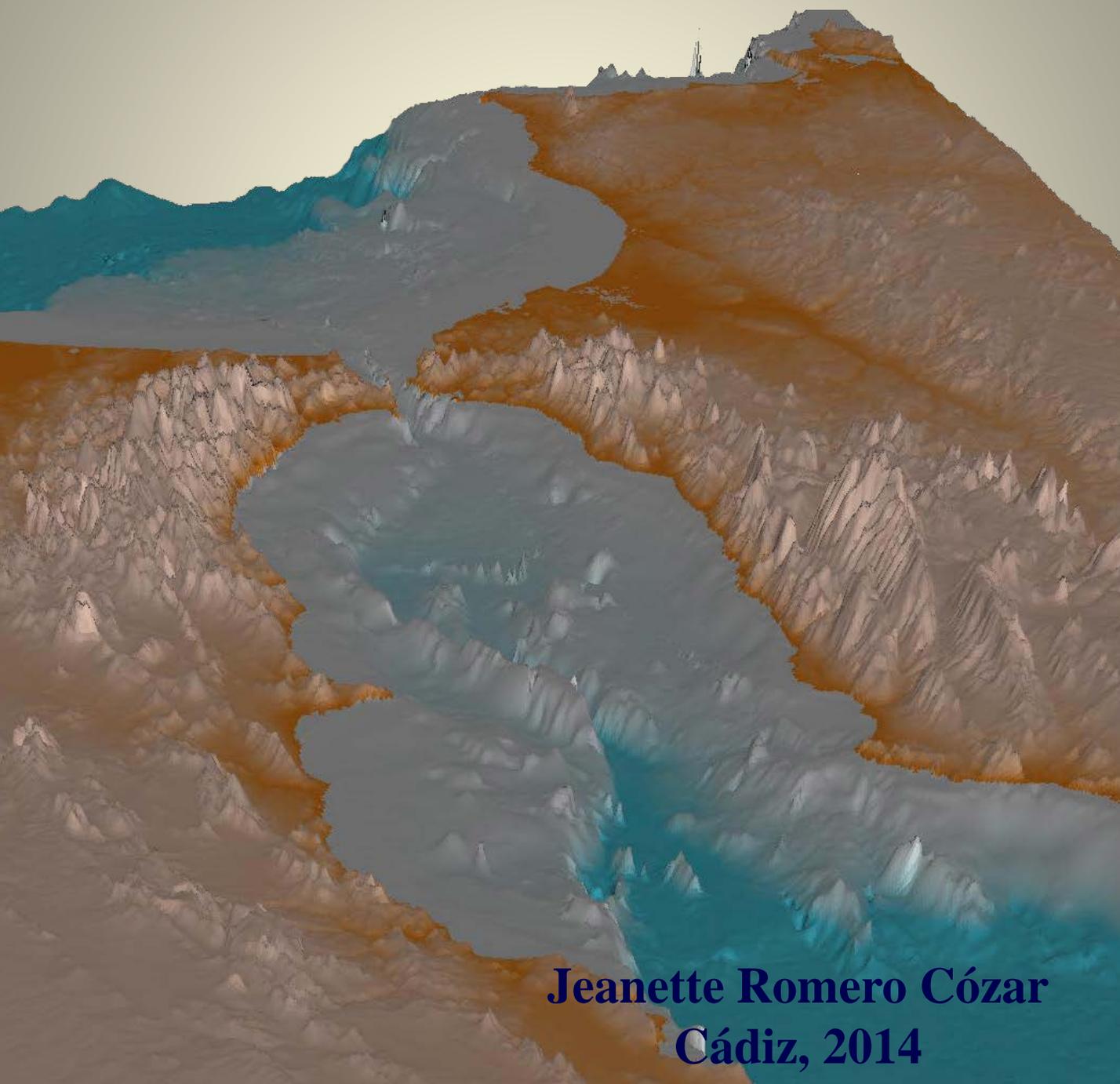


Tesis Doctoral



**ESTUDIO DE LOS PATRONES DE
CIRCULACIÓN SUB-MESOESCALARES EN EL
ÁREA DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR**



Jeanette Romero Cózar
Cádiz, 2014



TESIS DOCTORAL:

Estudio de los patrones de circulación sub-mesoescalares en el área del Estrecho de Gibraltar

**Jeanette Romero Cózar
Cádiz, Junio de 2014**

Estudio de los patrones de circulación submesoescalares en el área del Estrecho de Gibraltar

Memoria presentada por Dña. Jeanette Romero Cózar para optar al Grado de
Doctora por la Universidad de Cádiz.



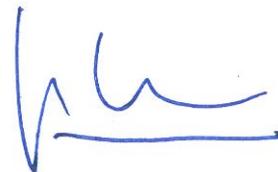
Fdo. Dña. Jeanette Romero Cózar

Los directores:



Fdo. Dr. D. Miguel Bruno Mejías

Profesor Titular del Departamento
de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz



Fdo. Dr. D. Julio Reyes Pérez

Profesor Titular del Departamento
de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz





D. MIGUEL BRUNO MEJÍAS, Profesor Titular del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz, y D. JULIO REYES PÉREZ, Profesor Titular del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz

HACEN CONSTAR:

Que el trabajo recogido en la presente Memoria de Tesis Doctoral, titulada “Estudio de los patrones de circulación sub-mesoescalares en el área del Estrecho de Gibraltar”, presentada por la Licenciada en Ciencias del Mar D^a. Jeanette Romero Cózar, ha sido realizado bajo nuestra dirección. Considerando que resume su trabajo de Tesis Doctoral y que reúne todos los requisitos legales, autorizamos su presentación y defensa para optar al grado de Doctora por la Universidad de Cádiz.

Para que así conste a los efectos oportunos, firmamos la presente en Puerto Real, a 13 Junio de 2014.

Fdo. Dr. Miguel Bruno Mejías

Fdo. Dr. Julio Reyes Pérez

La presente Tesis se ha realizado en el ámbito del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz en el marco de los Proyectos de Investigación: Proyecto del Plan Nacional de I+D+I: “Procesos sub-mesoescalares de transporte, mezcla y difusión en el Estrecho de Gibraltar, Ref. CTM2005-08142-03-02/MAR, desde el 31/12/2005 hasta el 31/12/2008; Proyecto de Excelencia de la Junta de Andalucía, “Monitorización de corrientes a partir de medidas adquiridas por radares costeros de alta frecuencia como elemento clave de un sistema de oceanografía operacional del Estrecho de Gibraltar (MOCOSEG), Ref. P09-RNM-4547, desde el 01/02/2012 hasta el 01/02/2014; y el Proyecto Europeo, *Transregional radars and environmental applications* (TRADE), Ref. 0419_TRADE_5_E, desde el 01/03/2011 hasta el 01/07/2014.

Agradecimientos

Ahora, en este preciso instante, suspiro porque aparezca la Reina Mab en su carro hecho de una sola perla, tirado por cuatro coleópteros de petos dorados y alas de pedrería y cubriéndome con su velo azul me proporcione la facilidad de aquellos privilegiados que hacen de la pluma y las palabras el instrumento para expresar sus sentimientos, en este caso, los más sinceros agradecimientos. Pero no parece haberme oído... y tengo que imprimir esta memoria. Así pues, sin el auxilio de las hadas procedo sin más dilación a dar las gracias.

En primer lugar, quiero agradecer profundamente a mis directores de Tesis, Mike y Julio el inmenso esfuerzo que han dedicado en mi formación humana y científica. Gracias por dirigirme y orientarme siempre a base de paciencia, compromiso, comprensión y sobre todo cariño. No he podido tener unos directores mejores. Sin duda alguna soy muy afortunada.

Quisiera agradecer al Centro Andaluz de Ciencia y Tecnología Marina (CACYTMAR) la oportunidad de utilizar su banco de datos. Al Centro Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) la cesión de imágenes del Centro de Recepción, Proceso, Archivo y Distribución de imágenes de observación de la Tierra (CREPAD), así como la posibilidad de obtener imágenes de alta resolución gracias a la intervención del Instituto Nacional de Técnicas Aeroespaciales (INTA). Gracias al Proyecto TRADE 2010-2012 (*Trans-regional RAdars for Environmental applications*) hemos tenido la posibilidad de utilizar medidas de velocidad de corriente a partir de la Red de Radares de alta frecuencia para la monitorización de corrientes superficiales y oleaje.

Parte de responsabilidad de que esté hoy aquí sentada escribiendo estas líneas la tienen aquellos profesores que en sus clases despertaron en mí la inquietud por estudiar en profundidad aquellos fenómenos que suceden en el mar y que lo hacen tan fascinante. Ahora, muchos de ellos son mis compañeros del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz: Alazne, Alfredo, Antonio, Bea, Begoña, José Juan, Juanjo, Manolo, Melquíades, Óscar, Pilar, Pili, Rafa y Rufino. Les doy las gracias por su apoyo, tanto en la labor investigadora como en la docente.

Ha pasado mucho tiempo y me he ido moviendo de una a otra ubicación en el espacio físico del Departamento y todos ellos tenían un común denominador: he encontrado personas magníficas, mis cómplices de buenos ratos (por supuesto la mayoría) y de otros no tanto, pero más llevaderos gracias a ellos. Así que muchas gracias a mis compis del DT44, mis comienzos. Uf! Miro hacia atrás y no parece que haga tanto tiempo en que Jesús, Águeda, Marina, Isabel y Camilo estuviéramos decorando el despacho con adornos de Navidad. Unos se van y otros nuevos llegan, el número de becarios precarios va variando, pero la magia nos envuelve en un halo de compañerismo y amistad que hace que nuestro trabajo sea diferente. A Bárbara, Camilo, Dastis, Chus, Emma, George, Jamal, Juantxu, Laura, Manu, gracias por vuestra amistad, compañerismo y vuestras sonrisas. A los miembros del despacho “esto no es la secretaría, disculpen las molestias”, David y Josep, gracias por hacer más llevadera la última fase de la Tesis.

No me olvido de mis compañeros de etapa docente, Bismark, Carlitos, Irene y Paco, gracias por vuestros consejos siempre oportunos y que tan bien me han venido. Ánimo, todo va ir bien.

Águeda, contigo aprendí que “el no ya lo tengo, no pierdo nada”, y como sabes que soy obediente...siempre te hago caso. Eres mi ejemplo y mi amiga. Y ya que estamos, por afinidad, gracias Gaby, siempre has estado cada vez que me hacían falta imágenes o tenía algún problema con ellas.

A todos aquellos que me rodeáis y que habéis contribuido en mi crecimiento personal y científico con vuestro apoyo incondicional y vuestras muestras de cariño, mil gracias. Charini, la distancia no hace el olvido, demostrado, querida amiga del alma. Siempre estás, te siento. Carmen, Lucie, Juanjo, Manolo y Conchi, en vuestros diferentes ámbitos siempre habéis estado animándome y es el apoyo lo que hace que salgamos adelante. Gracias por vuestra amistad. Conrado, has llegado hace poco pero has hecho mucho.

A los miembros del “*Culture Club*”, Jesús, Julio y Toni, qué os puedo decir..., pues que sigamos reuniéndonos y yo disfrutando de tanto como me aportáis. Os quiero.

Y ahora mi familia. Como bien saben quienes me conocen, mi tesoro, pero no secreto. Mis padres no pudieron hacerme mejor regalo que esta pandilla de malotes que constantemente me toman el pelo (me encanta que lo hagan) a los que adoro y quiero con locura. Mariipi, Andrés Jesús, Ana Mari, Bea, Berni y Germán, gracias por quererme tanto y demostrármelo. Estoy muy orgullosa de vosotros. Andrés y Angelines, habéis hecho un trabajo extraordinario. Gracias por vuestro apoyo y comprensión. Por dedicar vuestra vida a nuestro bienestar y felicidad. A mis cuñados y cuñadas, que se han sumado rápidamente a la complicidad del clan Romero-Cózar, gracias por vuestros ánimos y cariño.

A Julio. Gracias por compartir la vida conmigo. Por hacerme mejor persona y más libre. Por disfrutar de las pequeñas cosas cotidianas y de la majestuosidad de la naturaleza. Por esa sonrisa cada vez que nos cruzamos por el pasillo aunque nos hayamos visto dos minutos antes. Por tu paciencia y por tu apoyo siempre que emprendo algo. Gracias por confiar en mí.

A todos, mi más sincero agradecimiento.

*A mi abuela Paz,
con quien aprendí que
la magia existe
y los milagros son posibles*

ÍNDICE: Estudio de los patrones de circulación sub-mesoescalares en el área del Estrecho de Gibraltar

PRÓLOGO

Introducción.....	1
Objetivos.....	2
Estructura de la memoria.....	3
CAPÍTULO 1: Descripción de la zona. Antecedentes.....	5
1.1 Características generales de la zona de estudio.....	5
1.1.1 Marco Geográfico.....	5
1.1.2 Marco Oceanográfico.....	10
1.2 Antecedentes.....	16
CAPÍTULO 2: Fenómenos relevantes en la dinámica del Estrecho de Gibraltar.....	23
2.1 Ondas internas.....	23
2.2 Consecuencias de los flujos no estacionarios en el Estrecho de Gibraltar.....	31
2.2.1 Procesos de mezcla.....	31
2.2.2 Acoplamiento físico-biológico en el Estrecho de Gibraltar.....	35
CAPÍTULO 3: Metodología, adquisición y procesamiento de los datos.....	43
3.1 Descripción de los datos empleados.....	43
3.2 Registros de intensidad de corriente.....	47
3.2.1 Campaña en los bordes costeros (2004-2005.....	48
3.2.2 Campaña “Gibraltar 2008”.....	52
3.3 Datos de temperatura superficial del mar (SST).....	54
3.3.1 Recepción y tratamiento de las imágenes adquiridas en el CACYTMAR.....	55
3.3.2 Imágenes de alta resolución. Escáner AHS del INTA.....	57
3.3.2.1 Tratamiento de las imágenes SST de alta resolución.....	60
3.3.3 Imágenes SST generadas a partir de datos del CREPAD	66
3.3.3.1 Sensor AVHRR.....	66

3.4 Registros de termosalinógrafo y fluorímetro.....	68
3.5 Predicciones de variables meteorológicas: viento y presión.....	69
3.5.1 Modelo Mesoescalar Quinta Generación (MM5).....	71
3.6 Medidas de corriente superficial a partir del sistema de radares costeros en el Estrecho de Gibraltar.....	74
3.6.1 Radares costeros.....	74
3.6.2 Antecedentes del empleo de radares HF costeros en la determinación de parámetros oceanográficos.....	77
3.7 Técnicas de análisis.....	84
3.7.1 Análisis armónico de las series de velocidad.....	84
3.7.2 Descomposición en Funciones Empíricas Ortogonales....	90
CAPÍTULO 4: Procesos de afloramientos inducidos por la dinámica de la marea en el Umbral Principal del Estrecho de Gibraltar.....	99
4.1 Registros de velocidad en los bordes costeros y canal central. Campaña “Bordes costeros 2004-2005”.....	101
4.2 Determinación de patrones de circulación inferidos del análisis de los datos de velocidad de corriente.....	103
4.3 Imágenes de alta resolución (AHS).....	116
4.4 Medidas complementarias a las imágenes de alta resolución.....	123
4.4.1 Medidas realizadas a bordo del buque.....	123
4.4.2 Medidas a partir de instrumentos fondeados.....	135
4.5 Mezcla interfacial, aguas surgentes en los márgenes costeros y divergencias y convergencias de la capa superior en la zona central del Estrecho de Gibraltar.....	136
4.6 Patrones de circulación a pequeña escala sobre los márgenes costeros.....	139
4.7 Datos de temperatura superficial del mar (SST) a partir de imágenes satélite	142
4.7.1 Imágenes SST procesadas a partir de datos procedentes del CACYTMAR.....	142
4.7.2 Imágenes SST procesadas a partir de datos del CREPAD..	144
4.8 Relación entre la intensidad de corriente en el Umbral de Camarinal y la temperatura a la salida del Estrecho de Gibraltar.....	150
4.9 Estima de volúmenes de mezcla en el Estrecho de Gibraltar.....	160

CAPITULO 5: Efectos de la dinámica de la marea en las variaciones del Giro Occidental del Mar de Alborán	169
5.1 Introducción.....	169
5.2 Características generales del Mar de Alborán.....	170
5.2.1 Marco geográfico.....	170
5.2.2 Características climatológicas del Mar de Alborán.....	171
5.2.3 Descripción oceanográfica.....	173
5.3 Antecedentes sobre el efecto del forzamiento de marea en las variaciones del AJ y WAG.....	176
5.3.1 Análisis de las secuencias de imágenes satélite durante el experimento “Estrecho 94-95”.....	179
5.3.2 Análisis de las secuencias de imágenes satélite durante el experimento “Gibraltar 2008”.....	186
5.4 Experimentos numéricos.....	189
5.4.1 Descripción del modelo numérico.....	189
5.4.2 Flujo medio de intensidad 0.6 m/s y flujo de marea con intensidad de corriente de 1 m/s.....	192
5.4.3 Flujo medio de intensidad 0.2 m/s y flujo de marea con intensidad de corriente de 1 m/s.....	194
5.5 Medidas de corriente superficial del sistema de radares costeros del Estrecho de Gibraltar.....	196
5.5.1 Procesos sub-mesoescalares en el chorro atlántico y en la formación y evolución del Giro de Alborán.....	198
5.5.1.1 Análisis armónico de las series de velocidad.....	198
5.5.1.2 Aplicación de funciones empíricas ortogonales a los datos de corriente registrados con el sistema RADAR.....	199
5.5.2 Discusión sobre los mecanismos que afectan al desarrollo del Giro de Alborán y a su desestabilización.....	210
CONCLUSIONES	219
ANEXO: Relación de imágenes SST con sus correspondientes campos de presión y predicciones de corriente	223
BIBLIOGRAFÍA	233

Prólogo

Introducción

A través del Estrecho de Gibraltar se realiza un importante intercambio de masas de agua entre las cuencas del océano Atlántico y el Mar Mediterráneo siguiendo el patrón de estuario inverso. De esta forma, existe un flujo medio de masas de agua desde el Atlántico hacia el Mediterráneo en una capa superior y un flujo medio de agua del Mediterráneo dirigiéndose hacia el Atlántico por una capa inferior.

Sin embargo, existen indicios de que en la capa superior, de masas de agua predominantemente atlánticas, parecen establecerse contracorrientes y remolinos en los bordes costeros que deben afectar en alguna medida en los cálculos del transporte neto de agua atlántica hacia el Mediterráneo.

Una evidencia experimental de la ocurrencia de estos procesos son las relativamente altas concentraciones de clorofila al oeste del Umbral Principal del

Estrecho de Gibraltar, que pueden apreciarse en numerosas imágenes de satélite SEAWIF (*SEA-viewing Wide Field-of-view sensor*) de la zona.

En esta memoria se presenta un análisis detallado de los procesos de transporte sub-mesoescalar que se desarrollan en el ámbito del Estrecho de Gibraltar y la región occidental del Mar de Alborán. Para detectar estos posibles patrones de circulación se han analizado registros de velocidad de la corriente obtenidos simultáneamente en los bordes costeros y en el canal central, así como registros de intensidad de corriente a partir de radares de alta frecuencia instalados en las costas de la península y Ceuta. El análisis se centra en la región del Umbral de Camarinal y, como hemos mencionado más arriba, en el Mar de Alborán occidental, haciendo especial hincapié en los procesos de transporte a través del Estrecho, las divergencias y convergencias en la zona central y los pequeños patrones de circulación sobre el margen costero Norte. Además, se estudiarán las consecuencias que tiene la variabilidad de las corrientes superficiales en el Estrecho de Gibraltar en el chorro atlántico, en el desarrollo y posterior separación del giro anticiclónico occidental del Mar de Alborán. Para ello se han empleado (además de los registros de velocidad arriba mencionados) imágenes SST procedentes de sensores AVHRR (de diferentes satélites NOAA) así como imágenes SST de alta resolución (7m) fundamentales en este estudio, adquiridas mediante un escáner hiperspectral aerotransportado. Esta información se complementa con los resultados de un experimento de liberación de rodamina, registros continuos de termosalinógrafo, perfiles de ADCP y la ejecución de un sencillo modelo numérico 2D.

Objetivos de la tesis

El objetivo general de la investigación propuesta es el análisis detallado de los procesos físicos sub-mesoescalares que determinan zonas de mezcla entre las masas de agua Mediterránea y Atlántica; los patrones locales de transporte y difusión que caracterizan la hidrodinámica en estas zonas, así como los patrones de intercambio de masas de agua a mayor escala espacial que resultan de la superposición e interacción de estos patrones hidrodinámicos locales.

Este objetivo se desglosa en los siguientes fines específicos:

- Identificación y descripción de los fenómenos hidrodinámicos que puedan producir mezclas entre masas de agua mediterránea y atlántica, así como la determinación de las regiones específicas, de variabilidad espacial sub-mesoescalar, en las que estos procesos pueden cobrar especial relevancia.
- Determinar los sistemas de corriente en los bordes costeros y su acoplamiento con los sistemas de corrientes que caracterizan la hidrodinámica del canal central del Estrecho. Se hará especial énfasis en los fenómenos de intercambio lateral de masas de agua entre los bordes costeros y el centro del canal.
- Análisis de los procesos de convergencia (acumulación) de masas de agua tanto en niveles superficiales como profundos, en la región del Umbral de Camarinal.
- Estudiar las posibles conexiones entre los patrones hidrodinámicos que caracterizan a cada una de las regiones específicas antes mencionadas. Se estudiarán los procesos de recirculación hacia el Mar de Alborán de las masas de agua producidas en las regiones de afloramiento del estrecho de Gibraltar previamente determinadas y establecer la variabilidad de las corrientes superficiales en la región este del Estrecho de Gibraltar, así como sus consecuencias tanto en la dinámica del AJ como en el desarrollo del giro anticiclónico occidental del Mar de Alborán,

Estructura de la Memoria

Como hemos mencionado con anterioridad, el objetivo principal de esta memoria consiste en realizar un detallado análisis de los procesos físicos sub-mesoescalares ocurridos en el Estrecho de Gibraltar y en la región occidental del Mar de Alborán. Para ello a lo largo del **Capítulo 1** se realiza una descripción tanto geográfica como oceanográfica de la zona de estudio, haciendo hincapié en la topografía cuyo conocimiento es fundamental en la hidrodinámica de la zona.

En el **Capítulo 2** revisaremos con detalle los aspectos oceanográficos más relevantes del área de estudio, efectuando un análisis exhaustivo del sistema de circulación principal así como de otros fenómenos dinámicos importantes. Una revisión profunda y actualizada de la información disponible, junto al establecimiento de nuevas hipótesis debidamente contrastadas con datos experimentales nos permitirán obtener de los objetivos secundarios planteados contribuyendo a un mejor conocimiento oceanográfico de la zona.

Para el desarrollo y verificación de las hipótesis planteadas, a lo largo del **Capítulo 3** mostraremos los diferentes tipos de registros, imágenes y observaciones realizadas en diferentes Campañas Oceanográficas. Se impone, por tanto, llegados a este punto del trabajo, realizar una detallada exposición de los datos obtenidos, de la metodología aplicada así como la descripción de las técnicas de análisis empleadas en su posterior tratamiento.

El mencionado tratamiento se desarrolla en el **Capítulo 4**. El capítulo se centra en el efecto de la dinámica mareal sobre el umbral principal así como en el análisis de la dinámica en los bordes costeros y los intercambios con el canal central del Estrecho. Se han seleccionado la información y los ejemplos más significativos, completando el resto de los resultados en forma de anexo al final del trabajo. Además, se procederá a la exposición de las conclusiones extraídas de tales análisis.

El **Capítulo 5** se dedica específicamente al estudio de la influencia de la dinámica en el Estrecho sobre las manifestaciones oceanográficas más importantes del Mar de Alborán.

Finalizaremos con la exposición de las **Conclusiones** obtenidas a partir de de los estudios realizados a lo largo de la Tesis Doctoral.

CAPÍTULO 1: Descripción de la zona. Antecedentes

1.1 Características generales de la zona de estudio

1.1.1 Marco geográfico

El Estrecho de Gibraltar constituye una singularidad geográfica de enorme importancia histórica, social y económica. Separa dos continentes, Europa y África, identificados geológicamente por las placas Ibérica y Africana, a la vez que une dos grandes masas de agua bien diferenciadas oceanográficamente, el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo (Figura 1.1).

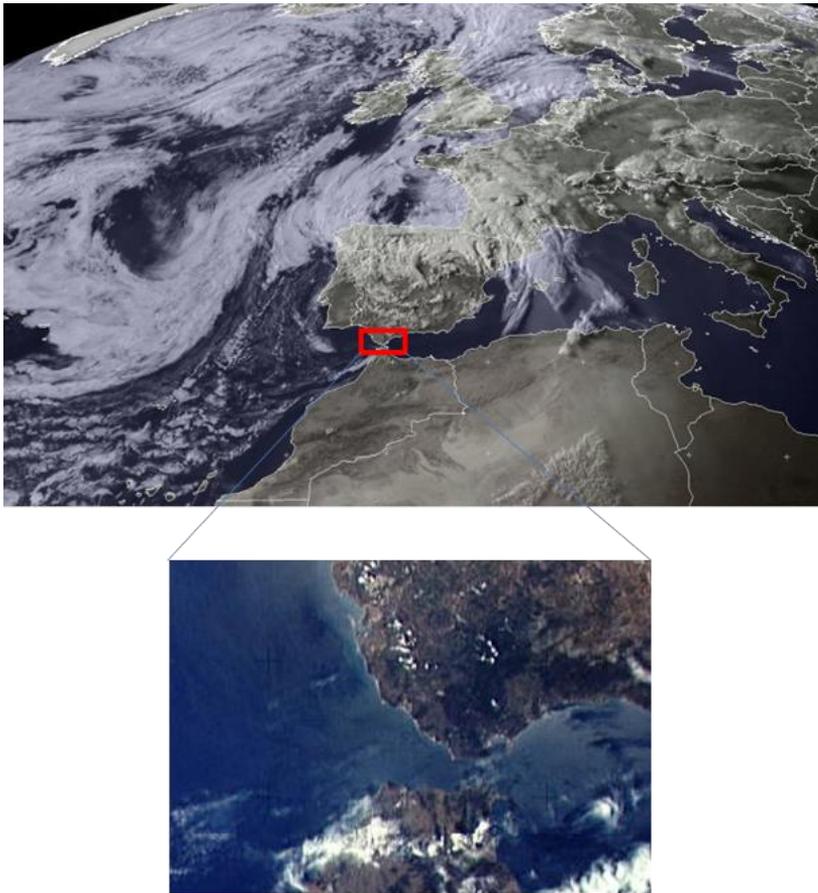


Figura 1.1: En la imagen del canal visible del satélite Meteosat localizamos el Estrecho de Gibraltar (Fuente: Meteosat images copyright 2012; Met visible 2013-06-18 18:00 UTC).

No obstante, en épocas recientes (desde un punto de vista geológico e incluso histórico) el entorno del Estrecho ha sufrido variaciones topográficas apreciables. Los vestigios arqueológicos y registros históricos han permitido constatar que en torno al año cero de nuestra era el área de la Bahía de Cádiz y las marismas del bajo Guadalquivir presentaban una mayor intrusión marina que hoy

día, en que los continuos depósitos sedimentarios han ido colmatando progresivamente los deltas del Guadalete y Guadalquivir, alterando de forma sustancial la línea costera. Sin embargo, las costas adyacentes al eje principal del Estrecho, debido a sus características orográficas, geológicas y a la ausencia de aportes fluviales significativos, no han experimentado variaciones importantes en los últimos miles de años (Cestino, 2004).

Hace 60 millones de años, el mar de Tetis, precursor del actual Mediterráneo, llegó a ocupar una gran cuenca marina entre Eurasia y África. La dinámica de placas tectónicas y sucesivas orogenias terminaron por ir configurando progresivamente una cuenca de situación y dimensiones similares al actual Mediterráneo. Posteriormente, un cataclismo orogénico en el extremo occidental del Mediterráneo abrió definitivamente su conexión con el Atlántico, cuyas aguas volvieron a colmatar el Mediterráneo en poco más de 40 años. Desde entonces el Mediterráneo no conserva la sal que fabrica, sino que la “exporta” en forma de flujo de agua salada, configurando con ello la peculiar hidrodinámica de este enclave G Siedler L. *et al.*, (2001).

Salvo por variaciones climáticas importantes en la zona del Atlántico Norte y Cuenca del Mediterráneo, la dinámica media de flujos de agua a través del Estrecho y en sus proximidades no ha experimentado variaciones de magnitud significativa (aun teniendo en cuenta la influencia, en su momento, de la apertura del canal de Suez).

Los límites geográficos del Estrecho no están claramente definidos, no obstante, podemos decir que su eje principal sigue aproximadamente la dirección y situación marcadas por el paralelo 36° N, siendo sus límites geográficos al oeste, la línea imaginaria que une el Cabo de Trafalgar y el Cabo Espartel y por el este, la línea entre Punta Europa y Punta Almina. Sus dimensiones abarcan unos 60 km de longitud, 44 km de anchura en su extremo occidental, 23 km en el oriental y 14 km en su parte más angosta, entre Tarifa y Punta Cires (Figura 1.2).

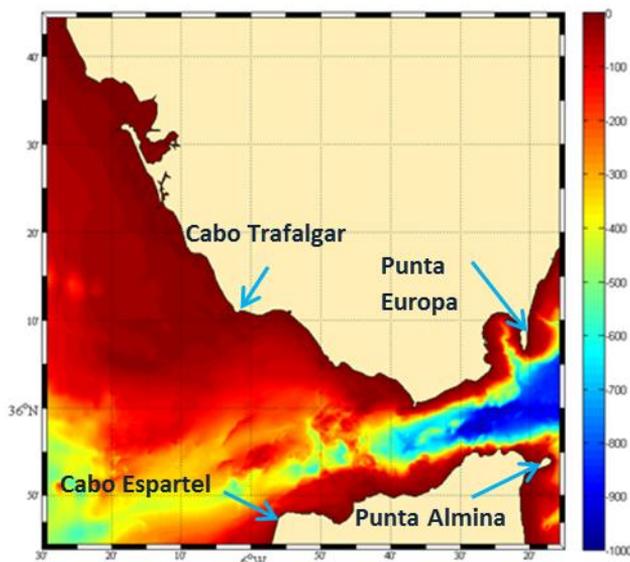


Figura 1.2: Límites geográficos del Estrecho de Gibraltar y su batimetría.

Su morfología submarina, relativamente abrupta a causa de sus procesos tectónicos de formación, se caracteriza por una difícil batimetría. No obstante, esta descripción se puede simplificar: profundidad creciente hacia el este (alcanzando valores de casi 1000 metros en las proximidades de Punta Cires, en la zona angosta centro-oriental), mientras que hacia el oeste se alcanzan zonas relativamente someras que se hacen especialmente patentes en el llamado Umbral de Camarinal (situado aproximadamente entre Punta Camarinal y Punta Malabata), con una profundidad mínima inferior a 200 m y el Umbral de Espartel (más occidental), con una profundidad ligeramente superior a 350 m (Figura 1.2).

El Umbral Principal (Camarinal) define la sección más ancha y menos profunda del Estrecho. Constituye un auténtico “cuello de botella” en los procesos de intercambio de masas de agua entre las cuencas, donde se establece una sección de control sobre el flujo saliente. En el Umbral de Espartel, más profundo, se produce el grueso del drenaje de las aguas mediterráneas. Entre ambos umbrales se ubica la Cuenca de Tánger, con una profundidad máxima de 600 m, que constituye

una restringida acumulación de aguas con significativa importancia en la dinámica mareal de la región.

Hacia el este del Umbral de Camarinal el fondo experimenta una abrupta caída que alcanza los 900 m en la vertiente este del Estrecho. Es esta zona, más estrecha, la que establece una sección de control del volumen de Agua Atlántica entrante en sentido hidráulico (Armi y Farmer, 1985, 1988; Bryden y Kinder, 1991; García-Lafuente y Criado Aldeanueva, 2001; Delgado *et al*, 2001). Al este de esta sección el flujo entrante experimenta una aceleración, alcanzando valores de velocidad por encima de 1.5 m/s (García-Lafuente *et al.*, 2000). Sin embargo, la velocidad del flujo saliente experimenta una disminución debido al incremento del área que atraviesa, pues en esta zona el aumento de la profundidad es notable.

El flujo atlántico entrante está formado por Agua Superficial Atlántica (ASA) y, en menor medida, por Agua Central Noratlántica (ACNA), cuyas salinidades oscilan entre 36 y 36.5, y ambas provienen del golfo de Cádiz. La mayor parte del flujo saliente mediterráneo es Agua Levantina Intermedia (ALI), que se forma en invierno en el Mediterráneo oriental (Cuenca de Rodas) y desde allí retorna como contracorriente intermedia que atraviesa el Estrecho de Sicilia y llega al de Gibraltar bordeando la costa europea en sentido contrario a las agujas del reloj. En sus inmediaciones, el ALI tiene una temperatura próxima a los 13.3°C y una salinidad en torno a 38,5. El Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (APMO) es el segundo tipo de agua saliente y se forma en invierno en el golfo de León. Es más fría (aproximadamente 12.9°C, menos salina (38,4) y ligeramente más densa que el ALI, y por tanto se ubica por debajo de ésta. El volumen de APMO formado depende de la dureza de los inviernos, razón por la que exhibe un alto grado de variabilidad interanual en el Estrecho (García-Lafuente *et al.*, 2007), donde se detecta con mayor intensidad a principios de la primavera. La fuerte mezcla entre el ALI y al APMO en su tránsito por el Estrecho las hace indistinguibles cuando entran en el golfo de Cádiz, por lo que sólo se habla de AM en esta región (García Lafuente, 2008).

1.1.2 Marco oceanográfico

El Estrecho de Gibraltar actúa como controlador de los intercambios de masas de agua que tienen lugar entre el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo, por ello su dinámica afecta significativamente a las cuencas que conecta.

El Mediterráneo constituye una cuenca casi cerrada, rodeada por grandes masas continentales, con una mayor tasa de evaporación neta que el Atlántico Norte (a pesar del aporte hídrico de los ríos que en él desembocan). Como consecuencia de ello sus aguas son, en promedio, más densas, cálidas y salinas que las atlánticas. Para equilibrar los balances hídricos se establece un flujo continuo y bidireccional de masas de agua en el Estrecho que, entre otros efectos, ayuda a la regulación de la circulación termohalina en el Atlántico Norte. Además, debido también a la propia topografía del Estrecho, la dinámica marina en esta zona presenta una serie de peculiaridades que por sí mismas, en el orden oceanográfico, y por las consecuencias que conlleva (desde el punto de vista biológico y socio-económico) magnifican merecidamente su interés.

La peculiaridad más notable es la llamada “circulación inversa” de las aguas, que hace que las aguas del Mediterráneo, más densas, se desplacen hacia el oeste por zonas profundas mientras que las atlánticas lo hacen hacia el este “por encima” de las mediterráneas (debido a su menor densidad y a que de forma natural se tiende a ocupar la mayor pérdida de agua por evaporación en el Mediterráneo), esto da lugar, al menos aparentemente, a un esquema de circulación bicapa. El desnivel, de aproximadamente 15 cm como promedio, existente entre los niveles de ambas masas de agua sería el responsable del gradiente de presión que acelera la corriente hacia el Mediterráneo (García-Lafuente, 2008) mientras que la diferencia entre densidades de aguas atlánticas y mediterráneas origina un gradiente de presión en sentido opuesto, es decir, hacia el Atlántico (Deacon, 1971 y 1985). Es este doble gradiente interno de presiones el que origina un movimiento de las masas de agua en una escala de tiempo suficientemente grande como para poder ser tratado como estacionario (Figura 1.3).

Esta circulación realmente es mucho más compleja ya que partimos de una aproximación en la que aún no hemos tenido en cuenta, entre otros, los procesos de mezcla entre capas, así como los muy importantes efectos del flujo mareal.

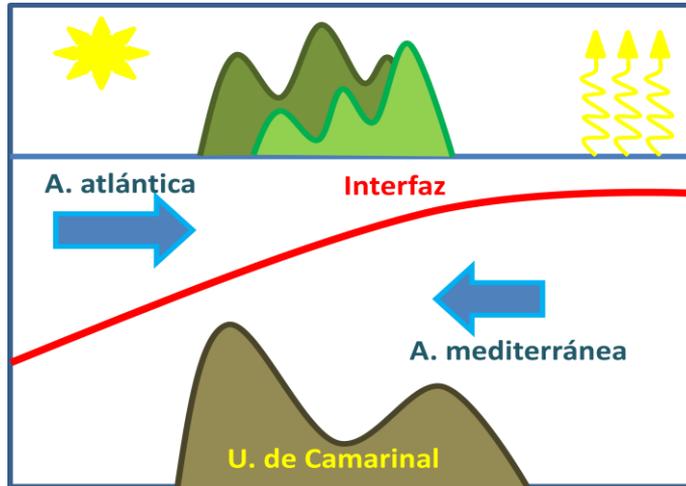


Figura 1.3: Esquema del flujo bicapa en el Estrecho de Gibraltar.

Realmente, la hipótesis de la circulación bicapa en el Estrecho es bastante antigua. Fue postulada para cuencas de diferentes salinidades interconectadas entre sí por el italiano Marsigli (1618), y verificada en el Bósforo. Esta estructura fue ratificada para el Estrecho por Carpenter y Jeffrays (1870), que encontraron un flujo de agua saliente a una profundidad de 300 m durante las campañas de preparación del viaje del “Challenger”. Expediciones y trabajos posteriores como los de Buchanan (1877) y Nielsen (1912) ayudaron a definir los límites de esta estructura baroclina, siendo Deacon, en 1971 el primero en proponer un modelo “estuarino-inverso” para explicar mejor la dinámica del Estrecho. Este modelo fue sucesivamente mejorado por los estudios de Armi y Farmer (1988), que formularon la existencia de dos controles hidráulicos para explicar mejor la dinámica del intercambio de masas de agua a través del Estrecho.

Sobre esta estructura de flujo bicapa (en primera aproximación) se superponen otros flujos asociados a fenómenos dinámicos de diferente escala temporal. Estos fueron clasificados por Lacombe y Richez (1982) como:

- Flujos de largo periodo. Variabilidad estacional y anual. Relacionados con el intercambio de tipo baroclino.
- Flujos sub-inerciales. Comprenden periodicidades que abarcan desde varios días hasta varios meses y se encuentran asociados a factores de índole meteorológica.
- Flujo Mareal. Abarca períodos desde varias horas a un día. Relacionado con el forzamiento de marea astronómica.

Los mecanismos de forzamiento de los flujos sub-inerciales han sido relacionados con las fluctuaciones del campo de presión atmosférica sobre el Mediterráneo (Crepon, 1965; García Lafuente, 1986; Garrett, 1989; Candela *et al.*, 1989, 1991). El transporte debido a estos flujos llega a alcanzar valores de hasta $10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Según Candela *et al.* (1989), un modelo simple del Mediterráneo, consistente en dos estrechos y dos cuencas, indica que el sistema tiene dos frecuencias de resonancia con períodos de 1.2 y 5.6 días; la primera correspondería a la oscilación de las cuencas oriental y occidental a través del Estrecho de Sicilia, mientras que la segunda correspondería a la resonancia del Mediterráneo con el Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar. González *et al.* (2012), tras analizar datos ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) registrados en el Umbral de Camarinal, establecen que la respuesta del flujo sub-inercial al forzamiento atmosférico muestra un área de máxima correlación espacial localizada en torno al mar de Liguria, que depende de la variabilidad estacional.

Las corrientes sub-inerciales representan una parte importante de los flujos a través del Estrecho de Gibraltar, presentando magnitudes características de hasta $0.5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ($0.37 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ según Bryden, 1994) una contribución de ~7% a la energía cinética total de la corriente en la zona del Umbral Principal, siendo su origen barotrópico, esto es, independiente de la profundidad. Estos flujos sub-inerciales podrían variar la intensidad de la corriente de marea (Candela *et al.*, 1989;

Mañanes, 1996; Mañanes *et al.*, 1998) así como el nivel del mar (García-Lafuente, 1986; Garrett *et al.*, 1989).

En relación al flujo mareal en el Estrecho, éste es el resultado del acoplamiento de dos regímenes diferentes de marea (García Lafuente, 1986; Candela *et al.*, 1989). En el Mediterráneo, dadas las dimensiones relativamente reducidas de esta masa de agua en comparación con las magnitudes oceánicas, el efecto de la marea es pequeño, con amplitudes menores a 0.5 m. En el Atlántico, sin embargo, la onda de marea alcanza mayores amplitudes (>1m) dirigiéndose hacia el norte en las costas europeas (Hendershott, 1973). Durante mareas vivas la carrera de marea en el Atlántico puede exceder los 3 m. De esta manera se establece que la marea crece hacia el oeste y decrece hacia el Mediterráneo, anulándose a la altura de Alicante.

En la zona de transición entre estos dos regímenes mareales, se verifica que el 96% de la energía de las fluctuaciones del nivel del mar se concentra en la banda semidiurna, mientras que la medición de las corrientes en la zona del Umbral de Camarinal indica que alrededor del 76% de las fluctuaciones de corriente de marea se concentran en esta banda (García-Lafuente *et al.*, 1987; Candela *et al.*, 1989; Candela *et al.*, 1990; Ruíz-Cañavate, 1994; Mañanes *et al.*, 1998). La carta de marea para la componente de marea M_2 en el Estrecho, que representa el 70% de las fluctuaciones en frecuencias semidiurnas, indica una reducción de más del 50% de la amplitud de la marea conforme se pasa del lado atlántico al lado mediterráneo del Estrecho. Las líneas de fase indican una diferencia de tiempo de hasta 20 minutos entre la ocurrencia del máximo de marea entre las costas norte y sur en la sección de Tarifa, presentando una propagación en dirección suroeste que está en franca oposición con la propagación hacia el norte de la marea M_2 en el Atlántico profundo frente al Estrecho (Figura 1.4). Este patrón de difracción local de la marea se explica parcialmente por el establecimiento de un balance de cantidad de movimiento a lo largo del Estrecho entre la aceleración del flujo de marea y el gradiente de presión longitudinal, y un balance básicamente geostrófico en la dirección transversal al Estrecho (Candela *et al.*, 1990).

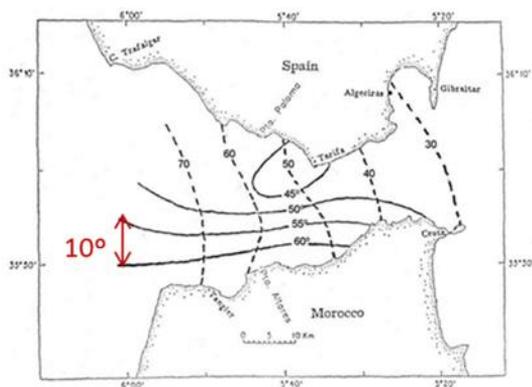


Figura 1.4: Carta de marea de la componente principal semidiurna en el Estrecho de Gibraltar. La línea continua indica fase constante, y la discontinua amplitud constante. (Modificado de Candela *et al.*, 1990)

Bryden *et al.* (1994), estimaron el intercambio de masas de agua en el Estrecho para la principal componente semidiurna M_2 , en $2.3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ para el flujo entrante y $1.3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ para el saliente.

La relación de fase entre la elevación del nivel del mar y la corriente es cercana a 90° , correspondiente a una onda estacionaria, por tanto, el sentido de estas corrientes de marea es hacia el este entre pleamar y bajamar (flujo entrante) y al oeste entre bajamar y pleamar (reflujo o saliente). Obviamente es necesario tener en cuenta los condicionamientos morfológicos del propio Estrecho al localizar los máximos de intensidad de corriente, que corresponden a la zona de menor sección, el Umbral de Camarinal.

