mayo de 1998 fue el medir tridimensionalmente un remolino casi estacionario, localizado al sur de Ibiza.

Como contribución a estos proyectos se ha realizado el estudio aquí presentado, cuyo propósito general es analizar y caracterizar estadísticamente, cinemáticamente y dinámicamente a la corriente Argelina y su variabilidad de mesoescala, mediante la utilización de boyas de deriva lagrangeana combinadas con imágenes de temperatura superficial.

## I.6 Objetivos Particulares

- a) Estudiar la evolución de los remolinos generados por inestabilización de la corriente Argelina y su posterior permanencia en la cuenca Argelina.
- b) Analizar estadísticamente el efecto del flujo turbulento generado por los remolinos, sobre el transporte del flujo medio.
- c) Determinar la estructura diferencial de la corriente para su interpretación dinámica.
- d) Describir y cuantificar la estructura cinemática diferencial de los remolinos Argelinos.

## I.7 Referencias

- Arnone, R.A. and P.E. La Violette, 1986, Satellite definition of the Bio-Optical thermal variation of coastal eddies associated with the African current, *J. Geophys. Res.*, 91 (C2), 2351-2364.
- Arnone, R., D.A. Wiesenburg and K. Saunders, 1990, The origin of the Algerian current, *J. Geophys. Res.*, 95, C2: 1587-1598.
- Barton, E.D., J. Aristeguí, P.Tett, M. Cantón, J. García-Braun, S. Hernández-León, L. Nykjaer, C. Almeida, J. Almunia, S. Ballesteros, G. Basterretxea, J. Escánez, L. García-Weill, A. Hernández-Guerra, F. López-Laatzén, R. Molina, M.F. Montero, E. Navarro-Pérez, J.M. Rodríguez, K. van Lenning, H. Vélez and K. Wild, 1998, The transition zone of the Canary current upwelling region, *Prog in Oceanog.*, 41,4, 455-505.
- Benzohra, M. and C. Millot, 1994, Hydrodynamics of an open sea Algerian eddy. *Deep-Sea Res.*, 42, 10: 1831-1847.
- Bouzinac, C., J. Vázquez and J. Font, 1998, CEOF analysis of ERS-1 and TOPEX POSEIDON combined altimetric data in the region of the Algerian current, *J. Geophys. Res.*, 103, C4, 8059-8071.
- Bryden y Kinder, 1991, Recent progresses in strait dynamics. *Reviews of Geophysics, supplement*, 617-631.
- Chabert d'Hieres G., H. Didelle and D. Obaton, 1991, A laboratory study of surface boundary current : application to the Algerian current, *J. Geophys. Res.*, 96, 12,539-12,548.
- Colin de Verdieré, A., 1983, Lagrangian eddy statistics from surface drifters in the eastern North Atlantic, *J. Mar. Res.*, 41, 375-398.
- Davis, R.E., J.E. Doufour, G.J. Parks and M.R. Perkins, 1982a, Two inexpensive current-following drifters, SIO references 82-28, Scripps Institute of Oceanography, University of California, San Diego.
- Davis, R.E., 1985b, Drifter observations of coastal surface current during CODE: The method and descriptive view, *J. Geophys. Res.*, 90, 4741-4755.
- Davis, R.E., 1985c, Drifter observations of coastal surface current during CODE: The statistical and dynamical views, *J. Geophys. Res.*, 90, 4756-4772.
- Davis, R.E., Killworth, P.D., and Blundell, J.R., 1996d, Comparison of autonomous langrangian circulation explorer and fine resolution Antarctic model results in the South Atlantic, *J. Geophys. Res.* 101, 855-884.
- EUROMODEL Group, 1995, Progress from 1989 to 1992 in understanding the circulation of the Western Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta*, 18, 2: 255-271.



- Font J., C. Millot, J. Salas, A. Julia and O. Chic, 1998, The drift of the MAW from the Alboran Sea to the eastern Mediterranean, *Scient. Mar.*, 35:140-141.
- Fuda J.L., C. Millot, I. Taupier-Letage, and X. Bocognano, XBT sections across the western Mediterranean sea, *J.Mar. Syst.*, *in press*.
- Freeland, H.J., P. Rhines and H.T. Rossby, 1975, Statistical observations of trajectories of neutrally buoyant floats in the North Atlantic, *J. Mar. Res.*, 33, 383-404.
- Gascard, J.C, and C., Richez, 1985, Water masses and circulation in the western Alboran Sea and in the Strait of Gibraltar. *Progr. Oceanogr.*, 15:157-216.
- Gleen, S.M. and C.C. Ebbesmeyer, 1993, Drifting buoy observations of a Loop Current anticyclonic eddy, *J. Geophys. Res.*, 98, 20, 105-20119.
- Grupo ALGERS'96, 1996, Reporte técnico, [www.icm.csic.es](http://www.icm.csic.es)
- Grupo ALGERS'98, 1998, MATER-3: Informe preliminar de campaña, [www.icm.csic.es](http://www.icm.csic.es).
- Halide, H. and B.G. Sanderson, 1993, Determining flow field singularities from drifter trajectories. , *J. Geophys. Res.*, 98, C5, 8413-8423.
- Haynes, R. and Barton E.D., 1991, Lagrangian observations in the Iberian coastal transition zone, *J. Geophys. Res.*, 90, 14731-14741.
- Heburn, G.W. and P.E. La Violette, 1990, Variations in the structure of the anticyclonic gyres found in the Alboran Sea, *J. Geophys. Res.*, 95(C2), 1599-1613.
- Krauss, W. and C.W. Böning, 1987, Lagrangian properties of eddy fields in the northern North Atlantic as deduced from satellite-tracked buoys, *Journal Mar. Res.*, 45, 259-291.
- Kirwan A. D. Jr., Merrell, W. J. Jr., Lewis, J. K., Whitaker, R. E. and Legeckis, R., 1984b, A model for the analysis of drifter data with an application to a warm core ring in the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.*, 89, C3, 3425-3438.
- Kirwan, A.D. Jr., N. Clark, A.W., Indest, and Juping Liu, 1990, Ring evolution in general circulation models from the path analysis, *J. Geophys. Res.*, 95, 10, 18057-18073.
- Lavín, M., R. Durazo, E. Palacios, M.L. Argote, and L. Carrillo, 1997, Lagrangian observations of the circulation in the northern Gulf of California, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 2298-2305.
- La Violette, P.E, 1983, Short term measurements of surface currents associated with the Alboran Sea Gyre, during Donde va?. *EOS*, 64, 248.
- La Violette, P.E, 1984, The advection of submesoscale thermal features in the Alboran sea gyre, *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 550-565.

- López-García, M.J., C. Millot, J. Font and E. García-Ladona, 1994, Surface circulation variability in the Balearic basin, *J. Geophys. Res.*, 99:3285-3296.
- Millot, C., 1985, Some features of the Algerian current, *J. Geophys. Res.*, 90, C4: 7169-7176.
- Millot, C., 1991, Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean, *Dyn. Atm. Oceans.*, 15, 179-214.
- Millot, C., 1999, Circulation in the western Mediterranean Sea, *J.Mar. Sys.*, (in press).
- Molinari, R. and A. D. Kirwan, 1975, Calculations of differential kinematic properties from Lagrangian observations in the Western Caribbean Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 5: 483-491.
- Monin, A.S., 1986, Oceanic process with different temporal and spatial scales: *In Synoptic eddies in the ocean*, ed. Kamenkovich, V.M., M.N. Koshlyakov, A.S. Monin, D.Reidel Publishing Company, Holland, 433 pags.
- Okubo, A. and C. C. Ebbesmeyer, 1970, Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences, *Deep. Sea. Res.*, 17, 445-454.
- Okubo, A., Oceanic diffusion diagrams, *Deep Sea Res.*, 18, 789-806.
- Okubo, A. and C. C. Ebbesmeyer, 1976, Determination of vorticity, divergence and deformation rates from analysis of drogue observations. *Deep-Sea Res.*, 23, 349-352.
- Ovchinnikov, I.M., 1966, Circulation of the surface and intermediate layers of the Mediterranean, *Oceanology*, Engl. Transl., 6, 48-59.
- Owens, B., 1991, A statistical description of the mean circulation and eddy variability in the northwestern Atlantic using SOFAR floats, *Prog.Oceanog.* 28, 257-303.
- Perkins, H., T. Kinder, and P.E. La Violette, 1990, The Atlantic inflow in the Western Alboran Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 242-263.
- POEM Group, 1992, General circulation of the Eastern Mediterranean, *Earth Sci. Rev.*,32, 285-309.
- Poulain, P.M. and P.P. Niiler, 1989, Statistical analysis of the surface circulation in the California Current system using satellite-tracked drifters, *J.Phys. Oceanogr.*, 19, 1588-1603.
- Richardson Philip L, 1983, Eddy kinetic energy in the North Atlantic from surface drifters, *J. Geophys.Res.*88, 4355-4367.
- Richez, Claude., 1998, The west Spitsbergen current as seen by SOFAR floats during the ARCTEMIZ 88 experiment: Statistics, differential kinematic properties, and potential vorticity balance, *J. Geophys. Res.* 103, 15539-15565.

Richardson, 1926, Atmospheric diffusion on a distance-neighbour graph. *Proc. Roy. Soc. A.*, 110, 709-737.

Robinson, 1983, Eddies in Marine Science, *Springer-Verlag*, Berlín, Heidelberg, 609 pags.

Rosby, H.T., Riser, S.C. and Mariano, A.J., 1983, The *Western North Atlantic - A Lagrangian viewpoint*, Eddies in Marine Science, ed. A.R. Robinson, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 609 pags.

Sanderson, B.G., 1995, Structure of an eddy measured with drifters, *J. Geophys. Res.* 100, C4, 6761-6776.

Salas J., E.Garcia-Ladona, J. Font and C. Millot, 1998, Drifters and satellite thermal observations of the Algerian current in autumn and winter 1996-97. *Rapp.Comm.Int.Mer Medit.*,35:192-193..

Schmitz, W.J. Jr., Price F.J., Richardson, P.L, Owens, W.B., Webb D.C., Cheney, R.E., Rossby, H.T., 1981, A preliminary exploration of the Gulf Stream system with SOFAR floats. *J. Phys. Oceanogr.*, 11:1194-1204.

Shaw, P.T. and H.T. Rossby, 1984, Towards a Lagrangian description of the Gulf stream. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 528-540.

Taupier-Letage, I. and C. Millot, 1988, Surface circulation in the Algerian basin during 1984. *Oceanol. Acta*, 9: 79-85.

Taylor, G.I., 1921, Diffusion by continuous movements. *Proc. London Math. Soc.*, 20, 196-212.

WMCE, 1990, The Western Mediterranean circulation experiment, *J. Geophys. Res.*, 95(C2), 1511-1635.

Tintoré, J. P.E. La Violette, I. Bladé, 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.

Viudez, A. and J.Tintoré, 1995, Time and space variability in the eastern Alboran Sea from March to May 1990, *J.Geophys. Res.*, 100, 8571-8586.

## II. Datos

En los años de 1996 y 1998 se realizaron 2 campañas oceanográficas en la cuenca Argelina Occidental a bordo del BIO HESPERIDES perteneciente a la Armada Española. En esos experimentos, la componente principal de instrumentación utilizada para medir la variación superficial de la corriente en la cuenca Argelina fue el despliegue de boyas lagrangeanas seguidas mediante el sistema Argos e imágenes de temperatura superficial obtenidas mediante los satélites de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration Satellite). Por lo tanto el conjunto de datos de este estudio se conformó de 33 seguidores de corrientes oceánicas (boyas lagrangeanas) y por imágenes infrarrojas de temperatura superficial.

### 2.1 Boyas lagrangeanas

Desde la década de los años setentas varios Oceanógrafos vienen empleando diversos modelos de boyas lagrangeanas para medir las diferentes componentes que conforman el espectro espacio-temporal de la circulación oceánica. Sin embargo la fabricación de esas boyas en aquellos años era muy costosa, porque se buscaba diseñar una boya que resistiera durante largo tiempo dentro. Por otra parte el diseño de las velas de arrastre y los flotadores superficiales de cada modelo de boya, no guardaban una razón de arrastre lo suficientemente grande para evitar que la deriva de la boya y su posterior calculo de la velocidad fueran influenciadas por procesos no lineales y fuerzas no periódicas, creadas principalmente por las ondas superficiales gravitatorias (Weller y Davis, 1980). Como ejemplo de esos fenómenos se pueden citar al rompimiento del oleaje alrededor de una boya, este efecto originaba la unión de la vela de arrastre con el flotador superficial. Adicionalmente el esfuerzo del viento produce una fuerza adicional sobre la vela de arrastre lo cual ocasiona que la boya derive en la dirección hacia donde sopla el viento. Por otra parte la variación de la velocidad de la deriva de Stokes, crea un movimiento adicional a la deriva de la boya (Davis et al, 1982a). Desde los años ochenta el efecto de esos procesos dinámicos sobre las boyas lagrangeanas comenzó a ser estudiado en experimentos de laboratorio por el grupo del profesor Russ Davis y el grupo del profesor Pear P. Niiler de la Institución Oceanográfica Scripps. Estos grupos unieron sus esfuerzos para diseñar boyas lagrangeanas de bajo costo (Davis et al, 1982); que incluyeran una vela, cables y flotadores superficiales con una razón de arrastre mayor respecto a las utilizadas en modelos anteriores (Sombardier y Niiler, 1994; Niiler et al, 1995), los cuales han sido probados en varios experimentos de circulación oceánica tales como CODE (Coastal Ocean Dynamics Experiment), MILDEX (Mixed Layer Dynamics Experiment), WOCE (World Ocean Circulation Experiment) y

TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere), en los que han participado diferentes instituciones oceanográficas.

A partir del modelo de boya lagrangeana fabricada por Davis et al, (1982a), varias empresas privadas de instrumentación oceanográfica han diseñado diferentes modelos modificados de esa boya, tratando de obtener una boya que incluya en su diseño ciertos parámetros hidrodinámicos y un material resistente que le permita mantenerse en el agua por un tiempo suficientemente largo.

A continuación se describirá la arquitectura de la radio-boya del tipo Davis empleada en el experimento MILDEX (Davis et al, 1982a), la cual es empleada en aquellas áreas oceánicas de extensión limitada y en experimentos de corta duración; como por ejemplo el realizado durante 1996 y 1997 en el Mar Catalán dentro de los proyectos (CAIMAN e INTERMESO), para el seguimiento de larvas de peces, y en los cuales participé, armándoles, tirándoles y siguiéndoles con una antena receptora instalada en el barco (más adelante se muestran las trayectorias obtenidas en esas campañas). Posteriormente se detallan los tres modelos de boyas del tipo ARGOS, frecuentemente utilizados en estudios de larga duración como es el caso de este estudio. Dos de ellos, el modelo A104 y A111, fueron diseñados por la compañía de instrumentos Brightwaters los cuales son una variante de la boya tipo Davis y el tercer modelo, el SC40, fue diseñado por la compañía de instrumentos Serpe-Iesm.

### 2.1.1 Radio boyas tipo Davis

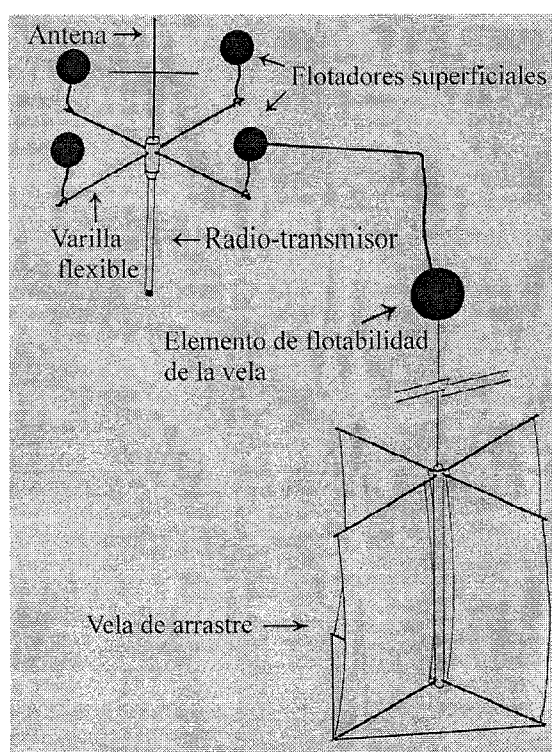


Figura 1. Configuración de la radio-boya tipo Davis.

Este tipo de boyas consiste de un tubo de 1 m de longitud, donde se guardan las pilas y un emisor de radio, de cuya parte superior sobresale con 50 cm la antena transmisora. La flotabilidad dentro del agua del tubo es dada por cuatro boyas pequeñas atadas a dos varillas flexibles de 1 m de largo, que se cruzan precisamente en la parte superior del tubo. De una de esas boyas se desprende un cable unido por a una boya más grande que sostiene centrado a la profundidad deseada el elemento de arrastre(vela), formado por cuatro telas verticales de dimensiones 50x100 cm y una más de dimensiones 100x100 cm colocada horizontalmente por debajo de estas (Figura 1).

### 2.1.2 Modelo A104

Estos instrumentos pueden permanecer en funcionamiento dentro del agua por un año sin recibir servicio de mantenimiento alguno.

El diseño exterior del modelo A104 es similar al de las boyas lagrangeanas desarrolladas por Davis (1982). Este consiste de un tubo vertical de 60 cm de longitud y cuya función es proteger el sistema electrónico. De su parte superior sobresalen con 50 cm de largo dos antenas transmisoras, y cuatro boyas pequeñas de aproximadamente 25 cm de diámetro, atadas a los extremos de dos varillas flexibles de 2 m cruzadas entre sí, y cuya función es la de proporcionar flotabilidad al instrumento dentro del agua (Figura 2a).

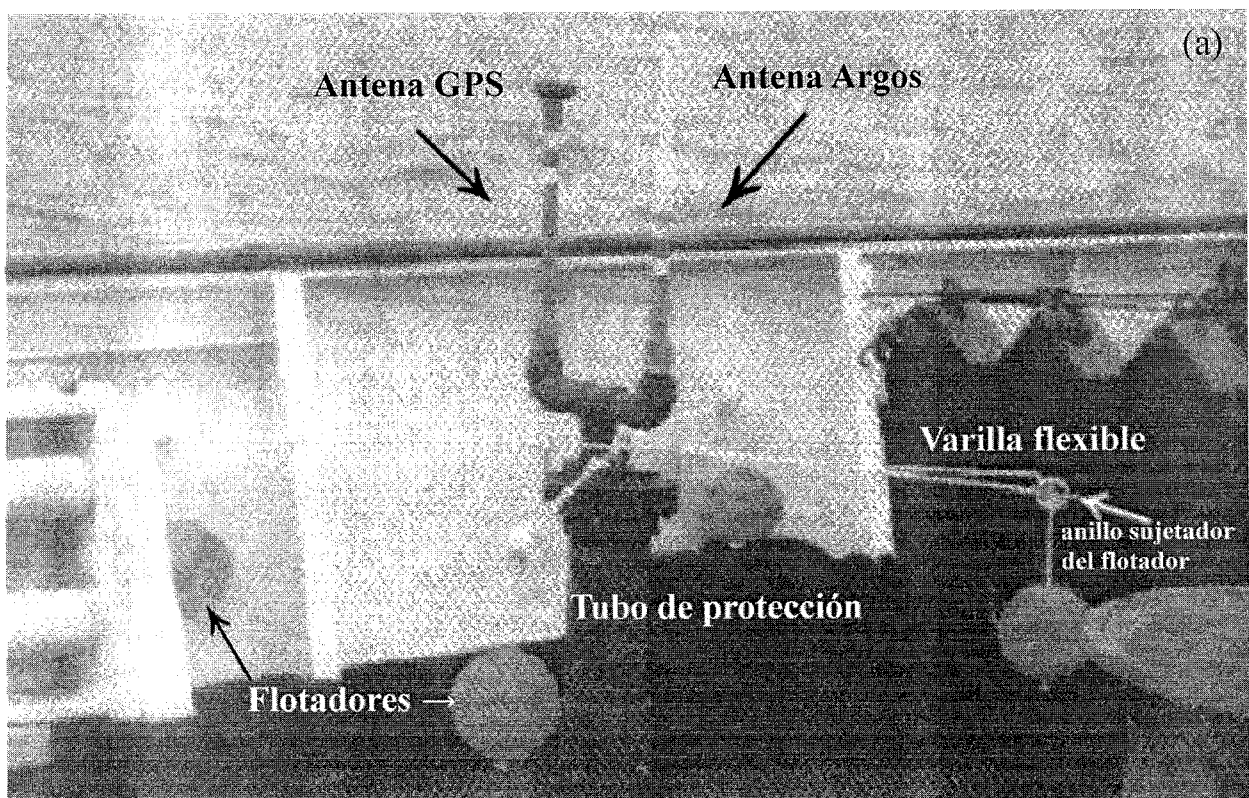


Figura 2a. Arquitectura de la boya modelo A104.

Esta boya de deriva lagrangeana tipo Davis, combina dos sistemas de localización remota, un GPS (Global Positioning System) con un emisor Argos, lo cual ofrece varias ventajas sobre diseños anteriores. Por ejemplo, las series de tiempo de las posiciones son almacenadas internamente y transmitidas mediante el sistema de satélite Argos. La ventaja de enviar las posiciones GPS vía Argos, es que se obtienen dos posiciones que verifican la localización real del instrumento dentro del agua. Por otra parte la exactitud de la posición medida incrementa dentro de 100m de longitud y por lo tanto no depende de la calidad de la transmisión (como más adelante se explica), además las posiciones del flotador pueden registrarse a un intervalo de tiempo especificado. En el experimento de 1996 el intervalo de tiempo especificado fue de 30 minutos. Adicionalmente este modelo fue provisto de sensores para medir la temperatura superficial del agua.

### 2.1.3 Modelo A111

El cuerpo cilíndrico del modelo A111 está acoplado a una rueda flotadora, de 30 cm de diámetro, de la que sobresale por la superficie del mar el transmisor Argos de 45 cm de largo (Figura 2b).

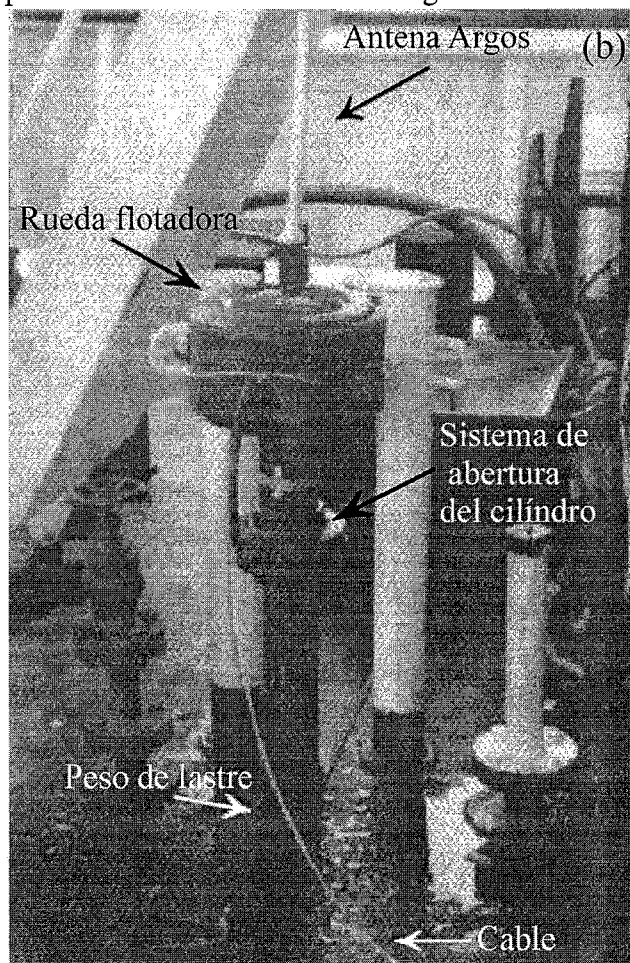


Figura 2b. Arquitectura de la boya modelo A111.



Desde la rueda cilíndrica se desprende un cable de 5m que sujeta a un flotador secundario, cuya función es dar flotabilidad vertical a una vela de arrastre ó calcetín de 10 m, similar a la definida como estándar para los programas internacionales TOGA-WOCE. El calcetín, esta fabricado con tela de malla plástica, su estructura se conforma por una serie de 10 anillos de diámetro de 0.75 m y separados a 1 m de longitud. El modelo A104 fue equipado con una vela de arrastre del mismo tipo pero el diámetro de los anillos (1.5m) fue mayor al de la vela del modelo A111 (Figura 3c).

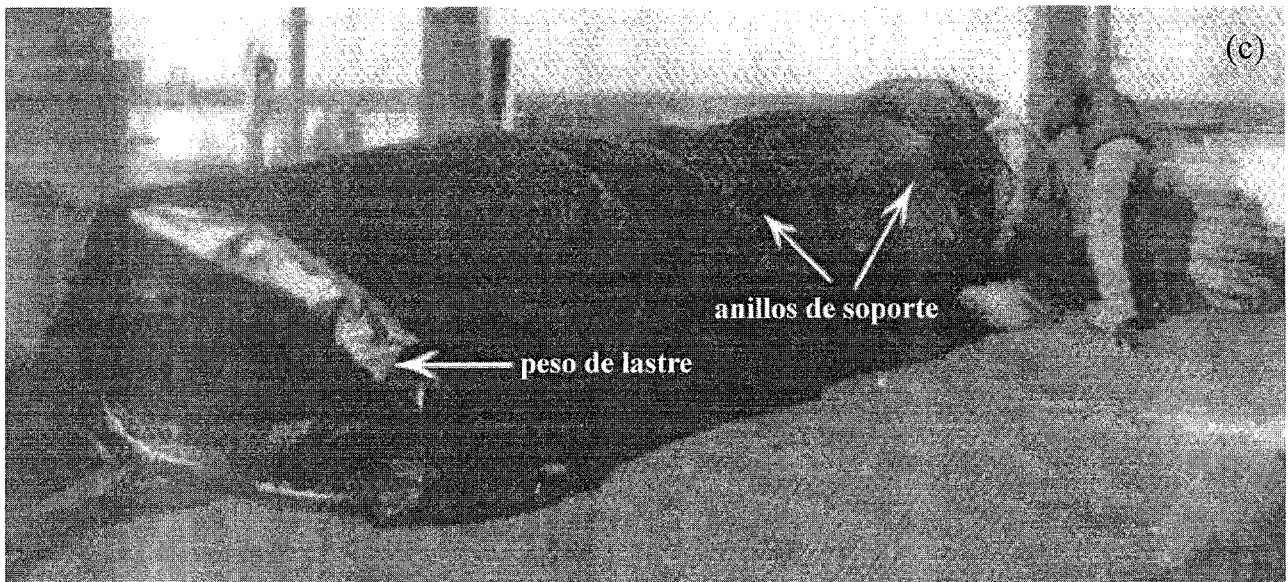


Figura 3c. Calcetín de arrastre vertical de 10 m de longitud, utilizado con ambos modelos de boyas. La vela de arrastre es similar a la empleada en los experimentos WOCE-TOGA (World Ocean Circulation Experiment y Tropical Ocean and Global Atmosphere).

#### 2.1.4 Modelo SC40 V3

La estructura de esta boya es de la forma de un flotador esférico de 40 cm de diámetro, fabricado con material de propileno inyectado de color gris, cuya función es proteger la antena transmisora y el sistema electrónico de cualquier facto externo que pudiese dañarle, aumentando su probabilidad de vida dentro del agua (Figura 4). En la parte inferior de la boya SC40 se sitúa un sensor que mide la temperatura del agua 15 minutos antes de cada transmisión Argos, adicionalmente a esas observaciones se reciben medidas de tensión de la pila y el consumo de energía.

Este modelo de boya fue equipada con una vela de arrastre tipo calcetín de 10 m de largo, sujeta a una línea de flotabilidad para amortiguar los efectos dinámicos anteriormente mencionados.



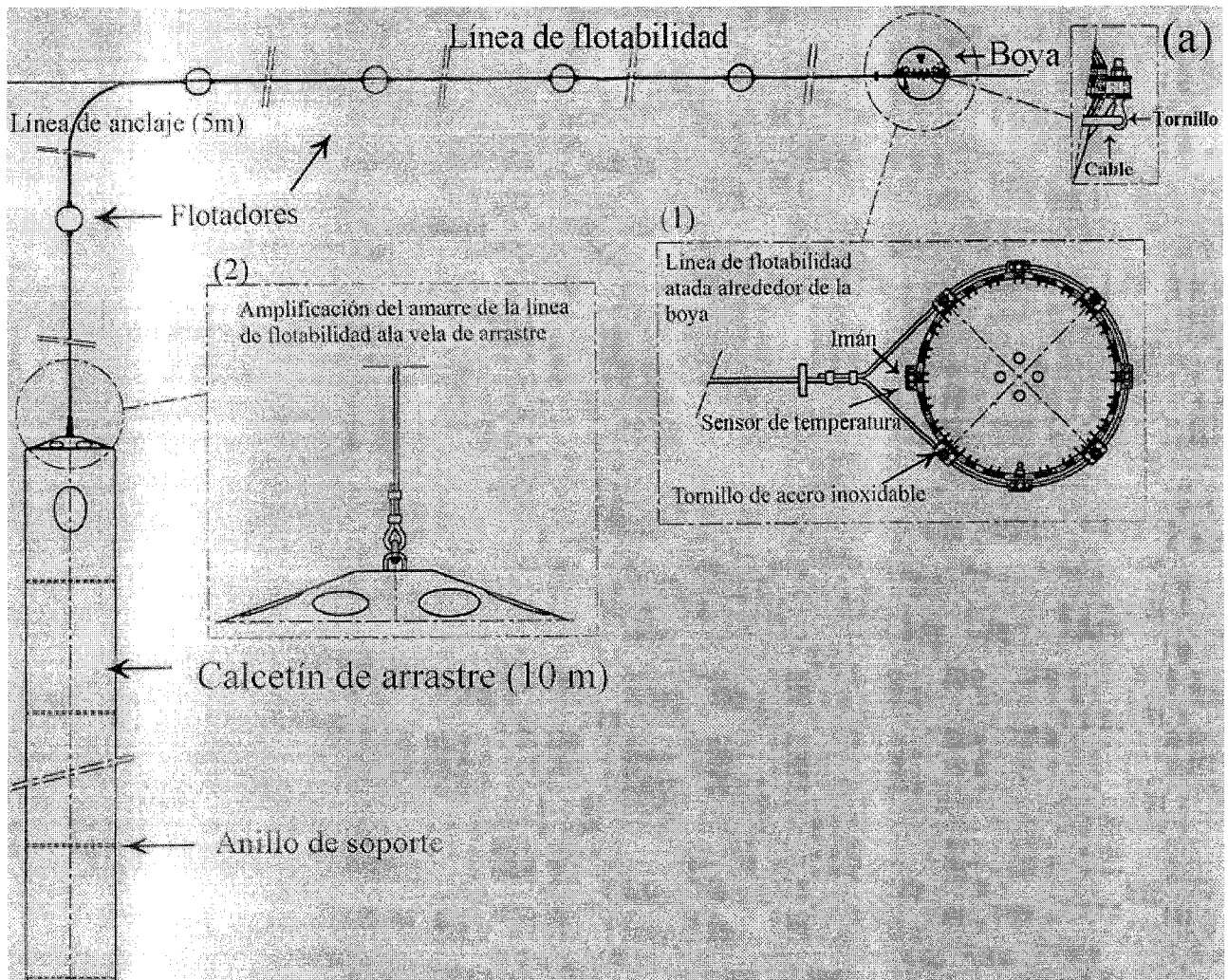


Figura 4. Plano de la configuración de la boya SC40 V3 con la línea de flotabilidad que soporta a la vela de arrastre. 1) Detalles de la boya SC40 atada al cable de flotabilidad. 2) Detalle de los amarres de la línea de flotabilidad al calcetín de arrastre

## 2.2 Localización de las boyas

### 2.2.1 Radio-boyas tipo Davis

La localización de las radio-boyas del tipo Davis, se realiza mediante la triangulación de rumbos, obtenidos mediante una antena receptora Yagi de 5 elementos, instalada en un barco ó avión. Sobre una altura de 18 m esta antena los errores de medición no suelen superar los  $3^\circ$  (Davis et al, 1982). Esa antena se puede girar mediante un dispositivo eléctrico en la dirección que la radio-boya esta emitiendo una frecuencia característica acotada entre 405.5-405.6 Hz. El alcance de recepción de las antenas desde el lugar donde se localizan, es variable: por ejemplo en los barcos es de 10 km, en costas con elevaciones de 50 m es de 30 km y arriba de 70 km desde un avión o sitios muy elevados.

### 2.2.2 Boyas tipo Argos

La posición de la boya durante su deriva en el agua se calcula con el cambio en frecuencia (efecto Doppler) de la señal emitida originalmente a 401.650 Mhz vía las PTT's (Platform Transmitter Terminals) a los satélites de búsqueda POES (Polar Orbiting Environmental Satellites) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) que pasan sobre éstas: La localización del transmisor se calcula sobre la recepción de cuatro o más mensajes (Figura 5a). Después se calculan las posibles posiciones del transmisor dentro de un cono definido desde un vértice, hasta la posición del satélite cuando este recibió el último mensaje, y con el ángulo del vértice como una función de la diferencia entre la frecuencia medida por el satélite y la frecuencia emitida por el transmisor (efecto Doppler) (Figura 5b). A partir de estas se hace un cálculo inicial de las posiciones del transmisor con el primer y el último mensaje registrados durante su paso y con la frecuencia más

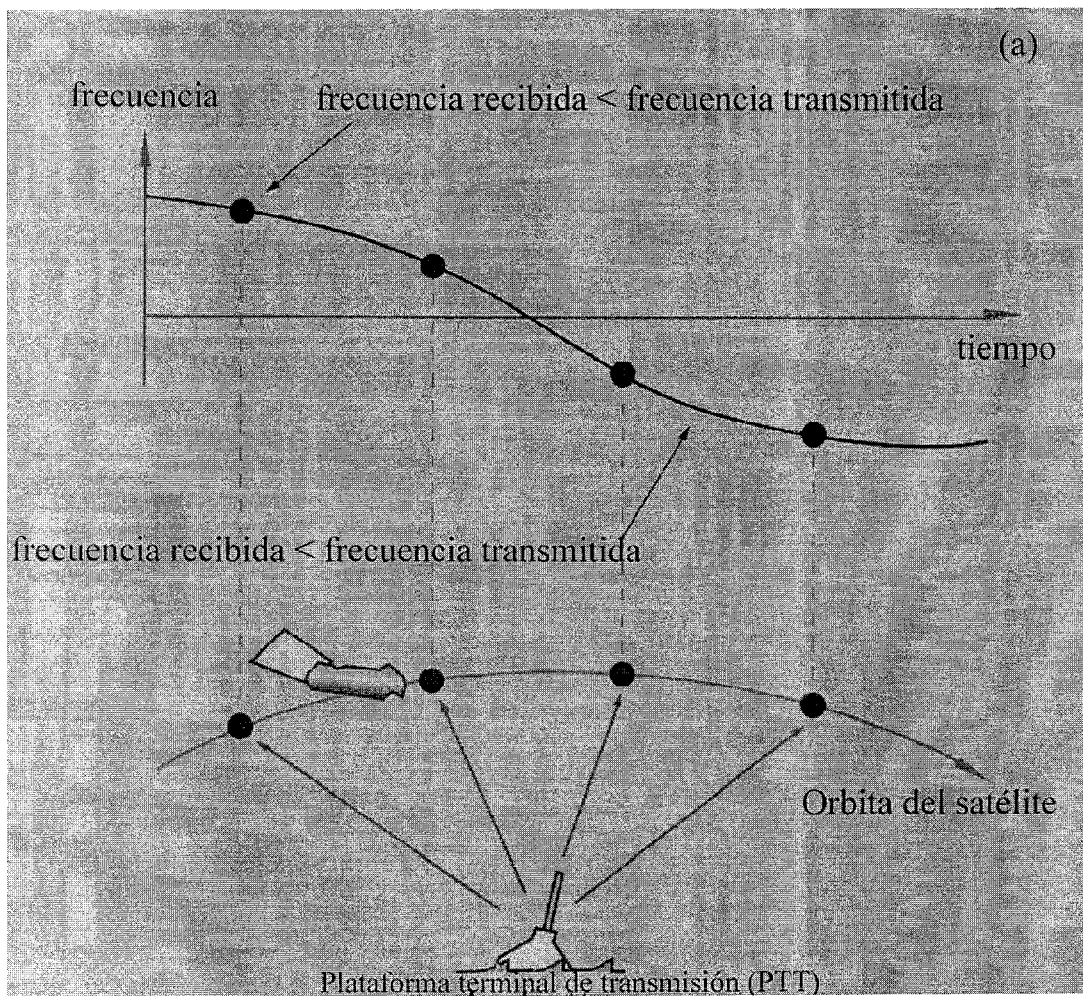


Figura 5a. Localización Argos de las boyas o PTT's (Platform transmitter terminals) basado en el efecto Doppler (figura tomada y modificada del manual del usuario Argos)

recientemente calculada. La intersección de los conos para esos dos mensajes con el radio terrestre, más la altura del transmisor (altitud de la esfera) proporcionan dos posibles posiciones (figura 5b).

Para cada posición, se aplica un análisis de cuadrados mínimos a las ecuaciones que representan a las coordenadas geocéntricas de la tierra y del satélite, y la señal Doppler, mejorándose la posición estimada del transmisor y de la frecuencia transmitida. La observación con la mejor frecuencia es la que se toma como la posición real de la boya.

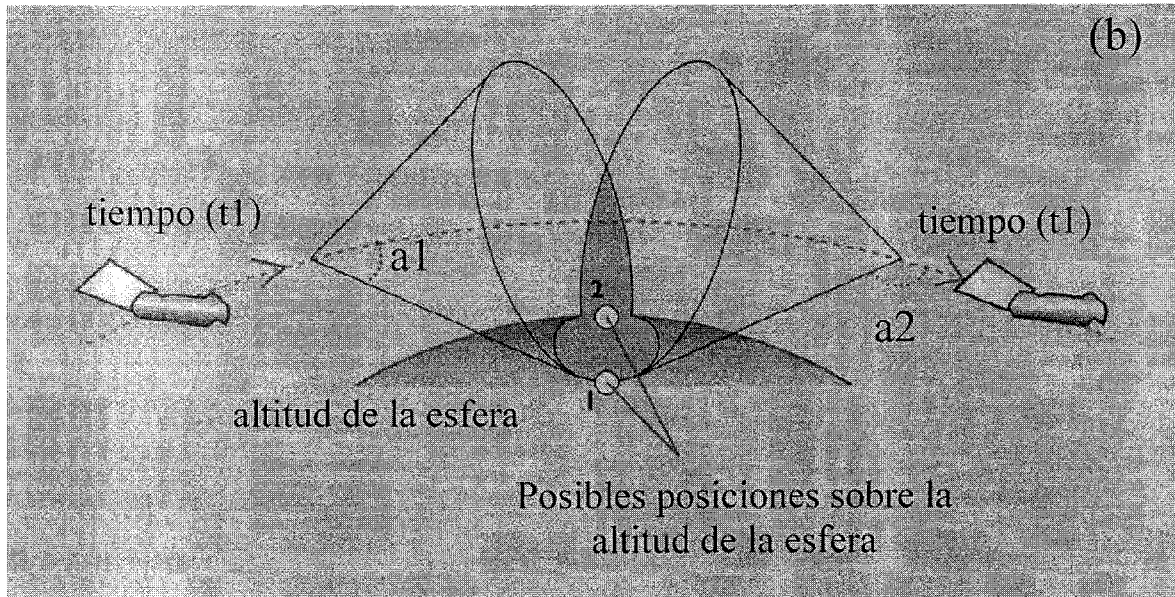


Figura 5b. Posibles posiciones calculadas de la boya (figura tomada y modificada del manual del usuario Argos)

Al menos dos satélites están en servicio simultáneamente, en sincronía solar y polar, abarcando órbitas circulares a una altitud de 850km, lo que permite tener una cobertura global de todas las boyas. Sus planos orbitales rotan alrededor del eje polar a la misma razón como la tierra rota alrededor del sol, a una revolución completa por año. Cada revolución orbital cruza el plano ecuatorial en horas de tiempo solar determinadas. Sin embargo, cada satélite pasa dentro de la visibilidad de cualquier transmisor casi al mismo tiempo local de cada día. El tiempo que le toma el completar una revolución alrededor de la tierra es de aproximadamente 102 minutos. A un tiempo dado, los dos satélites observan simultáneamente todos los transmisores dentro de un círculo de diámetro aproximado de 5000 km. Debido a la rotación de la tierra el número de pases diarios sobre un transmisor puede incrementar con la latitud. En los polos un par de satélites observan en su recorrido a cada transmisor, unas 28 veces al día. La duración de la visibilidad del transmisor por el satélite es de 10 minutos en promedio.

### 2.3 Longitud de las series de tiempo de las trayectorias de las boyas

Durante el primer experimento descrito en esta memoria se utilizaron tres boyas modelo A104 y quince boyas modelo A111. Su posterior localización vía sistema Argos varió de a 6-8 veces al día. El modelo A104 está diseñado originalmente para transmitir posiciones durante varias semanas. Los transmisores de las boyas A111 y SC40 V3 fueron programados para completar un ciclo de funcionamiento de un año con un período continuo de emisión, que inició cuando se retiró un imán localizado en el cuerpo principal del modelo A111, y en la parte inferior de la esfera en el caso del modelo SC40 V3. Sin embargo algunas de estas boyas dejaron de transmitir en mar abierto más rápidamente de lo esperado, y en otros casos derivaron hacia la costa por las interacciones entre el flujo medio y los remolinos. El tiempo de vida medio de las 18 boyas del primer experimento fue de 68 días, y de las quince utilizadas en el segundo experimento fue de 76 días, con variaciones individuales de 1 día hasta varios meses (Tabla I y Tabla II).

Tabla I. Información de las boyas de deriva utilizadas en el experimento ALGERS'96, incluyendo el número de serie, el número de identificación para el modelo A104 y para el modelo A111 y el número de la plataforma. Posición inicial y final de las boyas dentro del agua, última localización y longitud de las series de posiciones.

Numero de identificación de las boyas (PTT's)	Fecha de ubicación (día/mes/año)	Tiempo (hrs)	Posición inicial (N-E)	Posición final (N-E)	Ultima fecha de localización	Longitud de la series (días)
01-A104-20779	17/10/96	02.52	36.61-00.22	37.13-11.24	18/11/96	31
02-A104-20780	17/10/96	04.06	36.52-00.22	36.78-02.02	24/10/96	6
03-A104-20781	17/10/96	05.48	36.45-00.25	36.73-02.67	26/10/96	8
04-A101-18724	17/10/96	20.53	37.39-00.34	38.08-14.45	18/02/96	124
05-A101-18723	17/10/96	22.58	37.30-00.38	36.70-01.97	11/11/96	24
06-A101-18715	18/10/96	02.01	37.21-00.41	32.53-14.65	31/03/97	165
07-A101-18717	18/10/96	03.42	37.13-00.41	36.95-11.11	30/01/97	104
08-A101-18725	18/10/96	06.44	37.04-00.49	37.21-09.18	02/12/96	45
09-A101-18719	18/10/96	09.01	36.93-00.55	38.76-07.16	24/12/96	67
10-A101-18722	18/10/96	12.20	36.86-00.63	38.10-12.70	12/01/97	86
11-A101-18718	18/10/96	12.40	36.83-00.62	37.46-07.22	13/01/97	87
12-A101-18721	18/10/96	14.49	36.78-00.64	37.66-12.51	07/01/97	81
13-A101-18716	18/10/96	15.39	36.74-00.64	36.94-01.14	19/10/96	1
14-A101-18727	18/10/96	18.08	36.70-00.67	37.03-06.31	01/12/96	44
15-A101-18713	18/10/96	18.30	36.66-00.67	35.84-14.54	14/03/97	147
16-A101-18714	18/10/96	19.58	36.62-00.70	37.03-08.92	03/12/96	46
17-A101-18726	18/10/96	20.18	36.57-00.71	43.20-10.53	18/02/97	123
18-A101-18720	18/10/96	20.39	36.53-00.73	37.14-04.36	18/11/96	31

Tabla II. Información de las boyas de deriva utilizadas en el experimento ALGERS'98, incluyendo el número de serie y el número de identificación de la plataforma. Posición inicial y final de las boyas dentro del agua, última localización y longitud de las series de posiciones.

Número de identificación de las boyas (PTT's)	Fecha de ubicación (día/mes/año)	Tiempo (hr/min)	Posición inicial (N-E)	Posición final (N-W)	Última fecha de localización (día/mes/año)	Longitud de las series (días)
01-18724	19/05/98	19.06	38.37-1.25	41.37-2.81W	20/10/98	153
02-18720	19/05/98	21.45	38.29-1.25	41.58-2.54W	04/08/98	76
03-18719	20/05/98	00.09	38.18-1.27	36.99-1.89W	06/06/98	17
04-18718	20/05/98	02.66	38.11-1.32	39.10-1.51W	10/15/98	149
05-18726	20/05/98	05.83	38.03-1.36	37.49-1.47W	16/08/98	88
06-18727	20/05/98	09.08	37.96-1.38	37.92-0.11W	23/06/98	34
07-18723	20/05/98	12.86	37.86-1.42	37.58-0.96W	29/08/98	101
08-18717	20/05/98	16.66	37.77-1.43	37.40-1.57W	14/10/98	147
09-18714	20/05/98	19.59	37.69-1.48	37.86-0.58W	29/06/98	40
10-18713	20/05/98	23.92	37.63-1.52	38.56-0.11W	05/07/98	46
11-18721	21/05/98	02.75	37.55-1.58	38.27-0.31W	26/06/98	36
12-18725	21/05/98	05.83	37.46-1.57	38.19-0.81W	30/06/98	40
13-18715	21/05/98	09.75	37.38-1.64	35.96-0.08W	18/09/98	120
14-18722	21/05/98	13.00	37.28-1.65	38.55-0.13W	05/06/98	15
15-18716	21/05/98	14.61	37.21-1.72	37.15-1.90W	16/06/98	26

#### 2.4 Mapas de temperatura superficial

Los mapas de temperatura superficial de este estudio fueron obtenidos mediante el sensor infrarrojo AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), instalados en los satélites de la NOAA. Ese sensor infrarrojo a diferencia de los sensores MRIR (Medium Resolution Infrared Radiometer) y HRIR (High Resolution Infrared Radiometer) utilizados en los satélites Tiros y Nimbus, respectivamente, ofrece una mejor resolución espacial (1.1 km en el nadir) en cada pixel de la imagen, además de realizar una observación de la superficie del océano en 5 bandas espectrales (Tabla III).

Tabla III. Características espectrales del sensor AVHRR-NOAA

Banda	Amplitud( $\mu\text{m}$ )	Región Espectral
1	0.55-0.68	Rojo
2	0.72-1.10	Infrarrojo cercano
3	3.55-3.93	Infrarrojo medio
4	10.30-11.30	Infrarrojo térmico
5	11.50-12.50	Infrarrojo térmico

Por otra parte este tipo de satélite fue diseñado para ofrecer un ciclo de cobertura muy corto; una imagen cada 12 horas, en los momentos de máxima y mínima insolación. Este ciclo se ha mejorado a 6 hrs. por la sincronización entre los dos satélites que operan simultáneamente a una altura orbital de 833 a 870 km., cubriendo en una imagen un área aproximada de 3000 km de lado.



Una forma rápida y gratuita de conseguir estas imágenes es desde el DLR (German Aerospace Research Center) y pueden ser obtenidas vía internet mediante el GISIS (Graphical Interface to the Intelligent Satellite Data Information System). Durante la campaña oceanográfica, las posiciones de las boyas e imágenes AVHRR fueron recibidas a bordo del Hespérides usando la estación receptora HRPT (High Resolution Picture Transmission) del sistema Terascan TS 300.

Los mapas de SST (Sea Surface Temperature) de GISIS utilizados representan promedios de temperatura diaria y semanal medidas desde satélite. Las imágenes diarias se construyen con los valores máximos medidos en cada pixel de las imágenes de temperatura medidas durante el día y la noche, con lo cual se minimiza la cobertura de nubes. Sin embargo esta técnica, muchas veces, introduce puntos de agua caliente dentro de la imagen, que no tienen ninguna relación directa con la dinámica superficial del área en estudio. Este problema no se observó frecuentemente en las imágenes utilizadas durante el experimento. Las imágenes semanales usadas cuando no hay imagen diaria por cobertura nubosa se construyen con los máximos de las imágenes diarias usadas en el promedio de cada posición del pixel. En las imágenes usadas, los colores oscuros se refieren a aguas cálidas, los colores grises corresponden a aguas frías y los blancos representan a las nubes. En la tabla IV, se muestran los detalles de las imágenes de temperatura utilizadas en el experimento ALGERS'96.

Tabla IV. Lista de imágenes de temperatura superficial utilizadas en este estudio para el periodo del 10 Octubre de 1996 al 03 de Enero de 1997.

Numero de imagen	Fecha de toma (d/m/a)	Imagen diaria ó Semanal
1	10/10/96	Diaria
2	16/10/96	Diaria
3	21/10/96	Diaria
4	27/10/96	Diaria
5	03/11/96	Diaria
6	05/11/96	Diaria
7	07/11/96	Diaria
8	12/11/96	Diaria
9	14/11/96	Diaria
10	18/11/96	Semanal
11	22/11/96	Diaria
12	23/11/96	Diaria
13	03/12/96	Diaria
14	04/12/96	Diaria
15	06/12/96	Diaria
16	13/12/96	Diaria
17	21/12/96	Diaria
18	03/01/97	Diaria

Tabla V. Lista de imágenes de temperatura superficial utilizadas en este estudio para el periodo del 05 de Enero de 1998 a Septiembre de 1998.

Numero de imagen	Fecha de toma (d/m/a)	Imagen diaria ó Semanal
1	05/01/98	Semanal
2	08/01/98	Diaria
3	09/01/98	Diaria
4	17/01/98	Diaria
5	28/01/98	Diaria
6	04/02/98	Diaria
7	07/02/98	Diaria
8	10/02/98	Diaria
9	13/02/98	Diaria
10	15/02/98	Diaria
11	18/02/98	Diaria
12	19/02/98	Diaria
13	06/03/98	Diaria
14	16/03/98	Diaria
15	02/04/98	Diaria
16	07/04/98	Diaria
17	09/04/98	Diaria
18	13/04/98	Diaria
19	17/04/98	Diaria
20	25/04/98	Diaria
21	30/04/98	Diaria
22	07/05/98	Diaria
23	01/06/98	Diaria
24	13/06/98	Diaria
25	26/06/98	Diaria
26	02/07/98	Diaria
27	15/07/98	Diaria
28	30/07/98	Diaria
29	12/08/98	Diaria
30	24/08/98	Diaria
31	05/09/98	Diaria
32	10/09/98	Diaria
33	15/09/98	Diaria
34	24/09/98	Diaria
35	30/09/98	Diaria
36	01/10/98	Diaria
37	03/10/98	Diaria
38	06/10/98	Diaria
39	10/10/98	Diaria
40	14/10/98	Diaria
41	18/10/98	Diaria
42	22/10/98	Diaria
43	26/10/98	Diaria
44	28/10/98	Diaria
45	30/10/98	Diaria
46	02/11/98	Diaria
47	04/11/98	Diaria
48	10/11/98	Diaria
49	12/11/98	Diaria
50	26/11/98	Diaria

### 2.5 Estrategia de despliegue de las boyas

Para soltar las boyas dentro del agua, el barco avanzó a muy poca velocidad, facilitando la maniobra de despliegue de la vela de arrastre a las dos personas que participaron durante esta operación. Cerca de la cubierta de babor del barco, una de las personas fue soltando pausadamente hacia el mar cada uno de los 10 anillos que forman la vela de arrastre, mientras que otra persona sujetaba el calcetín por el otro extremo, el que la unía con la boya (Figura 6). Siguiendo esta estrategia de despliegue se permitió que el barco a muy poca velocidad extendiera la vela de arrastre, posteriormente la boya se tiro hacia el agua, el peso de la vela más el peso del agua hundieron al elemento de arrastre por debajo de la superficie, quedando centrado el arrastre principal a 10 m. Finalmente la boya derivó con la corriente exhibiendo sobre la superficie del agua las antenas transmisoras y un conjunto de flotadores (Figura 6)

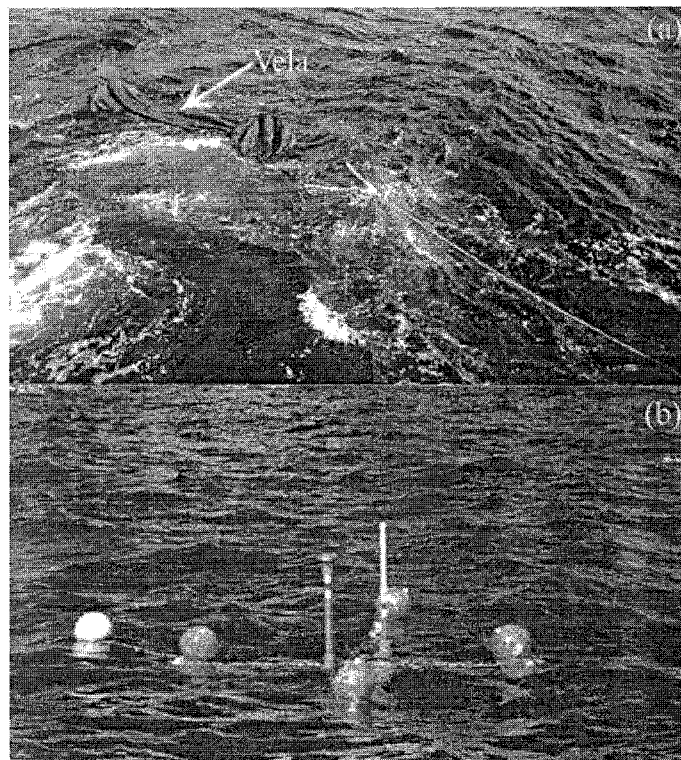


Figura 6. Despliegue de la vela de arrastre y configuración de la boya dentro del agua (Modelo A104). El modelo A111 muestra una distribución similar de cada una de sus componentes dentro del agua.

### 2.6 Experimento ALGERS'96

La campaña ALGERS'96 se realizó a bordo del B.I.O. Hespérides perteneciente a la Armada Española. Durante los días previos a la campaña, las imágenes de temperatura superficial exhibieron una intensa variabilidad de mesoscala a lo largo de la corriente Argelina, pero cerca de



los 0°E al inicio de la corriente Argelina, las imágenes de satélite captaron la presencia de una inestabilidad de mesoscala energética. La inestabilidad aparece como un meandro de la corriente, rodeando a un remolino anticiclónico costero y asociado con un remolino ciclónico situado aguas arriba del meandro y hacia mar abierto. Esta estructura de mesoscala fue escogida como el área específica a medir tri-dimensionalmente e interdisciplinariamente, durante el experimento ALGERS'96 (Font et al, 1998a). El experimento inició el día 15 de Octubre de 1996 y se tuvo que interrumpir el día 21 de Octubre, a causa de un problema técnico en el buque, con lo cual no se pudo seguir con detalle la evolución del meandro de la corriente Argelina.

El lanzamiento de las boyas al agua comenzó el 17 de Octubre, con la ubicación de tres boyas modelo A104 en el centro de la corriente Argelina y aguas arriba del meandro, separadas por 8 y 10 km de longitud (Figura 7). Las otras 15 boyas modelo A101 fueron lanzadas a lo largo de una línea que cruzo el centro de la bien desarrollada parte ciclónica de la estructura, exactamente aguas arriba del meandro. De esas 15 boyas, 8 fueron situadas en la parte interna del meandro (núcleo de la corriente Argelina) a una distancia de 3 y 6 km, las 7 boyas restantes fueron dispuestas en la parte ciclónica, separadas a 8-11 km de distancia(Figura 7).

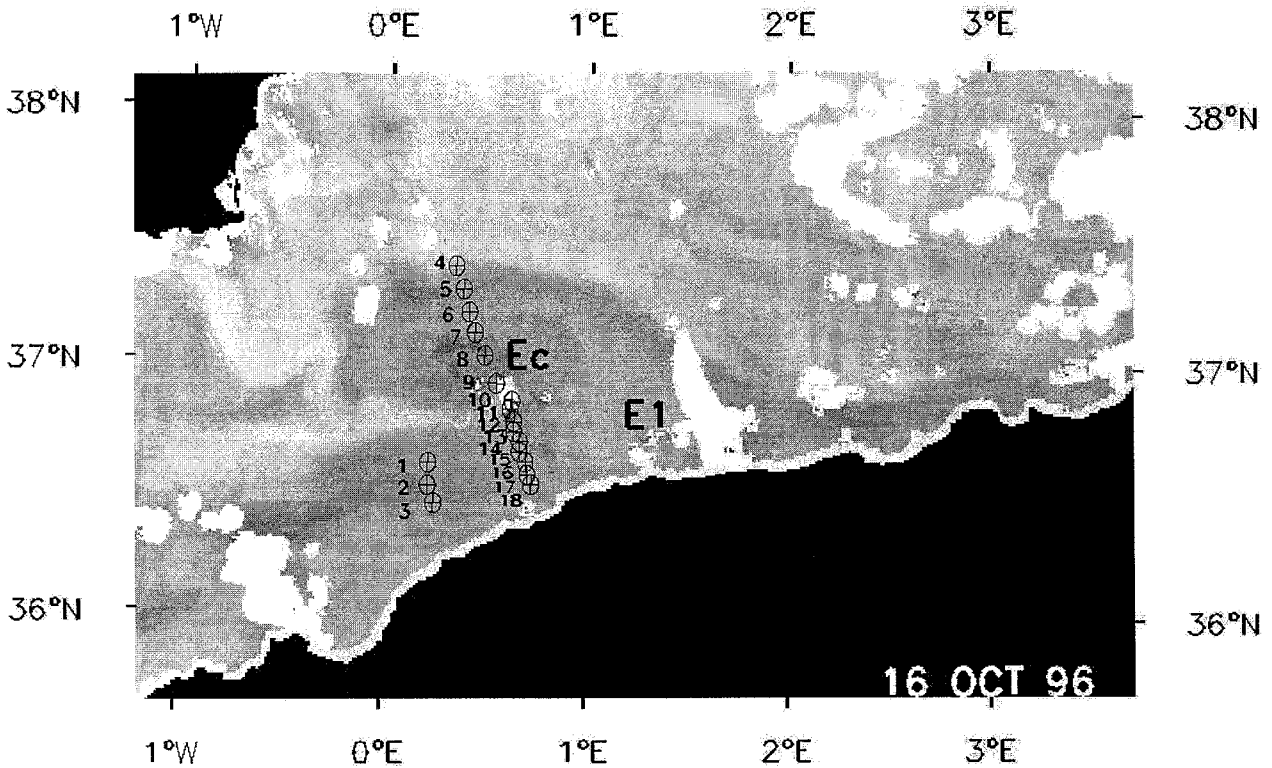


Figura 7. Imagen del 16 de Octubre de 1996, exhibiendo la inestabilidad de la CA, y la ubicación de las 18 boyas liberadas al mar durante el experimento ALGERS'96. Los números observados detrás de la posición inicial de las boyas (círculo cruzado) representan el número de identificación de cada boya.

### 2.7 Experimento ALGERS'98

Debido a la falla técnica del buque durante el experimento ALGERS'96, el programa Nacional de Ciencia y Tecnología Marinas de España, concedió un presupuesto adicional y un permiso para usar el B.I.O Hespérides, para repetir el experimento de ALGER'S96 y completar en detalle la evolución de un meandro o inestabilidad de la corriente Argelina. Sin embargo las autoridades Argelinas negaron el permiso para navegar en aguas de Argelia, con lo cual el objetivo de medir una inestabilidad de la corriente Argelina se tuvo que cambiar a medir un remolino estable de mar abierto de 140 km de diámetro, detectado mediante imágenes de temperatura superficial al sur de Ibiza días antes a la campaña (Figura 8). La campaña ALGERS'98 se realizó desde el 18 hasta el 27 de Mayo de 1998, los detalles de la estrategia utilizada para estudiar el remolino se pueden consultar en el Informe técnico MATER-3 (Font et al, 1998b). Del 19 al 21 de Mayo se lanzaron un total de 15 boyas modelo SC40V3 a lo largo de una radial que cruzo diametralmente el centro del remolino y separadas entre ellas a distancias de 5 a 10 km (Tabla II).

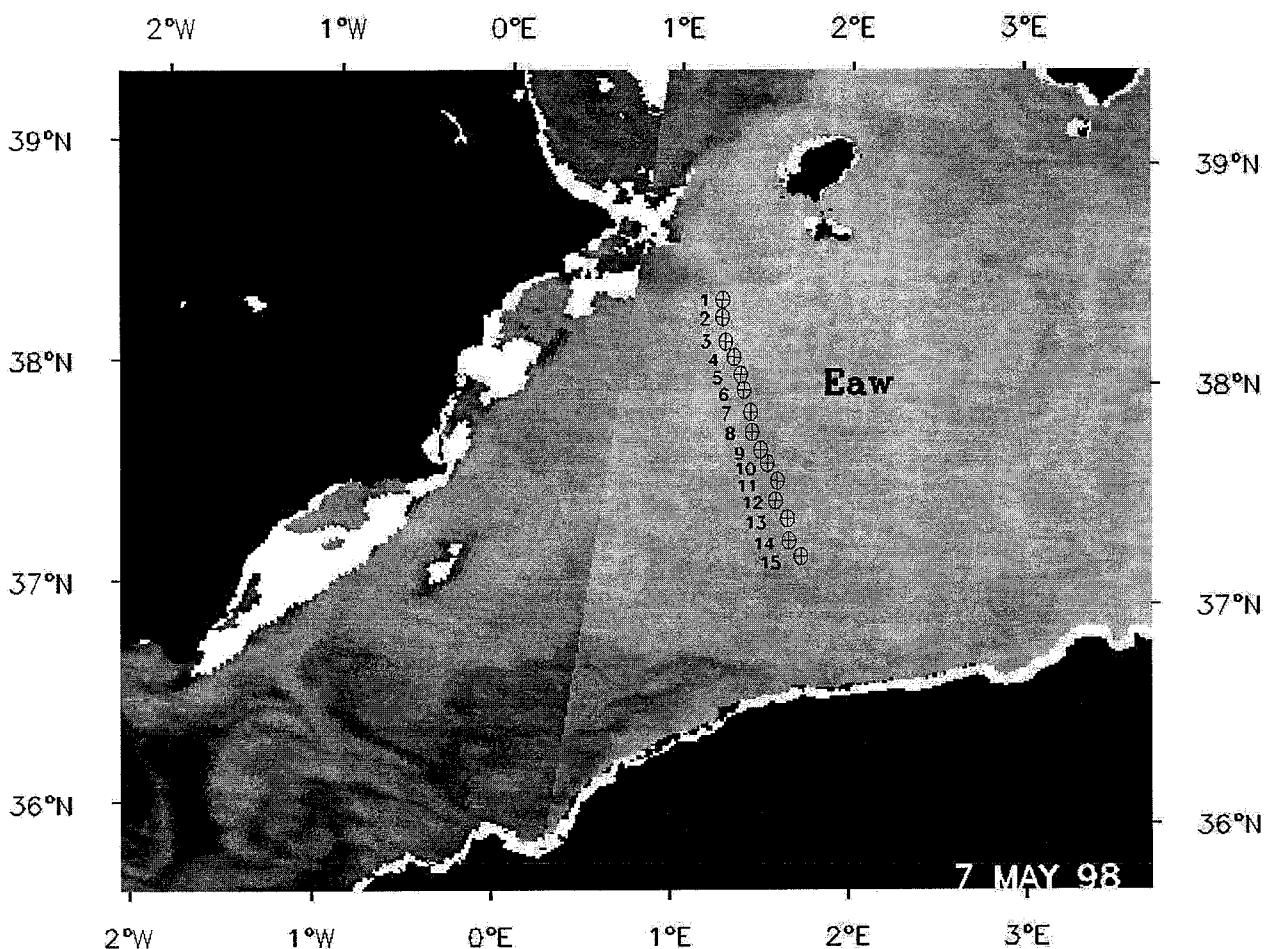


Figura 8. Imagen del 7 de Mayo de 1998, mostrando el centro del remolino anticiclónico de mar abierto. Y localización de la posición inicial de las 15 boyas lanzadas al agua durante el experimento ALGERS'98. Los números observados detrás de la posición inicial de las boyas (círculo cruzado) representan el número de identificación de cada boya.

## 2.8 Experimento CAIMAN e INTER'97

En esta subsección se ilustra el tipo de trayectorias que se obtuvieron al utilizar las boyas lagrangeanas del tipo Davis, las cuales provienen de dos experimentos que se llevaron a cabo en la zona del Mar Catalán, ubicado entre las posiciones ( $0^{\circ}$ - $4^{\circ}$ E y  $38^{\circ}$ - $41^{\circ}$ N). Esas trayectorias fueron obtenidas durante Marzo de 1996 y Febrero de 1997, a bordo del B.I.O. García del Cid, perteneciente al CSIC (Consejo Superior de Investigaciones Científicas).

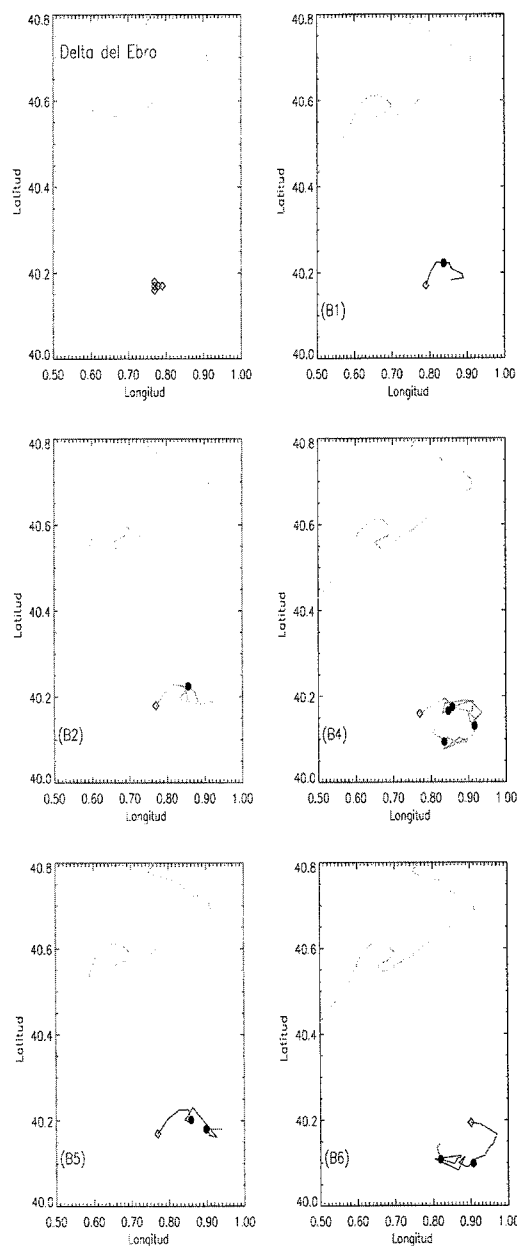


Figura 9. Representación de las trayectorias obtenidas con las radio-boyas tipo Davis, durante el experimento INTER-97 (19-23 Febrero, 1997). Los símbolos sin rellenar representan la posición de lanzamiento inicial y el símbolo negro representa un intervalo de tiempo de un día.

El objetivo de lanzar varias radio-boyas del tipo Davis, durante esas dos campañas oceanográficas, fue para realizar el seguimiento de una parcela de agua transportando una concentración importante de huevos de Sardina, esto ayudo a los biólogos pesqueros el observar la evolución de las fases larvarias de una misma puesta.

Durante esos experimentos, se utilizaron un total de 10 radio-boyas tipo Davis, de las cuales se utilizaron 5 en cada experimento. Cuatro de las boyas fueron ubicadas dentro del agua en un área con forma de diamante, separadas entre ellas a una distancia de 5 km, y en el centro de esa área fue colocada una boya más (Figura 9-1). Con esa estrategia de lanzamiento de las boyas dentro del agua se aseguró que al menos tres boyas permanecieran juntas durante todo el experimento, para posteriormente realizar cálculos de deformación de la parcela de agua con al menos tres boyas.

Durante la campaña CAIMAN la antena de recepción sufrió un desperfecto, que se manifestó en las trayectorias medidas durante esa campaña, las cuales no mostraron una trayectoria coherente ó relacionada con el flujo de una parcela de agua de aquella región (no mostradas aquí).

En la campaña INTER-97, se obtuvo un conjunto de trayectorias con una cobertura temporal de entre 2 y 4 días (Figura 9). Esas trayectorias durante su deriva describieron una trayectoria de forma circular de aproximadamente 10 km. Este movimiento medio de las boyas puede estar asociado a dos tipos de perturbaciones. Una podría ser relacionada a una oscilación de tipo inercial (aproximadamente 18 hrs) generada por pulsos de viento, típicos de aquella región (Salat et al, 1992), y la otra, la más probable, puede ser debida a la formación de un lente de agua cálida, generado por la interacción entre las aguas de mar abierto y las de la plataforma continental, como las observadas en otros trabajos (Wang et al, 1988). Sobrepuesta a esa trayectoria media, también fueron observadas pequeñas oscilaciones, posiblemente asociadas con procesos turbulentos de pequeña escala.

Las trayectorias del experimento INTER-97, describen fenómenos ya publicados, por lo tanto no se realiza en este trabajo un análisis más elaborado sobre esas trayectorias. Pero si pueden ser útiles en un futuro para los biólogos pesqueros; que fue el objetivo inicial por el que cual se utilizaron este tipo de boyas durante las campañas CAIMAN e INTER-97. Los datos de esas campañas (CTD, identificación de huevos de sardina) están todavía en fase de estudio.

## 2.9 Referencias

- Davis, R.E., J.E. Dufour, G.J. Parks and M.R. Perkins, 1982a, Two inexpensive current-following drifters, SIO references 82-28,54pp., *Scripps Institution of Oceanography, UCSD Univ.*, La Jolla, California.
- D.P. Wang, M. Vieira, J. Salat, J. Tintoré and P.E. La Violette, 1988, A shelf/slope frontal filament of the northeast Sardinian coast, *J. Marine Res.*, 46, 321-332.
- Font, J. and ALGERS'96 Group, 1998a, ALGERS'96: An interdisciplinary study of a mesoscale instability of the Algerian current (western Mediterranean Sea), *Rapp. Comm.int.Mer.Médit*, 35.
- Font, J., and Grupo ALGERS'98, 1998b, MATER-3: Informe preliminar de campaña, [www.icm.csic.es](http://www.icm.csic.es).
- Niiler, P.P., A.S., Sybrandy, K.Bi, P.M. Poulain and D. Bitterman, 1995, Measurements of the water-following capability of holey-sock and TRISTAR drifters, *Deep-Sea Res.*, 42, 1951-1964.
- Salat, J., J. Tintoré, J. Font, D.P. Wang, and M. Vieira, 1992, Near-Inertial motions on the shelf Front off Northeast Spain, *J. Geophys. Res.*, 97, C5, 7277-7281.
- Sombardier L. and P.P. Niiler, 1994, Global surface circulation measured by Lagrangian drifters: Over 2000 deployed in Atlantic& Pacific, Half-life to 400 days, positions via Argos satellite, manufactured in six countries to standard design, *Nature*, 12, 21-24.
- Weller, R.A. and R.E., Davis, et al, 1980, A vector measuring current meter, *Deep-Sea Res.*, 27, 565-582.

### **III. Resultados**

Las cuatro partes que componen el capítulo de resultados se han redactado como secciones independientes, y dos de ellas están escritas en inglés dado que ya se han mandado a publicar como artículos en revistas científicas.

III.1 Analysis of Mesoscale Phenomena in the Algerian Basin from Drifting Buoys and Infrared Images (enviada a *Journal of Geophysical Research*, Febrero de 1999).

III.2 Statistical analysis of the surface circulation in the Algerian current using Lagrangian buoys (enviada a *Journal of Physical Oceanography*, Enero de 1999).

III.3 Propiedades cinemáticas diferenciales de la corriente Argelina.

III.4 Origen y decaimiento de un remolino de Mar abierto con movimiento hacia el oeste dentro de la cuenca Argelina.

## Analysis of Mesoscale Phenomena in the Algerian Basin from Drifting Buoys and Infrared Images

José Salas<sup>1</sup>, Claude Millot<sup>2</sup>, Jordi Font<sup>1</sup> and Emilio García-Ladona<sup>1</sup>

1 Institut de Ciències del Mar, CSIC, Barcelona, Spain.

2 Laboratoire d' Océanographie et de Biogéochimie, COM-CNRS, La Seyne, France.

### Abstract.

During the 1996-97 fall-winter, drifting buoys trajectories and infrared satellite images provided new information on the characteristics of several mesoscale phenomena generated by the Algerian Current. Events, as defined by previous studies, are basically a meander of the current associated with a surface anticyclonic eddy inside its crest, a transitory surface cyclonic eddy upstream from the crest, and a deep anticyclonic eddy just below. Events drift eastward along the coast until they are forced to detach from it and propagate seaward, due to the topography at the entrance of the channel of Sardinia. They thus become open-sea anticyclonic eddies which generally complete an anticlockwise circuit in the Algerian basin. Buoys were launched upstream from an event and across it near 1°E. They have specified the anticyclonic and cyclonic surface eddies characteristics and, for the first time, have clearly evidenced the meander which is, in general, not well depicted with images. It is thus definitely demonstrated that most of the Algerian Current crosses such an event. The event propagated along the coast at a few km/d, as usually, reached a mature stage, characterised by a vanishing of the cyclonic eddy, and increased up to ~100 km. Its arresting and decreasing before it reached the channel of Sardinia, which is not so usual, might have been announced by the reappearance of the cyclonic eddy and might have been due to the growing of another event upstream. At the entrance of the channel of Sardinia (near 7-8°E), the trajectories and images also documented another event which was larger (up to ~120 km) and in the phase of detachment. Since buoys drifted alternatively to the west and to the east along the coast, it is clear that the event only temporarily detached and allowed part of the Algerian Current to flow eastward directly. As indicated by infrared images, the detachment has been definitive only after all buoys escaped from the event. Our data set has thus demonstrated, for the first time, that the detachment of an event from the coast suddenly induces dramatic changes in the coastal circulation and can be temporary. Buoys have also allowed describing another mesoscale eddy generated by the Algerian Current which has drifted in the far western part of the Algerian Basin. The whole *in situ* and satellite data set is fully consistent with all the previous observations of the Algerian current mesoscale variability, and supports the proposed hypotheses for the events structure. It fits in with laboratory experiments and some results of numerical models of coastal instability processes.

## 1. Introduction

The Algerian Current (AC) studies have emphasised the importance of its unstable character for the circulation of all water masses in the whole western Mediterranean Sea [Millot, 1987, 1999]. The AC transports Modified Atlantic Water (MAW) from the eastern Alboran Sea (AC is often a continuation of the Almeria-Oran jet) across the Algerian basin [Millot, 1985; Taupier-Letage and Millot, 1988]. The major characteristics of the AC system are described from a satellite infrared image taken a few days before the experiment presented in this paper (fig. 1).

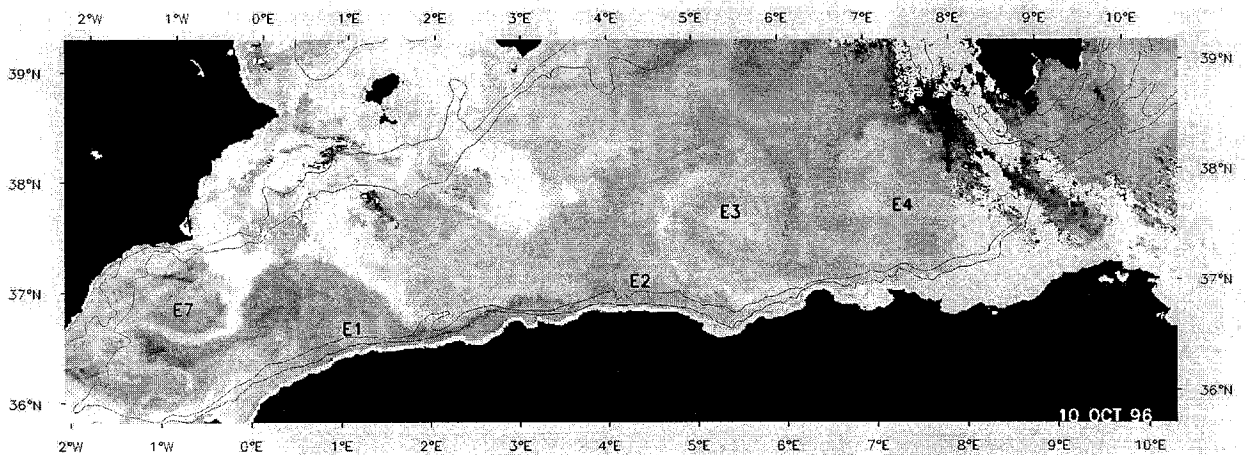


Figure 1. NOAA-AVHRR image of Oct. 10, 1996, evidencing the AC near 2-3°E, and associated mesoscale events in both earlier (E1 and E2) and later (E3 and E4) stages. Isobaths are the 1000 m and 2000 m ones

The AC is rarely identified as a few tens of km wide coastal vein as well as near 2-4°E in fig. 1. Indeed, it is often disturbed by instability processes that generate, mainly near 1-2°E, intense mesoscale paired eddies. While propagating downstream at a few km/d, the cyclonic parts always vanish within a few days-weeks while the anticyclonic ones may persist for weeks-months. Most of the time, these coastal paired eddies are generated in a series (as shown in fig.3 of Millot, 1985), have diameters not much larger than ~50 km, are associated with an upwelling in between, and mainly concern the MAW layer (100-200 m thick).

A few times a year, a larger (up to 100-150 km) and more energetic solitary pair is generated which, even though looking from space (and superficial in situ data) not basically different from a serial pair, is associated with intense currents over the whole depth, and has been named 'event' [Millot *et al.*, 1997]. Basically, such an event is a meander of the AC associated with a surface anticyclonic eddy inside its crest, a surface cyclonic eddy upstream from the crest,



and a deep (down to the bottom at more than 2500 m) anticyclonic eddy (of Mediterranean water) just below. Such an event has maybe been already sampled [Millot *et al.*, 1990] while another one has been certainly studied during the experiment discussed hereafter [Font *et al.*, 1998a]. Schematic diagrams of such events have been proposed [Chabert d'Hières *et al.*, 1991; Millot, 1994; Obaton *et al.*, 1999]; in addition, they depict a small cyclonic circulation in the upwelling zone where the meander leaves the coast. Fig.1 shows near 1-2 °E such an event (E1), as it generally appears during its early stages, and a similar although smaller one just created near 4-5 °E (E2). Later stages of events having increased in size while propagating to the east at a few km/d and having lost their cyclonic part, and thus considered as mature, are observed near 6 and 8 °E (E3 and E4). E1 and E2 will be shown to finally disappear before reaching the stage of E3 while E4 will not last for a while.

In the eastern Algerian basin, the anticyclonic serial eddies (which mainly concern the 100-200-m MAW layer) can continue propagating eastward through the channel of Sardinia along the Tunisian coast. But, due to the seaward extension of the deeper isobaths at the entrance of the channel (see fig. 1 at 8-9 °E), the deeper part of the long-living events (which will not be the case of E1 and E2 but is the case for E3 and E4) prevent them from continuing eastward. Therefore, they propagate northward, the meander and the surface eddy separate from the AC (pinching off) and, together with the deeper eddy, transform an event into a unique eddy sometimes up to ~200 km in diameter, isolated from the AC and now named open-sea eddy (which will be clearly the case for E3). When reaching the Sardinian slope, such eddies entrain seaward the intermediate waters flowing out from the Tyrrhenian Sea around Sardinia [Emelianov *et al.*, 1999]. Due to the  $\updownarrow$ -effect, non-linearities, and the basin topography, the open-sea eddies follow an anticlockwise circuit in the Algerian basin, staying there for weeks / months [Millot, 1985; Fuda *et al.*, 1999].

An analysis of signal propagation in a series of sea level anomaly maps generated from altimeter measurements in 1992-93 [Bouzinac *et al.*, 1998], indicated an offshore translation of positive anomalies (anticyclones) from the Algerian coast between 3 and 8°E, especially at the entrance of the channel of Sardinia near 7-8°E. In this specific place, there is thus a clear indication of a topographic control of the offshore drift of the eddies by the deep (1000 - 2000 m) isobaths. The new open-sea eddies leave the area after having drift along the Tunisian and

Sardinian slopes. In fact, all the *in situ* and infrared data sets analysed until now suggest this is the only place where the seaward drift of events has been observed.

These recently detached eddies can interact with other open-sea eddies in the mid basin, or with their parent current, sometimes leading it to spread seaward from the Algerian coast [Taupier-Letage and Millot, 1988; Millot *et al.*, 1997]. They can also drift to the west away from the Algerian coast, passing just south of the Balearic Islands and reaching the Spanish continental slope. Font *et al.* [1998c] sampled a big (140 km in diameter) and deep (more than 2500 m) eddy moving westwards at 3 km/d close to the Balearic slope near 1°E in May 1998. Drifting buoys launched in this eddy allowed tracking the eddy motion for two months until near 0°. Another big anticyclonic eddy was observed in spring 1991 [Prieur and Sournia, 1994] still more to the west (36°55'N 1°25'W), near the position of E7, although it was not sampled into the deep layer. The structure of an open-sea eddy has already been detailed [Millot *et al.*, 1990; Benzohra and Millot, 1995]. Due to the size, lifetime and generation rate of these events / open-sea eddies (E stands for both), they often fill the whole Algerian basin.

All *in situ* data sets, especially current time series [Millot *et al.*, 1997] and drifting buoys trajectories [Font *et al.*, 1998b; this analysis], fit the model associating a meandering tropospheric jet with the mid-latitude mesoscale systems [Millot, 1994] and are consistent with laboratory experiments [Chabert d'Hières *et al.*, 1991; Obaton *et al.*, 1999]. The structure of such an event is not entirely reproduced by dedicated numerical models dealing with baroclinic instability, which mainly predict a cyclonic circulation in the deeper layer and a unique tilted axis [Beckers and Nihoul, 1992; Mortier, 1992; Gervasio, 1997]. Our hypothesis is that the deeper eddy could be forced by the pressure gradient induced in the whole lower layer by the seaward spreading of MAW associated with the meander and the surface eddy. Such an hypothesis has not been tested yet so that models have to be improved to definitely understand the processes.

In 1986, satellite tracked (ARGOS) buoys were launched for the first time in the Algerian basin, during the Médiprod-5 experiment, to study the AC structure and its mesoscale variability [Millot, 1991]. Buoys were released near the coast at ~1°50'E and ~ 4°E. Their trajectories indicate successively a westward flow in the southern part of an anticyclonic eddy, an eastward

flow associated with the AC, and a northward flow due to the presence of an open-sea eddy that led the whole AC to spread seaward near 5-6°E. Then, buoys drifted in the interior of the Algerian basin entrained by various mesoscale phenomena, and one passed between the Balearic Islands before drifting in the Ligurian Sea and grounding after 9 months. As buoys escaped from the AC system, its study east of a 0-6°E zone covered with a mooring array was only inferred from satellite infrared images [Millot *et al.*, 1997].

The results of another Lagrangian experiment recently performed in the same area are presented here below. Contrary to the previous experiment, the buoys remained along the Algerian coast, were entrained by the AC and several mesoscale eddies, and thus allow focusing on some of their surface characteristics. Due to the large variability of the phenomena in both time and space, trajectories must be analysed together with satellite infrared images. The major aim of the paper is to qualitatively and quantitatively describe the current measurements provided by the buoys trajectories in the various places of the AC system. Instruments and buoys deployment strategy are presented in section 2, the data analysis is made in section 3, and the results are discussed in section 4.

## **2. Buoys deployment and infrared images**

During the ALGERS'96 experiment, conducted on board the Spanish R.V. Hesperides in the western Algerian basin on 15-21 Oct. 1996, 18 Brightwaters Instruments Co. A104 and A111 buoys were deployed. The A104 model external design is similar to that of the buoy developed by Davis *et al.* [1982]. This model combines GPS and ARGOS localisation, the GPS one being stored every 30 minutes and transmitted through the ARGOS system, thus allowing accurate and frequent positions. The buoyancy is provided by 4 small floats fixed to cross rods, while another small float is fixed on a 5-m line which supports a TOGA-WOCE standard sock, 10 m long at a mean depth of ~10 m. The drag ratio of the drogue/buoy is ~ 70. Model A111 is a cylinder with a buoyant wheel ~0.5 m in size equipped with a similar drogue and an ARGOS antenna only. Three A104 and 15 A111 buoys were deployed and localised 6-8 times a day, which is a sufficiently small sampling interval for our study (the GPS data were not used).

NOAA-AVHRR images (and buoys positions, since the ARGOS system is embarked on the NOAA satellites) were received on board during the cruise (using a high resolution receiving station Terascan TS 300 system from Sea Space), thus allowing a convenient deployment of the buoys. After the experiment, maps derived from such images were downloaded from the GISIS (Graphical Interface to the Intelligent Satellite Data Information System) Internet site at DLR (German Aerospace Research Centre). GISIS maps are composed with the maximum temperature value measured at every pixel (to minimise the cloud coverage effect) during the 6-8 passes of each day, and thus are daily composites. This technique can result in problems (daily warm spots) that in general were not encountered during this fall-winter experiment. According to the sea surface temperature (SST) scale we used, dark (resp. light) grey tones refer to 18-20°C warm (resp. 14-15°C cool) waters, and white (resp. black) is for clouds (resp. land).

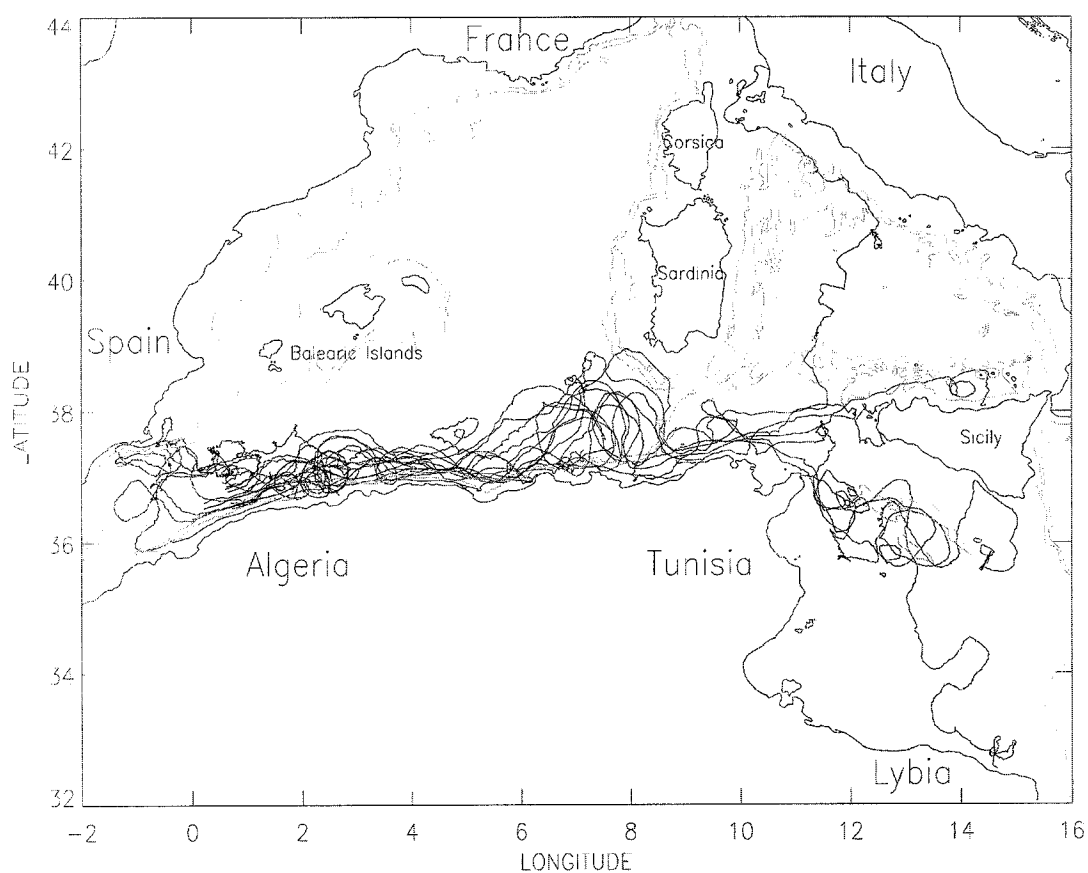


Fig. 2. a) Trajectories of the 18 buoys launched near 1°E.

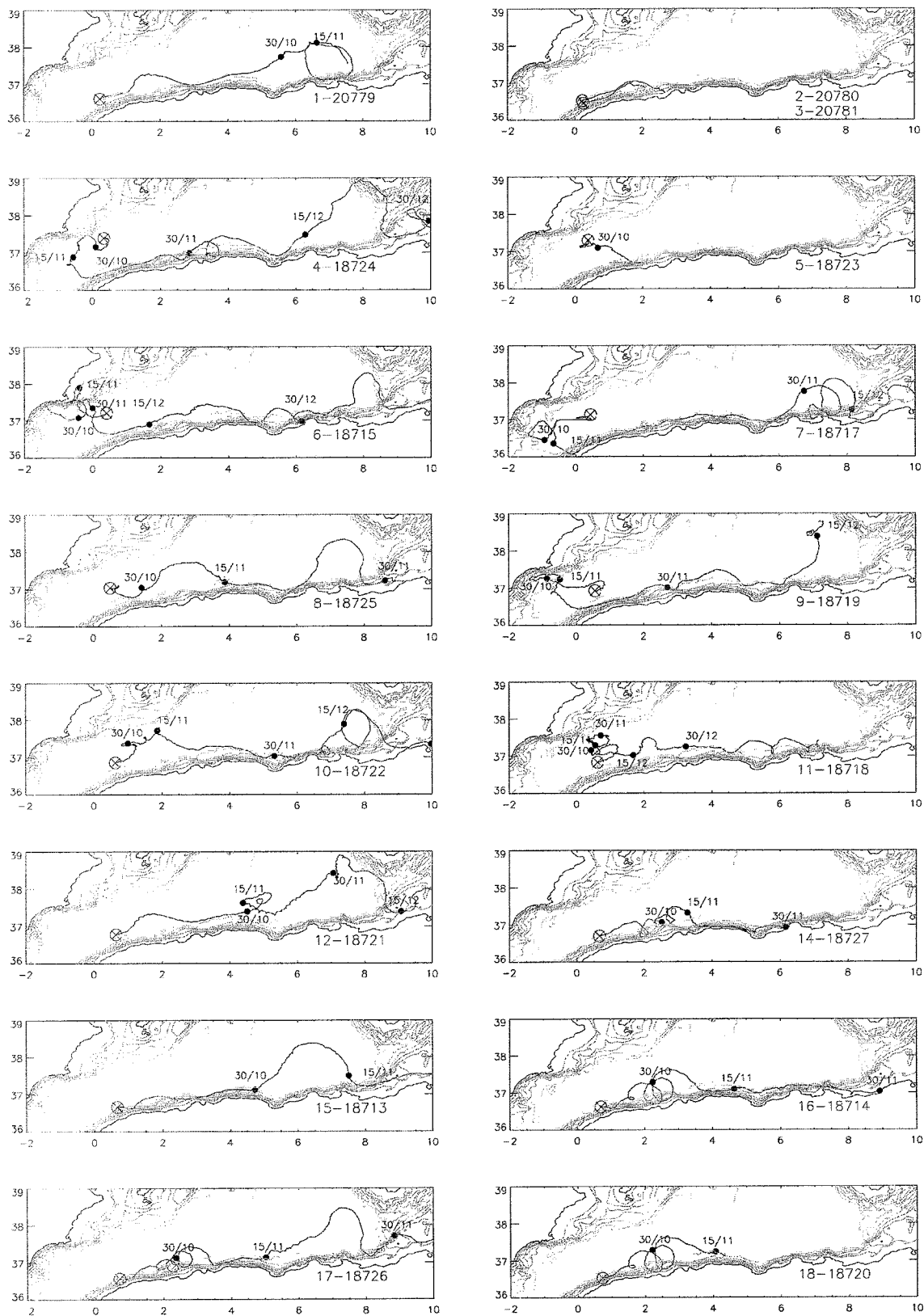
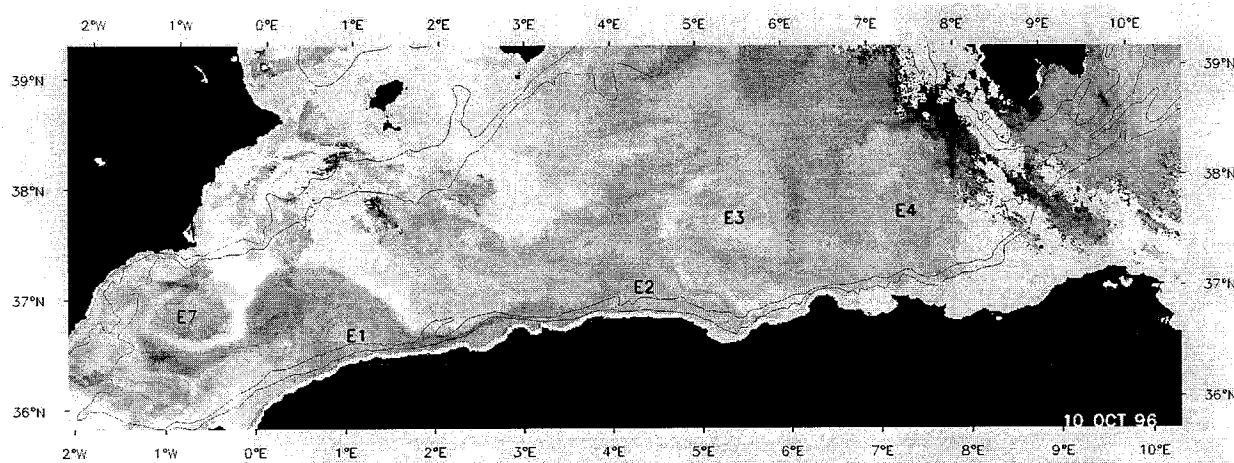
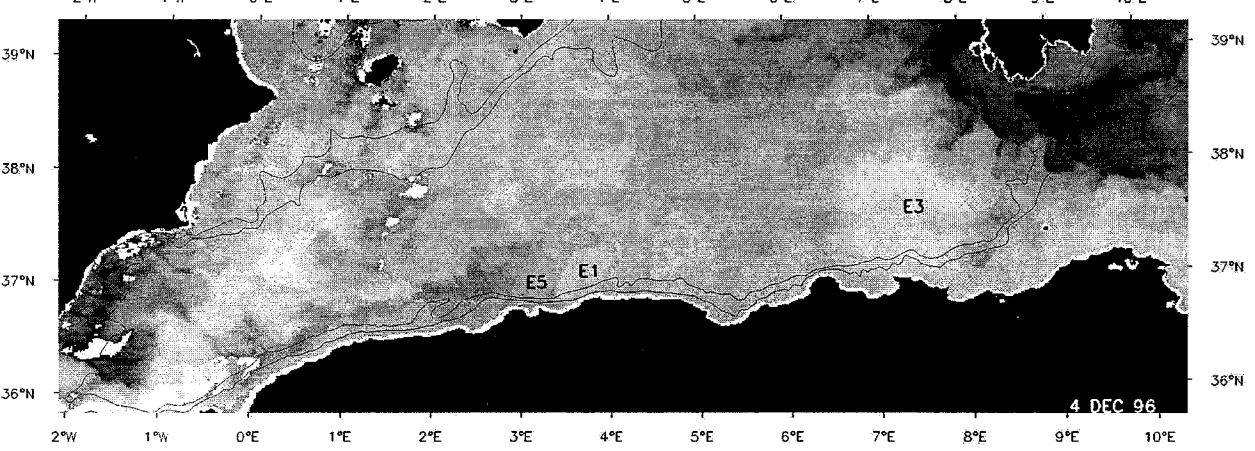
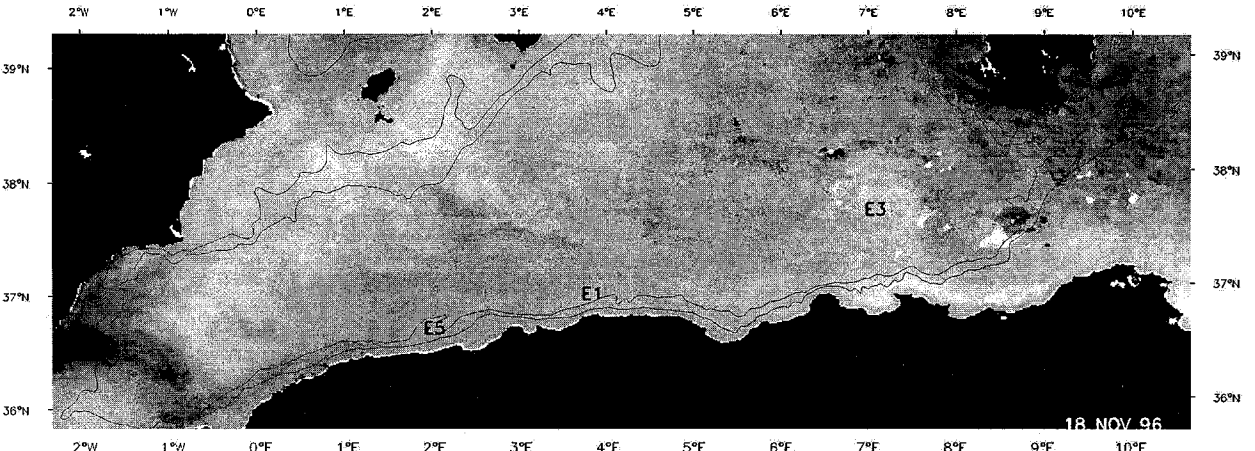
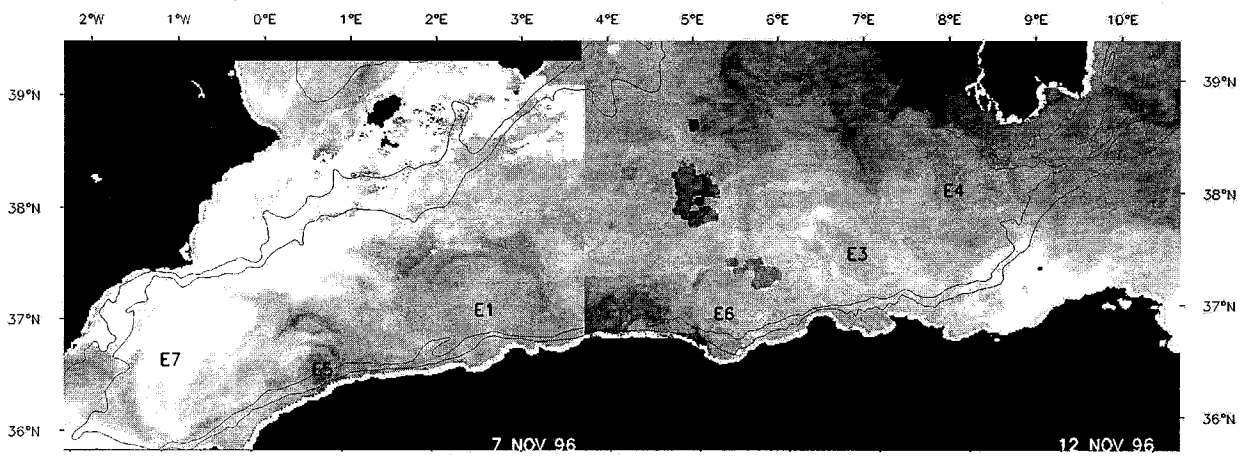
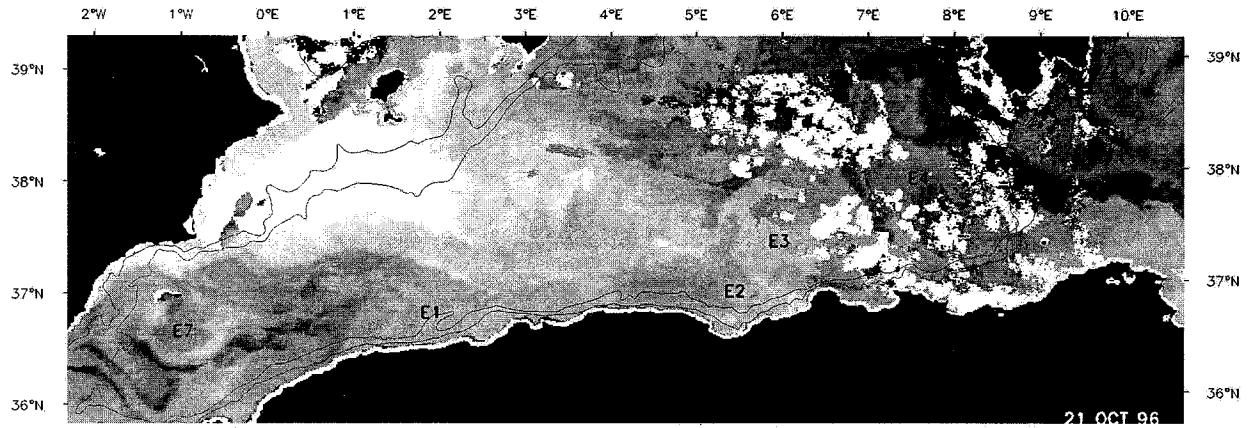


Figure 2. b) Trajectories of the buoys in the Algerian basin (#2 and 3 are plotted together, #13 was lost a few h after launch) identified by the sequential launching number used in the text and their Argos transmitter code.

The buoy deployment was organised with the purpose of observing the evolution of a coastal instability in the western part of the AC. After a previous monitoring of the area with images, event E1 (figure 1) was chosen, and it was the object of an intense multidisciplinary sampling, with shipborne ADCP, CTD, XBT's, XCTD's and other devices [Font *et al.*, 1998a]. The deployment (see fig. 4a) began on Oct. 17, with the launching of the 3 A104 buoys (#1 to 3) 8-10 km apart in the core of the AC upstream of E1. The following day, the 15 A111 buoys were launched 8-11 km apart (# 4 to 10) in the cyclonic part of E1 (named Ec in fig. 4a), and 3-6 km apart (#11 to 18) in the meander. The whole trajectories (fig. 2a) have been already analysed to comment on the general circulation of MAW [Font *et al.*, 1998b]. In this paper, we focus on the ensemble of trajectories in the Algerian basin mainly obtained from Oct. to Dec. (fig. 2b). Note that the relatively short trajectories of buoys #2 and 3 are plotted together while #13 (not shown) stopped transmitting a few hours after launch.

The buoys were entrained, at different times, by several mesoscale phenomena, especially E1 and E3. To better analyse their trajectories, we have thought useful to first have an overall view of these phenomena, as indicated by the infrared imagery. More than 20 cloud-free SST images (in fact composite maps), almost regularly covering the period late Sept. to early Jan., and few ones in Jan.-March, were used.





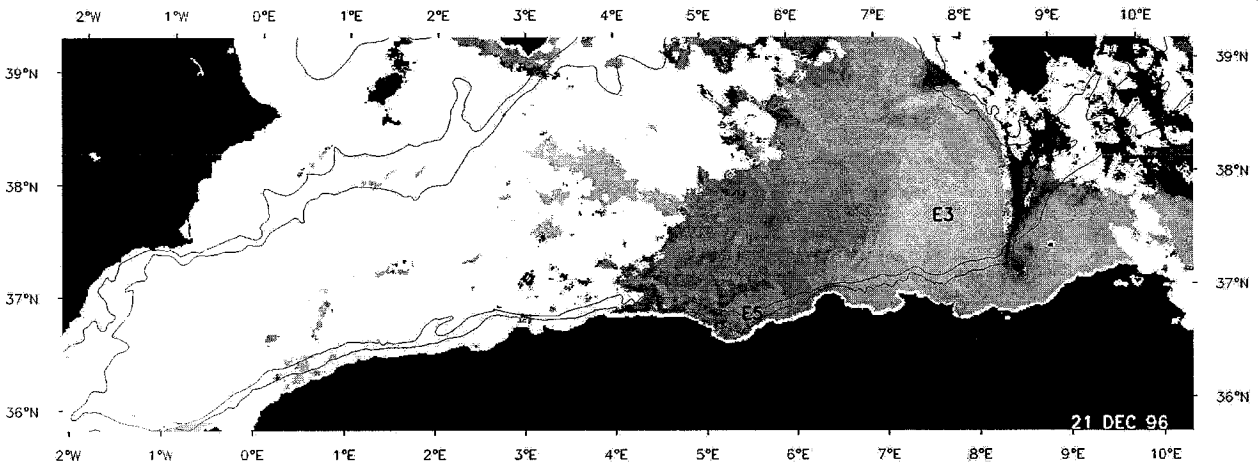


Fig. 3. NOAA-AVHRR images showing the evolution of the various mesoscale events and open-sea eddies which entrained the buoys while in the Algerian basin. 3c is formed by two different images in its western and eastern halves due to cloud cover.

A global picture of the Algerian basin at several times during the Lagrangian experiment is given in figure 3. Fig. 3a (Oct. 10, already used as fig.1a) mainly shows: near 0-2°E event E1 in an early stage, from 2 to 4°E the AC along the coast, near 5°E another event in a similar stage (E2), near 6°E and 8°E events (E3 and E4) in a mature stage, near 1°W event E7 which might be an open-sea eddy having reached its westernmost location.

Fig. 3b (Oct. 21) shows that E1 has clearly moved downstream (it is now near 2°E). The AC is wider and still well identified from 3 to 4°E. In the east, E2 is not well signed (but it is clearly near 5°E on Oct. 27) while, despite of the cloud cover, E3 and E4 can be recognised slightly eastward from their preceding location. Note that the MAW flow along the Tunisian coast is wider than near 3-4°E. E7 has progressed to the southwest at 3-4 km/d.

Fig. 3c (Nov. 7 west of ~4°E) shows, near 2-3°E, a large and seemingly mature (without any cyclonic part) E1, while a new event (E5) has appeared (at least since Nov. 3) near 1°E. On Nov. 7 in the east (not shown), E2 might be signed near 5-6 °E but it is not well differentiated from E3 (badly evidenced through the clouds near 7°E); at that time, the northern edge of E4 is clearly more to the north, indicating that it has started interacting with the topography at the entrance of the channel of Sardinia. On Nov. 12 (fig. 3c east of ~4°E), E2 and E3 are not clearly differentiated because they might have interacted or one event (probably E2, since E3 was markedly larger) might have disappeared. But another event (E6), originated several days before near 4°E, has propagated downstream and is roughly at the place previously occupied by E2. E3



has markedly propagated downstream while E4 is rather well identified in the northeast of E3 and is now clearly separated from the AC. E7, elongated to the south, is still propagating at a few km/d to the southwest and starts interacting with the Almeria-Oran jet.

Fig. 3d (which is in fact a weekly composite around Nov. 18) shows that both E1 and E5 have propagated downstream (they are near 2 and 4°E, resp.) and have the signature of early-stage events with a well-developed cyclonic part. In particular, note that the E1 signature has changed from Nov. 7 (when the cyclonic part was absent) as if it was again in an early stage. E1 is also markedly smaller than on Nov. 7 (but roughly as large as on Oct. 10). In the east, only E3 is (and will be till early March) clearly signed near 7 °E while E4 is dramatically reduced near 8°E or has already disappeared. Several images till Nov. 23 support these features and account for the fact that E1 was practically arrested while E7 interacted with the Almeria-Oran jet. On fig. 3d, E7 can no more be located but the Almeria-Oran jet has a curvature very different from the one it had 10 days earlier.

Fig. 3e (Dec. 4) shows that E1, roughly at the place it had 2 weeks earlier, has encountered dramatic changes and is vanishing. E5, even if relatively small, is still propagating downstream so that it is now close to E1 near 3-4 °E. As the E1-E5 interaction is not clear, we assume E1 disappeared while E5 continued downstream. Even though surrounded by small scale features which might be the remainder of E4, E3 is clearly evidenced near 7-8 °E. In the channel of Sardinia, the MAW flow is strongly disturbed by E3 and relatively wide.

Fig. 3f (Dec. 21) shows near 5-6 °E close to the coast a relatively small eddy which was clearly near 4-5 °E on Dec. 13 (not shown) and is what remains from E5. This eddy propagated faster than E3, which has started moving northward near 8 °E and will definitively separate from the AC.

### **3. Buoys trajectories**

The trajectories are analysed hereafter together with SST images according to the various kinds of events by which the buoys were entrained. The thick segments of the trajectories

correspond to the day of the image and the thin ones to 3 days before and after. The dotted segments, which correspond to earlier and later parts of the trajectories, cannot be compared with the SST data but allow following easily the trajectories from one figure to the other. The buoy numbers are specified within circles. The numbers (resp. circles) are in bold at the beginning of the plotted (resp. end of the available) trajectories.

### 3.1 Events off the western and central Algerian coast (E1 mainly and also E2 and E5)

Fig. 4a (Oct. 21). Buoys 12 and 1, which were launched in the outer side of the AC, described the meander and were concerned neither with the cyclonic part (Ec) nor with the anticyclonic part or eddy of E1. Buoys 15 and 3 (even if closer to the coast than 14 and 2, resp.) could also be classified in this group. As defined from these trajectories, the meander had a wavelength of 180-230 km and a translation speed of 3-5 km/d.

Buoys 14, 16, 17, 18 and 2 went into the anticyclonic eddy. Among this group, the most seaward buoys (14 and 2), and thus the more rapid ones as the most close to the meander, went into the eddy before the others and started rotating on its edge, thus describing a large loop. The initially most coastal and thus less rapid buoys (16, 17 and 18) entered the eddy later on and described a smaller loop close to the eddy centre. To be emphasised is the similarity of trajectories #16 and 18 and the fact that they allow locating the eddy centre a few days earlier than #17. Then, #16 and 18 were entrained in the outer edge of the eddy while #17 remained close to the centre. Note that #14 turned at right angle to the right when arriving close to the coast.

Buoys 11, 10, 9, 8, 7 and 6, were entrained within Ec which, even though its centre could be located with #8, did not correspond to a closed cyclonic circulation. Note the spreading of the backward flow figured out by #6 and 7 in agreement with the SST information, and the fact that #4 and 5 entered this flow from outside.

Fig. 4b (Oct. 27). The buoys closest to the coast (14, 16, 17 and 18) were describing a loop around the anticyclonic eddy centre, but #14 completed its first loop while the others completed their second loop, #16 and 18 drifting more rapidly than #17 at a larger distance from the centre.

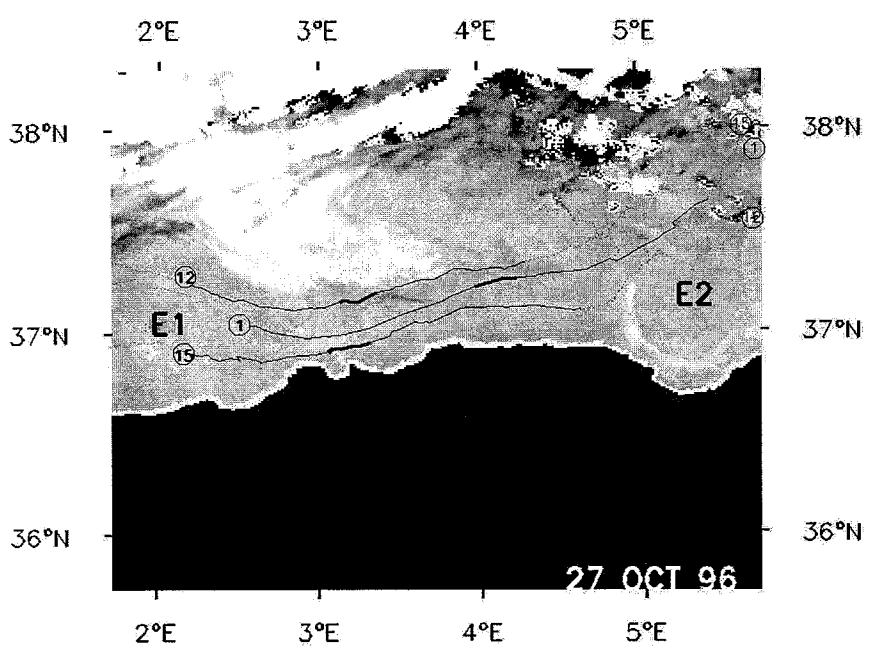
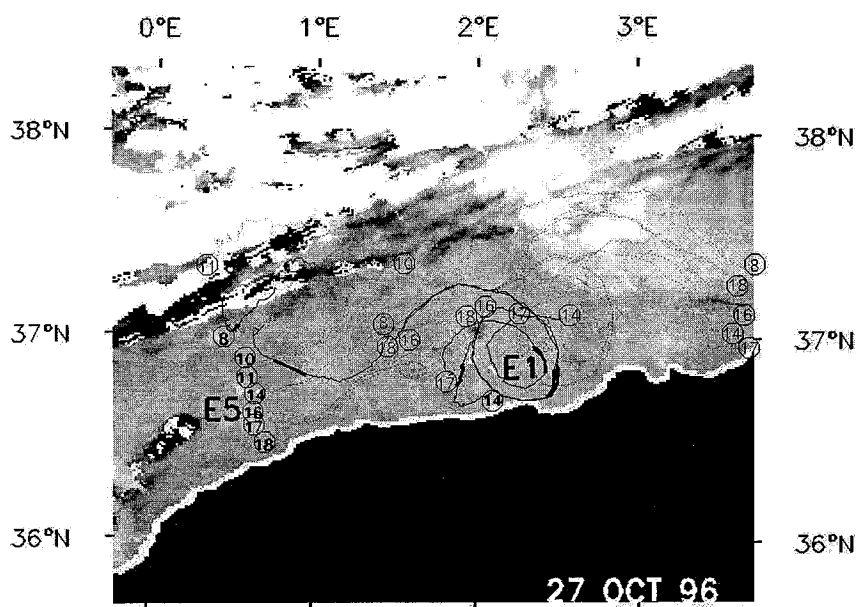
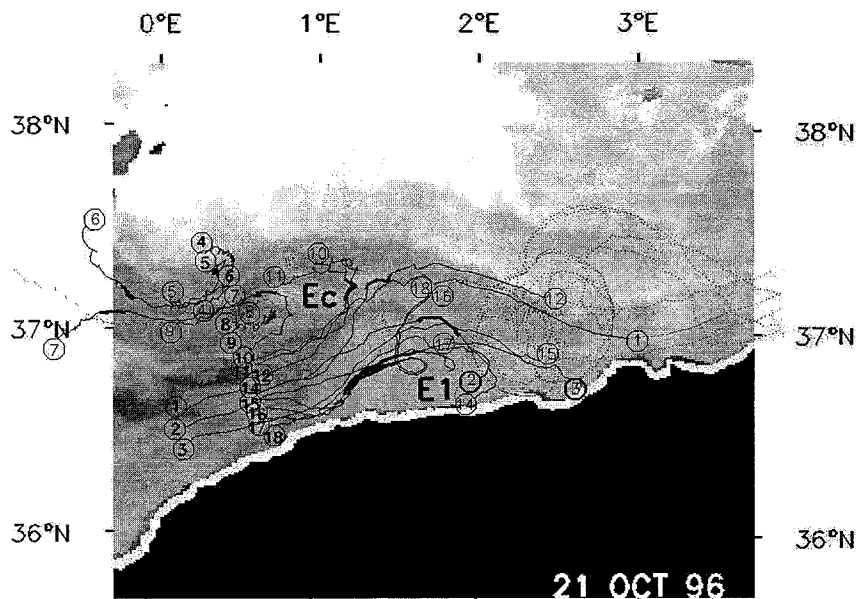
The 3 more outward buoys described a loop 40-50 km in diameter, at  $\sim 20$  cm/s in 7-8 days, while the more inward one completed a loop 20-30 km in diameter, in less than 6 days at  $\sim 10$  cm/s.

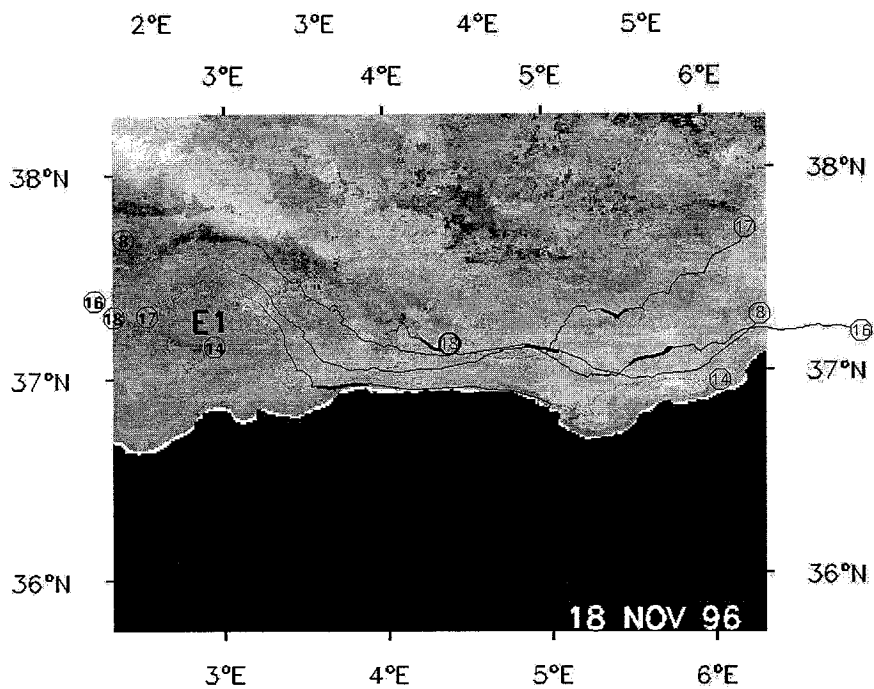
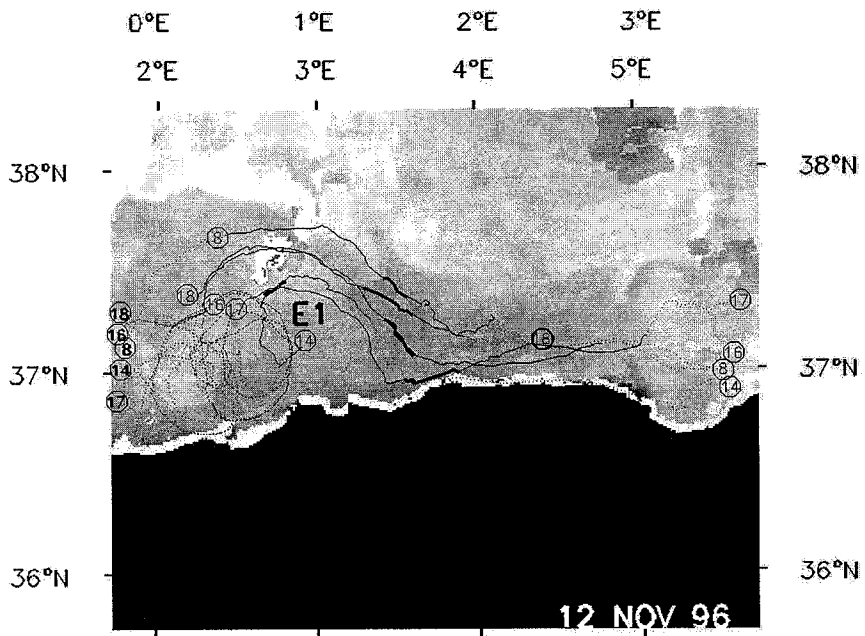
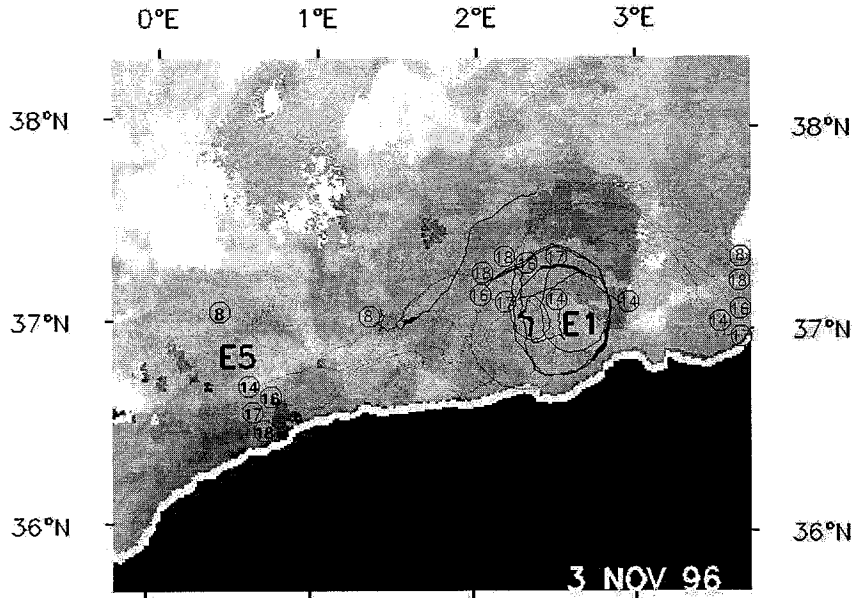
Again, the 16 and 18 trajectories were very similar, even if the buoys were generally a few kilometres apart except during 2 days when they were really very close; considering the overall accuracy of the ARGOS localisation system, we thus suppose they were not attached to each other.

Among the Ec pack, #8 (which was close to the centre and almost motionless) came to be the closest to the coast. It was thus the sole clearly entrained in the downstream part of a meander arriving from the west and associated with the newly formed event E5. In the vicinity, and at the same time, #10 and 11 slowly drifted, clearly out of the AC. The other buoys from the Ec pack have been entrained far away backward.

Fig. 4c (Oct. 27). The three trajectories give an idea of the current profile, with #1 in the core of the AC going faster (mean speeds were 30-40 cm/s). Note that all trajectories evidenced the AC meanders associated with both E1 (upstream) and E2 (downstream). The cyclonic part of E2 clearly evidenced on the image might have been responsible of the loops #12 described several days after, but convenient satellite data are not available. As #12 temporarily escaped from the AC while #15 remained in it, their relative positions with respect to the coast changed when the former re-entered the AC.

Fig. 4d (Nov. 3). Buoy 8 entered the AC from its seaward side and thus was entrained in the meander, never going inside the anticyclonic eddy associated with E1. Buoys 16 and 18 described their 3rd loop in the eddy on its outer side, while #14 (3rd loop) and 17 (4th loop) were more in its central part. On the outer side, loops  $\sim 60$  km in diameter were described at a mean speed of 60-70 cm/s within 6-7.5 days. On the inner side, loops 20-40 km in diameter were described at 30-60 cm/s within 3-6 days.





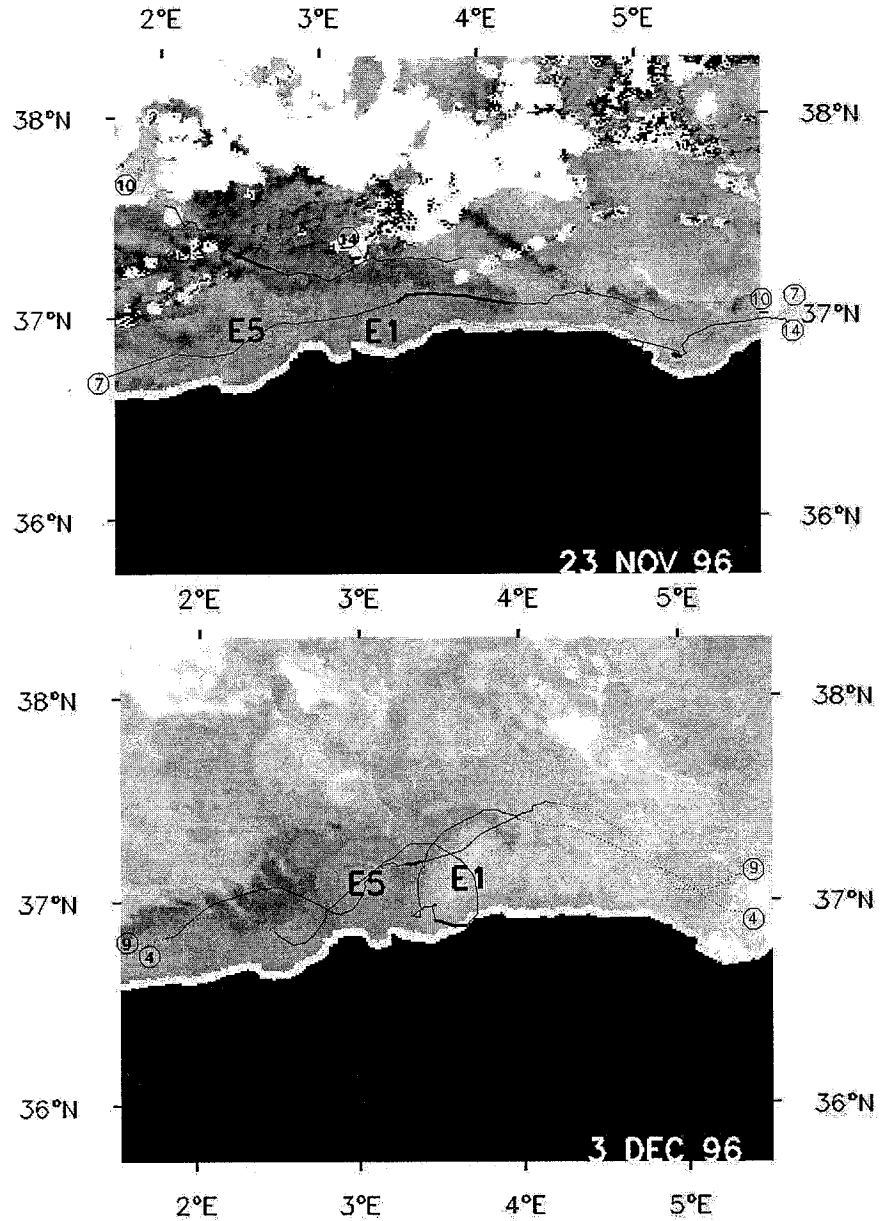


Fig. 4. a) NOAA-AVHRR image of Oct. 21 with the corresponding trajectories. Bold segments correspond to the day the image was taken, thin ones to 3 days before and after, and dotted ones to several days before and after. See text for the E-signs. b) same as in a) for Oct. 27. c) same as in a) for Oct. 27 (eastern area). d) same as in a) for Nov. 3. e) same as in a) for Nov. 12. f) same as in a) for Nov. 18. g) same as in a) for Nov. 23. h) same as in a) for Dec.3

Fig. 4e (Nov. 12). The E1 eastward displacement has markedly slackened. Buoys 8, 16 and 18 were in the downstream part of the meander which had an amplitude of  $\sim 120$  km. They were close to #17, which drifted close to the coast after having turned at right angle (to the left). Note that #18, which has been close to #16 for a while, crossed the trajectory of #8 and went out of the AC while the relative locations of the buoys in an on-offshore direction at 3 and 5°E were significantly different.