Una característica importante que presentan los flujos, tanto los mareales como los sub-inerciales en el Estrecho es el predominio de la componente longitudinal este-oeste sobre la transversal norte-sur, como parece lógico por los condicionantes geográficos; esto permite tratar el flujo en primera instancia como unidireccional, aunque más adelante veremos cómo precisamente las desviaciones de los flujos reales de esta hipótesis de partida centrarán el objeto de este trabajo.

Como ya hemos mencionado, un rasgo común de los flujos mareales y los sub-inerciales es que pueden ser considerados en primera aproximación como barotrópicos, es decir, independientes de la profundidad. El 93.4% de la energía de la banda semidiurna y el 84% de la energía de la banda sub-inercial se pueden explicar admitiendo un comportamiento barotrópico de los flujos mareales y sub-inerciales en el Estrecho (Candela *et al.*, 1989; Candela *et al.*, 1990; Ruiz-Cañavate, 1994).

Un importante hecho a considerar en el estudio de la dinámica de los estrechos en general, y el de Gibraltar en particular, es la cuantificación de las interacciones no lineales que se producen entre los diferentes flujos que lo atraviesan y entre estos y los contornos. García Lafuente (1986) llega a la conclusión de que la energía residual semidiurna de los niveles es generada por un proceso de interacción no lineal entre las principales componentes semidiurnas y la frecuencia sub-inercial. Garrett (1989) demuestra que existe una clara relación entre las variaciones de origen no astronómico en la amplitud de la señal M_2 en niveles, con las variaciones asociadas a la oscilación sub-inercial en el nivel del mar a lo largo del Estrecho. Esta relación pone de manifiesto la existencia de algún mecanismo de interacción entre las oscilaciones sub-inerciales y la onda M_2 , lo que provoca una modificación de la señal de la M_2 en la sobreelevación. Sus resultados muestran una modificación de la amplitud de la onda relativa a la varianza de la señal estimada, que llega a ser aproximadamente el 40% para Algeciras y Gibraltar.

Mañanes *et al.* (1995) trabajando con las distorsiones que presenta la parte barotrópica de la componente u de la M_2 en el Estrecho de Gibraltar, tanto en niveles como en corrientes, encuentran que dichas distorsiones están correlacionadas con el modo barotrópico de las corrientes en las frecuencias sub-inerciales.

Si bien en líneas generales, como hemos visto, el flujo de masas de agua en el Estrecho de Gibraltar puede ser considerado como unidireccional y bicapa, existe un gran número de evidencias de que éste, en realidad, es bastante más complejo, manifestándose como consecuencia de ello una serie de fenómenos de más corta escala espacial y temporal cuyo estudio requiere especial interés.

Existen diversos antecedentes en el estudio de una dinámica del Estrecho en la que juegan un papel determinante los controles hidráulicos. Recordamos en primer lugar los estudios de Armi y Farmer (1986), que a pesar de la simplicidad de sus supuestos (ignoran los efectos de dependencia temporal, rotación terrestre, flujo no unidireccional, etc.) introducen dos puntos de control hidráulico que en líneas generales logran dar una buena aproximación de los valores del transporte, promediado durante un ciclo de marea, a través del Estrecho. Sin embargo, como fue indicado por Helfrich (1995), esta aproximación cuasi-estacionaria falla si la escala temporal para la propagación de ondas internas que viajan a lo largo del Estrecho es del mismo orden o mayor que la escala temporal mareal o de cualquier otro forzamiento barotrópico, y ésta es precisamente la situación que se da en el Estrecho; además, hay que tener en cuenta no sólo las condiciones geométricas de los puntos de control, sino la geometría total del Estrecho.

Una visión más realista del estudio de la dinámica del Estrecho es la desarrollada por Izquierdo *et al.* (2001). En su modelo, además de considerar las singularidades topográficas de las zonas de estudio que cobran relevancia como controles de su dinámica (angosturas de Tarifa, Umbral de Camarinal y Umbral de Espartel) considera la topografía global del Estrecho, así como las interacciones no lineales más significativas. No obstante, su principal aportación residía sobre todo en el estudio de la variabilidad espacio-temporal de los controles hidráulicos y la evolución de los bores internos, y la predicción de una serie de fenómenos dinámicos en el Estrecho.

1.2 Antecedentes

El proyecto de investigación “Los procesos de mezcla en el Estrecho de Gibraltar y su influencia en los procesos biológicos del entorno” (financiado por CICYT ref. REN2002-2733-C02) desarrollado durante los años 2002-2004, admitía como hipótesis de partida, que la generación de ondas internas de gran amplitud en el Umbral Principal del Estrecho de Gibraltar constituía el principal mecanismo de mezclas a través de la interfaz (Bruno *et al.*, 2002; Alonso *et al.*, 2003). Se enfatizaban los procesos de mezcla y transporte a lo largo de los ejes vertical y horizontal, admitiendo que los gradientes de propiedades asociados

tenían lugar prioritariamente a lo largo del eje longitudinal del Estrecho. De esta forma no se consideraban los transportes y procesos de intercambio que podrían darse en la dirección transversal al Estrecho, sin embargo, el análisis de los resultados obtenidos en dicho proyecto, nos permite concluir que las mezclas entre masas de agua mediterránea y atlántica y las distribuciones espacio-temporales de variables físicas y biológicas asociadas a estas mezclas, implican importantes interacciones entre la hidrodinámica de las aguas centrales del canal con las de los bordes costeros. Son estas interacciones las que se analizan en el presente trabajo.

La mayoría de los estrechos que unen cuencas oceánicas profundas, suelen presentar una dimensión transversal angosta y umbrales (zonas de mínima profundidad) en su interior, que vienen caracterizados por notables gradientes de profundidad a lo largo del eje longitudinal del canal. Estas propiedades de la geometría de estrechos son las que seguramente han propiciado que la mayoría de estudios sobre circulación de masas de agua a través de estos accidentes geológicos, se basen en admitir que los flujos se establezcan sólo en la dirección longitudinal despreciándose, por lo tanto, los posibles flujos transversales. Partiendo de esta hipótesis, se han construido un número notable de modelos 1D hidráulicos (Pratt L., 1990) en su mayoría de dos capas, para simular los intercambios estacionarios entre las cuencas y las ondas internas (tanto de marea como de más corto período), que son generadas en los umbrales. La tendencia marcada por esta clase de estudios ha sentado el prejuicio, entre la comunidad oceanográfica, de que los procesos físicos dominantes asociados a la dinámica de la circulación de masas de agua a través de estos accidentes geográficos, se manifiestan a través de la generación de gradientes en las propiedades de los flujos a lo largo de la dirección longitudinal. Para entender en qué medida esta línea de pensamiento ha influido en los estudios sobre oceanografía de estrechos, basta consultar el monográfico sobre oceanografía a través de estrechos "*The Physical Oceanography of Sea Straits*", publicado en 1990, en donde prácticamente la totalidad de los artículos se basaban en modelos 1D.

Por otra parte, desde los trabajos pioneros de Sandstrom (1969) y Wunsch (1968) se conoce que el límite entre la plataforma continental y el talud, determina una región en donde los gradientes de batimetría transversales a la costa, inducen

en los flujos estratificados que discurren por el talud. Se trata de fenómenos baroclinos que suelen acabar produciendo en mayor o menor medida mezclas de aguas profundas del talud con aguas de la plataforma continental, resultando entonces la creación de frentes de masas de agua sobre la plataforma. (Pingree R.D. *et al.*, 1978). El caso de estudio más frecuentemente encontrado en la bibliografía es el que se refiere a los frentes producidos por la interacción de los flujos de marea barotrópica transversales a la costa, con los gradientes batimétricos encontrados entre el talud y la plataforma continental. Bajo la perspectiva de estos procesos que ocurren cerca de las plataformas continentales y si consideramos que los bordes costeros de los estrechos poseen, en algunos casos, plataformas continentales de extensión considerable, no es difícil pensar que la interacción de los flujos estratificados (preferentemente orientados en la dirección longitudinal en el centro del canal) puede tener una cierta componente transversal que podría activar los procesos de mezcla entre las masas de agua más profundas del centro del canal y las aguas más superficiales de los bordes costeros. Esto conduciría a la aparición de frentes a lo largo de los bordes costeros del Estrecho y pondría de manifiesto la necesidad de tratar los procesos de transporte y mezcla de masas de agua en estrechos, con una perspectiva al menos bidimensional (considerando los intercambios de propiedades y en general la influencia mutua entre las aguas de los bordes costeros y el canal central).

Richez *et al.* (1994), describieron algunos de los patrones de circulación característicos de la zona del Estrecho de Gibraltar utilizando imágenes NOAA-AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) e imágenes SAR (*Synthetic Aperture Radar*). Las imágenes SST registradas fueron procesadas para estudiar la evolución térmica de la superficie durante un ciclo de marea en el Estrecho y sus alrededores. La Violette y Lacombe (1988), usaron técnicas similares para describir la evolución de patrones térmicos del Estrecho de Gibraltar en octubre de 1982.

En el conjunto de imágenes satélite se distinguieron áreas de temperatura relativamente más frías en el Mar de Alborán y más frías aún a lo largo de la costa española y alrededor y al sur del Peñón de Gibraltar, junto a temperaturas relativamente más altas en el Océano Atlántico. Además, constataron la presencia

de un giro anticiclónico en el Mar de Alborán (Figura 1.5). En su análisis realizaron un seguimiento de la dinámica mareal que impera en la zona, haciendo una descripción bastante detallada de las variaciones que sufre la temperatura superficial del mar como consecuencia de esta dinámica.

Así, por ejemplo, confirmaron la aparición de lo que denominan un “rasgo característico”, como observaron en su día La Violette y Lacombe (1988): dos núcleos de aguas más frías que aparecen al norte y al sur del Estrecho (al oeste de Tarifa) que acaban formando un lengua de agua sobre el Umbral de Camarinal, instante que coincide con la posición más elevada de la interfaz. Concluyeron que las imágenes NOAA-AVHRR permiten apreciar mejor las variaciones bruscas de temperatura correspondientes a regiones de frentes térmicos, *eddies*, giros y afloramientos, y a grandes rasgos su evolución. Para describir fenómenos de más corto periodo sería, no obstante, necesario disponer de secuencias de imágenes menos espaciadas en el tiempo.

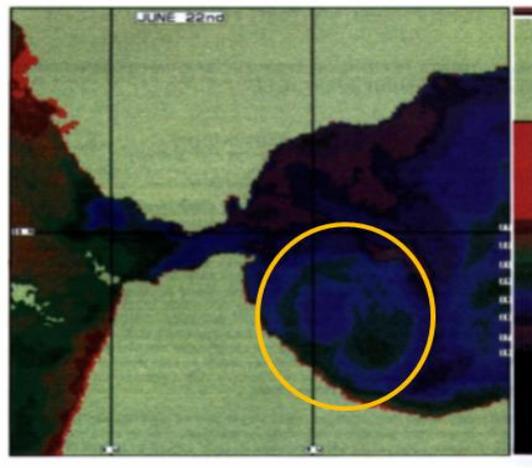


Figura 1.5: Imagen NOAA-AVHRR del Estrecho de Gibraltar. Los colores cercanos al negro corresponden a temperaturas más bajas. El círculo naranja indica la presencia del giro anticiclónico en el Mar de Alborán (Modificado de Richez et al., 1990).

Por otro lado, tanto el ciclo de marea como su amplitud aparecen *a priori* como un factor de forzamiento que induce la aparición de eventos periódicos de mezcla en el Umbral de Camarinal. Estos procesos facilitarían la llegada de aguas profundas, ricas en nutrientes, a la capa superior atlántica que fluye hacia al Mediterráneo. Por tanto, esos fenómenos de mezcla tienen importantes implicaciones biológicas y biogeoquímicas a nivel regional e incluso de la cuenca (Macías *et al.*, 2006).

Cuando se producen fuertes corrientes de marea en los ciclos de mayor amplitud, la presencia de agua mezclada es más frecuente que durante mareas muertas, originando un diagrama TS característico (Figura 1.6) el cual carece de la señal NACW. Macías *et al.* (2006) observaron una correspondencia entre los niveles más elevados de fluorescencia y la presencia de aguas mezcladas. Advirtieron además, un flujo intermitente de biomasa fitoplanctónica hacia el Mediterráneo, lo que sugiere la importante influencia del forzamiento físico en los patrones biológicos.

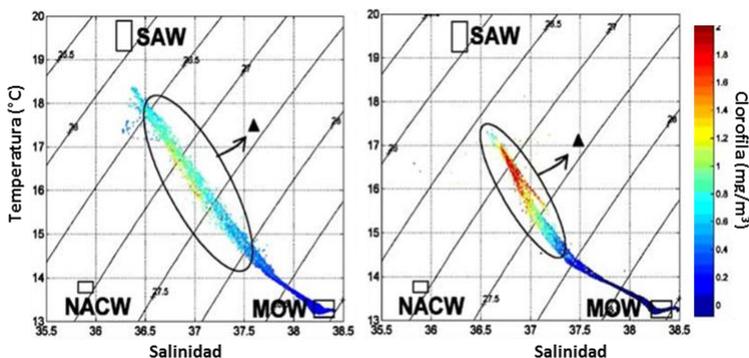


Figura 1.6: Diagramas TS. Ausencia de la señal NACW durante mareas vivas intensas. Los triángulos marcan la presencia de agua mediterránea. (Modificado de Macías *et al.*, 2006).

El análisis de los tiempos de residencia, así como de las concentraciones de clorofila en determinadas zonas del sector noreste del Estrecho pone de manifiesto la relevancia de los procesos transversales en dicha región. La

fertilización de las aguas superficiales no puede explicar por sí sola las concentraciones de clorofila medidas. Es muy probable que se produzcan succiones, por divergencias de la capa superior, de las aguas costeras ricas en clorofila desde los márgenes hacia el eje principal del Estrecho (Macías *et al.*, 2007).

Por otra parte, un fenómeno de gran relevancia en la dinámica del Estrecho de Gibraltar es la generación y propagación de ondas internas. Por ello en el próximo capítulo se hará una revisión de los antecedentes relacionados con dichos procesos.

CAPÍTULO 2: Fenómenos relevantes en la dinámica del Estrecho de Gibraltar

A continuación nos centraremos en el estudio de una serie de fenómenos concretos de la dinámica del Estrecho, que por sus consecuencias físico-biológicas demandan especial interés.

2.1 Ondas internas

Del mismo modo que se producen las ondas en la superficie libre del mar, en la interfaz aire-agua, en las superficies de separación entre capas de distinta densidad también se producen ondas, que reciben el nombre de ondas internas. Suelen tener lugar en la termoclina en mar abierto, donde la diferencia de densidad se debe principalmente a los cambios de temperatura, y en la haloclina en aguas costeras, donde la diferente densidad está originada por las distintas salinidades.

El proceso de generación de ondas internas en un fluido estratificado comenzó a ser estudiado a principios del siglo XX. Desde los primeros estudios de Zeilon (1912), se sucedieron una serie de trabajos experimentales y teóricos conducentes a la explicación del proceso por el que parte de la energía asociada a una onda barotrópica (marea superficial en el Estrecho de Gibraltar) es transferida a un proceso baroclinico (generación de ondas en la interfaz de dos medios de diferente densidad).

Las ondas internas sólo pueden entenderse al tener en cuenta controles y forzamientos de tipo geométrico, ya que son generadas por la interacción de los flujos barotrópicos con la batimetría (Farmer y Armi, 1988). Por sus peculiaridades topográficas, el Estrecho de Gibraltar es una de las regiones oceanográficas con mayor actividad de este tipo de ondas.

En el Estrecho de Gibraltar estas ondas tienen lugar en la interfaz entre aguas atlánticas y mediterráneas. Generalmente se acepta como tal a la isohalina 37.5 (Lacombe y Richez, 1982), sin embargo, en la realidad la estructura de masas de agua del Estrecho no es bicapa sino que la interfaz se asemeja más bien a una lámina de agua de espesor y profundidad variables cuyos valores oscilarían entre las salinidades típicamente atlánticas (36.2) y las mediterráneas (38.4).

Una visualización clara de la existencia de ondas internas se produce, si las circunstancias son favorables, en forma de una rugosidad en la superficie (Ruiz-Cañavate y Rico, 1996), que permite identificarlas mediante imágenes aéreas (Figura 2.1).



Figura 2.1: Imagen correspondiente al sobrevuelo del Estrecho durante la campaña del B/O “Tofiño” (2003). Se observan las rugosidades superficiales características de ondas internas de gran amplitud.

Podríamos diferenciar las ondas internas entre ondas de periodo similar al mareal (marea interna lineal), y ondas de menor periodo y mayor amplitud, originadas por la dinámica no lineal asociada a la marea interna (Figura 2.2).

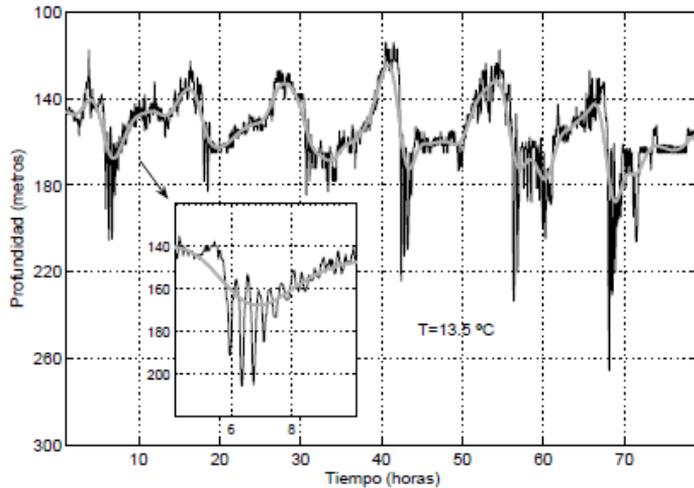


Figura 2.2: En la gráfica se puede observar la evolución temporal de la isoterma $T=13.5^{\circ}\text{C}$ a la salida del Estrecho de Gibraltar. Se diferencian dos tipos de oscilaciones; la línea gris corresponde a la marea interna y la negra, de alta frecuencia, a ondas solitarias. (Fuente: Sánchez Garrido, 2009).

Respecto a la marea interna lineal ésta se define como la oscilación vertical registrada por las isopicnas en los periodos de marea. En el Estrecho viene originada por la interacción del flujo barotrópico con el Umbral de Camarinal (Lacombe y Tchernia, 1960; Lacombe, 1961; Lacombe *et al.*, 1964; Cavanie, 1972; Boyce 1975), dando lugar a dos tipos de oscilación de la interfaz, una de ellas (Figura 2.3a) coincide con las máximas corrientes barotrópicas (la pleamar interna coincide con la máxima saliente, y la bajamar interna con la entrante, lo que indica un desfase de 90° entre marea interna y superficial); en la otra, la interfaz presenta una inclinación en la dirección transversal al Estrecho variable con el tiempo a lo largo del ciclo semidiurno de marea (Figura 2.3b). Según Candela *et al.* (1989) este gradiente transversal está relacionado con la cizalla

vertical que presenta el flujo de marea a lo largo de la columna de agua, y podría explicar, al menos parcialmente, la existencia temporal en el Estrecho de flujos transversales a la dirección principal de propagación.

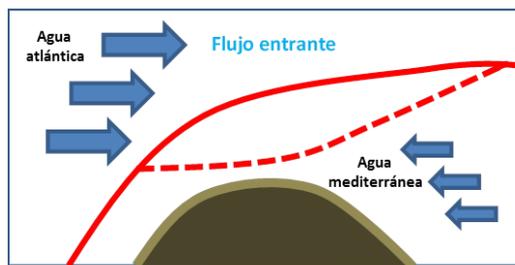


Figura 2.3a: Desplazamiento vertical de la interfaz debido al flujo mareal entrante respecto a su posición media en una sección longitudinal del Estrecho de Gibraltar.



Figura 2.3a: Desplazamiento vertical de la interfaz debido al flujo mareal saliente respecto a su posición media en una sección longitudinal del Estrecho de Gibraltar.

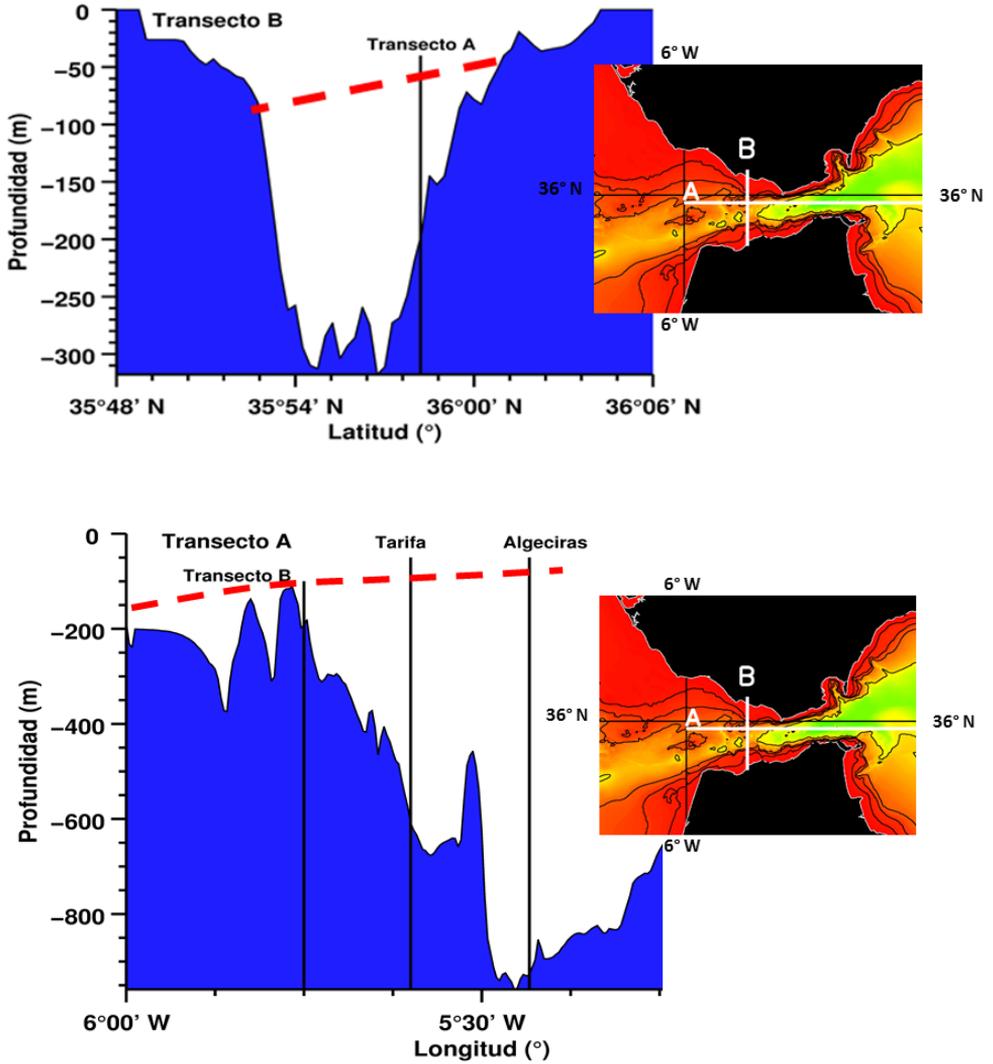


Figura 2.3b: Esquema de la distribución de la profundidad de la interfaz atlántica-mediterránea en el Estrecho de Gibraltar (línea discontinua roja). La imagen superior corresponde a la sección transversal y la inferior a la longitudinal del Estrecho.

Capítulo 2

Durante la saliente de la corriente en los periodos de mareas vivas sobre el Umbral de Camarinal se originan ondas internas de periodo inferior al mareal, y amplitudes que superan a las de la marea interna; a estas ondas se las denomina bore interno. Su formación está relacionada con el salto hidráulico producido por el intenso flujo saliente que desciende sobre la cara de sotavento del Umbral de Camarinal. En su propagación, cuando el flujo se debilita, las interferencias de estas ondas con las capas de agua más superficiales provocan una rugosidad en la superficie del mar en forma de trenes de ondas que penetran en el Mar de Alborán (Figura 2.4).

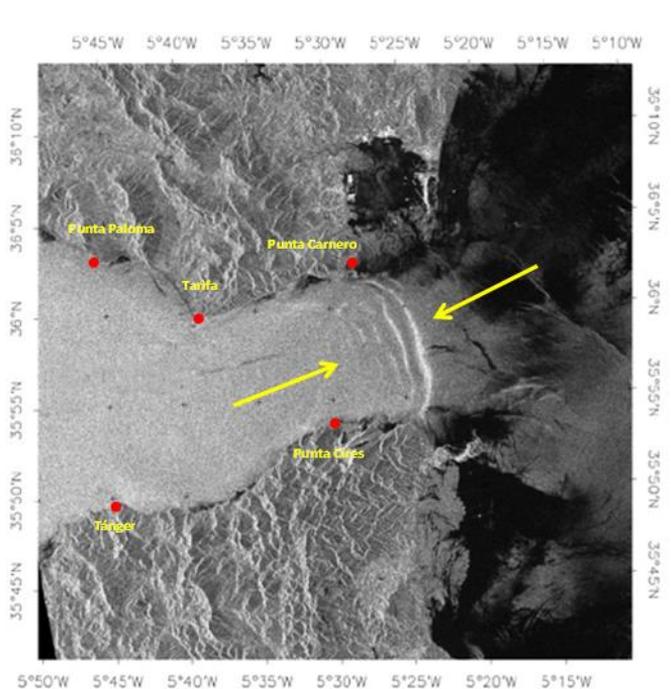


Figura 2.4: Imagen SAR del Estrecho de Gibraltar registrada por el satélite ERS-1. Entre las flechas amarillas aparece un paquete de ondas internas propagándose hacia el Mar de Alborán (ESA 1996).

Diversos autores han aportado, a lo largo del tiempo, una gran información acerca de bores internos y ondas solitarias de corto periodo en el Estrecho (Armi y Farmer, 1988, entre otros). Todo parece indicar que los bores internos de gran amplitud (del orden o superior a los 100 m) desplazándose hacia el este se forman durante el flujo mareal en el Umbral de Camarinal (Ziegenbein, 1969 y 1970). Estos se acompañan de otros de menor amplitud que se desplazan al oeste y que se liberan en el Umbral al final del flujo mareal.

El bore interno ha sido estudiado mediante modelos bidimensionales hidrostáticos de alta resolución, básicamente bicapa y no lineales, que establecen la variación espacio-temporal de los principales controles hidráulicos del Estrecho (Izquierdo *et al.*, 2001).

Las ondas internas resonantes tienen lugar durante los momentos de máxima saliente del flujo de marea, bajo condiciones de mareas muertas. La señal del fenómeno en superficie (Bruno *et al.*, 2000) consiste en el establecimiento de varias bandas rugosas, en las que el mar parece estar en plena ebullición (Figura 2.5), de aproximadamente 400 m de ancho, alternadas por zonas de calma. Las bandas se disponen de forma paralela entre sí con una distancia entre ellas de aproximadamente 1 Km (Figura 2.1), situándose la primera sobre el Umbral de Camarinal. La estructura completa se extiende hacia el Atlántico abarcando una longitud total de unos 3 Km. Dicha onda, que en ausencia de flujo se propagaría hacia el Mediterráneo, permanece inmóvil sobre el Umbral “arrestada” por el flujo que en ese momento se dirige, en ambas capas, hacia el Atlántico. Así se mantiene durante más de cuatro horas, hasta que la corriente se debilita lo suficiente y entonces las ondas son “liberadas”, propagándose hacia el Mediterráneo.



Figura 2.5: Imagen tomada desde el B/C "Malaspina" durante una de las campañas del "Proyecto Gibraltar" (2002) en la que se aprecian los típicos "hervideros".

Vázquez (2006), clasifica las ondas internas generadas en el Umbral de Camarinal en dos tipos diferentes:

Ondas energéticas con enormes desplazamientos verticales de las isopícnas que llevan asociadas intensas corrientes en las componentes u y w . Este tipo de ondas se generan en los momentos de máxima saliente en el Umbral de Camarinal, habitualmente durante periodos de mareas vivas, permaneciendo retenidas en la cara de sotavento del umbral durante una hora, hasta que cesa el flujo saliente. Estas serían las denominadas Tipo I.

Las ondas de Tipo II se observan en periodos de mareas muertas con intensidades de corriente débiles. Se trata de ondas menos energéticas que las de Tipo I, y donde los desplazamientos verticales de las isopícnas muestran menores amplitudes. Al ser el flujo de salida menos intenso no permanecen atrapadas mucho tiempo a sotavento del umbral.

Asimismo, Vázquez (2006) concluye después de un minucioso estudio de las ondas de Tipo I, que la generación de las ondas se produce antes de la máxima saliente en Camarinal. Obtiene valores para la componente u de la velocidad

comprendidos entre -1.5 y -1.00 m/s (sentido hacia el Atlántico), produciéndose la liberación de las mismas después de la máxima saliente. Además, establece una relación directa entre el tiempo de retención de las ondas y la intensidad de la máxima saliente en el umbral, aumentando el tiempo de retención del salto hidráulico a medida que lo hace la intensidad de la corriente.

De la información que suministra la predicción de corrientes de marea en superficie (45 m) y de las observaciones de la presión atmosférica en el Mediterráneo occidental se puede pronosticar la generación de ondas internas de gran amplitud (Vázquez *et al.*, 2008). Estas variaciones de presión actúan activando en mareas muertas, e inhibiendo en mareas vivas, la generación de estas ondas internas en el Umbral de Camarinal.

2.2 Consecuencias de los procesos de ondas internas en el Estrecho de Gibraltar

2.2.1 Procesos de mezcla

Los procesos de mezcla en el océano están íntimamente relacionados con la inestabilidad producida en la columna de agua. Comprender esta inestabilidad requiere partir de lo que en oceanografía se entiende por el concepto de estabilidad estática. Para ello se debe tener en cuenta la distribución de densidad respecto a la profundidad. Si en ausencia de movimiento $\partial\rho/\partial z < 0$, la densidad aumenta con la profundidad, el fluido será estáticamente estable. Si por el contrario $\partial\rho/\partial z > 0$, la densidad disminuye con la profundidad, el fluido será estáticamente inestable y producirá un movimiento vertical de la columna de agua para restablecer la estabilidad estática. Recordemos que la frecuencia de Brunt-Väisälä (N) se relaciona con la estabilidad estática de un fluido mediante la expresión:

$$N^2 = -\left(\frac{g}{\rho_0} \frac{d\rho}{dz}\right) \quad [2.1]$$

A través de una columna de agua estáticamente estable, la inestabilidad puede desarrollarse. Por ejemplo, si dos masas de agua de igual densidad pero con distinta combinación de temperatura y salinidad están en contacto, una sobre otra, la diferencia de difusión de las dos propiedades puede aumentar los cambios de densidad, los cuales crean inestabilidad. Esto se conoce por doble difusión. La doble difusión puede jugar un papel muy importante en la mezcla a pequeña escala en los océanos y en los perfiles de temperatura y salinidad. En el Estrecho la doble difusión entre aguas más cálidas y menos salinas (capa atlántica) y aguas más frías y saladas (capa mediterránea) daría lugar a una interfaz relativamente estable.

Se puede considerar la estabilidad en casos de estabilidad estática, pero sin movimiento inicial, porque si hay movimiento, particularmente movimiento turbulento generado por cizalla vertical de velocidad o fuerte inestabilidad estática, la difusión turbulenta dominará y probablemente evitará los efectos de la doble difusión.

Aunque en líneas generales el fenómeno de doble difusión puede llegar a ser bastante relevante a la hora de explicar los procesos de formación de interfaces entre masas de agua, en el caso del Estrecho la inestabilidad se origina como consecuencia de movimientos turbulentos de un fluido en el que no sólo se consideran dos capas de agua de densidades diferentes sino también de velocidades distintas. Hablamos entonces de inestabilidad dinámica.

Esta inestabilidad recibe el nombre de inestabilidad de Kelvin-Helmholtz y tiene lugar como respuesta al crecimiento de perturbaciones en las superficies isopícnas por determinadas longitudes de onda de las ondulaciones internas bajo las condiciones dadas por el estado base del flujo, caracterizado por los perfiles de densidad y velocidad (Kundu, 1990). Para un flujo bicapa el criterio a partir del cual se garantiza tal inestabilidad es:

$$g(\rho_2^2 - \rho_1^2) < k\rho_1\rho_2[u_1(t) - u_2(t)]^2 \quad [2.2]$$

donde g es la constante de la gravedad, ρ_i y u_i son la densidad y velocidad de la capa i ($i=1, 2$ representa la capa superior e inferior respectivamente) y k es el

número de onda. Por lo tanto, la creación de una inestabilidad de Kelvin-Helmholtz no va a depender únicamente de la estratificación y cizalla del medio, sino también de la longitud de onda a partir de la cual se desencadena la inestabilidad, de manera que perturbaciones de longitud de onda menor son más propensas a la inestabilidad.

En el caso de fluidos estratificados el criterio para determinar la ocurrencia de los procesos de mezcla viene establecido por el número de Richardson. Una columna de agua estáticamente estable podría llegar a ser dinámicamente inestable y desarrollar movimientos turbulentos a pequeña escala. La generación de turbulencia requiere un gradiente de velocidad. Considerando nulas las componentes v y w de la velocidad y asumiendo que u sólo es función de la profundidad, entonces $\partial u / \partial z$ será el único gradiente de velocidad. La posible generación de turbulencia es independiente del signo de $\partial u / \partial z$, la inestabilidad dinámica puede ocurrir tanto si u aumenta o disminuye en un sentido o en otro. Por tanto una medida de la importancia relativa de la estabilidad o de la tendencia a la inestabilidad puede expresarse a partir del mencionado número adimensional de Richardson:

$$Ri = \frac{N^2}{(\partial u / \partial z)^2} \quad [2.3]$$

en el cual vienen relacionados la frecuencia de flotabilidad y el gradiente vertical de velocidad. Asumiendo pequeñas fluctuaciones sobre la media, Miles (1961) demostró que una cizalla de flujo estratificado es estable si $Ri > 0.25$. Por el contrario si $Ri < 0.25$ entonces se favorece la turbulencia.

La inestabilidad de Kelvin-Helmholtz es frecuente en la naturaleza, tanto en la atmósfera como en el océano, siendo la mayor fuente de generación los fenómenos de ondas internas (Kundu, 1990). El Estrecho de Gibraltar constituye un entorno ideal para este tipo de fenómenos tanto por la fuerte estratificación y cizalla vertical que caracteriza a sus flujos, como por la frecuencia con la que se producen ondas internas.

El modelo bicapa cuasi-estacionario que rige la dinámica básica del Estrecho conlleva una considerable cizalla vertical de velocidades en la interfaz. Esta cizalla es la responsable de la aparición de procesos turbulentos generadores de mezclas entre las masas de agua atlántica y mediterránea. Como ya comentamos en el Capítulo 1, los umbrales de Espartel, de Camarinal y el estrechamiento de Tarifa constituyen controles hidráulicos, en los que los flujos adquieren un régimen crítico o supercrítico que produce un aumento de la cizalla de la interfaz, por tanto estas zonas cobran especial relevancia en el estudio de los procesos de mezcla (Armi y Farmer; Farmer y Armi, 1988; Wesson y Gregg, 1994).

Los flujos mareales y los forzamientos meteorológicos afectan a la magnitud de la cizalla (García-Lafuente *et al.*, 2000) lo que implica una variación temporal de los procesos de mezcla. Igualmente, las ondas internas acentúan la mezcla a través de la interfaz tanto por aumento de la cizalla vertical (en las crestas y en los senos de las ondulaciones) como por la rotura de la propia interfaz (cuando se produce el afloramiento de ésta en superficie). La Violette y Lacombe (1988) a partir de análisis de imágenes satélite identificaron el Umbral de Camarinal como una zona de frecuentes afloramientos de masas de agua.

Los procesos de mezcla, como vemos, son fundamentales para comprender la dinámica de los procesos biológicos que tienen lugar en el área del Estrecho de Gibraltar. Hasta hace algunos años los estudios de mezcla en el Estrecho se basaban en datos experimentales (Minas *et al.*, 1991; Wesson y Gregg, 1994) y no existía ningún modelo numérico de acoplamiento físico-biológico de aplicación en la zona, tan sólo modelos conceptuales que relacionaban la dinámica de poblaciones de plancton con procesos de mezcla y advección (Gómez *et al.*, 2000a, 2000b, 2001; Echevarría *et al.*, 2002; Bruno *et al.*, 2002). Macías (2006) y Vázquez (2006) en sus Tesis Doctorales aplicaron modelos numéricos de acoplamiento entre procesos físicos y biológicos, para explicar, entre otros fenómenos, los principales procesos de mezcla y advección que se producen en el canal principal del Estrecho.

Vázquez (2006), utiliza el modelo hidrodinámico desarrollado por Izquierdo *et al.* (2001). Por sí mismo este modelo no simula los procesos de

difusión y mezcla entre capas, pero sí obtiene buenos resultados de las velocidades de la corriente en diversas localizaciones del Estrecho, reproduciendo de forma aceptable los procesos de advección en las dos capas. Vázquez (2006) acopla a los resultados de este modelo hidrodinámico un modelo interfacial asociado a la aparición de inestabilidades del tipo Kelvin-Helmholtz, que permite reproducir procesos de mezcla entre capas. Según este modelo se admite la aparición de unos vuelcos característicos en la interfaz que dan lugar una capa de mezcla de espesor δ_m en la que se asume que la densidad y la velocidad varían linealmente entre los valores correspondientes de las capas superior e inferior (Figura 2.6).

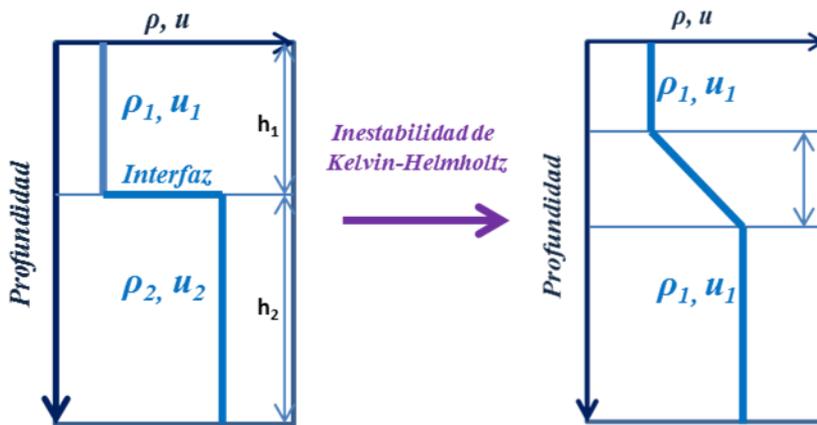


Figura 2.6: Esquema de un sistema bicapa antes y después de formarse la capa de mezcla.

2.2.2 Acoplamiento físico-biológico en el Estrecho de Gibraltar

Trascendiendo el punto de vista de la dinámica del Estrecho aportado por la Oceanografía Física, todo proceso de mezcla de masas de agua, o en general todo proceso que implique una acusada variabilidad espacio-temporal de la dinámica de los flujos en el océano puede, con toda seguridad, conllevar importantes consecuencias en el ámbito Químico-Biológico.

Los procesos de mezcla vertical que tienen lugar a lo largo del Estrecho de Gibraltar son especialmente intensos en el área del Umbral de Camarinal. Estos procesos permiten una inyección de agua profunda rica en nutrientes en la capa de agua superficial que se dirige hacia el Mediterráneo. La dependencia mareal permite que estos fenómenos se produzcan de forma discontinua pero altamente predecible, de manera que los organismos son capaces de adaptarse mejor a ellos.

Los procesos de mezcla vertical debidos a las ondas internas son capaces de redistribuir las células de fitoplancton (Lamb, 1997), causando, por ejemplo, un ascenso de las mismas a la superficie (Witman *et al.*, 1993; Leitcher *et al.*, 1998) o un empaquetamiento en manchas de alta concentración de clorofila (Granada *et al.*, 1995; Lennert-Cody y Franks, 1999; Helfrich y Pineda, 2003).

Estos procesos de mezcla en la región del umbral, y sus consecuencias en las alteraciones y evolución de la biomasa de la zona han sido tratados en algunos casos de manera muy específica. Wesson y Gregg (1994), encontraron que los valores más altos de disipación de energía cinética turbulenta en procesos de mezcla se encontraban asociados a la generación de los procesos ondulatorios internos que ocurrían en el Umbral de Camarinal. Además, su origen puede estar motivado, como decimos, no solo por procesos dinámicos que claramente conlleven rápidos movimientos verticales de las masas de agua (como las ondas internas y los bores) sino en general por cualquier proceso dinámico en la zona que rompa el régimen de pseudo-estacionariedad, tradicionalmente asumido para las corrientes en el Estrecho. Por tanto, un estudio completo de la dinámica de los procesos físicos de la región del umbral tiene una importante consecuencia en el ámbito biológico.

Como mencionamos en el apartado anterior, los primeros trabajos donde se relacionan procesos físicos y biológicos en el Umbral de Camarinal fueron los realizados por Gómez *et al.* (2000), Echevarría *et al.* (2002) y Bruno *et al.* (2002). En el contexto del proyecto europeo CANIGO (*CANary Islands and Gibraltar-Azores Observations*) se realizó un análisis de la distribución de algunas variables biogeoquímicas y su relación con la hidrodinámica del Estrecho de Gibraltar (Parrilla *et al.*, 2002; Parrilla *et al.*, 1989). En él se planteó la respuesta de la estructura de la comunidad planctónica al forzamiento físico haciendo énfasis en

dos fenómenos que se consideran claves en la conexión con la biología: la posición y oscilación de la interfaz y los procesos de mezcla en el Umbral de Camarinal.

Los datos analizados para el estudio provienen de dos campañas oceanográficas. La primera llevada a cabo del 18 a 25 de junio de 1997 a bordo del buque “Cornide Saavedra” y la segunda, del 2 a 9 de Septiembre de 1997 a bordo del buque “Thalassa” (Figura 2.7). Se comprobó que la biomasa de fitoplancton aumenta en un eje que va desde el SO hacia el NE con una tendencia paralela a la progresiva elevación de la interfaz. La posición de la interfaz, más somera en el Mediterráneo, sobre todo en el Norte, y más profunda en el Atlántico, favorece que las células de fitoplancton queden incluidas en una capa de agua más superficial y mejor iluminada hacia el NE mientras que en el SO permanecen en una capa de mezcla más profunda.

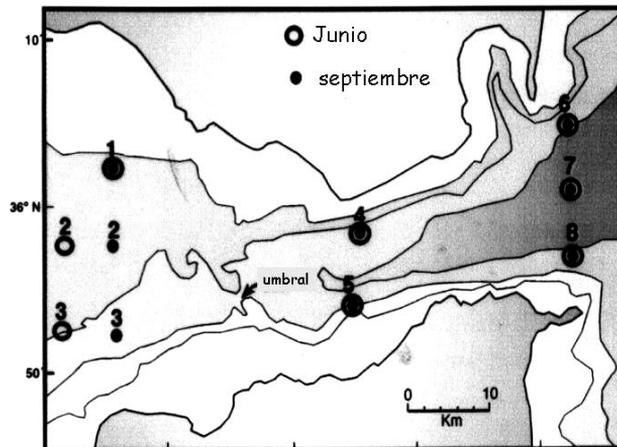


Figura 2.7: En el mapa se muestra la localización de las estaciones de muestreo correspondientes a las campañas realizadas en junio y septiembre de 1997, en el marco del Proyecto CANIGO. (Fuente: Proyecto CANIGO).