Fig. 4f (Nov. 18). E1 was practically arrested. A few days after #17, #14 described a similar trajectory at right angle to the left (#14 is the buoy which described such an angle to the right on Oct. 21). Then, it drifted at relatively large speeds ( $\sim 30$  cm/s) to the east and maybe temporarily grounded. While #18 re-entered the AC before it stopped emitting, the trajectories of the three other buoys (8, 16 and 17) crossed several times while being entrained by the AC at 20-40 cm/s during  $\sim 150$  km.

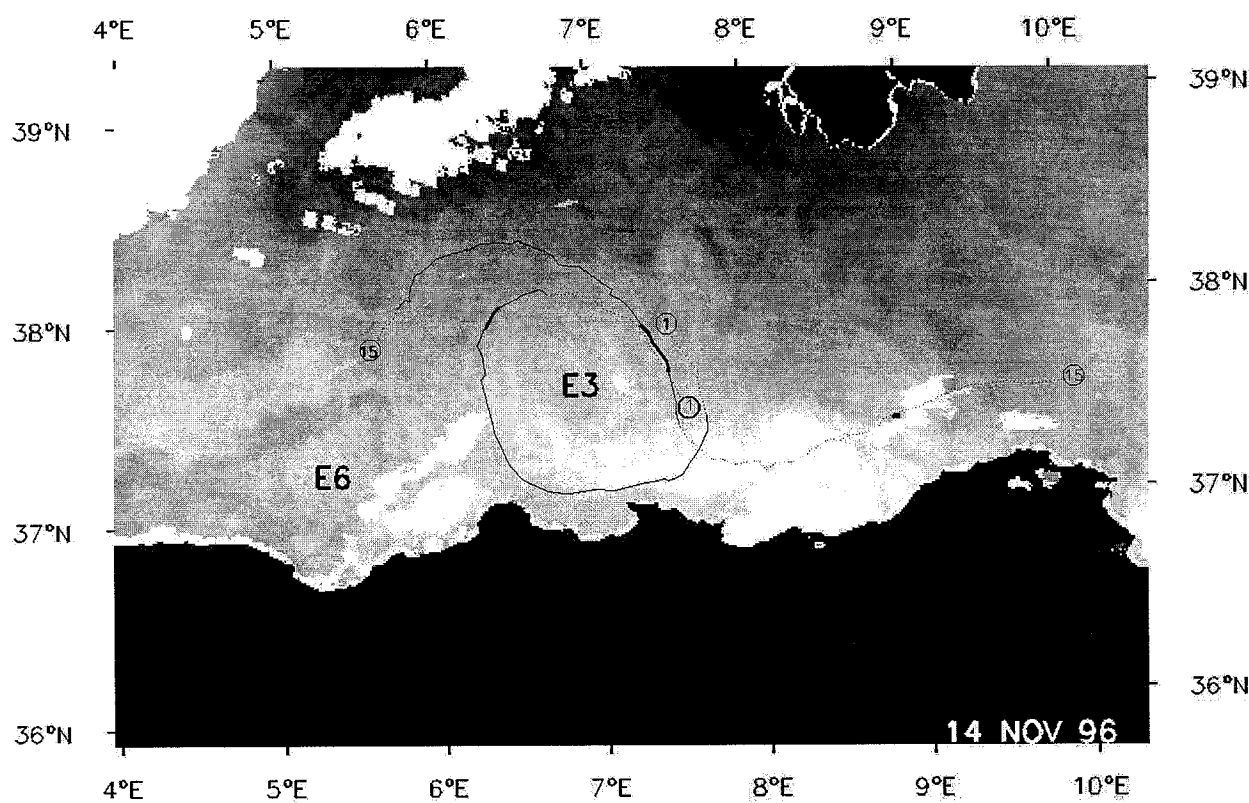
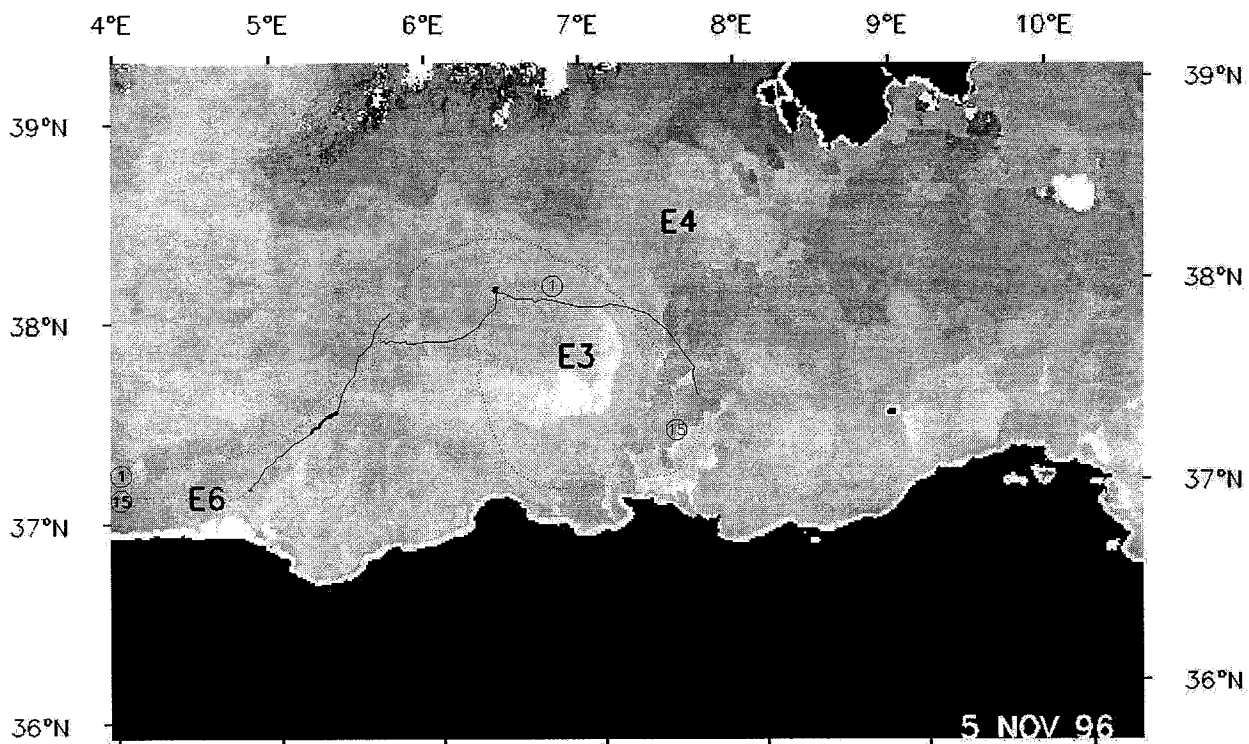
Fig. 4g (Nov. 23). E1 was not clear signed but it obviously did not move a lot (its location has been estimated from the one on Dec. 3). Since E5 continued propagating downstream at  $\sim 10$  km/d, both events came close together. Buoy 7, which entered the AC far upstream (near  $0^\circ$ ), was entrained at 30-40 cm/s in the core of the AC and demonstrated that, near Nov. 23, E1 (and maybe E5 too!) was practically not signed at the surface. Buoy 10 entered the AC near  $2-3^\circ\text{E}$ .

Fig. 4h (Dec. 3). On this figure, and contrary to the preceding one, E1 and E5 were clearly signed on both the image and the trajectories. Buoys 4 and 9 described first the downstream part of the E5 meander, and then buoy 4 looped (diameter  $\sim 30$  km, speed  $\sim 14$  cm/s, period  $\sim 8$  days) in the anticyclonic eddy while #9 remained in the meander.

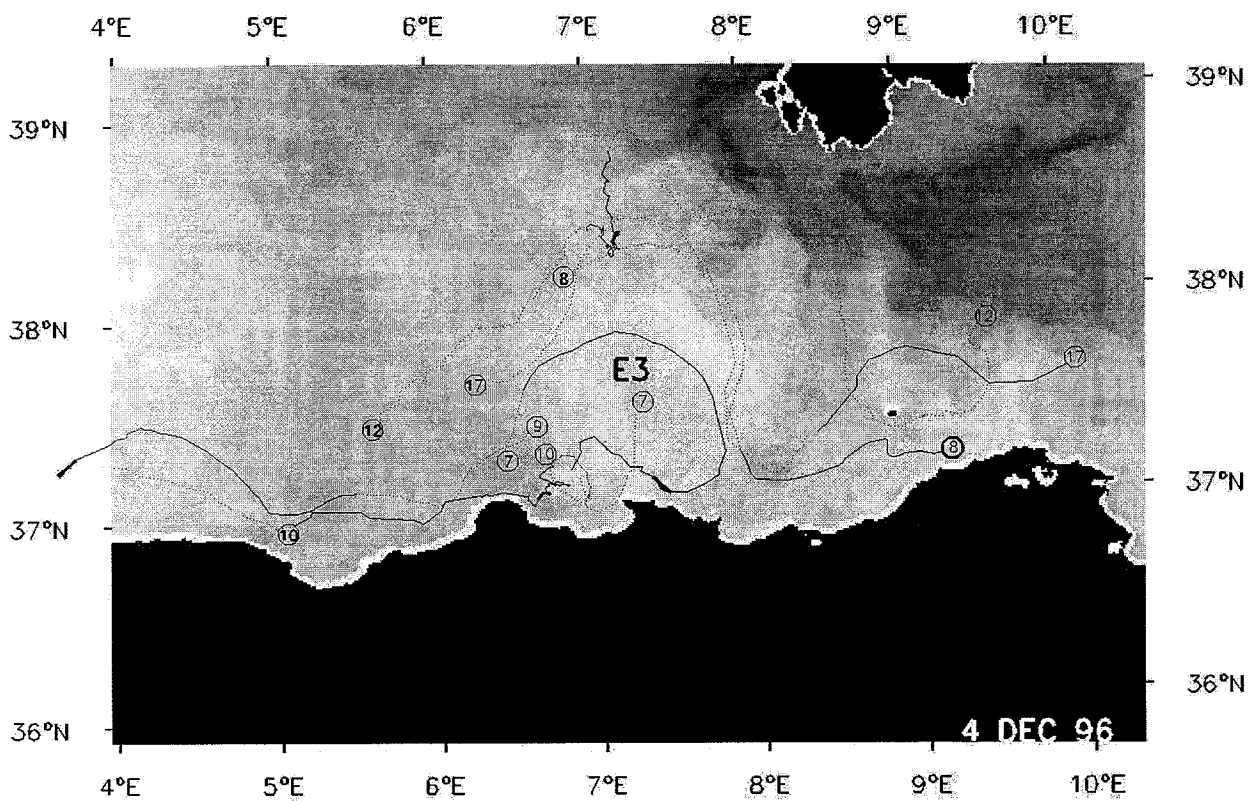
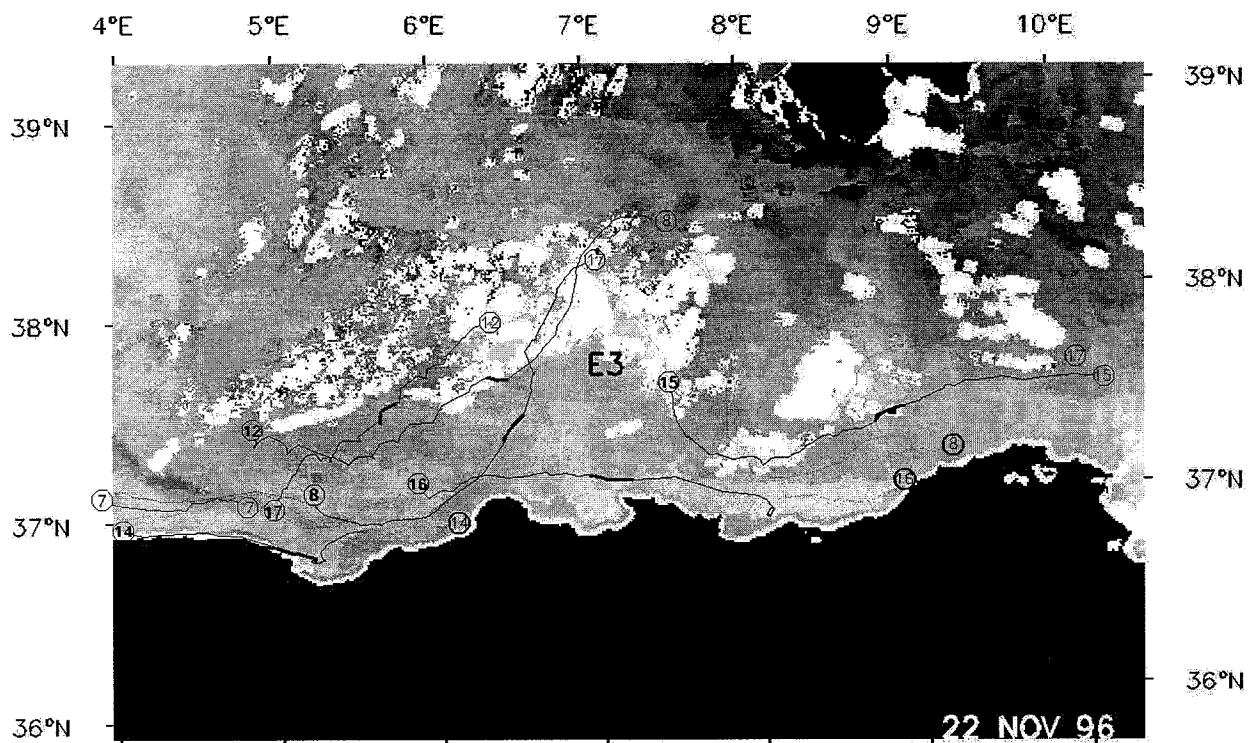
### 3.2 Events off the eastern Algerian coast (E3 mainly)

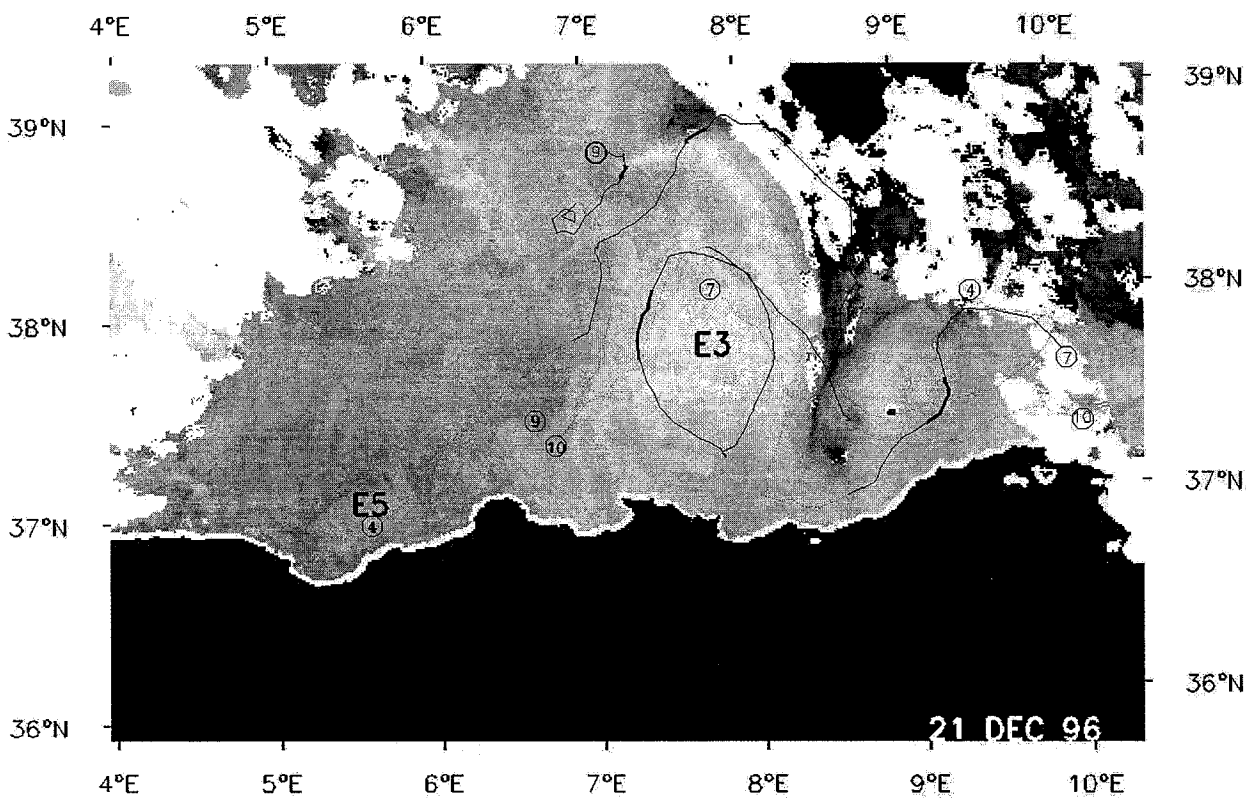
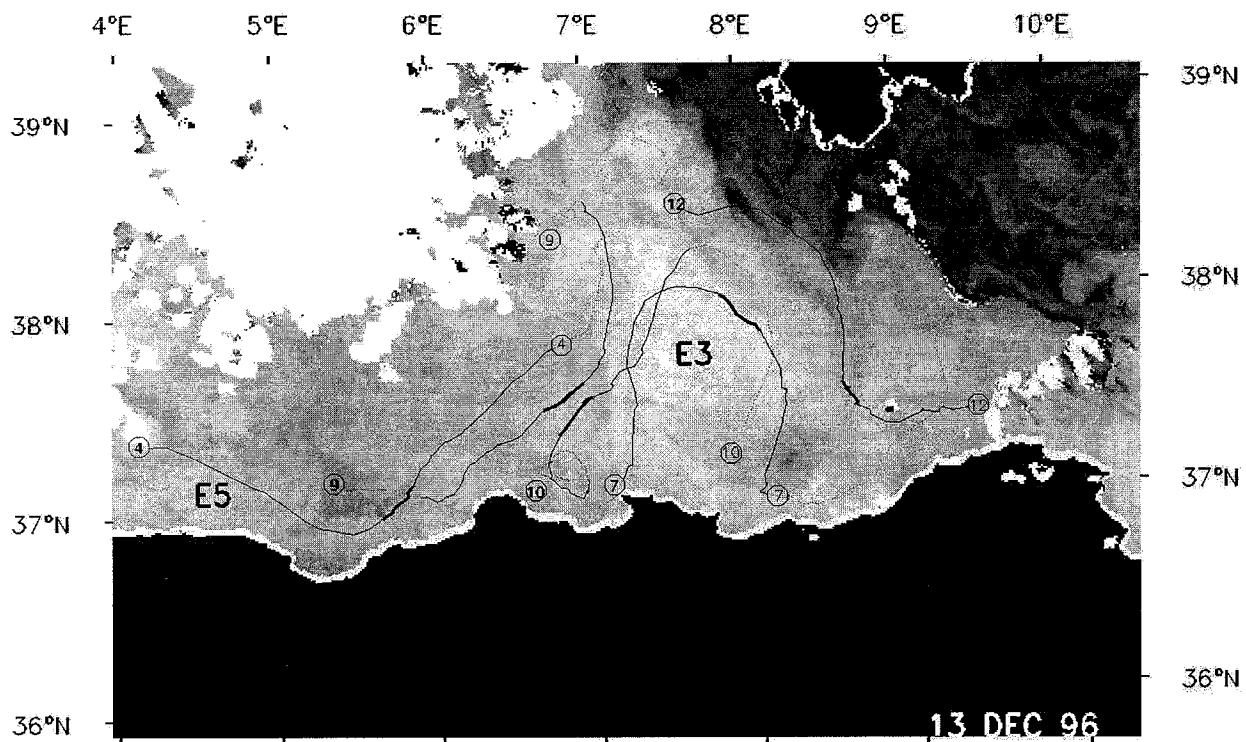
Fig. 5a (Nov. 5). While E6 (as supported by other images) and E3 are clearly identified, E2 has disappeared and E4 is not clearly signed. Both #1 and 15 were first entrained seaward in the upstream part of the meander associated with E3 at a mean eastward speed of 15-20 cm/s. Note that near  $7-8^\circ\text{E}$ , the image composition can be misleading.

Fig. 5b (Nov. 14). While E3 entrained #1 and 15 and was not moving a lot, E4 disappeared and E6 was clearly signed near  $5-6^\circ\text{E}$ . Buoy 1 described a large loop (diameter  $\sim 120$  km, speed  $\sim 30$  cm/s, period  $\sim 13$  days) in the eddy and drifted westward near  $7^\circ\text{E}$ , while #15 remained in the meander.









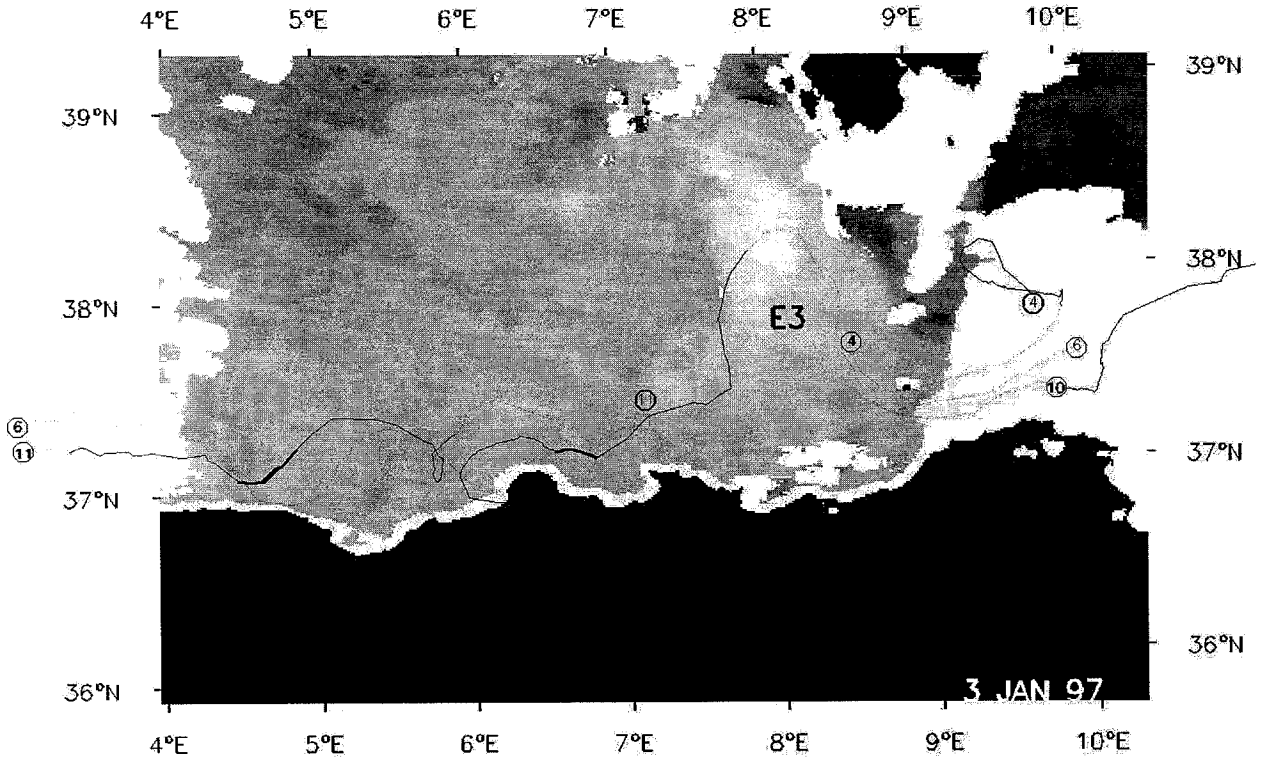


Fig. 5. a) same as in fig. 4a for Nov. 5. b) same as in a) for Nov. 14. c) same as in a) for Nov. 22. d) same as in a) for Dec. 4. e) same as in a) for Dec. 13. f) same as in a) for Dec. 21. g) same as in a) for Jan. 3

Fig. 5c (Nov. 22). Both E4 and E6 have disappeared while E3 has moved a bit to the east. Buoys 8, 12 and 17 were entrained at 30-35 cm/s in the meander associated with E3 roughly as #15 (as described by the preceding and present trajectories). While #7 arrived from the west and #14 remained close to the coast, a striking circulation was evidenced by #16. It drifted at ~20 cm/s to the east, between E3 and the coast, thus demonstrating that, at one time, E3 was an open-sea eddy. Since #16 was ahead and more seaward than #8 near 6°E, and the trajectory of the latter crossed that of the former, it is clear that E3 was an open-sea eddy before Nov. 22 and then again an event attached to the AC.

Fig. 5d (Dec. 4). Buoy 12, which was the most offshore buoy in the meander, went out of it for a while. Buoy 7 described an anticyclonic loop within E3 similar to that described by #1 ~3 weeks before, and it drifted to the west just where buoy 16 drifted to the east ~10 days before. It thus demonstrated that E3 was again an event attached to the AC after having been temporarily an open-sea eddy. An interesting feature is the cyclonic loop ~40 km in diameter described by #7 near 7°E which might have been either due to an interaction (shear effect) of the anticyclonic part

of E3 with the coast, or considered as the small cyclonic circulation in the upwelling part of an event; simultaneously, #10 was close to the west and initiated a small anticyclonic loop. Another interesting feature is the angled trajectory of #8 and its marked difference (left/right) with that of #7 nearly at the same place (even though a few days later).

Fig. 5e (Dec. 13). While E3 can be centred a bit more to the northeast, E5 approaches from the west at more than 10 km/d with a diameter lower than ~50 km. Buoy 12 clearly re-entered the meander associated with E3 while #9 initiated a trajectory similar to the #12 one and while #4 was well in the upstream part of the meander. Buoys 10 and 7 were entrained at ~50 cm/s more in the central part of the meander, describing an elliptical trajectory about 70 km by 110 km in size. Then, the #7 trajectory turned at right angle to the left (contrary to the angle it made ~2 weeks before but as #8 did earlier).

Fig. 5f (Dec. 21). E3 has a more elongated shape and is centred more to the northeast while E5 can still be evidenced near 5-6°E. While #9 was lost out of the AC, #4 remained in the meander. Buoy 10 looped (diameter ~100 km, speed ~45 cm/s, period ~7 days) in the anticyclonic eddy while #7 demonstrates that the AC can markedly meander in the channel of Sardinia (mean speeds there being 10-20 cm/s).

Fig. 5g (Jan. 3). E3 has markedly propagated to the northeast while E5 has been lost or could not be differentiated from other serial eddies. While #4 and 10 escaped from the AC downstream from E3, #6 and 11 (which drifted out of the AC system for ~1.5 month) arrived from the west, describing a series of anticyclonic loops obviously associated with the eddies depicted on the image. Considering all loops were due to a unique eddy gives a propagation speed of ~30 km/d, which is much larger than ever observed, so that more probably the loops were due to several eddies. Buoy 11 stopped emitting before being entrained by E3 but, after having temporarily grounded, #6 was clearly entrained in the meander. According to several images (not shown) E3 roughly remained at the same position till mid-Jan.; it then migrated to the northeast in late-Jan. and can be identified there till mid-Feb. before being lost, due to the lack of information that can be provided by the infrared imagery.

### 3.2 Events in the middle of the western Algerian basin (E7 mainly)

Fig. 6 (Nov. 4). As supported by the series of images in fig. 3, E7 is propagating toward the southwest at a mean speed of 3-4 km/d while E1 and E5 are propagating to the east roughly at the same speed. Buoys 6 and 7, which were launched in the northern half of Ec (cyclonic part of E1), were directly entrained to the west but, while #6 drifted for a long while off the Spanish coast to the north, #7 has been entrained around E7 which can be considered as an open-sea eddy. Buoys 4 and 5, which were launched close together out of Ec also followed different trajectories, #4 being entrained southward on the east of E7 while #5 was entrained toward the southeast by the downstream part of the meander associated with E5. Buoy 9 completed Ec before being entrained first to the west close to the Spanish coast and then to the south, on the east of E7. Finally, these buoys re-entered the AC system after a more or less long while.

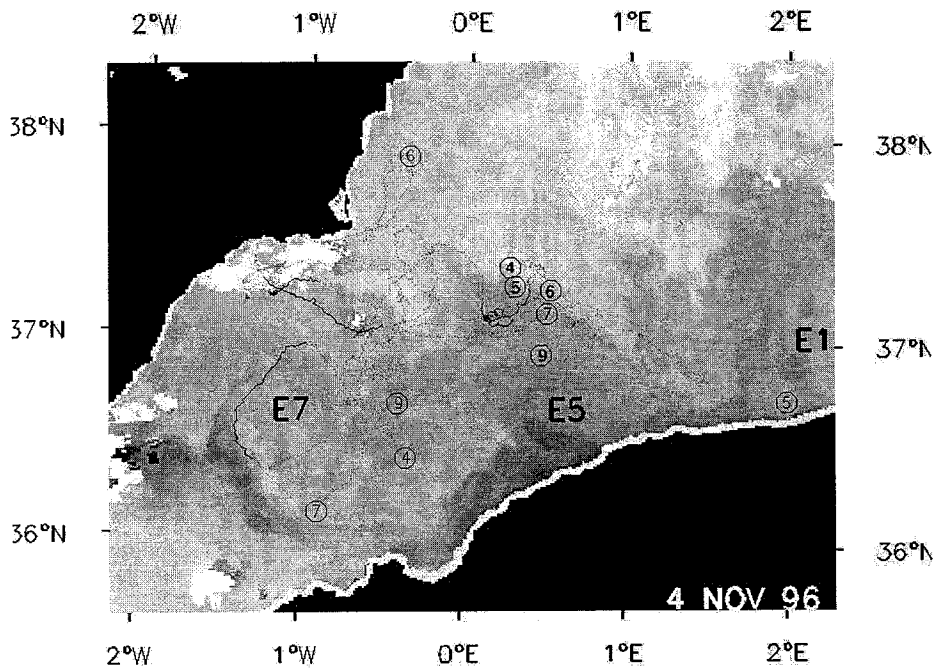


Fig. 6. Same as in fig. 4a for Nov. 4

## 4. Discussion

All trajectory features have been found to be coherent with the information inferred from the satellite images analysis. They clearly support the already published schematic diagram of the

surface circulation associated with the mesoscale phenomena (events / open-sea eddies) induced by the unstable character of the AC [*Chabert d'Hières et al.*, 1991; *Millot*, 1994; *Obaton et al.*, 1999].

In particular, several trajectories (e.g. #1, 12 and 15 for E1, # 15, 8, 17, ..., for E3) have now demonstrated, for the first time, that such an event is basically a meander of the AC. This could not be inferred only from infrared or visible images since horizontal gradients, that normally allow differentiating the AC from the resident water (as near 2-3°E in fig. 1), are markedly disturbed within the unstable phenomena. For instance, the continuity of the AC from upstream to downstream of events such E1 is not clear from the images, while several buoys described smooth and continuous trajectories across the whole events. While an event propagates downstream at a few km/d, buoys in the meander cross it at several tens of km/d.

Water on the outer side of the AC upstream from the meander can be entrained into a cyclonic circulation before reaching the crest of the meander. Even though such a circulation often looks roughly closed from the images, which was clearly the case on Oct. 16, i.e. one day before launching the buoys, none of them completed a closed cyclonic loop. As indicated by an image on Oct. 20, this must be related to the dramatic change of the structure of this cyclonic part of E1 (for instance, compare fig. 3a and 3b). Most of the buoys were directly ejected from the cyclonic circulation, either backward (#6, 7 and 9) or seaward (#10 and 11). The buoy launched in the centre (#8) remained roughly in place while buoys launched seaward from this circulation (#4 and 5) temporarily came into it.

Normally, all these buoys would have been swept out of E1 and definitively left behind it. In fact, when E5 arrived in the zone where the buoys were launched, #8 and 5 being the closest to the coast at that time were entrained in the downstream part of the E5 meander and rapidly reached again E1 (even though #5 was lost soon after). Whatever their trajectory, and more or less rapidly (1 to 6 weeks), all these buoys re-entered the AC system and, if not lost, were finally entrained around E1 and more to the east after E1 disappeared.

Water on the inner side of the AC upstream from the meander can be entrained into an anticyclonic eddy inside the meander where the meander reaches again the coast. As indicated in the published diagrams of such an event, the bifurcation of the streamlines there is supported by the (sometimes right-) angled trajectories leading the water to be entrained either to its right (i.e. into the eddy as indicated by e.g. #14 in E1 and #1 and 7- in fig.5d- in E3) or to its left (i.e. away from the event in the AC as indicated by #17 and 14 in E1 and #8 and 7 -in fig. 5e- in E3).

The water located close to the coast in the AC upstream from the meander is more easily entrained into the anticyclonic eddy. The buoys launched in this water generally describe smooth loops (e.g. #16, 17, 18, ... in E1 and #10 in E3). Up to 4 loops were made by a unique buoy within an anticyclonic eddy with periods of generally 6-8 days. Other parameters were markedly different between E1 (diameters up to ~50 km and speeds up to ~70 cm/s) and E3 (diameters up to ~120 km and speeds up to ~45 cm/s) but, even though E1 and E3 were in markedly different stages and had different sizes, these characteristics strongly depend on the location of the buoy with respect to the eddy centre. The diameters are obviously consistent with the images and the speeds are consistent with ship drifts and surface geostrophic currents computed in such coastal and open-sea eddies [Millot *et al.*, 1990; Benzohra and Millot, 1995; Font *et al.*, 1998a,c].

While the events propagate downstream closely along the coast (e.g. E1, E2, E5, E6), none of the buoys were entrained eastward between the anticyclonic eddy and the coast as if the events were attached to it. But when the events tend to detach from the coast, especially at the entrance of the channel of Sardinia (e.g. E3), at least part of the AC can flow between the anticyclonic eddy and the coast (while part of it continue to describe the meander and the anticyclonic eddy). This was obviously expected as a normal phase of a detachment process and has been clearly demonstrated by #16 on Nov. 22 (fig. 5c) which drifted directly to the east while other buoys (e.g. #8) were still entrained in the meander. As indicated by Millot *et al.* [1997], on the basis of infrared images only, the change from a meandering AC regime to an alongcoast one can occur very rapidly. But the present data set has demonstrated that this change from one regime to the other can be temporary, as a few days after #16 drifted to the east, #7 drifted at the same place to the west (as did #1 a few days before). In the coastal zone, current reversals previously expected only according to the location of the event along the coast must now be expected also according

to the location of the event in an on-offshore direction. Therefore, E3 first initiated a detachment from the coast before re-attaching to it till mid-Jan. To be noticed is that the last buoy, which has been entrained by E3 (#6), crossed E3 in the meander so that the final detachment of E3 was not evidenced with the trajectories. It is thus inferred only from the infrared imagery in late-Jan. (images not shown).

Some of the buoys that were close to the coast upstream of E3 (#7,10) displayed a small cyclonic loop, before being entrained in the anticyclonic motion inside or around E3 (Figures 5d,e). Laboratory experiments have shown that, in some occasions, small coastal shear cyclones are generated in the upwelling zone where the meander leaves the coast during the growing process of events like those of the AC [*Chabert d'Hières et al.*, 1991; *Obaton et al.*, 1999]. Shear eddies have been described from infrared images of the AC system in 1984 by *Taupier-Letage and Millot* [1988], although the presence of topographic singularities both in 1984 and here (a cape near  $6^{\circ}30'E$ ) prevents any definite comparison between the trajectories and laboratory experiments (performed with straight coast).

Now, only considering the set of images available during this experiment, it is clear that rather solitary events are generated, as expected, mainly in the west (near  $0-1^{\circ}E$ ) as E1 and E5, and maybe E2, E3 and E4 (what we did not check as it would have been necessary to analyse a too large number of images). But it is clear that solitary events can also be generated more to the east (as E6 near  $4^{\circ}E$ ). Even though we have not been able to accurately study E7 with earlier infrared images, due to a period of cloud cover and complex processes leading to its formation, it is clear that E7 originated from the AC near  $0^{\circ}E$ , and detached from it soon after becoming a sort of open-sea eddy. Then, it followed at a few km/day an anticlockwise circuit, the southwestern part of which has been described above. Since it always remained close to the AC, interactions between them were almost permanent. E7 was finally absorbed by the AC (or, more precisely, by the Almeria-Oran jet). E7 is the first eddy which has been reported to detach from the AC before the entrance of the channel of Sardinia or as a result of interactions between the AC and other open-sea eddies.



Contrary to a pioneer hypothesis [Millot, 1987], it has already been demonstrated [Millot *et al.*, 1997] that events do not continuously grow, but have a diameter (of the anticyclonic eddy) varying between ~50 and ~100 km while propagating along the whole Algerian coast. It is now clearly demonstrated (see E1 in fig.3) that an event can grow (1-2°E, 3a,b), reach a mature (no cyclonic part) stage (~3°E, 3c), decrease (~3°E, 3d,e) and finally die (or at least interact dramatically with a more energetic event) before reaching the channel of Sardinia. Other examples of events dying while propagating along the coast are provided by E2 and E6 while E4 might be an example of a dying open-sea eddy.

When considering the size, life and structure of E1 in particular and those of events such as E3 in general, fig.3 suggests that a cyclonic circulation could develop only during the growing and decaying phases of an event (such as E1 in fig. 3a,b and d,e), no cyclonic circulation appearing when events have a maximum size (and are in a mature stage, such as E1 in fig. 3c and E3 in fig. 3a for instance). The persistence of a cyclonic circulation after an event reached a mature stage should thus be an indication of a dying phase. Note that the maximum diameter of the anticyclonic circulation, which is the most visible part of an event evidenced by the cool water upwelled where the meander leaves the coast, is ~100 km for alongcoast propagating events and ~200 km for open sea eddies.

In summary, the *in situ*/satellite data set presented here is fully consistent with all the previous observations of the Algerian Current mesoscale variability. It supports the hypotheses of the evolution of the coastal events and open-sea eddies, as well as contributes with new information on some aspects of their generation, decay and detachment process. Our data also agree with the laboratory experiments, and with what the numerical models predict in the surface layer. However, our analysis being limited to this, we cannot discuss the discrepancies between previous observations and numerical models at greater depths.

**Acknowledgements.** We are grateful to *BIO Hespérides* crew for their efforts during the buoys deployment. Agustí Julià gave technical support in the preparation of the instruments. Oscar Chic operated the satellite receiving station on board and processed the infrared images. Assistance from all members of ALGERS'96 group is gratefully acknowledged. ALGERS'96 cruise was funded by the Spanish National R+D Plan under grant AMB95-0901-C02. This paper is a contribution (number MTPII-MATER/030) to the Mediterranean Targeted Project phase II - Mass Transfer and Ecosystem Response project, from the European Union Marine Science and Technology (MAST) program. We acknowledge the economic support of the European Commission under contract MAS3-CT96-0051 and Spanish project MAR95-1861. The work was completed while J. Salas held a doctoral fellowship from Mexico through CONACYT (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología).

## References

Beckers, J.M and C.J. Nihoul, Model of the Algerian current's instability, *J. Mar. Syst.*, 3, 441-451, 1992.

Benzohra M. and C. Millot, Hydrodynamics of an open sea Algerian eddy. *Deep-Sea Res.*, 42, 1831-1847, 1995.

Bouzinac, C., J. Vázquez and J. Font, CEOF analysis of ERS-1 and TOPEX POSEIDON combined altimetric data in the region of the Algerian current, *J. Geophys. Res.*, 103, 8059-8071, 1998.

Chabert d'Hières, G., H. Didelle and D. Obaton, A laboratory study of surface boundary currents: application to the Algerian current, *J. Geophys. Res.*, 96, 12,539-12,548, 1991.

Davis, R.E., J.E. Dufour, G.J. Parks and M.R. Perkins, Two inexpensive current-following drifters, SIO references 82-28, 54pp., Scripps Institution of Oceanography, UCSD Univ., La Jolla, California, 1982.

Emelianov, M.V., C. Millot, J. Font, I. Taupier-Letage, New data on Levantine Intermediate Water circulation in the western Mediterranean Sea, *Konstantin Fedorov Memoryal Symposium Proceedings*, UNESCO (in press), 1999.

Fuda, J.L., C. Millot, I. Taupier-Letage, U. Send and X. Bocognano, XBT sections across the western Mediterranean sea, *Deep-Sea Res.*, submitted.

Font, J. and ALGERS'96 Group, ALGERS'96: An interdisciplinary study of a mesoscale instability of the Algerian Current (western Mediterranean Sea), *Rapp. Comm. int. Mer Médit.*, 35, 140-141, 1998a.

Font, J., C. Millot, J. Salas, A. Julià and O. Chic, The drift of the Modified Atlantic Water from the Alboran Sea to the eastern Mediterranean, *Sci. Mar.*, 62, 211-216, 1998b.

Font, J., O. Chic, E. García-Ladona, M. Emelianov, S. Ruiz, J. Salas, C. Millot, I. Taupier-Letage, I., and J.J. Martínez-Benjamin, Observation of a deep anticyclonic eddy in the Algerian basin (western Mediterranean), *RADARSAT ADRO Final Symposium*, Montréal, October 1998, <http://radarsat.space.gc.ca/ENG/ADRO/Symposium/papers/ADRO321.pdf>, 1998c.

Gervasio L., Instabilités des courants côtiers en présence de topographie. Application au Courant Algérien. Ph.D. thesis, 299 pp., Univ. Paris VI, Paris, France, 1997.

Millot, C., Some features of the Algerian Current, *J. Geophys. Res.*, 90, 7169-7176, 1985.

Millot, C., Circulation in the western Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta*, 10, 143-149, 1987.

Millot, C., Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean, *Dyn. Atm. Oceans.*, 15, 179-214, 1991.

Millot, C., Models and data: a synergetic approach in the western Mediterranean Sea, in: *Ocean processes in climate dynamics: global and Mediterranean examples*, pp. 407-425, Kluwer Acad., Norwell, Mass., 1994.

Millot, C., Circulation in the western Mediterranean Sea, *J. Mar. Sys.*, 20, 423-442, 1999.

Millot, C. M. Benzohra and I. Taupier-Letage, Circulation off Algeria inferred from the Médiprod-5 current meters, *Deep-Sea Res.*, 44, 1467-1495, 1997.

Millot C., I. Taupier-Letage and M. Benzohra, The Algerian eddies, *Earth-Science Reviews*, 27, 203-219, 1990.

Mortier, L. Les instabilités du courant algerien, Ph.D. thesis, 326 pp., Univ. Aix-Marseille II, Aix-Marseille, France, 1992.

Obaton, D., C. Millot, G. Chabert d'Hières, and I. Taupier-Letage, The Algerian Current: comparisons between *in situ* and laboratory measurements, *Deep-Sea Res.*, submitted

Prieur, L., and A. Sournia, "Almofront-1" (April-May 1991): an interdisciplinary study of the Almeria - Oran geostrophic front, SW Mediterranean Sea, *J. Mar. Sys.*, 5, 187-203, 1994.

Taupier-Letage, I. and C. Millot, Surface circulation in the Algerian basin during 1984. *Oceanol. Acta*, special volume 9, 79-85, 1988.

## Statistical analysis of the surface circulation in the Algerian Current using Lagrangian buoys

José Salas, Emilio García-Ladona and Jordi Font

Institut de Ciències del Mar, CSIC. Passeig Joan de Borbo, s/n. 08039, Barcelona Spain

### Abstract

The Algerian current is one of the most energetic flows in the Mediterranean Basin. A characteristic picture of such current is formed by a series of instabilities at different scales. Here, we show statistical analysis from surface Lagrangian observations of the Algerian Current coming from the tracking of 15 satellite-ARGOS drifters in 1996-97. The buoys released upstream and across a coastal meander, between 0° and 1°E of longitude were followed during a three months survey. They travelled eastward with an average speed of 14 cm/s and presented high energetic fluctuation activity due to several mesoscale eddies (21 cm/s of rms). Based on single particle statistics we obtain characteristic time scales of about 2-4 days and space scales of about 66 km and 26 km for zonal and meridional components. Diffusivities estimates from single dispersion theory are about  $9.3 \times 10^7$  and  $3 \times 10^7$  cm<sup>2</sup>s<sup>-1</sup> (zonal and meridional, components) and are consistent with values found in other oceanic regions.

### 1. Introduction

The flow of Modified Atlantic Water (MAW) along the African coast in the western Mediterranean basin is known as the Algerian current. When MAW enters the Mediterranean through the strait of Gibraltar it circulates in the Alboran Sea as a geostrophic jet. In the eastern border of this region it encounters surface Mediterranean waters, forming what is known as the Almeria-Oran front in a NW to SE direction (Gascard and Richez, 1985; Tintoré et al., 1988). The MAW jet reaches the North African coast near 1°W flowing along the Algerian and Tunisian coasts towards the Sardinia channel and the Strait of Sicily. This is the origin of the Algerian current (hereafter, AC), one of the main components of the Mediterranean circulation system, responsible for carrying the light MAW to the eastern basin. From 1°-2°E the alongslope AC is affected by instability processes, mainly of baroclinic nature, which begin as meandering of the stream, and then produce eddies that can grow while translating downstream. Some deep anticyclonic eddies can detach from the current and persist up to several months offshore in the Algerian basin (Millot, 1985; Taupier-Letage and Millot, 1988). The circulation of all the water masses in the region can be strongly influenced by the presence of this large mesoscale eddies, what gives a specific character to the Algerian basin dynamics. It is of a much more turbulent nature than in other western Mediterranean areas.

However, due to several reasons, only a few field studies have been undertaken in such region (Benzhora and Millot, 1994; Millot et al., 1997), being remote sensing the most important source of data up to date (Taupier-Letage and Millot, 1988). Thus, on the frame of the European MATER

project (second phase 1996 - 1999 of the Mediterranean Targeted Project from the EU MAST program) great effort was put in studying the Algerian basin, including intensive interdisciplinary in situ cruises. The main objective was to understand the three-dimensional dynamics of the mesoscale eddies and their effect on the ecosystem. One of these cruises (ALGERS'96) focused on an instability generated in the AC near 1°E, that by mid October 1996 was growing while being advected downstream. The field experiment consisted on a multidisciplinary survey of the instability structure, formed by a meander with a deep anticyclonic eddy inside it, and an up crest cyclonic circulation that affected the surface layer and vanished after several days while the anticyclone continued growing (Font et al, 1998a).

In addition, on the frame of such experiment, a Lagrangian experiment with surface buoys tracked by satellite was initiated to survey the evolution of the instability in relation to the AC. Oceanic Lagrangian buoys are a low cost alternative to survey large as well as poorly known areas of the ocean and have been widely used as a complementary technique to other oceanic measurements (Brink et al, 1991; Davis et al., 1996; Richez, 1998). The Lagrangian data provide a way to estimate the velocity field following the particle trajectory but also the Eulerian field can be also reconstructed under some assumptions (Poulain and Niiler, 1989; Owens, 1991; Eremev et al., 1992). However, the most common use of Lagrangian data is to get statistical properties of the ocean and therefore to characterize how eddy motions affect the dynamics of the mean field (Davis, 1987; Davis, 1994). Within the ALGERS'96 experiment buoys trajectories have been used to track the drift of MAW until the strait of Sicily (Font et al, 1998) and for a study of the evolution of different eddies by a joint analysis of the trajectories and satellite infrared imagery (Salas et al., 1999).

In the present paper we focus on the general characteristics of the AC derived from the statistical analysis of the collected Lagrangian observations. Previous Lagrangian experiments in the AC were more focused in analysing local instabilities and they were of limited extension (Millot et al, 1991). Compared with previous studies, the reasonable high number of ALGERS'96 buoys constitutes a valuable data set to provide a rich description of the AC. In the next section the buoy data are briefly presented. In section 3 we show the primary statistics, the estimation of the spatial and time decorrelation scales and we apply the classical dispersion theory, as an adequate starting point to estimate Lagrangian diffusivities. At the end of the section we present a picture of the AC from the Eulerian point of view, and finally in the last section the main results are summarised.

## 2. Buoys data

Eighteen buoys were launched in the AC during October 17-18 1996 from the Spanish R.V. Hespérides, in two sets of 3 and 15 buoys separated 5 to 10 km along two cross sections: one across the AC upstream the meander, and the other across the main flow and the cyclonic part of the instability. These were surface drifters, equipped with an Argos transmitter to be located by satellite and a subsurface cylindrical vane to allow a maximum drag 10 m below the sea surface. The analysis presented here was made with data from 15 buoys that were fixed during 25 days the shortest trajectory, up to 3 months for the longest trajectories. Then, it constitutes a total data ensemble of 843 buoy-days of sampling within the AC through the autumn-winter period. The Argos satellite tracking system at this latitude gives fixing points 6-8 times per day with a precision around 500 m, which implies an error in the velocity estimations of about 0.1 cm/s. The full buoy tracks of the whole data set during the sampling period are plotted in Fig. 1.

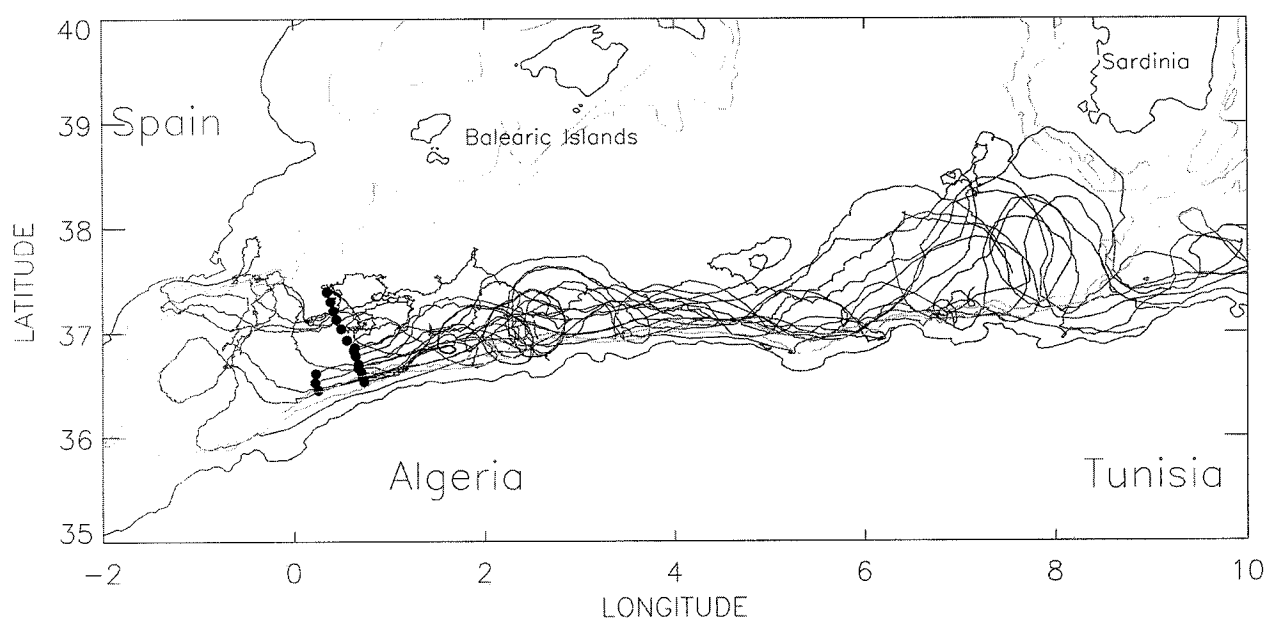


Figure 1. "Spaghetti" diagram of all 18 buoy trajectories tracked during the ALGERS'96 experiment. The bathymetric contours represent 1000 m and 2000 m of depth. Black points represented the initial deployment location of the buoys.

It shows the path of the MAW from the eastern boundary of the Alboran basin to the Strait of Sicily, with a clear trend of the flow towards the east, although exhibiting a rather complex mesoscale pattern. The trajectories reveal several eddies (closed loops) with different scales, particularly evident around 2°E and between 6-8°E. During the first days after the release, all the buoys described the instability event of the AC. Some of them were trapped in the cyclonic eddy and drifted to the west, before being re-introduced in the AC. More eastward, other buoys displayed some loops related with the coastal anticyclonic eddy, and then they were expelled from the eddy

to drift downstream following the AC. At the eastern end of the Algerian basin, the shape of the trajectories is again very complex: some of them travelled along the coastline and others clearly moved offshore delineating a big anticyclone structure. Buoys trapped in such structure remained re-circulating for more than 7 days (Salas et al., 1999). To get an estimation of velocities from fixing locations, the trajectories were interpolated with a cubic-spline and re-sampled to get regular fixing points every 6 hours. Velocity was then computed from consecutive pairs along the trajectories.

### 3. Results and Discussion

#### 3.1 Primary statistics

The primary properties of the flow for each buoy are summarised in Table 1. The mean velocities from the global data set are  $\langle u \rangle, \langle v \rangle = (13.90, 1.38)$  in cm/s, where as usual,  $u$  and  $v$  are the east-west and north-south components of the flow. As expected, the mean zonal velocities are generally larger than the mean meridional velocities given the predominantly eastward flow of the MAW. Maximum velocities are found to be of the order of 70 cm/s and the maximum mean zonal value is about 25 cm/s while the mean zonal components are within the 0-3.5 interval except the buoy labelled 23 that has a net westward component. This corresponds to a buoy that was initially launched within the instability event of the AC and travelled towards the Spanish coast, remained in the area for a long time, and ceased to transmit few days after having re-entered in to the Algerian current. This different behaviour between the mean zonal and meridional components is not totally reflected in the fluctuation values. Root mean square values are in general larger for the zonal than for the meridional components, however their differences are not so big and, in some cases, they are of the same order or even greater for the meridional component. It should be noticed that, despite the strength of the mean current, the fluctuation field is very energetic, which is a proof of the turbulent regime of the Algerian Current. As a consequence of the presence of two energetic mesoscale events (Fig. 1), the computed eddy kinetic energies (EKE) are in general considerably greater than mean kinetic energy with the exception of buoy 13, that was the buoy with the smoothest trajectory in the observations (Salas et al, 1999). The path was almost uniform in the east direction until it contoured the big anticyclone structure near the Sardinia island.



Table 1. Primary statistics from each buoy.

Buoy	Obs. N	$\bar{u}$ $cm s^{-1}$	$\bar{v}$ $cm s^{-1}$	$\bar{u}^2$ $cm^2 s^{-2}$	$\bar{v}^2$ $cm^2 s^{-2}$	$\sqrt{\bar{u}^2}$ $cm s^{-1}$	$\sqrt{\bar{v}^2}$ $cm s^{-1}$	MKE $cm^2 s^{-2}$	EKE $cm^2 s^{-2}$
79	32	21.38	3.2	752.0	510.8	27.4	22.6	233.7	611.7
24	82	12.07	0.5	542.9	360.7	23.3	18.9	73.1	446.1
23	25	6.55	-3.1	95.2	29.4	9.76	5.42	26.3	59.8
15	86	11.41	0.4	496.6	255.0	22.2	15.96	65.2	371.4
17	69	14.40	1.1	929.0	498.4	30.4	22.3	104.5	703.3
25	46	19.57	0.5	261.8	425.6	16.1	20.63	191.8	336.3
19	68	10.11	3.5	500.2	201.1	22.3	14.1	57.31	345.5
22	74	13.14	0.84	355.6	343.3	18.8	18.5	86.8	344.7
18	88	7.68	0.82	255.4	91.9	15.9	9.5	29.8	171.7
21	65	14.8	2.38	257.4	241.5	16.0	15.5	12.3	245.6
27	45	13.0	0.95	360.5	139.6	18.9	11.8	85.5	244.5
13	39	24.9	2.90	163.1	232.5	12.7	15.2	314.3	192.7
14	47	18.3	1.14	453.7	302.4	21.3	17.3	168.2	370.0
26	45	20.3	2.94	379.3	584.6	19.47	24.1	210.7	471.3
20	32	11.6	2.53	413.2	407.8	20.3	20.1	71.5	397.7
ALL	843	13.90	1.38	445.3	298.3	21.1	17.2	115.4	354.1

### 3.2 Lagrangian correlation scales

To evaluate dispersion characteristics of the AC we must first know what are the characteristic time and space scales of the flow. From a Lagrangian point of view such scales can be defined from the auto-correlation function of the process defined as,

$$R(\tau) = \frac{1}{\bar{u}'^2 T_{max}} \int_0^{T_{max}} u'(t) u'(t+\tau) dt \quad (1)$$

where the overbar means averaged magnitude. In the case of a random process, as a pure random walk, a characteristic time scale may be defined (T), which is a measure of the interval where the values of u(t) are statistically independent or correlated. T is then defined as,

$$T = \int_0^{\infty} R(\tau) d\tau \quad (2)$$

Generally, natural processes have a characteristic behaviour where  $R(\tau)$  is large for short times and decays for very long times. In our case, if the time scales of the flow are well resolved by the

Lagrangian buoy trajectories, the integral of  $R$  will approach a constant value and the integral time scale is thus well defined. Similarly an integral spatial scale may also be defined as,

$$L = \sqrt{u'^2} \int_0^{\infty} R(t) dt = \sqrt{u'^2} T, \quad (3)$$

that characterises the spatial scale where the process is correlated.

Frequently in real data, most of the autocorrelation functions approach to zero for long lags but often exhibit a systematic trend of oscillations that strongly influences the computation of the integral time scales (Fig.2). Because most of the contribution in (2) comes from the short time behaviour, we apply here the usual convention of integrating the autocorrelation function up to the first zero crossing (Colin de Verdière, 1983, Haynes and Barton, 1991). This approximation means that values can be considered as upper bounds rather than true characteristic scales.

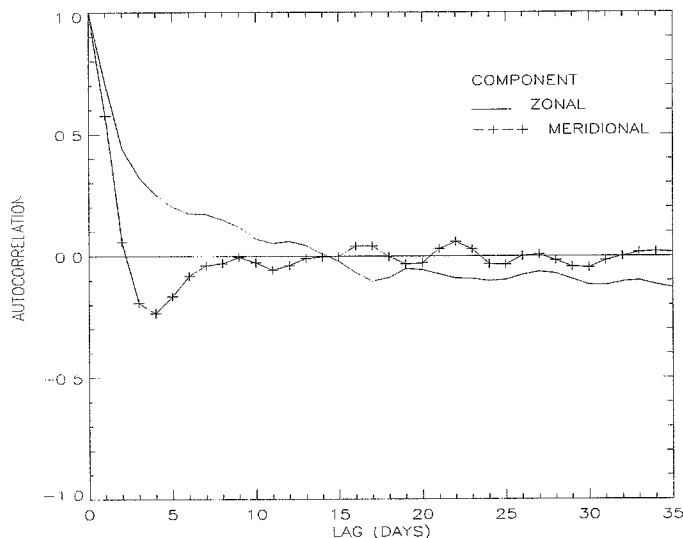


Figure 2. Lagrangian autocorrelation function from all buoys for both the zonal and meridional components.

By considering the ensemble of data and following this criteria the Lagrangian time scales are about (3.77, 1.63) days for the zonal and meridional components respectively, and the corresponding space scales are about (66, 26) km (see Table 2). However, as it can be appreciated in the table the time scale fluctuates within the range 1.02-6.83 days and the spatial scale in the range 7-140 km. Larger values are found in those buoy trajectories where eddy motions predominate along their mean drift, being in some cases nearly similar to the revolution time in looping trajectories.

Table 2. Time and Length scales derived from Lagrangian autocorrelation function.

Buoy	Obs. N	Time scale (days)		Length scale (km)		Diffusivity $cm^2 s^{-1}$	
		$T_u$	$T_v$	$L_u$	$L_v$	$K_{11}$ $10^7$	$K_{22}$ $10^7$
79	32	2.17	1.77	55.4	37.2	16.3	9.0
24	82	4.77	1.84	103.0	32.4	25.8	6.6
23	25	2.00	1.57	18.1	7.4	1.9	0.4
15	86	6.83	1.41	141.1	20.2	33.8	3.6
17	69	4.18	1.74	118.1	36.0	38.7	8.6
25	46	2.37	1.76	35.6	33.7	6.2	7.5
19	68	6.62	2.07	137.0	27.7	33.0	4.1
22	74	2.71	1.59	47.5	27.4	9.6	5.4
18	88	6.14	1.02	91.0	9.1	15.6	0.9
21	65	3.2	2.28	48.0	32.8	8.2	5.4
27	45	1.51	1.65	26.7	18.1	5.4	2.3
13	39	1.65	2.50	19.2	35.4	2.6	5.8
14	47	2.80	1.56	55.4	25.1	12.7	4.7
26	45	1.38	1.38	25.0	31.1	5.2	8.0
20	32	1.59	1.57	73.7	25.9	6.5	6.4
ALL	843	3.77	1.63	66.32	26.1	14.8	5.2

### 3.3 Single particle dispersion: Taylor's Theory

The theory of G.I. Taylor (Taylor, 1921) on particle dispersion has been widely and successfully used to analyse Lagrangian data sets in other places (Colin de Verdière, 1983; Krauss and Bönning, 1987; Brink et al, 1991; Haynes and Barton, 1991). Taylor's theory was formulated to describe the dispersion of a point source of particles within a statistically stationary and homogeneous turbulent flow regime. According to Taylor's theory the particle dispersion is related to the correlation function as

$$\overline{x'^2} = 2\overline{u'^2} \int_0^t (t-\tau) R(\tau) d\tau, \quad (4)$$

where  $x'$  is the random particle displacement due to  $u'$ , and then diffusivity is identified as

$$K_{ii} = \overline{u'^2} \int_0^t R(\tau) d\tau = \overline{u_i'^2} T. \quad (5)$$

Therefore, given a characteristic behaviour of the autocorrelation function, two limiting cases can be found independent of the detailed behaviour of  $R(\tau)$ . For short times i.e.,  $t < T$  we have  $R(\tau)$ ,  $\tau \rightarrow 1$  and from (4)

$$\overline{x'^2}(t) = \overline{u'^2} t^2, \quad (6)$$

while for the asymptotic behaviour  $t, \tau \rightarrow \infty$  or  $t \gg T$ ,  $R(\tau)$ ,  $\tau \rightarrow 0$  and from (4) we found

$$\overline{x'^2}(t) = 2\overline{u'^2} tT, \quad (7)$$

which is known as the random walk regime.

In order to apply such theory to a Lagrangian data set we have first to consider whether the assumptions of homogeneity and stationary can be applied or not to analyse the ocean dynamics, and second, where the measurement strategy is coherent with such assumptions. The former is only a question related with the proper ocean dynamics, but the later is clearly a problem related with the experimental design. The average procedure must be applied as an ensemble average, which means to average among several replicated samples of the same process. The problem is approached by segmenting the trajectories and considering such interval as an independent realization of the same process once the mean drift is suppressed. This is a reasonable procedure if the segmenting interval is longer or at least equal to the decorrelation scales both in time and space. The method has been widely used for open ocean environments where the assumptions are reasonably satisfied (Colin de Verdière, 1983; Krauss and Bönning, 1987; Poulain and Niiler, 1989) but also, as a first order approximation, near coastal boundaries where the flow is anisotropic (Davis, 1985; Haynes and Barton, 1991). We have applied it to our data set being careful in order to get enough samples to have reliable statistics, but also to guarantee statistical independence of each segmented interval. From table 2 if the trajectories were segmented and restarted in intervals of 7 days, which are slightly larger than the largest decorrelation time (6.83 days, see in table 2), we almost assure independence for most of buoys with a reasonably number of samples. The 15 buoys provide 112 segments, which were limited up to 50 days. For longer periods the number of artificial observations are less than 30, which are insufficient to have statistically reliable results (Fig. 3). Thus, the statistical analysis was done with a sample size larger than 30.

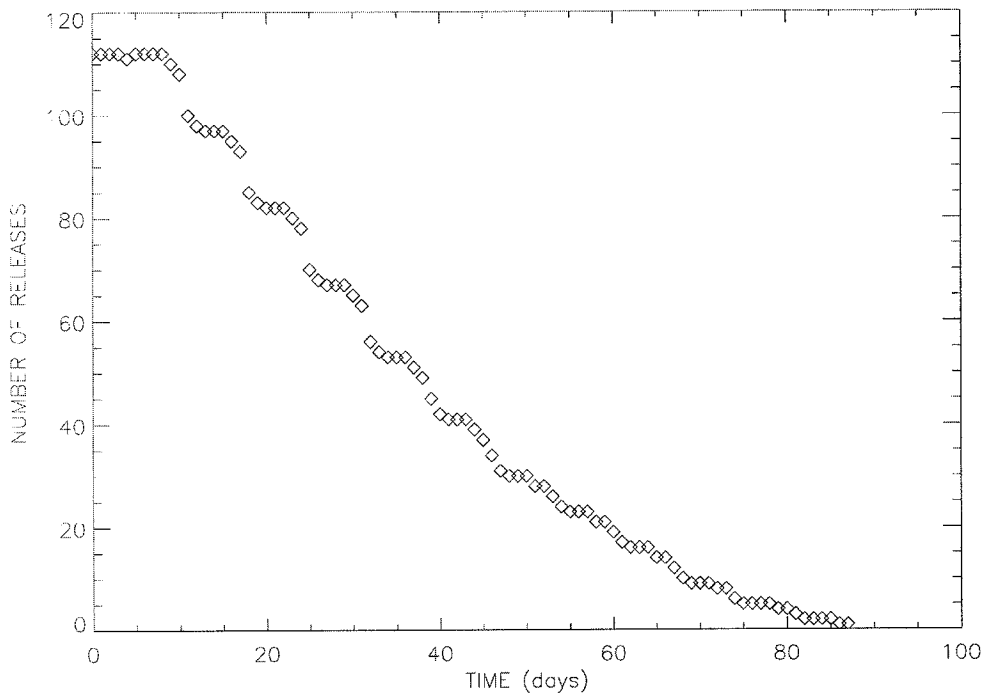


Figure 3. Number of releases as a function of the time generated by restarting the original trajectories at 7 day intervals.

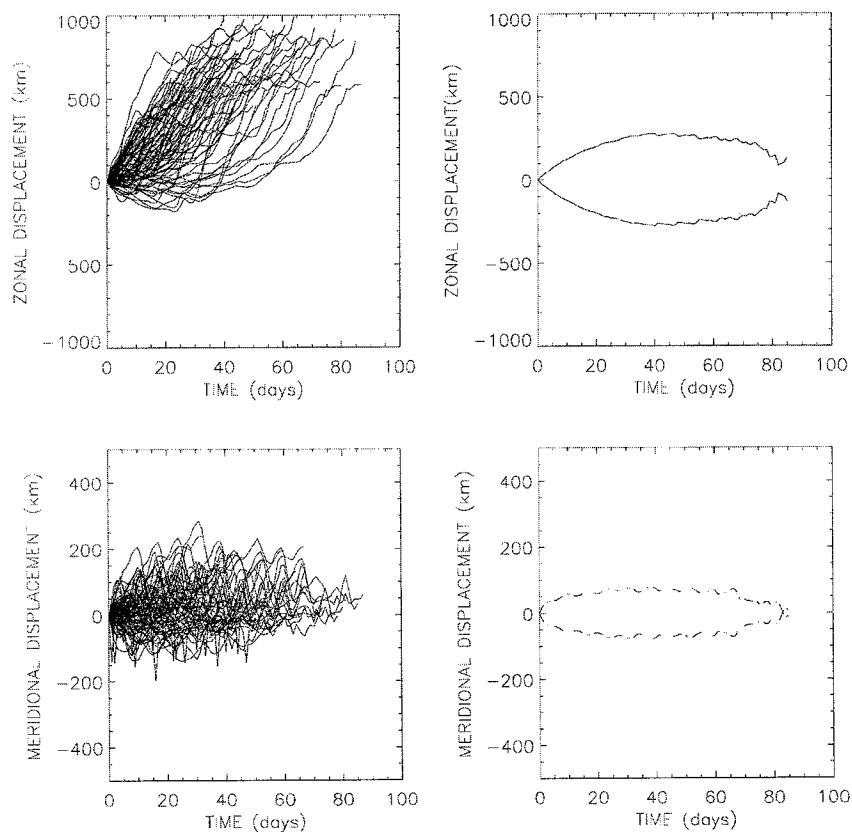


Figure 4. Dispersive dye plume and the envelopes without tendency from the artificially generated trajectories: zonal and meridional directions.

In Fig. 4 we have represented the tracks followed by water parcels as if they were initially located at the same origin distinguishing the zonal and meridional components. The cloud of points has a shape that resembles a point source of particles, as chimney-emitting smoke dispersing in a

homogeneous turbulent field. To verify the applicability of the Taylor's theory to our data set the paths composed by the center of gravity of each ensemble of trajectories were extracted and plotted (see Fig. 5). As it can be appreciated the path of the center of gravity is roughly in close agreement with the mean drift of the flow. For small times ( $t < 40$  days), the mean displacement is linear in time and nearly similar to the mean flow  $d\bar{x}/dt = \bar{u}$ . For larger times it appears a deviation from such linear regime exhibiting strong oscillations, which is a reflection of the underlying spatial variability of the mean velocity. This suggests that for times  $> 40$  days the behaviour of diffusivity must be considered with caution because of the applicability of the theory.

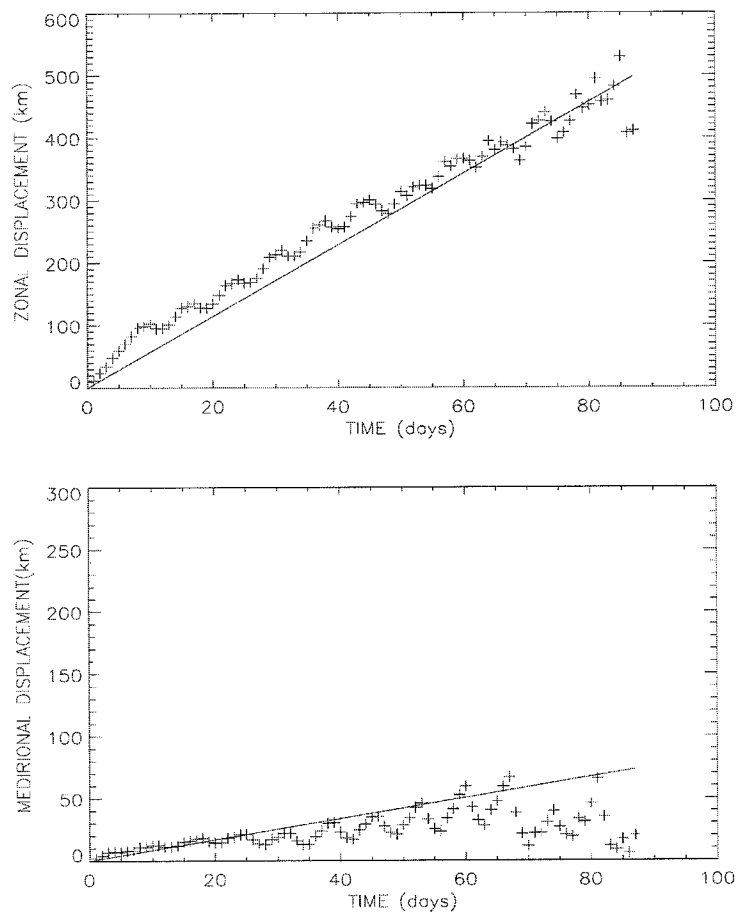


Figure 5. Time evolution of the center of gravity for the 112 segmented buoy tracks (plus symbol) and the mean displacement from the whole data-set (continuous line).

The particle dispersion  $x'(t)$  is computed from the Lagrangian mean displacement  $x'(t) = x(t) - \bar{X}(t)$ . Results are shown in Fig. 6 where we can observe that the zonal dispersion is larger than the meridional dispersion, what should be expected from trajectories that contain more westward-eastward displacement than southward-northward displacement as consequence of the inhomogeneity of the flow.

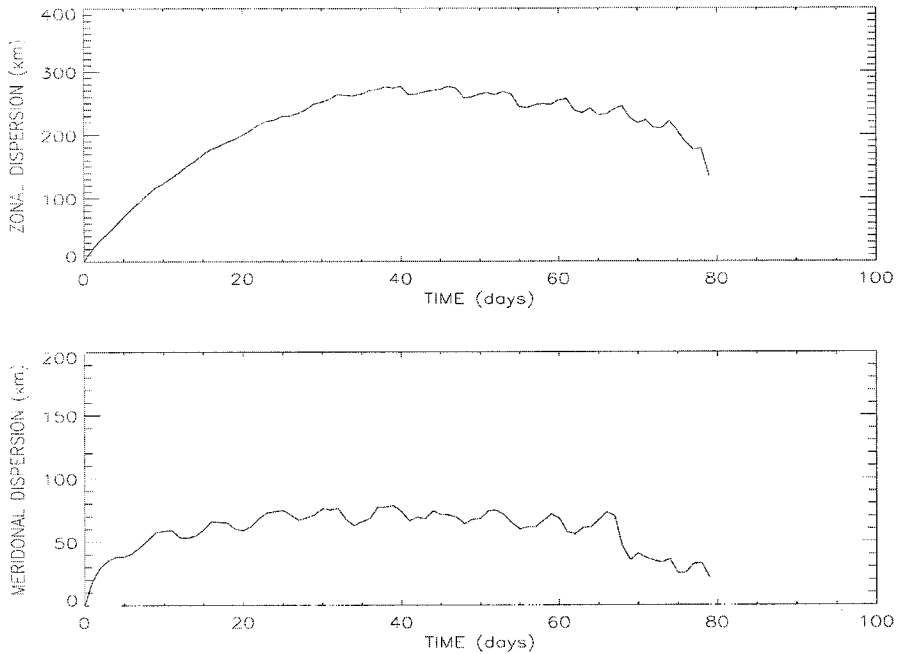


Figure 6. Zonal and Meridional dispersion estimated from the segmented trajectories.

We can also appreciate the two different dispersion regimes predicted by Taylor's theory, the initial linear dispersion and the random walk regime. For short times, after deployment dispersion has a rapid increase, where the dispersion is proportional to the square of time after release. After that, the increase is lower up 30 days (Fig.6). Then the curves show a tendency to a saturation level, until decay. From these results, we proceed to fit our observations to the Taylor's theory. In the initial dispersion regime, zonal and meridional rms displacements for short times are depicted in Fig. 7a. We can see by comparing with predicted values, that observed dispersion is well modelled by equation (4) for both components. However, after two days the observed rms grows slower than the short time approach.

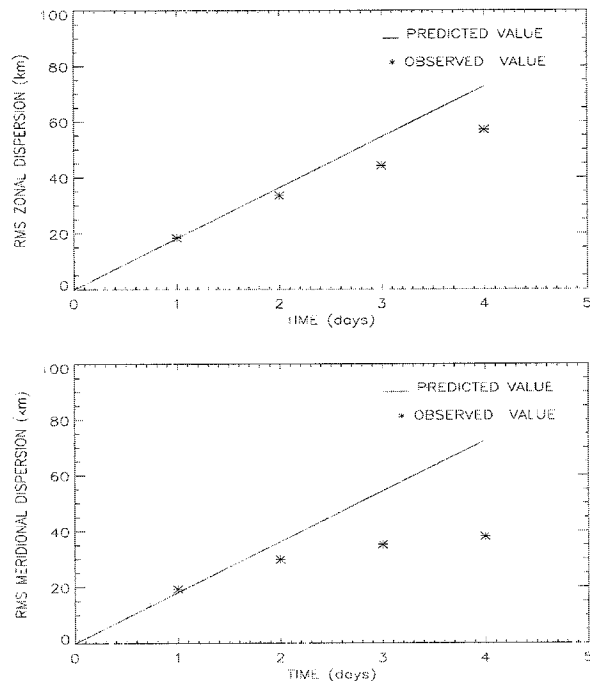


Figure 7a. Initial dispersion regime. The symbols represent the observations and lines the rms dispersion predicted by Taylor's theory.

Here again we can also observe the difference between both components; meridional component separates soonest than zonal component. As time progresses, the rate of dispersion slows down in accordance with Taylor's theory and the random walk regime is reached from about 20-50 days (Fig. 7b). Remark that while zonal component is closer to the theoretical result, the meridional component exhibits a great discrepancy. For longer times the computations are not reliable, as the reduction of number of data points produces spurious random fluctuations.

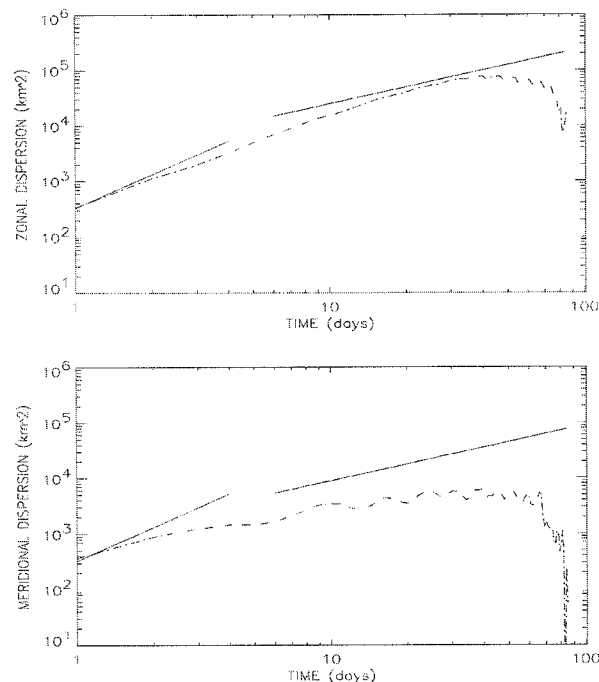


Figure 7b. Logarithmic plot of the dispersion as function of time. The lines indicates the two regimes of the Taylor's theory. Note the random walk regime from 20 to 40 days.



Finally, diffusivities are estimated directly from (7) or by performing the integration of the autocorrelation function. Diffusivities are shown in Fig. 8 where despite of the rather fluctuating shape the overall trends are clear (initial dispersion and random walk regime). The characteristic values obtained were about  $9.3 \times 10^7$  and  $3 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  for both the zonal and meridional diffusivities respectively.

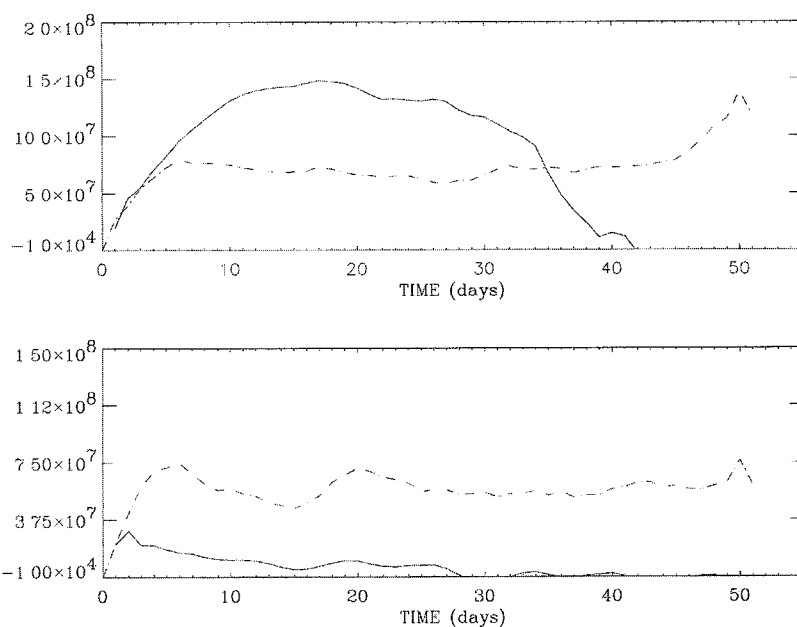


Figure 8. Smoothed zonal and meridional diffusivities as a function of the time. Direct estimation (solid line) and via autocorrelation (broken line).

### 3.4 Eulerian flow

For the first time, the data here analyzed constitutes a complete coverage of the full path of MAW from the Alboran Sea to the Sicily strait. A mean picture of the AC, as representative of the seasonal circulation, cannot be given by the temporal sampling of our data set. However, it is interesting to get an Eulerian picture from our data set in order to qualitatively compare with other measurements made in the zone (Millot et al., 1997) and also because this is the common output of most numerical models (i.e., Heburn, 1994; Beckers et al. 1994; EUROMODEL, 1995; Herbaut et al., 1997). To build Eulerian maps from Lagrangian information is not a trivial task and there exist several techniques (i.e. Poulain and Niiler, 1989; Owens, 1991; Eremev et al., 1992; Davis et al., 1996). In this study we apply the simplest and the most common technique where the spatial area covered by all buoys is subdivided in boxes, and a spatial average is done to get an Eulerian value of the velocity for each box (Poulain and Niiler, 1989). The size of the boxes were taken as squares of  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  based on the mean size of the loops described by several buoys. Thus the box size is larger than the typical scale of the most energetic eddies but small enough to resolve significant

large-scale variability and, according to results of previous sections, of the same order than the decorrelation length-scale.

In Fig. 9 we show the Eulerian picture found from the Lagrangian data where the meandering shape of the AC from west to east is observed. The variability, quantified as the root mean square within each box, is maximum around  $2.5^{\circ}$  and  $7^{\circ}$ E. The main flow appears significantly intensified between  $3^{\circ}$ - $6^{\circ}$  E and also near the Sardinia channel maximum velocities are about 50 cm/s. The meandering appearance must be understood not as the result of an instability process of the AC but due to the net effect of eddy structures to redistribute the momentum of the mean field. Near the coast, ellipses are strongly oriented along the direction parallel to the coast. The variance ellipses increase by two or three times their values offshore and near the Sardinia channel, which is the area characterized by the strong eddy activity seen in the Lagrangian paths.

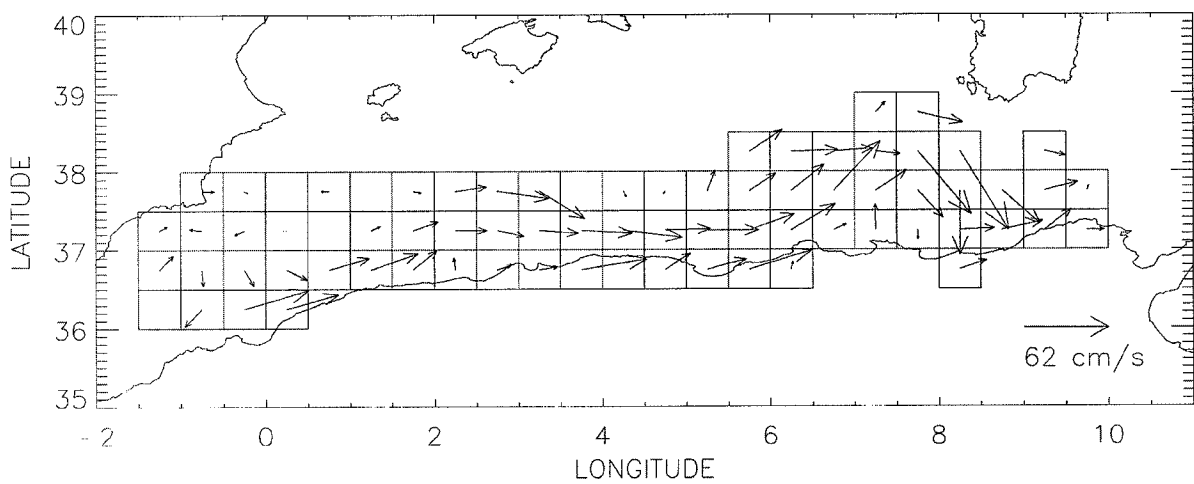


Figure 9a. Mean Eulerian flow.

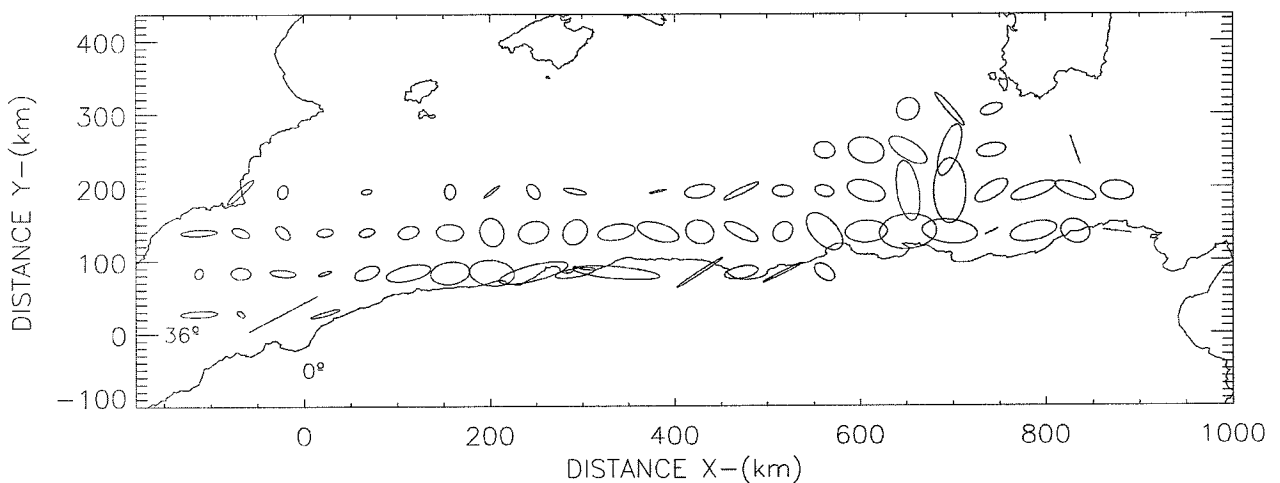


Figure 9b. Variance ellipses calculated from Lagrangian buoy data.

The Eulerian time scale was estimated in those boxes containing up to 30 buoy-days. Both components of the Eulerian time scales were nearly similar to the values estimated in the previous

analysis. But the zonal Eulerian time scale (2.6 days) was larger than the meridional one (1.8 days) as we expected. However, these results had small values in comparison with the values (8.6, 6 days) obtained from moorings deployed along the Algerian coast between 1°E and 5°E, at a nominal depth of 100m (Millot et al, 1997). Unfortunately the Eulerian observations from the moorings are not simultaneous with the Eulerian values estimated with the buoy trajectories in this study.

Finally, numerical results are roughly in agreement with our picture in terms of the mean seasonal circulation (Heburn, 1994; Beckers et al. 1994). However, the circulation patterns given by such models are sensitive to how are the boundary conditions and which initial fields are considered, even in simulations with realistic forcing (Herbaut et al. 1997).

#### 4. Summary

The Lagrangian observations carried out during the ALGERS'96 experiment has allowed us to deal, for the first time, with the statistical properties of the Algerian current. The deployment strategy allowed us to map the velocity field of the AC, to analyze its mesoscale variability and to give us the first direct quantitative measures of the eddy turbulence in the AC. Such current exhibits a turbulent regime characterized by the intensity of the fluctuations measured from the buoy trajectories. From the analysis of the autocorrelation function we have estimated the characteristic time and spatial scales of such fluctuations. Time scales are, in average, about 3.77 and 1.63 days, and spatial scales about 66 and 26 km for both zonal and meridional components.

Effective diffusivities have been calculated using the classical Taylor dispersion theory. The results have shown that the computed values are consistent with the applicability of such theory, particularly in the short time behaviour. Small differences appear between the meridional component respect to zonal component related to theoretical results. A bad fit in the meridional direction was observed in the random walk regime (long time limit) also reflected by the considerable differences in decorrelation scales found in the buoy trajectories. It is a consequence of the non-homogeneous and non-stationary regime of the AC that invalidates the applicability of the theory in the long time limit. The considerable differences in variances and time scales in the statistics of single buoy trajectories result in much different eddy diffusivities, being the meridional component lower than the zonal one. Nevertheless, the computed diffusivities are about  $9.3 \times 10^7$  and  $3 \times 10^7$   $\text{cm}^2\text{s}^{-1}$ , which are of the same order of those estimated in other areas with similar oceanic regimes.

Finally, an Eulerian view of the velocity field is given by spatially averaging. It reflects the incidence of mesoscale features in the mean field especially in the area around 1°-2° E and near the Sardinia channel. These areas correspond to the places where several buoys were trapped in looping trajectories, producing an offshore enlargement of the mean current. Despite the representativity of such view, the obtained pattern is quite similar with the scenario provided by numerical models. In this sense it would be very interesting to perform direct Lagrangian simulations of the AC that could be compared much more adequately with our results.

### **Acknowledgements:**

The data used in this study were obtained during the ALGERS'96 experiment, with financial support from the European Union MAST program (MATER Mediterranean Targeted Project phase II, contract (MAS3-CT96-0051), and Spanish CICYT (AMB95-0901-C02). We acknowledge the co-operation of the crew and colleagues onboard the R.V. Hespérides. J. Salas was under grant 94789 from the Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología de México (CONACYT). This is a contribution to MATER (publication MTPII-MATER/031) and CICYT MAR95-1861 projects.

## II.2.5 Apéndice: Cálculo del campo Euleriano de velocidades

Las trayectorias de las boyas muestran claramente la presencia de un flujo permanente a lo largo de la costa asociado a las fluctuaciones de la baja frecuencia de la corriente Argelina. Se decidió investigar con las 17 trayectorias de boyas las propiedades generales de ese flujo desde un punto de vista Euleriano y su variación inducida posiblemente por los fenómenos mesoescala. Hasta fechas recientes no hay ningún estudio en la cuenca Argelina que muestre mapas del flujo de la corriente media de larga escala (estacional, semianual, anual e interanual), primero por no utilizar una herramienta apropiada para obtener este tipo de observaciones, lo cual limita la obtención de registros de velocidad largos y segundo porque la actividad de mesoescala es altamente inhomogénea y anisotrópica a lo largo de la costa Africana (Diagrama esquemático de Millot, 1999). Sin embargo la utilización de las boyas de deriva en este estudio puede, mostrarnos nuevos resultados sobre la circulación general de esta región oceánica, que pueden ser el inicio de posteriores estudios relacionados con la variabilidad espacial y temporal del flujo de larga escala. Además, la distribución superficial de la corriente en la cuenca Argelina es una de las variables necesarias para determinar la trayectoria de material flotante que ha sido inyectado dentro de esta área de estudio. Por ejemplo, la distribución superficial de contaminantes, partículas de sedimentos, nutrientes y su tiempo de residencia en la cuenca Argelina, son variables afectadas por la estructura horizontal del campo de la corriente.

En otras regiones oceánicas se han realizado varios trabajos relacionados con la distribución horizontal del campo de velocidades utilizando la estadística Euleriana de datos lagrangeanos. Para ese cálculo se han empleado series de velocidad de longitudes variando desde pocos días hasta varios años y medidas con diversos tipos de modelos de boyas de deriva (Davis, 1985b; Brink, et al, 1991; Poulain and Niiler, 1989; Richez, 1998). En algunos de esos estudios la distribución de la velocidad superficial se ha utilizado para describir tendencias de la circulación en aquellos casos donde las trayectorias individuales están limitadas en el tiempo (menos de un mes) y para estimar procesos de transporte por advección-difusión de trazadores pasivos, como por ejemplo la temperatura, que es una variable que se puede medir durante la deriva de un grupo de boyas.

El área ocupada por las boyas fue subdividida en cajas de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ , resultando un total de 67 cajas al mallar el área de estudio. El tamaño de las cajas fue escogido utilizando la escala Lagrangeana espacial media, obtenidas de las trayectorias individuales de los flotadores. De esta manera se puso en evidencia la contribución de los remolinos sobre la variación del flujo a bajas frecuencias. Posteriormente las velocidades medias dentro de cada caja se obtuvieron promediando todas las velocidades de las boyas contenidas dentro de la caja (Figura 1). Se utilizaron 8612 observaciones de un total de 843 días de boya, donde (1 día boya=boya x 1 día). Esta velocidad media se debe interpretar con cautela porque la densidad del muestreo y la longitud temporal de las trayectorias varió entre cajas: 61 cajas tuvieron más de un día boya y más de 2 trayectorias de boya diferentes, solamente en 6 cajas de la malla el número de días boya fue uno (Figura 1), en este caso esas observaciones solamente se emplearon con fines ilustrativos.

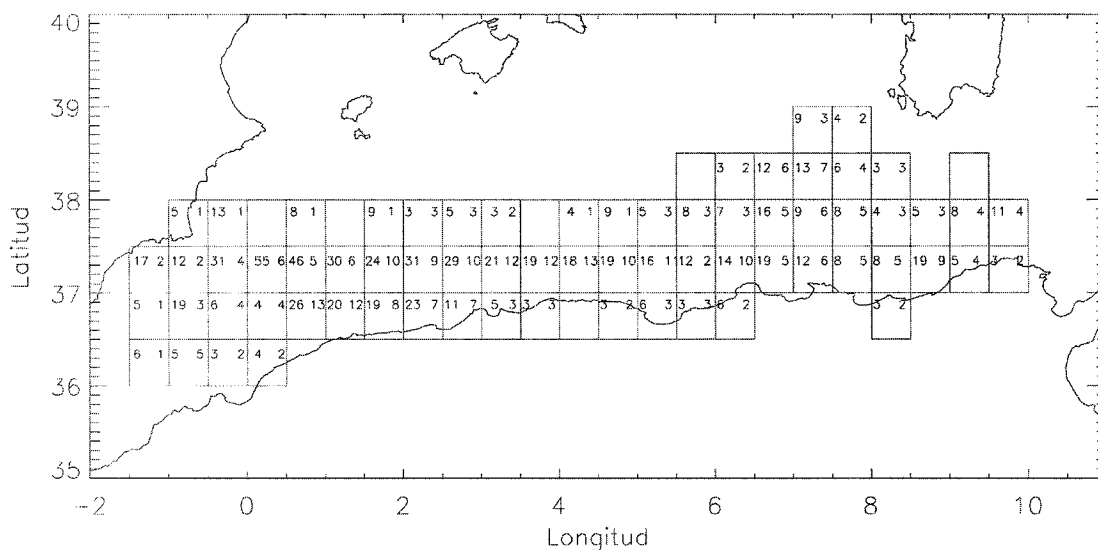


Figura 1. Cajas de  $0.5^\circ$ , con el número de días boya en la columna de la izquierda y el número de boyas diferentes en la columna de la derecha.

La fluctuación de la longitud de las series de velocidad puede ser uno de los factores que pueden limitar la estadística de este campo Euleriano. De acuerdo al muestreo obtenido con las trayectorias de boyas estas pudieron medir la contribución de la señal de baja frecuencia, incluyendo la señal estacional (otoño e invierno), y la señal de la escala de fluctuación semianual, de la que evidentemente no se midió su ciclo completamente con este conjunto de datos (Tabla I, sección II.3). A pesar de esas limitaciones impuestas por nuestro conjunto de datos, trataremos de enfocar nuestro análisis objetivamente y demostrar cualitativamente y cuantitativamente que este campo Euleriano muestra la distribución superficial de la corriente estacional.

La distribución general de la circulación relacionada con este campo Euleriano muestra una alta similitud con el diagrama de circulación geostrofica superficial estimado con el modelo numérico GHER (Beckers et al, 1997). En ambos diagramas se observó que la corriente Argelina fluye a lo largo de la costa Africana, excepto en la entrada (parte occidental) y salida (parte oriental) de la cuenca Argelina, donde el flujo medio se ondula casi permanentemente por la presencia de eventos de mesoescala. En el estudio de Bouzinac et al, (1998), se observó para un período anual, que las zonas de variabilidad permanentes ocurrieron en los 4°E y los 8°E, donde los remolinos se desprendieron de la corriente Argelina.

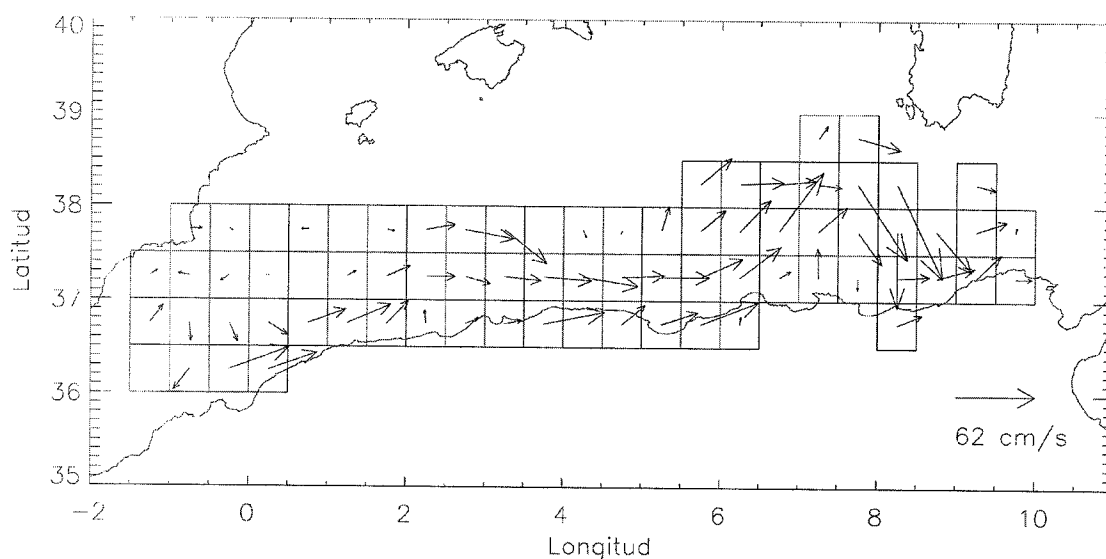


Figura 2. Mapa Euleriano obtenido con las trayectorias de las boyas del experimento ALGERS'96.

El flujo medio representado en el diagrama Euleriano, puede sugerir un tiempo de residencia dentro de la cuenca Argelina de 50 días para el agua Modificada del Atlántico que fluye desde los 0° hacia el canal de Cerdeña. Las fuertes discrepancias entre el tiempo de residencia observado y calculado, fue más notable en aquellas regiones donde la variabilidad espacial fue mayor, es decir en aquellas zonas donde la presencia de meandros o remolinos predominó. Por ejemplo, entre los 2°-3°E y cerca del canal de Cerdeña el tiempo de residencia observado fue dos o tres veces mayor al estimado. Dos remolinos aparecen en las trayectorias de boyas de aquellas zonas (Figura 2).

El flujo medio en la cuenca Argelina fue predominantemente hacia el este (Figura 2) fluctuando con velocidades de 20  $\text{cm s}^{-1}$  a 150  $\text{cm s}^{-1}$ . Primeramente, este flujo medio se acelera significativamente entre los 3° y 6°E, posteriormente también cerca del canal de Cerdeña. En ambas áreas, las velocidades que se observan pueden sobrepasar los 100

cms<sup>-1</sup>. Cerca del canal de Cerdeña los remolinos que se desprendieron de la costa para ir hacia el norte, perturbaron considerablemente la trayectoria hacia el este del flujo medio (Salas et al, 1999) observándose el desvío del flujo hacia mar abierto posteriormente en el extremo suroeste del canal de Cerdeña ese flujo vuelve a fluir hacia el este.

La presencia de remolinos en el conjunto de datos podría afectar la estimación de la velocidad Euleriana, al inducir a las boyas a pasar más tiempo dentro de ese flujo (Poulain y Niiler, 1989). Es decir cuando las boyas se mueven dentro de un remolino, que se traslada hacia el este, su trayectoria implica movimientos hacia arriba y hacia abajo, lo cual implica un mayor tiempo de recorrido que el realizado siguiendo una trayectoria recta hacia el este, en este caso la estimación de la velocidad media puede disminuir considerablemente. Para estimar el error introducido por el campo de remolinos en la velocidad media, se calculo el error de la velocidad Euleriana con la expresión propuesta por Krauss y Böning (1987), representada como:

$$\varepsilon = \frac{2 \times \sqrt{u'^2}}{\sqrt{No}}. \quad (1)$$

Donde los datos estadísticamente independientes son, la desviación estándar  $\sqrt{u'^2}$  y los grados de libertad No. Los grados de libertad (No) se pueden obtener de la razón del número de observaciones N con la escala temporal lagrangeana T (obtenida con la función de autocorrelación), es decir No=N\T. Esa expresión permite estimar la confiabilidad estadística del campo medio.

El error de la velocidad media estimado con (1) para ambas componentes de la velocidad de cada caja resulto ser menor a la velocidad media, excepto en aquellas cajas donde el número de muestras independientes o grados de libertad fue menor a 5. La conclusión de este análisis es que a pesar de la presencia de los remolinos, el campo Euleriano calculado es representativo del flujo medio de esta área, el cual puede ser utilizado posteriormente para estimar difusión.

### *Análisis de anisotropía*

Para calcular anisotropía en la cuenca Argelina se estima para cada componente de la velocidad, promediada en el tiempo, la matriz de correlación de la velocidad. Después se calculan las covarianzas de las fluctuaciones de la velocidad,  $\langle u'^2 \rangle$ ,  $\langle v'^2 \rangle$  y



finalmente los ejes principales de varianza se pueden encontrar resolviendo el siguiente problema de valores propios (Okubo et al, 1976):

$$\left(\langle u'^2 \rangle - \lambda\right)\left(\langle v'^2 \rangle - \lambda\right) - \langle u'v' \rangle^2 = 0 \quad (2)$$

La orientación de los ejes principales está dado por el ángulo, medido en sentido antihorario, definido como:

$$\tan 2\theta = \frac{2\langle u'v' \rangle}{\langle u'^2 - v'^2 \rangle}. \quad (3)$$

Las componentes de esas elipses, eje mayor y eje menor, representan la desviación estándar de la velocidad normal y a lo largo del flujo. Los ejes principales de las elipses de varianza muestran que esta región es altamente anisotrópica con varianzas de velocidad zonales que son típicamente 2 ó 3 veces más importantes que las varianzas meridionales.

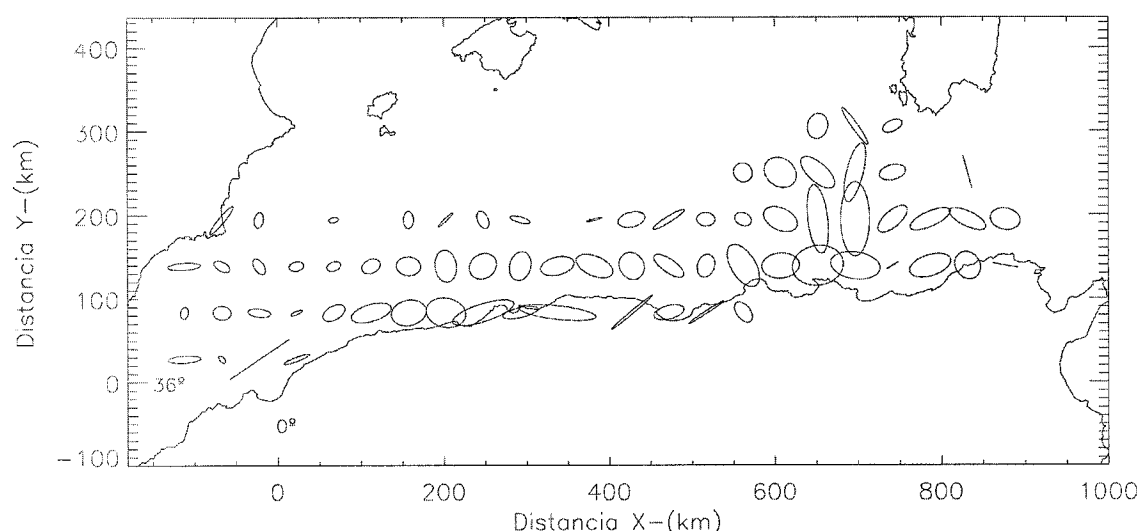


Figura 3. Elipses de varianza de cada caja.

Solamente en las regiones de alta variabilidad las varianzas meridionales fueron mayores a las zonales. A lo largo del talud continental, las fluctuaciones de la velocidad tuvieron preferentemente una dirección paralela a la pendiente. La razón de anisotropía (varianza máxima/varianza mínima) varió desde 2 hasta 10 en toda la región.

### *Cálculo de energía*

El cálculo de la ECM (energía cinética media) y la ECF (energía cinética turbulenta o fluctuante) de la corriente es importante por muchas razones: Una de ellas reside en la diferencia entre la ECF y la ECM puede ser significativamente dinámica para inducir un

flujo medio en ciertas regiones de alta ECF. Por otra parte son un indicativo de la dinámica que predomina en la región de estudio a partir de los máximos y mínimos de la energía.

Valores bajos de ECM y ECF ( $100 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ ) se encontraron en la parte oeste de la cuenca Argelina, y únicamente para la ECM, cerca de la entrada del canal de Cerdeña. Los valores máximos de ECM fueron predominantes en aquellas zonas donde el flujo de la corriente Argelina paralelo a la costa y remolinos fue predominante (Figura 4).

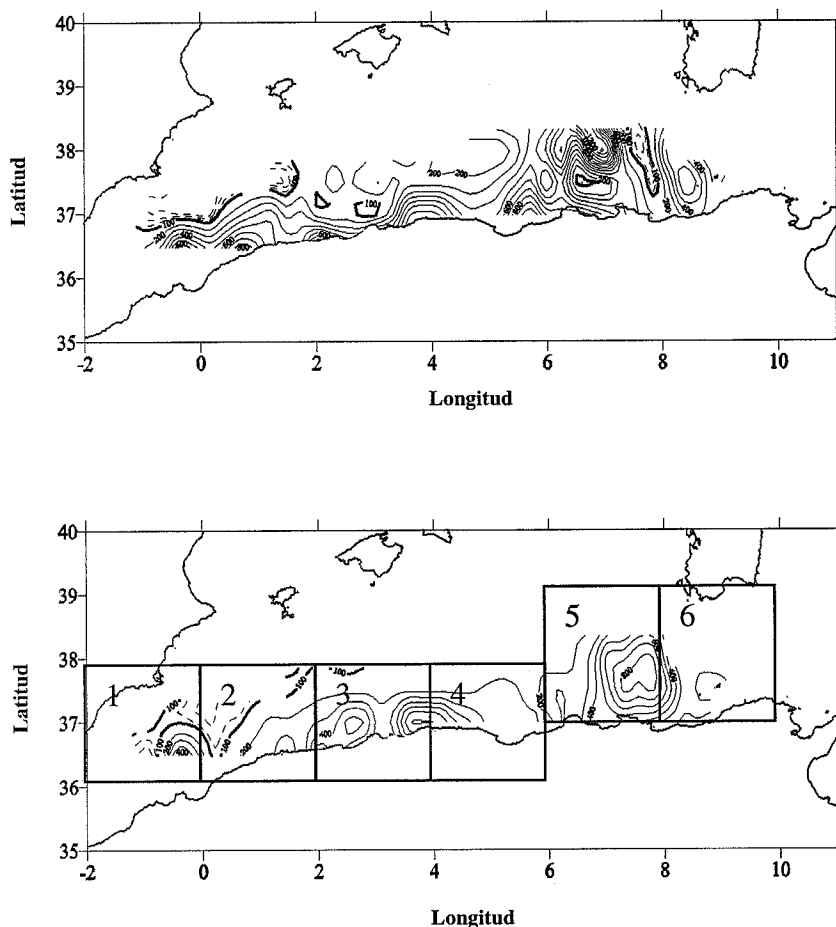


Figura 4. Mapas de energía cinética media y fluctuante, obtenidas del campo de velocidades Euleriano. Representación de las cajas utilizadas para estimar los índices de difusión, mediante la ecuación 6.

### *Difusión*

Una vez demostrado que el error de este campo Euleriano es menor a la velocidad media, se procedió a calcular la difusión para cada una de las cajas.

El cálculo de la dispersión inicial de una partícula individual se realizó de una forma similar a la propuesta por Davis (1985b). Esta es una medida de la tendencia de una partícula individual a desviarse de la trayectoria media del grupo. La difusión está dada por:

$$K^{nm}(\bar{x}) = \frac{1}{2} \frac{d}{dt} \mu^{nm}(\bar{x}, t) \quad (3)$$

donde

$$\mu^{nm}(\bar{x}, t) = \frac{1}{N} \sum r^{n'}(\bar{x}, t) r^{m'}(\bar{x}, t) \quad (4)$$

n y m son índices para  $\mathbf{x}$  e  $\mathbf{y}$ ,  $r^n(\bar{x}, t)$  es la localización del flotador en la dirección  $\mathbf{x}$  (desde el tiempo de lanzamiento al tiempo t en la posición, y  $r^{n'}$  es la diferencia en la dirección  $\mathbf{x}$  entre el posicionamiento individual del flotador y la posición media,

$$r^{n'} = r^n - \frac{1}{N} \sum r^n \quad (5)$$

El promedio se realiza sobre el conjunto de N boyas que permanecieron dentro de la caja. Cómo la memoria de las boyas tiende a ser corta, escalas temporales variando de 1 a 3 días (ver sección, 3.2), todas aquellas boyas que permanecieron más de 7 días dentro de las cajas fueron tratadas como una nueva realización. Esto significa que para propósitos de calcular la dispersión, una sola trayectoria puede proporcionar varias trayectorias, que comienzan cada 7 días una detrás de la otra y solamente en aquellos casos donde la boya permaneció dentro de la caja después de ser lanzada. Esto es similar al método empleado para calcular la difusión de una partícula independiente (Colin de Verdière, 1989). Los primeros resultados demuestran que las difusiones calculadas desde un punto de vista Euleriano fueron similares a las de la sección 3.2, excepto en aquellas cajas donde el número de grados de libertad no lo permitió. Por lo tanto se decidió hacer otro análisis de dispersión similar al anterior, pero para cajas de tamaño  $2^\circ \times 2^\circ$ . Este tamaño de caja permite tener series de velocidad con coberturas temporales mayores que las obtenidas en las cajas de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ . Esas "nuevas" cajas muestran trayectos del flujo de la corriente Argelina, afectado en algunas zonas por la variabilidad de mesoescala (Salas et al, 1999). En total se obtuvieron 7 cajas al dividir la región con este tamaño de malla. El máximo número de observaciones por caja fue de 246 días boya y el mínimo fue de 71 días boya. Las escalas temporales obtenidas en estas cajas tuvieron similitud con las antes calculadas en la sección 3.2. Los resultados obtenidos en estas cajas se muestran en la figura 5. La componente de difusión zonal tendió a incrementarse monótonamente con el tiempo tal y como debe ocurrir en un campo turbulento (Taylor, 1921).

Tabla III. Estadísticas Eulerianas de las cajas, representadas en el mapa de la figura 4b.

Caja	Numero de días boya	Escalas de tiempo (días)		Difusión ( $cm^2 s^{-1} \times 10^{-7}$ )		Energía cinética ( $cm^2 s^{-2}$ )	
		$T_u$	$T_v$	$K_{xx}$	$K_{yy}$	ECM	ECF
1	122	1.65	2.24	4.41	2.08	3.65	164.01
2	246	2.40	2.80	2.71	6.84	53.32	215.54
3	153	2.09	1.46	2.93	-9.13	180.74	376.56
4	104	4.56	1.08	5.64	1.07	335.60	315.59
5	133	1.83	1.61	1.98	-1.65	149.38	628.98
6	71	1.20	1.68	8.98	3.90	171.62	501.25

Los máximos de difusión se observaron durante los tres primeros días, posteriormente la difusión tendió a ser casi constante. Esto sugiere que las estructuras implicadas en el flujo de la corriente Argelina producen la dispersión de los flotadores, predominantemente en la dirección oeste-este, que es la dirección a la cual se orientan los meandros respecto de la costa. En lo que respecta a la componente meridional de difusión, esta tendió a incrementarse linealmente durante el primer día en las cajas 1 y 2, y hasta el tercer día en las cajas 4 y 6. Después de esos días este comportamiento decayó hasta cruzar por cero, posteriormente muestra un incremento pasando el tercer y cuarto día, hasta que se estabilizan sus valores. Este comportamiento puede ser atribuido a la presencia de remolinos

#### Teoría de Taylor

Aplicando las hipótesis de homogeneidad y estado estacionario dentro de cada caja se puede utilizar la teoría de Taylor para calcular la difusión, representada como:

$$K_{nm} = \langle u'_n u'_m \rangle \int_0^t F_{nm}(\tau) d\tau . \quad (6)$$

Donde  $F_{nm}$  es la función de correlación de las componentes lagrangeanas n y m del flujo ( $u_n, u_m$ ) y  $\langle u'_n u'_m \rangle$  es la covarianza sin desfase. La función de correlación  $F_{nm}$  fue calculada como:

$$F_{nm}(\tau) = \frac{\sum^N u'_n(0)u'_m(\tau)}{N\sigma_n(0)\sigma_m(\tau)}. \quad (7)$$

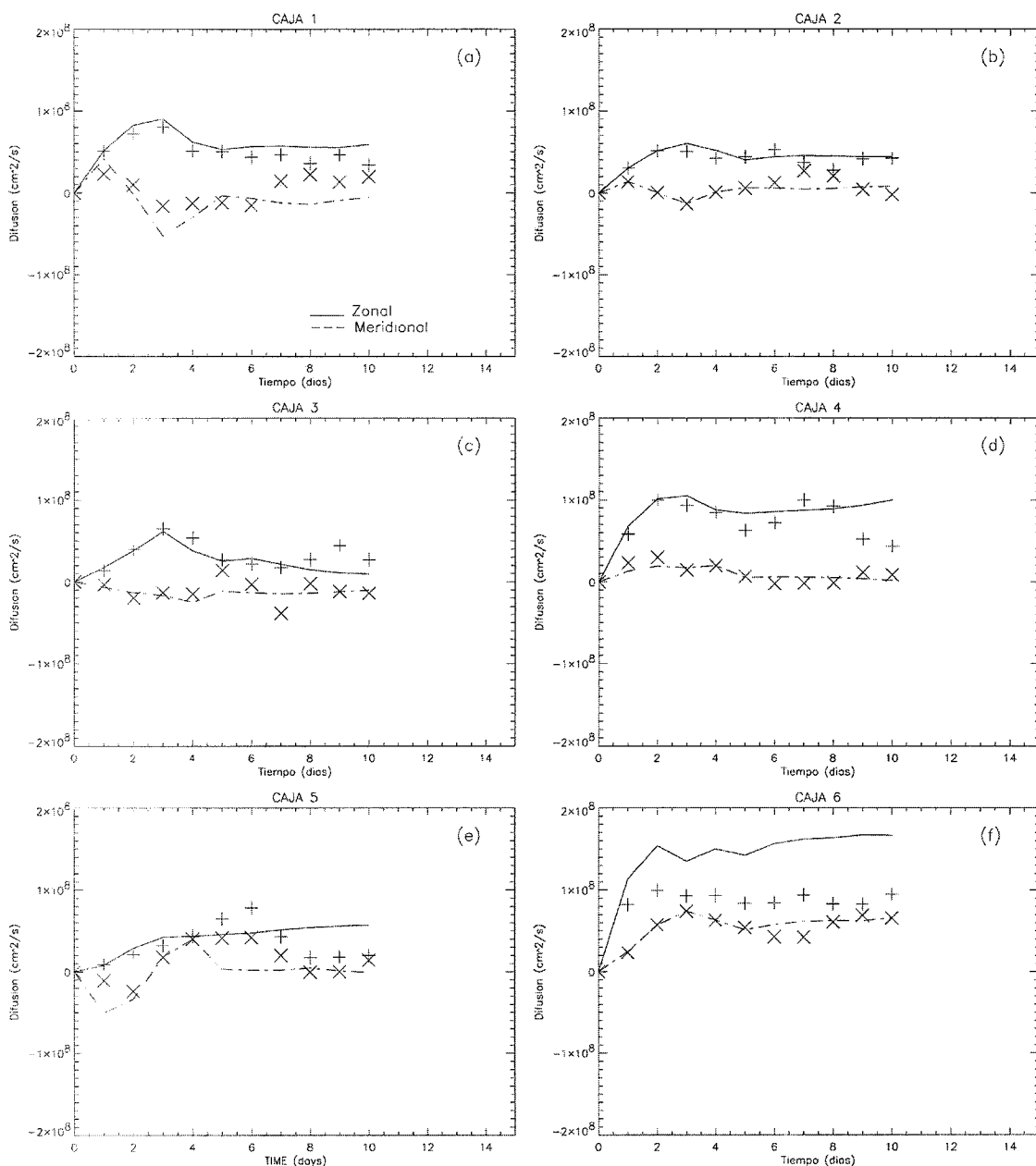


Figura 5. Difusión estimada con la ecuación 3 (representada con líneas) y estimada con la ecuación 6 (símbolo + componente zonal y x componente meridional).

La suma se realiza sobre el conjunto de  $N$  trayectorias de boya contenidas en cada una de las cajas. La desviación estándar  $\sigma$  fue calculada en cada desfase de tiempo porque el promedio lagrangeano cambió en cada desfase (Davis, 1985b). Es importante notar que la difusión obtenida con (7), podría ser diferente a la estimada con la ecuación (3) por la forma en que se calculo la función de autocorrelación en (6). Sin embargo este

análisis adicional puede aportar más evidencias sobre la homogeneidad del flujo, al estimar valores de difusión similares a los estimados en (3).

La difusión obtenida con la ecuación (6) se presenta en la figura 5. En general se observa la alta correlación entre la difusión estimada con la relación (6) y la (3), aunque en algunas de ellas se observan diferencias significativas después del cuarto día. Estos nuevos resultados nos indican que las hipótesis de la teoría de Taylor utilizadas para la obtención de la estadística Euleriana, para cada una de las cajas, fue la apropiada (Tabla III). Estos resultados nos permiten concluir que el flujo del Agua Modificada del Atlántico es homogéneo en distancias menores a los 2°.

## References

Benzohra M. and C. Millot, 1994, Hydrodynamics of an open sea Algerian eddy, *Deep-Sea Res.*, 42, 10:1831-1847.

Beckers, J. M., P. Brasseur, S. Djenidi, and J.C.J. Nihoul, 1994, Investigation of the Western Mediterranean's Hydrodynamics with the GHER three-dimensional primitive equation model. In: *Seasonal and interannual variability of the western Mediterranean Sea*, Ed. P. La Violette, AGU Coastal and Estuarine Series, vol. 75, 287-324.

Brink, K.H., R.C. Beardsley, P.P. Niiler, M. Abbott, A. Huyer, S. Ramp, T. Stanton, and D. Stuart, 1991, Statistical properties of near surface flow in the California coastal transition zone, *J. Geophys. Res.*, 96, 14693-14706.

Colin de Verdière, A., 1983, Lagrangian eddy statistics from surface buoys in the eastern North Atlantic, *J. Mar. Res.*, 41, 375-398.

Davis, R.E., 1985, Buoy observations of coastal surface currents during CODE: The statistical and dynamical views, *J. Geophys. Res.*, 90, 4756-4772.

Davis, R.E., 1987, Modeling eddy transport of passive tracers, *J. Mar. Res.*, 45, 635-666.

Davis, R.E., 1994, Lagrangian and Eulerian Measurements of Ocean Transport Processes. In: *Ocean processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples*. Eds. P. Malanotte-Rizzoli and A.R. Robinson, NATO ASI Series, 419, 29-60.

Davis, R.E., P. Killworth and J. Blundell, 1996, Comparison of Autonomous Lagrangian Circulation Explorer and fine resolution Antarctic model results in the South Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 101, 855-884.

Eremev, V.N., L.M. Ivanov, and A.D. Kirwan, Jr., 1992, Reconstruction of oceanic flow characteristics from Quasi-Lagrangian data: 1. Approach and Mathematical Methods. *J. Geophys. Res.*, 97, C6, 9733-9742.

EUROMODEL Group, 1995, Progress from 1989 to 1992 in understanding the circulation of the Western Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta*, vol. 182, 255-271.

Font J., C. Millot, J. Salas, A. Julia and O. Chic, 1998, The drift of the MAW from the Alboran sea to the eastern Mediterranean, *Scient. Mar.*, 62(3): 211-216.

Gascard, J. C. and C. Richez, 1985, Water masses and circulation in the western Alboran sea and in the Strait of Gibraltar. *Progr. Oceanography*, 15157-216.

Haynes, R. and Barton E.D., 1991, Lagrangian observations in the Iberian coastal transition zone, *J. Geophys. Res.*, 90, 14731-14741.

Heburn, G.W. 1994, The dynamics of the seasonal variability of the western Mediterranean circulation. In: *Seasonal and interannual variability of the western Mediterranean Sea* Ed. P. La Violette, AGU Coastal and Estuarine Series, vol. 75, 249-285.

Herbaut, C., Martel F. and M. Crépon, 1997, A sensitivity study of the General circulation of the Western Mediterranean Sea. Part II: The Response to Atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 2126-2145.

Krauss, W. and C.W. Böning, 1987, Lagrangian properties of eddy fields in the northern North Atlantic as deduced from satellite-tracked buoys, *Journal Mar. Res.*, 45, 259-291.

Millot C., 1985: Some features of the Algerian current. *J. Geophys. Res.*, 90, 7169-7176.

Millot C., M. Benzohra and I. Taupier-Letage, 1997, Circulation off Algeria inferred from the Médiprod-5 current meters, *Deep-Sea Res.*, 44, 1467-1495.

Owens.W.B., 1991: A statistical description of the mean circulation and eddy variability in the northwestern North Atlantic using SOFAR floats. *Prog. Oceanogr.*, 28, 257-303.

Poulain, P.M. and P.P. Niiler, 1989, Statistical analysis of the surface circulation in the California current system using satellite-tracked drifters, *J.Phys. Oceanogr.*, 19, 1588-1603.

Richez, C., 1998, The West Spitsbergen current as seen by SOFAR floats during the ARCTEMIZ 88 Experiment: Statistics, differential kinematic properties, and potential vorticity balance. *J. Geophys. Res.*, 103, C8, 15539-15565.

Taupier-Letage, I. and C. Millot, 1988, Surface circulation in the Algerian basin during 1984, *Oceanol. Acta*, N SP, 79-85.

Taylor, G.I., 1921, Diffusion by continuous movements. *Proc. London Math. Soc.*, 20, 196-212.

Tintoré J., P.E. La Violette, I. Bladè and A. Cruzado, 1988, A study of an intense density front in the eastern Alboran Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 1384-1397.

Salas, J., E. García-Ladona, J. Font, and C. Millot, 1998, Buoys and satellite thermal observations of the Algerian current in autumn and winter 1996-97. *Rapp. Comm. Int. Mer Medit.*35:192-193.

Salas, J., C. Millot, J. Font, and E. García-Ladona, 1999, Analysis of mesoscale phenomena in the Algerian Basin from Drifting buoys and Infrared images (*submitted*).



## Propiedades Cinemáticas Diferenciales de la Corriente Argelina

### Resumen

Durante Otoño e invierno de 1996-97, 18 boyas superficiales del tipo ARGOS fueron utilizadas para estudiar la evolución de una inestabilidad de la corriente Argelina en un remolino costero anticiclónico. Posteriormente esas trayectorias fueron utilizadas para calcular las propiedades cinemáticas diferenciales del campo de velocidades de la corriente, mediante la aplicación de varios métodos (resueltos mediante una regresión lineal), planteados exclusivamente para extraer este tipo de información de grupos de trayectorias de boyas, derivando en regímenes de la corriente Argelina con características espaciales y temporales distintas. El primer régimen es representativo de una inestabilidad hidrodinámica de la corriente Argelina, y el segundo régimen del flujo de la corriente Argelina y el flujo de un remolino costero anticiclónico. En ambos regímenes del flujo, el grupo de boyas fue de 5. Con estos grupos y aplicando los diferentes métodos se generaron series temporales de la velocidad de translación y giro; además de las llamadas propiedades cinemáticas diferenciales: vorticidad, divergencia, razón de deformación por cizallamiento y por estiramiento. Estas resultaron ser de un orden de magnitud de  $10^{-6} s^{-1}$ , similares a las estimadas en otras regiones oceánicas con características dinámicas similares a las de la corriente Argelina. Estas propiedades fueron utilizadas para interpretar la dinámica del flujo de la corriente Argelina, mediante la aplicación de la ecuación de conservación de vorticidad potencial, la cual sugirió conservación a lo largo del grupo de trayectorias, aunque se encontró un residual con el mismo orden de magnitud que el de los términos involucrados en la ecuación.

### 1. Introducción

A partir de grupos de boyas lagrangianas, la obtención de las derivadas espaciales horizontales de la corriente, conocidas con el nombre de propiedades cinemáticas diferenciales (PCD), sirve para entender la dinámica del océano en cualquiera de sus escalas de variación (pequeña y larga escala) (Molinari y Kirwan, 1975). Primero porque estas pueden ser utilizadas como indicadores característicos de los flujos de cantidades conservativas tales como el momento, el calor y los trazadores hidrodinámicos pasivos (Molinari y Kirwan, 1975). Por otra parte las PCD tienen una interpretación cinemática más elemental relacionada con los movimientos diferenciales de una parcela de agua, útiles en los estudios de dinámica de las grandes corrientes y zonas frontales. Por lo tanto la obtención de esos gradientes puede proveernos de información necesaria para el entendimiento de la variabilidad de mesoscala en la corriente Argelina.

### 1.1 Propiedades cinemáticas diferenciales

Las PCD son la vorticidad relativa  $\zeta$ , la cual describe la razón del cambio de orientación de una parcela de agua, inducida por la topografía o la circulación media; la divergencia  $\gamma$ , da una medida de los cambios de volumen sin cambios de orientación y forma; finalmente, la razón de distorsión, representada por la razón de deformación por estiramiento  $\alpha$  y razón de deformación por cizallamiento  $h$ . Esas dos componentes de la razón de distorsión están asociadas con movimientos diferenciales de la parcela en dirección normal a las fronteras. En el caso de  $\alpha$  su magnitud indica el alargamiento diferencial a lo largo de dos ejes coordenados y su signo indica la dirección en que el elemento del fluido es estirado. En el caso de  $h$  nos indica el cambio de forma de la parcela de agua independientemente de su orientación y volumen.

Esas PCD, se definen con las siguientes expresiones:

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad \text{Vorticidad relativa} \quad (1a)$$

$$\gamma = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad \text{Divergencia horizontal} \quad (1b)$$

$$\alpha = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad \text{Razón de deformación por estiramiento} \quad (1c)$$

$$h = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \quad \text{Razón de deformación por cizalladura} \quad (1d)$$

En varias regiones oceánicas se han estimado los gradientes de velocidad oceánicos a partir de grupos de boyas. Por ejemplo uno de esos trabajos pioneros fue hecho por Chew y Berberian (1970), quienes estimaron algunos términos de la ecuación de vorticidad en la Loop current y en la corriente de Florida, calculando el área formada por un grupo de tres boyas. En la corriente de Alaska, Reed (1971) estima términos de la ecuación de vorticidad calculando razones de orientación de pares de boyas y las áreas formadas por tres boyas. Stevenson et al (1974) utilizan la separación relativa de boyas, en una región de surgencias cerca de las costas de Oregon, para realizar el cálculo de las PCD. Molinari y Kirwan (1975) desarrollaron una técnica de regresión para estimar las PCD. Esta técnica la aplicaron a un grupo de boyas derivando con la corriente de Yucatán, resultados que utilizaron para establecer el balance de la ecuación

de vorticidad de esa corriente. Okubo y Ebbesmeyer (1976) desarrollaron una técnica similar a la planteada por Molinari y Kirwan, para separar las componentes de la velocidad media de las velocidades turbulentas, a partir de varias boyas derivando simultáneamente. Bower (1989) estudia la dinámica de los meandros en la corriente del Gulf Stream estimando la vorticidad potencial de las trayectorias de boyas RAFOS. Recientemente Halide y Sanderson (1993) desarrollan un nuevo método para estimar PCD que involucra derivadas espaciales de las velocidades lagrangianas aparte de las temporales, lo que permite estimar la posición y velocidad del centro de masas. En este método se requiere usar dos regresiones, una de ellas involucra términos de aceleración que son sensitivos al ruido. Sanderson (1995) mejora el método anterior, introduciendo explícitamente una regresión conjunta en espacio y tiempo y lo aplica a un remolino localizado en el banco Occidental de la plataforma continental de Escocia. A continuación detallaremos la metodología propuesta en este trabajo para estimar PCD a partir de observaciones de boyas.