Igualmente, se observa que en la sección este del Estrecho se alcanzan altos niveles de clorofila en la capa superficial (Gómez *et al.*, 2000a; Echevarría *et al.*, 2002) sugiriéndose que los procesos que ocurren en el Umbral de Camarinal son los responsables de este enriquecimiento (Gómez *et al.*, 2001). La distribución de biomasa se ve afectada tanto por la termoclina como por la interfaz. En el sector atlántico, ambas discontinuidades son más profundas y se encuentran separadas una de otra más de 100 m. Avanzando hacia el NE la interfaz va ascendiendo, acercándose cada vez más a la termoclina hasta que ambas coinciden. Este hecho junto justifica las mayores concentraciones de biomasa y clorofila halladas (Gómez *et al.*, 2000; Reul *et al.*, 2002).

A partir de los resultados de las campañas desarrolladas durante el mes de octubre de 2008 a bordo del B/O “Sarmiento de Gamboa” en el marco del Proyecto I+D: “Procesos sub-mesoescalares de transporte, mezcla y difusión en el Estrecho de Gibraltar” se pudo llegar a una distribución espacio-temporal mucho más precisa de clorofila, nutrientes y patrones biogeoquímicos en general en la zona del Estrecho.

Durante mareas muertas las aguas oligotróficas procedentes del golfo de Cádiz fluyen a través del Estrecho. En estas condiciones mareales el flujo de aguas centrales del Atlántico Norte (NACW) constituye la principal entrada de nutrientes a la capa superficial del Mar de Alborán, registrándose concentraciones muy bajas de clorofila en el canal principal del Estrecho. Durante episodios de mareas vivas, sin embargo, se detecta una llegada intermitente de núcleos con altos niveles de clorofila simultáneos con la presencia de ondas internas procedentes del Umbral de Camarinal. Tiene lugar entonces una intensa mezcla a través de la interfaz entre aguas atlánticas y mediterráneas debido a la fuerte cizalla de velocidades y a una localización más somera de la interfaz, que favorece la inyección de nutrientes en la capa superior. Este flujo regular de grandes y activas células de fitoplancton constituye un aporte relevante al ecosistema pelágico del Mar de Alborán. Este aporte de constituyentes biogeoquímicos es particularmente relevante en periodos en los que el afloramiento costero del Mar de Alborán es más débil que el usual (Ramírez-Romero *et al.*, 2012, 2014).

La singularidad de algunos de los fenómenos físicos originados en el Umbral de Camarinal, como es el caso de los llamados “hervideros” nos lleva a comentarlos con algo más de detalle.

El fenómeno de los hervideros es tan sólo la manifestación en la superficie del mar de las ondas internas de gran amplitud que se generan en el Umbral de Camarinal. Este fenómeno lleva asociada una clara respuesta local en la biología de las zonas sobre las que éste se extiende. Ésta es la consecuencia de los procesos de convergencia en la capa superior inducidos por los desplazamientos de la interfaz que producen las ondas internas. En zonas donde la interfaz se sitúa más cerca de la superficie (crestas de las ondas internas), el espesor de la capa superior se reduce y la velocidad del flujo tiende a aumentar, mientras que en las zonas donde la interfaz está más profunda (seno de la onda interna) el espesor de la capa superior aumenta y la velocidad del flujo disminuye. Por tanto, en la transición entre las crestas y los senos de la onda interna es donde el gradiente de velocidad es máximo, y es en esta zona donde se produce el hervidero, como resultado del choque entre las aguas más rápidas sobre la cresta de la onda y las más lentas sobre los senos. Como ejemplo, centrémonos ahora en la capa más superficial en el instante de la generación de una onda interna de gran amplitud en el Umbral de Camarinal; se establece un importante gradiente de velocidad (ésta se reduce bruscamente a sotavento del umbral) y es precisamente aquí donde se observa el hervidero más intenso. Registros realizados a partir de ecosondas junto a medidas de velocidad, ponen de manifiesto la presencia de una mayor concentración de biomasa en las zonas de convergencia de la capa superior (Figuras 2.7a y 2.7b). Esta concentración de biomasa originada por la onda interna explica el interés que despierta el fenómeno de los hervideros entre la comunidad pesquera (Bruno *et al.*, 2007).

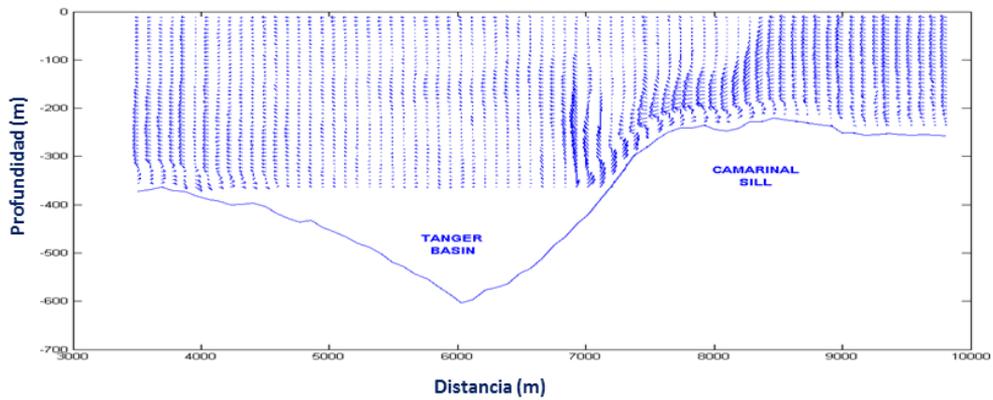


Figura 2.7a: Medidas de velocidad de corriente en una sección longitudinal del Estrecho (Bruno y Vázquez, 2007).

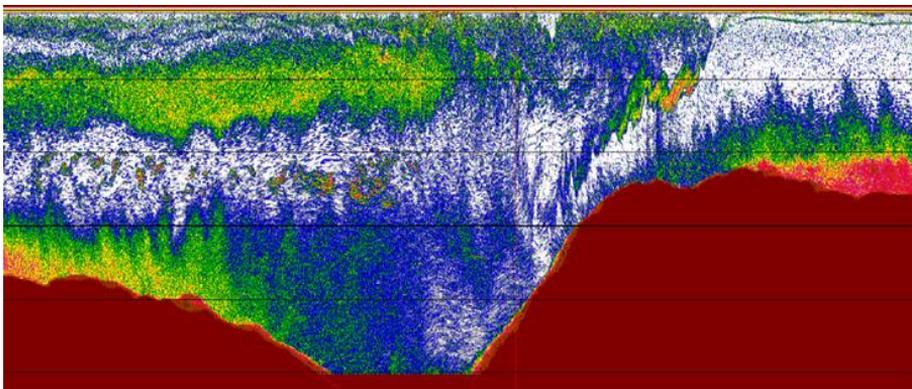


Figura 2.7b: Registros de la ecosonda EK500 correspondientes a la sección anterior (Vázquez, 2006). Los tonos verde-azules indican las zonas de mayor concentración de materiales, que corresponden con las de menor velocidad.

Hasta ahora se ha comentado la correlación entre los fenómenos de mezcla y generación de ondas internas, cizalla y ascenso de la interfaz con los patrones

biogeoquímicos encontrados a lo largo del canal central del Estrecho y a su salida al Mar de Alborán. Sin embargo, las distribuciones de clorofila a lo largo del margen costero entre Punta Camarinal y Punta Tarifa, así como la acumulación observada a mayor distancia de la costa frente a Punta Paloma sólo pueden ser explicadas si asumimos la existencia de flujos transversales en la zona, cuyo análisis y justificación serán desarrollados en el Capítulo 4.

CAPÍTULO 3: Metodología. Adquisición y procesamiento de los datos

3.1 Descripción de los datos empleados

En el presente capítulo describiremos los diferentes tipos de registros, imágenes y observaciones realizadas a lo largo de diferentes campañas oceanográficas utilizados en este trabajo, y cuyo análisis en profundidad se desarrollará a lo largo de capítulos posteriores. Además, se proporciona información de forma más o menos concisa de las técnicas y métodos empleados en función de su relevancia dentro del estudio.

La relación de registros y datos disponibles es la siguiente:

- Medidas de velocidad de corriente, procedentes de correntímetros mecánicos (AANDERAA RCM7) y ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*).
- Imágenes satélite de temperatura superficial del mar (SST, *Sea Surface Temperature*), obtenidas del Centro de Recepción, Proceso, Archivo y Distribución de imágenes de observación de la Tierra (CREPAD) y del Centro Andaluz de Ciencia y Tecnología Marinas (CACYTMAR).

- Imágenes aéreas SST de alta resolución, obtenidas por el Instituto Nacional de Técnicas Aeroespaciales (INTA).
- Registros de temperatura y salinidad a partir de termosalinógrafos.
- Registros de fluorescencia.
- Predicciones de corriente de marea generadas con el programa TIDEX.
- Predicciones de campos de viento y de presión a partir de modelos de simulación meteorológica MM5 (Modelo Mesoescalar 5ª Generación).
- Datos de velocidad de corriente procedentes de radares de alta frecuencia instalados en tierra.
- Experimentos numéricos.

Como hemos mencionado en el capítulo anterior, las distribuciones de clorofila a lo largo del margen costero entre Punta Camarinal y Punta Tarifa y la acumulación registrada a mayor distancia de la costa frente a Punta Paloma, se explicarían si asumiésemos la existencia de flujos transversales en la zona.

Con el fin de evidenciar el transporte transversal de masas de agua desde la costa hacia el centro del canal, se realizaron medidas de velocidad de la corriente, registradas simultáneamente en los bordes costeros y en el canal central del Estrecho. Se han reunido en un primer grupo los datos correspondientes a intensidad de corriente (registrados a partir de correntímetros mecánicos y perfiladores ADCP fondeados en los respectivos márgenes del Estrecho) imágenes SST de alta resolución (adquiridas con el sensor AHS aerotransportado) y las predicciones de corriente. Por otro lado, los registros de fluorescencia, temperatura y salinidad, junto con las predicciones de presión atmosférica, viento y marea, además de imágenes SST procedentes de satélites NOAA, se han empleado para demostrar que el enfriamiento de las aguas superficiales a la salida del Estrecho, en determinados momentos, es consecuencia de las surgencias en Camarinal y no sólo debido a episodios de vientos de poniente en el Estrecho, que favorecen la presencia del afloramiento de Estepona.

La recopilación de la mayoría de las observaciones al principio enumeradas se realizaron fundamentalmente a partir de dos campañas oceanográficas: la enmarcada en el Proyecto “Estudio de la corriente en los bordes

costeros del Estrecho y zona central del Umbral Principal del Estrecho” Ref. OT2004/158, a bordo del B.O. “García del Cid” y el B.O “E. EVA” (Figura 3.1a) (octubre 04-diciembre 04 y diciembre 04-febrero 05); y la campaña oceanográfica “Gibraltar 2008”, del proyecto del Plan Nacional de I+D+I “Procesos sub-mesoescalares de transporte, mezcla y difusión en el Estrecho de Gibraltar”. Ref.CTM2005-08142-03-02/MAR, realizada a bordo del B.O. “Sarmiento de Gamboa” (Figura 3.1b) entre los días 15 de Septiembre y 12 de Octubre de 2008, en aguas del Estrecho de Gibraltar y Mar de Alborán.



Figura 3.1a: A la izquierda el Buque Oceanográfico “García del Cid” y a la derecha el Buque Oceanográfico “E.EVA”.



Figura 3.1b: Buque Oceanográfico “Sarmiento de Gamboa”.

Los datos referidos a las velocidades de corriente se obtuvieron de la región del Umbral Principal del Estrecho de Gibraltar, en varias estaciones de medida. En la Figura 3.2 se muestra la localización de las diferentes medidas realizadas en ambas campañas. Los puntos azules corresponden a los fondeos realizados durante la campaña “Gibraltar 08”, localizados en el Bajo de los Cabezos (costa española) y en las proximidades de la bahía de Tánger (costa marroquí), mientras que las líneas azules corresponden a los transectos realizados por el B.O “Sarmiento de Gamboa” durante la misma campaña. Los puntos rojos representan, respectivamente, el fondeo frente a la costa marroquí, llevado a cabo por el B.O “García del Cid”, y las medidas realizadas con un correntímetro doppler instalado en el B.O “E. EVA”. Durante estas campañas se registraron medidas simultáneas de velocidad de la corriente en los bordes costeros y en el canal central del Estrecho.

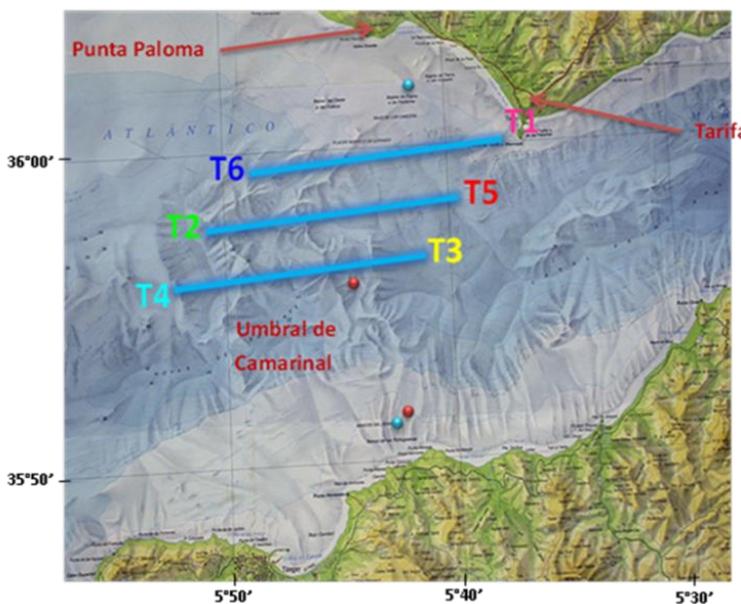


Figura 3.2: Localizaciones de los fondeos y transectos realizados durante las campañas antes citadas. Los puntos azules corresponden a los fondeos realizados durante la campaña “Gibraltar 08”; los rojos a los de la campaña de los “bordes costeros”; y las líneas azules a los transectos realizados por el B.O “Sarmiento de Gamboa”.

Para determinar la variabilidad de las corrientes superficiales en la región este del Estrecho de Gibraltar, así como sus consecuencias tanto en la trayectoria del AJ (*Atlantic Jet*) como en el desarrollo del giro anticiclónico occidental del Mar de Alborán, se han empleado medidas de corriente superficial procedentes de tres radares de alta frecuencia instalados en punta Carnero (Algeciras), en Ceuta, y en Tarifa, respectivamente (Figura 3.3).

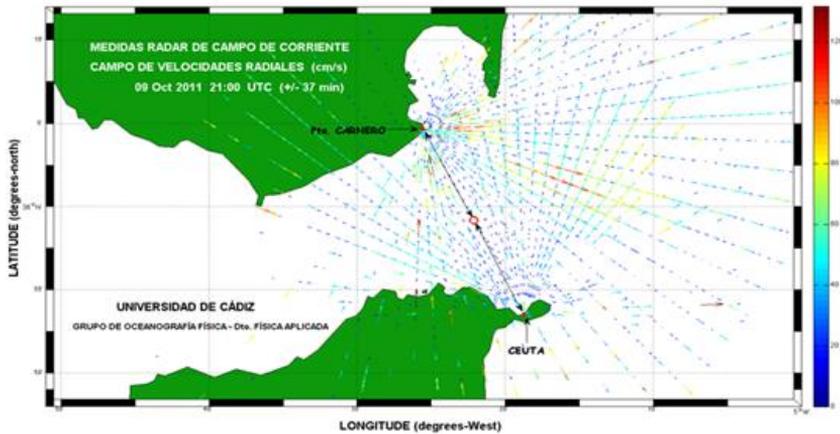


Figura 3.3: mapa de velocidad radial registrada por los radares de alta frecuencia CODAR. Solo se muestran las medidas realizadas por los instalados en Algeciras y Ceuta.

Debido al tratamiento aplicado a los datos de intensidad de corriente obtenidos a partir de los radares (análisis con Funciones Empíricas Ortogonales) y a la relevancia de los resultados obtenidos, el análisis de los mismos se desarrollará a lo largo del Capítulo 5.

3.2 Registros de intensidad de corriente

A continuación haremos una descripción detallada de los datos más significativos de nuestro estudio, antes relacionados. Comenzaremos por los registros correspondientes a la velocidad de la corriente.

Una vez obtenidas las series temporales de corriente, registradas en los fondeos de ambas campañas y aplicados los correspondientes controles de calidad, se procedió al cálculo de las constantes armónicas de las principales constituyentes de marea para cada una de las componentes de la velocidad. Para realizar el análisis armónico se empleó el método de ajuste por mínimos cuadrados a frecuencias de marea.

Esta técnica considera que la serie temporal registrada se puede descomponer en la suma de M constituyentes armónicas, cada una de ellas asociada a una frecuencia predeterminada, la astronómica, obtenida a partir del desarrollo del potencial armónico de mareas (Doodson, 1921; Cartwright y Taylor, 1971; Cartwright y Edden, 1978; M.G.G Foreman, 1978, M.G.G. Foreman y R.F. Henri, 1989).

El resultado de dicho análisis es el conjunto de constantes armónicas necesarias para realizar predicciones de las corrientes en estas regiones costeras, que junto con las imágenes de temperatura superficial del mar de alta resolución (7 metros) adquiridas mediante un sensor AHS (*Airborne Hyperspectral Scanner*) aerotransportado en el avión C212 del INTA (Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial), servirán para el estudio de los transportes transversales en el Estrecho.

Las predicciones de corriente se realizaron a partir del programa TIDEX, desarrollado por el Grupo de Oceanografía Física de la Universidad de Cádiz, a partir del cual, disponiendo de los armónicos para una zona concreta se pueden obtener las predicciones de la intensidad de la corriente para ese punto.

3.2.1 Campaña en los bordes costeros (2004-2005)

El objetivo de esta campaña era obtener medidas de las corrientes en los bordes costeros de la zona del Umbral de Camarinal. Se pretendía registrar datos de corriente durante al menos 30 días, y a partir de su posterior análisis armónico, poder realizar predicciones de corriente.

Las observaciones de velocidad adquiridas durante la campaña proceden de dos correntímetros mecánicos autónomos RCM7 de la marca AANDERAA, fondeados en la costa marroquí (Figura 3.2), mientras que las correspondientes al canal central se adquirieron a partir de un perfilador de corrientes ADCP instalado en el B.O “E.EVA”. El plan de campaña originalmente preveía recopilar medidas de los fondeos realizados en ambos márgenes del Estrecho. El día establecido para la recogida de los equipos sólo se pudieron recuperar los de la costa marroquí, como consecuencia de las fuertes corrientes existentes en la costa española, que impidieron realizar las maniobras de recuperación. En un segundo intento, desafortunadamente, el fondeo no pudo recuperarse debido a la pérdida de material y a los daños originados por la posible interceptación de un barco arrastrero, frecuentes en aquella zona. La Figura 3.4 muestra el estado en que se halló el fondeo de la costa española.

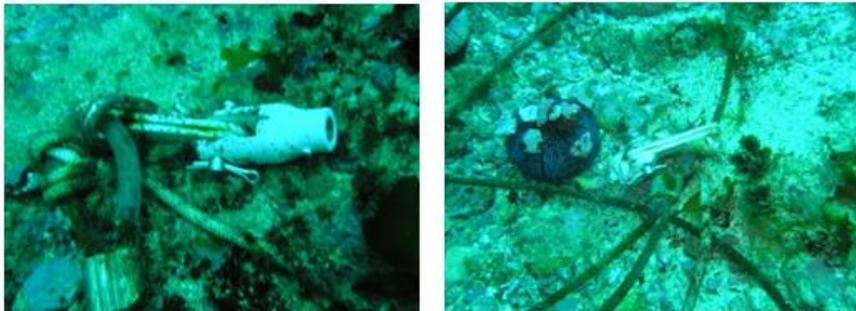


Figura 3.4: Las fotografías “in situ” muestran con detalle los restos del fondeo realizado en la costa española.

Los correntímetros RCM7 estaban equipados con sensores de temperatura, presión, conductividad, dirección y velocidad. La línea de fondeo (Figura 3.5) contaba con dos RCM7 situados a diferentes profundidades, determinándose un intervalo de muestreo de 30 minutos. El número de medidas se selecciona previamente, pues viene condicionada por la limitación de la capacidad de almacenamiento, es por ello que hay que considerar el tiempo de registro y, en función de él, elegir la frecuencia de adquisición de los datos.

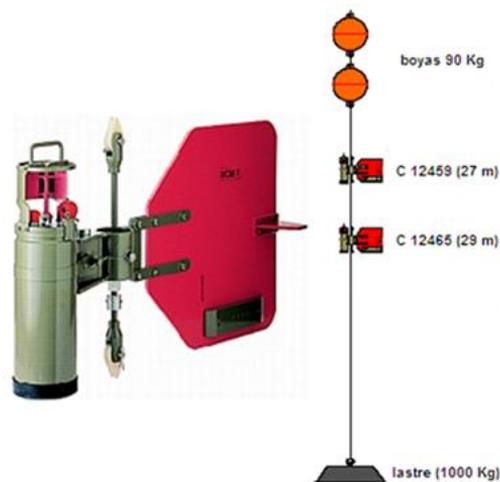


Figura 3.5: La imagen de la izquierda corresponde a un correntímetro mecánico RMC7 de la marca AANDERAA; a la derecha se muestra un esquema de la línea de fondeo situada en el margen costero marroquí.

Cuando el periodo de almacenamiento de datos es prolongado, como es nuestro caso, el riesgo de proliferación de algas y plancton en los rotores de los aparatos es un factor que no se puede obviar, pues afectaría ralentizando el giro de los mismos y por tanto, falseando las medidas de velocidad. Para poder observar las pequeñas variaciones que esto puede originar a lo largo del periodo de registro, la recopilación de los datos se realizó en dos bloques de dos meses de duración cada uno (el primero de ellos comprendido entre el 29 de octubre de 2004 y el 28 de diciembre del mismo año y el segundo, entre el 28 de diciembre de 2004 y el 26 de febrero de 2005). En la Tabla 3.1, se muestra la información de los aparatos fondeados en la costa marroquí.

Nº de serie RCM7	Nº de serie DSU	Intervalo muestreo (min.)	Profundidad (m)	Puesta en marcha
12459	13968	30	27	09:00 UTC 29/10/04
12465	14207	30	29	08:45 UTC 29/10/04

Tabla 3.1: Resumen de información aportada por los correntímetros RCM7 fondeados en la costa marroquí. Fondeo localizado a 40 metros.

El proceso de tratamiento de datos en este tipo de correntímetros se inicia una vez extraídas las unidades de almacenamiento (DSU). Se aplicaron los correspondientes polinomios de calibración para obtener ficheros ASCII, y a continuación se eliminaron los datos anómalos del fichero: los relacionados con el proceso de instalación, puesta en marcha y retirada de los correntímetros, además de aquellos en los que se observa un cambio brusco en las medidas de conductividad.

A la hora de representar gráficamente las series temporales de velocidad, para obtener un mayor contraste entre las componentes longitudinal y transversal de la misma, se procedió a rotar el sistema de referencia, de manera que coincidiera la componente u de la velocidad con la dirección predominante este-oeste.

De las medidas registradas con el ADCP instalado en el B.O. “E.EVA”, se seleccionaron las comprendidas entre el 13 y 24 de febrero de 2005. Estos datos tuvieron que ser adecuadamente corregidos para compensar la desalineación entre el eje del correntímetro doppler y del barco. El ADCP estaba configurado a 75 kHz de frecuencia, con un tamaño de celda de 10 m, situada la primera de ellas a 20.56 m de profundidad y con un número total de 40 celdas, estableciendo un intervalo de muestreo de 5 minutos. Realizó el recorrido a lo largo del eje longitudinal del Estrecho, aproximadamente desde la coordenada 35° 54'56" N, 5°44'33"W hasta la coordenada 35°55'13" N, 5°45'05" W.

Estos datos se trataron aplicándoles un filtro de Fourier para eliminar las frecuencias que no nos interesaban, en este caso, las inferiores a 5 minutos. Como en el caso de los correntímetros mecánicos, para resaltar la predominancia de la velocidad en la dirección longitudinal del Estrecho, también se procedió a girar el sistema de referencia.

3.2.2 Campaña “GIBRALTAR 2008”

El objetivo de esta campaña era la descripción del sistema de corrientes del Estrecho de Gibraltar y la distribución de variables biológicas, con objeto de validar y perfeccionar los modelos 2D que se han propuesto para la zona. Para ello se realizaron medidas de intensidad de corriente, salinidad y fluorescencia.

De las diferentes fases en las que se divide la campaña principal, nuestro estudio se centra en la llamada “Camarinal”. Con los datos obtenidos durante esta fase se pretende contrastar una de las principales hipótesis del Análisis Integral del Ecosistema Marino del Estrecho de Gibraltar: Forzamiento Físico y Niveles Tróficos (Ref: CTM 2005-08142-C03/Mar). Estudios previos (Macías *et al.*, 2008; Vázquez *et al.*, 2009) parecen indicar que la formación de la onda interna de gran amplitud sobre el Umbral de Camarinal induce fenómenos de transporte de aguas costeras hacia el centro del canal, lo que probablemente, también conlleve incorporaciones de material particulado en las zonas de convergencia asociadas a la onda. El objetivo, por lo tanto, es registrar las condiciones específicas del centro del canal y, a su vez, de la zona costera norte antes de que se genere la onda. Posteriormente, registrar los posibles cambios que se van produciendo a nivel mesoscalar en la zona a medida que la onda se genera, se establece y gana energía y, finalmente, se propaga a lo largo del Estrecho.

Los datos adquiridos durante la campaña “Gibraltar 2008” fueron registrados a partir de dos perfiladores de corriente fondeados en los bordes costeros del Estrecho, uno situado en el Bajo de los Cabezos (36.0232 °N; 5.697 °W), en la costa española y el otro frente a la costa de Tánger (35.8392 °N; 5.724 °W) (Figura 3.2). El primero de ellos permaneció fondeado desde el 7 de enero del

2009 hasta el 21 de abril del mismo año, mientras que el segundo lo hizo desde el 24 de septiembre hasta el 18 de octubre de 2008.

Un perfilador ADCP instalado en el B.O “Sarmiento de Gamboa” realizó una serie de seis transectos (Figura 3.2). En las Tablas 3.2 y 3.3 se detalla la información correspondiente a cada uno de ellos. Este perfilador registró un dato por minuto a 80 profundidades de la columna de agua, espaciadas 8 metros entre sí, localizándose la primera celda a una profundidad de 16 metros.

Transecto	Hora Inicio	Long. W Inic	Lat. Inic.	Hora Final	Long. W Fin.	Lat. Fin.
T1	8:59	5.628843	36.003258	10:06	5.749238	35.993462
T2	10:26	5.773791	35.967205	11:20	5.666378	35.977589
T3	11:54	5.721162	35.947971	12:34	5.805291	35.938793
T4	12:36	5.802262	35.938721	12:58	5.758095	35.942280
T5	13:44	5.664669	35.974781	14:34	5.766654	35.964798
T6	15:00	5.745162	35.993366	15:58	5.627168	36.003357

Tabla 3.2: Transectos realizados el 17 de septiembre de 2008.

Transecto	Hora Inicio	Long. W Inic	Lat. Inic.	Hora Final	Long. W Fin.	Lat. Fin.
T1	17:14	5.626186	36.004627	18:13	5.747068	35.992710
T2	18:34	5.772604	35.965935	19:26	5.666393	35.975155
T3	19:57	5.718953	35.947376	20:40	5.805905	35.939129
T4	20:40	5.805905	35.939129	21:22	5.720475	35.947617
T5	21:54	5.664513	35.976334	22:50	5.773671	35.966198
T6	23:10	5.748000	35.993080	00:06	5.635341	36.001888

Tabla 3.3: Transectos realizados el 20 de septiembre de 2008.

Se efectuaron seis transectos el día 17 de septiembre de 2008 que volvieron a repetirse el día 20 de septiembre (Figura 3.6). El recorrido de los transectos del día 17 coincidió con el vuelo realizado por un avión del Instituto Nacional de Técnicas Aeroespaciales, el mismo día.

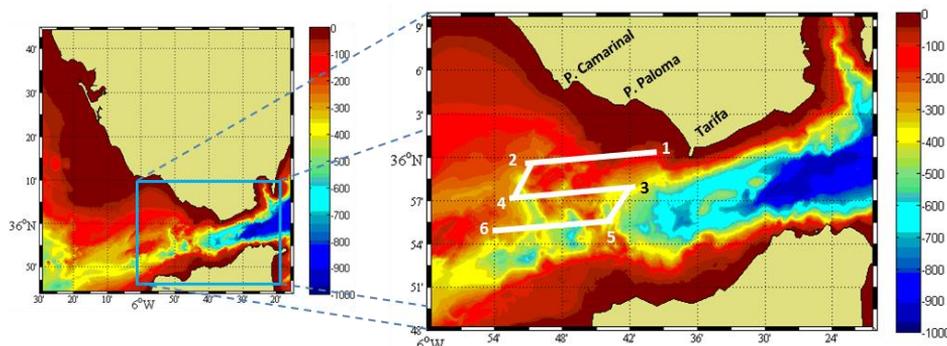


Figura 3.6: En las imágenes se muestran las ubicaciones de los fondeos costeros así como los transectos realizados por el B.O "Sarmiento de Gamboa".

De todas las medidas realizadas durante estos transectos, para nuestro estudio se emplearon, además de los datos de intensidad de corriente ya descritos, los registrados mediante termosalinógrafo y fluorímetro.

3.3 Datos de temperatura superficial del mar (SST)

En esta fase del estudio se pretendía asociar a cada instante del ciclo de marea su correspondiente imagen de temperatura superficial del mar. Las imágenes SST se adquirieron a partir de tres fuentes diferentes: del Centro de Recepción, Proceso, Archivo y Distribución de imágenes de Observación de la Tierra (CREPAD); de una antena receptora de imágenes satélite instalada en el Centro Andaluz de Ciencia y Tecnología Marinas (CACYTMAR); y por último, imágenes de alta resolución (7m), adquiridas a partir del escáner AHS aerotransportado a bordo de la aeronave "Paternina", modelo CASA 212-200 N/S 270, del Instituto Nacional de Técnicas Aeroespaciales (INTA).

La existencia de una marcada estratificación termal en periodos estivales (Stanichny *et al.*, 2005; Péliz *et al.*, 2009) ofrece la posibilidad de realizar un oportuno seguimiento de las aguas afloradas en un mapa SST de la región, por lo que, en consecuencia, el periodo elegido para nuestro estudio se estableció desde mayo hasta septiembre (ambos incluidos) de los años 2004, 2005, 2006 y 2007.

3.3.1 Recepción y tratamiento de las imágenes adquiridas en el CACYTMAR

Las imágenes SST obtenidas a partir de datos AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) correspondían a la zona del Estrecho de Gibraltar. Los datos AVHRR fueron adquiridos a través de la antena instalada en el Centro Andaluz de Ciencias y Tecnologías Marinas (CACYTMAR). Esta antena recibía datos diarios de los satélites NOAA (NOAA 12, 15, 16 y 17). Cada uno de ellos envía dos imágenes diarias (diurna y nocturna, respectivamente), de esta manera se podría disponer de hasta un total de ocho imágenes por día.

El procedimiento seguido fue el siguiente: Una vez seleccionadas las fechas que nos interesaban, mediante el *software* DartcomIdap, diseñado para el tratamiento de estos datos, se visualizaban las imágenes que enviaban los satélites (Figura 3.7). A continuación se elegían aquellas en las que las nubes no cubrían la zona del Estrecho. Una vez realizada esta selección, se descargaban los ficheros correspondientes a cada una de estas imágenes, y posteriormente en un entorno de MATLAB se procedería a representar los datos SST de cada imagen (Figura 3.8) empleando el correspondiente algoritmo MCSST (*Multichannel Sea Surface Temperature*) para el cálculo de la temperatura superficial del mar. Las imágenes tratadas pertenecían al periodo comprendido entre los meses de abril y agosto de 2005 y 2006.

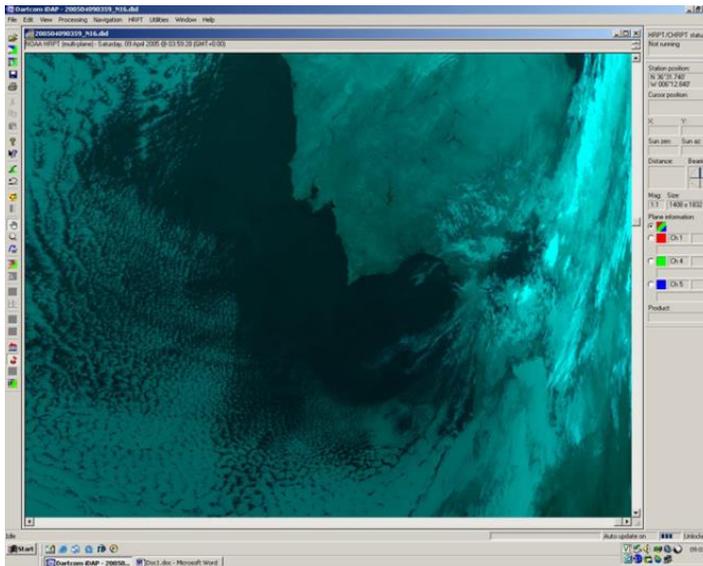


Figura 3.7. Imagen en el espectro visible obtenida del satélite NOAA 16. (9 de abril de 2005 a las 03:59 utc) .Se puede apreciar claramente cómo las nubes cubren la zona del Estrecho.

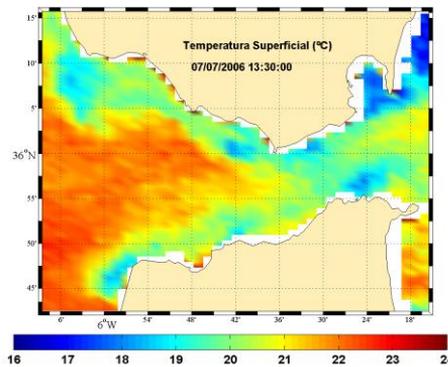


Figura 3.8: Imagen SST representada con MATLAB. La imagen de satélite muestra la distribución de temperatura superficial del mar. Se observan patrones de circulación sub-mesoescalares (variabilidad espacial < 20 km) relacionados con la presencia de remolinos en los márgenes costeros.

3.3.2 Imágenes SST de alta resolución. Escáner AHS del INTA

Durante la campaña “Gibraltar-08”, realizada del 15 de septiembre al 12 de octubre de 2008, a bordo del B.O “Sarmiento de Gamboa”, parte de los datos obtenidos fueron destinados a la validación de los modelos de simulación hidrodinámicos. Para ello se emplearon los datos adquiridos *in situ* junto con las imágenes de satélite. Estos modelos, una vez validados, se utilizaron en el estudio de varios procesos que se desarrollan en el ámbito del Estrecho, en nuestro caso concreto, la dinámica en los bordes costeros e intercambios entre estos y la zona central del canal. Disponer de las imágenes de alta resolución (7m) realizadas con sensores aerotransportados ha sido fundamental en el estudio de la temperatura superficial del mar.

Las imágenes objeto de estudio fueron adquiridas por el Área de Teledetección del Departamento de Observación de la Tierra, Teledetección y Atmósfera del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA). Proyecto: CTM 2005-08142-C03. Dichas imágenes se obtuvieron durante las mañanas de los días 17 y 19 de septiembre de 2008, realizándose dos vuelos por día. Cada vuelo constó de cinco pasadas (Figuras 3.9 y 3.10), cubriendo la zona acuática comprendida entre Punta Camarinal y Tarifa. En las Tablas 3.4 y 3.5 se muestra la información detallada de cada una de las pasadas.



Figura 3.9: Localización de las diferentes pasadas sobre la zona de estudio realizadas en el vuelo 1 durante la fase Camarinal 1.



Figura 3.10: Localización de las diferentes pasadas sobre la zona de estudio realizadas en el vuelo 2 durante la fase Camarinal 1.

Pasada	Hora (UTC)	Altitud (m)	Rumbo	Longitud(Km)	Duración
PA1	8:36	2751	300°	21	4 min 52 s
PA2	8:49	2751	120°	21	4 min 52 s
PA3	8:59	2751	300°	21	4 min 52 s
PA4	9:09	2751	120°	21	4 min 52 s
PA5	9:20	2751	300°	21	4 min 52 s

Tabla 3.4. Información sobre el vuelo 1, realizado el 17/09/2008 durante la fase Camarinal 1.

Pasada	Hora (UTC)	Altitud (m)	Rumbo	Longitud	Duración
PB1	13:13	2751	225°	10 Km	2 min 19 s
PB2	13:23	2751	45°	15 Km	3 min 28 s
PB3	13:34	2751	225°	20 Km	4 min 38 s
PB4	13:45	2751	45°	25.4 Km	5 min 53 s
PB5	13:57	2751	225°	27 Km	6 min 15 s

Tabla 3.5. Información sobre el vuelo 2, realizado el 17/09/2008 durante la fase Camarinal 1.

En la adquisición de las imágenes térmicas se ha utilizado un radiómetro hiperspectral aerotransportado AHS (*Airborne Hyperspectral Scanner*) (Figura 3.11). Este sensor de imagen registró la radiación procedente de la superficie en 80 bandas espectrales, cubriendo la región desde 0.43 μm hasta 12.5 μm . con un FOV (campo de visión) de 90° y un IFOV (campo de visión instantáneo) de 2.5 mrad. La región del espectro térmico está cubierta en el sensor por 10 bandas entre 8 y 13.2 μm , con un ancho espectral de 0.4 μm . A partir de estos canales se obtuvieron los datos de temperatura de superficie. Los vuelos se realizaron a una altura de 2751 m, con una resolución en el nadir (GIFOV, área de terreno que contribuye a cada píxel) de 6.9 m; siendo la distancia entre píxeles (GDS, *Graphic Design System*) de 5.8m (en el nadir). La cobertura transversal abarcó los 5502 m y la velocidad de barrido establecida fue de 12.5 rps.



Figura 3.11: Sensor hiperspectral aeroportado de barrido mecánico empleado por el INTA. (CREPAD).

Los aspectos técnicos relativos a la adquisición de este tipo de imágenes se detallan en el siguiente epígrafe, a partir del informe emitido por el INTA.

3.3.2.1 Tratamiento de las imágenes SST de alta resolución

Antes de obtener los datos de temperatura superficial del mar propiamente dichos, la información suministrada por los registros del radiómetro se somete a una serie de procesos, entre ellos el de georreferenciación.

En primer lugar, estos datos se tratan para establecer la localización geográfica de los mismos, es decir hay que georreferenciarlos. Para ello se crea un fichero de mapa (cartas) de georreferenciación (IGM) que va a contener la posición geográfica de cada pixel imagen. Se crea uno por cada pasada realizada. Además, es necesario conocer los ángulos de observación en cada píxel, se genera entonces un fichero *_sca. De esta forma se procede a la georreferenciación de las imágenes, partiendo de las temperaturas superficiales.

La aplicación comercial PARGE en proyección UTM (huso 30) y datum WGS84, ha sido la herramienta utilizada para asignar las posiciones geográficas con cada píxel imagen. Consiste en un *software* de geocodificación directa y ortorrectificación para datos de escáner óptico aeroportado. Realiza una

ortorrectificación de la imagen de escáner a un modelo de elevación digital utilizando parámetros de vuelo de alta precisión, tales como posición por GPS y ángulos. Aplicando modelos de elevación digital exactos y puntos de control opcionales sobre tierra, el proceso es preciso hasta niveles de sub-píxel. Este programa es apropiado para toda clase de imágenes de escáner aerotransportado y está optimizado para instrumentos hiperspectrales aeroportados.

Se emplea un modelo digital terrestre (MDT) basado en una red regular de paso de malla de 10x10 (resolución planimétrica) y con una resolución en altura de centímetros. Del modelo se selecciona el área objeto de nuestro estudio y se vuelve a muestrear con un paso de malla de 6 metros, siendo el valor de elevación de la superficie del mar igual a cero. Este MDT se generó a partir de un vuelo realizado en el año 2001-02, por la Junta de Andalucía.

La calidad de los datos del sistema de navegación integrado con el sensor AHS y del MDT utilizado va a determinar la exactitud de la georreferenciación en terreno llano. El valor estimado es de un píxel. Para comprobarlo se generan imágenes georreferenciadas en redes de paso de malla de 6 metros; se contrastan determinados puntos característicos con ortofotos de la zona (SIGPAC); y se realizan dos vuelos para una misma pasada, a fin de comparar las imágenes. Se observa en los resultados que el error cometido es coherente con la validación anterior, dentro de un margen de 1 o 2 píxeles.

Resuelta la parte de validaciones se procede a la obtención de los datos de temperatura superficial del mar (SST). Para ello, lo primero que se realiza es la calibración radiométrica de los datos AHS. En función de que analicemos canales situados en una región u otra, el tratamiento va a ser diferente. Así, diferenciaremos entre los canales reflectivos, AHS1 a AHS63, y los emisivos o térmicos, del AHS64 hasta el AHS80. No obstante, en ambos casos se emplea un modelo lineal en la relación nivel digital-radiancia emitida.

Canales reflectivos:

Los coeficientes empleados son los que se obtienen en laboratorio junto con los valores registrados durante los vuelos en los cuerpos negros de referencia:

$$L^0_{s(i,j,k)} = scale_{(k)} * (ND_{0(i,j,k)} - ND_{bb(l,k)}) / gain_{(k)} \quad [3.1]$$

Donde:

- $L^0_{s(i,j,k)}$, radiancia en el píxel “i,j” del canal “k”, en $\mu w/(cm^2 \text{ sr nm})$, equivalente a $10 * w/(m^2 \text{ sr } \mu m)$;
- $scale_{(k)}$, factor de conversión para el canal “k” calculado a partir de calibraciones en tierra y anotado en el fichero AhsCalibrationFile.csv;
- $ND_{0(i,j,k)}$, valor digital en la imagen original para el píxel “i,j” en el canal “k”;
- $ND_{bb(l,k)}$, es el nivel digital promedio de los cuerpos negros para la fila “i” en el canal “k”;
- $gain_{(k)}$, ganancia utilizada en la adquisición de la imagen del canal “k”, anotada en el fichero *flight.csv.

$$L_{s(i,j,k)} = L^0_{s(i,j,k)} * calupdate_factor_{(k)} \quad [3.2]$$

- $calupdate_factor_{(k)}$ es un factor de corrección del canal “i” (entre 0.99 y 1.01). (para los datos del 2008) que se utiliza para resolver la diferencia entre el valor de $gain$ anotado en el fichero *flight.csv y el valor actualizado de $gain$ medido en el laboratorio.

Se realiza una re-calibración para los valores de radiancia superiores a $2 w/(m^2 \text{ sr } \mu m)$ pues la respuesta del detector es sensiblemente no-lineal para el canal AHS21.

$$L_{s(i,j,21)} = L^0_{s(i,j,21)} * 0.0045834 - 1.3067 \quad \text{si } L_{s(i,j,21)} > 2000 \quad [3.3]$$

$$L_{s(i,j,21)} = L^0_{s(i,j,21)} \quad \text{si } L_{s(i,j,21)} \leq 2000 \quad [3.4]$$

Canales térmicos:

Se emplea la información procedente de dos cuerpos negros de referencia térmica y de las curvas de sensibilidad espectral (responsividad) del instrumento.