## *1.2 Métodos*

Los gradientes de velocidad o PCD se pueden obtener a partir de grupos de boyas lagrangeanas, siguiendo las metodologías propuestas por Reed (1971); Molinari y Kirwan Jr. (1975); Okubo y Ebbesmeyer (1976) y Sanderson, (1995). Estos métodos han sido re-definidos en algunas de las hipótesis de su planteamiento a medida que se han podido corroborar sus resultados con trayectorias de boyas en diferentes regiones oceánicas, cuya combinación (métodos/datos) ha permitido obtener valores estadísticamente confiables de las PCD y por lo tanto hacer una interpretación real de la dinámica de algunas corrientes oceánicas que conforman el océano mundial. Al final de este trabajo, con base en el análisis de nuestros resultados podremos establecer las posibles diferencias entre los valores estimados con los diferentes métodos que a continuación se explican.

El primer método es el de las áreas. Este consiste en estimar el área formada por los vértices de un grupo compuesto de tres boyas, mediante la magnitud del producto vectorial de dos vectores respecto a un tercero (Reed, 1971; Molinari y Kirwan, 1975). Sin embargo la desventaja de este método es que únicamente utilizan 3 boyas con lo cual la incertidumbre de los cálculos podría ser grande.

Otro método para calcular el área cubierta por un grupo de boyas, consiste en estimar la desviación estándar  $(\sigma'_x, \sigma'_y)$  transformada por una orbital de los ejes principales de una elipse (Okubo et al, 1976b), posteriormente el área de una elipse se puede estimar mediante la relación:

$$A = \pi \sigma'_x \sigma'_y,$$

donde  $\sigma'_x, \sigma'_y$  se estiman como:

$$\begin{aligned} \sigma'_x &= \frac{1}{n-1} \sum_{j=1}^N X_j = \sigma_x'^2 \cos^2 \theta + \sigma_y'^2 \sin^2 \theta - \sigma'_{xy} \sin 2\theta, \\ \sigma'_y &= \frac{1}{n-1} \sum_{j=1}^N Y_j = \sigma_x'^2 \sin^2 \theta + \sigma_y'^2 \cos^2 \theta + \sigma'_{xy} \sin 2\theta. \end{aligned} \quad (2).$$

En las expresiones de arriba  $X_j, Y_j$  son las coordenadas de las posiciones de las boyas y  $\theta$  es el ángulo medido desde el este en sentido contrario a las manecillas del reloj. El

término  $\sigma'_{xy}$  se define como  $\sigma'_{xy} = \frac{1}{n-1} \sum_{j=1}^N X_j Y_j$ . Por otra parte si suponemos que,

$$\sum_{j=1}^N X_j Y_j = 0 \text{ entonces, } \tan 2\theta = \frac{2\sigma_{xy}}{(\sigma_y^2 - \sigma_x^2)}.$$

Estas expresiones se utilizarán más adelante para estimar el valor de las PCD. Una vez estimada el área, la divergencia se puede

$$\text{expresar en función de esta mediante la relación } \gamma = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{1}{A} \frac{dA}{dt} \quad (3).$$

Posteriormente las otras tres PCD se pueden calcular haciendo una orbital de  $(n \cdot 90^\circ)$  a la ecuación (3), donde  $n$  toma valores de  $n=1,2,3$ , que corresponden a la vorticidad, deformación por estiramiento y deformación por cizalladura, respectivamente. Una forma adicional de calcular la componente vertical de la vorticidad relativa es utilizando

$$\text{la siguiente expresión: } \zeta = \frac{d\theta}{dt}.$$

Para que las PCD estimadas con este método tengan un significado físico se requieren dos condiciones. La primera condición es que el grupo de boyas debe conservar una distancia menor a la escala del fenómeno estudiado y la segunda, tener una escala temporal sinóptica.

El método de regresión propuesto por Molinari y Kirwan Jr. (1975), el de Okubo y Ebbesmeyer (1976) y el de Sanderson (1995), presentan consideraciones primarias similares. Estas consideraciones son las siguientes: a partir de un grupo de flotadores se

pueden estimar las PCD, al expandir la velocidad de ese grupo alrededor de su centro de masa que se localiza en las coordenadas  $\bar{X}(t), \bar{Y}(t)$  calculadas como:

$$\bar{\bar{X}}(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n \bar{X}_i(t) \quad (4)$$

Donde N es el número de flotadores.

Por ejemplo, si efectuamos la expansión de las componentes de velocidad en series de Taylor, obtenemos la siguiente expresión:

$$U_i(t) = \bar{U}(t) + \frac{\partial \bar{U}(t)}{\partial x} [X_i(t) - \bar{X}(t)] + \frac{\partial \bar{U}(t)}{\partial y} [Y_i(t) - \bar{Y}(t)] + u_i''(t) \quad (5a)$$

$$V_i(t) = \bar{V}(t) + \frac{\partial \bar{V}(t)}{\partial x} [X_i(t) - \bar{X}(t)] + \frac{\partial \bar{V}(t)}{\partial y} [Y_i(t) - \bar{Y}(t)] + v_i''(t) \quad (5b)$$

Donde  $\bar{\bar{U}}(t)$  es el vector de velocidad del centro de masa  $X_i(t)$  y  $Y_i(t)$ , los términos  $\frac{\partial \bar{U}}{\partial x}, \frac{\partial \bar{U}}{\partial y}, \frac{\partial \bar{V}}{\partial x}, \frac{\partial \bar{V}}{\partial y}$  representan a los gradientes lineales de la velocidad respecto a su centro de masas, y  $\bar{u}_i''(t)$  es la componente de velocidad asociada al error del instrumento y al error del calculo.

En el método de Okubo y Ebbesmeyer la ecuación (5) se puede expresar en notación matricial de la siguiente forma:

$$U = RA + u'' \quad (6a)$$

$$V = RB + v'' \quad (6b).$$

Donde U y V son las matrices de la velocidad, R es la matriz de posiciones, A y B son las matrices conteniendo los gradientes de velocidad,  $u''$  y  $v''$  son las matrices del error para cada componente. Es decir:

$$R = \begin{pmatrix} 1 & x(t) - \bar{X}(t) & y(t) - \bar{Y}(t) \\ 1 & x_1(t) - \bar{X}(t) & y_1(t) - \bar{Y}(t) \\ \cdot & \cdot & \cdot \\ 1 & x_n(t) - \bar{X}(t) & y_n(t) - \bar{Y}(t) \end{pmatrix} \quad (7a)$$

$$U(t) = \begin{pmatrix} \bar{U}(t) \\ \frac{\partial \bar{U}(t)}{\partial x} \\ \frac{\partial \bar{U}(t)}{\partial y} \end{pmatrix}; V(t) = \begin{pmatrix} \bar{V}(t) \\ \frac{\partial \bar{V}(t)}{\partial x} \\ \frac{\partial \bar{V}(t)}{\partial y} \end{pmatrix}; u''(t) = \begin{pmatrix} u''(t) \\ \cdot \\ u_1''(t) \\ \cdot \\ u_n''(t) \end{pmatrix} \text{ y } v''(t) = \begin{pmatrix} v''(t) \\ \cdot \\ v_1''(t) \\ \cdot \\ v_n''(t) \end{pmatrix} \quad (7b)$$

Los valores del sistema de ecuaciones matriciales A, B y  $u''$  se obtienen mediante una regresión lineal

$$A = (R' R)^{-1} R' U \quad (7a)$$

$$B = (R' R)^{-1} R' V \quad (7b)$$

$$u'' = [1 - R(R'R)^{-1} R'] U \quad (7c)$$

$$v'' = [1 - R(R'R)^{-1} R'] V \quad (7d)$$

Donde  $R'$  es la transpuesta de  $R$  y  $(R'R)^{-1}$  es la inversa de  $(R'R)$ .

El método desarrollado por Sanderson (1995), también consiste en obtener mediante una regresión lineal las PCD. Este nuevo método comparado con los métodos de Molinari y Kirwan (1975) y Okubo y Ebbesmeyer (1976), se aplica a flujos de larga escala, por ejemplo a un remolino, además de realizar una regresión lineal tanto en tiempo como en espacio, entonces las ecuaciones representadas en (5) se pueden escribir de la siguiente forma:

$$U_i(t) = \bar{U}(t) + \frac{\partial \bar{U}(t)}{\partial x} [X_i(t) - X(t)] + \frac{\partial \bar{U}(t)}{\partial y} [Y_i(t) - Y(t)] + u_i''(t) \quad (8a)$$

$$V_i(t) = \bar{V}(t) + \frac{\partial \bar{V}(t)}{\partial x} [X_i(t) - X(t)] + \frac{\partial \bar{V}(t)}{\partial y} [Y_i(t) - Y(t)] + v_i''(t) \quad (8b)$$

En esas ecuaciones las coordenadas  $X(t)$  y  $Y(t)$  representan el centro de un remolino moviéndose con la velocidad constante ( $U, V$ ) se pueden escribir en términos de la posición inicial del centro del flujo ( $X_0, Y_0$ ) de acuerdo con las siguientes expresiones:

$$X(t) = X_0 + \bar{U}t \quad y \quad Y(t) = Y_0 + \bar{V}t \quad (9).$$

Las ecuaciones representadas en (8) son un modelo de regresión no lineal para los gradientes de velocidad, las coordenadas y velocidades del centro del flujo, utilizando las ecuaciones de 1 ayudan a representar 8 como:

$$U_i(t) = \alpha + \alpha_1 t_i + \frac{\partial \bar{U}(t)}{\partial x} X_i^c(t) + \frac{\partial \bar{U}(t)}{\partial y} Y_i^c(t) + u_i''(t) \quad (10a)$$

$$V_i(t) = \beta + \beta_1 t_i + \frac{\partial \bar{V}(t)}{\partial x} X_i^c(t) + \frac{\partial \bar{V}(t)}{\partial y} Y_i^c(t) + v_i''(t), \quad (10b)$$

donde

$$\alpha = \bar{U}(t) - \frac{\partial \bar{U}(t)}{\partial x} X_0 - \frac{\partial \bar{U}(t)}{\partial y} Y_0 \quad (11a)$$

$$\beta = \bar{V}(t) - \frac{\partial \bar{V}(t)}{\partial x} X_0 - \frac{\partial \bar{V}(t)}{\partial y} Y_0 \quad (11b)$$

$$\alpha_1 = -\bar{U}(t) \frac{\partial \bar{U}(t)}{\partial x} - \frac{\partial \bar{U}(t)}{\partial y} \bar{V}(t) \quad (11c)$$

$$\beta_1 = -\bar{U}(t) \frac{\partial \bar{V}(t)}{\partial x} - \frac{\partial \bar{V}(t)}{\partial y} \bar{V}(t) \quad (11d)$$

El sistema de ecuaciones representado en (11) se puede escribir en notación matricial similarmente a las representadas en (7). La estructura de cada matriz cambia con respecto a la estructura presentada por las matrices de regresión obtenidas por Molinari y Kirwan (1975) y Okubo y Ebbesmeyer (1976), y que a continuación se presentan:

$$U = \begin{pmatrix} U_1(t_1) & V_1(t_1) \\ \vdots & \vdots \\ U_n(t_1) & V_n(t_1) \\ \vdots & \vdots \\ U_1(t_i) & V_1(t_i) \\ \vdots & \vdots \\ U_n(t_i) & V_n(t_i) \end{pmatrix}; R = \begin{pmatrix} 1 & t_1 & X_1(t_1) & Y_1(t_1) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & t_1 & X_n(t_1) & Y_n(t_1) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & t_i & X_1(t_i) & Y_1(t_i) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & t_i & X_n(t_i) & Y_n(t_i) \end{pmatrix}; A = \begin{pmatrix} \alpha & \beta \\ \alpha_1 & \beta_1 \\ \frac{\partial \bar{U}}{\partial x} & \frac{\partial \bar{V}}{\partial x} \\ \frac{\partial \bar{U}}{\partial y} & \frac{\partial \bar{V}}{\partial y} \end{pmatrix} y \quad (12)$$

$$u'' = \begin{pmatrix} u''_1(t_1) & v''_1(t_1) \\ \vdots & \vdots \\ u''_n(t_1) & v''_n(t_1) \\ \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots \\ u''_1(t_i) & v''_1(t_i) \\ \vdots & \vdots \\ u''_n(t_i) & v''_n(t_i) \end{pmatrix}$$

Este sistema de ecuaciones representado en (12) se resuelve como un sistema de regresión lineal estándar (Draper y Smith, 1989), donde las soluciones para  $(\alpha, \beta, \alpha_1,$

$\beta_1, \frac{\partial \bar{U}}{\partial x}, \frac{\partial \bar{U}}{\partial y}, \frac{\partial \bar{V}}{\partial x}, \frac{\partial \bar{V}}{\partial y})$  se obtienen de la ecuación  $A = (R'R)^{-1} R'U$  y para la

velocidad residual con  $u'' = [1 - R(R'R)^{-1}R']U$  (expresión similar para la componente V). De esas ecuaciones podemos obtener las variables representadas en las ecuaciones (11), que son expresadas como:

$$U = \frac{\frac{\partial \bar{U}(t)}{\partial x} \alpha_1 - \frac{\partial \bar{U}(t)}{\partial y} \beta_1}{\frac{\partial \bar{U}}{\partial y} \frac{\partial \bar{V}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{U}}{\partial x} \frac{\partial \bar{V}}{\partial y}} ; \quad V = \frac{\frac{\partial \bar{V}(t)}{\partial x} \beta_1 - \frac{\partial \bar{V}(t)}{\partial y} \alpha_1}{\frac{\partial \bar{U}}{\partial y} \frac{\partial \bar{V}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{U}}{\partial x} \frac{\partial \bar{V}}{\partial y}}$$

$$X_o = \frac{\frac{\partial \bar{V}(t)}{\partial y} (\alpha - U) - \frac{\partial \bar{U}(t)}{\partial y} (\beta - V)}{\frac{\partial \bar{U}}{\partial y} \frac{\partial \bar{V}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{U}}{\partial x} \frac{\partial \bar{V}}{\partial y}} \quad Y_o = \frac{\frac{\partial \bar{U}(t)}{\partial x} (\beta - V) - \frac{\partial \bar{V}(t)}{\partial x} (\alpha - U)}{\frac{\partial \bar{U}}{\partial y} \frac{\partial \bar{V}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{U}}{\partial x} \frac{\partial \bar{V}}{\partial y}}$$

Esas nuevas ecuaciones proporcionan información adicional a los gradientes de velocidad, incluyendo la velocidad de translación, la velocidad de giro, períodos de orbital, diámetro y posición del centro del remolino.

En todos los métodos anteriormente descritos, se requieren un mínimo de tres boyas para obtener gradientes de velocidad estadísticamente confiables, pero 4 ó más flotadores son necesarios para proporcionar la incertidumbre de los gradientes calculados. En general esa incertidumbre disminuye cuando el número de flotadores utilizados en las estimaciones aumenta. Otra fuente de incertidumbre es introducida cuando un grupo de boyas esta pobremente configurado, porque el modelo supuesto es invalido sobre la escala del grupo escogido o porque el grupo supone una forma que no permite la buena estimación de los gradientes en una dirección específica.

### 1.3 Resultados

#### 1.3.1 Antecedentes

El único trabajo en la corriente Argelina, enfocado a entender la estructura tridimensional de un remolino de mar abierto, calculando PCD a partir de datos hidrográficos ha sido el realizado por Benzhora y Millot, (1995). La estructura de este remolino de mar abierto observada con esos datos, presentó forma cónica, con diámetros fluctuando entre 120-140 km y con una estructura vertical ocupando más de 1000 m de profundidad. Esa estructura cónica tenía una región interna donde el diámetro del remolino varió entre 80-100 km desde la superficie hasta los 300 m de profundidad. Para entender la dinámica involucrada de ese remolino, Benzhora y Millot, suponen un balance hidrostático y geostrófico, para establecer la relación entre velocidad tangencial y velocidad geostrófica, definida como:



$$f u + \frac{u^2}{r} = Vg. \quad (2)$$

Donde  $u$  es el gradiente de la velocidad calculado con alturas dinámicas,  $r$  es el radio del remolino,  $f$  es el parámetro de Coriolis y  $Vg$  es la corriente geostrofica. Este balance "casi" se conservó dentro de este remolino porque hubo diferencias entre los valores de la velocidad geostrofica (26 cm/s) y los valores de velocidad del gradiente (30 cm/s). Esas diferencias ocurrieron para un radio mayor de 25 km, medido desde el eje del remolino. Dentro de este radio la orbital del remolino fue similar a la de un cuerpo sólido en rotación, período  $\approx 6$  días y donde la conservación de la vorticidad potencial se cumple. Fuera de esta región el periodo orbital del remolino aumenta hasta  $\approx 20$  días por los intercambios de masa entre la parte interior del remolino y sus alrededores. Ese intercambio desacopla el balance geostrofico y el balance de vorticidad potencial encontrado en la parte interna del remolino.

En el estudio aquí presentado el conjunto de boyas disponible y los métodos para estimar PCD, probados en otras regiones oceánicas ofrecen la oportunidad de entender la estructura diferencial de un remolino costero anticiclónico a diferencia del remolino de mar abierto estudiado en el trabajo de Benzhora y Millot (1995). Estos resultados aportan nuevas evidencias sobre la dinámica de los remolinos costeros anticiclónicos de la corriente Argelina desde su fase inicial, en la forma de un meandro, hasta su fase madura en forma de un remolino anticiclónico costero.

Con la finalidad de facilitar la descripción de los resultados cinemáticos obtenidos con cada grupo de boyas, en lo subsecuente llamaremos al grupo de boyas #1 GBM (Grupo de Boyas en el Meandro) y GBR (Grupo de Boyas en el Remolino) al grupo de boyas#2 (figura 1).

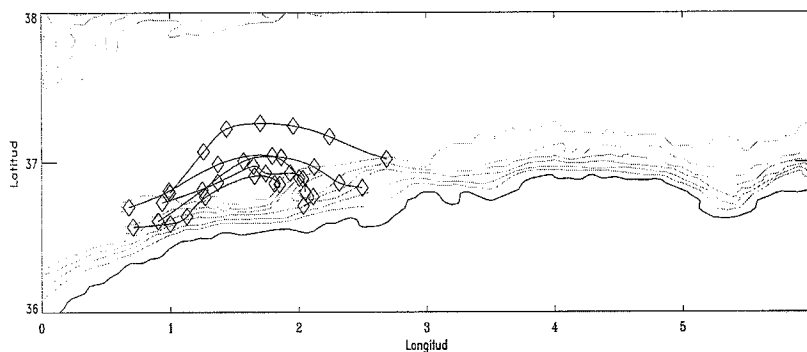


Figura 1a. Grupo de 5 trayectorias de boyas utilizadas para estimar las PCD, en el GBM.

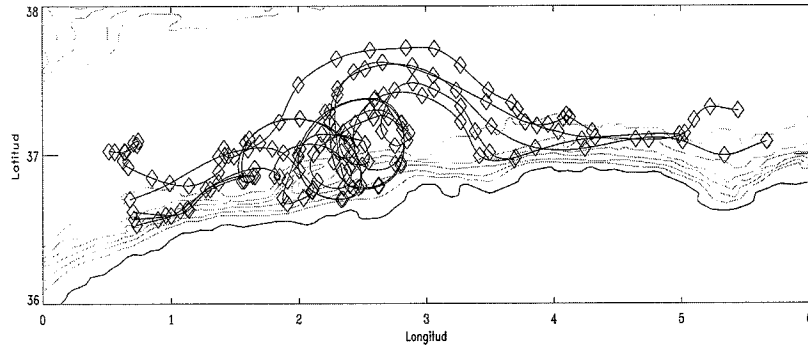


Figura 1b. Grupo de 5 trayectorias de boyas utilizadas para estimar las PCD, GBR.

En el primer régimen un grupo de cinco boyas separadas a una distancia de menos de 30 km y derivando durante el periodo del 19-25 Octubre (6 días) fue utilizado para estimar las PCD. El segundo grupo formado por cinco boyas que derivaron en el flujo del remolino durante el período del 17 de Octubre al 21 de Noviembre, con una separación máxima entre ellas de 100 km.

### 1.3.2 Método de áreas

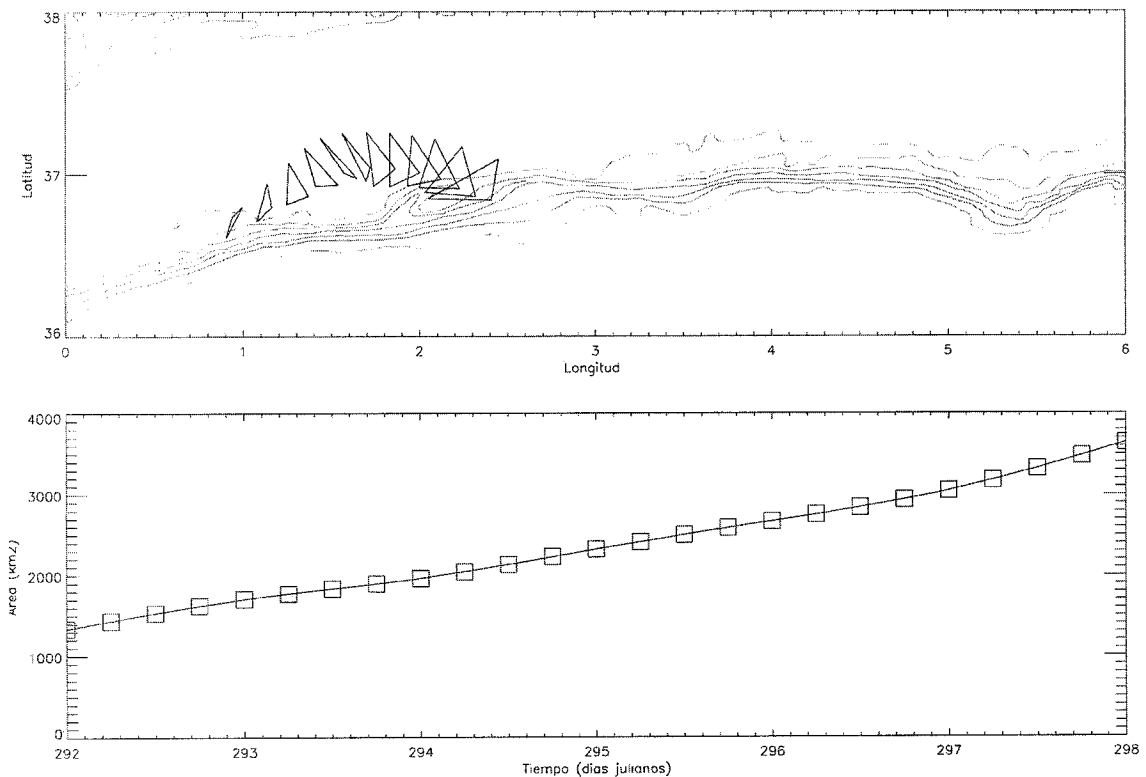
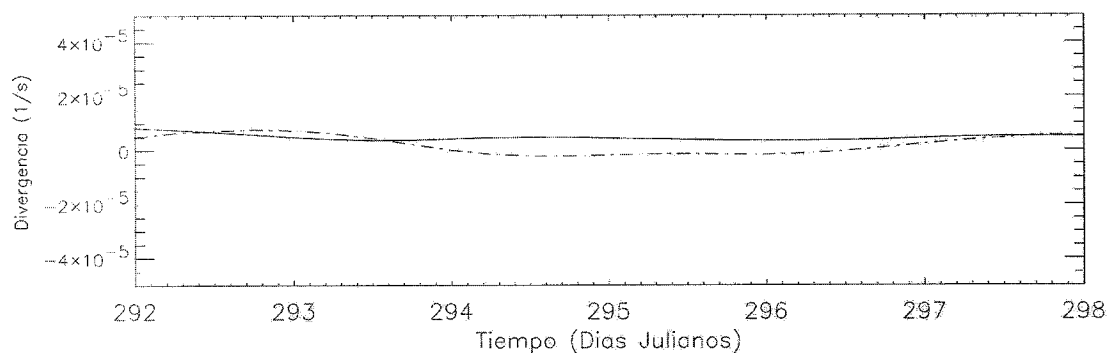
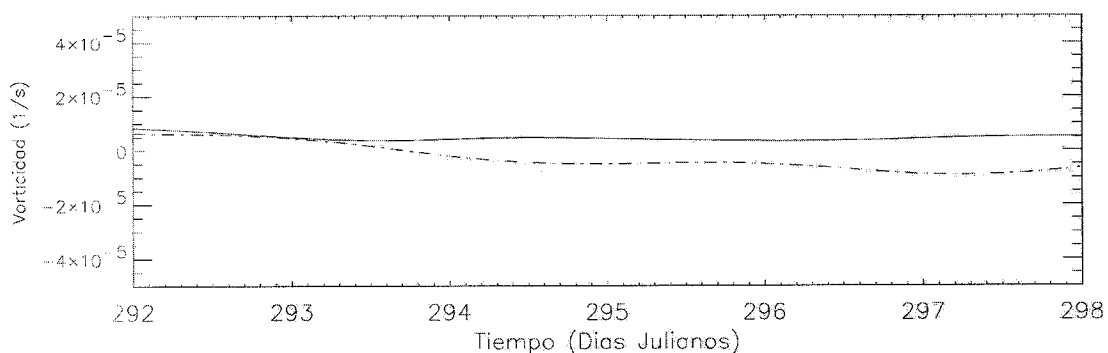


Figura 2. a) Trayectoria del área formada por tres boyas del GBM b) Serie de tiempo del área calculada mediante el método de Reed (1971). El intervalo de tiempo entre cada triángulo es de 12 horas.

El método de áreas propuesto por Molinari y Kirwan (1975) fue aplicado al GBM para estimar las PCD del meandro de la corriente Argelina. Este análisis se aplicó,

escogiendo combinaciones de tres boyas del GBM, para tratar de establecer alguna diferencia entre los valores de área y las PCD entre esos grupos. Después de realizar ese análisis, no se observó ninguna diferencia significativa entre las áreas y las PCD calculadas con los diferentes grupos formados por tres boyas del GBM. Por lo tanto, a continuación solamente se presenta uno de esos análisis, como el representativo de la aplicación del método de áreas al GBM. En la figura 2a se muestra la deformación espacial y evolución temporal de los triángulos formados por tres de las cinco boyas que derivaron en el flujo del meandro de la corriente Argelina, durante un período de tiempo de 6 días (292-298 días julianos), cuya área incremento desde 1300m<sup>2</sup> (día 292) hasta los 3700m<sup>2</sup> en el día 298 (figura 2b). En la figura 3, se observan las PCD obtenidas con el método de áreas y el método de regresión, nótese que en esa figura los valores de las PCD son aproximadamente del orden  $10^{-6}$  y la escala vertical de la figura es del orden de  $10^{-5}$ , esto se hizo con la finalidad de conservar una misma escala, para posteriormente compararlos con los resultados obtenidos del GBR.

En general se observa que las curvas estimadas muestran tendencias similares en el tiempo. Sin embargo hay diferencias que no son significativas entre las PCD estimadas con ambos métodos sobre todo en los puntos extremos de las curvas. Esa diferencia puede estar relacionada con el número de boyas que fueron empleadas para estimar las PCD.



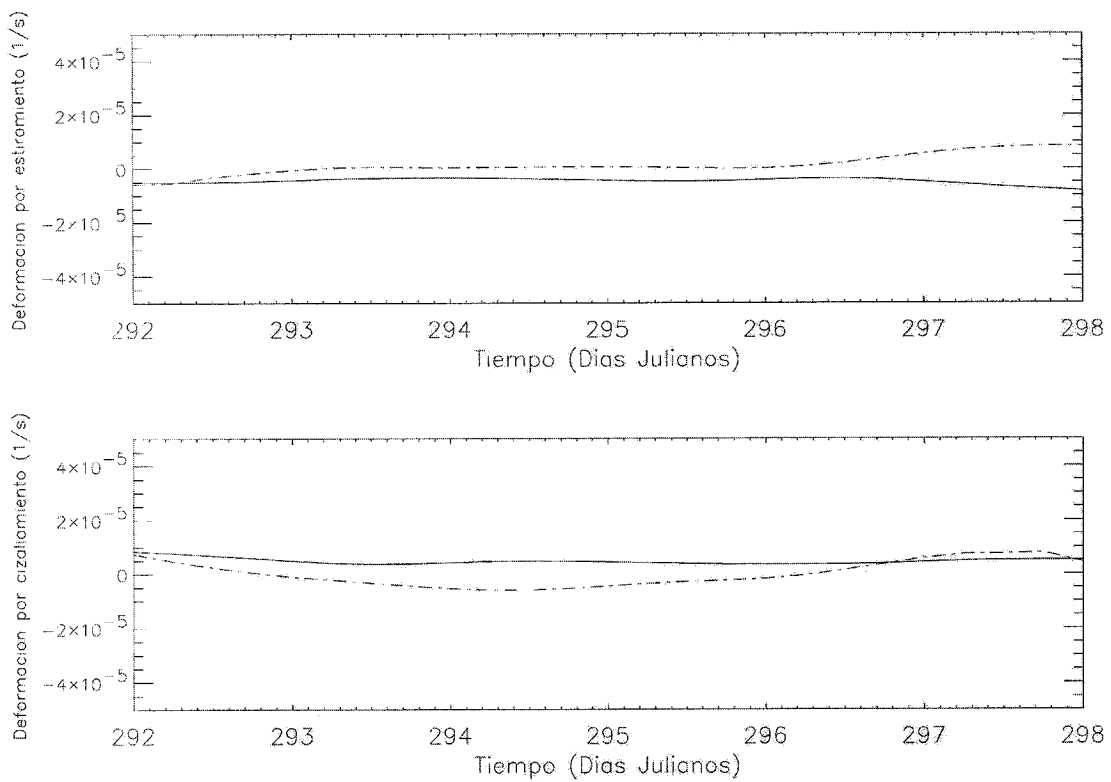


Figura 3. Curvas de las PCD, estimadas con tres boyas mediante el método de áreas (línea sólida) y con cinco boyas mediante la aplicación del método de regresión (línea discontinua). a) Vorticidad. b) Divergencia. c) Deformación por estiramiento. d) Deformación por cizallamiento.

### 1.3.3 Velocidad de translación y de giro

En los dos grupos de boyas (GBM y GBR) las velocidades de translación muestran una componente media hacia el este de  $27.0 \pm 4.2$  cm/s para el GBM y de  $14.0 \pm 11.5$  cm/s para el GBR. En ambos grupos, el promedio de la componente de velocidad de translación norte presento los siguientes valores:  $4.2 \pm 9.4$  cm/s para el GBM y  $5.9 \pm 8.3$  cm/s en el GBR. A través de los registros de la velocidad de translación las fluctuaciones de la velocidad en ambas componentes fueron de -10 a 40 cm/s en el GBM y de -15 a 35 cm/s en el GBR.

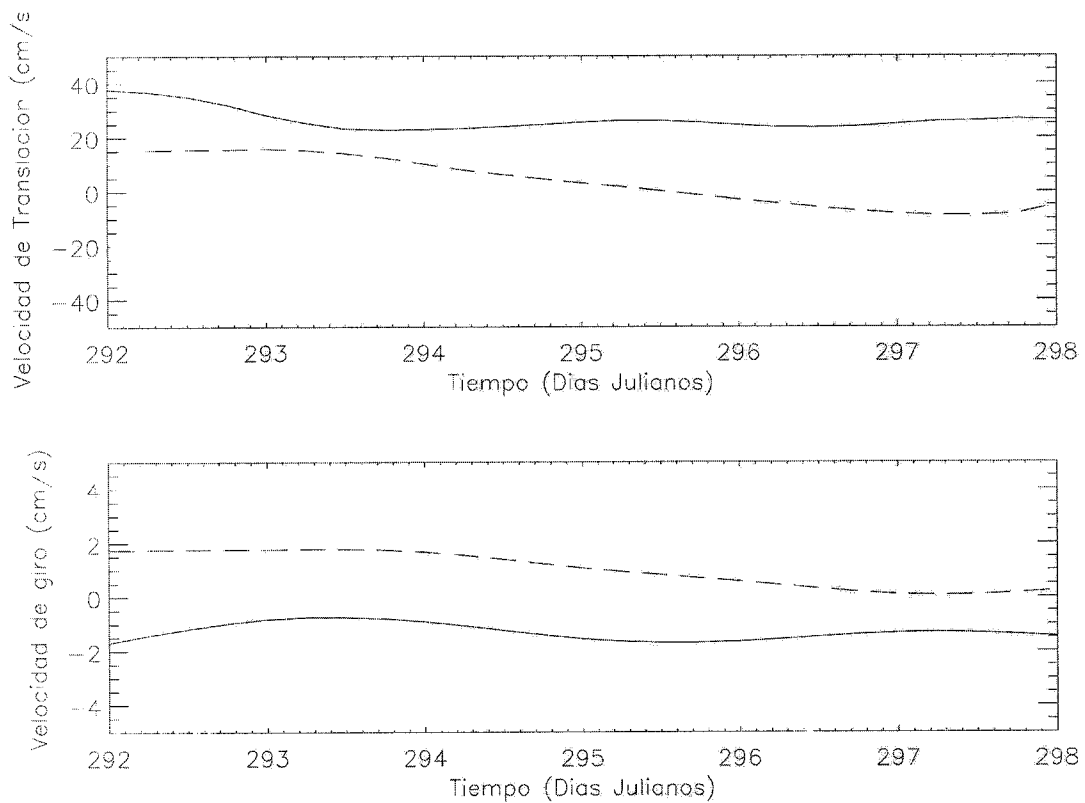


Figura 4a. Velocidad de translación y velocidad de giro para el GBM, obtenidas mediante el método de Sanderson (1995). La línea discontinua representa a la componente meridional y la continua a la componente zonal.

Respecto a la velocidad de giro en los dos grupos de boyas, esta fue menor en el promedio a la velocidad de translación. Para el GBM la velocidad media de las dos componentes no excedió a los 2 cm/s. En el caso del GBR la componente promedio  $U_s$  fue de  $11.0 \pm 21.3$  cm/s y de  $6.0 \pm 9.5$  cm/s para la componente  $V_s$ . En este último grupo las velocidades de giro se incrementaron hasta 40 cm/s en la componente U y alrededor de los 20 cm/s en la componente V (figura 4b). Este incremento de la velocidad de giro corresponde al intervalo de tiempo acotado entre los días 297-310 (23 oct-5 nov.), el

cual se relaciona con el tiempo en que el GBR estuvo bajo la influencia del flujo del remolino E1 (capítulo III.1).

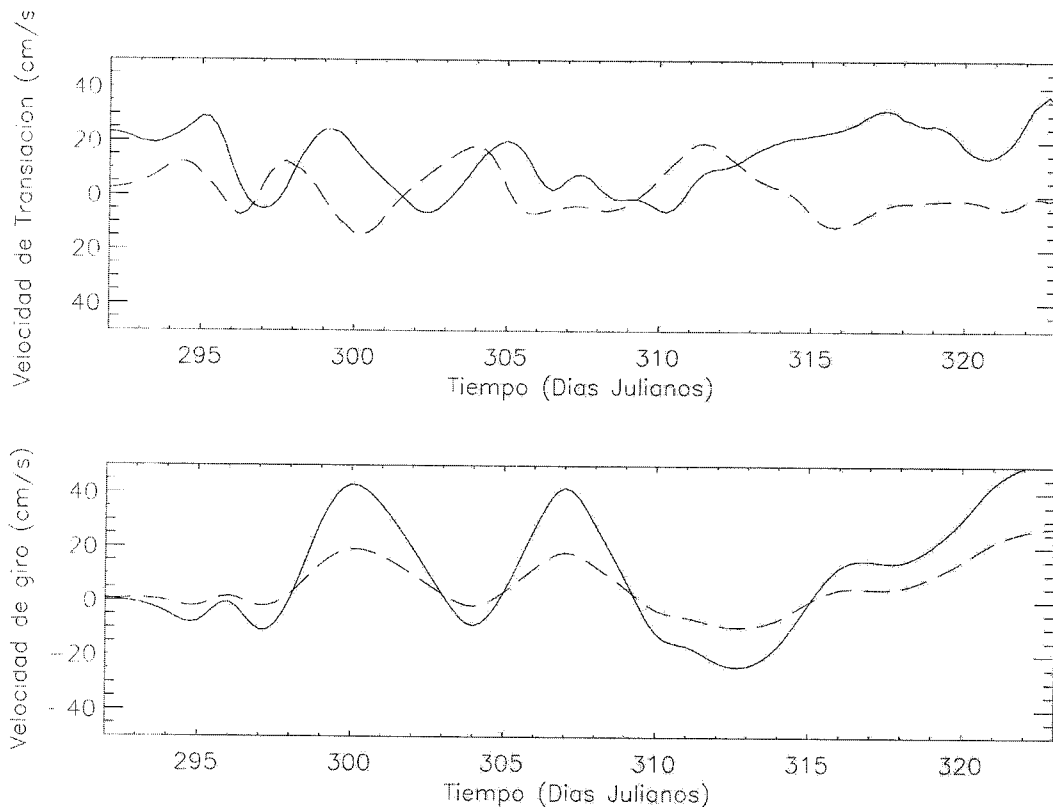


Figura 4b. Velocidad de translación y velocidad de giro del GBR, obtenidas mediante el método de Sanderson (1995). La línea discontinua representa a la componente de velocidad meridional y la continua la zonal.

La diferencia que se observa entre las curvas de la velocidad estimadas en los dos grupos fue principalmente debida a la presencia de los dos diferentes regímenes de flujos durante la trayectoria de las boyas. Para el primer grupo de boyas, la velocidad de translación y de giro, mostraron un comportamiento muy estable respecto al tiempo; en comparación con las curvas de velocidad estimadas para el GBR, que presentan fluctuaciones periódicas a lo largo del tiempo. Ese comportamiento es debido a que la parcela de agua en el primer caso no fue deformada por el flujo del meandro como en el caso de la parcela de agua del flujo del remolino. Kirwan et al (1984) observan que el incremento en la velocidad de giro coincide aparentemente con el incremento en tamaño del remolino.

### 1.3.4 Período orbital y radios

El período de orbital medio de las boyas dentro del flujo del remolino fue de 6 días, completando diámetros de hasta 40km. Sin embargo cuando el diámetro de una vuelta fue menor a los 15km, algunas boyas describieron periodos de orbital de 3 días, con la consecuente disminución de la velocidad de giro. La posición del centro del remolino representado en la figura 4c conforme el remolino se fue moviendo hacia el este. Además ese cambio de posición fue paralelo con el cambio de profundidad. En el intervalo comprendido entre los días 271-295 el centro del remolino estuvo localizado en zonas donde la profundidad no excedió a los 2000m. Durante los días siguientes (301-326) el centro del remolino se ubicó en aguas más profundas  $\approx 2500$  m y finalmente antes del día 326 el remolino tendió a desplazarse cerca de la costa localizándose nuevamente en una zona con profundidades menores a los 2000m (figura 4c).

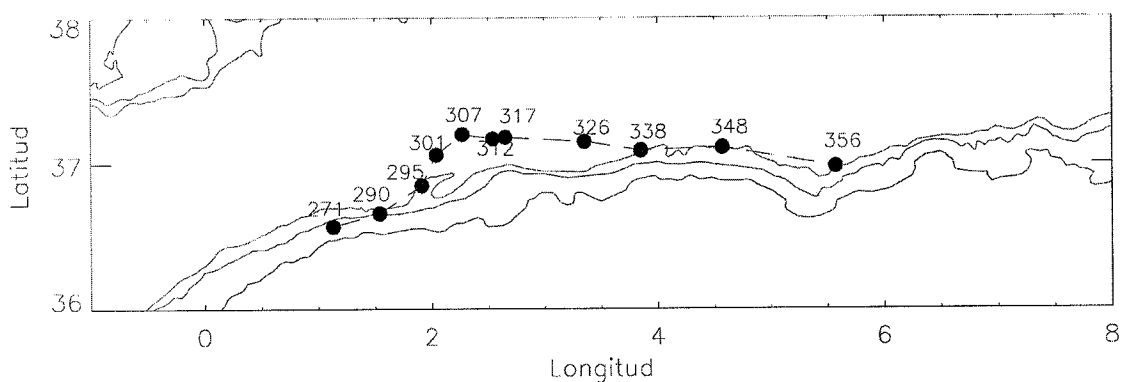


Figura 4c. Posiciones del centro del remolino E1, localizados con imágenes de temperatura superficial. Las líneas de contorno progresivamente hacia mar abierto representan, la línea de costa y las profundidades de 1000 y 2000m.

### 1.3.5 Propiedades cinemáticas diferenciales

#### 1.3.5.1 Vorticidad

Los resultados obtenidos para la vorticidad en el GBM muestran que las boyas estuvieron en una región de vorticidad positiva cuando estas se movieron hacia el nordeste con el flujo del meandro y en regiones de vorticidad negativa cuando estos se movieron hacia el sudeste (figura 5a). En el caso del GBR, la vorticidad fue predominantemente negativa, durante los días (296-317), cuando las boyas derivaron dentro del flujo del remolino. Fuera de la influencia de ese flujo la vorticidad tendió a

valores positivos (figura 6a). Una primera interpretación de la vorticidad en términos de la rotación se puede asociar directamente a los cortes de velocidad en el flujo de la corriente Argelina y en el flujo del remolino anticiclónico representados en la figura 1. Es decir cuando la vorticidad es positiva el término dominante es  $\partial v / \partial x$  en el caso opuesto, cuando la vorticidad es negativa el término dominante es  $-\partial u / \partial y$ .

El valor medio estimado para  $\zeta$  fue  $-2.70 \times 10^{-6} \pm 5.25 \times 10^{-6} s^{-1}$  en el GBM y de  $-5.63 \times 10^{-6} \pm 1.15 \times 10^{-5} s^{-1}$  en el GBR. Las fluctuaciones de la vorticidad en el primer grupo variaron desde  $0.64 \times 10^{-6} s^{-1}$  hasta  $-1.04 \times 10^{-5} s^{-1}$ . En el grupo 2, el máximo de la fluctuación de la vorticidad fue aproximadamente  $3.5 \times 10^{-5} s^{-1}$  y el mínimo de  $-3.25 \times 10^{-5} s^{-1}$ .

#### 1.3.5.2 Divergencia

En el caso de la divergencia, el promedio para el GBM fue  $2.13 \times 10^{-6} \pm 3.58 \times 10^{-6} s^{-1}$  y de  $6.37 \times 10^{-6} \pm 1.59 \times 10^{-6} s^{-1}$  para el GBR, lo cual indica que el campo de la corriente es horizontalmente divergente, al menos para este periodo de tiempo. Analizando las variaciones de  $\gamma$  en el tiempo, se observa en la serie dos períodos de divergencia, con aproximadamente 2 y 1.5 días de duración, y un período de convergencia de 2.5 días (figura 5b). En la serie de tiempo de  $\gamma$  (GBR) sus signos y magnitudes fluctuaron en el tiempo más a menudo, en comparación con el GBM con un valor máximo de  $6.43 \times 10^{-5} s^{-1}$  y un mínimo de  $-7.53 \times 10^{-5} s^{-1}$ . A pesar de esa fluctuación entre los días 297-309, se observa que  $\gamma$  fluctuó de forma periódica a intervalos de 2.5 días, el cual se extendió a 3.5 días al inicio del intervalo aproximadamente entre los días 297 y 303.3 días (figura 5b).



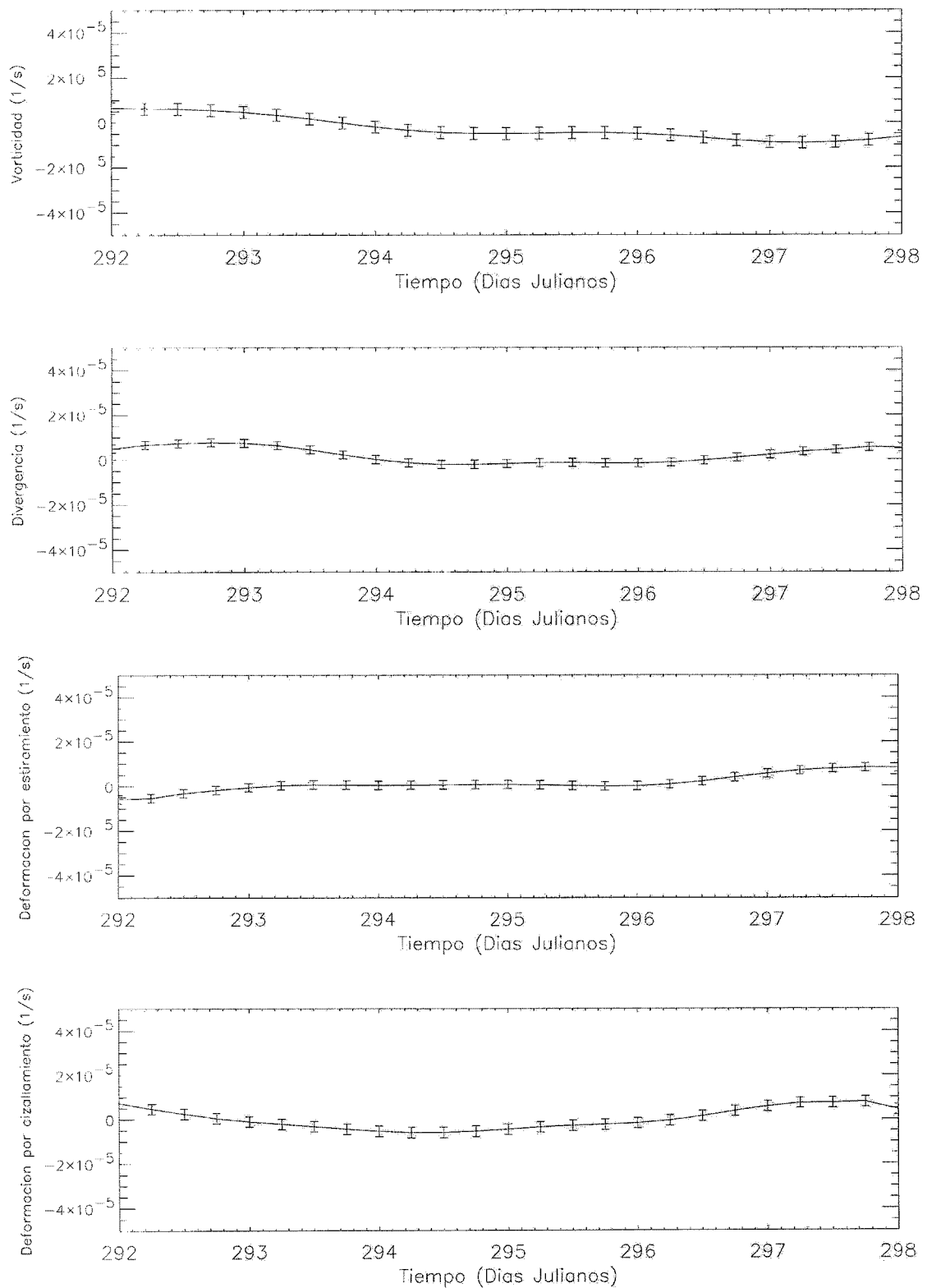


Figura 5. Curvas de las PCD para el GBM, estimadas con el método de Sanderson (1995). a) Vorticidad. b) Divergencia. c) Deformación por estiramiento. d) Deformación por cizalladura.

### 1.3.5.3 Deformación por estiramiento

La razón de deformación por estiramiento en el GBM, presentó un valor máximo de  $8.32 \times 10^{-6} s^{-1}$  y un mínimo de  $-5.82 \times 10^{-6} s^{-1}$ , que fueron menores a los estimados en el GMR, donde el valor máximo fue de  $7.25 \times 10^{-5} s^{-1}$  y el mínimo de  $-5.76 \times 10^{-5} s^{-1}$ . Los valores promedio de esta PCD fueron de  $-5.82 \times 10^{-6} \pm 3.74 \times 10^{-6} s^{-1}$  para el GBM y de  $-2.33 \times 10^{-6} \pm 1.46 \times 10^{-5} s^{-1}$  para el GBR. En general la curva de  $\alpha$  fue más suave en el GBM que en el GBR donde las fluctuaciones en el tiempo son más evidentes (figura 5c). En la curva del GBR, al igual que la curva de la divergencia, esta PCD mostró un comportamiento periódico ligeramente mayor a los 3 días (figura 5c), que corresponde a los días en que las boyas estuvieron describiendo vueltas dentro del remolino.

### 1.3.5.4 Deformación por cizalladura

La curva de la deformación por cizalladura en los dos grupos de boyas muestra una fluctuación similar al de la divergencia, pero con un ligero desfase (figura 5d y 6d).

Su estadística muestra un valor medio de  $1.22 \times 10^{-7} \pm 4.69 \times 10^{-6} s^{-1}$  para el GBM y de  $3.51 \times 10^{-6} \pm 1.12 \times 10^{-5} s^{-1}$  en el GBR, que es un orden de magnitud menor a su desviación estándar, en ambos grupos. El máximo de la serie del GBM fue de  $8.93 \times 10^{-6} s^{-1}$  y de  $4.46 \times 10^{-5} s^{-1}$  en el GBR, y el mínimo fue de  $3.51 \times 10^{-6} \pm 1.11 \times 10^{-5} s^{-1}$  en el GBM y de  $-2.88 \times 10^{-5} s^{-1}$  en el GBR.

Tanto la razón de deformación por estiramiento como la de cizalladura muestran valores con un orden de magnitud similar al obtenido de las curvas de divergencia, además que es notable la relación entre las curvas de la divergencia con la de la razón de deformación por estiramiento y las de la vorticidad con la de la razón de deformación por cizallamiento, tal y como es establecido en la ecuación (1).

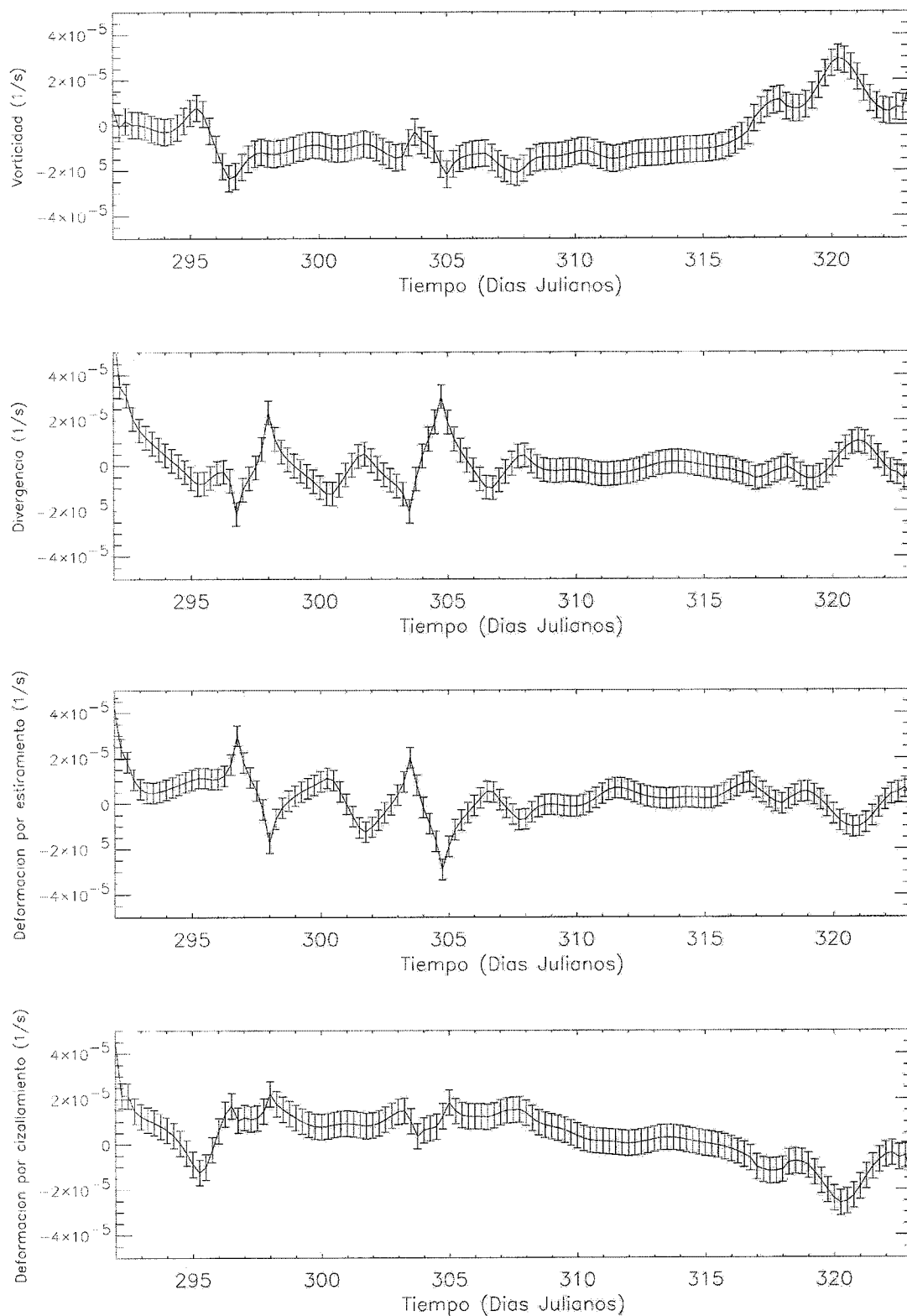


Figura 6. Curvas de las PCD del GBR, estimadas con el método de Sanderson (1995). a) Vorticidad. b) Divergencia. c) Deformación por estiramiento. D) Deformación por cizalladura.

### 1.3.5.5 Dinámica del meandro

La dinámica de la parte anticiclónica del meandro puede ser explicada por la relación que existe entre la divergencia horizontal y los movimientos verticales de la columna de agua, mediante la relación:  $\partial w / \partial z = -(\partial u / \partial x + \partial v / \partial y)$ . Parte de esta dinámica es controlada por la variación del nivel del mar a lo largo del meandro, es decir el nivel de la superficie del mar suele ser mayor en aquella región donde se observa la presencia de la parte anticiclónica del meandro, respecto a la región fuera de la influencia de esta estructura. Lo anterior es apoyado con los resultados obtenidos con datos de altimetría para los meses de Octubre-Noviembre de 1992, donde en la parte anticiclónica de un meandro centrada en 1.5° E (que coincide aproximadamente con la posición de la parte anticiclónica del meandro de este estudio), la anomalía del nivel del mar fue aproximadamente de 12 cm, y hacia los extremos de esa estructura la anomalía del nivel del mar fue de 8 cm Bouzinac et al, (1998). Esas variaciones en el nivel del mar se correlacionan claramente a la estructura vertical de las isotermas. Donde se localizo el centro de la parte anticiclónica del meandro las isotermas muestran una depresión hacia el fondo, fuera de la influencia de la parte anticiclónica las isotermas suelen tener una distribución paralela respecto a la superficie del mar. La variación de esa estructura vertical por la presencia del meandro origina flujos verticales, que por conservación de continuidad requieren que un movimiento vertical de aguas hacia abajo (downwelling) origine una zona de convergencia horizontal mientras un movimiento vertical de aguas hacia arriba (upwelling) es acompañado por una zona de divergencia horizontal. Taupier-Letage y Millot (1988) muestran mediante imágenes de satélite que la parte exterior del meandro corresponde a una zona de divergencia, donde se generan surgencias de agua. Por otra parte la divergencia horizontal es asociada con un encogimiento vertical de la columna de agua  $\partial w / \partial z < 0$  y la convergencia horizontal con un alargamiento vertical de la columna de agua  $\partial w / \partial z > 0$ . Lo anteriormente explicado se observó durante los días 292-294 y 296.25-298 que corresponden aproximadamente con los extremos de la parte anticiclónica del meandro en donde se generaron zonas de divergencia con valores de  $4.87 \times 10^{-6} \pm 2.82 \times 10^{-6} s^{-1}$  y de  $1.81 \times 10^{-6} \pm 1.41 \times 10^{-6} s^{-1}$  respectivamente, que coinciden aproximadamente con las zonas de menor presión o donde del nivel del mar es menor. En el intervalo de tiempo comprendido entre los días 294-296.25, se generó una zona de convergencia que

coincide aproximadamente con la cresta del meandro, que es una zona donde se presenta el máximo de presión o máximo valor del nivel del mar (figura 1 y figura 5b). El signo de la vorticidad varió de positivo a negativo aproximadamente cuando el grupo de boyas derivando en dirección nordeste (valle-cresta) entraba en la zona del flujo con dirección sudeste (cresta-valle). Aunque es notable que algunas boyas experimentaron el cambio de dirección mucho antes que otras, porque se desplazaron a una velocidad mayor. Por otra parte estos resultados de la vorticidad pueden ser asociados con la variación de la divergencia mediante el principio de conservación de la vorticidad absoluta, el cual explica que una columna de agua que se alarga, por una zona de convergencia, incrementa la vorticidad absoluta y la disminución o encogimiento de una columna de agua por una zona de divergencia origina una disminución de la vorticidad absoluta. Durante los períodos de divergencia, la vorticidad absoluta tendió a disminuir sus valores de  $9.50 \times 10^{-5}$  a  $8.11 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  entre los días 292-294 y de  $8.05 \times 10^{-5}$  a  $6.88 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  entre los días 296.25-298. En el período de convergencia (294-296.25) se observó un aumento del valor de la vorticidad absoluta con un valor inicial de  $7.99 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  hasta un valor de  $8.12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ .

#### *1.3.5.6 Dinámica del remolino*

Durante la migración hacia el este del primer remolino costero anticiclónico a lo largo de la costa, se observó que su centro inicial localizado en la isóbata de  $\approx 350$  m se desplazó hacia zonas más profundas,  $\approx 2500$  m (figura 4c). Entonces la circulación del remolino fue forzada a entrar a diversos y drásticos ambientes topográficos respecto a su profundidad inicial de formación. Esta interacción pudo ser similar a la reportada en estudios teóricos sobre flujos en rotación pasando por un obstáculo, en este caso el remolino pasando de una zona somera a una profunda. La propiedad dinámica de ese flujo es la conservación de vorticidad potencial mediante la producción de vorticidad relativa a través de la compresión o alargamiento de las líneas de vorticidad por efectos batimétricos. Para investigar ese fenómeno, se utilizó un modelo dinámico simplificado de conservación de vorticidad potencial. Esa ecuación se deriva de las ecuaciones de momento horizontales, al derivarlas cruzadamente para eliminar los términos de presión, posteriormente se sustraen las ecuaciones obtenidas y finalmente se obtiene la ecuación de momento para la vorticidad, expresada como:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{\partial f}{\partial t} + \left( u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) - (f + \zeta) \gamma \quad (3)$$

Nótese que en esa ecuación  $\frac{\partial f}{\partial t} = v \left( \frac{\partial f}{\partial y} \right) = \beta v$  donde  $f$  es independiente de  $x$ ,  $z$ , y  $t$ .

$\beta$  es la derivada latitudinal del parámetro de Coriolis  $f$  y cada número adimensional caracteriza el tamaño de los términos involucrados en la ecuación anterior.

En esa ecuación cada término representa la contribución de la variación de la vorticidad relativa. Para calcular los términos de la ecuación de vorticidad se utilizaron las PCD estimadas con el método de Sanderson (1995). La contribución promedio del primer término fue de  $7.90 \times 10^{-12} \pm 4.48 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1}$ . Esto significa que el desplazamiento hacia el este del remolino no contribuye a cambiar a la vorticidad relativa, su contribución pudo haber resultado significativa, si su desplazamiento hubiera presentado una trayectoria predominante hacia el norte, con lo cual  $f$  hubiera incrementado, mientras que por conservación  $\zeta$  hubiera disminuido.

En lo que respecta al segundo término, el advectivo, su valor medio fue del orden de magnitud de  $1.05 \times 10^{-12} \pm 1.25 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$ , similar en orden de magnitud al estimado para el primer término. El tercer término, representado por el producto de la vorticidad absoluta con la divergencia, en el promedio tuvo una contribución de  $2.58 \times 10^{-10} \pm 7.26 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$  que presenta dos órdenes de magnitud mayor a los anteriormente analizados. Este último término es aproximadamente similar al término de la variación temporal de la vorticidad relativa que presentó una contribución promedio de  $-5.62 \times 10^{-10} \pm 5.81 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$ .

De este primer análisis podemos concluir que la dinámica de este flujo puede estar gobernada por el balance de vorticidad siguiente:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + (f + \zeta) \gamma = \text{residual} \quad (4)$$

Si ese flujo es geostrófico primariamente se espera que la divergencia sea menor que la vorticidad relativa. En general esa condición se cumplió, la vorticidad media fue de  $-5.63 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  mayor que la divergencia media  $6.37 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ . A priori esto sugiere que este remolino puede ser descrito en términos de la dinámica cuasigeostrófica bidimensional. Por otra parte la conservación de la vorticidad potencial expresada con la ecuación de arriba se cumple aproximadamente, aunque existe una diferencia de

$-3.04 \times 10^{-10} s^{-1}$  entre los valores medios que conforman ese balance. El origen de ese residual, que es del orden de magnitud de esos términos, puede provenir de un conjunto de contribuciones entre las que se pueden sugerir un torque friccional, el error introducido por el mismo método y el error de las observaciones. Respecto a otros trabajos los resultados aquí obtenidos de las PCD resultan ser del orden de magnitud a las PCD estimadas en la corriente de Yucatán y en la del Gulf Stream (Chew y Barberian, (1970), Molinari y Kirwan et al, 1975).

#### *1.4 Discusión y Conclusión*

Las propiedades cinemáticas diferenciales estimadas para dos grupos de boyas en los dos distintos regímenes de la corriente Argelina, aplicando diversas técnicas resultaron ser del mismo orden de magnitud ( $10^{-6} s^{-1}$ ) aunque al comparar las curvas de las PCD obtenidas con el método de las áreas y el método de Sanderson (1995) se observó una diferencia entre los valores instantáneos de cada cantidad, principalmente en los últimos días del periodo comprendido entre los días 292-298. Esta diferencia entre valores instantáneos, ha sido observada en trabajos similares aplicados en otras regiones oceánicas, y las relacionan al cambio de área y con el número de boyas utilizadas para calcular las PCD (Molinari y Kirwan, 1975; Okubo y Ebbesmeyer, 1976). En el primer caso las PCD estimadas pueden ser afectadas por una combinación de procesos turbulentos con una escala mucho menor a la del tamaño del grupo de boyas y por otra parte a la cizalladura de la velocidad creados por un flujo de larga escala que resultan ser del mismo orden de magnitud que el área encerrada por el grupo de boyas. Por otra parte cuando se utilizan tres boyas, el número de grados de libertad para el cálculo de las PCD disminuye y por lo tanto el error aumenta (Okubo y Ebbesmeyer, 1976). Además de no permitir hacer una separación entre las contribuciones reales que conforman el error, es decir no se puede determinar si el error es introducido cuando se realiza la determinación de la posición de la boya, por la estima de la velocidad o si es una contribución de los procesos turbulentos de pequeña escala (Okubo y Ebbesmeyer, 1976; Sanderson 1995).

A pesar de esas diferencias entre los valores instantáneos de cada método que no resultaron ser significativamente importantes (al no haber diferencias de orden de magnitud entre las cantidades), los valores presentados en este estudio resultaron ser de

un orden de magnitud  $10^{-6} s^{-1}$  similar al de los estudios reportados en las corrientes de Yucatán, del Gulf Stream y las zonas de surgencias de Oregon, lo que nos indica que la dinámica de la corriente Argelina es similar al de esas regiones oceánicas.