Partiendo de la Ley de Planck se calcula la energía emitida por cada uno de los cuerpos negros considerando su temperatura para cada línea imagen. La temperatura del cuerpo negro la registra un sistema de monitorización continuo que consiste en una red de termistores: la estabilidad de la temperatura (por la inercia térmica) se puede comprobar en los ficheros de registro, y permiten usar la temperatura de cada línea sin promedios ni filtros. Para que este valor sea considerado la energía recibida por el instrumento, se considera la responsividad.

$$L_s = \int (\epsilon C_1 / (x^5 * (\exp(c_2/(x*T)) - 1) * R_x) dx \quad [3.5]$$

Siendo los límites de integración los de la banda espectral.

- L_s , radiancia recibida en el detector, en $w/(m^2 \text{ sr } \mu m)$;
- $C_1 = 3.7427 * 8/\pi$; $C_2 = 14388$;
- x , longitud de onda en micras;
- T , temperatura del cuerpo, en K;
- ϵ , emisividad de los cuerpos de referencia;
- R_x , responsividad espectral.

La responsividad aparece tabulada con valores cada m , en un rango suficientemente amplio. La integral se puede calcular entonces como un sumatorio finito:

$$L_s = \sum_{i=1..n} (\text{Planck}_{x_i} * R_{x_i} * \Delta x) \quad [3.6]$$

Una vez calculada la energía, se asigna el ND correspondiente leyendo el valor registrado por el AHS en esa línea y promediado en una vecindad para evitar el ruido.

En radiometría es habitual establecer una relación lineal entre la energía recibida en el instrumento y la salida digital; sin embargo, no ocurre lo mismo con temperatura del cuerpo negro y la salida digital. Se desarrolla un modelo lineal $L_s = aND + b$, a partir de los pares (L_s, ND) del BB1 y el BB2. Al disponer de los valores de L_s para el cuerpo negro frío, L_1 a T_1 grados, y para el cuerpo negro caliente, L_2 a T_2 grados, obtendríamos la L_s para cualquier ND.

$$(L_s - L_1) / (L_2 - L_1) = (ND - ND_1) / (ND_2 - ND_1) \quad [3.7]$$

$$L_s = (ND - ND_1) / \Delta ND * \Delta L + L_1 \quad [3.8]$$

A partir de los datos de radiancia se calcula la temperatura superficial del mar. Para ello se ha empleado el *software* ATCOR4, que realiza corrección topográfica y atmosférica para datos de *scanners* aerotransportados (ver detalles en “<http://www.rese.ch/products/atcor/atcor4/index.html>”). Este *software* está basado a su vez en un modelo de transferencia radiativa para corrección atmosférica (MODTRAN). Respecto a la configuración de ATCOR4, resaltar que en el rango espectral térmico el efecto de los aerosoles y la dispersión de Rayleigh son despreciables, de ahí que el vapor de agua sea la única variable relevante. Esta variable se ha estimado en 2 gr/cm^2 a partir de imágenes MODIS disponibles para los días de vuelo. ATCOR4 emplea un algoritmo monocanal sencillo que invierte la Ley de Planck aproximando la temperatura mediante la relación. Se obtiene la expresión:

$$T_{\text{superficial}} = 1 / (a + b * \ln(\epsilon L_{bb})) \quad [3.9]$$

a y b son función del canal espectral considerado. El canal AHS75 optimiza la relación entre señal e interferencia atmosférica. Para este canal los valores de a , b y L_{bb} son los siguientes:

$$a = 0.00983267; b = -0.000702837; L_{bb} = \text{radiancia medida por el AHS.}$$

La emisividad para la superficie del mar en el canal AHS75 es 0.989. Ésta es una de las aproximaciones utilizadas por ATCOR4, se asigna una emisividad constante a toda la escena objeto de corrección atmosférica.

Las temperaturas extraídas del ATCOR4 se han validado a partir de imágenes procedentes del radiómetro AVHRR de los satélites NOAA correspondientes a las fechas de vuelo. Se constata que ATCOR4 subestima la temperatura en 3°C. Se someten las imágenes a una nueva corrección atmosférica añadiendo una compensación de 3°C.

$$T_{\text{superficial}} = a_0 + 1 / (a + b * \ln(C / L_{bb})) \quad [3.10]$$

El ruido que presentan las imágenes muestra una elevada correlación espectral en los canales térmicos, caracterizados espacialmente por un patrón de bandas horizontales, perpendicular a la dirección de avance del sensor. Su magnitud se estima en términos de temperatura. Para ello se realizan pasadas donde no se observa estructura térmica y se calcula la desviación estándar de la temperatura en dichas zonas, obteniéndose así el error en las temperaturas relativas, estando éste en torno a 0.33°C.

Como resultado de estudios previos sobre el ruido en los canales térmicos del AHS, puede asumirse que éste sigue una distribución Normal de media cero, no afectando ni al valor absoluto de las temperaturas ni a la clara diferenciación de estructuras térmicas en la escala espacial de estudio, dada la alta resolución espacial del sistema AHS. Para mantener íntegros los datos extraídos por el proceso de tratamiento de imágenes descrito en este informe, no se ha aplicado ningún tipo de filtro espacial en las imágenes con objeto de eliminarlo.

Las imágenes georreferenciadas de temperatura han sido generadas a partir de sus ficheros IGM correspondientes con el *software* para análisis de imágenes ENVI. Con este mismo *software*, se ha producido un mosaico por vuelo, uniendo las pasadas georreferenciadas para crear una única imagen sobre todo el área sobrevolada.

3.3.3 Imágenes SST generadas por el CREPAD

Las imágenes proporcionadas por el CREPAD son resultado del seguimiento a través de radiómetros infrarrojos de la temperatura superficial del mar. Estos datos proceden de sensores AVHRR instalados en satélites de la serie NOAA. Se dispone así de una media de dos (a veces tres) imágenes por día correspondientes al periodo comprendido entre mayo y septiembre (ambos incluidos), de los años 2004, 2005, 2006 y 2007. Partiendo de los ficheros brutos (longitud, latitud y temperatura de brillo) de estas imágenes se obtuvieron las temperaturas de las localizaciones interesantes para nuestro estudio.

En los párrafos siguientes se describen de forma concisa las características del sensor AVHRR anteriormente mencionado.

3.3.3.1 Sensor AVHRR

El radiómetro AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) fue diseñado para la observación meteorológica (determinación de cobertura de nubes y temperatura de la superficie), pero posteriormente los datos que suministra han encontrado numerosas aplicaciones en el campo de la Observación de la Tierra, lo que ha llevado a convertir al sensor AVHRR en una de las fuentes de datos de Teledetección más utilizadas.

Su escáner realiza un barrido de banda ancha capaz de medir radiación en diferentes zonas del espectro electromagnético. Al obtener una misma imagen en diferentes longitudes de onda se puede efectuar un análisis multiespectral para definir con gran precisión parámetros hidrológicos, oceanográficos y meteorológicos (Tabla 3.6).

Se distinguen varios modelos de este instrumento (Tablas 3.7a y 3.7b): El AVHRR/1, el AVHRR/2 y el AVHRR/3. Este último es el que portan los satélites de la serie KLM. (Con el NOAA-K, lanzado en mayo de 1998, que pasó a denominarse NOAA-15, comenzó una nueva serie de satélites con cambios y

mejoras tecnológicas en la instrumentación respecto a los anteriores. Esta serie, es la denominada KLM).

El instrumento AVHRR proporciona datos en distintos intervalos dentro del rango visible, infrarrojo cercano e infrarrojo térmico del espectro electromagnético. Las observaciones en los canales correspondientes al visible y el infrarrojo cercano permiten observar vegetación, nubes, lagos, costas, nieve y hielo. Los otros tres canales, que operan dentro de la zona del infrarrojo térmico, permiten obtener la temperatura de la Tierra, temperatura de la superficie del agua y las nubes. El canal adicional del modelo AVHRR/3, llamado 3A, mejora la capacidad de discriminación entre nieve, hielo y nubes.

Swath	Ángulo de barrido	IFOV	Resolución espacial
2580 Km.	55.4º a c/lado del nadir	1.3 x 1.3 mrad	1.1 x 1.1 Km. nadir

Tabla 3.6: Características del Módulo explorador. IFOV: campo instantáneo de visión; "swath": distancia lineal medida sobre la superficie a la que el radar es operativo. (Datos CREPAD).

Sensor	Resolución espectral	Resolución espacial	Resolución radiométrica
AVHRR/2 (NOAA-14)	5 bandas	1100 m	10 bits
AVHRR/3 (NOAA15,16,17&18)	6 bandas	1100 m	10 bits

Tabla 3.7a : Información de los sensores AVHRR. (Datos CREPAD).

Sensor	Resolución espectral- bandas
AVHRR/2 (NOAA-14)	Canal 1 - Visible Canal 2 - Infrarrojo cercano Canal 3 - Infrarrojo medio Canal 4 - Infrarrojo lejano Canal 5 - Infrarrojo lejano
AVHRR/3 (NOAA15,16,17&18)	Canal 1 - Visible Canal 2 - Rojo visible e infrarrojo cercano Canal 3a - Infrarrojo cercano 3b - Infrarrojo medio Canal 4 - Infrarrojo lejano o térmico Canal 5 - Infrarrojo lejano o térmico

Tabla 3.7b: Información de los sensores AVHRR. (Datos CREPAD).

Con respecto a la forma de transmitir los datos AVHRR desde el satélite a Tierra existen tres formas: HRPT (*High Resolution Picture Transmission*), LAC (*Local Area Coverage*) y GAC (*Global Area Coverage*). La transmisión de datos HRPT se realiza de forma continua y se trata de datos de alta resolución. Los datos LAC también son de alta resolución, pero se almacenan a bordo y se envían a tierra posteriormente. Los datos GAC se obtienen a partir de los LAC promediando valores muestreados. El CREPAD recibe los datos en modo HRPT (*High Resolution Picture Transmisión*).

3.4 Registros de termosalinógrafo y fluorímetro

Además de las medidas de velocidad de corriente y los registros de imágenes de temperatura superficial del mar, durante la campaña “Gibraltar 08” se realizaron medidas en continuo de agua superficial durante toda la navegación, empleando para ello un termosalinógrafo “*Seabird SBE-21*” al que se adaptó un fluorímetro “*Turner Desings 10-005-R*”. Así se obtuvieron medidas de

temperatura, salinidad y conductividad del agua con una elevada precisión. En la Tabla 3.8 se indican las posiciones de los cambios de ruta durante la navegación (Figura 3.4).

Estaciones	Longitud	Latitud
Punto 1	36° 00' 13.2" N	5° 37' 38.5" W
Punto 2	35° 59' 35.7" N	5° 44' 59.0" W
Punto 3	35° 57' 53.5" N	5° 46' 26.0" W
Punto 4	35° 58' 32.3" N	5° 39' 59.2" W
Punto 5	35° 56' 48.9" N	5° 43' 09.4" W
Punto 6	35° 56' 22.3" N	5° 48' 05.0" W

Tabla 3.8. Coordenadas del crucero a lo largo del cual se realizaron medidas en continuo de agua superficial.

3.5 Predicciones de variables meteorológicas: viento y presión

Los mecanismos de forzamiento de flujos sub-inerciales han sido relacionados principalmente con las fluctuaciones de presión atmosférica sobre el Mar Mediterráneo (Crepon, 1965; García-Lafuente, 1986; Candela *et al.*, 1989; Garrett *et al.*, 1989; Candela, 1991). Por tanto, las fluctuaciones de presión atmosférica en la región occidental del Mediterráneo deben de estar modulando en cierta medida los procesos de mezcla interfacial y las propiedades del flujo de agua Atlántica que entra en el Mar de Alborán (Vázquez, 2006). Queda justificado, por tanto, realizar un seguimiento de las variaciones de presión y viento en la zona de estudio que nos ayude a interpretar los fenómenos dinámicos que acaecen en la región.

Los datos correspondientes a los campos de presión y viento de la zonas del Estrecho y del Mar de Alborán se obtuvieron a partir de la implementación y

validación del modelo de predicción meteorológica MM5 para el entorno de Andalucía con una resolución de 10 km. MeteoGalicia a partir del GFS (*Global Forecast Sistem*) proporciona las condiciones de contorno al MM5. Ejecuta tres dominios, el primero de ellos abarca una extensión que engloba a toda la península, con una resolución de 30 km, el segundo de ellos la zona de Andalucía (empleando dos mallas diferentes, una para el viento y otra para la presión), y el tercero de los dominios corresponde al ámbito del Estrecho de Gibraltar, con una resolución de 3.3 km. En la Figura 3.12 se muestra un ejemplo de salida del modelo MM5 para campos de presión y viento para nuestra zona de estudio.

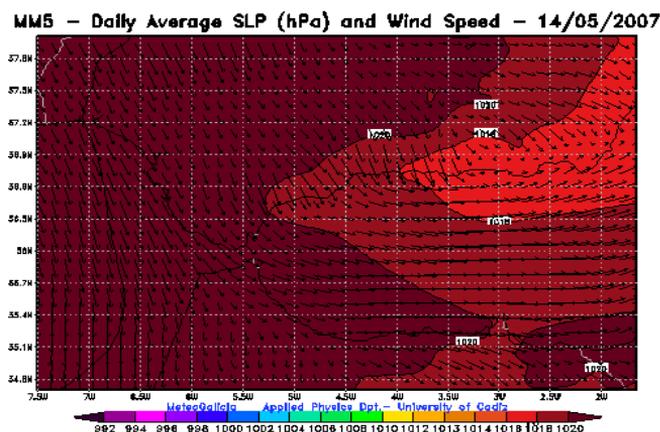


Figura 3.12: Salida del modelo de predicción MM5 correspondiente a los campos de viento y de presión de la zona del Estrecho y Mar de Alborán; media diaria del 14 de mayo de 2007. En ella se puede observar la presencia de altas presiones en la zona oeste.

A partir del conjunto de datos constituido por las imágenes SST, los registros de fluorescencia, temperatura y salinidad, y las predicciones de marea, viento y presión, estamos en condiciones de realizar una selección de aquellos más útiles en nuestro estudio. Como muestra de lo dicho, entre otros, en capítulos posteriores se realizará un estudio comparativo entre la temperatura registrada en aguas del entorno del Umbral de Camarinal y a la salida del Estrecho.

En el epígrafe siguiente se hace una breve descripción del modelo de predicción meteorológica a partir del cual se han obtenido los campos de viento y presión utilizados.

3.5.1 Modelo Mesoescalar Quinta Generación (MM5)

El MM5 (Dudhia, 1993; Grell *et al.*, 1995) es la quinta generación del modelo de mesoescala desarrollado por la *Pennsylvania State University* junto con el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR).

El MM5, como otros modelos numéricos de meso escala o regionales, puede ser usado para estudiar y pronosticar sistemas sinópticos, frentes, huracanes, circulaciones de brisas de tierra-mar, montaña-valle, sistemas convectivos de meso escala, entre otros (Chacón, 2009).

Es un modelo que trabaja en el rango de la escala meso- β a la meso- γ . Resuelve las ecuaciones primitivas de la física de la atmósfera. Puede configurarse como modelo hidrostático o no-hidrostático. Trabaja con coordenadas sigma verticales que siguen el terreno, resolviendo las ecuaciones primitivas con diferencias finitas. Posee la capacidad de trabajar con anidamientos (Figura 3.13), pudiéndose usar dos técnicas distintas, *one way nesting* o *two way nesting*. MM5 está considerado como un modelo que incluye todos los avances realizados hasta el momento en modelización meteorológica.

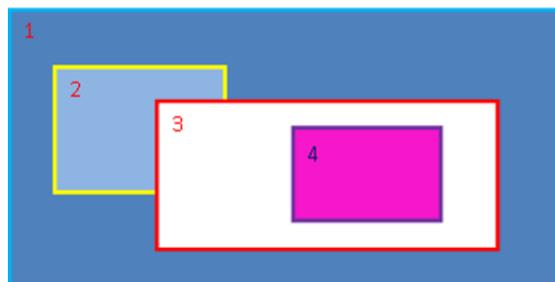


Figura 3.13: Anidamientos.

Los datos registrados en el terreno junto con la información meteorológica en niveles de presión se interpolan horizontalmente desde mallas georreferenciadas a un dominio de resolución elevada en proyecciones Mercator, Lambert Conformal o Polar Estereográfica. Esta información puede optimizarse a partir de observaciones meteorológicas de estaciones en superficies o radiosondeos. Cuando se dispone de los datos necesarios en los niveles de presión se interpola verticalmente desde los niveles de presión a las coordenadas sigma (σ) del sistema MM5 (Figura 3.14)

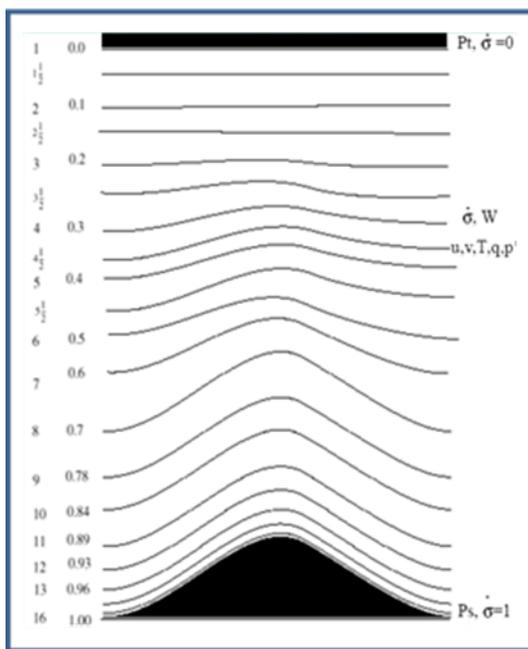


Figura 3.14: Coordenadas verticales sigma (Modificado de Grell, et. al, 1995).

A niveles bajos, las coordenadas sigma siguen el terreno, y en altitud tienden a aproximarse a superficies isobáricas. Tenemos entonces:

$$\sigma = \frac{(P - P_t)}{(P_s - P_t)}, \quad [3.11]$$

donde P es la presión, P_t es la constante que especifica el límite vertical de presión y P_s es la presión en superficie. La coordenada sigma $\sigma = 0$ se sitúa en el límite superior, mientras que la sigma $\sigma = 1$ se sitúa en superficie. La resolución vertical del modelo se define para sigma comprendida entre cero y uno, ambas incluidas, que necesariamente no tienen por qué estar equiespaciadas. En la Figura 3.15 observamos un diagrama completo del modelo MM5.

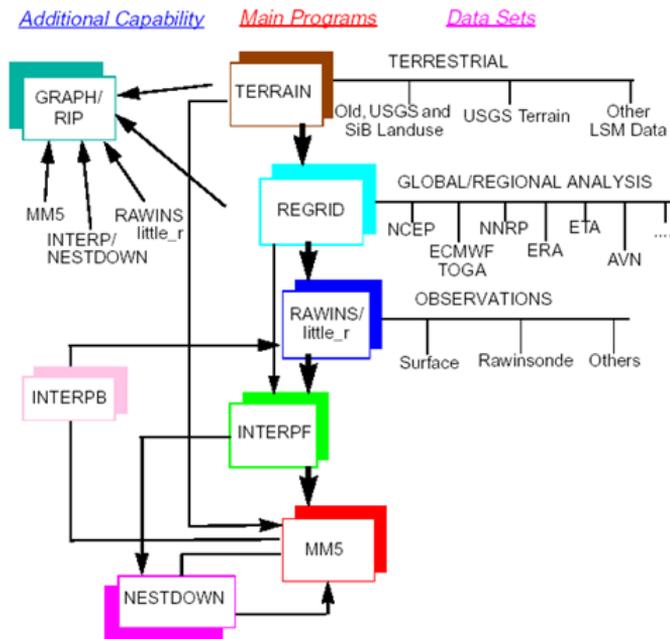


Figura 3.15: Diagrama de flujo del sistema MM5 (Grell, et. al, 1995).

Algunos de los centros que trabajan con MM5 son: Pennsylvania State University, University of California, NSA/MSFC Global Hydrology and Climate Center, Instituto Geofísico del Perú, Universidad de Ciencia y Tecnología de Hong Kong, Meso Inc., Instituto de Estudios Espaciales de Cataluña, Universidad Politécnica de Madrid, Observatorio Nacional de Atenas, Universidad Politécnica de Cataluña.

3.6 Medidas de corriente superficial del sistema de radares costeros del Estrecho de Gibraltar

3.6.1 Radares costeros

Las medidas de intensidad y dirección de la corriente pueden ser efectuadas haciendo uso de radares costeros. El sistema deduce la velocidad de la corriente a partir del análisis de los ecos resultantes de la dispersión de la radiación emitida por una o más fuentes radar.

Recordemos que un RADAR (*Radio Detection And Ranging*) consiste básicamente en un sistema emisor-receptor de ondas de radio que permite localizar y deducir parámetros de movimiento de cuerpos iluminados por el haz de radiación emitido por el sistema. Para que se produzca la dispersión de la onda emitida sobre un objeto debe existir un cambio significativo entre la constante dieléctrica del objeto y el medio sobre el que se propaga la emisión radar; una diferencia apreciable de densidades puede ser suficiente para permitir esta dispersión (que en general se regiría por las leyes de reflexión, refracción y difracción de la radiación electromagnética).

Por lo general, la reflexión de este tipo de ondas se ve favorecida cuando ésta se produce sobre materiales conductores como los metales, lo que hace que este dispositivo esté especialmente indicado para la detección y seguimiento de aeronaves y buques, no obstante, jugando convenientemente con la longitud de onda de emisión es posible usar el radar para detección e identificación de cualquier objeto o superficie de densidad suficientemente diferente a la del medio circundante, como la superficie del mar (cuya reflexión se ve además especialmente favorecida por la salinidad del agua, que modifica la constante dieléctrica).

Mediante la aplicación del efecto Doppler es posible deducir ya no sólo la posición y la forma de un objeto a partir del análisis de las reflexiones radar, sino también su velocidad respecto al emisor (Figura 3.16). Para obtener las

componentes del vector velocidad bastaría con el empleo de más de una estación emisora, convenientemente emplazada.

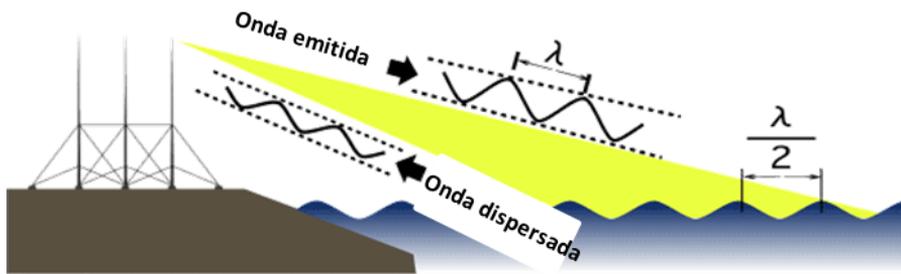


Figura 3.16: Diagrama esquemático del espectro Doppler obtenido a partir de un radar de alta frecuencia. Las corrientes oceánicas superficiales y las direcciones del viento se pueden derivar de los ecos de primer orden y el espectro de oleaje se estima a partir de los ecos de segundo orden. (Modificado de Barrick et al., 1986).

La tecnología radar puede, por tanto, ser utilizada de forma muy efectiva en el seguimiento del oleaje en el mar, bien mediante radares instalados en buques (cuya utilidad fundamental es la ayuda a la navegación) o haciendo uso de estaciones situadas en tierra.

Los radares empleados para la obtención de parámetros de corriente utilizan emisiones de radio de alta frecuencia (radares HF) de 3 a 30 MHz, instalados en estaciones fijas terrestres. La tecnología para el seguimiento del oleaje se basa en la aplicación de la dispersión de Bragg generada por el oleaje.

El radar transmite una señal polarizada verticalmente que se propaga sobre el agua, cuando esta señal incide sobre la superficie del mar es dispersada en múltiples direcciones, actuando el océano entonces, como una gran red de difracción. La difracción de alta frecuencia dispersada al incidir sobre la superficie del océano es reflejada en la misma dirección de emisión sólo cuando la longitud de onda del oleaje corresponde justamente a la mitad de la longitud de onda de emisión radar (la distancia entre dos frentes de olas sería el equivalente

oceanográfico de las distancias interatómicas en una red cristalina detectadas en los análisis cristalográficos). En ausencia de corriente, las señales eco de primer orden en el espectro Doppler aparecen en forma de picos agudos equiespaciados respecto a la señal transmitida (Figura 3.17). Cuando subyace una corriente superficial bajo este oleaje, la velocidad de ésta se calcula a partir de la desviación experimentada por estos ecos. La corriente actuaría así como una gran cinta transportadora en movimiento sobre la que se establece el patrón de oleaje medido. Dado que la velocidad obtenida es la componente radial (de alejamiento o acercamiento) respecto a la estación emisora, la conjunción de dos o más estaciones permitirá calcular las componentes de la velocidad. Bastaría con que las direcciones radiales de emisión de dos estaciones no fuesen paralelas o cuasi-paralelas para poder descomponer la información vectorial medida en un sistema de dos coordenadas.

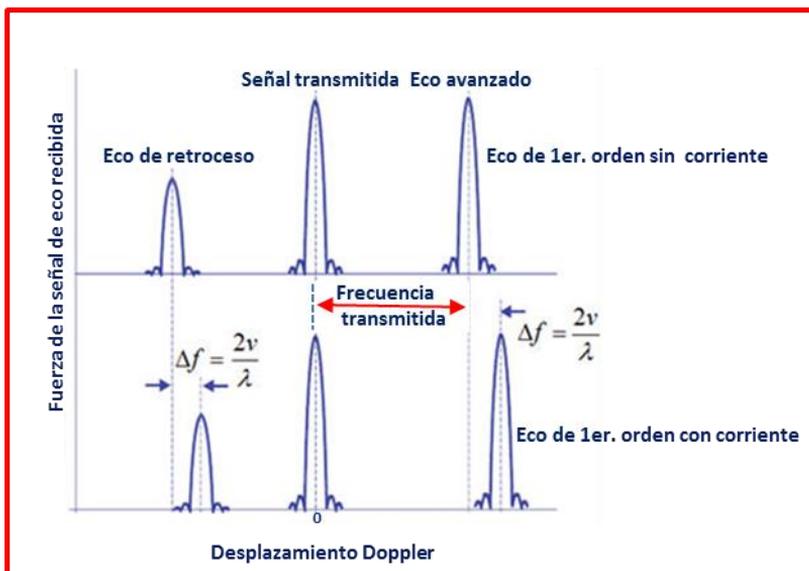


Figura 3.17: Espectro de dispersión resultante de la reflexión en el oleaje del haz de alta frecuencia con una corriente subyacente y en ausencia de ella (Modificado de Barrick et al., 1986).

$$\pm f_d = 2 \frac{v_{ph}}{\lambda} = 2 \frac{\sqrt{gL/2\pi}}{\lambda} = \sqrt{g/\pi\lambda} \quad [3.12]$$

f_d ó Δf representa la desviación detectada en la frecuencia recibida, relacionada por efecto Doppler con la velocidad de la corriente, λ es la longitud de onda del radar, $L=\lambda/2$ la longitud de onda del oleaje responsable de la dispersión de Bragg de primero orden y v_{ph} es la velocidad de fase de dichas ondas.

3.6.2 Antecedentes del empleo de radares HF costeros en la determinación de parámetros oceanográficos

En Gran Bretaña, concretamente en las inmediaciones del Canal de la Mancha, se realizaron durante la Segunda Guerra Mundial las primeras observaciones de la superficie del mar utilizando radares de alta frecuencia (Barrick, 1977). En los años ochenta se extendió el uso de este tipo de sistemas para el estudio de corrientes superficiales cercanas a la costa, empleándose tanto en desarrollos de ingeniería como con fines científicos (Prandle, 1991). Con este tipo de medidas se puede obtener información más detallada de los parámetros más relevantes a la hora de describir la circulación superficial del mar. Los radares HF, como son llamados comúnmente, miden a distancia las corrientes superficiales marinas a partir del fenómeno de retro-dispersión resonante. Las ondas electromagnéticas en la banda de HF (3-30 MHz) tienen longitudes de onda que están ajustadas a las ondas de gravedad originadas por el viento sobre la superficie del mar; las olas del mar cuyas longitudes de onda son la mitad de largas que las ondas de radio transmitidas son responsables de la retro-dispersión de resonancia (Paduan, 2012). Una de las ventajas del radar HF es su alcance, que puede llegar a 200 km dependiendo de la longitud de onda empleada. La señal, sin embargo, no penetra la superficie del mar, con lo que la información obtenida es representativa de una profundidad de aproximadamente 1 m. Las emisiones utilizadas son de baja potencia, por lo que suponemos que no revisten peligrosidad para el medio ambiente.

Crombie (1955), explicó el mecanismo físico de los procesos de dispersión a partir de la interpretación del espectro Doppler, mediante el cual obtenemos una señal en la que destacan dos picos perfectamente definidos y situados simétricamente sobre la banda espectral de frecuencia, y que no necesariamente tienen que ser de la misma amplitud. Estos picos representan las señales de primer orden del espectro y proporcionan información acerca de la corriente media superficial. Por su lado, las señales de segundo orden se encuentran relacionadas con el espectro direccional de la altura de ola a través de la integración de una ecuación no lineal (Barrick y Lipa, 1977).

El estudio de las mareas, el viento y la intensidad de las corrientes en las zonas costeras ha mejorado apreciablemente en los últimos años gracias a los avances experimentados en la resolución y precisión de las medidas. Las elipses de corriente obtenidas a partir de las medidas de estos radares concuerdan con los valores calculados a partir de simulaciones numéricas tanto para las constituyentes principales como para los armónicos principales. Prandle (1991) determina patrones coherentes de velocidad de corriente superficial forzada por el viento, y su relación con la respuesta de la superficie del océano. Recomienda la aplicación de este tipo de sistemas para el registro de medidas a lo largo del borde de la plataforma, para el estudio de giros oceánicos y procesos geomorfológicos en las playas.

Los datos radar son de gran utilidad en el cálculo de constituyentes de marea. Prandle *et al.* (1989) realizaron comparaciones entre los valores de la M2 y M4 calculados para una zona de 18 km² en el mar de Irlanda, al norte de Gales, y los obtenidos a través de simulaciones numéricas, confirmando la utilidad de este tipo de datos para el desarrollo y validación de modelos numéricos.

Tanto los modelos numéricos como el empleo de los datos proporcionados por los radares HF son dos métodos eficaces a la hora de estudiar la circulación costera. Ambos abarcan una amplia cobertura espacial y similares discriminaciones temporales y espaciales (unos cuantos minutos y pocos km² respectivamente), lo que resulta de gran utilidad para contrastar y verificar resultados. Broche *et al.* (1985) mediante un experimento con radares HF realizado al oeste de la Bahía del Sena durante tres días a finales del verano de

1982, calcularon un amplio rango de coeficientes de marea. Compararon estos datos con los obtenidos a partir de un modelo bidimensional de toda la Bahía, y comprobaron que la presencia de fuertes gradientes de velocidad cerca de la costa constituía una limitación para ambos métodos de estudio.

Una aplicación directa de las medidas de corriente superficial realizadas con este tipo de sistemas consiste en el estudio de los procesos de transporte en las zonas costeras, ya que juegan un papel fundamental en la regulación de las aguas de estas áreas. Menna *et al.* (2007) estudiaron este tipo de procesos en el Golfo de Nápoles a partir de medidas de corriente superficial realizadas con radares HF. El Golfo de Nápoles es una región de elevada densidad de población, por lo que recibe enormes descargas contaminantes e *inputs* terrestres que residen en el interior de la cuenca. Por este motivo, comprender los procesos que gobiernan la circulación superficial es de vital importancia para el bienestar del ecosistema y para una explotación sostenible de los recursos naturales. En su trabajo analizaron el transporte debido al viento durante tres días en invierno reconstruyendo la circulación superficial a escala de la cuenca mediante estos radares HF. Encontraron que la circulación en el Golfo de Nápoles está fuertemente afectada por el forzamiento del viento. Conjuntamente al análisis de las señales de los radares, realizaron simulaciones numéricas para establecer el intercambio de partículas entre las zonas costeras y alta mar, y observaron una intensa relación entre el destino de tales partículas y los patrones de circulación.

En Estados Unidos los sistemas de radares HF se han convertido en una importante herramienta para cartografiar la evolución temporal y espacial de olas y corrientes en las zonas costeras del océano. Su gran aceptación y uso se ha traducido en un amplio desarrollo de marcas comerciales disponibles para los usuarios, así como una extensa red costera a nivel nacional para medir corrientes costeras. Aunque la radiación de alta frecuencia es menos eficiente cuando se propaga en agua dulce, su utilidad potencial en estas aguas quedó demostrada por un estudio realizado en el lago Michigan dentro del proyecto *Episodic Events Great Lakes Experiment*. Como parte de este experimento el radar costero multifrecuencia de la Universidad de Michigan realizó de forma continua medidas precisas de la corriente cerca de la superficie, cubriendo una distancia de 25 km

desde la costa, mostrando una fuerte correlación tanto con las medidas *in situ* como con los modelos numéricos (Meadows *et al.*, 2013).

Con el fin de cartografiar las corrientes oceánicas a lo largo de la plataforma de la costa oeste de Florida, Lynn *et al.* (2006) instalaron radares WERA (WavE RADar) HF en el verano de 2003 (durante 33 días, del 23 de agosto al 25 de septiembre). Las series temporales registradas (en continuo) de los campos de corriente superficial se compararon con medias sub-superficiales procedentes de perfiladores ADCP. La comparación reveló una desviación promedio en las componentes radiales y cartesianas de 1 a 5 cm/s. Estos autores observaron complejos patrones de circulación superficial condicionados por las corrientes de marea y el efecto del viento, midiendo amplitudes de corriente comprendidas entre 4 y 5 cm/s para las constituyentes diurnas y semidiurnas. La estructura vertical de estas corrientes de marea indicaba que las componentes semidiurnas eran predominantemente barotrópicas mientras que las componentes diurnas eran baroclinas. Al retirar de la serie temporal la señal correspondiente a la marea, y ajustarla con valores medidos a partir de una boya superficial, concluyeron que los registros de los radares eran válidos en condiciones de viento de baja intensidad.

A lo largo de la costa oeste de Italia, en el Golfo de La Spezia, Haza *et al.* (2010) realizaron una serie de experimentos dinámicos durante dos semanas en el verano de 2007. Para ello emplearon datos procedentes de radares costeros HF junto con boyas superficiales. Estas boyas permitieron seguir la evolución temporal y espacial de los exponentes de Lyapunov de escala finita obtenidos por los radares VHF, encontrando que el radio de separación puede ser distinto para diferentes orientaciones del vector de separación inicial.

Lipa y Barrick (2012), a partir de varios experimentos realizados en el océano Pacífico, registraron datos de diferentes variables (altura significativa de ola, dirección media de las olas, periodo fundamenta, etc.) mediante radares HF, con el fin de validar la solución teórica de segundo orden del espectro Doppler. Observaron que los errores derivados de los datos obtenidos a partir de los radares entran en los límites de error estimados para los datos adquiridos con boyas.

Sun Young Kim *et al.* (2010) realizaron observaciones de corrientes superficiales a partir de radares HF en el sur de San Diego dividiéndolas de acuerdo a sus fuerzas generadoras: mareas puras y vientos locales. Las respuestas del océano fueron diferentes y diversas como resultado de la complicada topografía del fondo y los picos de viento medidos en la zona. En las zonas costeras la respuesta fue más uniforme, ya que en este caso la circulación se podía explicar a partir de un mecanismo de forzamiento dominante.

Un sistema costero de radar de alta frecuencia puede medir y cartografiar corrientes superficiales y oleaje, en tiempo real, a decenas de km de la costa (Paduan J.D, Washburn L., 2012). Se deduce la velocidad de la corriente a partir de los ecos generados continuamente por las olas (no se requieren boyas ni otro tipo de dispositivos flotantes). Los radares son fácilmente transportables e instalables en la costa. Un ordenador controla el radar y procesa las señales, permitiendo obtener un mapa de vectores de corriente tan sólo tras media hora de operaciones. Se emplean dos radares suficientemente separados, de forma simultánea aunque independiente, para obtener las componentes del vector velocidad de corriente en cada punto del área de análisis (Barrick D. y Lipa D.J., 1986). Bastaría con que las direcciones radiales de emisión de dos estaciones no fuesen paralelas o cuasi-paralelas para poder descomponer la información vectorial medida en un sistema de dos coordenadas (Haza *et al.*, 2010).

Las medidas de velocidad de corriente se han obtenido de la Red de Radares de alta frecuencia para la monitorización de corrientes superficiales y oleaje, del Proyecto TRADE 2010-2012 (*Trans-regional RAdars for Environmental applications*). Se trata de un proyecto de cooperación transfronteriza, en el que participan Puertos del Estado, el Instituto Hidrográfico de Portugal y la Universidad de Cádiz, cuyo objetivo principal consistía en prevenir los riesgos asociados a la navegación en el Golfo de Cádiz. El área de estudio abarca desde el Estrecho de Gibraltar hasta el cabo San Vicente, ya que este corredor marítimo es uno de los de mayor intensidad de tráfico de petroleros, quimiqueros y derivados, y por tanto de gran relevancia en la gestión medio-ambiental y turística de la zona.

El periodo de registro de datos corresponde al mes de junio de 2013. Los radares estándar *SeaSonde System* trabajan con una frecuencia de transmisión de

26,275 MHz y un ancho de banda de 150 kHz, con una resolución radial de 1km y una resolución angular de 5°; los ángulos de incidencia estaban comprendidos entre 15° y 165°, obteniéndose una cobertura efectiva aproximada de 600 km². Los alcances para Ceuta, Punta Carnero (Algeciras) y Tarifa son 35, 40 y 26 km respectivamente (Figura 3.19).

Los datos se procesaron con MATLAB, a lo largo de una malla ortogonal de 2501 puntos (61x41), con una separación de 1km. Las señales se adquirieron con un promedio de 1 hora, con sus correspondientes interpolaciones lineales, en las que se desestimaron aquellas en las que el resultado era mayor de dos horas. Las componentes *u* y *v* de la corriente superficial se obtuvieron analizando 695 puntos de la malla para 1464 periodos horarios. Se eligieron seis puntos (Figura 3.18) entre los anteriores para un estudio más exhaustivo; localizados por un lado, en las zonas norte y sur a la salida del Estrecho y por otro, en la zona central del AJ superficial a la entrada del Mediterráneo.

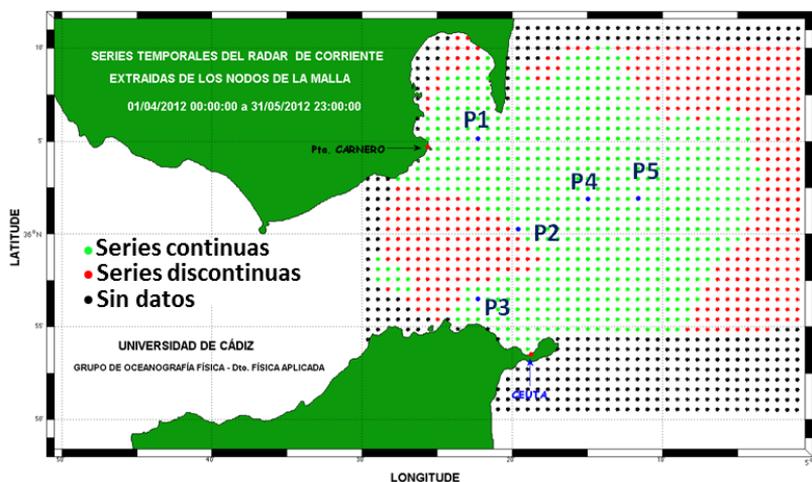


Figura 3.18: Localización de las seis posiciones consideradas más estratégicas para llevar a cabo nuestro estudio. Las series discontinuas corresponden a “gaps” mayores de cuatro horas.



Estación de Punta Carnero



Estación de Tarifa



Estación de Ceuta

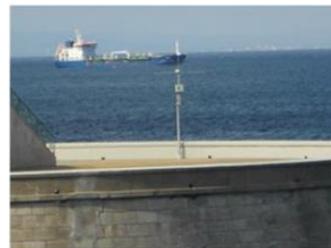


Figura 3.19: Estaciones radar instaladas en Tarifa, Punta Carnero y Ceuta, respectivamente.

El análisis de los datos y los resultados obtenidos con este tipo de medidas se desarrolla ampliamente en el Capítulo 5, dedicado al estudio de la interacción entre la dinámica del Estrecho y el Giro Occidental del Mar de Alborán.

3.7 Técnicas de análisis

La complejidad de las técnicas y la importancia que éstas han adquirido a lo largo de los últimos años en el ámbito de la oceanografía operacional, justifica describir con detenimiento el proceso seguido para el tratamiento de los registros obtenidos hasta llegar a obtener variables oceanográficas significativas.

3.7.1 Análisis armónico de las series de velocidad

A partir de las series temporales registradas de velocidad de la corriente, se procedió al cálculo de las constantes armónicas de las constituyentes de marea tanto para la componente u como la v de la velocidad.

El método empleado ha sido el análisis armónico de ajuste por mínimos cuadrados, que considera que la serie temporal registrada se puede descomponer en la suma de M constituyentes armónicas, cada una de ellas asociada a una frecuencia predeterminada, la astronómica, obtenida a partir del desarrollo del potencial armónico de mareas (Doodson, 1921; Cartwright y Taylor, 1971; Cartwright y Edden, 1973).

Así, las series de velocidad de la corriente en el plano horizontal en las direcciones este-oeste y norte-sur ($u(i\Delta t)$, $v(i\Delta t)$), muestreadas a un cierto intervalo de tiempo Δt , con $i=-N, N$ siendo $2N+1$ el número total de datos se pueden ajustar a las series continuas $u(t)$ y $v(t)$, que se expresan como:

$$u(t) = U_0 + \sum_{j=1}^M U_j \cos(\omega_j t - \phi_j^u) \quad [3.13]$$

$$v(t) = V_0 + \sum_{j=1}^M V_j \cos(\omega_j t - \phi_j^v) \quad [3.14]$$

donde U_0 y V_0 son los valores medios de las series U_j , V_j , y Φ_j^u , Φ_j^v ($j=1,M$) representan respectivamente las amplitudes y fases (relativas al instante central del registro) de las diferentes ondas componentes de marea de frecuencias ω_j conocidas y M es el número de componentes que serán incluidas en el ajuste.

Desde un punto de vista práctico conviene mejor expresar las anteriores ecuaciones de la forma:

$$u(t) = U_0 + \sum_{j=1}^M [C_j^u \cos \omega_j t + S_j^u \sen \omega_j t] \quad [3.15]$$

$$v(t) = V_0 + \sum_{j=1}^M [C_j^v \cos \omega_j t + S_j^v \sen \omega_j t] \quad [3.16]$$

donde:

$$U_j = \sqrt{(C_j^u)^2 + (S_j^u)^2} \quad [3.17]$$

$$\phi_j^u = \arctag\left(\frac{S_j^u}{C_j^u}\right) \quad [3.18]$$

$$\phi_j^v = \arctag\left(\frac{S_j^v}{C_j^v}\right) \quad [3.19]$$

$$V_j = \sqrt{(C_j^v)^2 + (S_j^v)^2} \quad [3.20]$$

$$\phi_j^v = \text{arctag} \left(\frac{S_j^v}{C_j^v} \right) \quad [3.21]$$

Los coeficientes U_0 , C_{js} y S_{js} se determinan bajo la condición de que hagan mínima las expresiones:

$$\mu_u^2 = \sum_{i=-N}^N [u(t) - u(i\Delta t)]^2 \quad [3.22]$$

$$\mu_v^2 = \sum_{i=-N}^N [v(t) - v(i\Delta t)]^2 \quad [3.23]$$

tomando como origen de tiempos el instante central del registro. La condición para que este error sea mínimo se traduce entonces en lo siguiente:

$$\frac{\partial \mu_u^2}{\partial U_0} = \frac{\partial \mu_u^2}{\partial C_j^u} = \frac{\partial \mu_u^2}{\partial S_j^u} = 0 \quad [3.24]$$

$$\frac{\partial \mu_v^2}{\partial V_0} = \frac{\partial \mu_v^2}{\partial C_j^v} = \frac{\partial \mu_v^2}{\partial S_j^v} = 0 \quad [3.25]$$

Lo cual establece dos sistemas de ecuaciones, uno para cada componente de la velocidad, de $2M+1$ ecuaciones y $2M+1$ incógnitas (U_0 , C_{js}^u y S_{js}^u) para la componente u y (V_0 , C_{js}^v y S_{js}^v) para la componente v . Una vez resueltos los sistemas y calculados estos coeficientes, las constantes armónicas de cada componente de marea U_{js} , V_{js} y Φ_{js}^u , Φ_{js}^v se determinan a partir de las expresiones [3.17 a 3.20].