Las diferencias encontradas entre las velocidades de translación y de giro entre los dos grupos de boyas es debida a la inhomogeneidad introducida por los procesos de mesoscala que afectan al flujo de la corriente Argelina

La interpretación dinámica de las PCD en el flujo correspondiente a la inestabilidad de la corriente Argelina, nos indican una relación directa entre las variaciones horizontales y los movimientos verticales. Al generar zonas de surgimiento o hundimiento de aguas que repercuten en la compresión o alargamiento de la columna de agua, cuyo efecto es inmediato en los valores de la vorticidad relativa estimados. Finalmente se realizó un balance de los términos de la ecuación de momento de la vorticidad relativa, donde los términos significativos y que establecen el balance de este flujo son: el de la aceleración de la vorticidad y el del producto de la vorticidad potencial con la divergencia, con ordenes de magnitud de  $10^{-10} s^{-1}$ . Sin embargo existe una diferencia mínima entre ellos que podría ser debida a la contribución de un torque friccional (efectos topográficos) o a los errores.

### 1.5 Referencias

Benzohra M. and C. Millot, 1995, Hydrodynamics of an open sea Algerian eddy, *Deep-Sea Res.*, 42, 10: 1831-1847.

Bouzinac, C., J. Vázquez and J. Font, 1998, CEOF analysis of ERS-1 and TOPEX POSEIDON combined altimetric data in the region of the Algerian current, *J. Geophys. Res.*, 103, C4, 8059-8071.

Bower, A.S, 1989, Potential vorticity balances and horizontal divergence along particle trajectories in the Gulf Stream meanders east of Cape Hatteras. *J. Phys. Oceanogr.*, 19,11: 1669-1681.

Chew, F. and G.A. Berberian, 1970: Some measurements by shallow drogues in the Florida current. *Limnol., Oceanog.*, 15, 88-99.

Halide, H. and B.G. Sanderson, 1993, Determining flow field singularities from drifter trajectories. , *J. Geophys. Res.*, 98, C5, 8413-8423.



Kirwan A.D. Jr., Merrell, W.J. Jr., Lewis, J. K., Whitaker, R. E., 1984, Lagrangian observations of an anticyclonic ring in the Western Gulf of México. *J. Geophys. Res.* 89, C3, 3417-3424.

Molinari, R. and A. D. Kirwan, 1975, Calculations of differential kinematic properties from Lagrangian observations in the Western Caribbean Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 5: 483-491.

Okubo, A. and C. C. Ebbesmeyer, 1976, Determination of vorticity, divergence and deformation rates from analysis of drogue observations. *Deep-Sea Res.*, 23, 349-352.

Reed, R.K., 1971, An observation of divergence in the Alaskan stream. *J. Phys. Oceanogr.*, 1, 282-283.

Sanderson, B.G., 1995, Structure of an eddy measured with drifters, *J. Geophys. Res.* 100, C4, 6761-6776.

Stevenson, M.R., R.W. Garvine and B. Waytt, 1974, Lagrangian measurements in a coastal upwelling zone off Oregon.

Taupier-Letage, I. and C. Millot, 1988: Surface circulation in the Algerian basin during 1984. *Oceanol. Acta*, 9:79-85.

## Origen y Decaimiento de un Remolino de Mar Abierto con Movimiento hacia el Oeste dentro de la Cuenca Argelina

### Resumen

El análisis de imágenes de temperatura superficial y de 15 trayectorias de boyas Lagrangeanas durante varios meses, documentan la evolución hacia el oeste de un remolino anticiclónico profundo de mar abierto, localizado inicialmente al sur de Ibiza en las coordenadas (1.3°E&38°N). Este remolino fue medido exhaustivamente durante Mayo de 1998 con diversos tipos de instrumentos con el propósito de caracterizar su estructura tridimensional, objetivo planteado dentro del proyecto MATER-3. En este experimento se utilizaron 15 boyas superficiales tipo Argos, lanzadas entre los días 19 y 21 de Mayo de 1998 a lo largo de una radial que cruzó al remolino cuyo diámetro fue aproximadamente de 120 km y su profundidad mayor de 2500 m. La separación entre boyas vario de 5 a 10 km. Posteriormente estas boyas completaron una trayectoria alrededor del remolino, en un período comprendido entre 4-6 días, dependiendo de la posición de la boya respecto al centro del remolino. Durante un período de 3 meses el movimiento hacia el oeste del remolino fue seguido por el conjunto de boyas, con las cuales se estimó el campo horizontal de velocidades del remolino; velocidad de translación de 2-3 km/día y velocidad de giro superior a los 50 cm/s. Las observaciones de temperatura, medidas simultáneamente con las trayectorias de las boyas, nos demuestran que la estructura térmica del remolino se encuentra influenciada por una señal diurna que se amplifica por la interacción del remolino con sus aguas adyacentes, lo que quizás le permita al remolino recuperar la energía disipada durante su movimiento y mantenerse derivando durante un largo periodo. Las propiedades cinemáticas del remolino, estimadas con un modelo paramétrico, demuestran la deformación geométrica que sufrió el remolino durante su desplazamiento. Las imágenes de temperatura superficial de los primeros días de febrero, nos muestran que el remolino de mar abierto fue formado por una inestabilidad frontal tipo dipolo, al confluir el agua modificada del Atlántico de reciente formación con el agua modificada del Atlántico de mayor permanencia dentro de la cuenca. El decaimiento y desaparición de este remolino comenzó durante los últimos días de Noviembre, a consecuencia de la interacción de este con un meandro de la corriente Argelina. El tiempo de vida de este remolino fue aproximadamente de 10 meses.

### 1. Introducción

El interés en conocer la estructura y la circulación de la corriente Argelina, afectada principalmente por meandros y remolinos, se ha incrementado en los últimos 14 años (Millot, 1985; Taupier-Letage y Millot, 1988; Millot, 1991; Font et al, 1998a,c).

La corriente Argelina es quizás una de las componentes de la circulación del mar Mediterráneo menos estudiada y por lo tanto es interesante conocer el efecto que puede llegar a tener sobre ella, algunas estructuras transitorias como los meandros y remolinos.

La corriente Argelina es afectada generalmente por meandros que se generan entre los 0-2°E, los cuales han sido revelados por una variedad de datos, incluyendo a las imágenes de satélite y de altímetro (Millot, 1985; Millot et al, 1997; Bouzinac et al, 1998) y de forma tridimensional con datos *in-situ* medidos recientemente (Font et al, 1998a). La formación de este tipo de estructura se ha relacionado a una inestabilidad hidrodinámica (Millot, 1985). Estudios de simulación numérica han encontrado que este

tipo de meandros puede tener un origen baroclínico (sin embargo ese resultado está en contradicción con algunas observaciones *in-situ*). En esas simulaciones se han calculado valores de longitud de onda (180-230 km), velocidad de fase (20 cm/s) y razón de crecimiento (10 días) del meandro (Beckers et al, 1991; Mortier, 1992). Ese meandro, cuando presenta una estructura vertical profunda (mayor de 2000 m), se le suele nombrar "evento". En su evolución ese evento suele moverse a lo largo de la costa Argelina, el cual puede decaer antes de llegar al Canal de Cerdeña, quizás por alguna interacción con otro remolino (Salas et al, 1999) ó desprenderse de la corriente Argelina, por la influencia de la pendiente continental en la entrada del Canal de Cerdeña, siguiendo un circuito antihorario, bajo la influencia del efecto beta y los procesos no-lineales (Fuda et al, 1999; Gervasio et al, 1999), formándose así un remolino de mar abierto. Este remolino de mar abierto puede permanecer girando en mar abierto, o interaccionar con la corriente Argelina, hasta ser reabsorbido nuevamente dentro de la corriente, donde se le puede observar durante varios meses (Taupier-Letage y Millot, 1988). En un estudio reciente se ha observado que la formación de un remolino de mar abierto a partir de un evento puede tener lugar cerca de los  $^{\circ}$ 0E, posiblemente por la interacción de la corriente Argelina y otros remolinos de mar abierto (Salas et al, 1999).

### *1.1 Objetivo*

El conjunto de datos aquí presentado permite cuantificar la evolución cinemática y estructura termal hacia el oeste de un remolino de mar abierto para el periodo de la Primavera-Otoño 1998, lo cual nos permite aportar nuevos resultados sobre la cinemática de los remolinos argelinos de mar abierto y su proceso de evolución, dentro de la cuenca occidental del mar Mediterráneo.

El modelo cinemático fue construido de la experiencia de los anteriormente planteados en los trabajos de Kirwan et al, 1984a; 1988; 1992; Gleen et al, 1990; Sanderson, 1995; Matteoda y Gleen, 1996. Por otra parte se ilustran mediante imágenes de satélite, el origen y decaimiento del remolino estudiado durante el experimento ALGERS'98, antes de ser localizado al sur de Ibiza durante los primeros días de Mayo.

## 1.2 Datos

El conjunto de datos usados para este estudio esta conformado por 15 trayectorias de boyas superficiales, lanzadas desde el B.I.O. Hésperides durante el experimento ALGERS'98/MATER-3 (figura 8, sección II.7). Esas boyas derivaron con el flujo superficial de 10m del remolino anticiclónico de mar abierto. La trayectoria de cada una de las boyas se muestra desde el periodo de despliegue, entre los días 19-21 de Mayo hasta Octubre de 1998 (Figura 1). Durante el tiempo de despliegue de las boyas, el remolino anticiclónico de mar abierto fue observado al sur de Ibiza mediante imágenes de satélite, con su centro localizado en (1.3°E&38°N) e intensamente medido con otros instrumentos (CTD, XBT, ADCP, Nu-Shuttle).

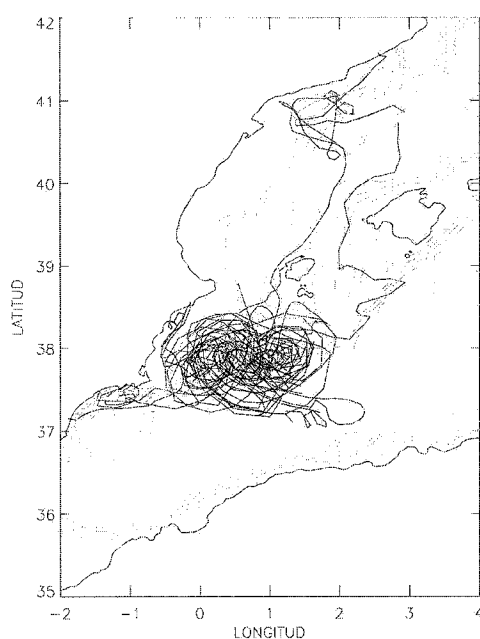


Figura 1. Mapa de las trayectorias de las 15 boyas, durante el período de Mayo a Octubre de 1998.

Otra variable medida con la deriva de las boyas fue la temperatura *in-situ*. Esta fue registrada con un intervalo de tiempo de aproximadamente 3 minutos, más denso que el de las posiciones de las boyas, 6 a 8 datos al día

Por otra parte se utilizaron un conjunto de 50 imágenes de temperatura superficial NOAA-AVHRR, cubriendo un periodo temporal de Enero a Noviembre de 1998, con las cuales se ilustra su origen, y posterior decaimiento.

Las imágenes fueron obtenidas del DLR (German Aerospace Research Center) vía Internet, mediante el programa de visualización GISIS (Graphical Interface to the Intelligent Satellite Data Information System).

Durante el experimento ALGERS'98, previamente a la ubicación de una boya dentro del agua se hacía un lance de CTD para determinar la forma de la estructura profunda del remolino de mar abierto. Al final de cada lance se procedía a lanzar una boya dentro del agua. Como primer resultado derivado de los lances a través de una radial, y de la trayectoria de las boyas, es la correlación de la estructura superficial y la estructura profunda del remolino (Font et al, 1998c). En la parte superficial las trayectorias más cercanas al centro del remolino muestran una rotación anticiclónica durante un intervalo promedio de  $6 \pm 4$  días (figura 2), y en la parte profunda la distribución de la densidad (aguas cálidas y de menor salinidad en su centro) en toda la columna de agua (2500m) corresponde a las de un remolino anticiclónico (ver Font et al, 1998c)

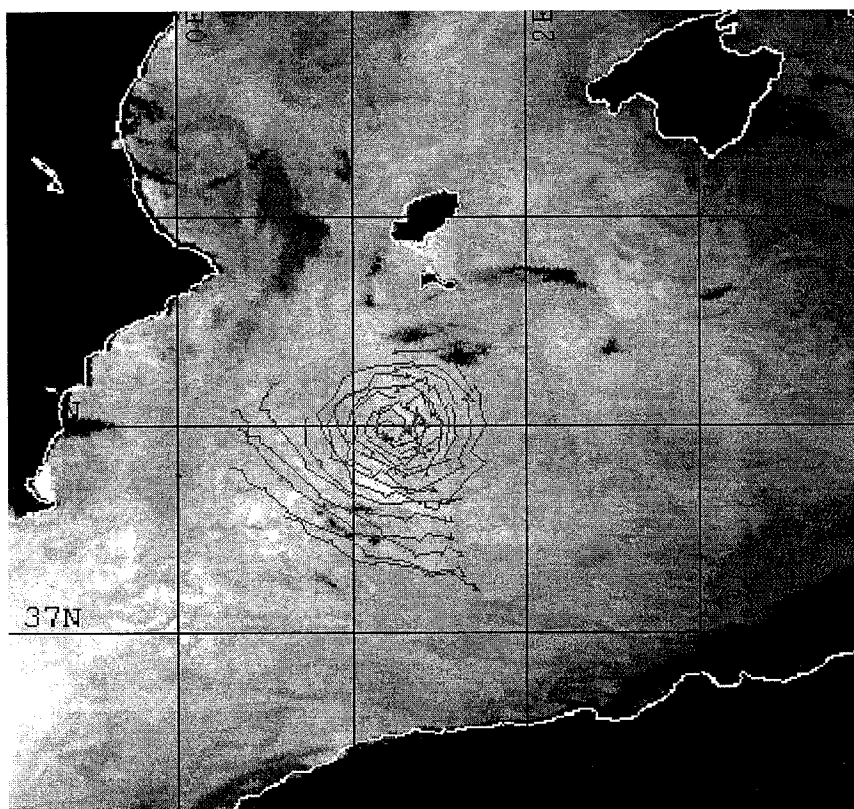


Figura 2. Trayectoria de las 15 boyas lanzadas durante el experimento ALGERS'98, en el período del 19-26 mayo, 1998. Sobrepuestas en la imagen NOAA-AVHRR del 18 de mayo de 1998 (tomada del informe MATER-3)

### 1.3 Resultados

En esta sección se presenta un diagrama de todas las trayectorias, para poder ilustrar su deriva general durante tres meses. Posteriormente se ilustran las trayectorias individuales de cada boya, indicando con 5 tipos de línea el mes al que correspondió cada segmento de trayectoria. El movimiento hacia el oeste del remolino es explicado mediante varias secuencias de grupos de trayectorias derivando simultáneamente dentro del flujo del remolino y posteriormente mediante imágenes de satélite, las cuales con las series temporales de temperatura ayudan a explicar la estructura termal del remolino de mar abierto. Esta información es explícitamente ilustrada con 10 trayectorias de boyas divididas a intervalos de tiempo de 6-14 días, los cuales corresponden aproximadamente con el período de rotación de las boyas dentro del remolino. Cada una de estas trayectorias es acompañada con las curvas de velocidad de cada componente (u,v). Posteriormente se procede a cuantificar las propiedades cinemáticas del remolino de mar abierto, mediante el planteamiento de un modelo paramétrico, el cual se ajusta a cada una de las trayectorias de las boyas. Resultados que solamente se presentan en dibujo para 4 trayectorias, aquellas que completaron mayor número de vueltas dentro del remolino. Finalmente se muestra con un conjunto de 21 imágenes, el origen del remolino de mar abierto medido durante la campaña ALGERS'98.

#### 1.3.1 Trayectoria general de las boyas

El análisis de todas las trayectorias en el diagrama de la figura 1, muestran muchas características interesantes. Primeramente, es importante resaltar que desde el lanzamiento de las boyas en Mayo de 1998 hasta mediados de Agosto, la mayoría de las boyas se movieron dentro de una misma región ( $2^{\circ}\text{W}-2^{\circ}\text{E}$  &  $36.5^{\circ}-38.5^{\circ}\text{N}$ ). Esto implica que casi todas ellas permanecieron en el remolino y lo siguieron a través de esta región de la cuenca Argelina (figura 1). Sin embargo una revisión minuciosa de cada una de las trayectorias individuales, nos muestran diferencias sustanciales en las características locales de las trayectorias de las boyas (figura 3). Las boyas en la figura 3, se identifican con el número de la gráfica que corresponde al orden de su lanzamiento al agua y con su número de identificación de plataforma como en el del ejemplo siguiente: (1-18713).

La trayectoria de la boya #4, situada al sur del centro del remolino, fue expulsada del flujo del remolino, aproximadamente el 31 de Mayo de 1998, siguiendo una deriva

hacia el suroeste (inicialmente en la isóbata de los 1000m) posiblemente bajo la influencia de la corriente media proveniente del norte, finalmente fue a parar a la costa al sur de Cartagena (figura 3(4)). La boya #10 aparentemente tendió a dejar el flujo del remolino durante los últimos días de Mayo. Sin embargo la inflexión de su trayectoria hacia el norte durante los primeros días de Junio sugiere que la única posibilidad de haber seguido derivando hacia el norte fue bajo la influencia del flujo del remolino. Esta boya dejó de transmitir cuando fue a parar a la costa Norte de Alicante (figura 3(10)). El que esas boyas fueron expulsadas del flujo del remolino en los días posteriores a su despliegue, puede ser explicado de la siguiente manera. Cuando el remolino fue localizado fuera de las costas de Cartagena y Alicante, centrado en (1.3°E-38°N), su centro se situaba a una profundidad de 2700 m sobre la plataforma continental. Hacia el oeste la profundidad del agua en esta región disminuye rápidamente, comenzando con los 2500m hasta 250 m, en una distancia aproximada a 150 km. Así que probablemente el remolino estuvo interactuando fuertemente con la topografía del fondo. En esa interacción el remolino pudo disipar energía y alterar su forma. Lo anteriormente explicado se puede observar también en las imágenes de satélite correspondientes al 13 jun98 y al 20jun98, donde la forma del remolino luce alargada. Al mismo tiempo en que el remolino pudo perder algunas de sus características básicas de profundidad, las dos boyas derivaron hacia las costas españolas.

Otras 2 boyas más (#6, #8) situadas inicialmente en el borde exterior norte del remolino después de completar varias vueltas alrededor del mismo fueron expulsadas fuera de la influencia de su flujo para proseguir su deriva hacia la cuenca Catalano-Balear. Durante el mes de Junio (día 6), la boya #8 inició su entrada hacia la cuenca Norte por el canal de Mallorca posiblemente con el flujo del Agua Modificada del Atlántico (MAW)(figura 3(8)). La boya #6 después de completar dos vueltas durante Mayo, con períodos de rotación de 4 y 5 días, comenzó a moverse hacia el sur, cerca de la costa Argelina, lo cual nos hizo suponer que esta boya seguiría una trayectoria hacia al este, como las boyas del experimento ALGER'S 96, lo sorprendente fue que esta boya fue desviada hacia el norte durante los primeros días de Julio, posiblemente por un remolino de pequeña escala, que su misma trayectoria describe antes de iniciar su recorrido hacia el norte (figura 3(6)). Esta boya continuó su deriva dentro de la cuenca Argelina hasta mediados de Agosto, posteriormente entró hacia la cuenca Catalano-Balear, bajo la influencia del flujo de otro remolino, por el canal de Ibiza.

Por otra parte las trayectorias de las boyas 15 y 25 (figura 3(3) y 3(13)) fueron muy similares desde su lanzamiento dentro del agua, incluso cuando el remolino comenzó a migrar desde los  $1.3^{\circ}\text{E}-38^{\circ}\text{N}$  hacia los  $1^{\circ}\text{E}-38^{\circ}\text{N}$ , donde sus trayectorias mostraron vueltas más largas, de forma elíptica. Conforme el remolino se movió hacia el oeste ( $0.3^{\circ}\text{E}-37.9^{\circ}\text{E}$ ), estas mismas boyas, completaron una vuelta más, pero de forma aproximadamente circular. Muy parecidas a las vueltas completadas por las boyas 20 y 21, poco tiempo después de su lanzamiento dentro del agua (figura 3(8) y 3(9)). Al poco tiempo, la boya 25 dejó de emitir en mar abierto (Tabla II, sección II.7), mientras que la boya 15 fue expulsada hacia el oeste por el flujo del remolino. Aproximadamente en  $1.35^{\circ}\text{W}$ , su trayectoria fue desviada hacia el sur, bajo la influencia del frente Almería-Oran y cerca de las costas Africanas este derivó en dirección Este, con el flujo de la corriente Argelina, hasta que dejó de emitir aproximadamente en los  $0^{\circ}$ (figura 3(3)). Las otras boyas siguieron dentro del flujo del remolino completando varias vueltas alrededor de este (figura 3(1), 3(2), 3(5), 3(6), 3(7), 3(11), 3(12), 3(14)). Conforme el remolino fue propagándose hacia el oeste algunas de esas boyas fueron expulsadas de la influencia de su flujo, para posteriormente derivar hacia la costa Española (figura 3(1), 3(5), 3(7), 3(14)).



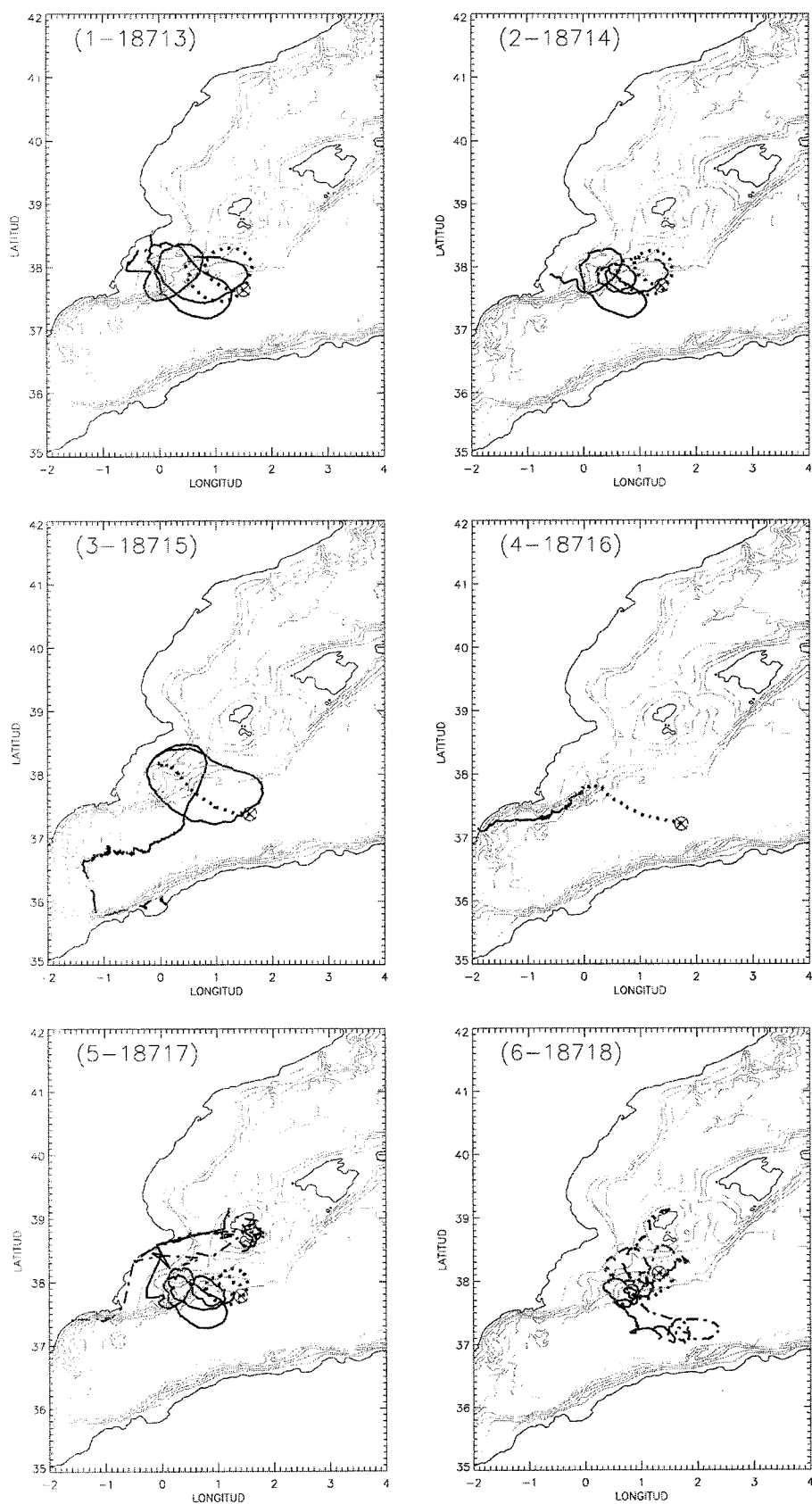
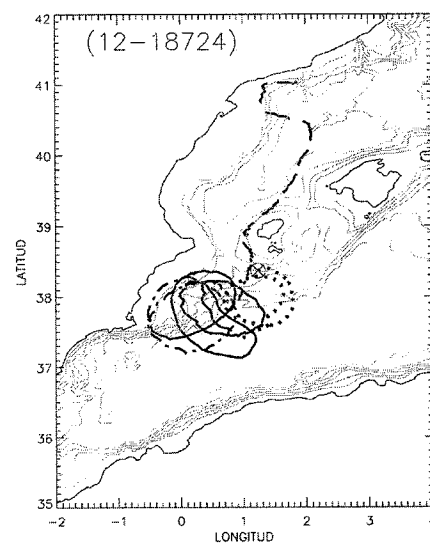
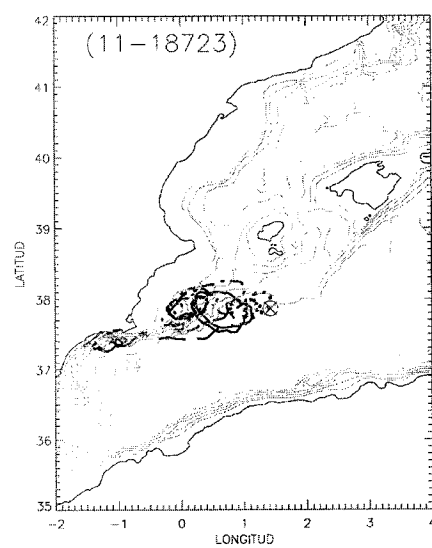
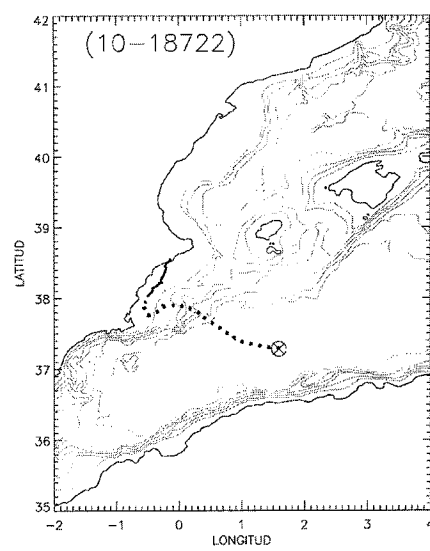
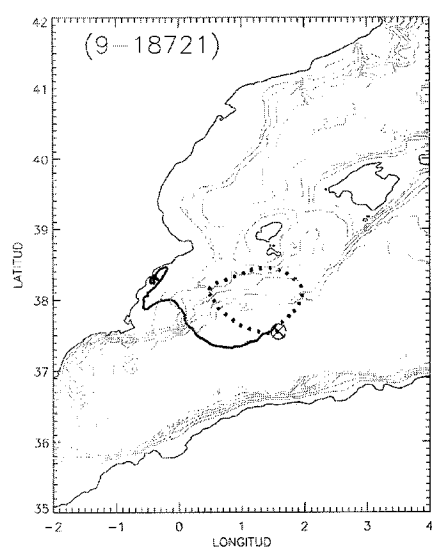
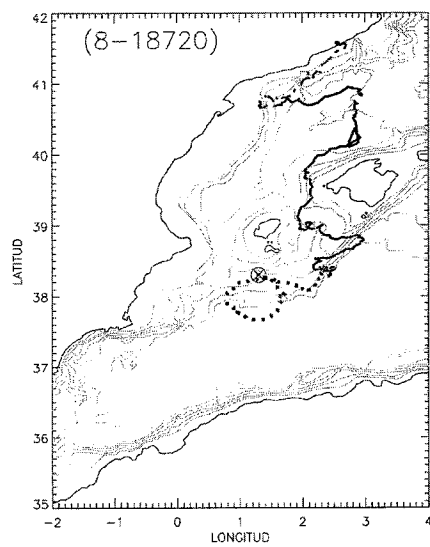
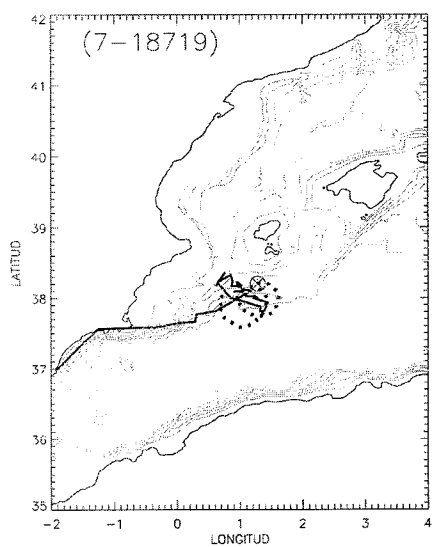
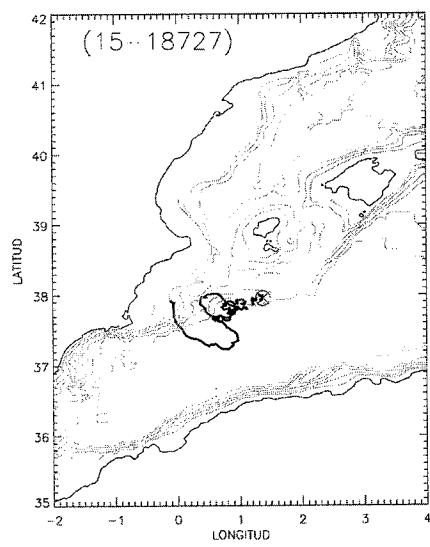
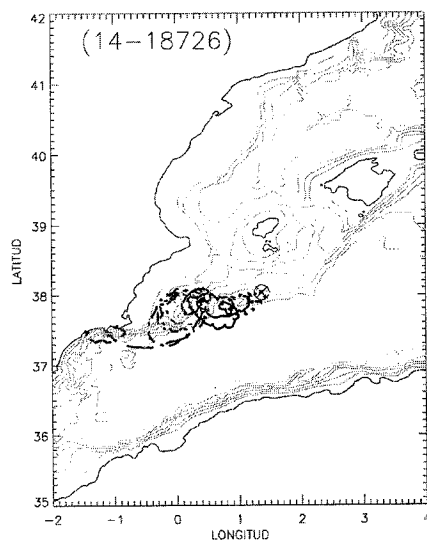
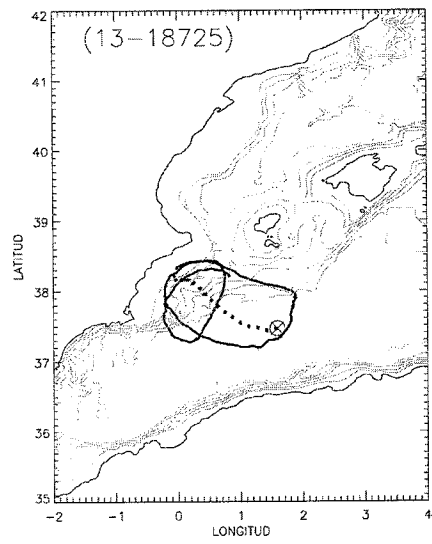


Figura 3. Trayectoria individual de las boyas del experimento ALGERS'98. Cada uno de los segmentos representados con, línea de puntos, sólida, línea-punto, línea discontinua-larga, representan los meses de Mayo, Junio, Julio y Agosto, respectivamente.



continuación de la figura 3



continuación de la figura 3.

### *1.3.2 Movimiento hacia el oeste del remolino anticiclónico de Mar abierto*

#### *1.3.2.1 Trayectorias de boyas en segmentos*

Para ilustrar el movimiento hacia el oeste del remolino de mar abierto, se graficaron grupos de trayectorias a intervalos de tiempo de 6 días, que es aproximadamente el período de rotación del remolino anticiclónico (figuras 4a-j). Por otra parte en las figuras 5(1-9), se representan individualmente las trayectorias de algunas boyas, divididas entre 6-21 días, períodos en los que completaron un circuito alrededor del remolino de mar abierto.

En general todos los grupos de trayectorias muestran el movimiento hacia el oeste del remolino anticiclónico de mar abierto y la influencia de la topografía sobre su forma geométrica. (figuras 4 y 5).

En la figura 4a (anteriormente mostrada en la figura 2), se observa que algunas boyas completaron una vuelta alrededor del centro del remolino anticiclónico, en un período de 7 días, cuando su posición se localizó en (1.18°E, 37.95°N). Otras boyas, ubicadas aproximadamente en el centro del remolino (figura 5-5a, 5-6a, 5-10a), completaron una vuelta en un período menor a 6 días.

Posteriormente el centro del remolino se ubica más hacia el sudoeste (1°E-37.85°N), de su anterior posición (figura 4c), lo cual nos indica que el remolino se desplazó a una velocidad aproximada a los 3km/día. De ese mismo grupo de boyas, las más internas permanecieron unidas y describiendo círculos concéntricos dentro del remolino. En cambio las boyas más externas (#18715 y #18725), mostradas en la figura 5-3, se alargaron significativamente en la dirección (SE°-NW°). Lo cual indica la interacción del remolino con la topografía. Nótese como en las figuras 4c-d las boyas aun dentro del flujo del remolino describen una trayectoria elíptica, orientada en la dirección (SE°-NW°) (figura 4c). En la figura 4e, el grupo de boyas vuelve a describir trayectorias más circulares, como las observadas durante el inicio. El centro del remolino se ubica en (0.24°E-37.90°N) cerca de la costa Española. Incluso una de las boyas de este grupo fue expulsada hacia tierra. Durante los días siguientes (figuras 4f-j), el remolino continuo su movimiento hacia el oeste, adquiriendo la forma de una elipse orientada en dirección (SW°-NE°) (figura 4e, 4f y 4 g).

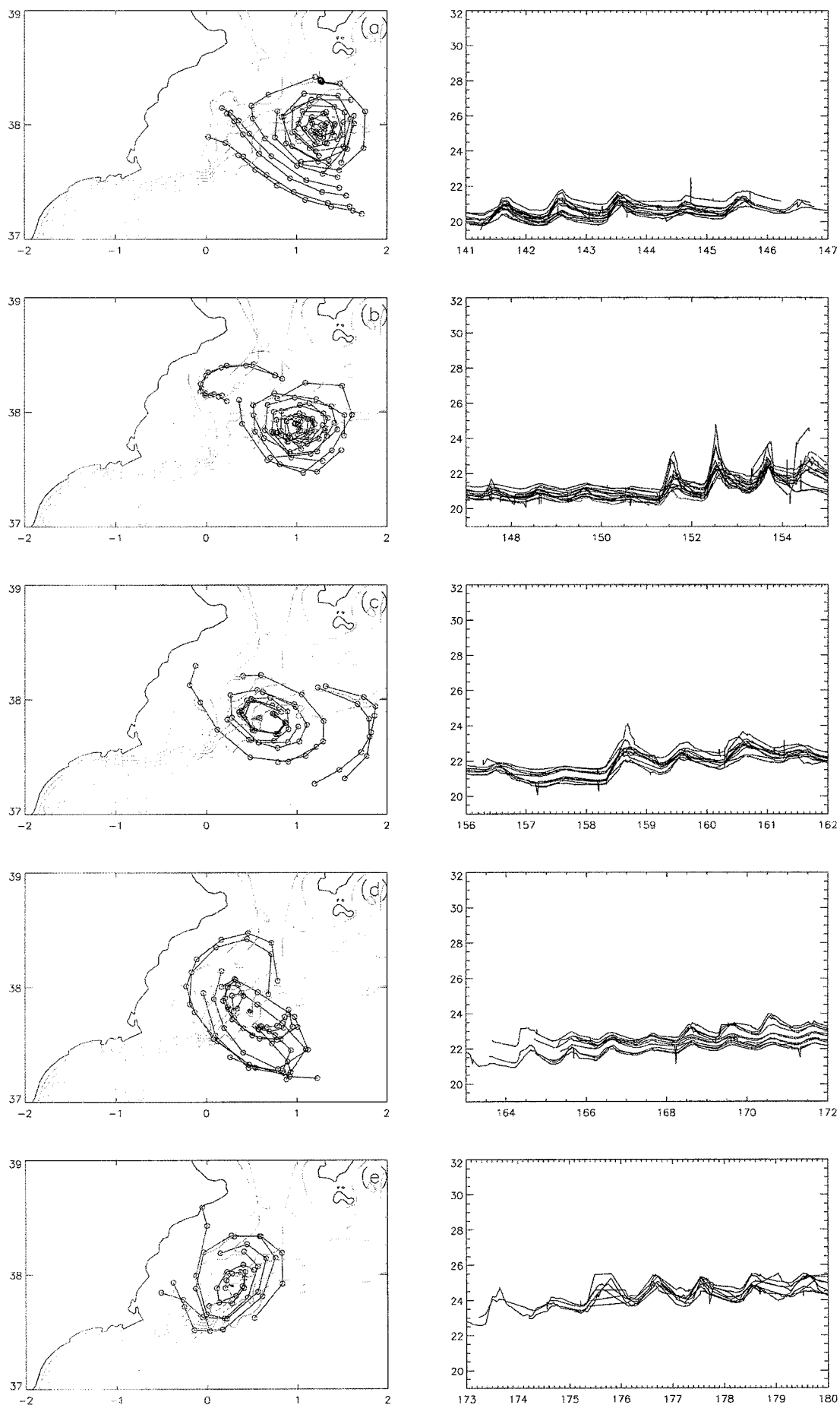
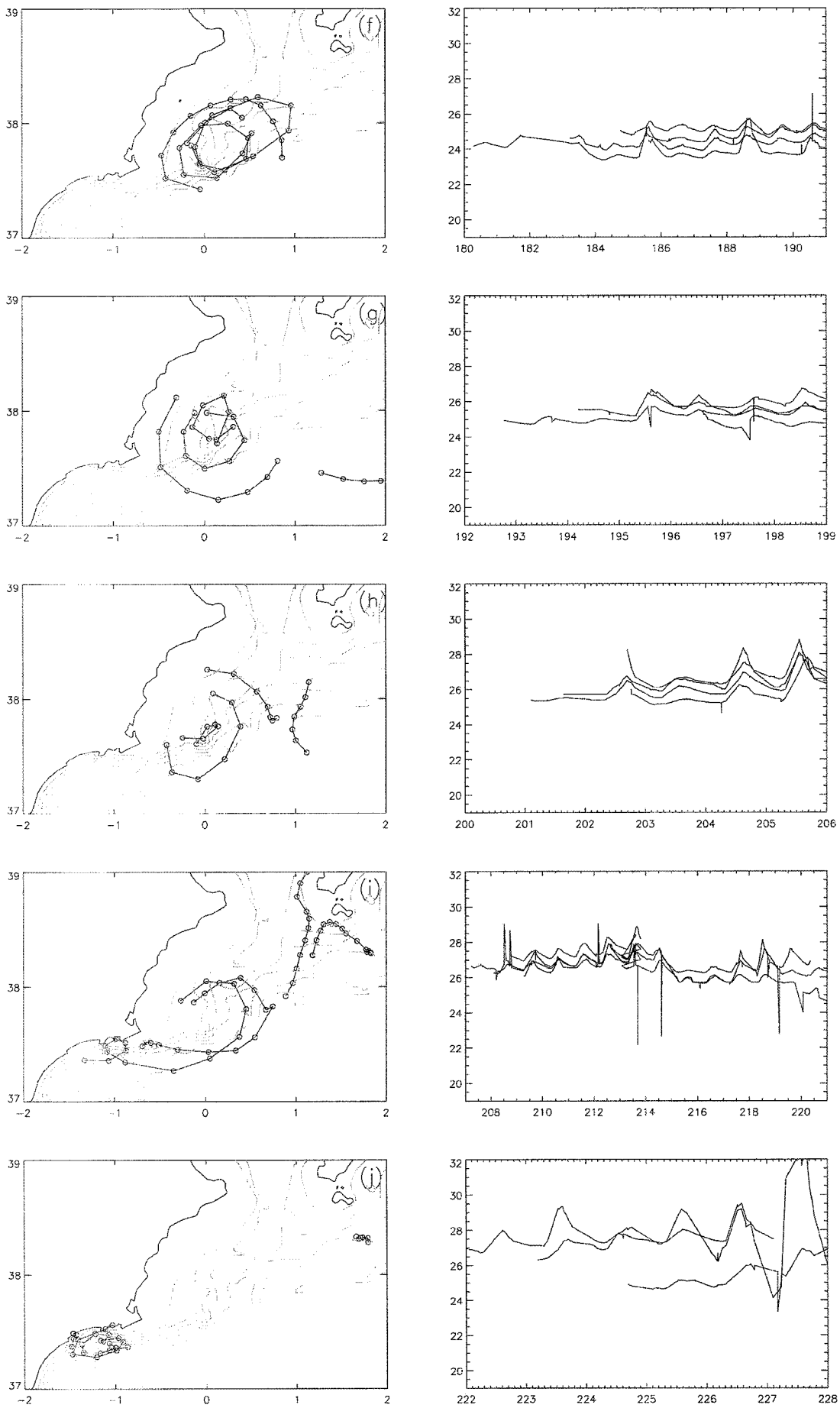


Figura 4, Grupo de trayectorias divididas a intervalos de tiempo de 6-11 días (gráficos lado izquierdo), con sus respectivas observaciones de temperatura *in-situ* (gráficos lado derecho). Los intervalos de tiempo de las trayectorias, son: a) 21-27May. b) 27-04 Jun. c) 05-11 Jun. d) 12-21 Jun. e) 22-29 Jun.



Continuación de la figura 4. Grupo de trayectorias divididas a intervalos de tiempo de 6-11 días (gráficos lado izquierdo), con sus respectivas observaciones de temperatura *in-situ* (gráficos lado derecho). Los intervalos de tiempo de las trayectorias, son: f) 29-10 Jul. g) 11-18 Jul. h) 19-25 Jul. i) 26-09 Ago. j) 10-15 Ago.

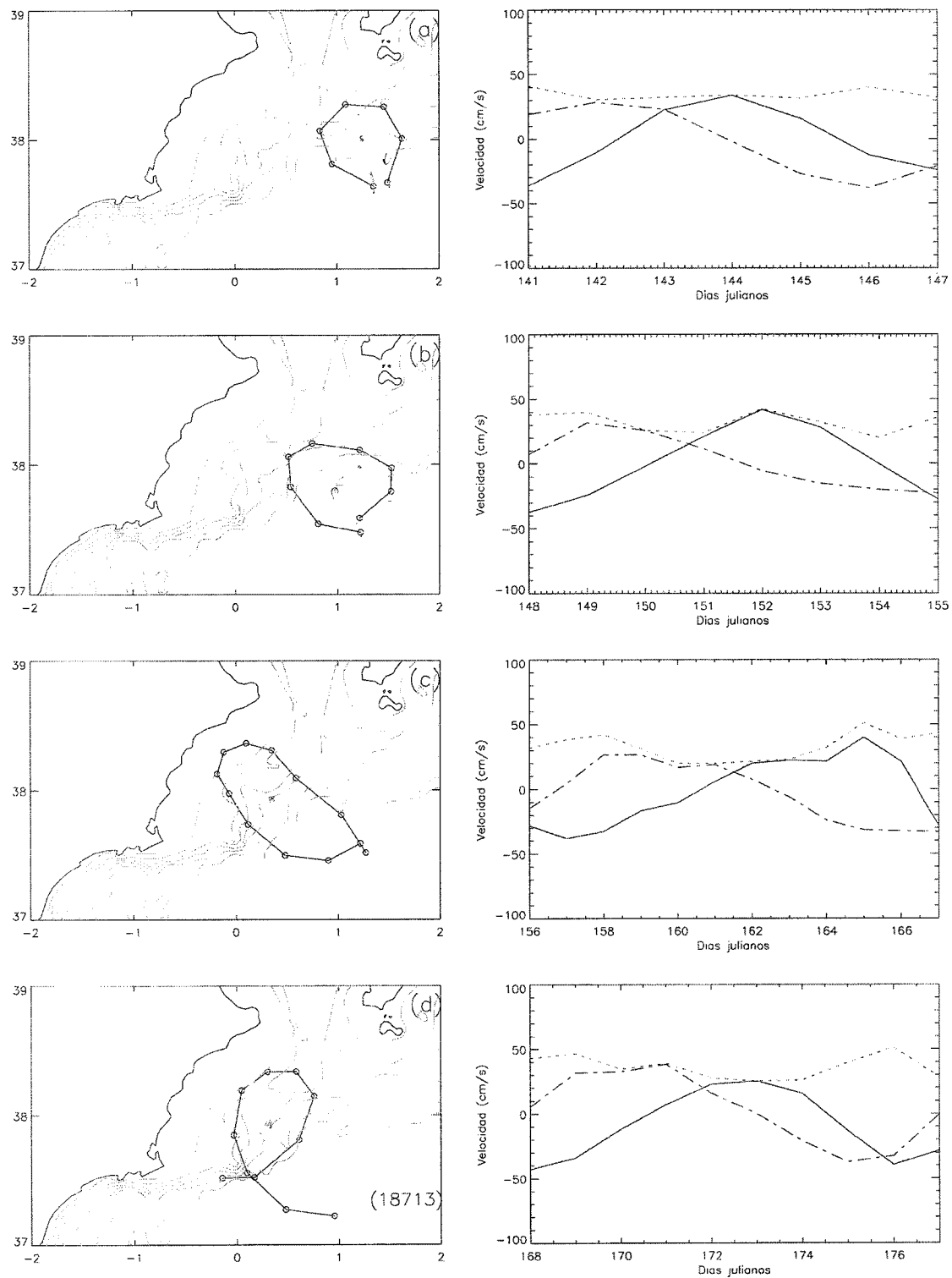


Figura 5-1.- Trayectoria hacia el oeste de la boya 13. Modulo de la velocidad (línea-puntos) y sus respectivas componentes de velocidad (u-línea continua y v-línea segmentada). El intervalo de tiempo de las trayectorias no es el mismo que el empleado en la figura 4.

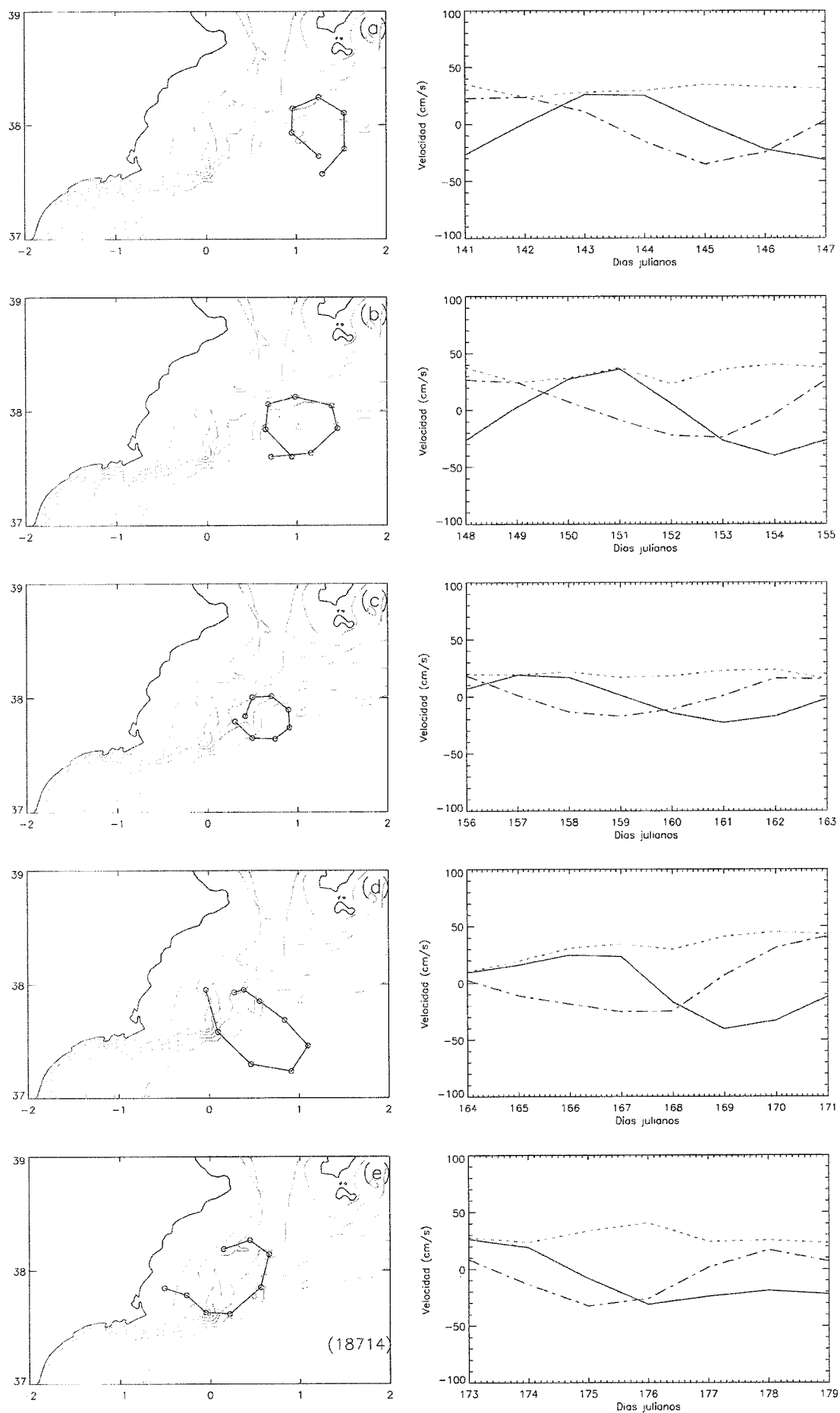


Figura 5-2.- Trayectoria hacia el oeste de la boya 14, y sus velocidades (ver leyenda Fig. 5-1).



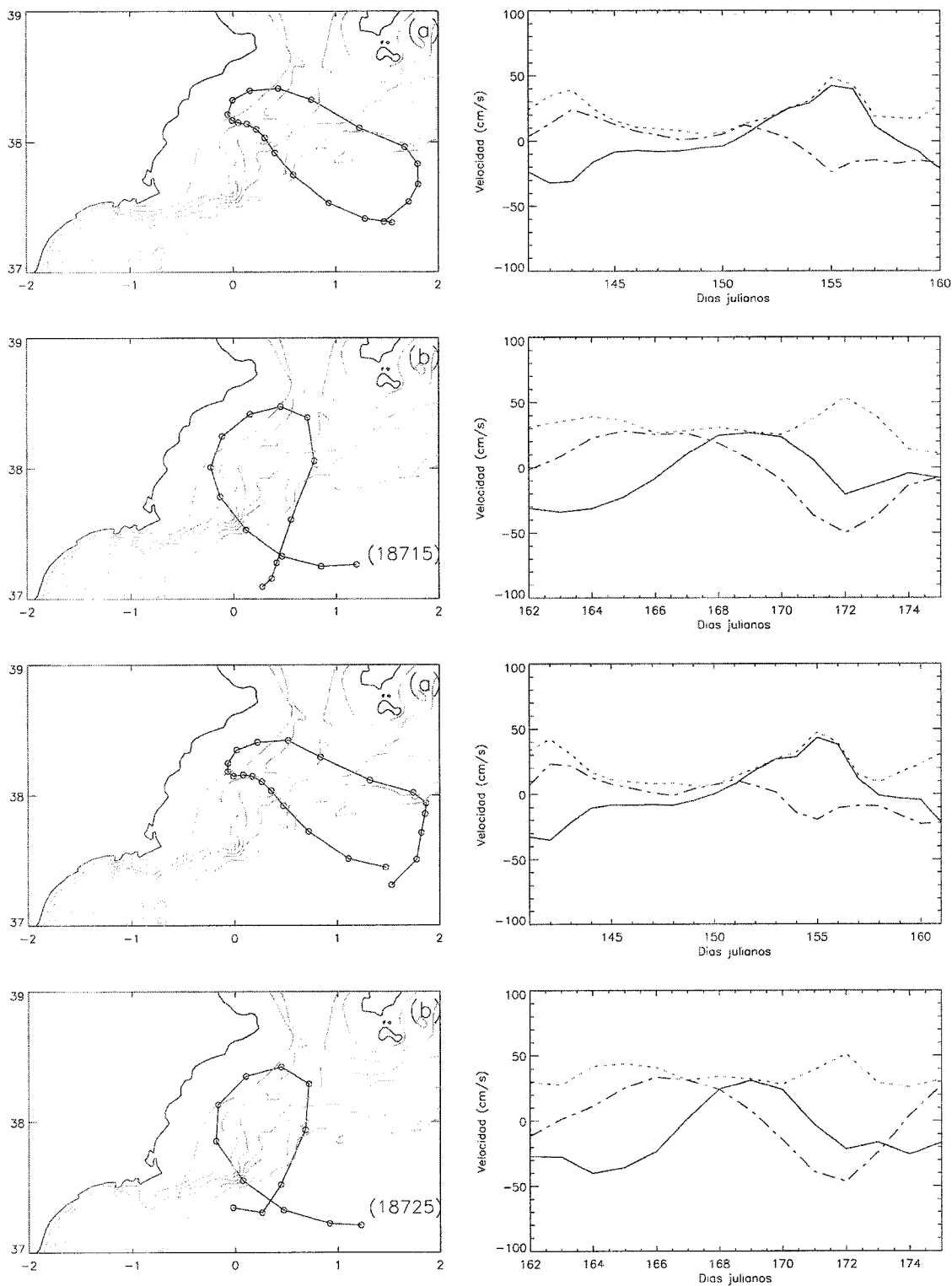


Figura 5-3.- Trayectoria hacia el oeste de la boya 15 y 25, y sus velocidades. (ver leyenda Fig. 5-1).

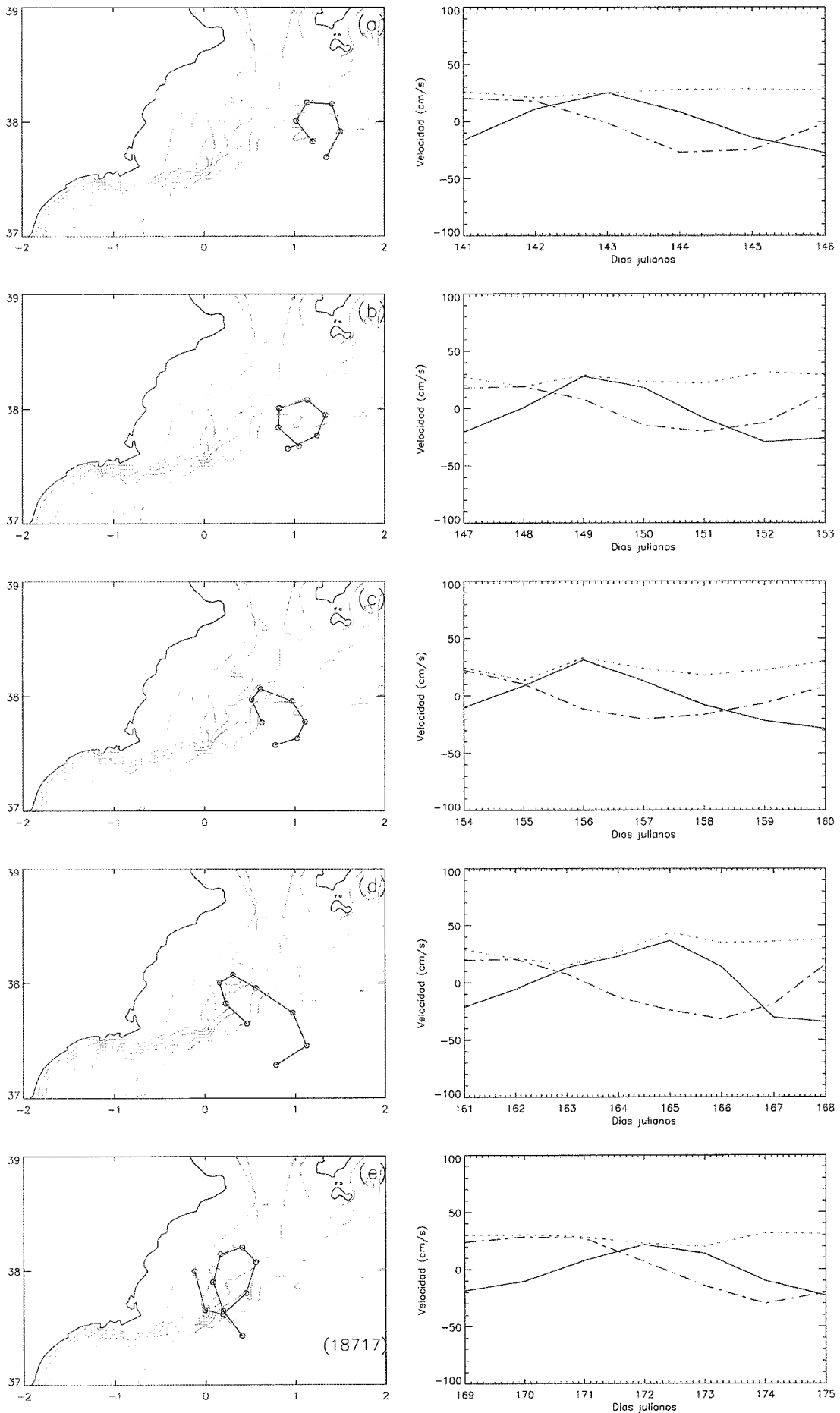


Figura 5-4.- Trayectoria hacia el oeste de la boya 17, y sus velocidades. (ver leyenda Fig. 5-1)

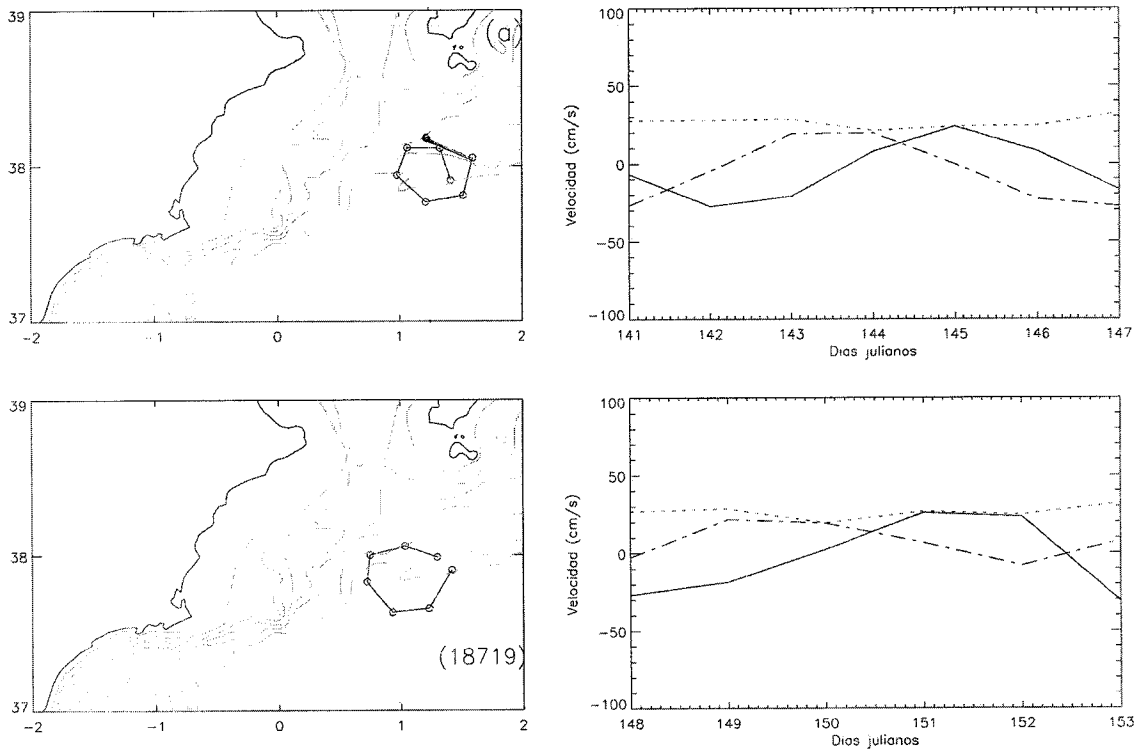


Figura 5-5.- Trayectoria hacia el oeste de la boya 19, y sus velocidades (ver leyenda Fig.5-1).