Los ajustes armónicos de la señal de marea presente en los registros de velocidad de la corriente suelen presentar residuos muy superiores que los obtenidos en el caso de registros de niveles del mar. Esto es debido a que la señal

de ruido, entendiéndose por ésta la que no está originada por marea astronómica, es bastante superior a la que existe en los registros de niveles del mar. Este ruido suele estar alimentado por la presencia de señales muy intensas de frecuencia baja de origen meteorológico y por fluctuaciones en la intensidad de la corriente asociadas a las ondas internas.

Otra de las técnicas de análisis más utilizadas es la basada en la descomposición de las señales de velocidad en series de Fourier. En la práctica, las series temporales de cualquier variable geofísica están muestreadas a un cierto intervalo de tiempo Δt , así pues partimos de una serie $s(k\Delta t)$ con $k=-N$, N extendida a lo largo de un periodo de tiempo finito $T=2N\Delta t$, donde $2N+1$ es el número total de datos. La versión práctica de la transformada de Fourier se escribe entonces del modo:

$$S(\sigma_j) = \frac{S_j}{\Delta\sigma} = \sum_{k=-N}^N s(k\Delta t) e^{-i2\pi\sigma_j k\Delta t} \Delta t \quad [3.26]$$

donde $\sigma_j=j\Delta\sigma$ y la única distinción entre los coeficientes de Fourier S_j y las evaluaciones discretas de la transformada $S(\sigma_j)$ se limita al factor $\Delta\sigma=1/T=1/(2N\Delta t)$. La expresión práctica de los coeficientes de Fourier se escribe entonces como:

$$S_j = \frac{1}{2N} \sum_{k=-N}^N s(k\Delta t) e^{-i2\pi\sigma_j k\Delta t} \quad [3.27]$$

donde hemos tenido en cuenta que $\Delta\sigma\Delta t=1/2N$. Los valores discretos de la serie temporal en cada instante de tiempo pueden encontrarse como:

$$s(k\Delta t) = \frac{1}{2N} \sum_{j=-N}^N S(\sigma_j) e^{-i2\pi\sigma_j(k\Delta t)} \quad [3.28]$$

que es la versión discreta de la transformada inversa de Fourier. Los coeficientes de Fourier para el desarrollo en la forma de senos y cosenos vendrían dados por:

$$A_0 = \frac{1}{2N} \sum_{k=-N}^N s(k\Delta t) \quad [3.29]$$

$$A_j = \frac{1}{N} \sum_{k=-N}^N s(k\Delta t) \cos(2\pi\sigma_j k\Delta t) \quad [3.30]$$

$$B_j = \frac{1}{N} \sum_{k=-N}^N s(k\Delta t) \text{sen}(2\pi\sigma_j k\Delta t) \quad [3.31]$$

Se verifica que para un intervalo de muestreo dado Δt la frecuencia máxima que podemos identificar es $\sigma_{Ny} = 1/(2\Delta t)$, la que llamamos frecuencia de Nyquist. De ese modo, el dominio de frecuencias a lo largo del cual se evalúan los coeficientes de Fourier se extiende desde $\sigma_0 = 0$ a $\sigma_{Ny} = 1/(2\Delta t)$, esta limitación del dominio de las frecuencias está ocasionada por la discretización de la serie temporal.

Como la serie temporal se extiende a un periodo de tiempo finito T (“truncamiento”), se establece un intervalo de discretización en el dominio de las frecuencias $\Delta\sigma = 1/(2N\Delta t)$, y de esta forma el máximo número de evaluaciones que podemos tener es $(N+1)$. Luego la longitud temporal de la serie condiciona su resolución (mayor o menor número de estimas) en el dominio de las frecuencias.

Para cada una de las frecuencias σ_j podemos definir la cantidad:

$$D(\sigma_j) = \frac{A_j^2 + B_j^2}{2\Delta\sigma} \quad [3.32]$$

que llamamos densidad espectral. Su representación frente a la frecuencia genera el espectro de densidad espectral o espectro de potencia. La integral de la curva de densidad espectral a lo largo del intervalo $\Delta\sigma$ representa la intensidad de línea espectral:

$$\int_{\sigma_j - \frac{\Delta\sigma}{2}}^{\sigma_j + \frac{\Delta\sigma}{2}} D(\sigma) d\sigma = \frac{A_j^2 + B_j^2}{2} \quad [3.33]$$

mientras que la integral entre las frecuencias $\sigma_0=0$ y $\sigma_{N_y}=1/2\Delta t$ representa la varianza de la serie.

Una variable vectorial, como puede ser la velocidad de una corriente, puede ser representada en forma de un espectro para su tratamiento. Para ello, suponiendo que asimilamos el vector intensidad o velocidad de corriente (hablamos de corrientes en el plano XY, por tanto tan sólo de dos componentes) a un número complejo, podremos escribirlo del siguiente modo: $w(t) = u(t) + iv(t)$, donde la parte real representa la componente en la dirección oeste-este, y la imaginaria la componente Sur-Norte.

Desarrollando en series de Fourier las series temporales correspondientes a ambas componentes tenemos:

$$w(t) = \sum_{j=-\infty}^{\infty} U_j e^{i2\pi\sigma_j t} + i \sum_{j=-\infty}^{\infty} V_j e^{i2\pi\sigma_j t} \quad [3.34]$$

donde $U_{-j} = U_j$ y $V_{-j} = V_j$. Operando llegaríamos a la siguiente ecuación:

$$w(t) = \sum_{j=-\infty}^{\infty} R_j e^{i2\pi\sigma_j t} = R_0 + \sum_{j=1}^{\infty} R_j e^{i2\pi\sigma_j t} + \sum_{j=1}^{\infty} R_{-j} e^{-i2\pi\sigma_j t} \quad [3.35]$$

donde $R_0 = U_0 + iV_0$, $R_j = U_j + iV_j$ y $R_{-j} = U_j - iV_j$. Pueden interpretarse como vectores que giran en sentido antihorario y horario respectivamente.

Operando con estos coeficientes podríamos llegar a los espectros de densidad espectral antihorario $D_+(\sigma_j) = R_j R_j^* / \Delta\sigma$, el horario $D_-(\sigma_j) = R_{-j} R_{-j}^* / \Delta\sigma$ y el total, media aritmética de ambos $D_T(\sigma_j) = (D_+(\sigma_j) + D_-(\sigma_j)) / 2$.

De esta forma hemos obtenido la amplitud y la fase de cada una de estas constituyentes. Una vez obtenidos los correspondientes armónicos, se ha procedido a la realización de las predicciones de corrientes de marea para nuestra zona de estudio. Para ello se ha empleado el programa TIDEX, desarrollado por el grupo de Oceanografía Física de la Universidad de Cádiz, y basado en los mismos principios que el análisis armónico.

3.7.2 Descomposición en funciones empíricas ortogonales

Las funciones empíricas ortogonales se emplean para resolver un sistema de ecuaciones diferenciales lineales sujetas a unas determinadas condiciones de contorno. La solución existe sólo para determinados valores (autovalores) de un parámetro λ que satisfacen una determinada ecuación:

$$C \cdot x = \lambda \cdot x \quad [3.36]$$

O bien
$$C_{ij} \cdot x_j = \lambda \cdot x_j \quad [3.37]$$

donde C es una matriz con los coeficientes de los operadores lineales del sistema de ecuaciones diferenciales a resolver. A los distintos λ que satisfacen [3.36] o [3.37] hemos dicho que se denominan autovalores, y a los x asociados a cada uno de esos autovalores λ , autovectores.

La ecuación anterior también se puede expresar como:

$$[C - \lambda I] \cdot x = 0 \quad [3.38]$$

donde I es la matriz identidad.

La matriz C se obtiene a partir del producto de otra matriz por su traspuesta. Se puede demostrar que eso conduce a que la matriz C sea real y simétrica y en este caso particular los autovalores gozan de unas propiedades específicas que, sin demostrarlas, se enuncian a continuación:

- Los autovalores de una matriz real simétrica son todos reales.
- Dos autovectores asociados a dos autovalores distintos son ortogonales.
- Una matriz real simétrica de dimensiones $n \times n$, tiene n autovectores independientes.
- Si la matriz además de simétrica y real es definida positiva, entonces sus autovalores son todos positivos.

Un ejemplo del caso clásico antes expuesto se puede estudiar en Noble (1969) o Aubrey (1978).

El problema de las autofunciones empíricas debe satisfacer la misma ecuación [3.38]. La diferencia radica en el hecho de que, para el problema clásico, es la física la que nos indica la forma de la matriz C . En el caso empírico, los coeficientes de la matriz C se extraen de los datos y lo que se intenta explicar es la variabilidad de los mismos con unas pocas funciones: los autovectores o autofunciones.

Estas autofunciones se encuentran aplicando la siguiente condición: su contribución a la varianza de los datos sea máxima. Esto es, la primera autofunción conserva la mayor parte de la varianza de los datos, la segunda autofunción el mayor valor de la varianza restante y así sucesivamente. De esta forma es posible representar un elevado porcentaje de la varianza de los datos con un número muy reducido de funciones.

La descomposición en funciones empíricas ortogonales (FEO's) ofrece una valiosa información sobre la correlación existente entre un número de series temporales simultáneas distribuidas espacialmente. Se trata de un método estadístico para repartir la varianza de dichas series temporales proporcionando información acerca de la variabilidad espacial de un fenómeno físico recogido en dichas series temporales. El objetivo consiste en proporcionar una descripción

compacta de la variabilidad espacial y temporal de series de datos usando un número más pequeño de piezas de información independientes (en términos de funciones ortogonales o modos estadísticos).

Se trata de una técnica habitualmente utilizada en oceanografía ya que es frecuente trabajar con un gran conjunto de series temporales simultáneas de una o más variables pertenecientes a diferentes estaciones.

Dado un conjunto de N series temporales simultáneas de una variable que localizadas en M puntos de un determinado dominio espacial, $q(x_m, t_n)$ con $m=1, 2, 3, \dots, M$ y $n=1, 2, 3, \dots, N$, realizar una FEO de estas series consiste en descomponerlas en un sistema ortogonal de funciones de la forma:

$$Q = V \times M \tag{3.39}$$

donde:

$$Q = \begin{pmatrix} q(x_1, t_1) & q(x_1, t_2) & \dots & q(x_1, t_N) \\ q(x_2, t_1) & q(x_2, t_2) & \dots & q(x_2, t_N) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ q(x_M, t_1) & q(x_M, t_2) & \dots & q(x_M, t_N) \end{pmatrix} \tag{3.40}$$

$$V = \begin{pmatrix} V_1(x_1) & V_1(x_2) & \dots & V_1(x_M) \\ V_2(x_1) & V_2(x_2) & \dots & V_2(x_M) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ V_M(x_1) & V_M(x_2) & \dots & V_M(x_M) \end{pmatrix} \tag{3.41}$$

$$M = \begin{pmatrix} M_1(t_1) & M_1(t_2) & \dots & M_1(t_N) \\ M_2(t_1) & M_2(t_2) & \dots & M_2(t_N) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ M_M(t_1) & M_M(t_2) & \dots & M_M(t_N) \end{pmatrix} \quad [3.42]$$

Siendo $M_i(t_n)$ los pesos temporales de los $i=1, 2, 3, \dots, M$ modos en los que se descompone la señal total de las series y $V_i(x_m)$ los pesos espaciales correspondientes a cada uno de los modos.

Encontrar estos pesos temporales y espaciales requiere solucionar un problema de autovalores y autovectores de la matriz de covarianza correspondiente a los diferentes cruces entre las series temporales. Para ello, primero se agrupan los datos en una matriz Q:

$$Q = \begin{pmatrix} q(x_1, t_1) & q(x_1, t_2) & q(x_1, t_3) \dots & q(x_1, t_N) \\ q(x_2, t_1) & q(x_2, t_2) & q(x_2, t_3) \dots & q(x_2, t_N) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ q(x_M, t_1) & q(x_M, t_2) & q(x_M, t_3) \dots & q(x_M, t_N) \end{pmatrix} \quad [3.43]$$

y eliminamos el valor medio de cada serie temporal, $\bar{q}(x_m)$, obteniendo una matriz Q' de las desviaciones de los datos respecto a su media temporal:

$$Q'(x_m, t_n) = Q(x_m, t_n) - \bar{q}(x_m) \quad [3.44]$$

A partir de la matriz Q' se construye la matriz de covarianza, C:

$$C = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13}\dots & C_{1M} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23}\dots & C_{2M} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ C_{M1} & C_{M2} & C_{M3}\dots & C_{MM} \end{pmatrix} \quad [3.45]$$

en la que cada elemento representa la covarianza entre dos series simultáneas, en las posiciones x_i y x_j :

$$C_{ij} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N q'(x_i, t_n) q'(x_j, t_n) \quad [3.46]$$

y su diagonal principal está constituida por la varianza de la variable en cada punto de estudio.

$$C_{ii} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N q'(x_i, t_n)^2 = \sigma_i^2 \quad [3.47]$$

Diagonalizando la matriz C:

$$|C - \lambda I| = 0 \quad [3.48]$$

Se obtienen los valores λ_i tal que $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 > \dots > \lambda_M$.

Estos autovalores de la matriz de covarianza representan la varianza de cada uno de los modos y los M autovectores asociados, V_m , se determinan resolviendo el sistema:

$$C \times V = \lambda \times V \quad [3.49]$$

donde:

$$C = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & \dots & C_{1M} \\ C_{21} & C_{22} & \dots & C_{2M} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ C_{M1} & C_{M2} & \dots & C_{MM} \end{pmatrix} \quad [3.50]$$

$$V = \begin{pmatrix} V_1(x_1) & V_1(x_2) & \dots & V_1(x_M) \\ V_2(x_1) & V_2(x_2) & \dots & V_2(x_M) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ V_M(x_1) & V_M(x_2) & \dots & V_M(x_M) \end{pmatrix} \quad [3.51]$$

$$\lambda = \begin{pmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & \dots & \lambda_M \end{pmatrix} \quad [3.52]$$

Los autovectores cumplen la condición de ortogonalidad:

$$\sum_{i=1}^M [V_i(x_m)V_j(x_m)] = \delta_{ij} \quad \delta_{ij} = \begin{cases} 1, i = j \\ 0, i \neq j \end{cases} \quad [3.53]$$

por lo que los autovectores son conocidos como las funciones empíricas ortogonales o modos empíricos ortogonales. La inversa de la matriz de autovectores, por ser ortogonal, coincide con su traspuesta, por tanto, una vez

conocidos los autovectores, los pesos temporales se construyen como una combinación lineal de las series en análisis:

$$M = V \times Q \quad [3.54]$$

$$M = \begin{pmatrix} M_1(t_1) & M_1(t_2) & \dots & M_1(t_N) \\ M_2(t_1) & M_2(t_2) & \dots & M_2(t_N) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ M_M(t_1) & M_M(t_2) & \dots & M_M(t_N) \end{pmatrix} \quad [3.55]$$

$$V = \begin{pmatrix} V_1(x_1) & V_2(x_1) & \dots & V_M(x_1) \\ V_1(x_2) & V_2(x_2) & \dots & V_M(x_2) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ V_1(x_M) & V_2(x_M) & \dots & V_M(x_M) \end{pmatrix} \quad [3.56]$$

$$Q = \begin{pmatrix} q(x_1, t_1) & q(x_1, t_2) & \dots & q(x_1, t_N) \\ q(x_2, t_1) & q(x_2, t_2) & \dots & q(x_2, t_N) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ q(x_M, t_1) & q(x_M, t_2) & \dots & q(x_M, t_N) \end{pmatrix} \quad [3.57]$$

Con esta técnica normalmente se consigue que un alto porcentaje de la varianza total del conjunto de datos se encuentre recogida en los primeros modos, siendo prácticamente despreciables los restantes.

La fracción de varianza explicada por el modo i -ésimo, P_i , puede calcularse a partir de:

$$P_i = \frac{\lambda_i}{\text{traza}[C]} \quad [3.58]$$

donde:

$$\text{traza}[C] = \sum_{i=1}^M \sigma_i^2 = \sum_{i=1}^M \lambda_i \quad [3.59]$$

Esto permite reconstruir la serie utilizando sólo los primeros modos, reflejando cómo se distribuye espacio-temporalmente la varianza de la variable medida y eliminando las señales ruidosas contenidas en el registro inicial.

$$u^{pi} = c_{u1}^{pi} M_1(t) + c_{u2}^{pi} M_2(t) \quad [3.60]$$

$$v^{pi} = c_{v1}^{pi} M_1(t) + c_{v2}^{pi} M_2(t) \quad [3.61]$$

***CAPÍTULO 4: Procesos de afloramiento inducidos por la
dinámica de marea en el Umbral Principal del
Estrecho de Gibraltar***

Recordemos que desde un punto de vista físico el Estrecho es un sistema muy energético con corrientes de largo periodo, sub-inerciales, mareales y submareales, todas de significativa amplitud (Lacombe y Richez; 1982; Candela, 1991). Como sabemos, desde un punto de vista biogeoquímico los fenómenos de ondas internas de gran amplitud tienen una especial relevancia por ser una de las mayores contribuciones a la mezcla entre las capas atlántica y mediterránea en el Estrecho (Wesson y Gregg, 1994; Macías *et al.*, 2006), siendo capaces de provocar efectos significativos a distancia en la hidrografía del Mar de Alborán (Vázquez *et al.*, 2006).

Macías *et al.* (2006), registraron la llegada cíclica (en periodos semidiurnos) de núcleos con alta concentración de clorofila al lado este del Estrecho, lo que podría estar asociado con la ocurrencia de ondas internas. Más tarde, Macías *et al.* (2007), utilizando un modelo hidrodinámico biológico unidimensional acoplado, mostraron que la abundancia general observada en los pulsos de clorofila y fitoplancton en la boca este del Estrecho no podía ser explicada por su crecimiento en las aguas superficiales transportadas hacia el Mediterráneo por el flujo entrante atlántico, a causa de su pequeño tiempo de residencia en el Estrecho. Adicionalmente, Macías *et al.* (2008), analizando las observaciones de máximos de clorofila existentes en la zona central del Estrecho encontraron el llamado “máximo de succión”. Tal denominación estaba basada en el porcentaje de células más grandes y clorofila activa en estos máximos, lo cual era indicativo de un origen costero, ya que las células más grandes son encontradas en este tipo de ambientes. La presencia de algunas especies de fitoplancton como *Synechococcus* reforzó esta idea (Bruno *et al.*, 2013).

Estas apariciones permitían la hipótesis de que los procesos de crecimiento de fitoplancton y su retención en estructuras hidrodinámicas en los márgenes costeros del Estrecho deben considerarse para la comprensión de la distribución de las variables biológicas en el área del Estrecho de Gibraltar. Esta hipótesis fue confirmada por Vázquez *et al.* (2009), quienes analizando imágenes de satélite de clorofila han mostrado que durante la inundación mareal (flujo mareal hacia el oeste) el establecimiento de ondas internas de gran amplitud generadas en el lado de sotavento del Umbral de Camarinal parece inducir una succión de masas de agua ricas en clorofila desde los márgenes costeros hacia las zonas centrales del canal. Sin embargo, las causas de la alta concentración de clorofila en el margen costero noroccidental del Estrecho permanecen sin explicación.

En este capítulo intentaremos cubrir el hueco en el conocimiento que existe acerca de los mecanismos de conducción de estos procesos de transporte, analizando detenidamente los procesos sub-mesoescalares en el Estrecho de Gibraltar. Nos centraremos en la región del Umbral de Camarinal, dedicando especial atención a los procesos de transporte a través del Estrecho, las

divergencias y convergencias en la zona central y los pequeños patrones de circulación sobre el margen costero norte.

Para constatar y cuantificar la contribución de agua fría aportada por los bordes costeros en el transporte hacia el Mar de Alborán contamos con imágenes de alta resolución (7m) captadas con sensores aerotransportados AHS (*Airborne Hyperspectral Scanner*). Esta contribución costera estaría relacionada con el ascenso de aguas en la zona del Umbral de Camarinal por la onda interna y debido al efecto de la marea se desplazaría hasta la zona este del Estrecho. El estudio se completó con un experimento de liberación de rodamina, grabaciones continuas de termosalinógrafo, y perfiles ADCP obtenidos a partir de datos procedentes de correntímetros fondeados, así como el instalado en el barco.

Los datos utilizados se obtuvieron, en su mayor parte, durante la campaña oceanográfica “Gibraltar 2008”, realizada a bordo del Buque Oceanográfico “Sarmiento de Gamboa” durante los meses de septiembre y octubre de 2008. Como información complementaria usaremos medidas ADCP registradas desde el Buque de Investigación “García del Cid” durante un crucero llevado a cabo en octubre de 2004, así como imágenes satélite SST y clorofila.

A continuación explicaremos los diferentes tratamientos aplicados a cada conjunto de datos recopilados a lo largo de las diferentes campañas, así como aquellos obtenidos a partir de otras fuentes. Comenzaremos por los procedimientos aplicados a los datos de intensidades de corriente y sus correspondientes resultados y proseguiremos con el análisis de imágenes SST.

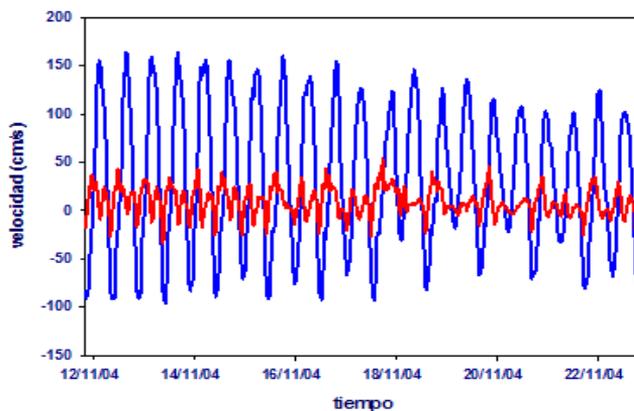
4.1 Registros de velocidad en los bordes costeros y canal central. Campaña “Bordes costeros 2004-2005”

Con el fin de obtener un conjunto de constantes armónicas correspondientes a la zona de estudio (Camarinal) y con ello poder realizar las oportunas predicciones de corriente, se realizaron series temporales de los

registros de velocidad medidos en las zonas de los bordes costeros, así como del canal central del Estrecho.

El tratamiento de la información suministrada por un registro temporal de datos oceanográficos requiere, normalmente, de un proceso previo de filtrado. Estas operaciones de filtrado consisten en la eliminación de las señales asociadas a periodicidades de menor relevancia, de acuerdo a las predicciones que presente el fenómeno que se pretende investigar en dichas series.

Como mencionamos en el capítulo anterior, en concreto el apartado correspondiente al registro de datos durante la campaña de los bordes costeros, atendiendo a los resultados que arrojaban los diagramas de dispersión de las componentes de la velocidad, para obtener un mayor contraste entre dichas componentes se realizó una rotación del sistema de referencia, haciendo coincidir la componente “*u*” de la velocidad con la dirección predominante este-oeste del Estrecho (Figura 4.1).



*Figura 4: Serie temporal de las componentes “*u*” (azul) y “*v*” (rojo) en el nuevo sistema de referencia. Se puede observar claramente el predominio de la componente “*u*” (dirección a lo largo del eje longitudinal del Estrecho de Gibraltar) frente a la componente “*v*” (transversal). En este caso se representan las velocidades correspondientes a los dos primeros meses de registros medidas por el correntímetro 12459 (Figura 3.2; Tabla 3.1).*

Con respecto a las medidas registradas por el ADCP instalado en el Buque Oceanográfico “E. EVA”, se seleccionaron aquéllas comprendidas entre los días 13 y 24 de febrero de 2005. A estos datos, se les aplicó un filtro de Fourier para eliminar las frecuencias que no nos interesaban, a saber, las inferiores a 5 minutos. Análogamente a lo efectuado con los datos registrados a partir de los correntímetros mecánicos, se reajustó el sistema de referencia con el mismo fin.

Debido al gran volumen de datos registrados durante el periodo que los correntímetros permanecieron fondeados, se procedió a dividirlos en dos bloques. El primero de ellos comprendido entre el 29 de octubre de 2004 al 28 de diciembre del mismo año; el segundo, desde el 28 de diciembre de 2004 hasta el 26 de febrero de 2005. A estos registros de velocidad se les aplicó, tanto a la componente predominante longitudinal, “*u*”, como a la transversal, “*v*”, el correspondiente análisis armónico obteniendo de esta manera la amplitud y la fase de cada una de las constituyentes. Para ello se realizó el análisis armónico de Foreman (1978), basado en la aplicación del método de ajuste por mínimos cuadrados a frecuencias de marea. Este análisis se realizó con el programa T-Tide en el entorno MATLAB. Las constituyentes obtenidas corresponden a una profundidad de 45 metros y fueron calculadas para ambos correntímetros mecánicos (RMC7 12459 y 12465 de la marca AANDERAA).

Mediante el TIDEX, programa desarrollado por el Grupo de Oceanografía Física de la Universidad de Cádiz, realizamos las predicciones de corriente a partir de las constituyentes calculadas anteriormente. A continuación, empleamos el programa Σ Plot para el posterior graficado de dichas predicciones.

4.2 Determinación de patrones de circulación inferidos del análisis de los datos de velocidad de corriente

A partir de los registros obtenidos hasta ahora, es posible empezar a extraer conclusiones sobre la existencia de patrones de circulación que conlleven intercambios de masas de agua entre los bordes costeros y el canal central del Estrecho o contracorrientes costeras.

De la información comparada de los registros de velocidad en la costa marroquí y el centro del canal puede deducirse, una vez tratada y filtrada debidamente la información y elaborados los correspondientes diagramas velocidad/tiempo (Figura 4.3), que por un lado, junto a la costa existe una corriente media dirigida hacia el Mediterráneo de 30 cm/s, mientras que en el centro del canal la corriente media tiene un valor bastante superior, aproximadamente de 60 cm/s.

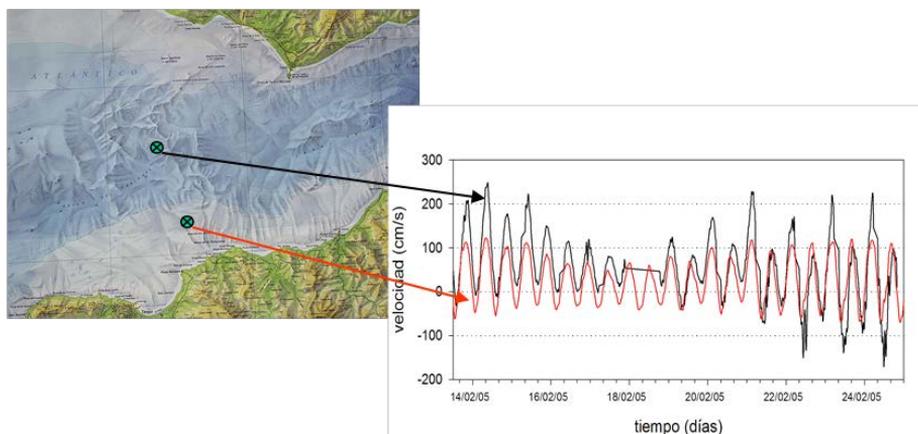


Figura 4.3: Series temporales de velocidad en la costa marroquí y en el canal central durante un período de 10 días. El color negro corresponde a la serie del canal central y el rojo a la serie cercana al borde costero marroquí. Los valores positivos indican dirección de la corriente hacia el Mediterráneo y los negativos dirección hacia el Atlántico.

Esta diferencia en los valores de corriente media puede, en principio, justificarse por el efecto que produce la fricción en el fondo, más patente en el borde costero (profundidad de 40 m) que en el canal central (profundidad de 270 m). Sin embargo, otros estudios (Dastis *et al.*, 2010) sugieren como posible responsable de estas diferencias entre las velocidades, a la topografía del fondo, que interacciona bruscamente con la corriente.

A partir de los registros obtenidos durante la campaña “Gibraltar 08”, se obtuvieron diagramas de velocidad de corriente correspondientes a los fondeos realizados en las proximidades de las costas española (Bajo de los Cabezos) y marroquí (Fondeo de Tánger) (Figura 4.4 y Tabla 4.1). En los diagramas polares que representan las series de velocidad del Bajo de los Cabezos (Figura 4.5) observamos que, en todas las profundidades registradas, existe una clara dirección predominante NW-SE, que guarda un gran paralelismo con la orientación costera de las proximidades. Sin embargo, los diagramas polares correspondientes al fondeo de Tánger (Figura 4.6) muestran una dirección predominante de la corriente que no corresponde con la orientación de la costa adyacente, lo cual sugiere que es la topografía local del fondo la responsable de esta orientación.

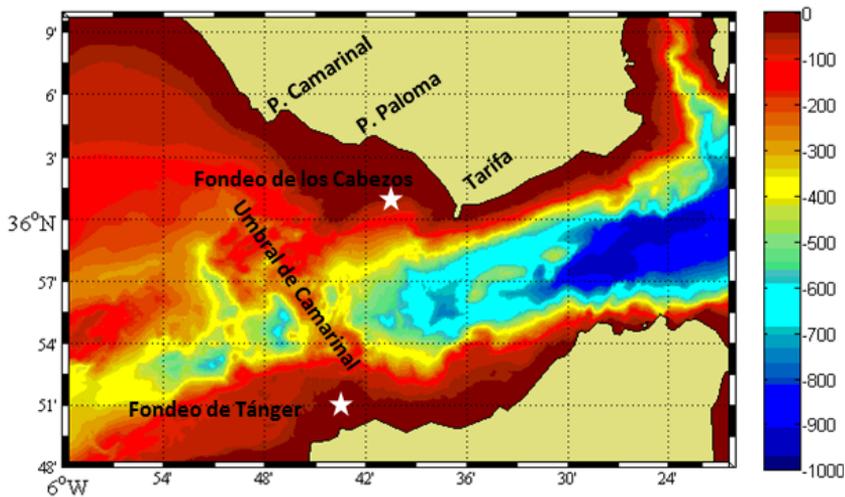


Figura 4.4: Localización de los fondeos en las proximidades de las costas española y marroquí correspondientes a la campaña “Gibraltar 08”.

	Fecha Inicio	Fecha Fin	Latitud °N	Longitud ° W
F. Bajo de los Cabezos	7/1/09	21/4/09	36° 1' 23"	5° 41' 49"
F. de Tánger	24/9/08	18/10/08	35° 50' 21"	5° 43' 26"

Tabla 4.1: Información de los fondeos correspondientes a la campaña “Gibraltar 08”.

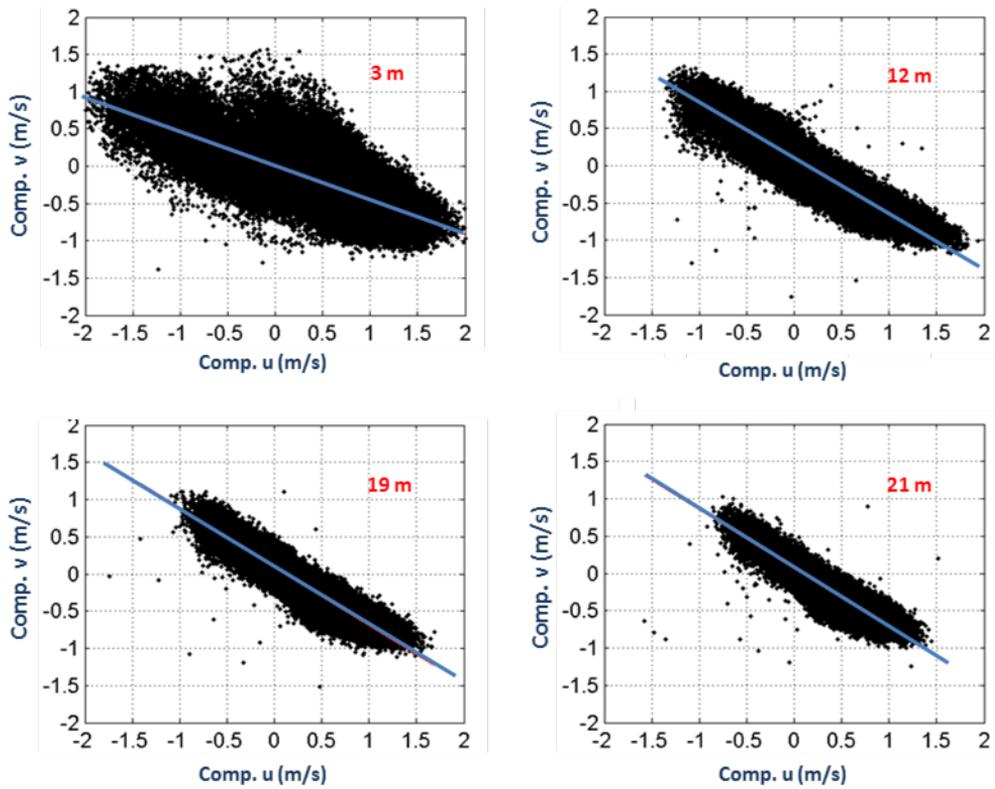


Figura 4.5: Diagramas polares de corriente de los correntímetros fondeados en la costa española (Bajo de los Cabezos).

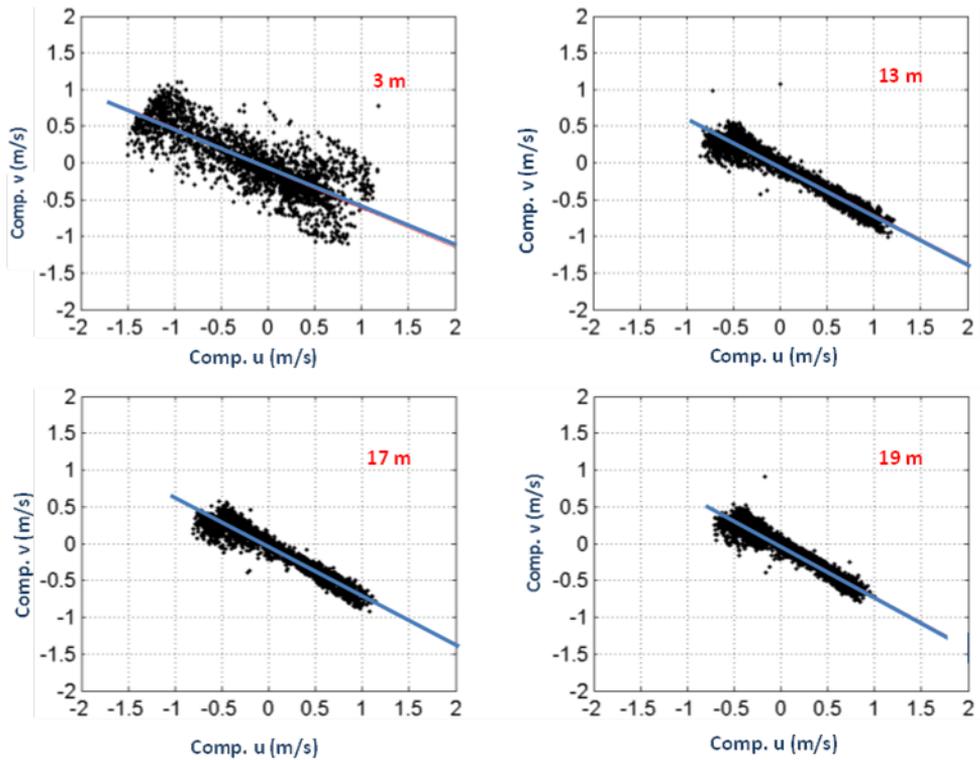


Figura 4.6: Diagramas polares de corriente de los correntímetros fondeados en la costa marroquí (fondeo de Tánger, Banco de las Portuguesas).

Comparamos ahora los registros realizados en la zona central del canal y los adquiridos con el correntímetro del fondeo de la costa marroquí en dos situaciones diferentes de corriente de marea en el canal central, saliente débil y saliente fuerte, durante la campaña “Bordes Costeros 2004-2005”.

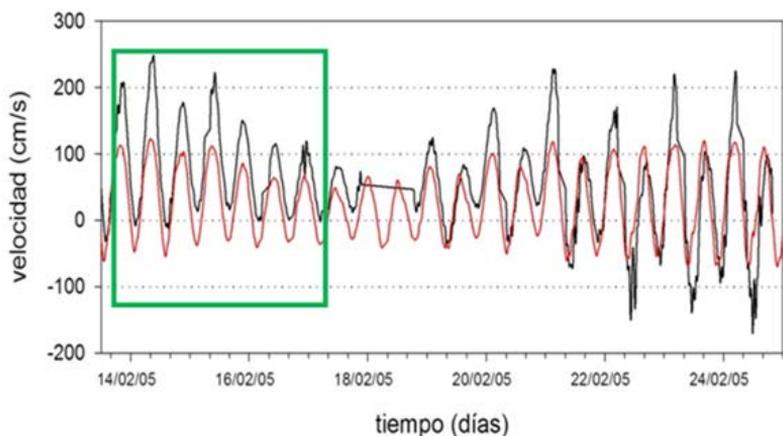


Figura 4.7: Series temporales de velocidad de corriente en el canal central (línea negra) y costa marroquí (línea roja). El recuadro verde marca situación de saliente débil (hacia el Atlántico) en el canal central.

Durante una situación de saliente débil en el canal central (Figura 4.7), se realizaron series temporales de módulo y dirección de la velocidad de la corriente registradas por el correntímetro más superficial (27 m) fondeado en la costa de Marruecos durante los primeros 4 días del período analizado (Figura 4.8). En esta figura puede observarse cómo en condiciones de corriente saliente, la dirección predominante de la corriente registrada en el fondeo de la costa de Tánger es de aproximadamente 260° (paralela a la dirección de la línea de costa). En la Figura 4.9 se ilustra la serie temporal de la componente longitudinal de la corriente en el canal central y en la 4.10 se representa la dirección de las corrientes en el canal central y borde costero durante la saliente de corriente de marea correspondiente a la situación descrita.

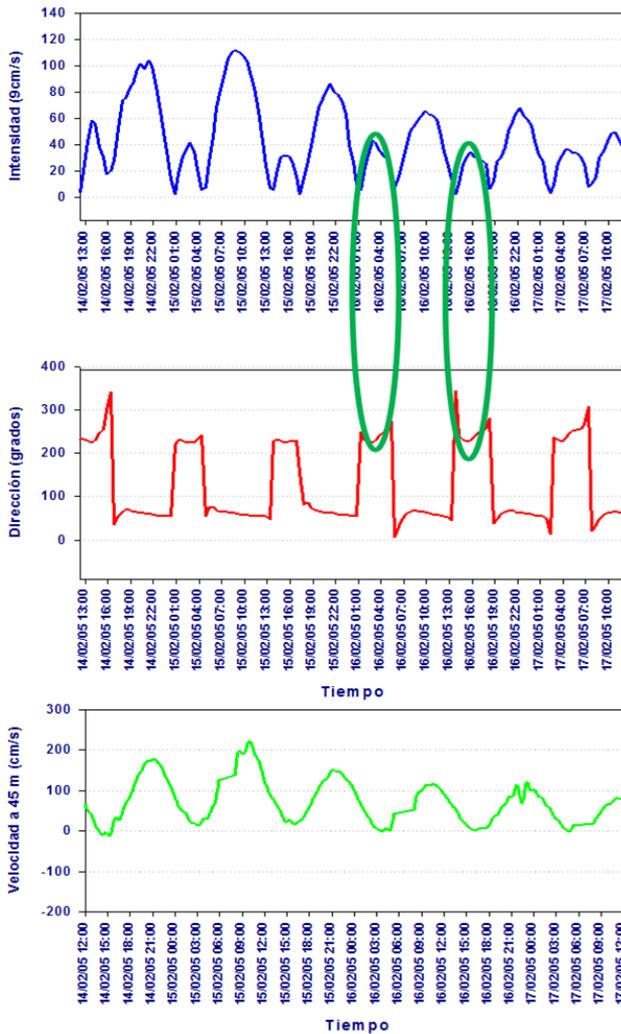


Figura 4.8: Módulo y dirección.

Figura 4.9: Componente Longitudinal.

Figuras 4.8 y 4.9: Las gráficas superior y central corresponden al módulo y dirección de la corriente en salientes débiles. La gráfica inferior nos muestra la componente longitudinal.

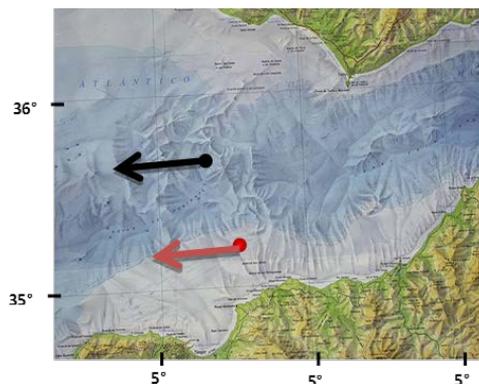


Figura 4.10: En rojo, dirección predominante de la corriente registrada por el correntímetro fondeado en la costa marroquí; en negro, dirección de la corriente en el canal central.

Igualmente, en el caso de salientes intensas de corriente en el canal central (Figura 4.11), se realizaron series temporales de módulo y dirección de la velocidad de la corriente durante los últimos cuatro días del periodo analizado, representadas en las Figuras 4.12 y 4.13. En este caso se observa que a una situación de saliente en el canal central, corresponde una dirección de corriente en el borde marroquí de aproximadamente 360° , perpendicular a la línea de costa.

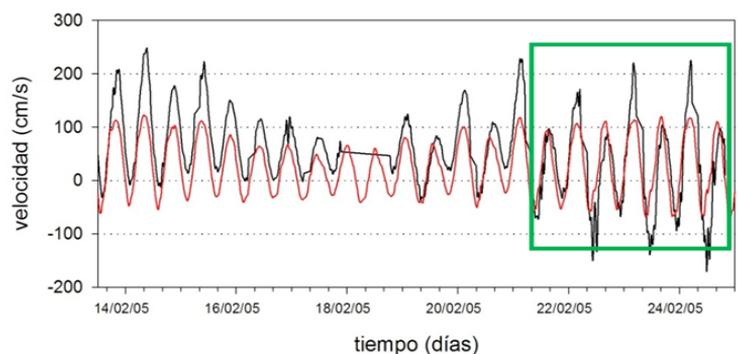


Figura 4.11: Series temporales de la componente longitudinal de la velocidad de corriente en el canal central (línea negra) y costa marroquí (línea roja). El recuadro verde marca situación de saliente fuerte (hacia el Atlántico) en el canal central.

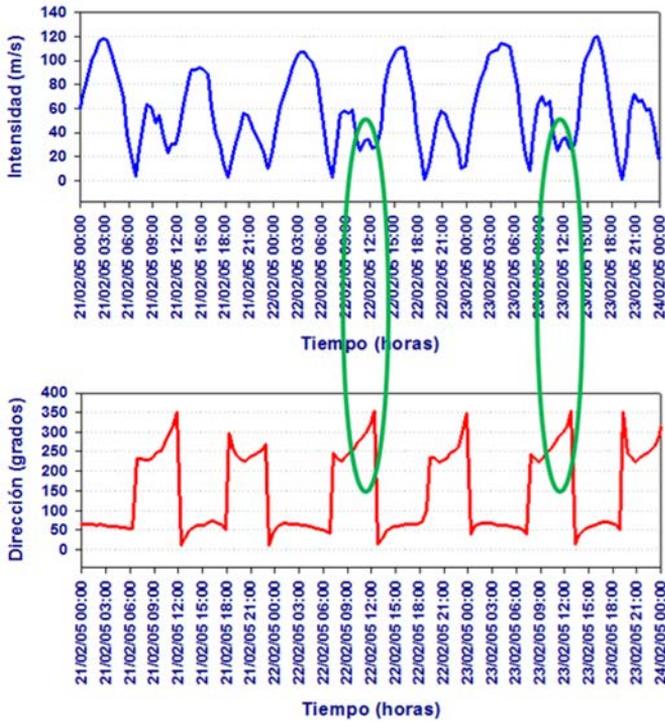


Figura 4.12: Módulo y dirección.

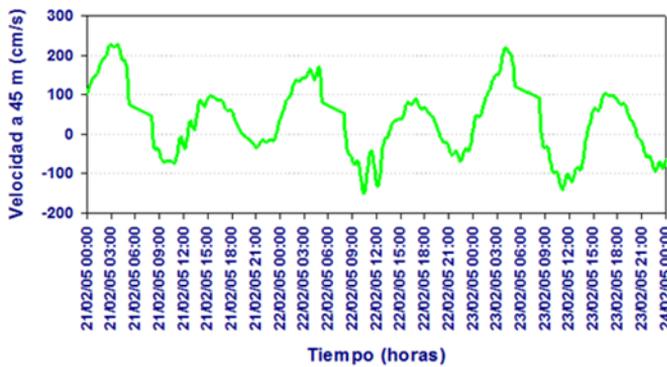


Figura 4.13: Componente longitudinal

Figuras 4.12 y 4.13: Las gráficas superior y central corresponden al módulo y dirección de la corriente en salientes intensas. La gráfica inferior nos muestra la componente longitudinal

En la Figura 4.14 se ilustra la dirección de las corrientes en el canal central y borde costero durante la situación de saliente intensa.

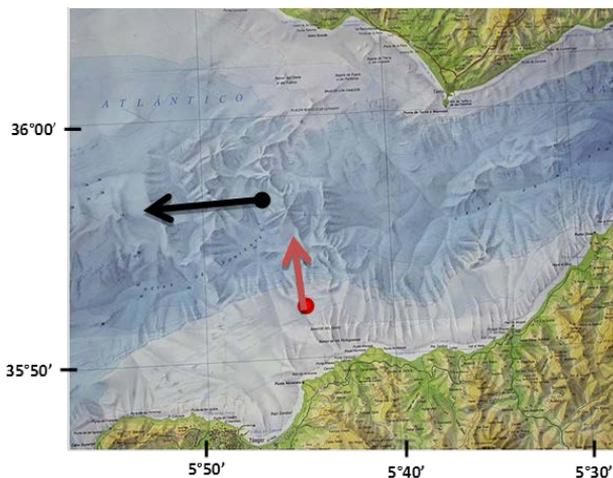


Figura 4.14: En rojo, dirección predominante de la corriente registrada por el correntímetro fondeado en la costa marroquí; en negro, dirección de la corriente en el canal central.

Del análisis comparativo del comportamiento de las corrientes en el canal central y en el borde costero se pueden establecer dos patrones de circulación claramente diferenciados:

1. Un patrón en el que las corrientes en el canal central y el borde costero coinciden en dirección y que corresponde a una situación de corriente de marea saliente débil (hacia el Atlántico) como se ilustra en las Figuras 4.7 a 4.10.
2. Un patrón en el que las corrientes desarrolladas en el canal central y el borde costero muestran direcciones marcadamente diferentes. Mientras que en el canal central la saliente de corriente de marea se dirige hacia el Atlántico, en el borde costero las corrientes parecen dirigirse hacia el centro del Estrecho (Figuras 4.11 a 4.14).

La aparente singularidad del segundo patrón de circulación implica que las corrientes en la plataforma están afectadas, en gran medida, por la intensidad de las corrientes en el canal central. Concretamente, durante episodios de salientes fuertes se produce una intensificación de la corriente en la plataforma en la dirección norte. Por tanto, cuando este patrón de circulación está presente, las aguas de los bordes costeros son succionadas hacia el centro del canal en los momentos en los que se establece la saliente de corriente de marea. Estas aguas succionadas son ahora transportadas por el canal central hacia el Atlántico a mayor velocidad que si lo hicieran cerca del borde costero, siendo desplazadas, en consecuencia, a una mayor distancia de la región del Umbral Principal, aumentando presumiblemente su tiempo de residencia en la mitad occidental del Estrecho. Este patrón de circulación transversal justificaría, en parte, los máximos relativos de concentración de clorofila presentes en imágenes MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), en la mitad occidental del Estrecho (Figura 4.15).

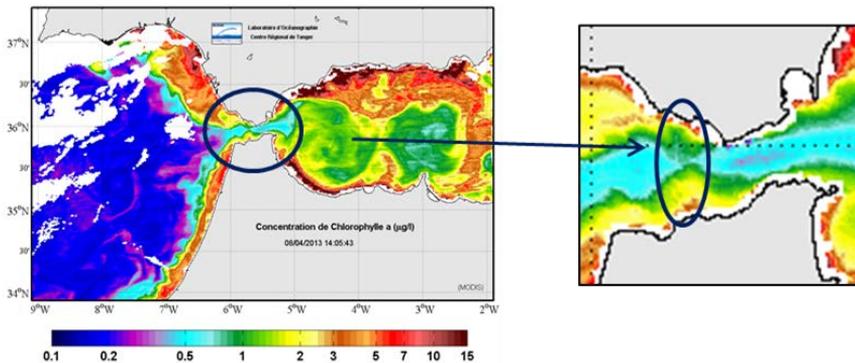


Figura 4.15: Imagen MODIS en la que se muestran concentraciones de clorofila en el Estrecho de Gibraltar (8 de abril de 2013).

Como hemos comentado anteriormente, otra implicación importante de este patrón de circulación propuesto sería la evidente recirculación de masas de agua costeras desde el Estrecho de Gibraltar hacia el Atlántico, la cual debería

considerarse en los cálculos de intercambio globales de masas de agua entre las cuencas Atlántica y Mediterránea.

Es interesante destacar el resultado paralelo obtenido durante el desarrollo de nuestro estudio, y que concierne al papel que las fluctuaciones de baja frecuencia juegan en los flujos a través del Estrecho y, en consecuencia, en la configuración del patrón de circulación de intercambio de masas de agua entre los bordes costeros y el canal central.

En la Figura 4.16b observamos la señal de baja frecuencia contenida en las series de velocidad (Figura 4.16a) de la corriente en el canal y en el borde costero. Se puede apreciar que durante los primeros días de nuestro periodo de análisis las salientes débiles de corriente de marea podrían haber sido originadas por un incremento del flujo medio hacia el Mediterráneo, forzado por la meteorología (Figura 4.17). Este resultado abre un camino muy interesante en la investigación de los patrones de circulación de sub-mesoescala en el Estrecho de Gibraltar como respuesta no sólo al forzamiento de marea, sino también al forzamiento meteorológico en el sistema Golfo de Cádiz-Estrecho de Gibraltar-Mar de Alborán.

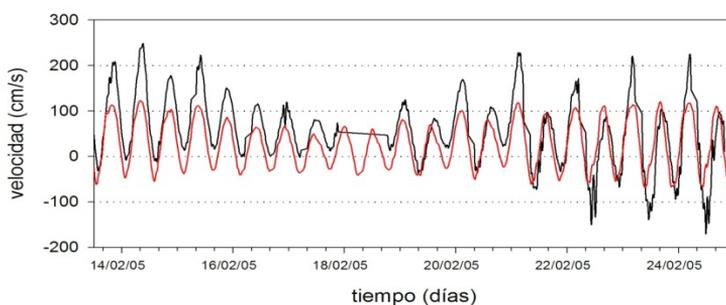


Figura 4.16a: Series temporales de velocidad en la costa marroquí y en el canal central durante un periodo de 10 días. En negro, serie de velocidad en el canal central y en rojo en la costa marroquí.

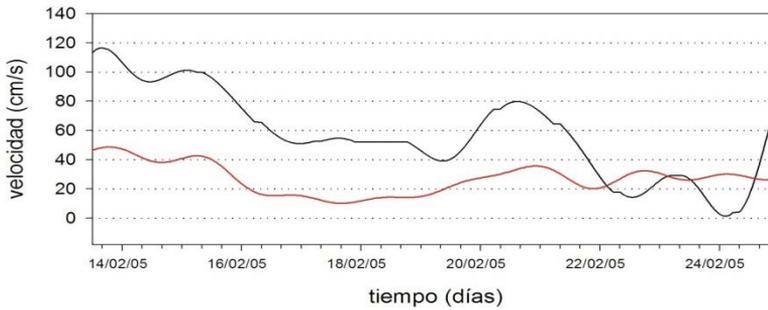


Figura 4.16b: Señal de baja frecuencia (periodos superiores a las 33 horas) de las series de velocidad. El color negro corresponde a la serie en el canal central y el rojo a la serie en la costa marroquí.

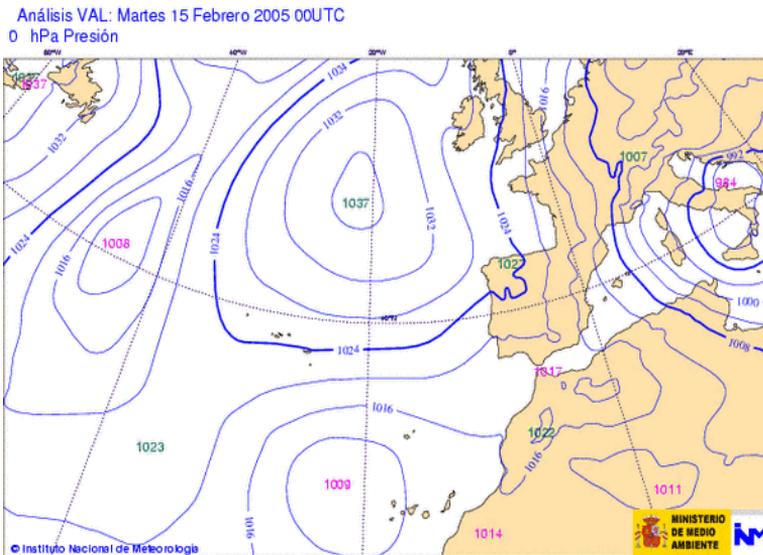


Figura 4.17: Campo de isobaras donde se observa el centro de bajas presiones ubicado en el Mar Mediterráneo.

4.3 Imágenes de alta resolución (AHS)

Para el análisis de los procesos de intercambio entre los bordes costeros y la zona central del Estrecho han resultado definitivas las imágenes de temperatura superficial del agua adquiridas por el sensor hiperespectral (AHS) portado en la aeronave “Paternina” CASA 212-200 del INTA, que ofrecen una resolución espacial de 7 metros y que salvaron el permanente problema de cobertura nubosa imperante durante los días de campaña, ya que no hubiese sido posible obtener imágenes satélite. Además, tanto la resolución espacial como temporal que proporcionan las imágenes satélite hubiera resultado demasiado grosera a la hora de registrar los procesos de intercambio entre los bordes costeros y la zona central del canal dada la pequeña escala espacial de estos procesos (≈ 1000 m). La Figura 4.18 muestra el avión del INTA que realizó los vuelos sobre el Estrecho (los días 17 y 19 de Septiembre de 2008).



*Figura 4.18a: Avión CASA 212-200 Figura 4.18b: Imagen del interior de
del INTA que portaba el sensor AHS. “Paternina” durante uno de sus vuelos.*

Como parte de la campaña antes mencionada se realizaron cuatro vuelos sobre la zona de estudio. Los vuelos se repartieron en dos días (dos por día). El primer vuelo del día se hizo coincidir con el comienzo de la fase saliente de la corriente de marea (hacia el Atlántico), mientras que el segundo se realizó un poco después de la ocurrencia del máximo de saliente de marea (Figura 4.20). Esta localización temporal se eligió para seguir los cambios de temperatura superficial inducidos por el fenómeno de ondas internas generados en torno al Umbral de Camarinal durante la fase saliente de la corriente de marea. En las Tablas 3.4 y

3.5, y en las Figuras 3.9 y 3.10 del Capítulo 3 se muestran algunos detalles del proceso de adquisición durante el día 17 de septiembre de 2008. Para minimizar el efecto de las reflexiones de luz en la superficie del mar en algunas bandas del espectro electromagnético recibidas por el radiómetro AHS, las diferentes pasadas de los vuelos se realizaron con diferente dirección de acuerdo con la posición del sol. Sobre cada pasada se registró un fragmento de imagen de 5 Km de anchura con una superposición de 2 Km.

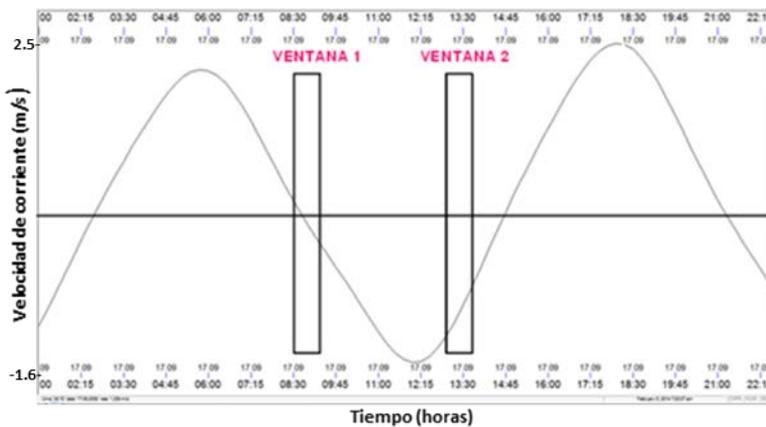


Figura 4.20: Sobre la predicción de corriente de marea (a 45 m de profundidad en el Umbral de Camarinal) se superponen las ventanas correspondientes a los vuelos 1 y 2 sobre la zona de Camarinal, del día 17 de septiembre de 2008.

Las Figuras 4.21 y 4.22 muestran las imágenes SST elaboradas a partir de los vuelos realizados el día 17 de septiembre. Estas imágenes se obtuvieron a partir de los canales infrarrojos del escáner AHS. Un hecho constatable es que las ondas internas de gran amplitud se generan durante la fase saliente de la corriente de marea, por tanto, era esperable un cambio sensible en la temperatura superficial del mar a pequeña escala durante el segundo vuelo (Figura 4.22).

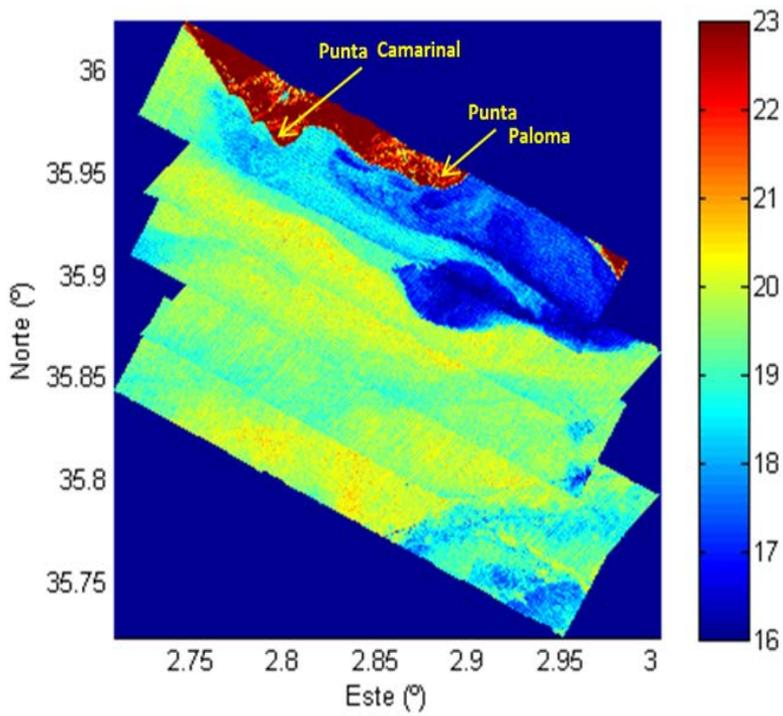


Figura 4.21: Imagen de temperatura superficial del mar registrada por el sensor AHS portado en la aeronave CASA 212-200 del INTA durante el primer vuelo del día 17 de septiembre de 2008.

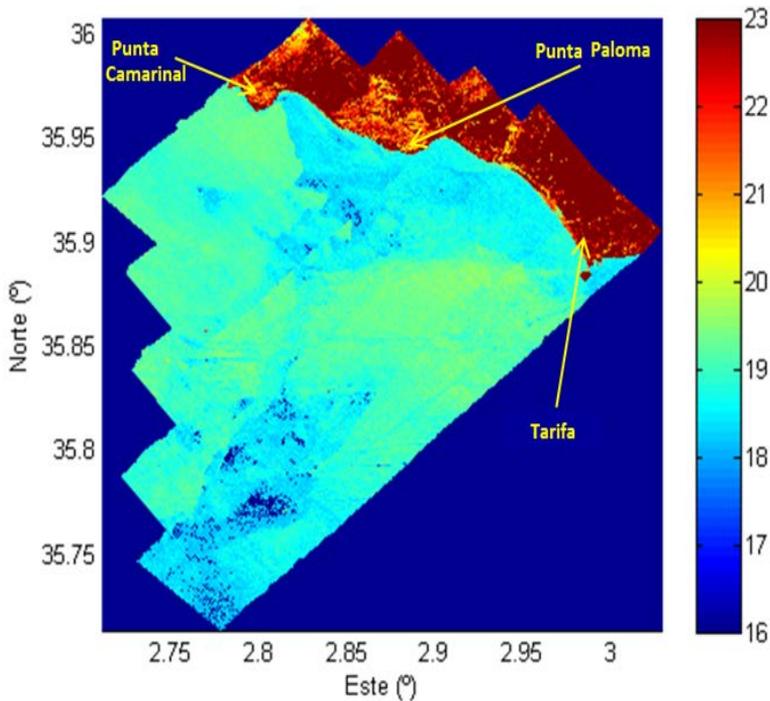


Figura 4.22: Imagen de temperatura superficial del mar registrada por el sensor AHS portado en la aeronave CASA 212-200 del INTA durante el segundo vuelo del día 17 de septiembre de 2008.

Como se aprecia en las figuras anteriores, durante el primer vuelo, cuando la corriente saliente apenas ha empezado a producirse, las aguas más frías se encuentran confinadas en el margen costero, mientras que hacia la zona central del Estrecho las aguas son más cálidas. Parece apreciarse, cerca de la zona de Punta Paloma, un núcleo de agua fría que podría estar relacionado con un vórtice ciclónico creado durante la fase de corriente entrante y, en este caso, es probable que las aguas más frías presentes en el borde costero hayan quedado retenidas dentro de dicho *eddy*. En cambio, durante el segundo vuelo, poco después de haberse alcanzado el máximo de corriente saliente, se produce un descenso de la temperatura tanto en el borde costero como en la zona central del Estrecho. Asimismo, las aguas más frías del borde costero en la zona entre Punta Camarinal

y Punta Paloma, parecen formar filamentos de menor temperatura que evolucionan hacia fuera de la costa, poniendo de manifiesto el transporte de masas de agua desde los bordes costeros hacia la zona central del Estrecho.

El enfriamiento generalizado de las aguas superficiales está relacionado con el ascenso de la interfaz que se produce sobre y hacia el este del umbral mientras el flujo saliente aumenta su intensidad en la parte este del Estrecho. Este ascenso de la interfaz parece compensar la divergencia de masas de agua en la capa superior que ocurre hacia el oeste de Punta Tarifa. La corriente de marea barotrópica saliente al oeste de Tarifa es mayor que el flujo medio de la capa superior dirigido hacia el Mediterráneo, mientras que al este de Tarifa esta corriente barotrópica saliente es inferior a la intensidad de la corriente del flujo medio. La corriente neta en la capa superior al este de Tarifa se dirige hacia el Mediterráneo, creándose, por tanto, una zona de divergencia en la zona central del Estrecho, comprendida entre Punta Tarifa y Punta Paloma. Esta idea se soporta aún más después de observar la imagen de temperatura superficial correspondiente al segundo vuelo (Figura 4.22) y comprobar que no parece inducirse transportes transversales de aguas frías desde los bordes costeros hacia la zona central del Estrecho entre Punta Paloma y Punta Tarifa.

La ausencia de desplazamientos de agua desde la costa sugiere que la divergencia de la capa superior en esta zona debe ser compensada por el ascenso de aguas intermedias mediterráneas (AMI) hacia la superficie, el cual sin duda, debe contribuir al enfriamiento de la capa superior a través de procesos de mezcla vertical de aguas profundas (AMI) con la capa superior, inducidos por las fuertes corrientes cerca y sobre el Umbral de Camarinal. Este resultado confirma la especulación de Macías *et al.* (2007) quienes propusieron que la succión de aguas costeras debía tener lugar entre Punta Camarinal y Punta Tarifa. Como hemos dicho, estos transportes parecen tener lugar en forma de filamentos de aguas frías que evolucionan hacia las zonas de divergencia creadas por las ondas internas de gran amplitud que se desarrollan al oeste del Umbral de Camarinal. De esta forma, las sustancias que son transportadas desde los bordes costeros hacia la zona central, terminan siendo acumuladas en estas zonas. Posteriormente, en la fase de corriente de marea entrante (hacia el Mediterráneo) estos núcleos de sustancias

concentradas (nutrientes, clorofila, plancton, etc.) viajan hacia el Mar de Alborán en donde deben contribuir en alguna medida a la definición de las características de su ecosistema.

Es importante resaltar que estos detalles acerca de la dinámica de las masas de agua más superficiales, han podido ser inferidos gracias a la alta resolución espacial que proporciona el sensor AHS aerotransportado y a su capacidad para evitar la cobertura nubosa, al menos cuando ésta es ocasionada por nubes de considerable altitud. De hecho, para los días en que se realizaron los vuelos no se dispone de imágenes satélite SST ni de clorofila superficial. Sin embargo, el análisis de otras imágenes de satélite realizadas en situaciones hidrodinámicas similares a las encontradas durante los vuelos (Figura 4.23a) confirman tanto los procesos de afloramiento como los desplazamientos de masas de agua desde los bordes costeros en la fase de corriente de marea saliente (Figura 4.23b).

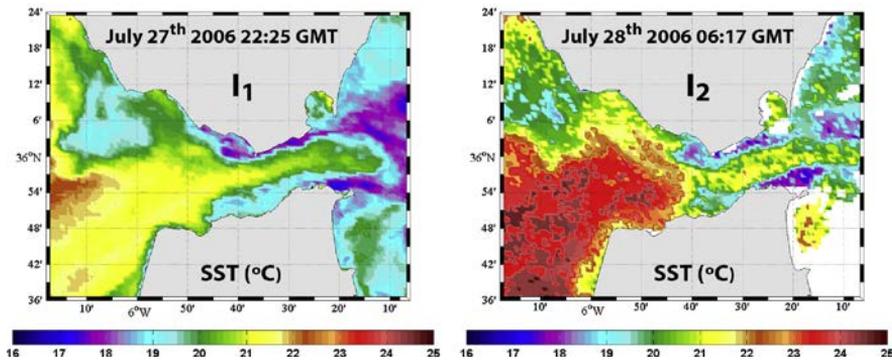


Figura 4.23a: Imágenes de temperatura superficial del mar proporcionadas por los satélites NOAA en dos instantes consecutivos durante un período de mareas vivas. En orden cronológico, la primera imagen corresponde al inicio de la corriente de marea saliente sobre el Umbral de Camarinal, la segunda unas dos horas después del cambio de corriente de saliente a entrante.

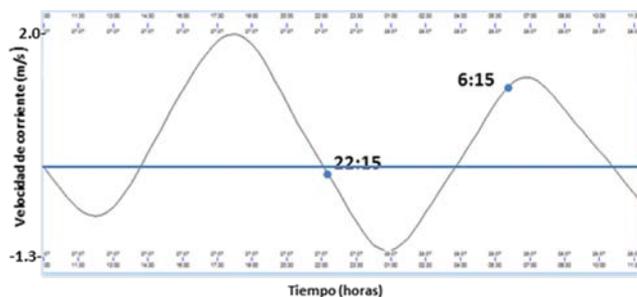


Figura 4.23b: En la predicción de corriente (a 45 m de profundidad en el Umbral de Camarinal) se marcan con puntos azules la hora correspondiente a cada una de las imágenes.

Como se observa en la Figura 4.23a, existe un claro contraste cuando comparamos las distribuciones de temperatura superficial en un momento inicial de la fase de corriente saliente, con respecto a las distribuciones que resultan después de que se haya producido el cambio de corriente saliente a entrante. En la primera imagen (I1), los efectos de ascenso de la interfaz y generación de las ondas internas de gran amplitud no son aún evidentes y las aguas frías están confinadas en los bordes costeros. Sin embargo, en la segunda imagen (I2) se observa un enfriamiento en las zonas centrales del Estrecho. Dado que no se dispone de imágenes SST justo en el momento de la máxima saliente, este enfriamiento en la dimensión transversal del Estrecho no se localiza justo en la zona del Umbral de Camarinal, sino que se encuentra desplazado hacia la parte oriental del Estrecho debido a la advección del flujo de la capa superior que se dirige, favorecido además por la corriente de marea entrante, hacia el Mar de Alborán. Un hecho interesante que merece especial atención es que las aguas frías confinadas en el borde costero entre Punta Paloma y Tarifa se resisten, en los momentos de máxima corriente entrante, a ser succionadas por el flujo en la zona central, lo cual parece confirmar de nuevo la presencia de un remolino ciclónico en esta zona que retiene parte de las masas de agua en los bordes costeros aumentando el tiempo de residencia de éstas.

4.4 Medidas complementarias a las Imágenes de alta resolución

Como información adicional a la aportada por las imágenes anteriormente descritas, se procedió al análisis de medidas *in situ* registradas durante la campaña “Gibraltar 08”.

4.4.1 Medidas realizadas a bordo del buque

Con la finalidad de reunir nuevas evidencias de los procesos de intercambio ocurridos entre la zona central del Estrecho y el margen costero entre Punta Camarinal y Punta Tarifa, se liberó un determinado volumen de rodamina con la ayuda de una pequeña embarcación en un punto próximo al margen costero ($36^{\circ} 2.0' N$; $5^{\circ} 41.5' W$) en dos instantes diferentes del ciclo mareal. La concentración de rodamina en la superficie fue registrada por el Buque Oceanográfico “Sarmiento de Gamboa” que recorrió los transectos marcados en la Figura 4.24. El buque invirtió 18 horas en realizar el recorrido mostrado, cubriendo un ciclo de marea completo.

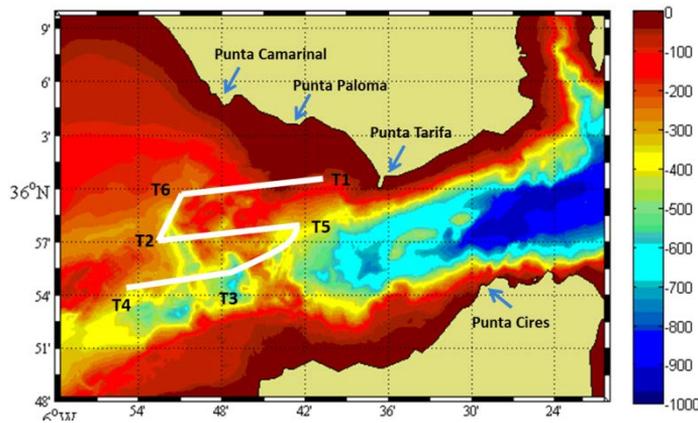


Figura 4.24a: En blanco, recorrido seguido por el Buque Oceanográfico “Sarmiento de Gamboa” durante el experimento de liberación de rodamina.

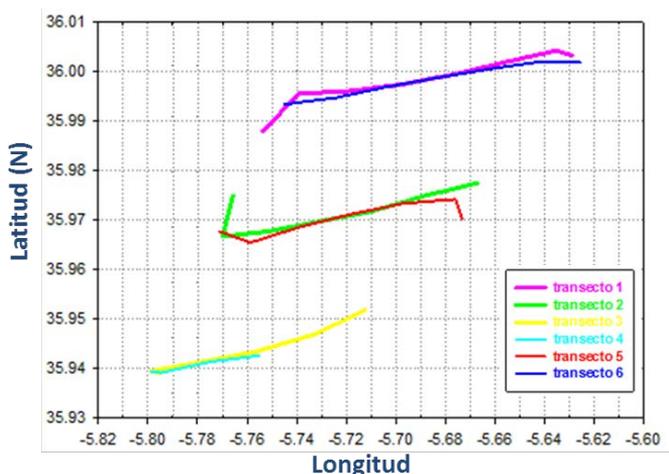


Figura 4.24b: Localización geográfica de los transectos durante los cuales el Buque Oceanográfico "Sarmiento de Gamboa" estuvo registrando medidas.

La concentración de rodamina se determinó a partir de medidas de fluorescencia. Para el análisis, el agua fue recogida a una profundidad nominal de 5 m y conducida a la cámara de registro del fluorímetro, que medía la fluorescencia de rodamina en un rango de 1Hz. Los datos se grabaron en la memoria física del fluorímetro y más tarde descargados a un PC compatible.

El momento de la liberación del trazador se seleccionó para que coincidiera con el comienzo de la fase saliente de la corriente de marea, al principio de la generación de la onda interna de gran amplitud, cuando se espera que tenga lugar el posible proceso de succión activado por las ondas internas.

Otro tipo de medidas grabadas a bordo del Buque Oceanográfico "Sarmiento de Gamboa" fueron los registros en continuo realizados por un perfilador de velocidad VM-ADCP (*Vessel Mounted Acoustic Doppler Current*) 75 kHz con una frecuencia de muestreo de 1 minuto, así como medidas de temperatura superficial y salinidad a la misma frecuencia de muestreo. Como información auxiliar se usarán medidas VM-ADCP adquiridas a bordo del Buque de Investigación "García del Cid" durante un crucero realizado en octubre de

2004. En la Figura 4.25 se indica la localización de los transectos de medida del “García del Cid”. En la Figura 4.26a se puede observar que la velocidad de corriente próxima al margen costero incrementa su componente hacia el sur cuando la componente saliente de la corriente de marea sobre el Umbral de Camarinal se intensifica (Figura 4.26b). Se observa que la componente sur está más marcada en la parte occidental de los transectos.

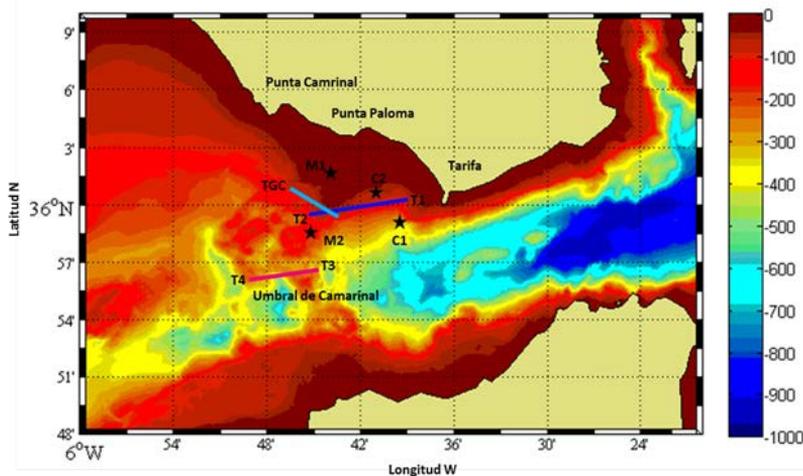


Figura 4.25: Mapa de la zona de estudio mostrando las principales características topográficas del Estrecho. Se indican los transectos T1, T3 y T4 (líneas azul y roja) a lo largo de los cuales se obtuvieron medidas en continuo de temperatura, salinidad y concentración de rodamina en superficie y perfiles VM ADCP, a bordo del Buque Oceanográfico “Sarmiento de Gamboa”. Se muestra también el transecto TGC (color cian) realizado a bordo del Buque de Investigación “García del Cid”, en octubre de 2004. M1 y M2 corresponden a dos líneas de fondeo, mientras que C1 y C2 indican la posición de los lanzamientos de CTD (Conductivity Temperature Depth).

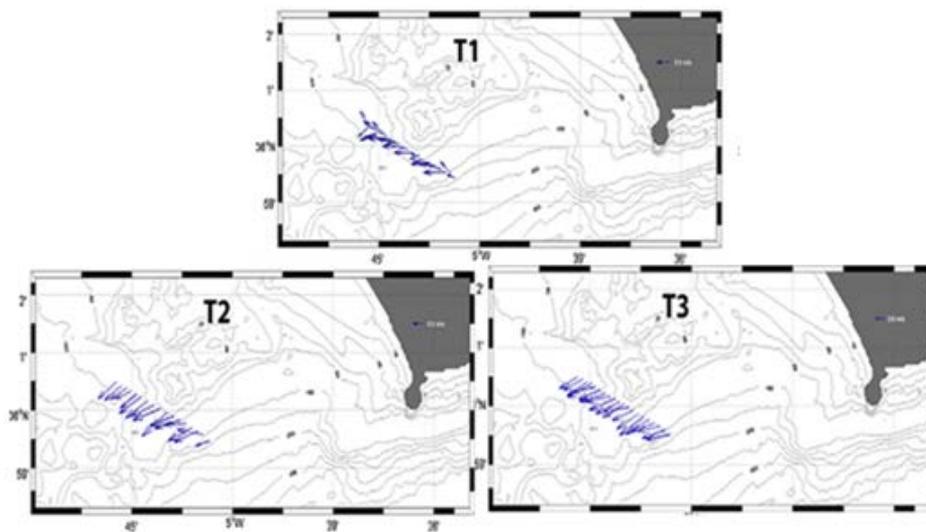


Figura 4.26a: Velocidades de corriente a 12.5 m de profundidad obtenidas con un VM-ADCP a bordo del Buque de Investigación “García del Cid”, a lo largo de tres transectos realizados durante octubre de 2004. (Bruno et al., 2013).

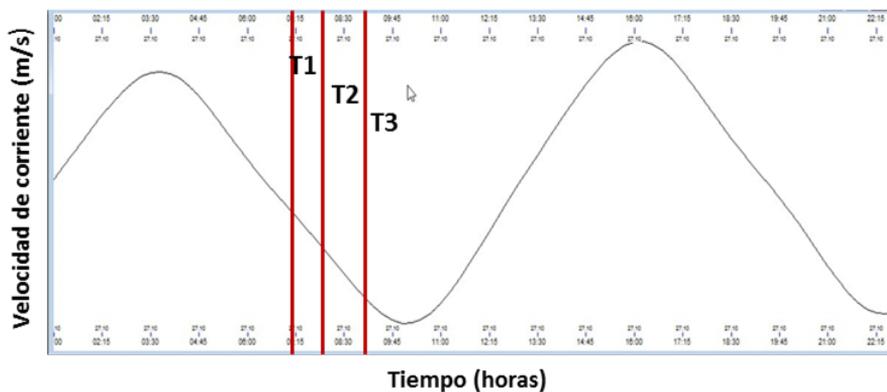
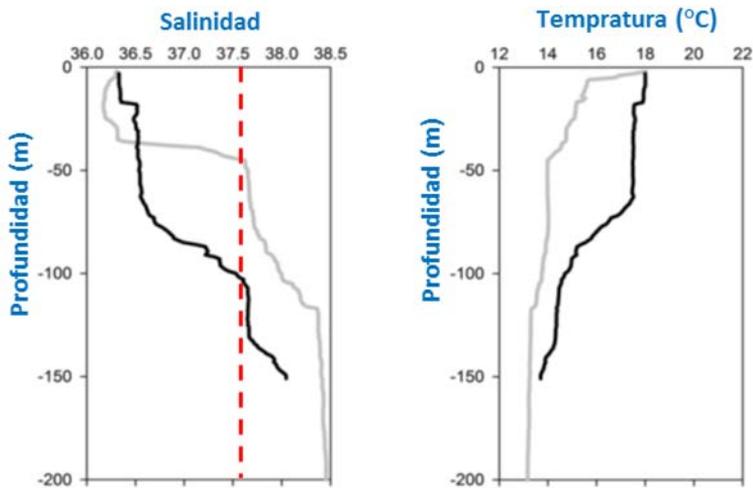


Figura 4.26b: Predicción de corriente a 45 m de profundidad en el Umbral de Camarinal, correspondiente a los transectos de la Figura 4.26a

En la Figura 4.27 se muestran los perfiles de salinidad y temperatura correspondientes a dos lanzamientos de CTD realizados en la región del Umbral de Camarinal (Figura 4.25). Uno de ellos se efectuó coincidiendo con el final de la fase saliente de la corriente de marea, y el otro, muy próximo al momento de máxima entrante. Podemos observar que durante la fase saliente la profundidad del AMI (interfaz atlántico-mediterránea), asignada a la profundidad de la isohalina 37.5 (García Lafuente *et al.*, 2002), se ha elevado por encima de los 50 m. Este ascenso de la interfaz provoca un enfriamiento y aumento de la salinidad en las aguas próximas a la superficie, que se reparten periódicamente por el margen costero. Este efecto cinemático del AMI podría explicar la acumulación de aguas más frías constreñidas en el área costera entre el Umbral de Camarinal y Punta Tarifa, registrados en las imágenes SST de alta resolución adquiridas por el escáner AHS durante el primer vuelo (Figura 4.21), poco antes del comienzo de la fase saliente de la corriente de marea.



*Figura 4.27: Perfiles de temperatura y salinidad obtenidos en las posiciones C1 (gris) y C2 (negro) indicados en la Figura 4.25. La línea roja punteada marca la isohalina 37.5. (Modificado de Bruno *et al.*, 2013).*

Otra evidencia de los transportes en el Estrecho se observa en las medidas de velocidad de corriente registradas por el VM-ADCP (Figura 4.28) durante el

primer transecto longitudinal (Figura 4.25), realizado al comienzo de la fase saliente de la corriente de marea y muy próximo al primer vuelo (Figura 4.29). Entre las longitudes $5^{\circ} 39' 36''$ W y $5^{\circ} 40' 48''$ W la velocidad de corriente a 16 m de profundidad muestra una clara componente suroeste (flecha roja en la Figura 4.28).

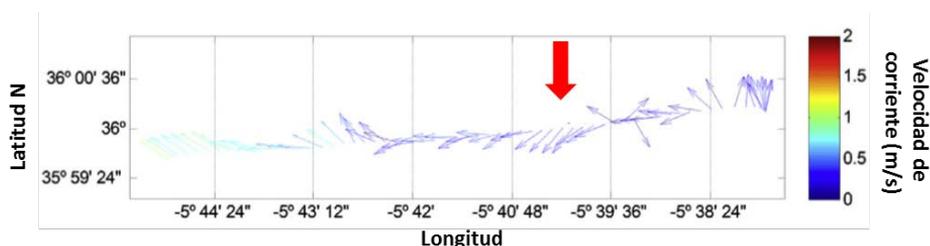


Figura 4.28: Representación vectorial de la velocidad de corriente registrada en el transecto T1 mediante VM ADCP a 16 m de profundidad.

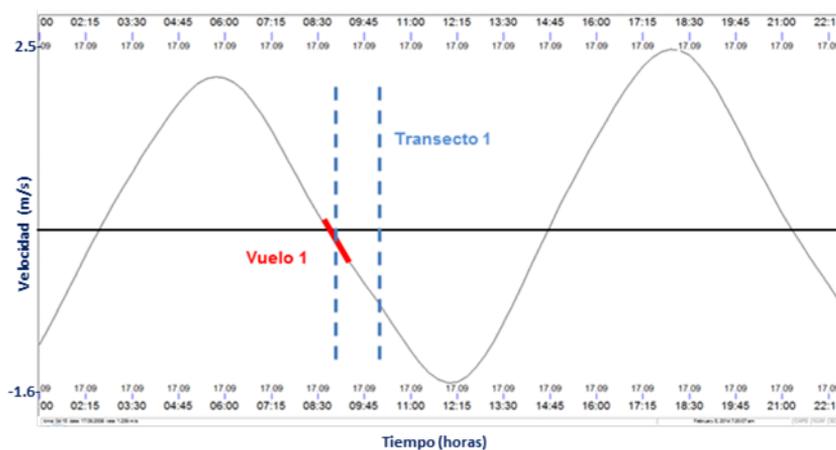


Figura 4.29: Predicción de corriente de marea barotrópica en la zona del Umbral de Camarinal (45 m de profundidad) para el día 17 de septiembre de 2008. Se marca en rojo la duración del vuelo y en azul punteado la del transecto T1.

Los registros de temperatura superficial del mar, medidos por el termosalinógrafo del buque (Figura 4.30), confirman la localización de las aguas más frías en la parte más oriental del transecto, como mostraban las imágenes AHS. Además, los registros de salinidad medidos a bordo del buque muestran valores ligeramente mayores que los de las aguas atlánticas superficiales, lo cual puede ser indicativo de la presencia en estas aguas costeras de alguna contribución de aguas afloradas de la interfaz (Figura 4.31). Se puede observar que en la parte más occidental del transecto se registran valores mínimos de salinidad, lo cual podría indicar la presencia de aguas NACW (*North Atlantic Central Water*) sobre el margen costero.

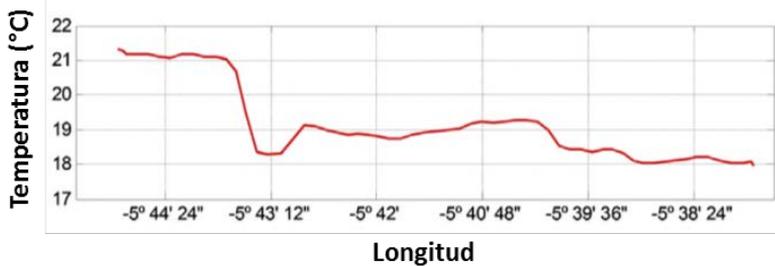


Figura 4.30: Registro en continuo de temperatura a lo largo del transecto T1.

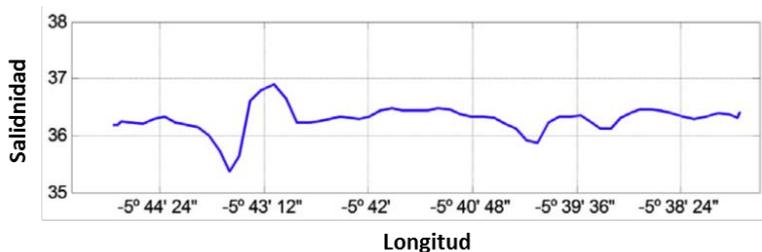


Figura 4.31: Registro en continuo de salinidad a lo largo del transecto T1.

En las Figuras 4.32, 4.33 y 4.34 se muestran los registros de velocidad de corriente, temperatura y salinidad adquiridos durante el desarrollo de los transectos T3 y T4 (Figura 4.25). Estos transectos son los más próximos en tiempo al vuelo 2 y se realizaron durante la fase saliente de la corriente de marea (Figura 4.35).