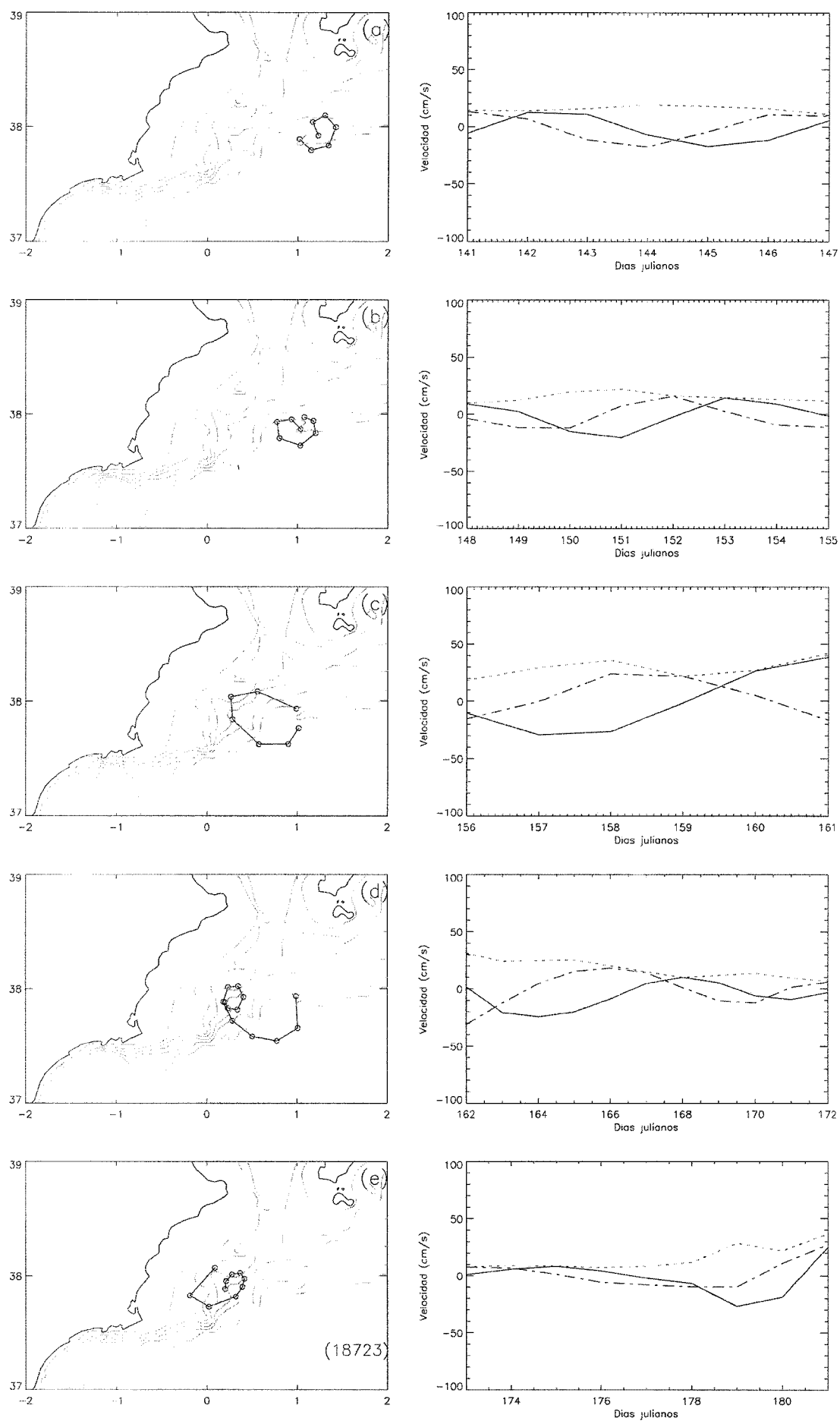
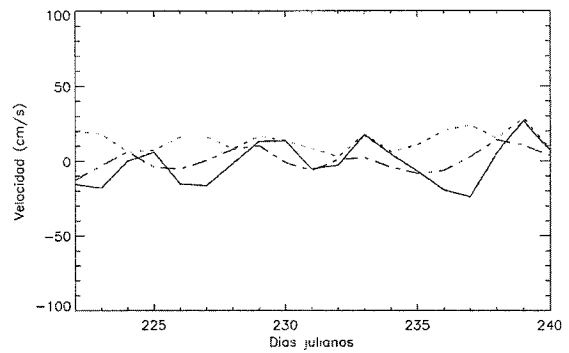
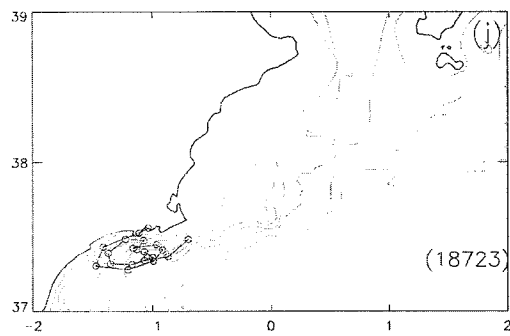
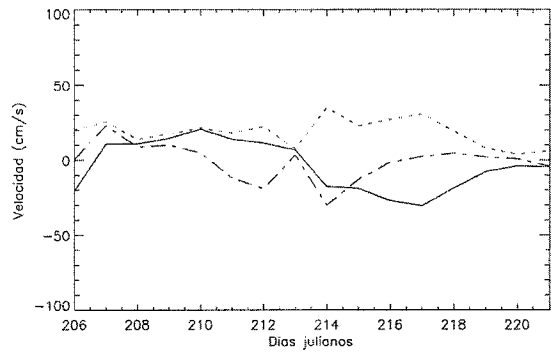
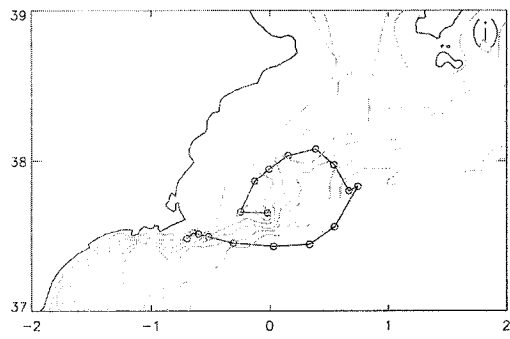
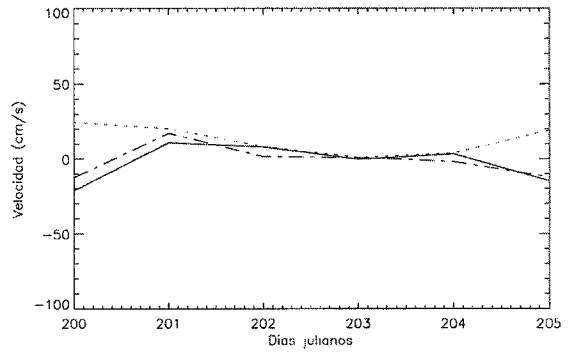
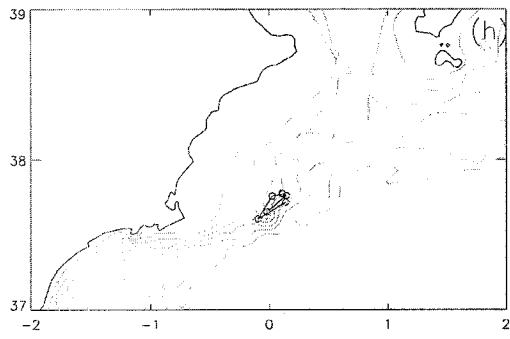
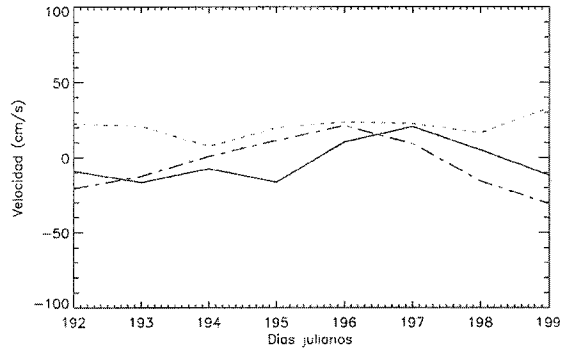
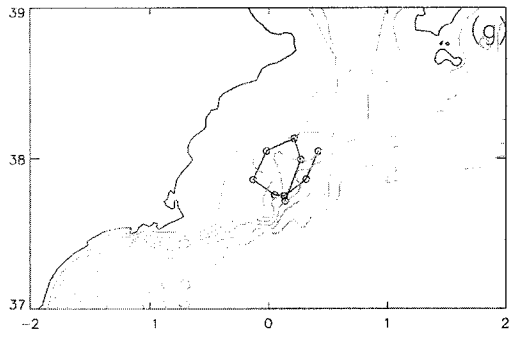
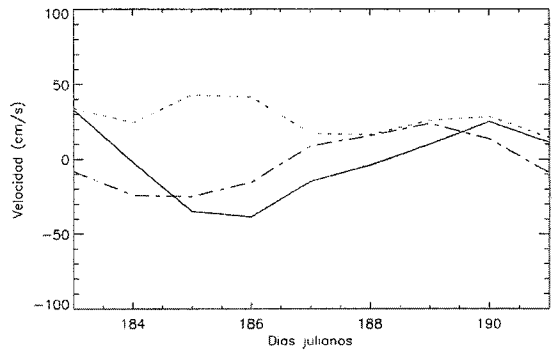
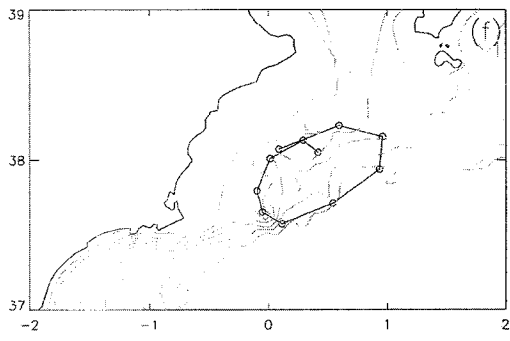


Figura 5-6. Trayectoria hacia el oeste de la boya 23, y sus velocidades (ver leyenda Fig. 5-1).



Continuación de la figura 5-6.

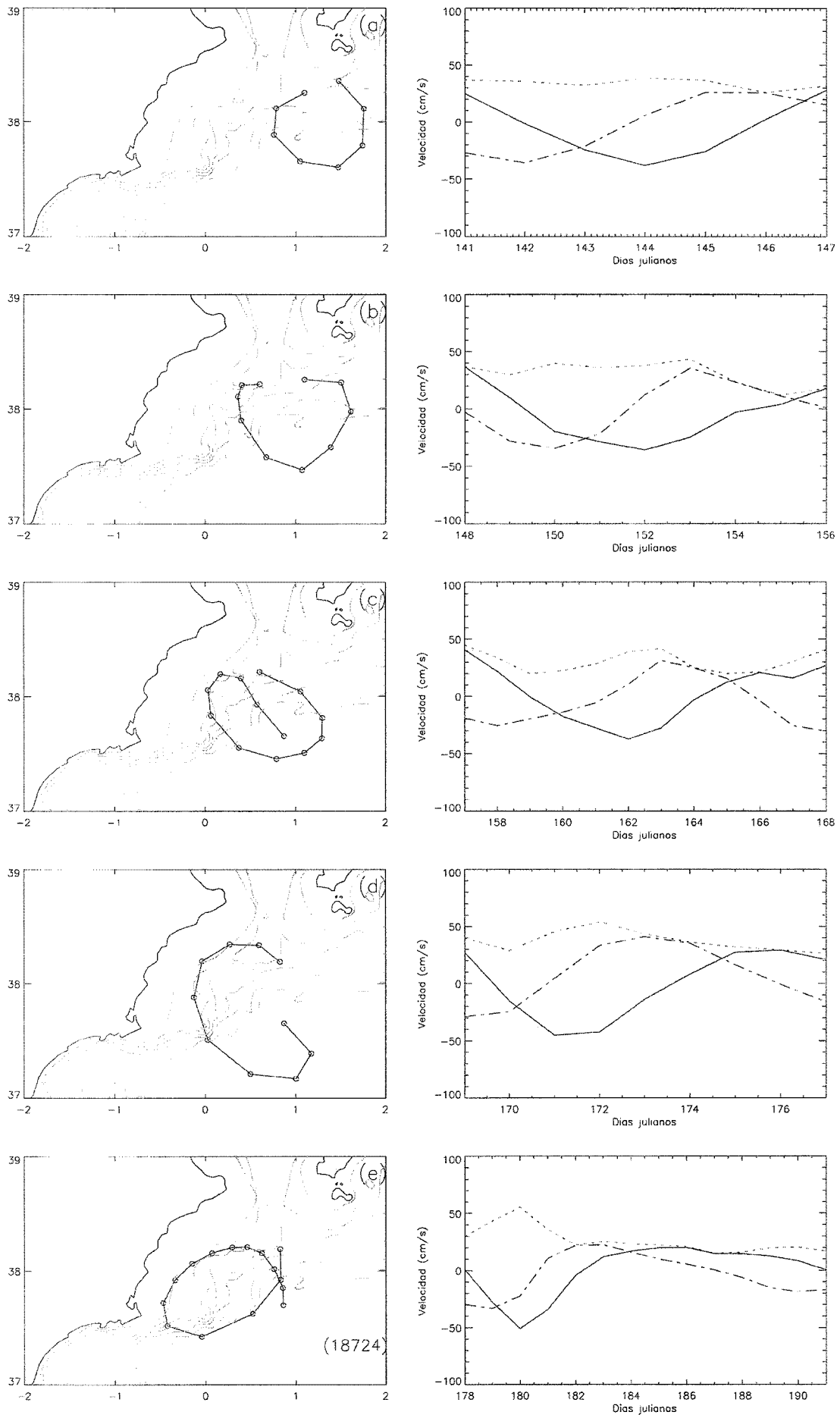


Figura 5-7. Trayectoria hacia el oeste de la boya 24, y sus velocidades (ver leyenda Fig. 5-1).

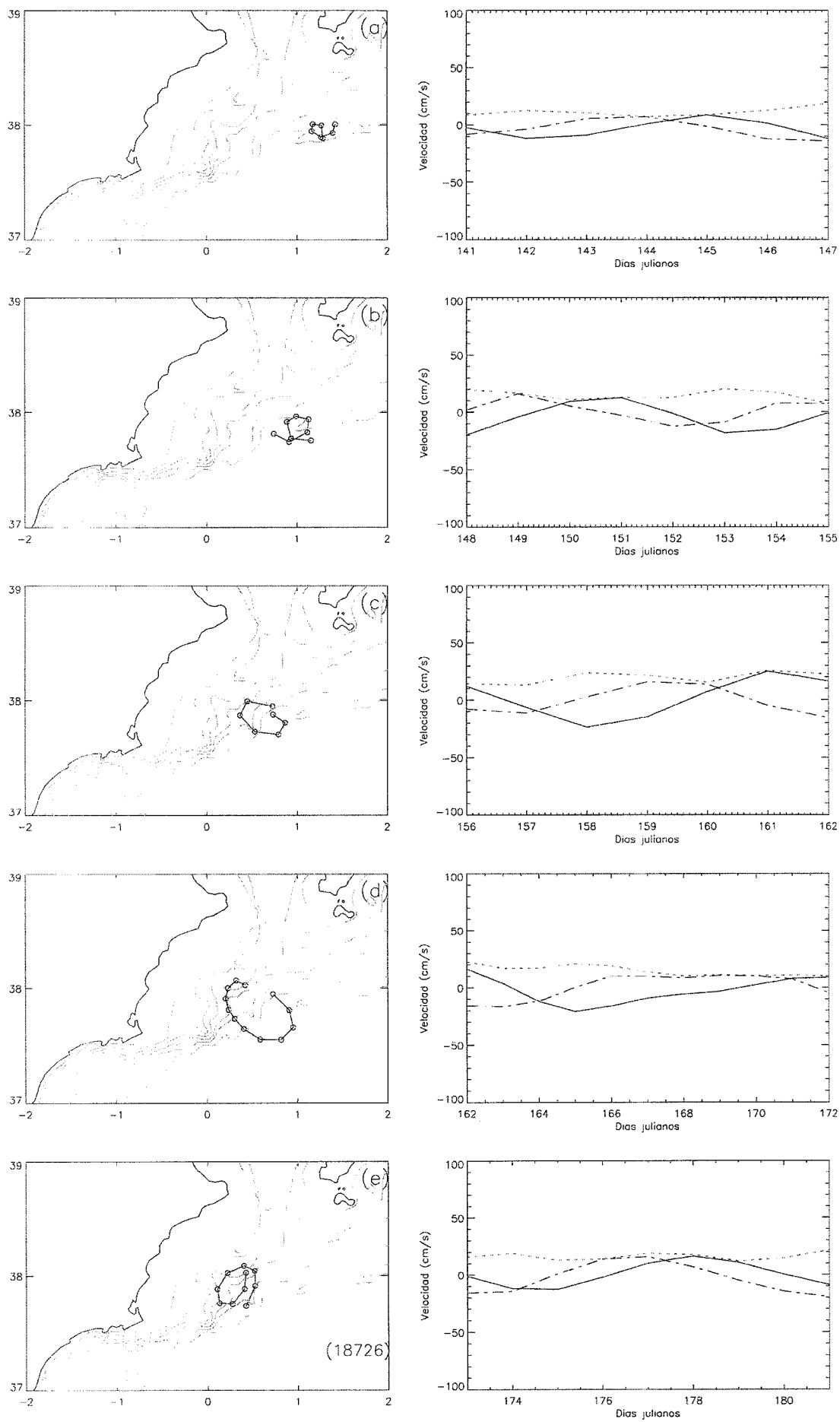
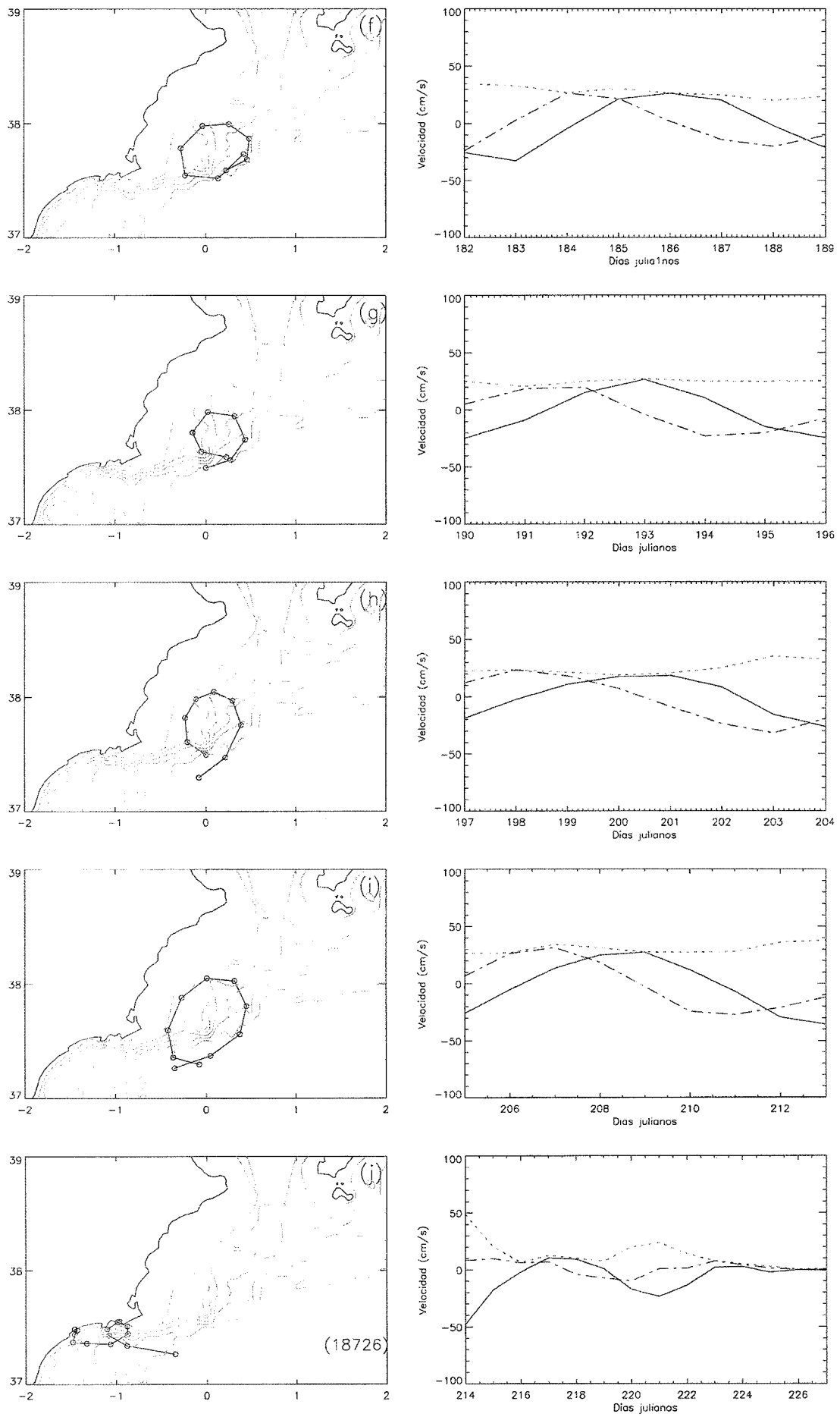


Figura 5-8.- Trayectoria hacia el oeste de la boya 26, y sus velocidades (ver leyenda Fig. 5-1)



Continuación de la figura 5-8.



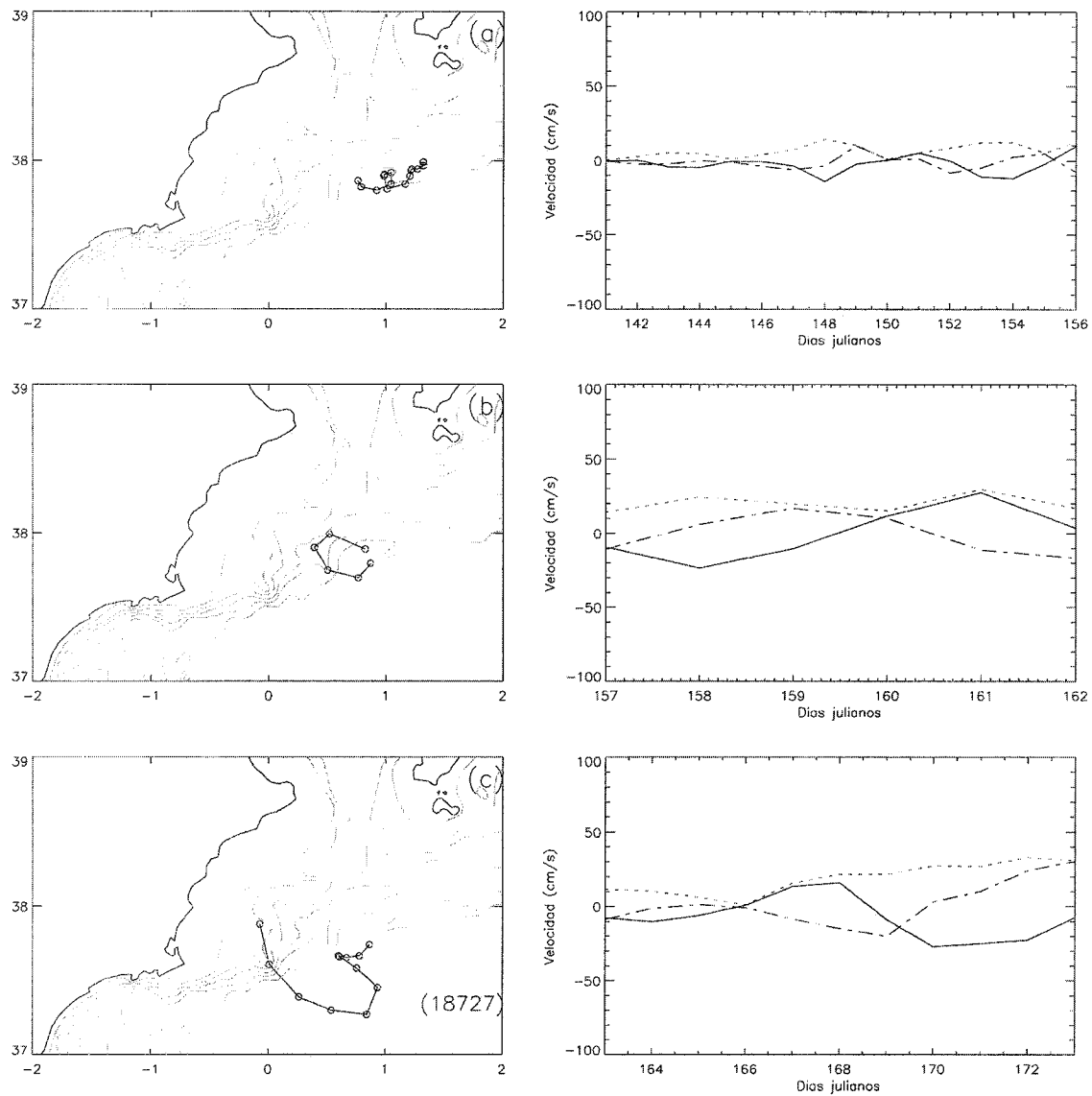


Figura 5-9 Trayectoria hacia el oeste de la boya 27 y sus velocidades (ver leyenda Fig. 5-1).

### *1.3.2.3 Estructura térmica del remolino anticiclónico de mar abierto*

Las series temporales de temperatura, representadas en la figura 4 (columna derecha) muestran una señal relacionada con el calentamiento diurno. Además nos permiten observar intercambios con el agua adyacente. De hecho se observa que en algunas ocasiones las series de temperatura incrementaron su valor, esto sucedió en las boyas situadas en la parte más externa del remolino, donde es posible un intercambio de aguas entre el remolino y las aguas adyacentes. Otra observación interesante de las series de temperatura es que sus valores se incrementaron conforme las boyas fueron desplazándose hacia el oeste con el remolino (nombrado Eaw), lo cual puede estar relacionado al calentamiento estacional. Obsérvese como los valores de temperatura medidos inicialmente por el primer grupo de boyas (figura 4a), osciló entre los 20-22°C, los cuales se mantuvieron aproximadamente constantes hasta el día (31may-151), aproximadamente con el día en que empezó su interacción con la topografía y por lo tanto su deformación geométrica. Lo cual permitía que aguas más cálidas fueran atrapadas dentro de su estructura, de hecho, las series temporales, muestran un incremento gradual de 1°C de su valor original (20°C), llegando a alcanzar una temperatura de 27°C (figura 4, columna derecha).

Lo anterior se confirma con la secuencia de imágenes de temperatura superficial, simultaneas a las trayectorias (figura 6), aparte de la correlación con las trayectorias de las boyas y la estructura térmica del remolino, se observa como efectivamente durante el alargamiento del remolino por el efecto de la topografía, este introduce aguas más cálidas hacia su parte central, de hecho en algunas imágenes el contraste de grises en el centro del remolino es más marcado que en otras ocasiones. Este mecanismo de interacción del remolino con sus aguas adyacentes, es quizás lo que le permite al remolino recuperar la energía que disipa a través de su desplazamiento, y mantenerse con vida durante un período largo.

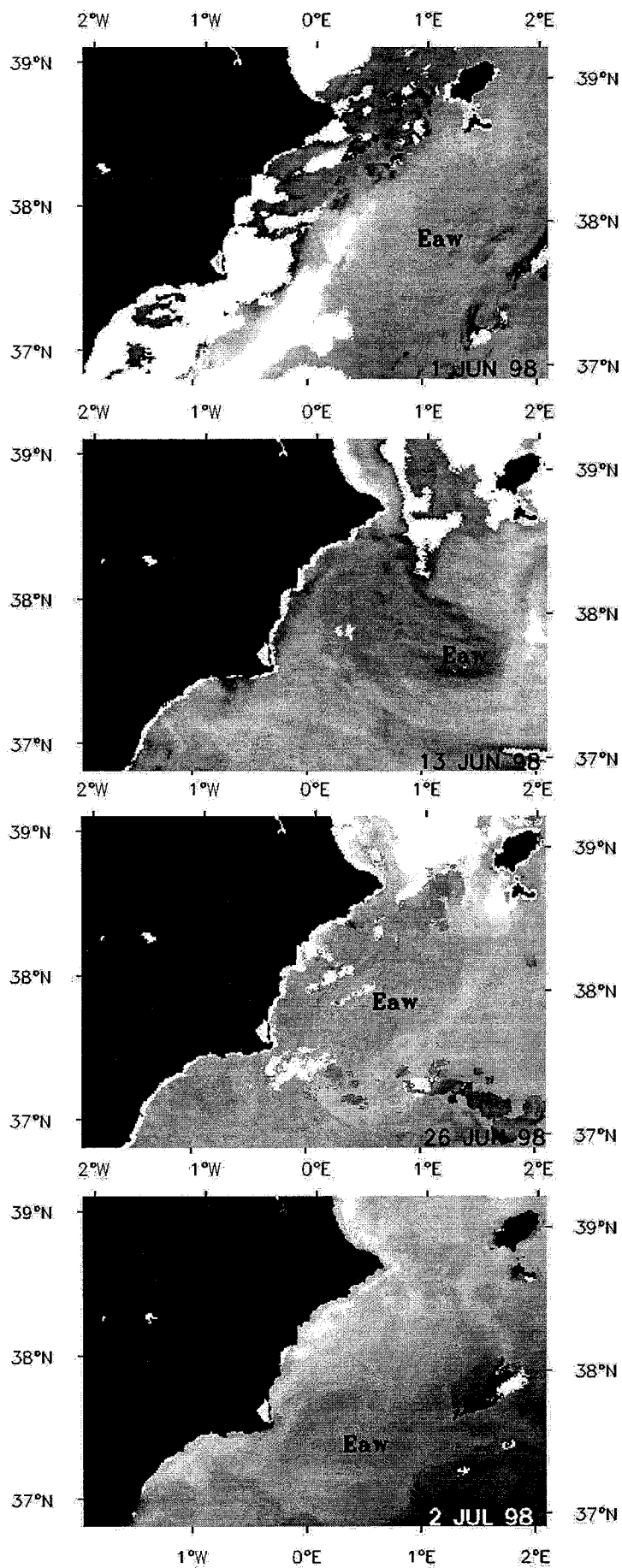


Figura 6-1. Imágenes de satélite NOAA-AVHRR, mostrando la evolución de Eaw.

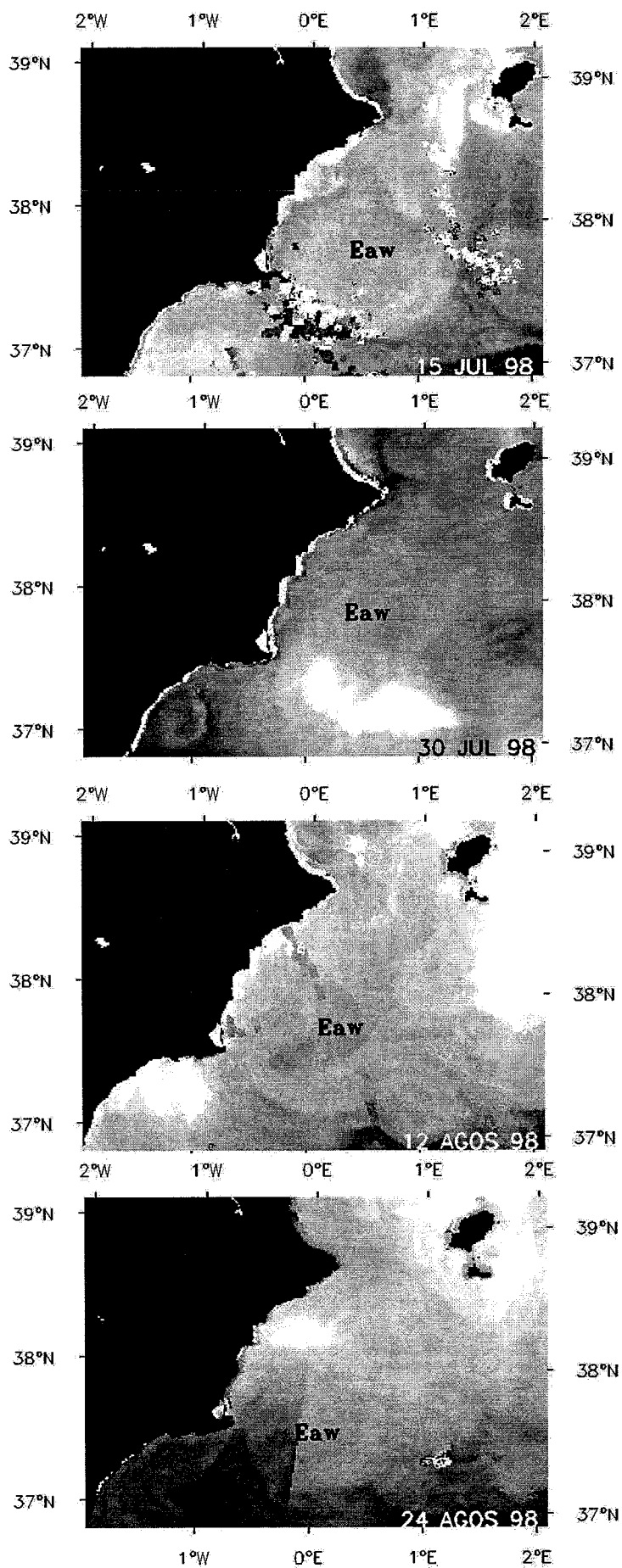


Figura 6-2. Imágenes de satélite NOAA-AVHRR, mostrando la evolución de Eaw.

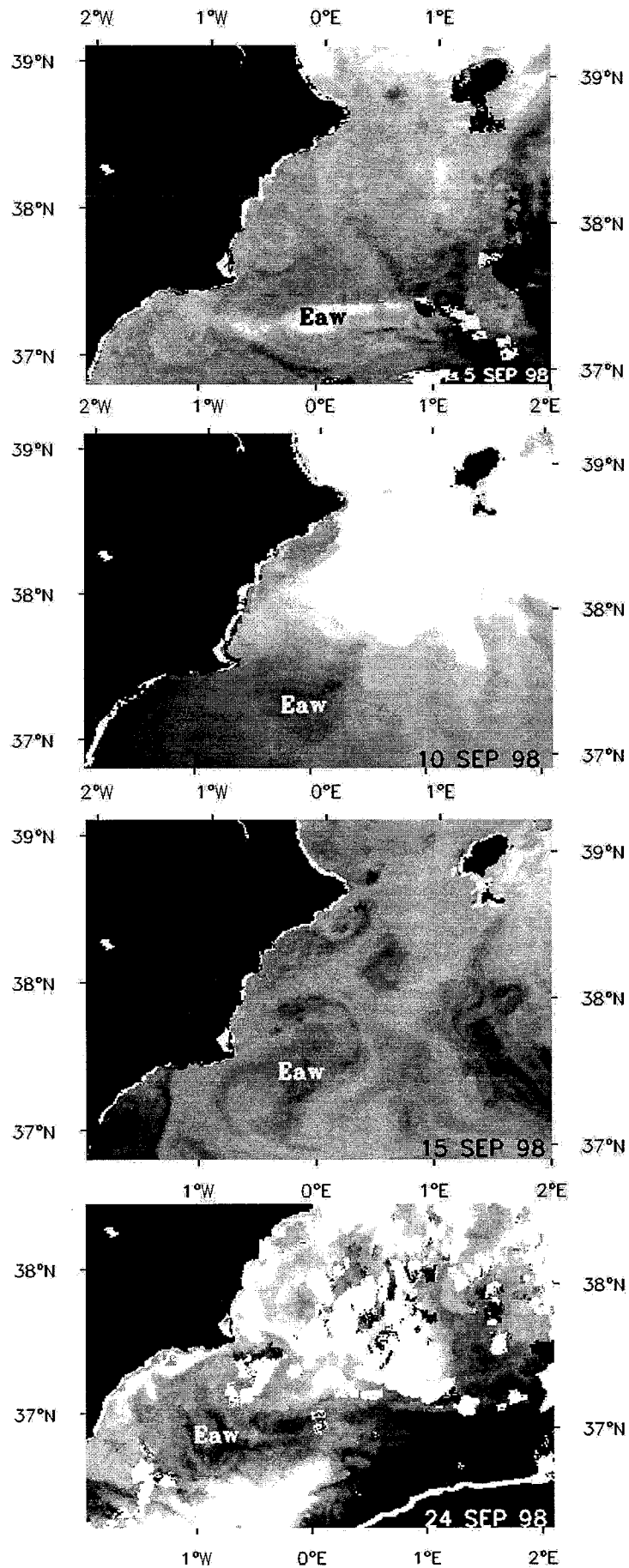


Figura 6-3. Imágenes de satélite NOAA-AVHRR, mostrando la evolución de Eaw.

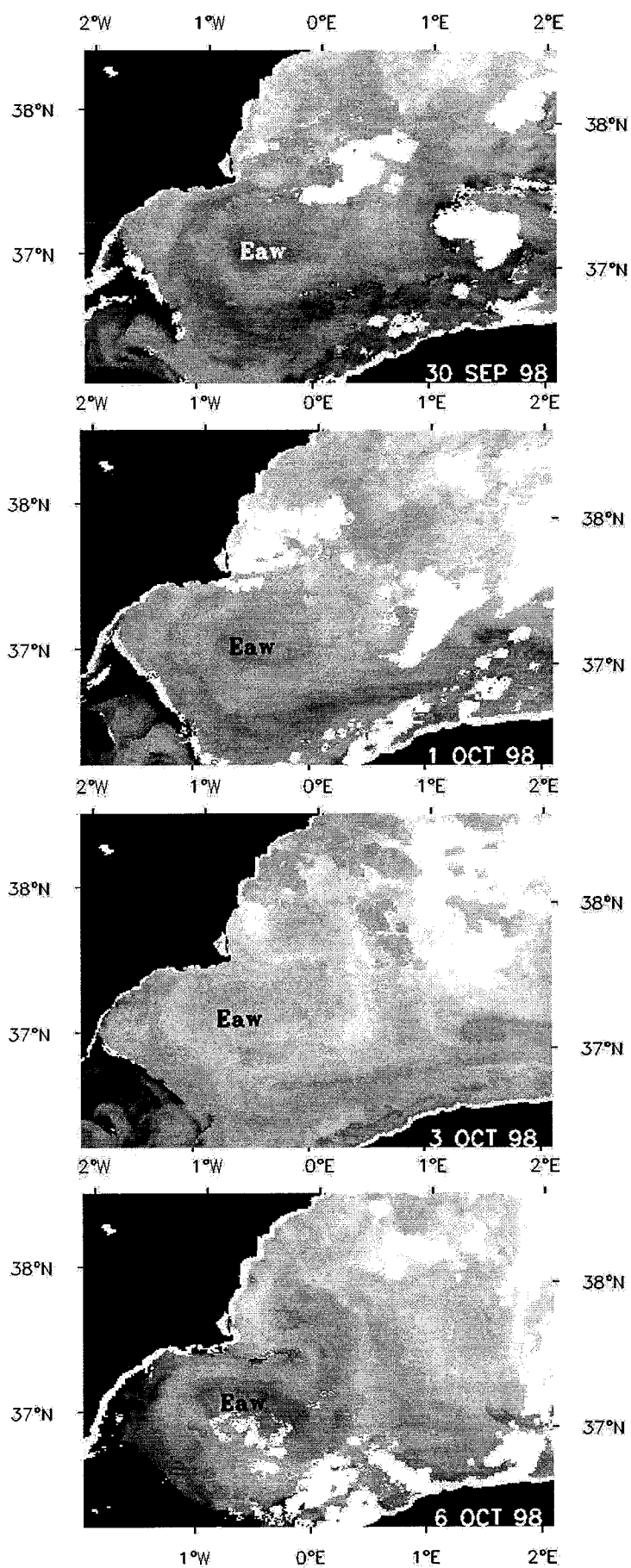


Figura 6-4. Imágenes de satélite NOAA-AVHRR, mostrando la evolución de Eaw.

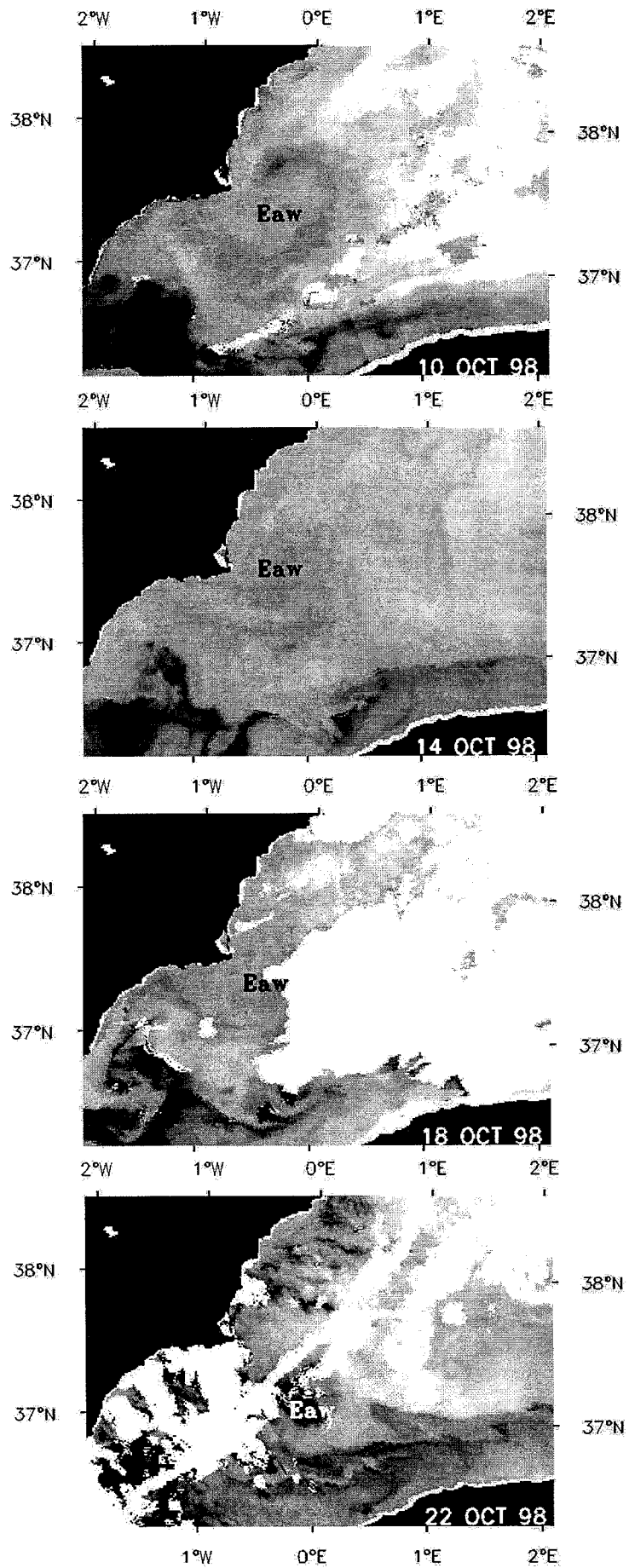


Figura 6-5. Imágenes de satélite NOAA-AVHRR, mostrando la evolución de Eaw.

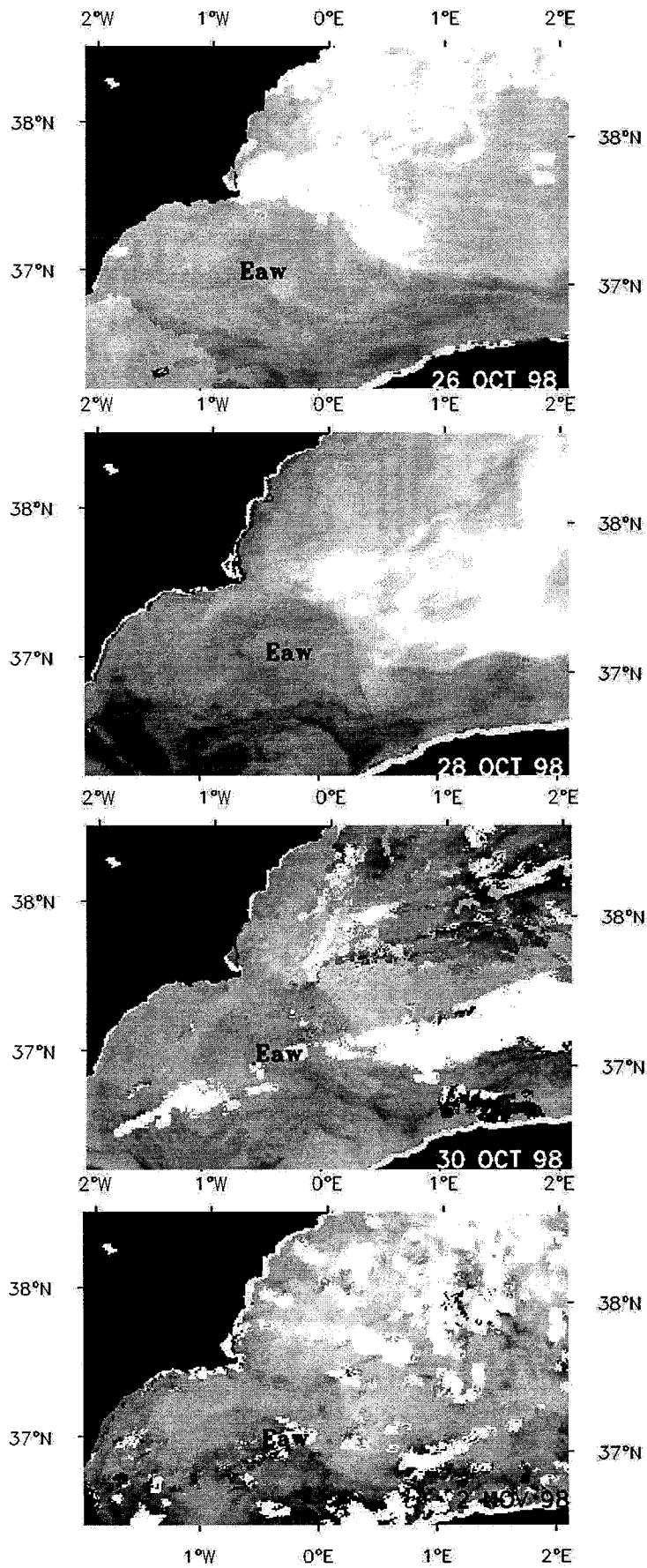


Figura 6-6. Imágenes de satélite NOAA-AVHRR, mostrando la evolución de Eaw.



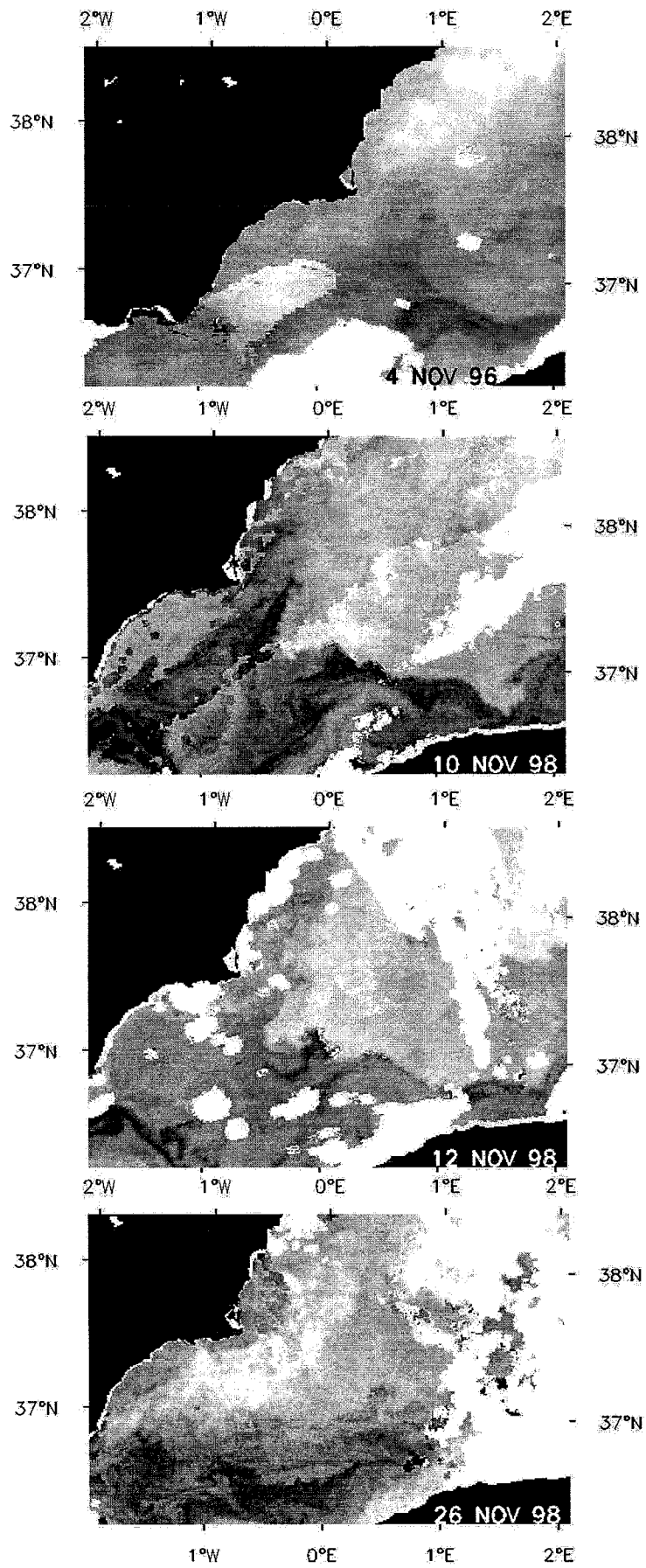


Figura 6-7. Imágenes de satélite NOAA-AVHRR, mostrando la evolución de Eaw.

A partir del mes de septiembre todas las boyas dejaron de seguir el flujo del remolino Eaw, con lo cual se utilizaron las imágenes de satélite para continuar con el seguimiento de este remolino. En la secuencia de imágenes de la figura 6-3, se observa aun el movimiento hacia el oeste del remolino, pero ahora más cerca de la costa Española, cerca de Cabo de Palos, cuya presencia parece también influir en su deformación geométrica (figura 6-3), A partir del 24 de Septiembre, este remolino se sitúa entre los Cabos de Palos y de Gata (figura 6-3), donde permanecerá 12 días girando e incorporando agua proveniente del Norte (figura 6-4). Posteriormente su centro es desplazado hacia el norte, al parecer por la oscilación del frente Almería-Oran (figuras 6-5). En los siguientes días su centro nuevamente se desplaza hacia el sur (Figura 6-5). Por otra parte en la corriente Argelina se observa la presencia de un meandro (Figura 6-6) el cual parece interactuar con el remolino. Finalmente durante el mes de Noviembre la presencia del remolino de mar abierto es menos evidente en las imágenes de satélite (Figura 6-7), quizás fue reabsorbido dentro del meandro de la corriente Argelina o quizás se disipó al interactuar con este.

### *1.3.3 Modelo cinématico*

Una forma de estudiar la dinámica de los remolinos de mesoscala es ajustando un modelo paramétrico a aquellas trayectorias de boyas que completaron varias vueltas dentro del remolino estudiado. Este tipo de modelos ha sido utilizado en varias ocasiones en trayectorias de boyas derivando con el flujo de los remolinos del Golfo de México (Kirwan et al, 1984a; Gleen, et al, 1990). Originalmente este tipo de modelos fue desarrollado para predecir las posiciones de los remolinos dentro del Golfo de México, los cuales en muchas ocasiones afectan a las maniobras de ingeniería en el mar abierto (Gleen et al, 1990). Por otra parte los resultados de los modelos paramétricos están siendo utilizados como condición inicial en modelos numéricos de predicción (Kirwan et al, 1990).

En el Mar Mediterráneo este tipo de modelos solamente ha sido aplicado para explicar en la parte oriental la actividad de mesoscala que es relevante para la circulación de aquella región (Matteoda y Gleen, 1996). Ese modelo es similar al propuesto por Gleen et al (1990), el cual fue modificado para introducir el efecto del oleaje (windage) sobre la deriva de la boya (Matteoda y Gleen, 1996). Este modelo paramétrico supone que el remolino se propaga elípticamente con una velocidad de giro que se incrementa linealmente con respecto a la distancia medida desde el centro, conserva momento angular y vorticidad potencial. El modelo original supone que la trayectoria de la boya describe una órbita elíptica alrededor de su entorno la cual se modifica con la propagación del remolino. Un requisito necesario para aplicar este tipo de modelos a nuestros datos es que las boyas completen al menos una órbita (Kirwan et al, 1984).

Por otra parte Kirwan et al (1984,1988, 1992) y Sanderson (1992) desarrollaron un método para determinar la posición y las propiedades cinemáticas de un remolino utilizando la trayectoria de una boya. Este método funciona perfectamente en aquellos flujos donde las estructuras de mesoscala están bien definidas (Lewis y Kirwan, 1987). La desventaja de utilizar el método es que en la obtención de las propiedades cinemáticas del remolino, se debe de pre-procesar las trayectorias. Por ejemplo en el método de Kirwan et al, (1984a), se debe utilizar un interpolador para obtener posiciones de boyas con igual incremento de tiempo, para posteriormente calcular las componentes de la velocidad. El uso de un filtro de paso bajo es necesario para eliminar la señal de alta frecuencia. Después tres extremos sucesivos de esas velocidades son empleados para obtener las seis variables independientes de ese modelo cinemático. En

versión más reciente de ese modelo Kirwan et al, (1988) proponen estimar derivadas temporales hasta cuarto orden, las cuales tienen que ser re-muestreadas y filtradas antes de poder ser utilizadas en la estimación de las variables de ese modelo. En cambio en el modelo de Gleen et al (1990), las trayectorias de las boyas originales se pueden utilizar directamente para ser ajustadas al modelo paramétrico, mediante una técnica de cuadrados mínimos.

La base del modelo de Kirwan et al, (1984a), (1988) y (1992), es la misma que la que propone Okubo (1970) para describir movimientos de pequeña escala alrededor de singularidades de un flujo y que fue expuesto en el capítulo anterior (III.3, apartado 1.2). Sin embargo para flujos de mesoscala este modelo puede ser aplicado si los parámetros del modelo permanecen constantes a lo largo de la trayectoria (Kirwan et al, 1984). Este modelo supone que la velocidad de giro es una función lineal de la distancia medida desde el centro del remolino. Sin embargo una limitación de este método es que no siempre el centro de masa de las boyas llega a coincidir con el centro del remolino (como anteriormente fue explicado en el capítulo III.3), y por otra parte las seis ecuaciones que definen al modelo no involucran a la velocidad de translación, con lo cual se tiene que hacer la suposición de que ésta es constante en un intervalo de tiempo determinado, aunque en la realidad puede variar de un intervalo a otro. Como una medida alternativa, la velocidad de translación se puede obtener diferenciando la trayectoria del centro del remolino. Esta última limitación está implícita en todos los modelos paramétricos.

Una vez analizadas las limitaciones de cada uno de esos modelos, a continuación nos proponemos plantear un modelo paramétrico que ajuste la forma de un remolino como una elipse, siguiendo los trabajos de Kirwan et al, 1984, 1988, 1992 y Gleen et al, 1990. La posición relativa  $(x', y')$ , al sistema de referencia  $(x_0, y_0)$  de una boya, es una función del tiempo dada por:

$$(x', y') = (A_1 \cos \theta, A_2 \sin \theta) \quad (1)$$

Donde  $A_1$  y  $A_2$  son los semi-ejes de longitud de la elipse, centrada en las coordenadas  $(x_0, y_0)$  y  $\theta$  es la fase medida en sentido contrario a las manecillas del reloj. Esta se define como una función de la frecuencia angular de rotación  $\omega$  y el tiempo  $t$  adicionada a la fase angular  $\phi$  ( $t=0$ ), es decir:

$$\theta = -\omega t + \phi \quad (2)$$

De la relación anterior se deduce que la órbita de la boya es anticiclónica para  $\omega > 0$ .

La velocidad de giro (u,v) está dada por:

$$(u',v') = (A_1\omega \text{ sen } \theta, -A_2 \omega \text{ cos } \theta) \quad (3)$$

De la anterior relación se puede deducir que la velocidad de giro del remolino conserva masa, momento angular y vorticidad relativa. Es decir el momento angular de la boya por unidad de masa alrededor de las coordenadas (x',y') es:

$$-r^2 \omega = -A_1 A_2 \omega = x'v' + y'u' \quad (4)$$

Se puede ver que la magnitud de la velocidad de giro es un mínimo a lo largo del semi-eje mayor de la elipse, es decir cuando (3) toma los valores de  $\pm n\pi/2, n=1,2,\dots$  y es máxima a lo largo del semi-eje menor de la elipse cuando (2) toma los valores de  $\pm m\pi, m=0,1,2,\dots$

Las componentes de la posición del remolino expresadas en el sistema de coordenadas (x,y), se pueden escribir de la siguiente forma:

$$x(t) = x_0 + ut + (A_1 \text{ cos } \theta \text{ cos}(-\omega t + \phi) - A_2 \text{ sen } \theta \text{ sen}(-\omega t + \phi)) \quad (5)$$

$$y(t) = y_0 + vt + (A_1 \text{ sen } \theta \text{ cos}(-\omega t + \phi) + A_2 \text{ cos } \theta \text{ sen}(-\omega t + \phi)) \quad (6)$$

Esas relaciones fueron obtenidas a partir de suponer que la velocidad del centro del remolino se mantiene constante, donde (u,v) representan a la velocidad de translación del centro del remolino.

De las ecuaciones (5,6) se puede ver que los parámetros del modelo cinemático ( $x_0, y_0, u, v, A_1, A_2, \theta, \omega, \phi$ ), se pueden estimar mediante un ajuste de mínimos cuadrados a los segmentos de posiciones ( $x_{obs}, y_{obs}$ ) de cada boya, generando de esta forma un conjunto de observaciones modeladas (x,y) al tiempo t, es decir:

$$E = \sum_{n=1}^N ((x_{obs} - x(t_m))^2 + (y_{obs} - y(t_m))^2) \quad (7)$$

Donde el  $t_m$  es el tiempo de la m-ésima observación relativa al tiempo central entre un segmento de observaciones. Los parámetros del modelo se suponen que permanecen constantes durante un período orbital. Nótese que al menos 9 observaciones son requeridas para encontrar los 9 parámetros del modelo.

### *1.3.3.1 Resultados del modelo*

De los resultados obtenidos con el modelo paramétrico, se determinó el período de rotación, tamaño de los ejes, orientación y la razón entre ellos, que nos indica la forma geométrica del remolino durante su desplazamiento.

#### *1.3.3.1.1 Período orbital de las boyas*

Este es un parámetro importante en el modelo y la obtención de un valor apropiado es importante para la obtención de un ajuste confiable del modelo a las observaciones. Los resultados de los períodos de las órbitas de las boyas, completadas alrededor del remolino se muestran en la figuras 7-1b a 7-4b. Los períodos estimados, varían en un intervalo de 6 a 10 días, y únicamente para las boyas 18715 y 18725 (figuras no mostradas aquí) ese período fue de 21 días. El aumento del período orbital de esas boyas fue causado cuando el remolino comenzó su interacción con la topografía, provocando un alargamiento en su trayectoria (figura 5-3a), que es aproximadamente similar al período de tiempo estimado en la parte externa de otro remolino de mar abierto de esta cuenca Argelina (Benzohra y Millot 1995).

El promedio de los períodos orbitales de las boyas que describieron varias vueltas dentro del remolino fue de 7 días.

#### *1.3.3.1.2 Longitud de los Semi-ejes (Eje mayor y menor)*

Los resultados de la longitud de los semi-ejes del remolino, generados con el modelo se presentan en la figuras 7-1c a 7-4c. Como característica general, se observa que en los primeros días ambos ejes tienen una longitud muy similar, conforme transcurrió el tiempo, se nota una amplificación del semi-eje mayor en comparación con el semi-eje menor, llegando a tener una longitud de entre 150-180 km, lo cual nos indica que la forma del remolino fue más elíptica que circular para aquellas boyas que estuvieron ubicadas en la parte externa del remolino (figura 7-1c, 2c,3c). En comparación con las boyas que se localizaron más hacia el centro del remolino, las cuales mostraron trayectorias aproximadamente circulares. De este resultado se procedió a estimar la razón de aspecto entre los semi-ejes (figuras 7-1d a 7-4d). Donde se observa que esa razón fue mayor que 1.5, indicativo de una forma elíptica cual se comprueba para

aquellos casos donde las boyas estuvieron en la parte externa, y razones de aspecto cercanas a 1 nos indican una forma aproximadamente circular.

Otro resultado interesante es la correlación entre los diámetros generados con el modelo y los periodos orbitales. Donde un incremento o disminución del diámetro del remolino corresponde a un incremento ó disminución del periodo orbital de la boya.

#### *1.3.3.1.3 Orientación del remolino*

La orientación del semi-eje mayor del remolino, se presenta en la figura (7-1e a 7-4e). Su orientación inicial fue de  $340^\circ$ , conforme el remolino fue desplazándose hacia el oeste esta dirección cambio hasta alcanzar valores de  $350^\circ$ . Las razones de rotación de este remolino fueron de aproximadamente  $0.5^\circ/\text{días}$ , que se asemeja aproximadamente a las razones de rotación estimadas en los remolinos del Golfo de México (Kirwan et al, 1988). También se observa que esa razón de rotación del remolino se ve afectada con el aumento o disminución del diámetro del remolino. En el estudio numérico realizado por Cushman-Roisin et al, (1985) se determino que la disminución de la razón de rotación que experimenta un remolino, es determinada por el incremento del diámetro del remolino.

#### *1.3.3.1.4 Velocidad de translación y de giro*

La velocidad de translación del remolino fue estimada derivando en el tiempo la posición del centro del remolino (Figura 7-1f a 7-4f). El valor promedio de la velocidad de translación fue aproximadamente  $3 \text{ km/día} \pm 2 \text{ km/día}$ , valores similares a los estimados en el trabajo de Benzhora y Millot (1995).

La velocidad de giro (Figura 7-1g a 7-4g) tuvo valores promedio de  $60 \text{ cm/s} \pm 80 \text{ cm/s}$ . También es notable una diferencia entre las velocidades de giro estimadas con el modelo y las velocidades de giro obtenidas con las observaciones (figura 5). Esa diferencia entre velocidades calculadas con el modelo y velocidades observadas es posiblemente introducida por las variaciones que introduce la velocidad de translación del remolino entre cada ciclo.

La velocidad de giro generada con el modelo fue dibujada vs. el diámetro del remolino, en la figura 7-1h a 7-4h. Este gráfico nos indica las variaciones que la velocidad experimenta durante la trayectoria de la boya alrededor del remolino.

Se observa que la velocidad es una función lineal para aquellos diámetros menores de 120 km, ejemplificado en la figura (7-4h), que corresponde a una de las boyas que estuvo más cerca del centro del remolino. Este tipo de correspondencia lineal entre la velocidad de giro y el diámetro del remolino, se cumple para un cuerpo sólido en rotación.



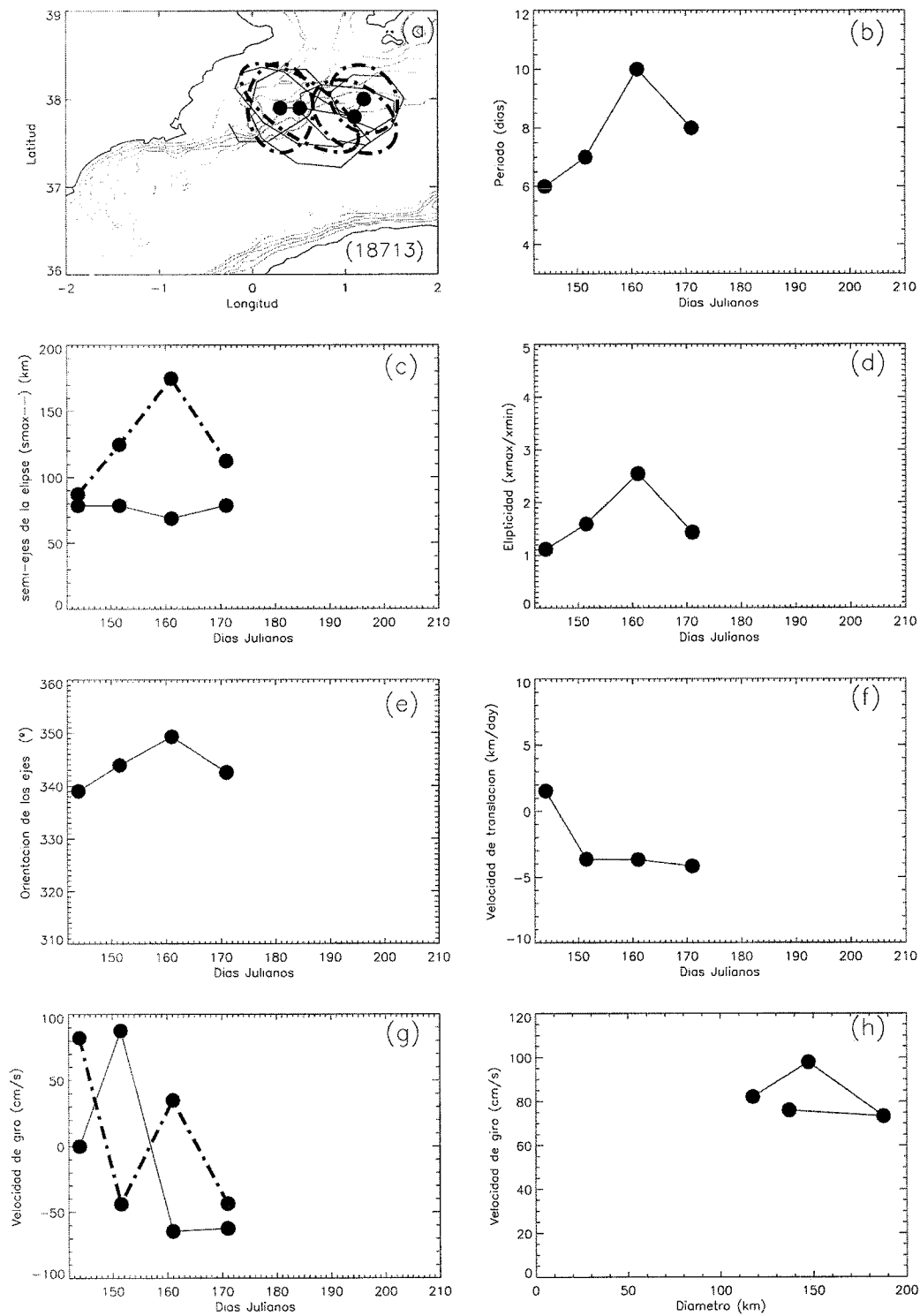


Figura 7-1. Representación de los parámetros estimados con el modelo. a) Trayectorias modeladas (línea-discontinua) vs. trayectorias reales. b) Período orbital de la boya. c) Longitud de los semi-ejes. c) Elipticidad. d) Orientación de los ejes. e) Velocidad de translación. f) Velocidad de giro, para las componentes, u línea continua y v línea discontinua. h) Velocidad de giro vs. diámetro del remolino.