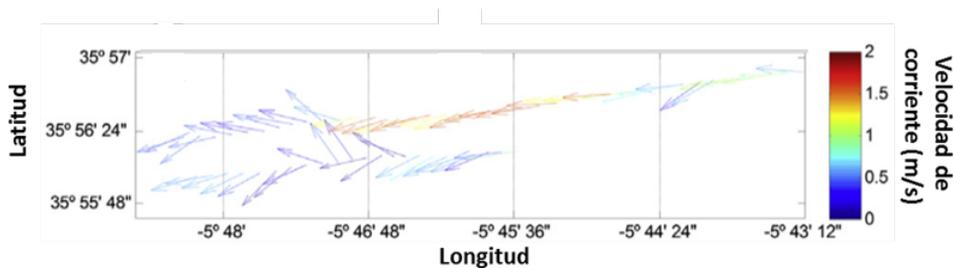


Figura 4.32: Representación vectorial de la velocidad de corriente registrada en los transectos T3 y T4 mediante VM ADCP a 16 m de profundidad.

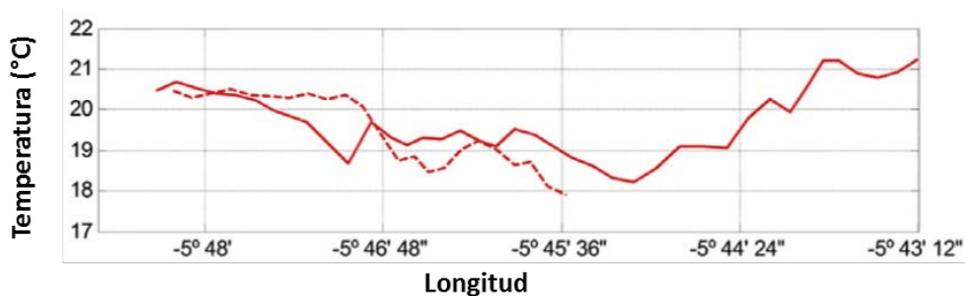


Figura 4.33: Registro en continuo de temperatura a lo largo de los transectos T3 (línea continua) y T4 (línea punteada).

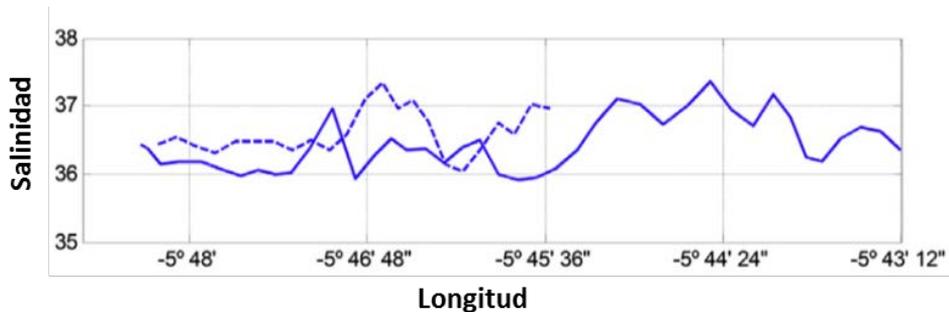


Figura 4.34: Registro en continuo de salinidad a lo largo de los transectos T3 (línea continua) y T4 (línea punteada).

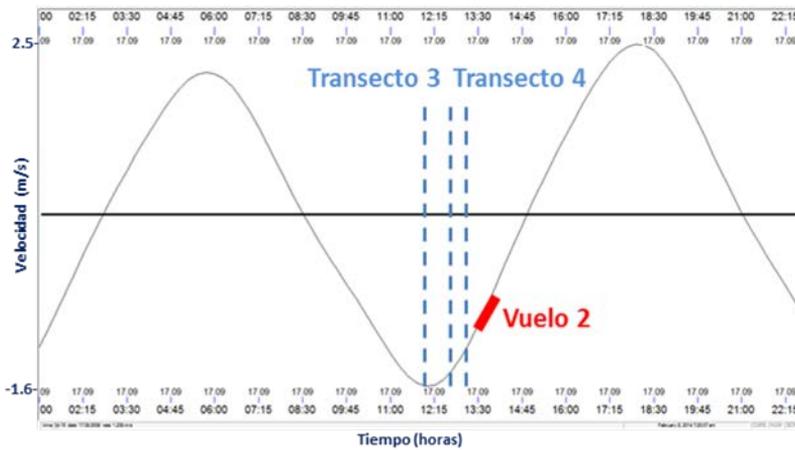


Figura 4.35: Predicción de corriente de marea barotrópica en la zona del Umbral de Camarinal (a 45 m de profundidad) para el día 17 de septiembre de 2008. Se marca en rojo la duración del segundo vuelo y en azul punteado la de los transectos T3 y T4.

Los registros muestran la presencia de aguas superficiales más frías y saladas hacia el lado oriental del transecto 4 y, en la misma longitud geográfica, la parte centro oriental del transecto T3 (Figuras 4.33 y 4.34). Esta respuesta viene relacionada con el ascenso de la interfaz, en la zona de Camarinal (Figura 4.25), durante esta fase de corriente mareal, y su posterior mezcla con las aguas de la capa superior. Aunque una parte considerable de las aguas frías en la capa superior deben proceder de la interfaz, podemos encontrar evidencias de una contribución a esta acumulación de aguas procedente del margen costero, como se muestra en el transecto T4 donde un núcleo de aguas un poco más cálidas y menos saladas, localizado entre las coordenadas $5^{\circ} 45' 36''$ W y $5^{\circ} 46' 30''$ W, se mueven con una cierta componente sur (Figura 4.32).

Para obtener una evidencia más detallada del cambio en la dirección de corriente cerca del margen costero alrededor de Punta Paloma, analizaremos medidas ADCP registradas a lo largo de varios transectos consecutivos realizados por el Buque de Investigación “García del Cid” durante un crucero llevado a cabo en 2004. En la Figura 4.26 se muestran las medidas de velocidad de corriente a 12.5 m de profundidad a lo largo de dichos transectos, durante la fase saliente de la

corriente de marea. Se puede observar que la velocidad de corriente más próxima al margen costero (parte más occidental de los transectos) incrementa su componente sur cuando se intensifica la saliente de la corriente de marea sobre el Umbral de Camarinal.

Como se explica al principio del epígrafe, la rodamina fue liberada poco antes de la inversión de la corriente de marea sobre el Umbral de Camarinal (de entrante a saliente). Coincidiendo con la liberación, el barco comenzó a registrar la fluorescencia de rodamina superficial a lo largo del recorrido de muestreo comenzando por la esquina noreste (Figura 4.36). Como puede observarse, al sur del área de muestreo no se detectó rodamina en esta etapa, ya que la concentración registrada fue muy próxima al umbral de determinación analítica (cercano a 0.1 ppb). Mientras el barco navegaba mar adentro, la concentración de rodamina incrementaba progresivamente, concretamente en la parte más occidental de la ruta y más próxima al área de liberación.

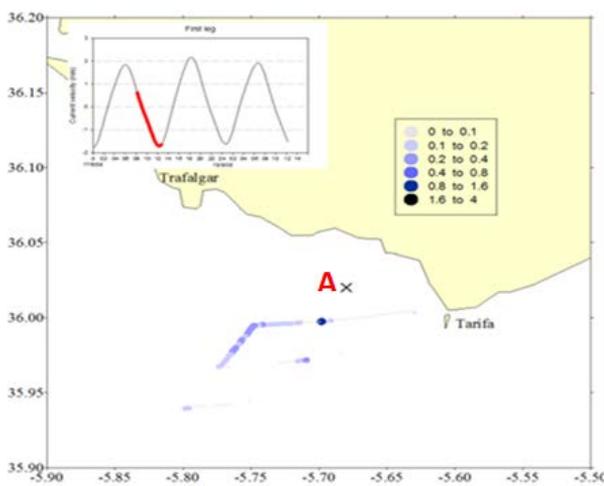


Figura 4.36: La Figura, en diferentes tonalidades de azul, señala las distintas concentraciones de rodamina superficial medidas a bordo del Buque Oceanográfico “Sarmiento de Gamboa” en la primera etapa del muestreo. En el margen superior izquierdo se representa, sobre una predicción de corriente de marea, el intervalo de medida. “A” marca el punto de liberación de rodamina (Bruno et al., 2013).

Teniendo en cuenta la distancia entre el punto de liberación de rodamina y el primer transecto (aproximadamente 2 Km), la hora de liberación de la rodamina (6:30 utc) y la hora en que la concentración de rodamina se detectó en la ruta del buque (9:50 utc), podemos estimar una intensidad mínima de corriente transversal de 0.6 m/s. Este dato se puede constatar al examinar el comportamiento de la corriente de marea en la misma zona a la hora en que se efectuó la liberación de la rodamina.

En la Figura 4.37 se muestran los registros de velocidad de corriente a 65 m de profundidad sobre la parte norte del Umbral de Camarinal (M2, Figura 4.25). Simultáneamente se muestra la predicción de corriente de marea para la misma hora a 12 m de profundidad en la posición A (Figura 4.36), que coincide con la posición del punto de liberación. Podemos observar que a la hora de liberación de la rodamina, (6:30 utc), las corrientes en la posición A se dirigían hacia el sureste, a una velocidad aproximada de 0.8 m/s (atendiendo a la Figura 4.37, las componentes sur y este para la predicción de corriente tienen unos valores de 0.5 m/s y 0.7 m/s, respectivamente), lo que explicaría la detección de rodamina a lo largo del transecto a las 9:50 utc.

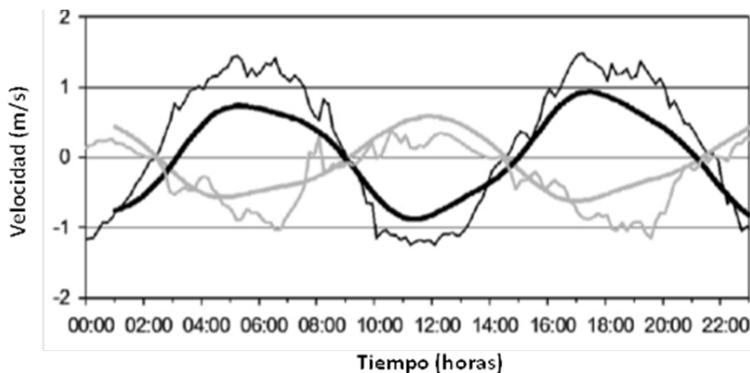


Figura 4.37: Series temporales de velocidad de corriente (m/s). En negro, la componente este y en gris, la componente norte. Las líneas gruesas corresponden a las predicciones de corriente (a 12 m de profundidad) en el margen costero cerca de Punta Paloma (posición A). Las líneas delgadas representan las medidas realizadas en la parte norte del Umbral de Camarinal a 65 m de profundidad, en la posición M2.

La segunda etapa del muestreo comenzó justo al principio de la fase entrante de corriente de marea, en el extremo suroeste de la trayectoria de muestreo (Figura 4.38). Las concentraciones más altas de rodamina se midieron en el lado este del área muestreada, lo que indicaría una rápida advección de las masas de agua marcadas con el flujo creciente entrante. Al mismo tiempo, se detectó la presencia de rodamina en el canal central del Estrecho (aproximadamente 35.93° N) confirmando la succión de aguas costeras durante la fase saliente de la corriente de marea.

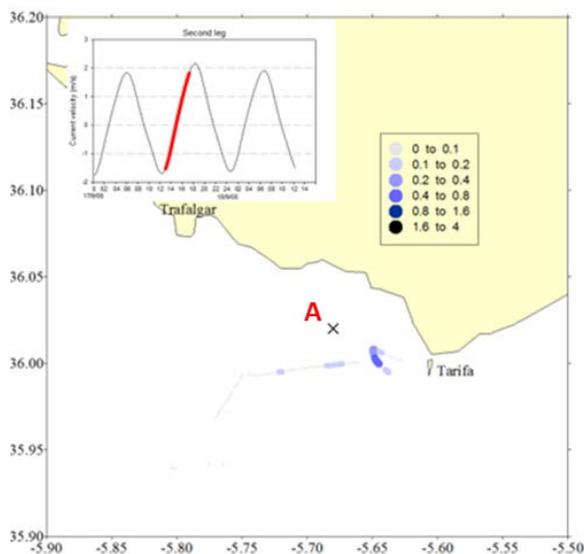


Figura 4.38: La Figura, en diferentes tonalidades de azul, señala las distintas concentraciones de rodamina superficial medidas a bordo del Buque Oceanográfico “Sarmiento de Gamboa” durante la segunda etapa del muestreo. En el margen superior izquierdo se representa, sobre una predicción de corriente de marea, el intervalo de medida. “A” marca el punto de liberación de rodamina (Bruno et al., 2013).

De las observaciones anteriores se deduce que en la zona situada al sur de Punta Paloma pueden tener lugar la mayor parte de los procesos de succión de aguas costeras hacia la zona central del Estrecho. Vázquez *et al.* (2009), llegaron a una conclusión similar a través de un estudio donde combinaron imágenes de radar

de apertura sintética (*ASAR Image Mode*) e imágenes de los sensores MODIS (*MODerate resolution Imaging Spectroradiometer*) y MERIS (*MEdium Resolution Imaging Spectrometer*) de la superficie del mar. Estos autores utilizaron la información de los diferentes sensores para estudiar la generación y propagación de varios episodios de ondas internas sobre el Umbral de Camarinal (así como las estructuras superficiales bidimensionales asociadas) y relacionarlos con las condiciones mareales en el Estrecho. Estos estudios muestran las primeras observaciones *in situ* de estas interacciones entre el margen costero y la dinámica de la zona central del Estrecho.

4.4.2 Medidas a partir de instrumentos fondeados

Para obtener una descripción adecuada de la variabilidad de la velocidad de corriente en la dimensión transversal del Estrecho se realizaron dos fondeos (M1 y M2 de la Figura 4.25). Un perfilador ADP en el margen costero norte (fondo a 24 m) y una línea de fondeo con tres correntímetros (a profundidades de 60, 100 y 150 m) sobre el Umbral de Camarinal (fondo a 180 m). En la Tabla 4.2 se muestra la información detallada acerca de estos fondeos. Debido a una incorrecta instalación del ADP en la costa norte se necesitó un nuevo despliegue para este instrumento, por esta razón el registro de corriente en esa posición no coincide en el tiempo con las medidas realizadas a bordo.

Fondeo	Comienzo-fin	Duración registros	Longitud (W)	Latitud (N)	Intervalo de muestreo (minutos)
M1	7/1/09-21/4/09	104	5° 41' 49"	36° 01' 23"	2
M2	15/9/08-15/10/08	28	5° 44' 18"	35° 58' 01"	5

Tabla 4.2: Información de los fondeos M1 y M2 (Fig. 4.25).

4.5 Mezcla interfacial, aguas surgentes en los márgenes costeros y divergencias y convergencias de la capa superior en la zona central del Estrecho

Los procesos de mezcla vertical alrededor del Umbral de Camarinal son más activos en mareas vivas durante la fase saliente de la corriente de marea (Vázquez *et al.*, 2008), por tanto, atendiendo a la gran amplitud de oscilación de la profundidad de la interfaz en la región del Umbral de Camarinal (Figura 4.27), el intercambio periódico de aguas de la interfaz entre la zona central y los márgenes costeros se convierte en un fenómeno muy frecuente.

Como vimos en su momento, del análisis de la Figura 4.23 se obtiene una clara evidencia del origen mareal de los fenómenos de surgencia en la región del Umbral de Camarinal. Del mismo modo, las imágenes SST de alta resolución adquiridas mediante el escáner AHS aerotransportado nos han permitido realizar un análisis más detallado de estos fenómenos en esta región (Figuras 4.21 y 4.22), relacionando la elevación de la interfaz en el Umbral con el incremento del flujo mareal saliente. Igualmente, los resultados obtenidos a partir de los experimentos de liberación de rodamina ponen de manifiesto la presencia de flujos transversales en esa región del Estrecho.

Estos transportes transversales también podrían estar relacionados con las zonas de divergencia creadas en la capa superior por el gradiente de velocidad, inducido por las ondas internas de gran amplitud sobre y hacia el oeste del Umbral de Camarinal. La Figura 4.38 muestra una sección vertical de la velocidad de corriente a través de los frentes de ondas internas. Se puede observar que en las zonas donde las ondulaciones internas conducen la interfaz a profundidades más someras (onda de elevación) la intensidad de corriente saliente es alta. Sin embargo, en las zonas donde la profundidad de la interfaz es mayor (onda de depresión) la corriente saliente en la capa superior se reduce drásticamente, mientras que en la capa inferior la corriente es muy intensa. La razón de este gradiente de velocidad de la capa superior encontrado a través de los frentes de las ondas internas se detalla en Bruno *et al.* (2002). Sobre las elevaciones de la interfaz las corrientes inducidas por la onda interna son salientes, coincidiendo con

la corriente de marea; mientras que sobre las depresiones de la interfaz las corrientes inducidas por la onda interna son entrantes en oposición a la corriente mareal. De esta forma, la corriente saliente en la capa superior se intensifica sobre las elevaciones de la interfaz y se reduce sobre las depresiones, generando convergencias de masas de agua en las transiciones (de este a oeste) entre las elevaciones y las depresiones, y divergencias de masas de agua entre las depresiones y las elevaciones (Figura 4.39). Podría deducirse que estas divergencias en la capa superior originadas por la interacción entre la dinámica de la onda interna y la corriente mareal en la zona central del Estrecho serían las responsables de los incrementos en la componente sur de la corriente a lo largo de los transectos T3 y T4 que se muestran en la Figura 4.32.

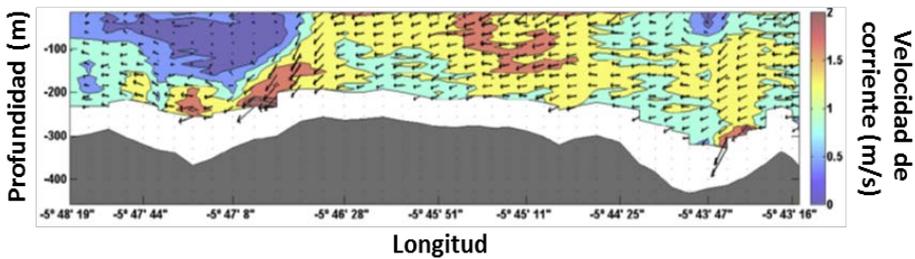


Figura 4.38: Sección vertical de la componente este de la velocidad de corriente a través de los frentes de las ondas internas generadas en el Umbral de Camarinal (transecto T3).

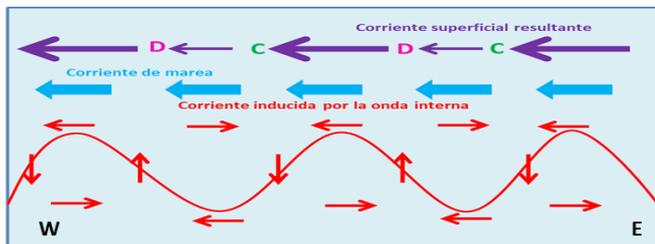


Figura 4.39: El esquema muestra en púrpura la corriente saliente en la capa superior, cómo se intensifica sobre las elevaciones de la interfaz y se reduce sobre las depresiones, generando convergencias de masas de agua (C) en las transiciones (de este a oeste) entre las elevaciones y las depresiones, y divergencias de masas de agua (D) entre las depresiones y las elevaciones.

Como consecuencia de estos patrones de circulación a pequeña escala, las sustancias en suspensión son arrastradas desde los márgenes costeros hacia la zona central y posteriormente dirigidas por la corriente saliente hacia las zonas de convergencia creadas por las ondas internas, donde pueden ser retenidas y acumuladas. Macías *et al.* (2010), analizando la distribución de zooplancton a lo largo de los frentes de ondas internas generados en el Umbral de Camarinal, encontraron evidencias de estas acumulaciones. Posteriormente, en la fase entrante de la corriente de marea en el Umbral de Camarinal, estas concentraciones de sustancias (nutrientes, clorofila, plancton, etc.) viajan hacia el Mar de Alborán donde contribuirán en cierta magnitud a la productividad primaria de la zona. De hecho, esto podría explicar la llegada al lado oriental del Estrecho de los pulsos de concentración de clorofila ya comentados por Macías *et al.* (2006). La imagen instantánea de concentración de clorofila superficial de la Figura 4.40 muestra un ejemplo de estos núcleos de clorofila viajando inmersos en el Giro de Alborán occidental.

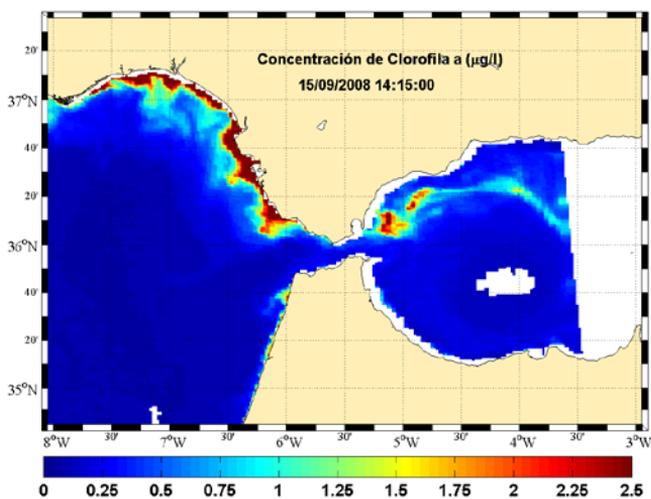


Figura 4.40: Imágenes de concentración de clorofila obtenida del satélite MODIS en una semana de mareas vivas y ausencia de vientos de Poniente.

4.6 Patrones de circulación a pequeña escala sobre los márgenes costeros

Estudiando las imágenes satélite instantáneas SST y de concentración de clorofila encontramos evidencias de la existencia de estructuras similares a *eddies* en el margen costero (Figuras 4.40 y 4.41) que aparecen respectivamente en forma de núcleos con una alta concentración de clorofila y núcleos de aguas más frías que su entorno. La mejor resolución espacial de las imágenes SST obtenidas por los sensores aerotransportados (Figura 4.21) permite apreciar con mayor claridad la existencia de un núcleo de aguas más frías atrapadas en el interior de un *eddy* ciclónico, de aproximadamente 5 Km de anchura, localizado entre Punta Paloma y Punta Tarifa.

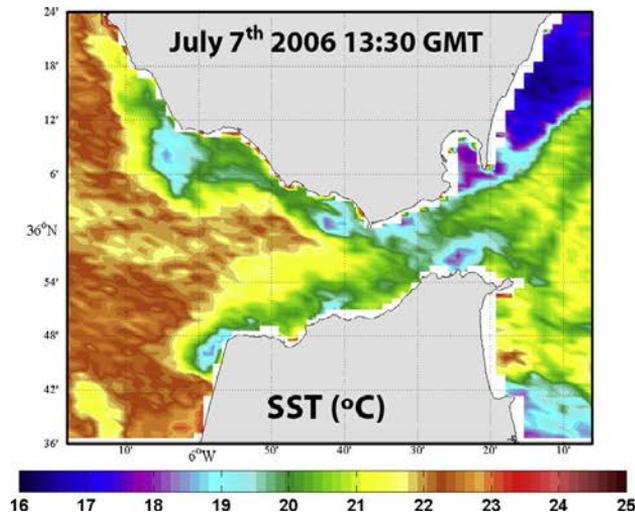


Figura 4.41: Imagen SST obtenida de satélite MODIS durante la fase entrante de la corriente de marea, mostrando varias acumulaciones de agua fría a lo largo del margen costero.

Por otro lado, las simulaciones hidrodinámicas realizadas por Bruno *et al.* (2013) reproducen la existencia de un *eddy* ciclónico entre Punta Paloma y Punta Tarifa que muestra una clara variabilidad mareal, estando más desarrollado en la

fase entrante de la corriente de marea. La existencia de estos *eddies* podría explicar la alta concentración de clorofila en estas zonas a pesar de la intensa dinámica mareal que prevalece en la zona central del Estrecho. Los *eddies* podrían actuar como trampas en las que las masas de agua en los márgenes costeros son parcialmente retenidas incrementando su tiempo de residencia y escapando de la rápida advección hacia el este impuesta en la zona central del Estrecho por el flujo de la capa superior hacia el Mediterráneo. A partir de experimentos lagrangianos (Bruno *et al.*, 2013), se puede deducir que un volumen control de agua liberada junto a la costa justo al oeste de Punta Camarinal podría permanecer más de 12 días en el margen costero antes de ser finalmente arrastrada hacia el Mediterráneo a través del Estrecho.

El acoplamiento entre los procesos de surgencia previamente discutidos y los *eddies* ciclónicos sobre el margen costero parece ser el mecanismo que explicaría los máximos de clorofila frecuentemente encontrados en esas zonas. Este mayor aporte, más o menos continuo, de nutrientes favorecería el crecimiento de fitoplancton en estas áreas. El fitoplancton succionado desde la costa se ve inmerso en aguas ricas en nutrientes, hecho que puede favorecer el crecimiento del mismo mientras es transportado hacia el Mar de Alborán. Nótese que un mero transporte de fitoplancton hacia el Estrecho sin estar sometido a estos procesos de aporte y concentración de nutrientes, podría no tener las mismas posibilidades de crecimiento, y como consecuencia, un menor impacto en la distribución de fitoplancton en el Mar de Alborán.

Resumiendo, de los análisis realizados se deduce que el acoplamiento entre los procesos de afloramiento inducidos por la onda interna y la generación de ondas internas de gran amplitud y los *eddies* ciclónicos sobre el margen costero parece ser el mecanismo que explica la mayor frecuencia de clorofila encontrada en el margen costero del área estudiada. Junto a ello, como consecuencia de los pequeños patrones de circulación a pequeña escala e inducidos por las ondas internas, las sustancias en suspensión son arrastradas desde los márgenes costeros hacia las zonas centrales, y más tarde son dirigidas por la corriente saliente hacia las zonas de convergencia creadas por las ondas internas, donde pueden ser retenidas y acumuladas. Posteriormente, en la fase entrante de la corriente de

marea sobre el Umbral de Camarinal estos núcleos de concentración de sustancias (nutrientes, clorofila, plancton) viajan hacia el Mar de Alborán, donde deben contribuir en alguna extensión a la productividad primaria en la zona. Estos resultados subrayan la importancia que los procesos sub-mesoescalares que están actuando en la región de Camarinal tienen en el comportamiento del fitoplancton en el Mar de Alborán occidental.

En base a los resultados expuestos podemos identificar dos factores fundamentales que deben considerarse para una mejor comprensión de los procesos de transporte sub-mesoescalar inducidos por la marea en el Estrecho de Gibraltar, cerca de la región del Umbral de Camarinal:

1. La cinemática de la interfaz enlaza con la marea interna y las ondas internas de gran amplitud asociadas alrededor del Umbral de Camarinal, lo cual induce:

1.a Procesos de mezcla vertical, tanto en la zona central como en los márgenes costeros del Estrecho, que proveen de aguas ricas en nutrientes a la capa superior y las aguas costeras.

1.b Procesos de convergencia y divergencia inducidos en la zona central del Estrecho por la generación de ondas internas, los cuales provocan la succión de aguas costeras hacia la zona central del Estrecho así como la acumulación de sustancias en las zonas de convergencia creadas a través de los frentes de las ondas internas.

2. La presencia de *eddies* inducidos por la marea sobre los márgenes costeros, lo que explica el mayor tiempo de residencia de las aguas surgentes ricas en nutrientes sobre el margen costero entre Punta Camarinal y Punta Tarifa.

El mayor tiempo de residencia de las masas de agua sobre el margen costero junto con los procesos de afloramiento inducidos por la cinemática de la interfaz (que suministra aguas ricas en nutrientes a la zona) puede ser la razón de las altas concentraciones de clorofila medidas habitualmente en este margen costero.

4.7 Datos de Temperatura Superficial del Mar (SST) obtenidos desde satélite

Los datos de temperatura superficial del mar han sido recopilados a partir de dos fuentes. Por un lado, un conjunto de imágenes procedentes de una antena instalada en el CACYTMAR, y por otro, imágenes generadas a partir de datos del CREPAD. A continuación se describe con detalle el procedimiento aplicado al conjunto de imágenes satélite y así seleccionar aquellas que reunieran las condiciones necesarias para nuestro estudio.

4.7.1 Imágenes SST procesadas a partir de datos del CACYTMAR

Este conjunto de imágenes procede de los satélites NOAA (NOAA 12, 15, 16 y 17), como se explicó en el Capítulo 3. El objetivo consistía en obtener el mayor número de imágenes posible para así completar un ciclo de marea, de manera que se pudiera hacer corresponder cada momento de ese ciclo con su respectiva imagen SST. Una vez logrado, procederíamos a aplicar el análisis de funciones empíricas ortogonales para establecer, de esta forma, el peso de la marea en la variación de la temperatura del agua.

En primer lugar se concretaron las fechas disponibles en el banco de datos. Se rescataron tres bloques, estando el primero de ellos comprendido entre los meses de octubre y diciembre de 2004; el segundo desde enero hasta abril de 2005 y, por último, un tercer bloque que abarcaba desde abril hasta principios de agosto de 2006.

El primer criterio de selección consistió en descartar todas aquellas imágenes donde las nubes fueran las protagonistas. Esta tarea eliminó la inmensa mayoría de imágenes, ya que al coincidir éstas con el periodo invernal (en los dos primeros bloques), la presencia de nubes se convirtió en una constante, por tanto, encontrar imágenes carentes de nubes se convirtió en una tarea bastante infructuosa. Aunque el periodo de registro del tercer bloque abarcaba las

estaciones de primavera y verano, sucedió lo mismo que con los dos anteriores, la presencia de nubes impedía visualizar la zona del Estrecho.

Una vez establecido el conjunto de imágenes útiles para el estudio, se realizaron las respectivas predicciones de corriente de marea para cada una de ellas y así determinar el momento del ciclo de marea en que se captó cada imagen satélite. En la Figura 4.42 se ilustra un ejemplo de imagen junto a su predicción de corriente de marea.

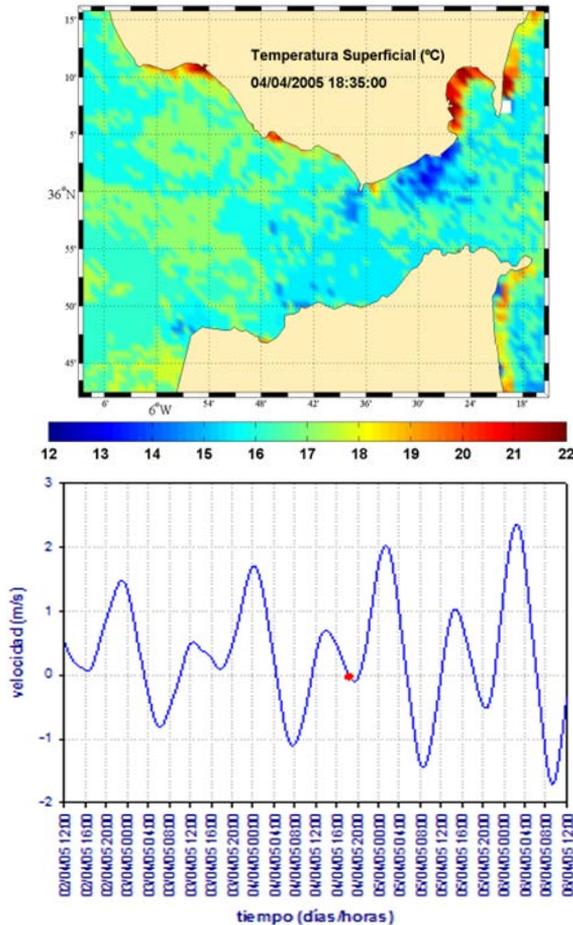


Figura 4.42a: Imagen SST de la zona del Estrecho, procesada en un entorno MATLAB a partir de la información registrada por la antena instalada en el CACYTMAR.

Figura 4.42b: Predicción de corriente de marea (45 m Umbral de Camarinal) en el instante en que la imagen anterior fue captada (4 de abril de 2005).

Al concluir los análisis sólo logramos un reducido conjunto de imágenes despejadas de nubes, con sus correspondientes predicciones de corriente. Intentamos establecer el ciclo completo de marea, pero pudimos comprobar, con decepción, que las imágenes correspondían prácticamente a los mismos instantes del ciclo mareal. Ante semejante situación decidimos que a partir de esta exigua colección de imágenes, el mencionado análisis con funciones empíricas ortogonales para determinar la relevancia de la marea en la dinámica del Estrecho, no era viable. Desestimamos pues, esta línea de estudio y pasamos a una segunda fase (Anexo).

4.7.2 Imágenes SST procesadas a partir de datos del CREPAD

Como ya se menciona en el capítulo dedicado a la metodología, en periodos estivales existe una marcada estratificación térmica que facilita un pertinente seguimiento de las aguas afloradas en un mapa SST de la zona del Estrecho. Se seleccionaron, por tanto, los intervalos comprendidos entre los meses de mayo hasta septiembre (ambos incluidos) de los años 2004 hasta el 2007, así como los meses de septiembre y octubre de 2008. Una vez elegidas las fechas, se procedió a localizar las imágenes.

En un segundo intento por obtener la secuencia completa de un ciclo de marea se recopilaron imágenes de temperatura superficial del mar generadas por el CREPAD. Dentro de los regímenes de marea en el Estrecho optamos, en primer lugar, por completar un ciclo de mareas vivas, ya que durante ellas las salientes de marea (hacia el Atlántico) alcanzan condiciones de flujo crítico sobre el Umbral de Camarinal, lo que propicia la formación de ondas internas que se desplazarán hacia el Mediterráneo (Vázquez, 2006) con el consecuente enfriamiento de las aguas de la zona.

A través del CSIC (Consejo Superior de Investigaciones Científicas) se obtuvieron las imágenes SST con sus ficheros brutos, correspondientes a los periodos seleccionados. Al igual que con las imágenes obtenidas a partir de la antena receptora instalada en el CACYTMAR, el primer paso llevado a cabo con

las nuevas imágenes consistió en eliminar aquellas donde las nubes impidieran observar la zona de estudio. Una vez seleccionado el conjunto de imágenes SST libre de nubes, se calcularon las predicciones de corriente de marea para los instantes en que las imágenes fueron registradas. Finalmente, se completó la información de cada una de ellas con sus respectivos campos de presión y viento. En las Figuras 4.43 a 4.45 se muestra un ejemplo del proceso descrito.

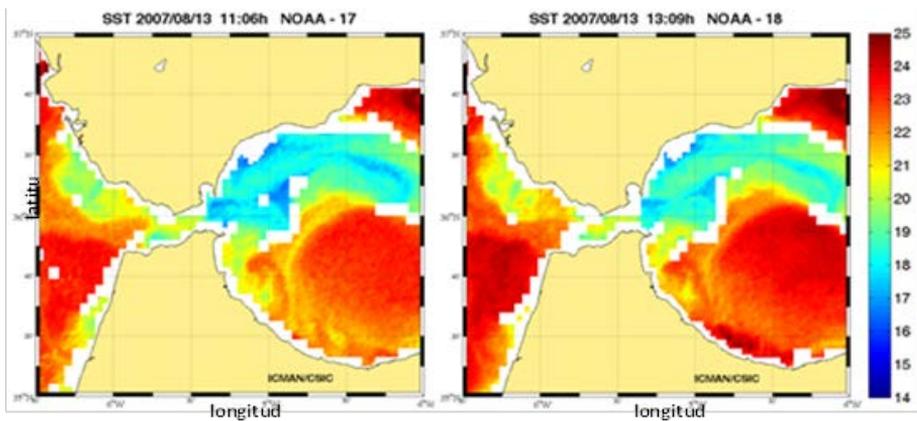


Figura 4.43: Imágenes SST correspondientes a dos momentos diferentes del día 13 de agosto de 2007.

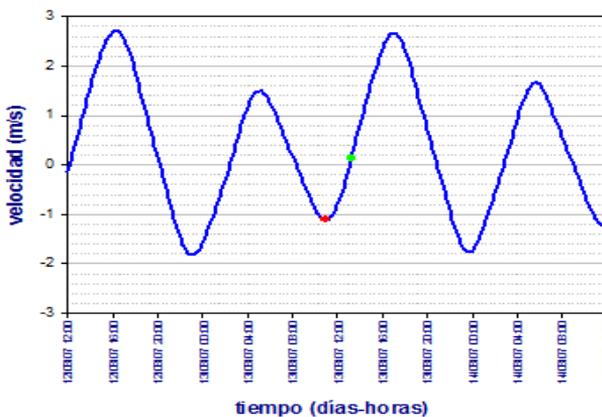


Figura 4.44: Predicción de corriente correspondiente a las imágenes anteriores. El punto rojo señala el momento de máxima saliente (Camarinal) (11:06 h del 13/08/07) y el verde, el momento de cambio de saliente a entrante (13:09 h 13/08/07).

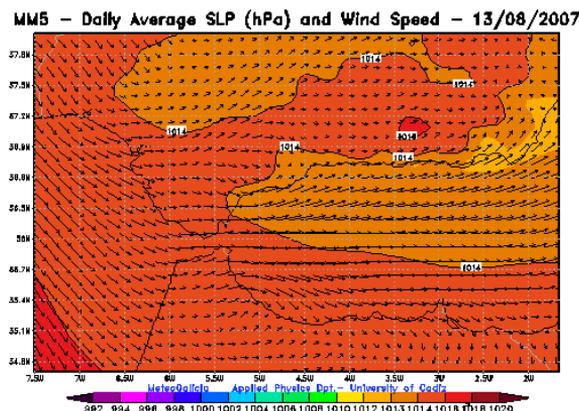


Figura 4.45: Campo medio diario de presión y viento para el día 13 de Agosto de 2007.

Recordemos que nuestro objetivo es completar un ciclo de mareas en el que las variaciones de temperatura superficial del mar observadas a la salida del Estrecho se atribuyan fundamentalmente a la generación de ondas internas en el Umbral de Camarinal. Por ello debemos desestimar los intervalos de tiempo durante los cuales se desarrollen procesos que igualmente favorezcan el enfriamiento de las aguas en la zona. Así evitaremos situaciones de viento de Poniente en Alborán y Levante en el Estrecho. Para poder descartar estas situaciones es imprescindible disponer de la información meteorológica, que nos indique el régimen de vientos dominante.

Las situaciones de Poniente favorecen la presencia de afloramientos en la región de Estepona y con ello el consecuente enfriamiento de las aguas. En las Figuras 4.46 a 4.48 se ilustra cómo la presencia de viento de Poniente en el Estrecho por sí sola podría justificar el enfriamiento de las aguas en el mar de Alborán, sin que pueda atribuirse parte de este enfriamiento al arrastre de aguas desde la zona de Camarinal al encontrarnos en una situación de marea saliente. Por ello, en un primer momento debemos desestimar las imágenes con estas condiciones de viento.

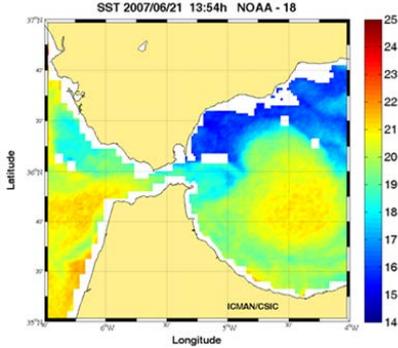


Figura 4.46: Imagen SST correspondiente al 21 de Junio de 2007. Se observa cómo el afloramiento de Estepona se encuentra totalmente desarrollado.

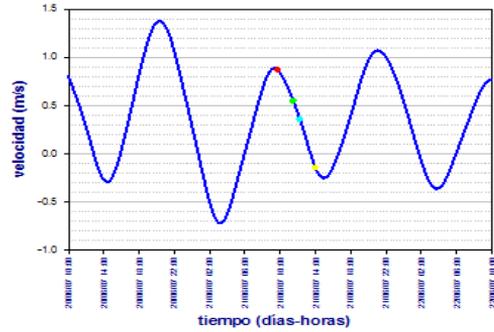


Figura 4.47: En la gráfica de predicción de corriente el punto amarillo marca el momento en que la imagen fue captada.

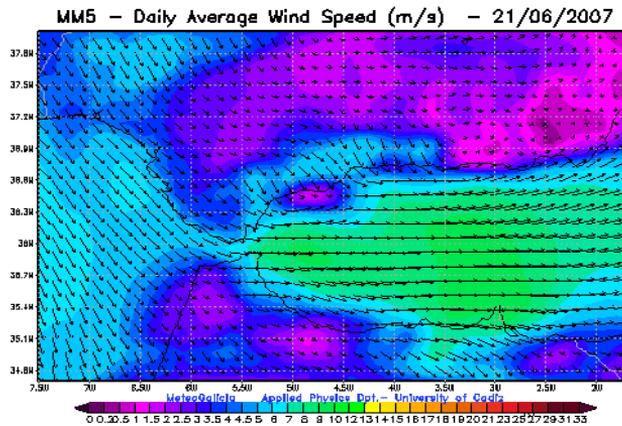


Figura 4.48: Media diaria de presión y viento para el día 21 de junio de 2007. Se observa la presencia de viento de Poniente en toda la región del Mar de Alborán.

De un modo similar, los vientos de Levante favorecerían la aparición de aguas frías, como consecuencia de afloramientos, en la costa marroquí. Las Figuras 4.49 a 4.51 ilustran la aparición de estos enfriamientos, coincidiendo con

una situación de corriente saliente en el Estrecho. Por este motivo, deberíamos descartar para nuestro análisis las imágenes que correspondiesen a esta condición de viento dominante.

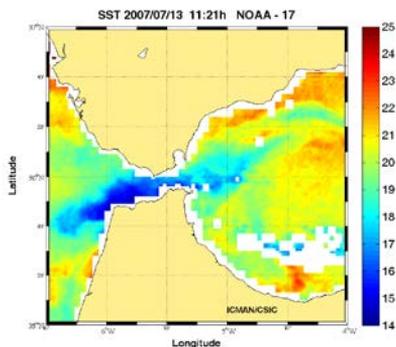


Figura 4.49: Imagen SST correspondiente al 13 de Julio de 2007. Se observa el enfriamiento de las aguas en la costa meridional del Estrecho.

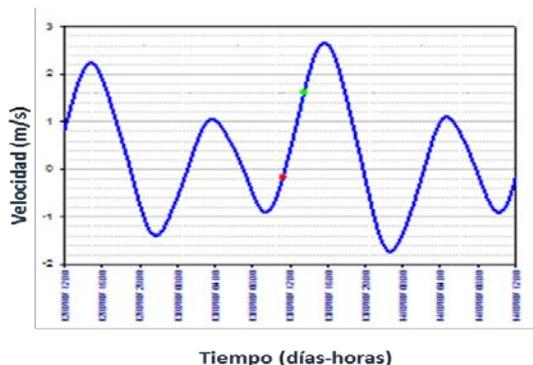


Figura 4.50: En la gráfica de predicción de corriente el punto rojo marca el momento en que la imagen fue captada.

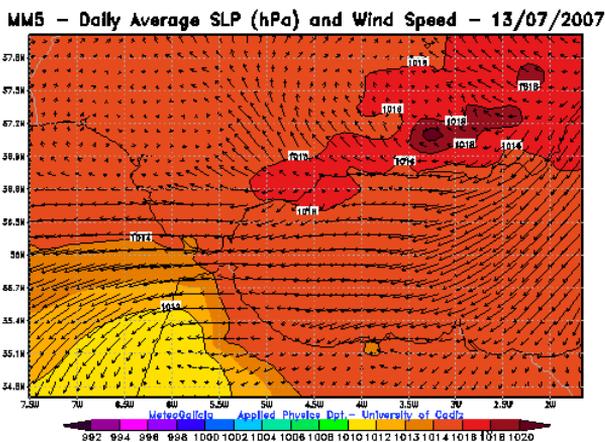


Figura 4.51: Media diaria de presión y viento para el día 13 de julio de 2007. Se constata la predominancia del viento de Levante en el Estrecho.