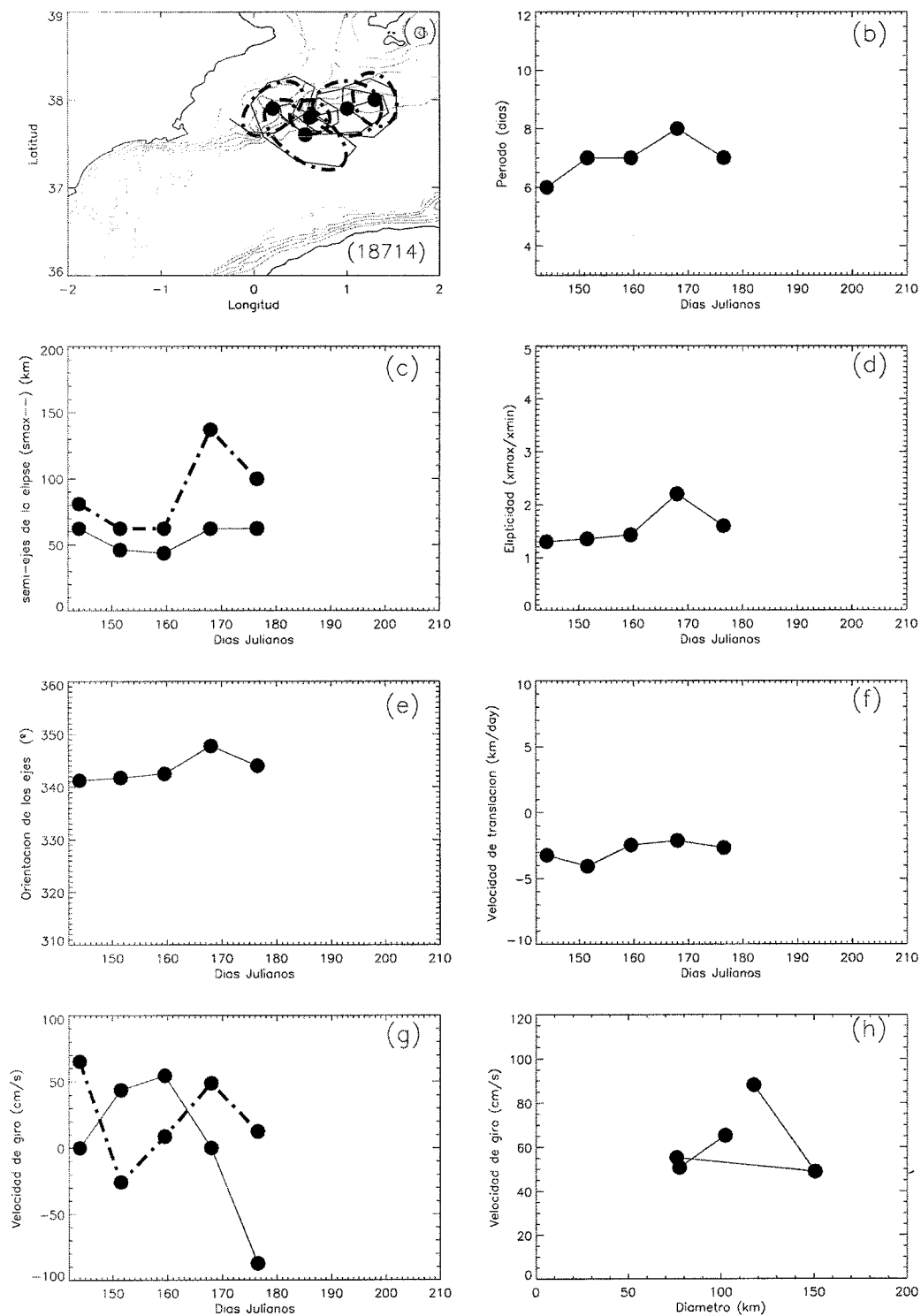


Figura 7-2. Representación de los parámetros estimados con el modelo. a) Trayectorias modeladas (línea-discontinua) vs. trayectorias reales. b) Período orbital de la boya. c) Longitud de los semi-ejes. c) Elipticidad. d) Orientación de los ejes. e) Velocidad de translación. f) Velocidad de giro para las componentes, u línea continua y v línea discontinua. h) Velocidad de giro vs. diámetro del remolino.

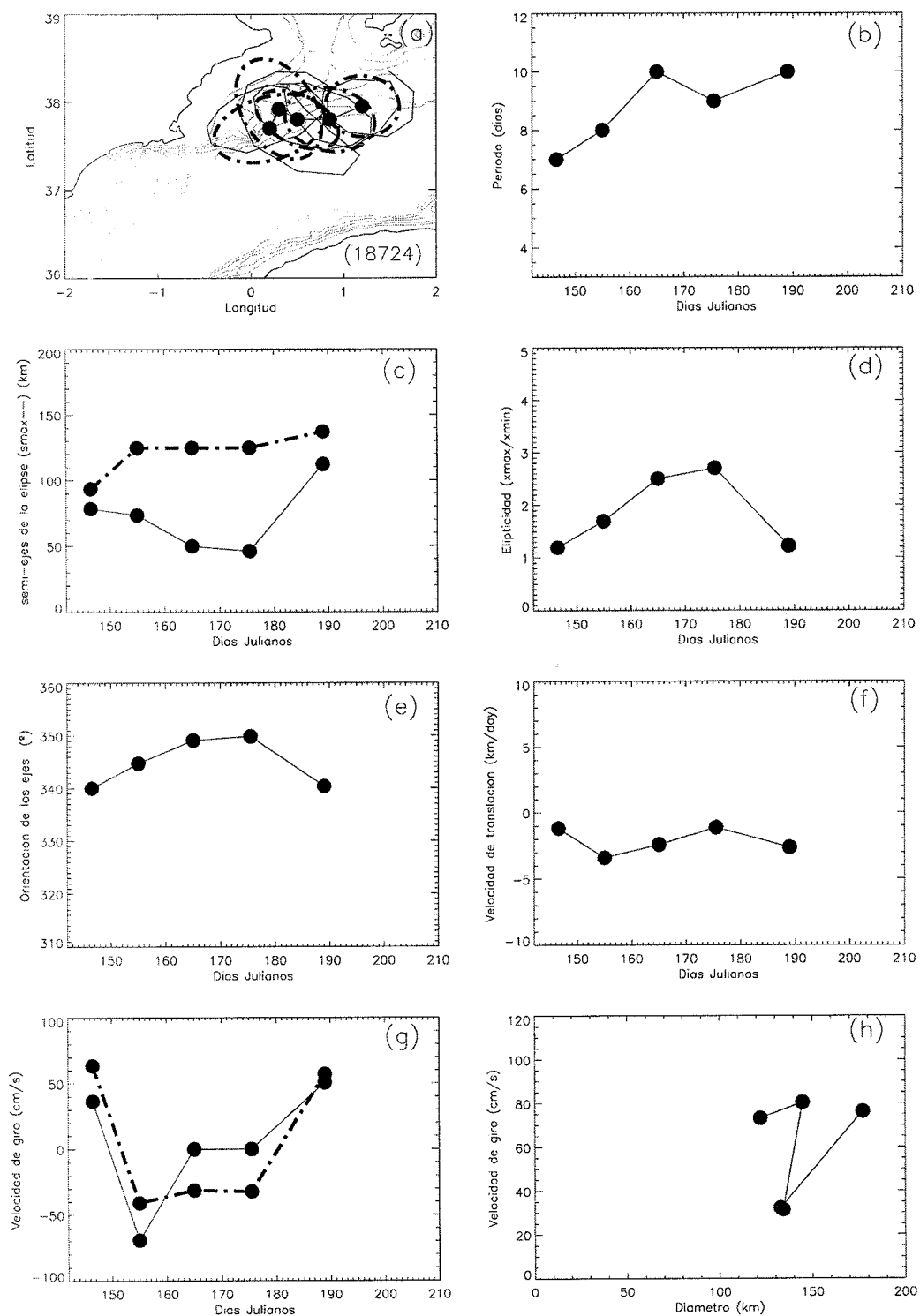


Figura 7-3. Representación de los parámetros estimados con el modelo. a) Trayectorias modeladas (línea-discontinua) vs. trayectorias reales. b) Período orbital de la boya. c) Longitud de los semi-ejes. c) Elipticidad. d) Orientación de los ejes. e) Velocidad de translación. f) Velocidad de giro, para las componentes, u línea continua y v línea discontinua. h) Velocidad de giro vs. diámetro del remolino.

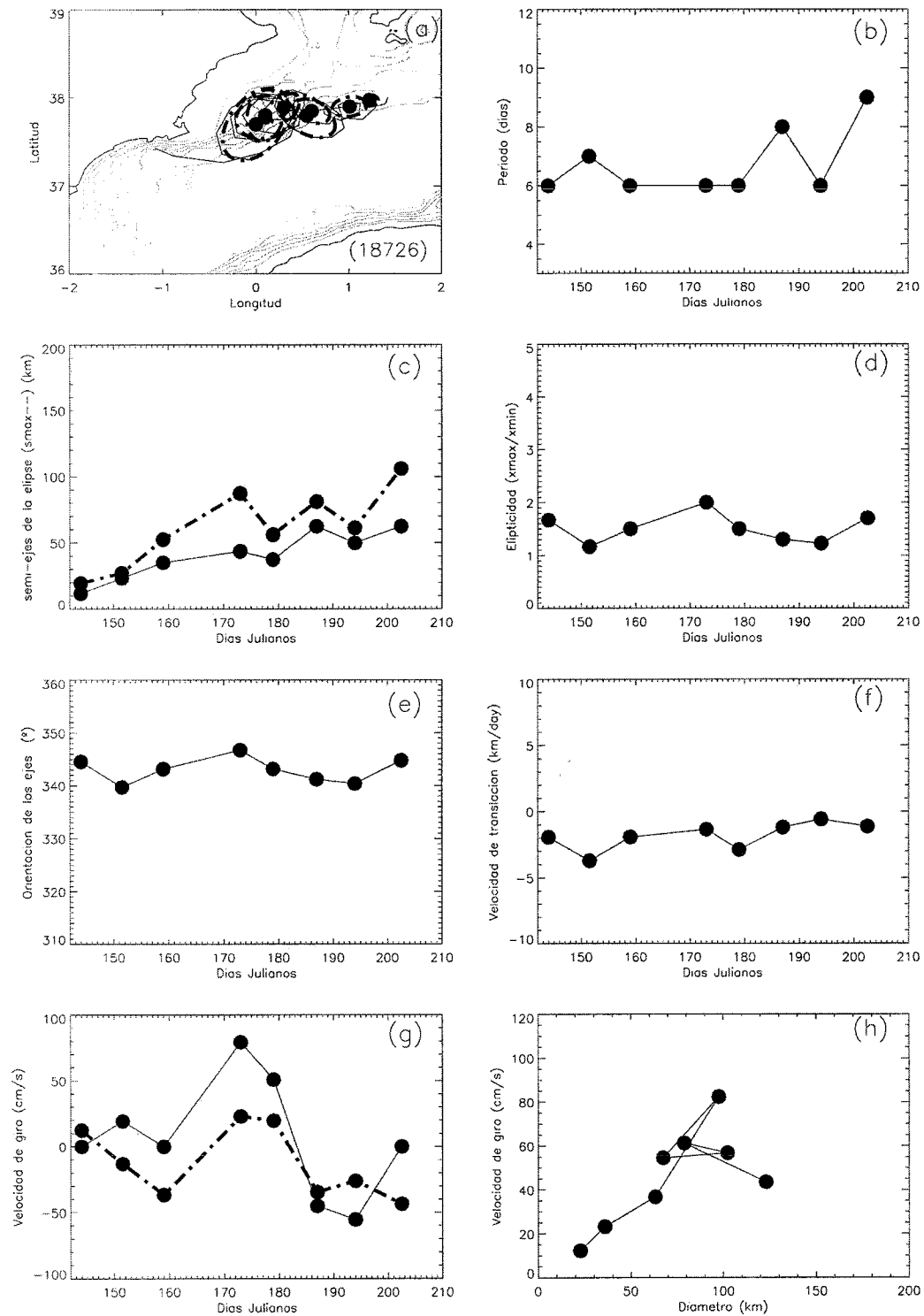


Figura 7-4. Representación de los parámetros estimados con el modelo. a) Trayectorias modeladas (línea-discontinua) vs. trayectorias reales. b) Período orbital de la boya. c) Longitud de los semi-ejes. d) Elipticidad. e) Orientación de los ejes. f) Velocidad de translación. g) Velocidad de giro para las componentes, u línea continua y v línea discontinua. h) Velocidad de giro vs. diámetro del remolino.

#### *1.4 Escenario previo a la formación del remolino de mar abierto*

Se muestra una secuencia de imágenes de temperatura superficial cubriendo el período de Enero-Mayo de 1998 (Figura 8-1 a 8-5), para poder observar si el origen del remolino de mar abierto, medido durante la campaña ALGERS'98, provino del canal de Cerdeña tal y como se ha propuesto clásicamente en los trabajos de Millot (1985; et al 1997). Nótese que el intervalo de tiempo en días la secuencia de imágenes, porque en algunos casos la evolución de los fenómenos fue muy despacio en comparación a otros que evolucionaron de un día a otro.

La primera imagen (5 de Enero de 1998), muestra la presencia de dos remolinos anticiclónicos de forma afilada en su extremo norte. El primer remolino nombrado Ee presento un diámetro de ~ 210 km el cual fue ligeramente más grande que el medido para el segundo remolino el nombrado Ec, con un diámetro aproximadamente de 185 km y separados entre ellos por una distancia de 460 km. Este ultimo valor confirma el resultado obtenido en un experimento de laboratorio, donde la separación promedio entre dos remolinos anticiclónicos fue de 300-350 km (Obaton et al, 1999), distancia que varió con respecto a la longitud del diámetro de los remolinos. Con el transcurso del tiempo los diámetros de esos dos remolinos y sus centros estuvieron fluctuando, por la variedad de estructuras de mesoscala que se formaron, principalmente en la parte superior de ellos, por la mezcla de la MAW de reciente formación, desviada hacia el norte de la cuenca por la presencia de Ee, con la MAW de mayor tiempo de residencia en la cuenca, así como también por la unión periódica de pequeños meandros de la corriente Argelina con los dos remolinos (imágenes 28 Enero, 10, 28 Feb., 17 abril), resultados similares a lo observado en los estudios de Taupier-Letage y Millot, (1988); Benzohra y Millot, (1995b) y Obaton et al, (1991).

El origen de esos dos remolinos anticiclónicos "longevos", no por sus características hidrográficas, sino por su permanencia de varios meses dentro de la cuenca, seguramente proviene de un estado maduro de la parte anticiclónica de un meandro, generado por una inestabilidad hidrodinámica de la corriente Argelina (Millot, 1985; Font et al, 1988a; Salas et al, 1999; Gervasio et al, 1999). El remolino (Ec), seguramente derivó hacia el este hasta detenerse en el punto localizado en 8.5°E (donde fue localizado con las imágenes de satélite. En este remolino, la pendiente continental cerca del canal de Cerdeña al parecer no tuvo efecto sobre su parte profunda, lo cual no le permitió continuar con su deriva hacia la parte norte, tal y como se ha observado en

otros estudios (Fuda et al., 1999). Como la distancia de deriva de este remolino desde su posición de origen fue mayor al de su diámetro, un segundo remolino el Ee fue generado detrás del primero, el cual creció y se propago al este hasta detenerse en el punto localizado en 4.5°E. Esta generación secuencial de remolinos ha sido observada en estudios de laboratorio (Obaton et al, 1991) y en la naturaleza (Taupier-Letage y Millot, 1988; Benzohra y Millot, 1995; Salas et al 1999). En los siguientes meses, Marzo/Abril, esos dos remolinos anticiclónicos sorprendentemente permanecieron cuasi-estacionados porque el movimiento de su centro se movió aproximadamente entre 4-5°E de la costa Argelina. Posición que coincide aproximadamente con la posición inicialmente observada con la imagen de satélite del 5 Enero de 1998. Esto contradice el resultado observado en los estudios previamente citados, donde se ha observado que posterior a la inestabilidad de la corriente la parte anticiclónica del meandro tiende a propagarse hacia el este y seguir un circuito antihorario, cruzar el canal de Cerdeña o disiparse (Millot, 1991; Salas et al, 1999; Gervasio et al, 1999). Ese anterior escenario, previo a la formación del remolino ALGERS'98, fue muy similar al escenario observado en el año de 1984 durante las estaciones de Primavera y Verano (Taupier-Letage y Millot 1988). En ese estudio se detecta precisamente con imágenes de satélite la presencia de dos enormes remolinos anticiclónicos, ubicados en los 3°E y 6°E de la costa Argelina, los cuales permanecieron durante varios meses aproximadamente en el mismo lugar donde inicialmente fueron ubicados. Uno de ellos desvió el Agua del Atlántico hacia el norte, la cual fue distribuida por toda la cuenca, por otros remolinos de mar abierto.

#### *1.4.1 Origen del remolino anticiclónico de mar abierto*

De esa agua del Atlántico desviada hacia la parte norte de la cuenca Argelina por la presencia del remolino Ee, se generaron estructuras con una variedad de escalas temporales y espaciales (figura 8-1: 5,8,17,19, 28 Enero y figura 8-2: 7 Febrero). En las imágenes de satélite las estructuras observadas con mayor frecuencia fueron filamentos y dipolos. De esa última estructura, se originó el remolino anticiclónico de mar abierto medido en el experimento ALGERS'98, como a continuación vamos a explicar.

Los dipolos son estructuras formadas por dos vórtices asimétricos, uno ciclónico y otro anticiclónico (figura 8-1: 17 Enero y figura 8-2: 7 Febrero). Esas estructuras en general se pueden formar por una variedad de mecanismos de forzamiento, dentro de los cuales

se pueden incluir, el viento, los gradientes de velocidad, las inestabilidades frontales (Fedorov y Ginsburg, 1989). En este estudio, el mecanismo de forzamiento que originó a esas estructuras fue el producido por las inestabilidades frontales; generadas por el encuentro entre el agua Modificada del Atlántico de reciente formación y el agua con mayor tiempo de residencia dentro de la cuenca Argelina tal y como se observa en la secuencia de imágenes de satélite del 28 de Enero al 7 de febrero (figuras 8-2). El par de vórtices en el dipolo, no siempre puede observarse con mucha claridad sobre las imágenes por la cobertura de nubes, pero si que se puede observar una parte del dipolo, en este caso el chorro y la parte anticiclónica de ese vórtice (figura 8-2). Posteriormente nuevamente es difícil seguir la evolución de esta estructura, la cual claramente desarrolla más la parte anticiclónica que la ciclónica (figuras 8-3).

Un aspecto importante a resaltar de estas observaciones es que en ningún momento se observa, la presencia de un remolino de mar abierto entre los remolinos Ee y Ec. Lo cual nos demuestra que en ningún momento el origen del remolino medido durante la campaña ALGERS'98, pudo tener su origen de un remolino proveniente del canal de Cerdeña.

Durante su formación, los dipolos aparecieron sobre las imágenes aproximadamente a intervalos de entre 3-11 días (figura 8-1, 8-2), y diámetros de sus dos vórtices menores de 80 km, y moviéndose a velocidades de 11km/día. De esas escalas el número de Rossby cuantificado fue aproximadamente 0.9, por lo que posiblemente su distribución vertical no excedió a las centenas de metros. Sin embargo con el paso del tiempo la dimensión de los vórtices fue aumentando hasta alcanzar un tamaño mayor de 100 km (Figura 8-4 y 8-5). Ese crecimiento de los vórtices en el dipolo es debida a la incorporación del agua del exterior, a través de un movimiento en espiral (Fedorov y Ginsburg, 1989).

De esta escala espacial y de la velocidad típica, el número de Rossby cuantificado es del orden de  $4 \times 10^{-1}$ , que implica un grado considerable de ajuste geostrófico. Cuando este tipo de estructuras logra permanecer varias decenas de días, lo cual significa que el forzamiento es intenso, los vórtices del dipolo pueden generar una estructura vertical profunda a través del ajuste geostrófico del campo de densidad, tal y como se ha observado en los experimentos de laboratorio de Ginsburg (1989).

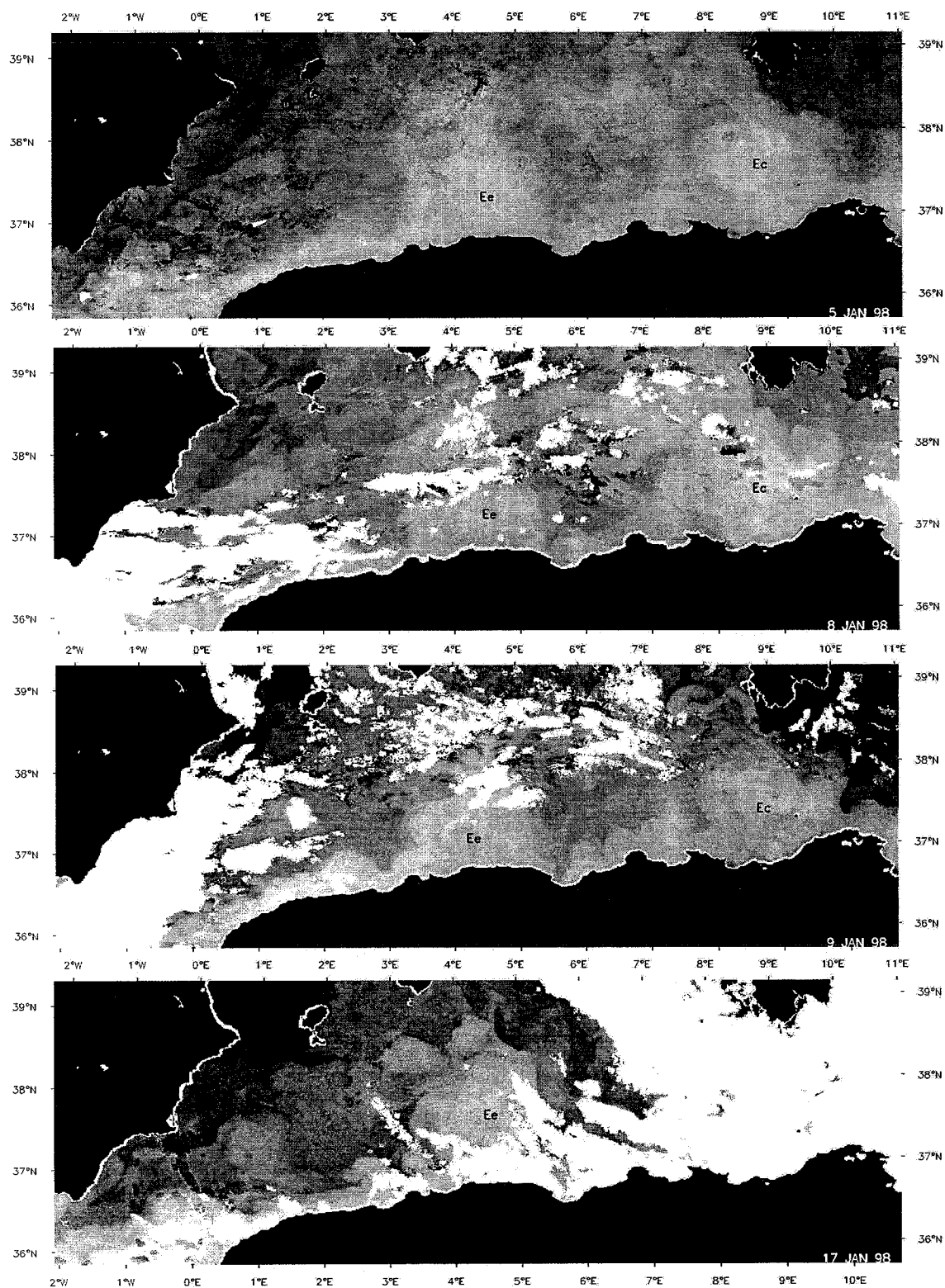


Figura 8-1. Imágenes de temperatura NOAA-AVHRR, mostrando la evolución de varios fenómenos de mesoscala.



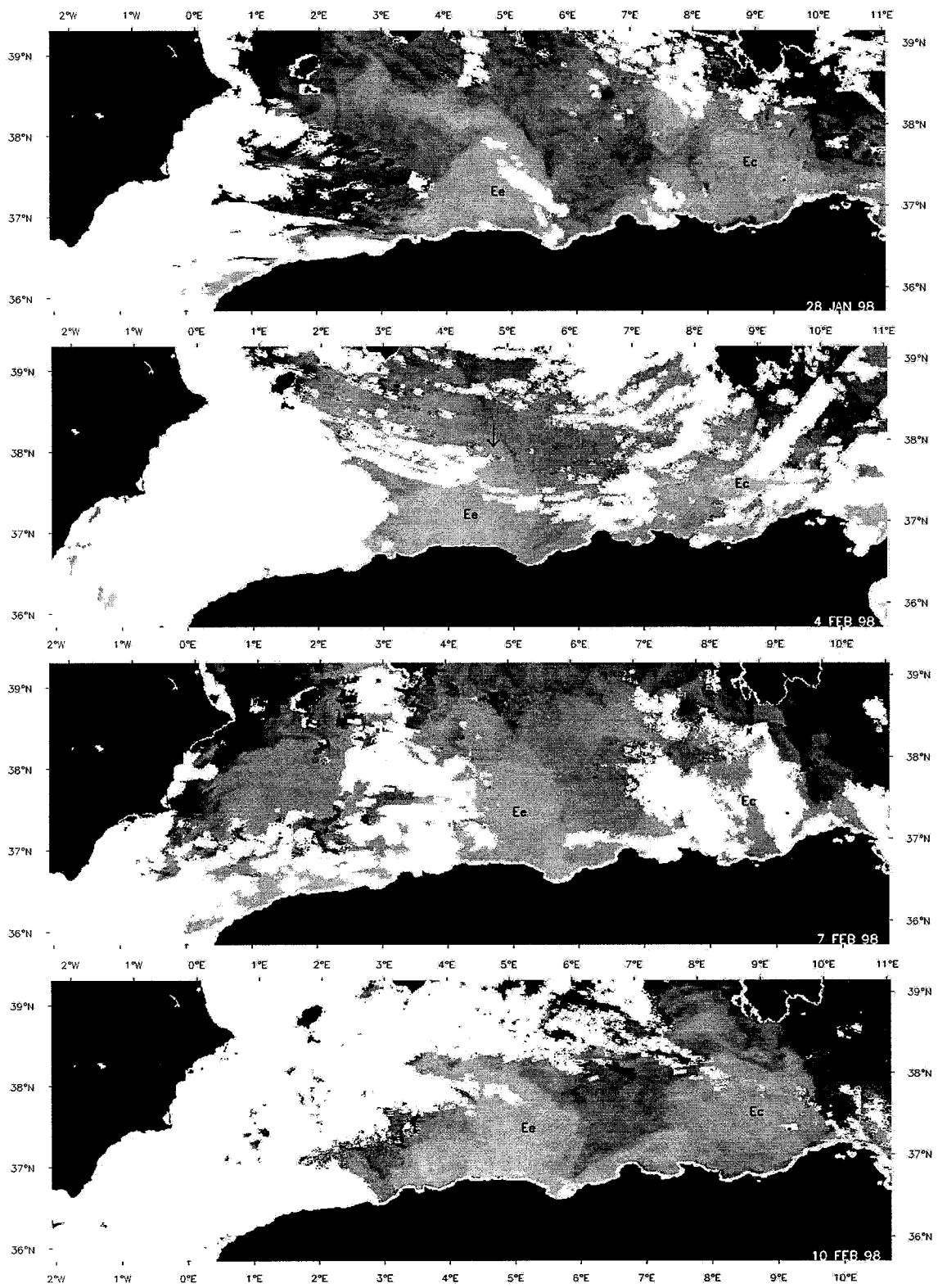


Figura 8-2. Imágenes de temperatura NOAA-AVHRR, mostrando la evolución de varios fenómenos de mesoscala

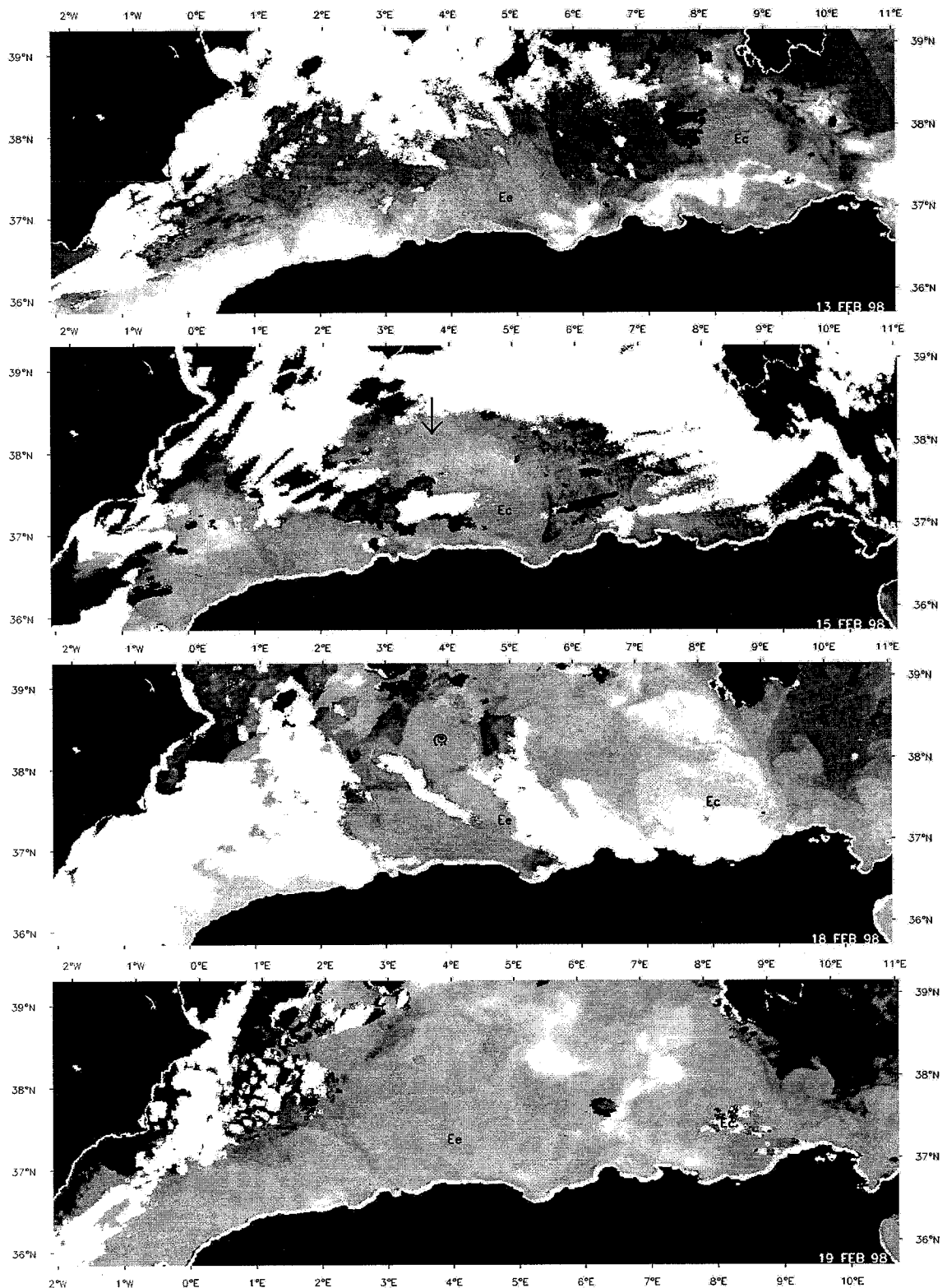


Figura 8-3. Imágenes de temperatura NOAA-AVHRR, mostrando la evolución de varios fenómenos de mesoscala.

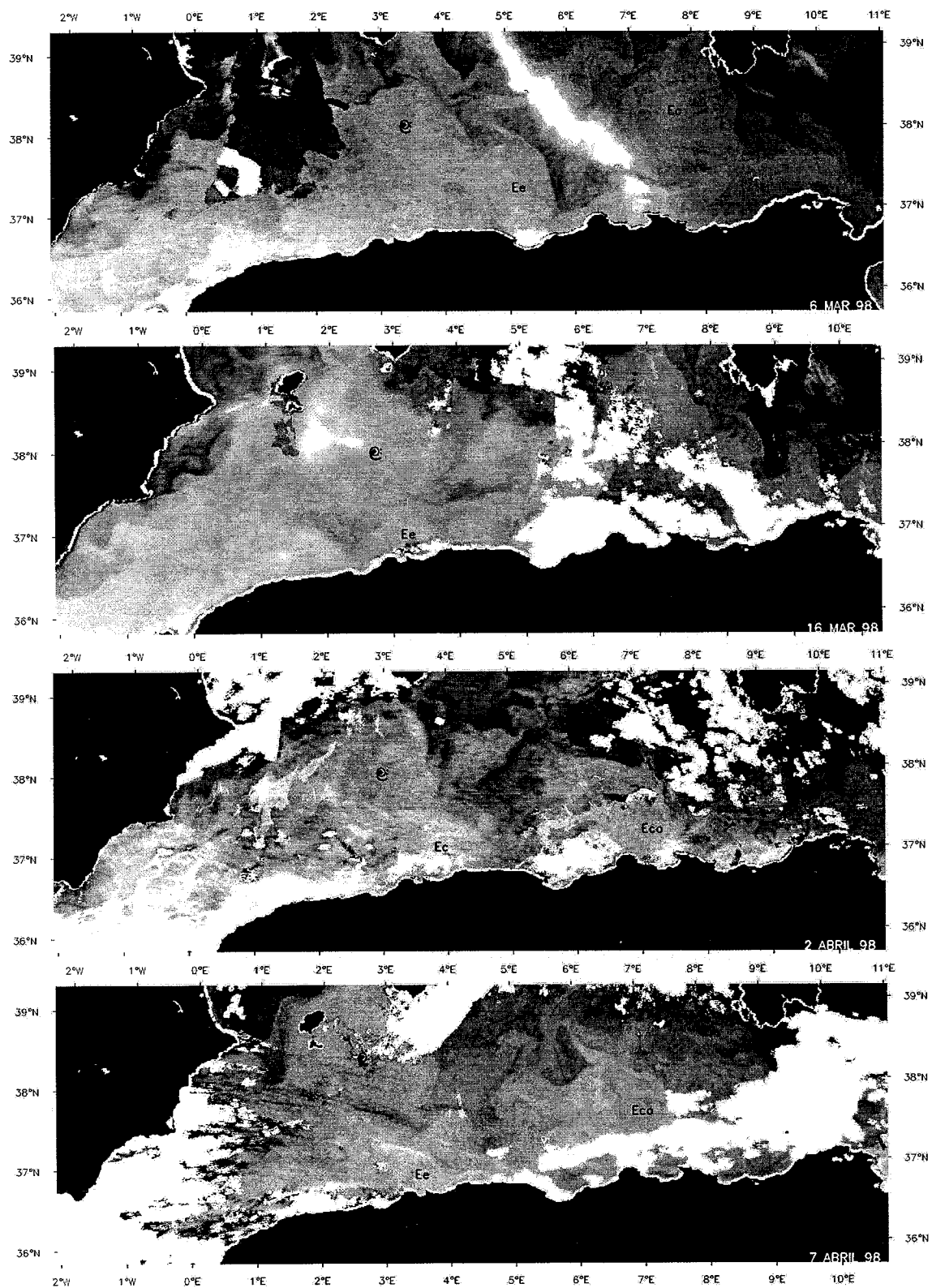


Figura 8-4. Imágenes de temperatura NOAA-AVHRR, mostrando la evolución de varios fenómenos de mesoscala

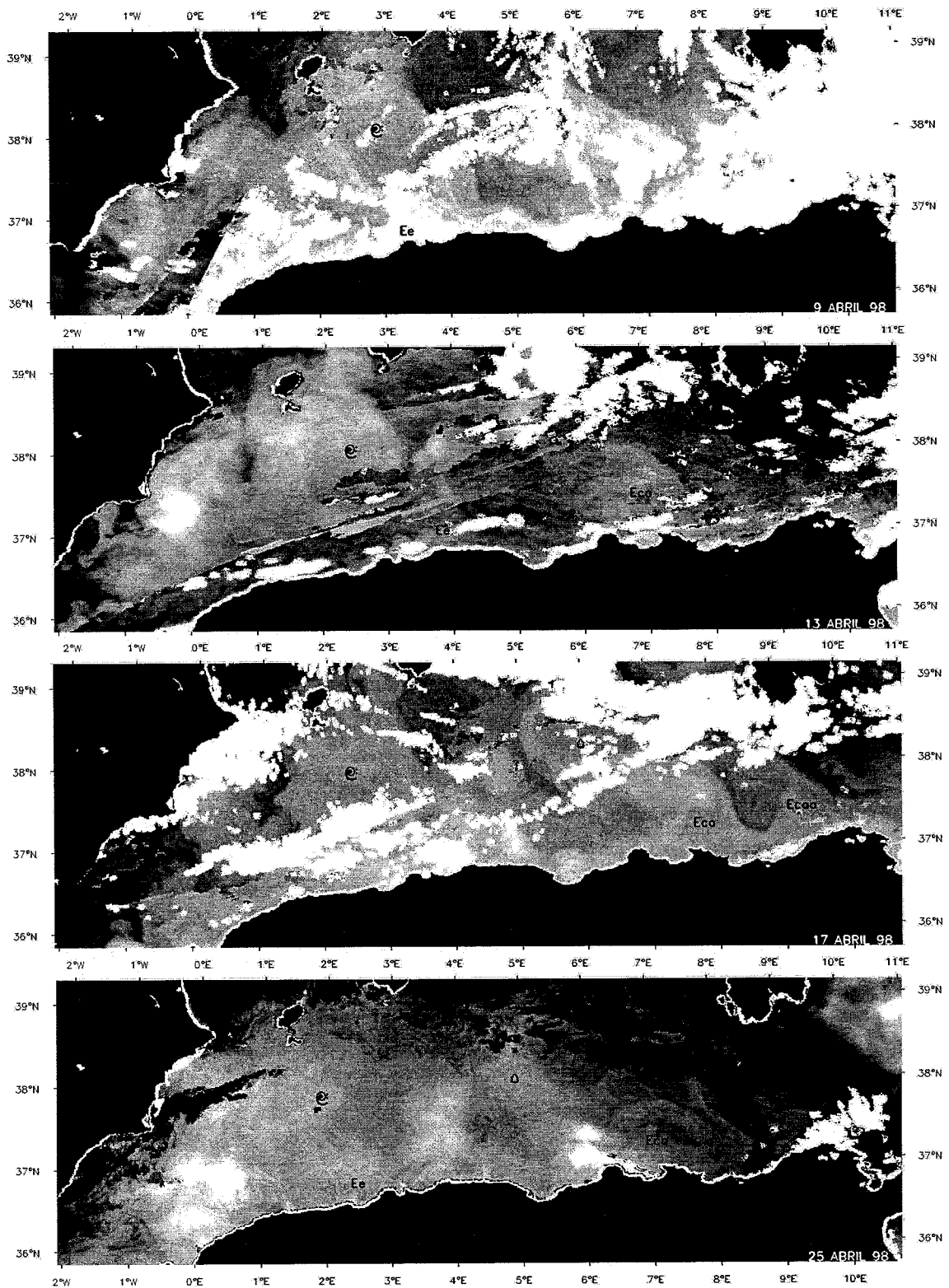
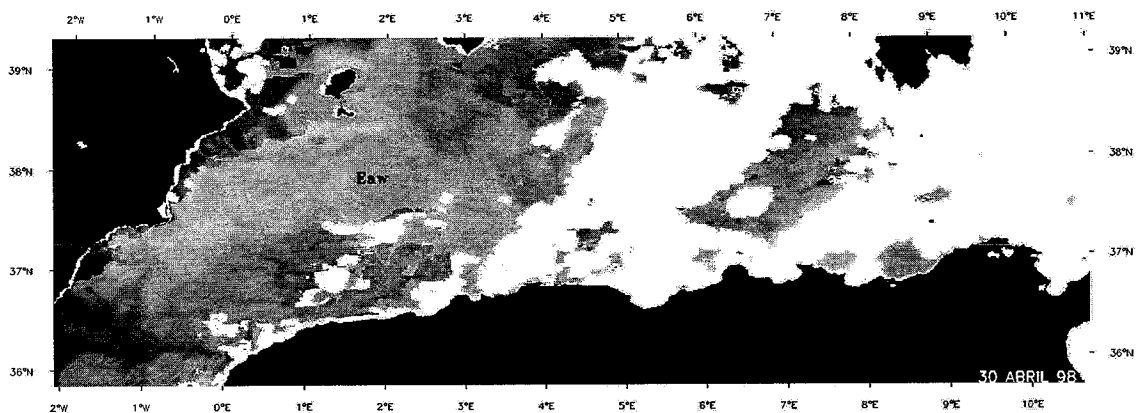


Figura 8-5 Imágenes de temperatura NOAA-AVHRR, mostrando la evolución de varios fenómenos de mesoscala.



Continuación de la figura 8-5.

### 1.5 Discusión y Conclusión

Los resultados obtenidos con las trayectorias de las boyas, permitieron observar la estructura y la evolución de un remolino de mar abierto, conforme este fue moviéndose hacia el oeste dentro de la cuenca Argelina. Los aspectos más interesantes de esas observaciones son los siguientes:

Primeramente el conjunto total de las boyas inicialmente ubicadas al sur de Ibiza, permaneció dentro del remolino por un tiempo mayor a 20 días, cuando el centro del remolino se mantuvo centrado a una profundidad de 2500m.

Conforme el remolino fue moviéndose hacia el oeste, a aguas menos profundas su forma geométrica, aproximadamente circular, cambió a una forma elíptica. Cuya orientación inicial fue en la dirección (SE°-NW°) y a medida que se fue acercando más hacia la costa Española su dirección fue (SW-NE°).

El movimiento hacia el oeste de este remolino fue muy lento, de acuerdo a las velocidades de translación medidas con las observaciones 3 km/día, valor que concuerda con resultados de otros estudios de los remolinos de la cuenca Argelina (Benzhora y Millot et al, 1995; Salas et al, 1999).

Los valores de temperatura medidos durante la trayectoria del remolino mostraron una marcada señal diurna causado por el calentamiento solar de medio día, el cual excede a la pérdida de calor de la superficie del océano. Esto implica que la capa superior del remolino se mantenga estable, lo cual limita la penetración del calor hacia partes más profundas del remolino, por la mezcla turbulenta originada por el viento, quedando atrapados en la superficie los flujos de calor y momento entre el océano y la atmósfera, al menos durante mediodía. Por otra parte ese ciclo diurno puede estar afectado por otros procesos, como el de la interacción del remolino con las aguas

adyacentes tal y como se observo en los valores de temperatura que muestran un incremento a partir del día 01 Junio, sobre todo en aquellas boyas que estuvieron derivando en la parte exterior del remolino. Otro resultado interesante de estas observaciones fue que el remolino a medida que fue aproximando hacia la costa Española los valores de temperatura medidos con las boyas aumentaron desde 22°C hasta 27°C, en parte al calentamiento estacional y en parte por la incorporación de aguas más cálidas. Es posible que el remolino para seguir poder seguir trasladándose hacia el oeste, incorpore en su interior aguas de sus alrededores, lo que le permite recuperar la energía pérdida por ese movimiento.

El modelo paramétrico utilizado para estimar las propiedades cinemáticas del desplazamiento del remolino, nos permitió estimar la velocidad de translación, velocidad de giro, centro del remolino, semi-ejes (mayor y menor) del remolino, orientación y períodos de rotación.

La velocidad de translación del centro del remolino, cuantificada con el modelo paramétrico resultó similar a la calculada con las observaciones, aproximadamente 3 km/día. En cambio en algunas trayectorias de boyas, las velocidades de giro estimadas con el modelo experimentaron un ligero incremento respecto a las calculadas directamente de las observaciones. Esta diferencia pudo ser debida a la variación de la velocidad de translación entre cada ciclo o bien que el modelo paramétrico usado en este estudio requiere ser replanteado, con la introducción de algunos parámetros dinámicos que involucren aspectos relacionados con la dinámica que afecta la estructura geométrica del remolino.

Para un cierto radio cercano al centro del remolino de mar abierto la velocidad de giro resultó ser una función lineal del radio, como fue notado en el estudio de (Benzhora y Millot, 1995), en otro remolino de mar abierto. Este tipo de movimiento es llamado cuerpo sólido en rotación, sin embargo si la forma del remolino es elíptica, existe una deformación del cuerpo durante una órbita.

Las características de la estructura y evolución del remolino de mar abierto en la cuenca Argelina pueden ser utilizadas en un futuro para comprobar la capacidad de los modelos numéricos para simular la variabilidad natural de los remolinos Argelinos.

El modelo paramétrico construido para estudiar la cinemática del remolino de mar abierto, en general reprodujo las trayectorias observadas con las boyas (raíz cuadrática media muy pequeña).

De los estudios anteriores sobre la formación de los remolinos de mar abierto en la cuenca Argelina, se creía que estos pueden ser originados únicamente en la entrada del Canal de Cerdeña, cuando la parte profunda del remolino es afectada por la topografía. De hecho esto se documentó con secciones de XBT, datos de altímetro y derivas de barco en el estudio de Fuda et al, (1999). Posteriormente este remolino tiende a seguir una trayectoria hacia el oeste (Millot et al, 1997; Fuda et al, 1999); trayectoria reproducida en una simulación numérica (Gervasio et al, 1999). En el estudio numérico de Gervasio et al (1999) explican que el movimiento hacia el oeste de los remolinos es debido en parte a la variación del parámetro de Coriolis con la latitud, el denominado efecto beta, que actúa como un mecanismo de propulsión el cual le permite al remolino moverse hacia el oeste independientemente de cualquier flujo medio. En el trabajo de Salas et al, (1999) se observó que en la frontera oriental de la cuenca Argelina, un remolino se formaba de la corriente Argelina, esta formación la atribuyeron a la interacción de la corriente Argelina con otros remolinos. Sin embargo no se demostró que ese remolino tuviese una estructura vertical profunda como el observado durante el experimento ALGERS'98. De hecho en el trabajo de Font et al, (1998c) el origen remoto de este último remolino, fue establecido a partir de espectros de tamaños de partículas, que indican que este remolino tuvo aguas atrapadas en él de varios meses atrás (Rodríguez-Arias et al, 1998). Además, los valores de salinidad del agua medidos en el centro del remolino, fueron similares a los de un agua de origen Atlántico de reciente formación en comparación con los valores de salinidad de las aguas en sus alrededores (Font et al, 1998c). Esas evidencias indican que el remolino pudo haberse generado en la corriente Argelina, viajando lentamente hacia el este hasta encontrar la barrera topográfica del canal de Cerdeña y luego ser desviado de nuevo hacia el oeste, para permanecer girando dentro de la cuenca por varios meses, circuito reproducido mediante una simulación numérica (Gervasio, et al, 1999). En este estudio se propone una hipótesis alternativa a la anteriormente propuesta por (Millot, et al, 1991, Salas et al, 1999) sobre el origen de un remolino de mar abierto en la cuenca Argelina. Este origen puede ser debido a la formación de un dipolo, el cual se genera de las inestabilidades frontales producidas por la interacción entre la MAW (Agua Modificada del Atlántico) de reciente formación y la MAW con mayor tiempo de residencia en la cuenca. A medida que la parte anticiclónica del dipolo va creciendo, el valor del número de Rossby adquiere un orden de magnitud de  $10^{-1}$ , indicativo de un ajuste geostrofico en

profundidad. Tal y como se observó con los datos hidrográficos de una radial a través del remolino de mar abierto (Font et al, 1998c).

El tiempo de vida estimado para este remolino fue de 10 meses, desde su formación a principios de febrero hasta finales de Noviembre. Esta escala temporal es 4 meses mayor que la escala dominante obtenida por Bouzinac et al, 1998, mediante un análisis de CEOF's de datos altimétricos, donde la aparición de algunos remolinos Argelinos tenía una periodicidad de 6 meses.

## Referencias

Beckers, J.M and C.J. Nihoul, Model of the Algerian current's instability, *J.Mar. Syst.*, 3, 441-451, 1992.

Benzohra M. and C. Millot, Hydrodynamics of an open sea Algerian eddy. *Deep-Sea Res.*, 42, 10: 1803-1830, 1995.

Bouzinac, C., J. Vázquez and J. Font, CEOF analysis of ERS-1 and TOPEX POSEIDON combined altimetric data in the region of the Algerian current, *J. Geophys. Res.*, 103, 8059-8071, 1998.

Cushman-Roisin, W.H. Heil and D. Nof, Oscillations and rotations of elliptical Warm-Core rings, *J. Geophys. Res.*, 90, 6, 11756-11764, 1985.

Fedorov, K.N, A.I. Ginsburg and A.G. Konstantinoy, Modelling of "Mushroom-like" currents (vortex dipoles) in a Laboratory tank with a rotating homogeneous and stratified fluids. In mesoscale/synoptic coherent structures in Geophysical turbulence, J.C.J Nihoul y B.M. Jamert, editores. *Elsevier Oceanography series*, 841 pag., 1989.

Fedorov , K.N. and A.I. Ginsburg, Mushroom-like currents (vortex dipoles): one of the most widespread forms of non-stationary coherent motions in the ocean. In mesoscale/synoptic coherent structures in Geophysical turbulence, J.C.J Nihoul y B.M. Jamert, editores. *Elsevier Oceanography series*, 841 pag., 1989.

Fuda, J.L., C. Millot, I. Taupier-Letage, U. Send and X. Bocognano, XBT sections across the western Mediterranean sea, *Deep-Sea Res.*, submitted.

Font, J. and ALGERS'96 Group, ALGERS'96: An interdisciplinary study of a mesoscale instability of the Algerian current (western Mediterranean Sea), *Rapp. Comm.int.Mer.MÉdit*, 35, 1998.

Font, J., C. Millot, J. Salas, A. Julià and O. Chic. The drift of the MAW from the Alboran Sea to the eastern Mediterranean, *Scient. Mar.*, 62, 3, 211-216, 1998a.

Font, J., Chic, O., García-Ladona, E., Emelianov, M., Ruiz, S. Salas, J., Millot, C., Taupier-Letage, I., Martínez-Benjamin, J.J., Observation of a deep anticyclonic eddy in



the Algerian basin (western Mediterranean), RADARSAT ADRO Final Symposium, Montréal, October 1998, <http://radarsat.space.gc.ca/ENG/ADRO/Symposium/>, 1998b.

Gleen, S.M., G.Z. Forristal, P. Cornillon, and G. Milkowski, observations of Gulf stream Ring 83-E and their interpretation using features models, *J. Geophys. Res.*, 95, 13,043-13-063, 1990.

Kirwan A. D. Jr., Merrell, W. J. Jr., Lewis, J. K., Whitaker, R. E. and Legeckis, R., 1984b, A model for the analysis of drifter data with an application to a warm core ring in the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.*, 89, C3, 3425-3438.

Kirwan, A.D. Jr., N. Clark, A.W., Indest, and Juping Liu, 1990, Ring evolution in general circulation models from the path analysis, *J. Geophys. Res.*, 95, 10, 18057-18073.

Kirwan A. D. Jr., J. K. Lewis, A.W. Indest, P.Reinersman and I. Quintero, 1992, Correction "Observed and simulated kinematic properties of loop currents rings", *J. Geophys. Res.*, 97, C7: 11,471-11472.

Matteoda, A.M. and S.M., Gleen, Observations of recurrent mesoscale eddies in the eastern Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, 101, C9: 20,687-20709, 1996.

Mortier, L. Les instabilités du courant algerien, *Ph.D thesis, Aix-Marseille II, Paris*, 326 pp, 1992. [Available from Jouve, 18 rue Saint-Denis, 75001 Paris, N209299C, Deput légal, Mars 1993]

Millot, C., Some features of the Algerian current, *J. Geophys. Res.*, 90, 4, 7169-7176, 1985.

Millot, C., Circulation in the western Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta*, 10, 143-149, 1987.

Millot, C., Models and data: a synergetic approach in the western Mediterranean Sea. In: *Ocean processes in climate dynamics: global and mediterranean examples, Kluwer Academic Publishers*, 407-425 pp., 1994.

Millot, C. M. Benzohra and I. Taupier-Letage, Circulation off Algeria inferred from the Médiprod-5 current meters, *Deep-Sea Res.*, 44, 1467-1495, 1997.

Millot, C., Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean, *Dyn. Atm. Oceans.*, 15, 179-214, 1991.

Millot, C., Circulation in the western Mediterranean Sea, *J.Mar. Sys.*, 1999, in press.

Obaton, D., Millot, C., Chabert d'Hières, G. And Taupier-Letage, I. The Algerian current: comparisons between *in situ* and laboratory measurements, *Deep-Sea Res.*, submitted

Rodríguez-Arias, M.A., A.M. Calafat, M. Canals and GRC Marine Geosciences, Differences in seston size spectra between the Málaga upwelling system (Alboran sea) and anticyclonic stable eddy in the Western Algerian basin, *non-published manuscript*, 1998.

Salas, J., C. Millot, J. Font and E. García-Ladona, Analysis of mesoscale phenomena in the Algerian basin from drifting buoys and infrared images, *submitted*.

Taupier-Letage, I. and C. Millot, Surface circulation in the Algerian basin during 1984. *Oceanol. Acta*, 9, 79-85, 1988.

Gervasio, L. L. Mortier and M. Crepon, The Algerian current, in preparation, 1999.

## V. CONCLUSIONES

La motivación de este estudio fue constatar que después de más de una década de insistir sobre la relevancia de los fenómenos de mesoscala sobre la circulación Mediterránea, y particularmente en la cuenca Argelina, dicha variabilidad distaba mucho de estar bien caracterizada. El estudio se enfocó en la evolución, incluyendo, crecimiento, movimiento y decaimiento de los remolinos de mesoscala en la cuenca Argelina.

Las herramientas utilizadas para medir la evolución de la mesoscala sinóptica dentro de la cuenca Argelina fueron las boyas lagrangeanas y las imágenes de temperatura superficial NOAA-AVHRR. Estas herramientas nos permitieron seguir la evolución de los fenómenos de mesoscala, de forma autónoma y en un largo período de tiempo (varios meses), y en aquellos casos en que la evolución de los fenómenos estudiados era restringida por la propia limitación de los instrumentos, la combinación de ambas herramientas fue primordial para seguir con el estudio de la evolución de los fenómenos de mesoscala.

Este estudio ha aportado nuevos resultados sobre la evolución de los fenómenos de mesoscala dentro de la cuenca Argelina, al mismo tiempo que ha corroborado diversas hipótesis generadas en estudios previos con datos *in-situ*, experimentos de laboratorio, y simulaciones numéricas.

La combinación de observaciones lagrangeanas con imágenes de satélite ha permitido analizar varios aspectos relacionados con eventos de la corriente Argelina (estructuras de mesoscala energéticas y de gran profundidad):

La estructura superficial de un evento es un meandro de la corriente Argelina. Aguas arriba de este meandro, un remolino ciclónico se forma. Varias boyas lanzadas durante el experimento ALGERS'96, derivaron dentro de este flujo, pero ninguna de ellas completo un circuito dentro de este, lo cual esta relacionado a la rápida evolución que sufre este remolino.

Un evento costero puede crecer entre los 1-2°E, alcanzar su estado de madurez aproximadamente en los 3°E, a partir de donde puede iniciar su disminución hasta finalmente morir, por la interacción con otro evento, antes de llegar al Canal de Cerdeña.

No sólo en la fase de crecimiento, si no también en la de decaimiento de un evento, se forma un remolino ciclónico.

La formación de un remolino de mar abierto dentro de la cuenca Argelina, se puede tener lugar, cerca de la entrada de la cuenca Argelina, como resultado de la interacción entre la corriente Argelina y otros remolinos de mar abierto.

Cerca de la entrada del canal de Cerdeña se observó que un evento en fase de desprenderse de la costa permitió temporalmente el flujo hacia el este de la corriente Argelina. Posteriormente este remolino volvió a aproximarse a la costa y este flujo fue interrumpido. Finalmente, ese evento se separó definitivamente de la corriente Argelina, derivando en dirección noroeste.

El agua de la corriente Argelina que fluye en la frontera exterior del meandro, puede ser introducida dentro del remolino anticiclónico, cuando su flujo vuelve a encontrar la costa. Tal como se había propuesto en diagramas esquemáticos de esta corriente anteriormente publicados.

Las boyas que siguieron el flujo de la corriente Argelina cercano a la costa y que fue introducido dentro de los remolinos anticiclónicos, permitieron cuantificar las características de éstos (período orbital, diámetro, velocidad de giro) en distintas fases de su evolución.

En un caso se detectó un pequeño remolino ciclónico costero aguas arriba de un evento, antes de ser introducidas en el flujo del remolino anticiclónico. En experimentos de laboratorio se había demostrado la presencia de esta estructura en la zona de surgencia, donde el meandro deja la costa durante su proceso de crecimiento. No se puede afirmarse estrictamente que se trate del mismo fenómeno ya que en el experimento de laboratorio no se consideran las variaciones de contorno a lo largo de la costa.

La estrategia de despliegue de las observaciones en el experimento ALGERS'96 nos permitió construir un mapa de velocidad de la corriente Argelina y analizar su variabilidad de mesoscala, para dar una medida cuantitativa de la turbulencia de la corriente Argelina:

Del análisis de la función de autocorrelación se estimaron las escalas espaciales (66 y 26 km) y temporales (3.77 y 1.63 días) promediadas de las componentes zonal y meridional respectivamente.

La difusión fue calculada usando la teoría de dispersión de Taylor. Los valores estimados fueron consistentes con la aplicabilidad de tal teoría, particularmente para el

régimen de dispersión inicial. En cambio para el régimen de Random walk (dispersión a tiempos largos), los resultados estimados muestran un mal ajuste en la dirección meridional. El flujo de la corriente Argelina es no-homogéneo y no estacionario, lo cual invalida la aplicabilidad de la teoría a tiempos largos.

La difusividad estimada mostró valores de  $9.3 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  y de  $3 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ , para la componente zonal y meridional, respectivamente. Los cuales son del orden de magnitud a los estimados en otras áreas de similar régimen oceánico.

El campo de velocidad euleriano, obtenido de un promedio espacial mostró la incidencia de los fenómenos de mesoscala sobre el campo medio, especialmente en las áreas localizadas entre 1-2°E y cerca del canal de Cerdeña. A pesar de que las trayectorias de las boyas no cubrieron un período de tiempo mayor de seis meses, la distribución de velocidades presentada en el mapa euleriano es muy similar al mapa euleriano obtenido de simulaciones numéricas en esta corriente.

Las propiedades cinémicas diferenciales (PCD) de la corriente Argelina fueron calculadas a partir de una serie de modelos planteados en otros trabajos. Esos modelos se ajustaron mediante una regresión lineal a grupos de 3 y 5 boyas, derivando en dos regímenes distintos de la corriente Argelina. El primer régimen fue representativo de una inestabilidad hidrodinámica de la corriente Argelina, y el segundo régimen del flujo de la corriente Argelina y el flujo del remolino costero anticiclónico:

Se calcularon series temporales de velocidad de translación y de giro; además de las propias PCD (vorticidad, divergencia, razón de deformación por cizallamiento y por estiramiento).

Se observaron diferencias entre los valores instantáneos estimados con el método de áreas y el método de Sanderson (1995). Esta diferencia pudo ser debida al número de boyas utilizadas en cada método ó bien por una combinación de procesos turbulentos con una escala menor a la definida por el grupo de boyas o por el cizallamiento producido por un flujo de dimensiones mayores

Esa variación, no tuvo efecto sobre el orden de magnitud de las cantidades obtenidas con esos modelos.

Las PCD resultaron de un orden de magnitud de  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ , de valor similar a las reportadas en regiones oceánicas de características oceanográficas similares a las de la corriente Argelina.

La interpretación dinámica de las PCD, en el flujo correspondiente a la inestabilidad hidrodinámica, mostró una relación entre las variaciones horizontales del flujo con las variaciones verticales.

En el grupo de boyas derivando dentro del remolino, las PCD mostraron que el balance en la ecuación de vorticidad relativa se establece en un valor de  $10^{-10} s^{-1}$ , entre los términos de la aceleración de la vorticidad y el del producto de la vorticidad potencial con la divergencia. Sin embargo hay una mínima diferencia que puede estar asociada a la contribución de un torque friccional (efectos topográficos) o a los errores de la estima.

Los resultados obtenidos con las trayectorias de las boyas e imágenes de satélite en el experimento ALGERS'98, permitieron observar la estructura y la evolución de un remolino de mar abierto, conforme este fue moviéndose hacia el oeste dentro de la cuenca Argelina:

El conjunto total de las boyas inicialmente ubicadas al sur de Ibiza, permaneció dentro del remolino por un tiempo mayor a 20 días, cuando el centro del remolino se mantuvo centrado a una profundidad de 2500m.

Conforme el remolino fue moviéndose hacia el oeste, a aguas menos profundas, su forma geométrica aproximadamente circular cambió a una forma geométrica elíptica. Durante este cambio de forma algunas boyas fueron expulsadas de su interior. La orientación inicial del remolino fue en la dirección (SE°-NW°) y a medida que se fue acercando más hacia la costa Española su dirección fue (SW-NE°).

Los valores de temperatura medidos durante la trayectoria del remolino mostraron una marcada señal diurna causado por el calentamiento solar, a medida que fue aproximando hacia la costa Española los valores de temperatura medidos con las boyas aumentaron desde 22°C hasta 27°C. Es posible que además del calentamiento estacional, incorpore en su interior aguas de sus alrededores, lo que le permite, recuperar la energía perdida por el movimiento hacia el oeste y mantener su estructura.

El modelo paramétrico utilizado para estimar las propiedades cinemáticas del desplazamiento del remolino, nos permitió estimar la velocidad de translación, velocidad de giro, centro del remolino, semi-ejes (mayor y menor) del remolino, orientación y períodos de rotación.

La velocidad de translación del centro del remolino, cuantificada con el modelo paramétrico resultó similar a la calculada con las observaciones, aproximadamente 3

km/día. En cambio en algunas trayectorias de boyas, las velocidades de giro experimentaron un ligero incremento respecto a las calculadas directamente de las observaciones. Esta diferencia pudo ser debido a la variación de la velocidad de translación entre cada ciclo ó bien que el modelo paramétrico usado en este estudio puede ser replanteado, con la introducción de algunos parámetros dinámicos que involucren aspectos relacionados con la dinámica que afecta la estructura geométrica del remolino.

En la parte central del remolino de mar abierto la velocidad de giro resulto ser una función lineal del radio, lo que corresponde al movimiento de un cuerpo sólido en rotación.

Las características de la estructura y evolución del remolino de mar abierto en la cuenca Argelina pueden ser utilizadas en un futuro para comprobar la capacidad de los modelos numéricos para simular la variabilidad natural de los remolinos Argelinos.

En este estudio se observó que los remolino de mar abierto pueden ser originados por un dipolo, el cual se genera de las inestabilidades frontales producidas por la interacción entre la MAW (Agua Modificada del Atlántico) de reciente formación y la MAW con mayor tiempo de residencia en la cuenca. A medida que la parte anticiclónica del dipolo va creciendo, el valor del numero de Rossby adquiere un orden de magnitud de  $10^{-1}$ , indicativo de un ajuste geostrófico en profundidad. Tal y como se observó con los datos hidrográficos de una radial completada a través del remolino de mar abierto.

El tiempo de vida estimado para este remolino fue de 10 meses, desde su formación a principios de febrero hasta finales de Noviembre.