Después de un exhaustivo examen en condiciones de mareas vivas, decidimos ampliar nuestro estudio a situaciones de mareas muertas, ya que cuando coexisten este tipo de mareas con determinados forzamientos meteorológicos (altas presiones en el Mediterráneo), también podría registrarse actividad interna en la zona del Umbral de Camarinal (La Violette y Lacombe, 1988; Watson y Robinson, 1990). Concluimos que el número de imágenes válidas disponibles era insuficiente para nuestro objetivo, debido a que las situaciones de Levante o Poniente dominantes son casi una constante en la región del Estrecho. Por tanto, no logramos completar un ciclo de marea en condiciones tales que pudiésemos atribuir, como principal responsable del enfriamiento de las aguas a la salida del Estrecho, a la generación de ondas internas en el Umbral de Camarinal. Los obstáculos eran demasiado importantes así como numerosos.

Desde un principio la presencia de nubes mermó notablemente la cantidad de imágenes SST disponibles para el estudio. Añadimos que debían cumplirse determinadas condiciones meteorológicas, como ausencia de temporales de Poniente durante mareas vivas, o bien la presencia de altas presiones en la zona occidental de Alborán, en mareas muertas. Todo esto tenía que coincidir con la frecuencia y periodicidad del registro de imágenes SST realizado por los satélites, de manera que a veces nos encontrábamos, por ejemplo, con cinco imágenes pertenecientes a un mismo instante de la marea y en cambio ni una sola de ellas para otro momento del ciclo.

Con el trabajo realizado pudimos ilustrar a través de las imágenes SST cómo responde la dinámica del Estrecho a las diferentes situaciones meteorológicas reinantes en la zona occidental del Mar de Alborán.

4.8 Relación entre la intensidad de corriente en el Umbral de Camarinal y la temperatura a la salida del Estrecho de Gibraltar.

En este apartado intentaremos justificar que la presencia de aguas frías en la zona del Estrecho no sólo es consecuencia de fenómenos de afloramiento en la zona (*upwellings* de Estepona y de la costa marroquí), sino que es el resultado de procesos de mezcla ocurridos en las inmediaciones del Umbral de Camarinal.

Nos centraremos en explicar los resultados obtenidos del análisis del conjunto de imágenes seleccionadas con el fin de establecer la correlación entre la intensidad de la corriente de marea en el Umbral de Camarinal y las temperaturas del agua observadas en las inmediaciones de Gibraltar. Para ello nos serviremos de un modelo conceptual a través del cual caracterizaremos las mezclas producidas por la hidrodinámica de las mareas en el Umbral de Camarinal y así obtener una estima del agua transportada por las ondas internas hasta el Mar de Alborán.

Una de nuestras hipótesis de partida se basa en considerar que el enfriamiento registrado en las aguas superficiales del Estrecho en las inmediaciones de Gibraltar respecto de las aguas superficiales del Golfo de Cádiz, está en parte originado por los procesos de afloramiento ocurridos durante la generación de ondas internas en la zona del Umbral de Camarinal. Para verificar esta hipótesis se han comparado temperaturas de aguas superficiales del Golfo con las registradas en el Estrecho varias horas después de generarse las ondas internas en el Umbral.

Como se ha mencionado varias veces, la hidrodinámica del Estrecho es muy compleja. En nuestro caso, determinar qué agua es responsable del enfriamiento en la salida este de Gibraltar es tarea complicada, pues en esta zona coexisten numerosos procesos hidrodinámicos con sus correspondientes contribuciones. Así, no sólo se enfriarán las aguas por efecto de las ondas internas generadas en el Umbral de Camarinal, sino que participarán en este enfriamiento

la presencia de aguas procedentes de los *upwellings* de Estepona, así como de la costa de Marruecos.

Para demostrar nuestra hipótesis necesitábamos un conjunto de imágenes que reunieran una serie de requisitos específicos. Además de cumplir las condiciones ya establecidas en el Capítulo 3 (imágenes correspondientes a los meses en los que la estratificación de la columna de agua pudiera constatarse) estas imágenes debían ilustrar escenas de aguas frías en la zona de Gibraltar y sus inmediaciones hacia el este, que corresponderían a la llegada de las ondas internas. Por este motivo, del conjunto de imágenes disponibles (procedentes de los sensores AVHRR de los satélites NOAA 16, 17 y 18), seleccionaríamos aquellas que coincidieran con las condiciones mareales y meteorológicas que favorecieran la generación y posterior propagación de este tipo de ondas. Para ello nos apoyamos en las predicciones de corrientes de marea en superficie, de manera que escogimos aquellas imágenes captadas por los satélites en el intervalo transcurrido entre máxima entrante y máxima saliente del flujo de marea. No obstante, era necesario conocer la situación meteorológica reinante en la región ya que la presión atmosférica en el Mediterráneo occidental modifica los flujos sub-inerciales pudiendo inhibir en mareas vivas, o activar en mareas muertas la generación de ondas internas en el Umbral de Camarinal (Vázquez *et al.*, 2008). Los campos de presión y viento se obtuvieron a partir de la implementación y validación del modelo de predicción meteorológica MM5. A partir de los estudios realizados por Vázquez (2006) e Izquierdo (1999) hemos considerado un margen más flexible a la hora de seleccionar el tiempo de llegada de las ondas internas a las inmediaciones de la entrada del Mar de Alborán, atendiendo a los dos sistemas de ondas liberados en Camarinal.

A partir de un modelo numérico de alta resolución, no lineal y no hidrostático Vázquez *et al.* (2006), describen el proceso de generación del salto hidráulico al oeste del Umbral de Camarinal durante la saliente del flujo barotrópico y cómo éste se propaga hacia el Mar de Alborán en forma de ondas solitarias de gran amplitud. Además de este salto hidráulico, el modelo establece un segundo salto menos energético generado durante la entrante del flujo barotrópico, al este del Umbral, que se desplazará hacia el Atlántico como ondas

solitarias, pero que ahora no es de nuestro interés. Sí lo es, en cambio, la presencia de un segundo modo baroclino responsable de la generación de un segundo sistema de ondas cuya velocidad de propagación es menor que el del primer modo baroclino, quedando este segundo sistema de ondas atrapado durante más tiempo por efecto del flujo saliente. Así, cuando la intensidad del flujo barotrópico disminuye, este sistema de ondas se libera y se propaga también hacia Alborán, con menor velocidad que las ondas solitarias explicadas por el primer modo baroclino.

Durante mareas vivas, el tiempo que tardaban las ondas en viajar desde el Umbral de Camarinal a Gibraltar está directamente relacionado con la intensidad de la corriente de marea. No obstante, en periodos de mareas muertas también se registraba actividad interna (La Violette y Lacombe, 1988; Watson y Robinson, 1990).

En el apartado 4.7.1 razonábamos los motivos por los cuales determinadas situaciones meteorológicas debían ser excluidas en nuestra selección de imágenes. Debíamos prescindir de todas aquellas situaciones que, paralelamente a la propagación de ondas internas, pudieran ser igualmente responsables del enfriamiento de las aguas a la salida del Estrecho. Sin embargo, dado el resultado obtenido tenemos que ser menos restrictivos a la hora de establecer requisitos. Nos conformaremos, así, con que la situación meteorológica reinante en el momento del registro no pudiera provocar por sí misma enfriamiento de las aguas en el punto concreto de medida en el que registramos las temperaturas. Así eliminaremos tan solo las situaciones en las que el viento de Levante domine la meteorología en la zona, ya que éste sería responsable de afloramientos de aguas frías en la costa marroquí, contiguas a la zona de estudio. Con respecto a la situación de vientos de Poniente que originan episodios de afloramientos en Estepona, al situarse nuestra zona de estudio a una distancia considerable, podremos obviar el efecto del enfriamiento correspondiente (Figura 4.52).

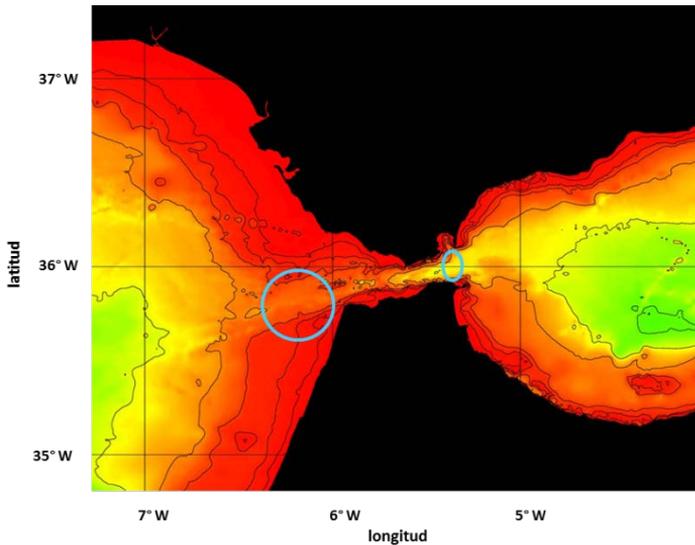


Figura 4.52: En la imagen se marcan en azul las zonas seleccionadas para el estudio comparativo de temperaturas (zonas lo suficientemente alejadas de las costas, tanto norte como sur, libre de la influencia de las mismas).

Recordamos que el objetivo consistía en establecer una correlación entre la velocidad de la corriente en el Umbral de Camarinal y la temperatura del agua de salida hacia el Mediterráneo medida en el Estrecho. Quedan establecidos, por tanto, los criterios para la selección de imágenes que nos permitirán obtener los datos de temperatura. Con respecto a las velocidades de corriente en el Umbral de Camarinal, éstas se obtienen a partir de las predicciones de intensidad de corriente generadas con el programa TIDEX (Capítulo 3), estando los armónicos utilizados referidos a una profundidad de 45 m. Para nuestro propósito, nos queda la garantía de que en situaciones de mareas vivas (con velocidades de máxima saliente superiores a 1.00 m/s) y si además, las condiciones de presión en el oeste de Alborán son favorables, en el Umbral de Camarinal se generarán ondas internas que una vez liberadas se dirigirán hacia el Mediterráneo, enfriando a su paso las aguas circundantes (Farmer y Smith 1980; Armi y Farmer, 1985; Farmer y Denton, 1985; Armi, 1986; Farmer y Armi, 1986).

Para seleccionar el momento en el cual se debe registrar la temperatura a la salida del Estrecho es necesario establecer la velocidad media a la que se propagan las ondas internas a lo largo del canal. Vázquez (2006) establece que la velocidad tiene un valor medio de 0.85 m/s entre el Umbral de Camarinal y Tarifa; 1.78 m/s entre Tarifa y Punta Cires; y 1.59 m/s entre Punta Cires y Gibraltar, resultando un valor medio global de 1.40 m/s para todo el Estrecho. Por otro lado, Izquierdo *et al.* (2001) y Sannino *et al.* (2004) dedujeron para los mismos tramos unos valores de 1.7 m/s, 2.5 m/s y 1.5 m/s, respectivamente, obteniéndose un valor medio global de 1.9 m/s. Si consideramos una distancia aproximada de 45 km entre la zona de generación y la salida del Estrecho, para una velocidad intermedia entre la estimada por Vázquez (2006) e Izquierdo (2001), obtenemos un tiempo estimado de 8 horas para el comienzo de la llegada de las ondas internas a la zona de Gibraltar.

Nos hemos apoyado en las consideraciones anteriores para decidir qué intervalo elegir en las curvas de predicciones de corriente y así ser más flexibles a la hora de determinar el tiempo de llegada de las ondas internas respecto al momento de su generación en el Umbral de Camarinal (Figura 4.53).

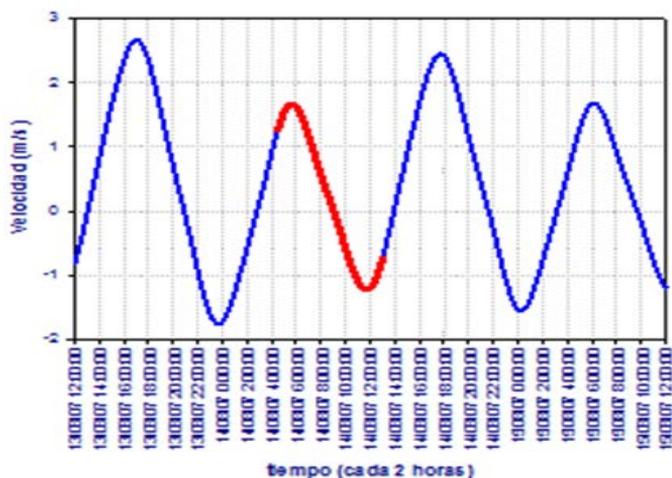


Figura 4.53: Predicción de corriente para la zona del Umbral de Camarinal. En rojo se marca el intervalo (entre máxima entrante y máxima saliente barotrópica) en el que es esperable la llegada de las ondas internas a la salida del Estrecho.

Los ficheros brutos de las imágenes SST suministran datos de longitud, latitud y temperatura. A las posiciones seleccionadas (Figura 4.28) les hicimos corresponder sus valores de temperatura superficial. Estos puntos los situamos en torno a posiciones flexibles, alrededor de $35^{\circ} 54' N$ $6^{\circ} 7' W$ del Golfo de Cádiz y los $36^{\circ} N$ $5^{\circ} 20' W$, en la zona occidental del Mar de Alborán (zonas lo suficientemente alejadas de las costas, tanto norte como sur, libres de la influencia de las mismas).

En primer lugar evaluamos los valores de temperatura pertenecientes a los datos disponibles del año 2004 estudiando las imágenes captadas durante mareas vivas y en fase de entrante a saliente. Para cumplir nuestro objetivo, es suficiente con que en los puntos elegidos y en su entorno más próximo se puedan determinar las temperaturas. Por ello se pudieron rescatar un mayor número de imágenes ya que la presencia de nubes podría ser parcial (siempre que no afectase directamente a las coordenadas en que estamos midiendo).

Todas estas imágenes se acompañaron de sus correspondientes predicciones de corriente, eligiendo finalmente sólo aquellas donde dos salientes anteriores a la captura de la imagen fueran muy intensas. Esta última condición redujo el número de imágenes disponibles para nuestro objetivo. En nuestro empeño por obtener un mayor número de datos que proporcionen un mayor contraste a nuestro estudio, recurrimos también a las imágenes analizadas del año 2007, de manera que rescatamos aquellas que reunían las mismas condiciones de marea y situación meteorológica que las seleccionadas en el 2004.

Como ejemplo del proceso seguido, a continuación se muestran imágenes SST del Estrecho de Gibraltar correspondientes al día 18 de julio de 2007 (Figura 4.54). El viento dominante en la zona era de componente oeste como muestra la salida del modelo MM5 para predicciones de presión y viento (Figura 4.55), por tanto, la ausencia de afloramientos en la costa marroquí por episodios de Levante estaba prácticamente garantizada. Al analizar las predicciones de corriente para este mismo día comprobamos con alivio que la situación mareal favorecía la generación de ondas internas en la zona del Umbral de Camarinal, es decir, nos encontrábamos en episodios de mareas de mareas vivas con intensas salientes.

Estas imágenes se registraron dentro del intervalo mareal requerido, de máxima entrante a máxima saliente (Figura 4.56), que garantiza la llegada de ondas internas en las inmediaciones de Gibraltar. Las Tablas 4.3 y 4.4 recogen las temperaturas registradas en los puntos de estudio.

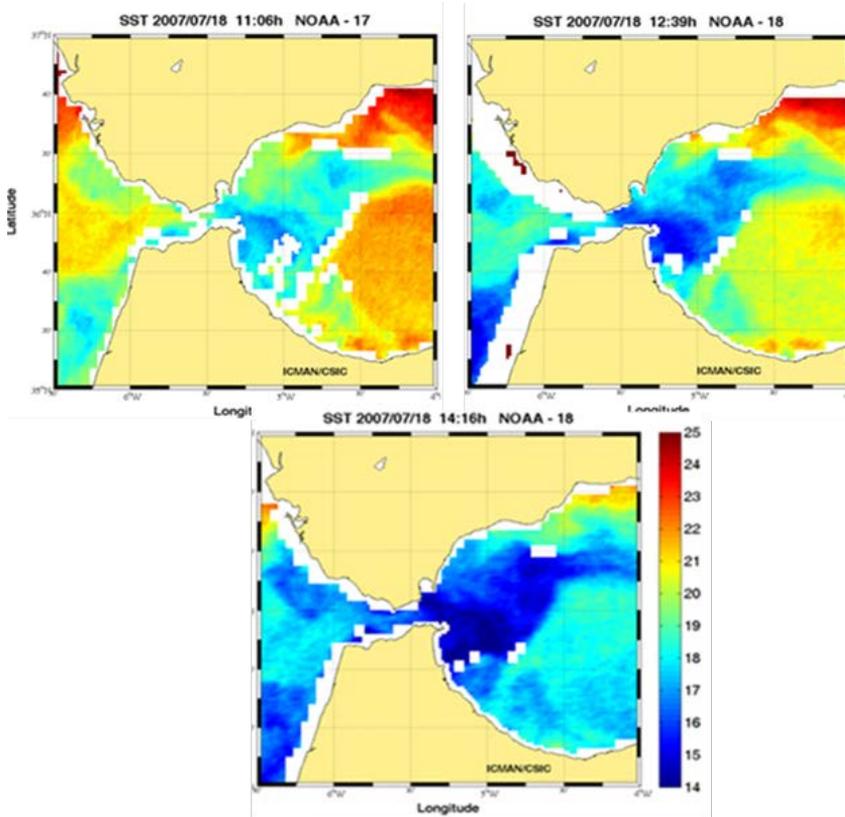


Figura 4.54: Imágenes SST correspondientes a las 11:00, 12:45 y 14:15 horas del día 18 de Julio de 2007, respectivamente.

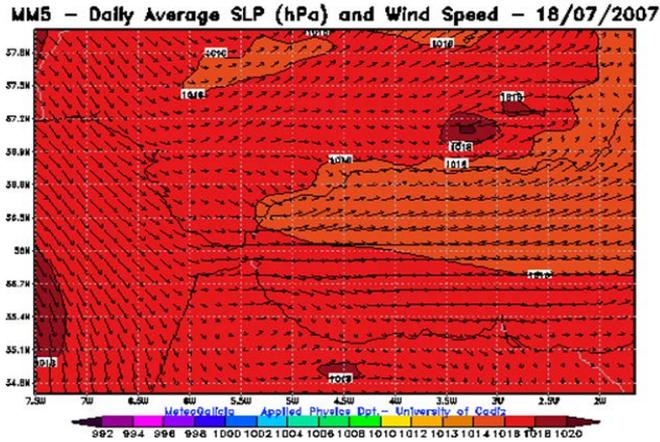


Figura 4.55: Salida del modelo MM5 para viento y presión atmosférica, correspondiente a la media diaria del 18/07/07, en las zonas del Golfo de Cádiz, Estrecho de Gibraltar y Mar de Alborán.

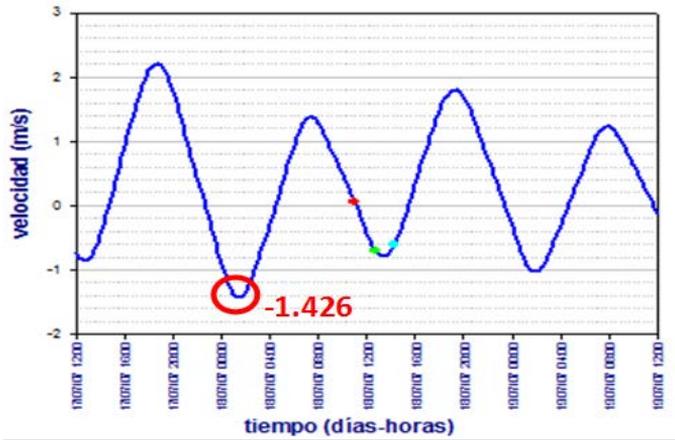


Figura 4.56: Predicción de intensidad de corriente (a 45 m de profundidad) en el Umbral de Camarinal. Los puntos rojo, verde y cian corresponden a las 11:00, 12:45 y 14:15 horas del día 18 de Julio de 2007, respectivamente.

Zona del Golfo de Cádiz			
Fecha	Latitud ° N	Longitud ° W	SST °C
18/07/07 11:00:00	35.8500	6.1333	21.5113
18/07/07 12:45:00	35.8500	6.1167	18.8835
18/07/07 14:15:00	35.8667	6.1167	18.2543

Tabla 4.3. Coordenadas y temperatura de tres puntos en el Golfo de Cádiz.

Zona de Gibraltar			
Fecha	Latitud ° N	Longitud ° W	SST °C
18/07/07 11:00:00	35.9667	5.3167	16.5926
18/07/07 12:45:00	35.9667	5.3333	16.1036
18/07/07 14:15:00	35.9833	5.3000	14.1676

Tabla 4.4. Coordenadas y temperatura de tres puntos en los alrededores de Gibraltar.

El proceso descrito se repitió para cada uno de los puntos seleccionados en ambos extremos del Estrecho. Una vez obtenidas las temperaturas para todos ellos, constatamos que existía un descenso de las mismas, siendo siempre más bajas a la salida del Estrecho (Figura 4.57).

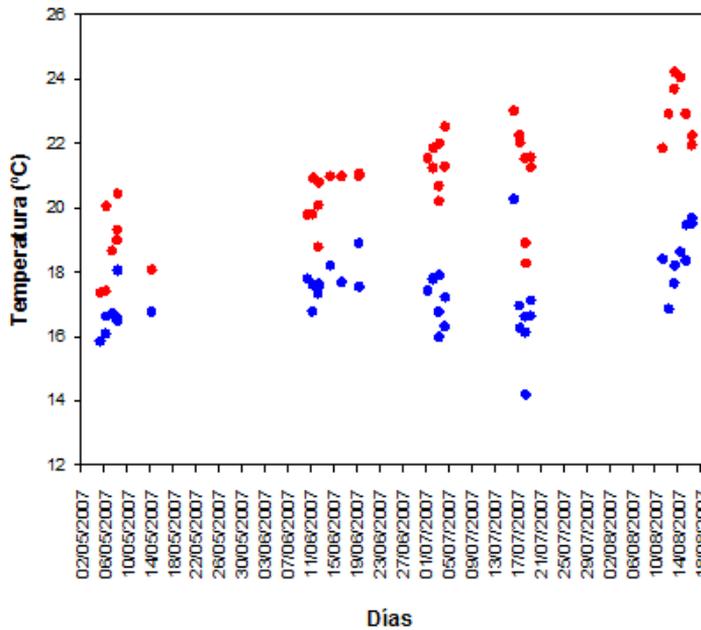


Figura 4.57: Valores de temperatura a partir de imágenes SST. Los puntos azules corresponden a la salida del Estrecho y los rojos representan las medidas registradas en la zona del Golfo de Cádiz. Se puede constatar la bajada de las temperaturas en la zona de Gibraltar.

En la Figura 4.58 se representan las temperaturas medidas tanto en el Golfo de Cádiz como a la salida de Gibraltar (Figura 4.52) frente a las intensidades de corriente en el instante de máxima saliente, calculadas en el Umbral de Camarinal. En el caso concreto del día 18, la velocidad máxima de la corriente saliente en Camarinal fue de -1.426 m/s (Figura 4.56) correspondiente a la 01:30 h del mismo día (el signo negativo indica que el sentido del flujo es hacia el Atlántico). Se observa cómo a medida que aumenta la velocidad en Camarinal, las diferencias entre las temperaturas en el Golfo y la salida del Estrecho se hacen mayores. Por tanto, parece confirmarse que existe una relación entre los procesos de mezcla originados en el Umbral y el enfriamiento de las aguas a la salida del Estrecho.

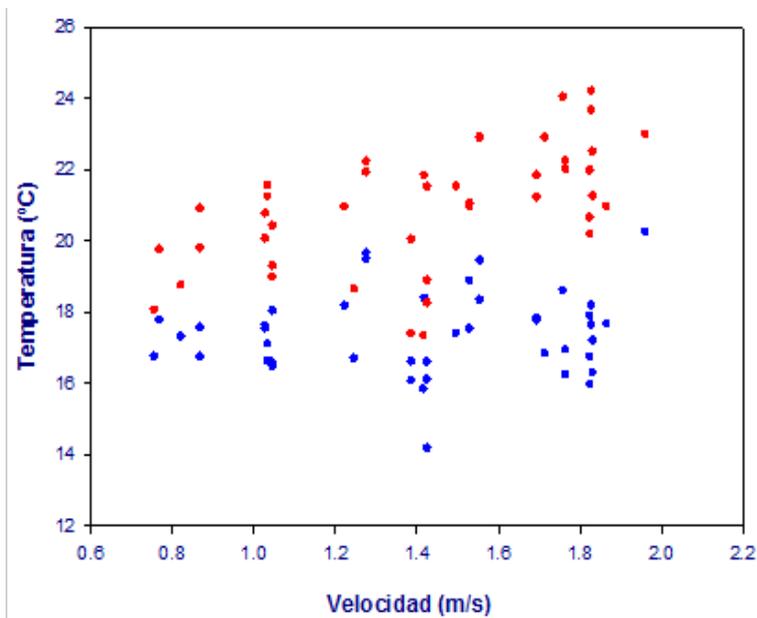


Figura 4.58: Diagrama de temperatura medida en el Golfo (puntos rojos) y a la salida del Estrecho (puntos azules) frente a la velocidad de corriente en Camarinal.

Para desarrollar nuestra hipótesis, a continuación aplicaremos un sencillo modelo conceptual que nos permitirá relacionar las diferencias de temperaturas registradas con los volúmenes de agua mezclados en la zona del Umbral de Camarinal.

4.9 Estima de volúmenes de mezcla en el Estrecho

En la Figura 4.58 hemos visto cómo los valores de temperatura registrados en el Golfo y a la salida del Estrecho difieren cada vez más a medida que la velocidad de máxima saliente en Camarinal se hace cada vez mayor. Para visualizar mejor esta relación y minimizar el efecto de la temperatura media de las aguas superficiales de la región (con variaciones estacionales y diarias evidentes) trabajaremos con diferencias de temperaturas normalizadas. En la Figura 4.59 se

representa cómo varían los cambios de temperatura frente a las velocidades calculadas en Camarinal.

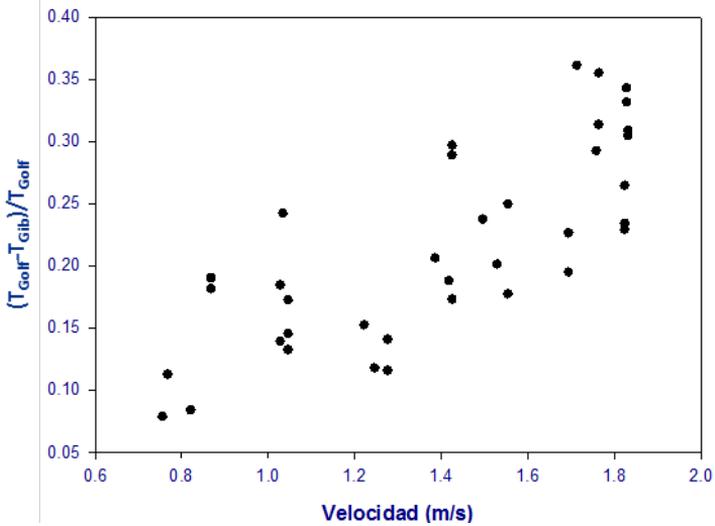


Figura 4.59: Representación de la diferencia normalizada de temperaturas entre el Golfo de Cádiz y la salida del Estrecho frente a la velocidad de corriente en el Umbral de Camarinal.

A la luz de los resultados, podemos suponer que el proceso de generación y transporte de ondas internas hacia el Mar de Alborán es el responsable, en determinada medida, del enfriamiento registrado. Para una mejor descripción de la dinámica de la zona sería conveniente efectuar una evaluación cuantitativa del aporte de aguas frías hacia Alborán que provocan los procesos de mezcla originados en Camarinal.

Una forma de caracterizar las mezclas producidas por la hidrodinámica de mareas en el Umbral de Camarinal sería a través de un sencillo modelo conceptual que describimos a continuación.

Partimos del modelo bicapa estacionario para el Estrecho, por el que se simplifica el reparto de masas de agua con una capa superior de agua atlántica y

una inferior de aguas mediterráneas, separadas por una pinoquina cuya profundidad disminuye hacia el este del Estrecho (Figura 4.60).

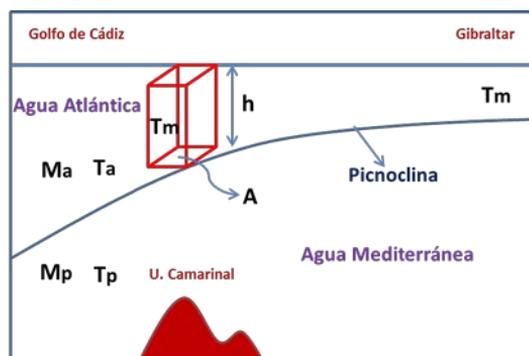


Figura 4.60: Esquema para el desarrollo del modelo conceptual.

Una vez originados los procesos de mezcla producidos durante la fase saliente de la corriente de marea en la zona del Umbral de Camarinal, supondremos que la temperatura del agua en la capa superior, T_m , es el resultado de la mezcla con el agua de la pinoquina. Para simplificar asimilaremos la temperatura de la capa inferior a la de la pinoquina, T_p .

Supongamos un prisma rectangular situado en la zona del Umbral, cuya base tiene un área unitaria (1 m^2) y una altura h (45 m), que se corresponde con el espesor de la capa superior (Figura 4.60). Dentro de este prisma, la mezcla resultante de aguas estaría formada por un lado, por aguas procedentes de la capa superior antes de iniciarse el proceso de mezcla (M_a), y por otro, por aguas de la pinoquina (M_p).

Durante el proceso de mezcla se produce una transferencia de calor desde la masa de agua más cálida de la capa superior, M_a , hacia la masa de agua más fría, hasta que el calor cedido por la primera iguale al calor absorbido por la cantidad de masa M_p . Este estado de equilibrio termodinámico se expresa mediante la igualdad:

$$Q_a = Q_p \quad [4.1]$$

donde $Q_a = M_a c_e (T_a - T_m)$ es el calor cedido por la cantidad de masa M_a , al pasar de una temperatura T_a (temperatura superficial en el Golfo antes de la mezcla) a la temperatura T_m , resultante de la mezcla entre las dos masas de agua. $Q_p = M_p c_e (T_m - T_p)$ es el calor absorbido por la cantidad de masa M_p , que pasa de la temperatura de la pycnoclina, T_p , a la temperatura final de mezcla, T_m .

$$M_a C_e (T_a - T_m) = M_p C_e (T_m - T_p) \quad [4.2]$$

De la igualdad anterior se deduce:

$$M_p = \frac{(T_a - T_m)}{(T_m - T_p)} M_a \quad [4.3]$$

que expresa la relación entre la cantidad de masa de agua mezclada y las temperaturas de la capa superior antes de la mezcla (T_a), de la pycnoclina (T_p), y de la mezcla de ambas en la capa superior (T_m).

Consideremos la expresión para la densidad de la mezcla:

$$\rho_m = \frac{(M_a + M_p)}{V} = \frac{(M_a + M_p)}{A h} = 1026 \text{ Kg } m^{-3} \quad [4.4]$$

donde $V = Ah$ es el volumen del prisma, A es el área de la base del prisma considerada la unidad y h (espesor de la capa superior) es la altura del prisma. Despejando se obtiene:

$$\begin{aligned} M_a + M_p &= 1026 h \Rightarrow M_a \\ &= 1026 h - M_p \end{aligned} \quad [4.5]$$

Operando a partir de las ecuaciones anteriores:

$$\begin{aligned}
 M_p &= \frac{(T_a - T_m)}{(T_m - T_p)} (1026 - M_p) = \frac{(T_a - T_m)}{(T_m - T_p)} 1026 h - \frac{(T_a - T_m)}{(T_m - T_p)} M_p \Rightarrow \\
 &\Rightarrow \frac{(T_a - T_m)}{(T_m - T_p)} M_p + M_p = \frac{(T_a - T_m)}{(T_m - T_p)} 1026 h \Rightarrow M_p \left[\frac{(T_a - T_m)}{(T_m - T_p)} + 1 \right] \\
 &= \frac{(T_a - T_m)}{(T_m - T_p)} 1026 h
 \end{aligned}$$

$$M_p \frac{(T_a - T_p)}{(T_m - T_p)} = \frac{(T_a - T_m)}{(T_m - T_p)} 1026 h \Rightarrow M_p = \frac{(T_a - T_m)}{(T_a - T_p)} 1026 h \quad [4.6]$$

Esta última expresión permite calcular la cantidad de agua de la picnoclina que ha pasado a formar parte de la capa superior, si son conocidas las temperaturas implicadas y el espesor h de la capa superior.

Finalmente, sabiendo que $\rho_p = M_p/V_p$ y tomando un valor para $\rho_p = 1026 \text{ Kg m}^{-3}$ se puede determinar el volumen de agua aflorado hacia la capa superior:

$$V_p = M_p/\rho_p \quad [4.7]$$

A partir de las expresiones anteriores se pueden obtener los porcentajes, en volumen, de aguas frías afloradas respecto al volumen total del prisma como:

$$P_p = 100[V_p/(V_a + V_p)] = 100[(T_a - T_m)/(T_a - T_p)] \quad [4.8]$$

donde se ha admitido que las densidades de las diferentes masas de agua implicadas son iguales. En la Figura 4.61, se muestran estos porcentajes para todas las imágenes SST seleccionadas.

Aplicando las ecuaciones anteriores se obtuvieron los porcentajes, en volumen, de aguas frías afloradas en la zona de mezcla para todos los puntos seleccionados (Figura 4.61).

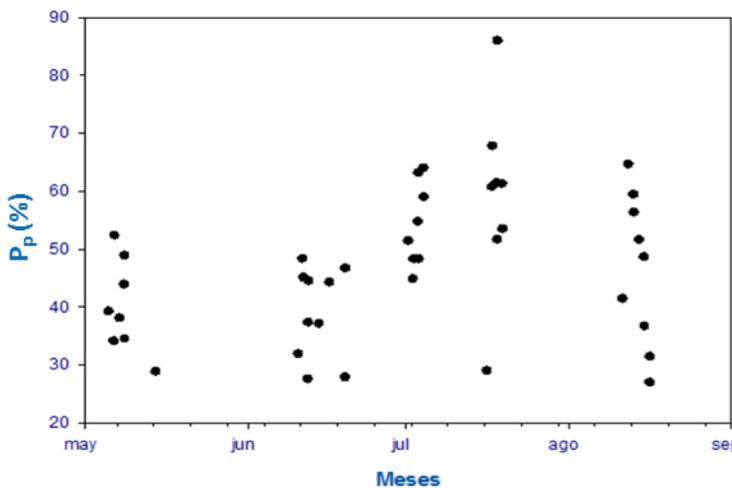


Figura 4.61: Porcentaje en volumen de agua fría aflorada en la zona de mezcla para cada una de las imágenes SST seleccionadas.

En la gráfica anterior podemos observar que los valores porcentuales P_p se encuentran comprendidos entre un 27 % y 68 % aproximadamente (excluyendo el valor de 86 % correspondiente al día 18 de julio que se aparta de la distribución). Por tanto, podríamos asegurar que el proceso de mezcla en Camarinal sería responsable del aporte de al menos el 27 % de las aguas frías afloradas, que son responsables de la disminución de temperatura registrada en las aguas superficiales a la salida del Estrecho. Estos valores coinciden bastante bien con los encontrados por Ramírez *et al.* (2014) quienes estiman que los aportes de nitratos a la capa atlántica desde la capa mediterránea debida a los procesos de mezcla

inducidos por las ondas internas en el Umbral de Camarinal representan un 46 % del nitrato exportado hacia el Mar de Alborán durante la fase de corriente de marea en la que ésta se dirige hacia el oeste.

Partiendo de las medidas SST correspondientes al día 18 de julio de 2007 y aplicando la ecuación obtenida [4.8], podríamos efectuar, para este día, una estima del porcentaje de aguas frías de la capa más profunda que, tras los procesos de mezcla en el Umbral de Camarinal forman parte de las aguas que tras discurrir a lo largo del Estrecho son registradas a su salida, aproximadamente a la longitud geográfica de Gibraltar (Figura 4.52).

Tras aplicar la ecuación [4.8] obtenemos unos porcentajes en volumen de 61.40 %, 51.64 % y 85.96 % (correspondientes a las medidas efectuadas a las 11:00, 12:45 y 14:15 horas respectivamente). El último valor, tal como observamos en la Figura 4.61 difiere sensiblemente del resto, por tanto no lo consideraremos. La diferencia entre estos valores podría atribuirse a que todas las imágenes SST no corresponden al mismo instante dentro del ciclo mareal, sino que existe un amplio rango dentro del mismo, siempre y cuando se garantice la presencia de ondas internas a la salida del Estrecho (Apartado 4.3). Recordemos que la llegada de aguas frías a Gibraltar no es un proceso continuo, sino que se encuentra ligado a la intensidad y periodos de los flujos mareales.

Si aceptamos que los procesos de mezcla vertical entre el agua de la picnoclina y la capa atlántica se mantienen durante un tiempo aproximado de 4 horas, que es el tiempo en el que la interfaz se mantiene más somera alrededor del Umbral de Camarinal, mientras las ondas internas están arrestadas al oeste de dicho umbral (Vázquez *et al.*, 2008), se puede evaluar la cantidad de agua que aflora a la capa superior durante este intervalo de tiempo procediendo de la manera que se describe a continuación.

Si conocemos la velocidad con la que se transporta el agua en la capa atlántica durante este período de arresto de las ondas internas, podemos estimar el caudal de volumen de agua aflorada que es transportada con el flujo atlántico de la siguiente forma:

$$T_p = U b h (P_p/100) \quad [4.9]$$

donde U es la velocidad media durante el período de arresto, b es la anchura de la sección transversal al Estrecho en la zona del Umbral de Camarinal, h es el espesor medio de la capa atlántica durante el mismo período y P_p es la proporción de agua aflorada calculada a partir de la expresión [4.8].

Tomando unos valores $U = 0.5$ m/s y $h = 50$ m de Vázquez *et al.* (2008), un valor de $b = 15$ Km y un valor de P_p igual al valor medio de los presentados en la Figura 4.61 (56.52 %), se obtiene un valor de $T_p = 211.875$ m³/s. Una vez conocido este caudal si lo integramos durante las 4 horas que dura el arresto, nos proporciona un volumen de aguas afloradas de $3.05 \cdot 10^9$ m³.

Si admitimos siguiendo el trabajo de Ramírez *et al.* (2014) un número de 175 eventos de ondas internas anuales el volumen de agua aflorada en un año en el Umbral de Camarinal se estima en $5.34 \cdot 10^{11}$ m³. Esta cantidad es comparable con los volúmenes anuales de agua aflorada en la costa noroccidental del Mar de Alborán, los cuales han sido estimados, por metro de línea de costa, en $31 \cdot 10^6$ m³ para el afloramiento debido a viento y en $24 \cdot 10^6$ m³ para el afloramiento debido a los desplazamientos hacia el sur del AJ. El volumen de agua aflorada en Camarinal por metro en la dirección transversal al Estrecho es de $44 \cdot 10^6$ m³ y esto pone de manifiesto la importancia que deben tener estos afloramientos y los transportes de las propiedades de estas aguas afloradas en los procesos de producción primaria del Giro de Alborán.

CAPÍTULO 5: Efectos de la dinámica de la marea en las variaciones del Giro Occidental del Mar de Alborán

5.1 Introducción

Entender la circulación superficial del Mar de Alborán y su significativa variabilidad es primordial por las implicaciones físicas y biológicas que desencadena. Como veremos más adelante, la circulación superficial a gran escala en esta zona es muy compleja y variable, y ha sido objeto de numerosos estudios (Viúdez *et al.*, 1998; La Violette, 1986, 1988; Lanoix, 1974; Parrilla, Kinder, y Preller, 1986; Tintoré, Gomis, y Alonso, 1991).

El hecho oceanográfico más característico e importante lo constituye la entrada de una lengua de agua atlántica, AJ (*Atlantic Jet*), que se extiende en forma de frente de onda desde el Estrecho de Gibraltar hasta la costa africana, ligado a la presencia de dos giros anticiclónicos, WAG y EAG (*Western Alboran Gyre* y *Eastern Alboran Gyre*, respectivamente) cuasi-permanentes. El AJ “alimenta” al giro anticiclónico más occidental, formando el conocido sistema AJ-WAG, cuyo estudio detallado es fundamental para la comprensión de la circulación en el Mar de Alborán.

A lo largo del capítulo intentaremos determinar el papel del forzamiento de marea en la dinámica de mesoescala del Giro de Alborán. Para ello establecemos como hipótesis de partida que la acción simultánea de flujos sub-inerciales y el forzamiento mareal en el Estrecho de Gibraltar contribuye activamente a la dinámica del AJ y a la separación del WAG. Con este fin, analizaremos series de imágenes SST y datos oceanográficos correspondientes a diferentes campañas, así como medidas superficiales de corriente obtenidas mediante radares costeros y experimentos numéricos.

5.2 Características generales del Mar de Alborán

El Mar de Alborán, por sus particulares características constituye un excepcional laboratorio natural para el estudio de fenómenos hidrológicos y biológicos. En él convergen tres regiones biogeográficas: Lusitana (templada/fría), Mauritania (cálida) y Mediterránea propiamente dicha, mostrando una elevada productividad planctónica comparada con el resto de la cuenca mediterránea, lo que favorece el desarrollo de pesquerías. La influencia del Atlántico en el Mar de Alborán no sólo resulta en la formación de áreas de alta productividad o en la entrada directa de ictio-fitoplancton del Atlántico (Rubín *et al.*, 1992), sino también en la distribución de especies atlánticas dentro del Mediterráneo.

Por otro lado, la entrada de agua atlántica superficial constituye un factor determinante en la dinámica del Mar de Alborán, que se traduce en características oceanográficas de gran relevancia como la creación de un fuerte frente termohalino (Wannamaker, 1979; Cheney y Doblar, 1979; Cortés *et al.*, 1985; Gil, 1985; La Violette, 1986; Millot, 1987; Parrilla y Kinder, 1987).

5.2.1 Marco geográfico

El Mar de Alborán constituye el extremo más occidental del mar Mediterráneo. Se extiende desde el Estrecho de Gibraltar hasta una línea imaginaria entre el Cabo de Gata (Almería) y Cabo Fégalo (Orán). Se encuentra abierto al océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar, convirtiéndose en

una zona de transición entre estas dos cuencas de características oceanográficas tan distintas. Las diferencias de nivel entre ambas cuencas establecen un flujo superficial de agua atlántica hacia el Mediterráneo y un flujo de agua mediterránea en sentido opuesto por el fondo del Estrecho de Gibraltar (Rubín *et al.*, 1992; Parrilla y Kinder 1987; Miller, 1983).

La cuenca del Mar de Alborán es relativamente pequeña con una profundidad media de 1000 m, llegando a alcanzar cotas de 2000 m en el sector oriental. Sus plataformas continentales son irregulares y estrechas, entre 2 y 10 km a lo largo de la costa peninsular, variando su profundidad entre 100 y 150 m. El lecho marino se encuentra estriado por cañones submarinos y fondos rocosos. Una dorsal, en la que se ubica la isla volcánica de Alborán, lo recorre en dirección noreste-suroeste separando la cuenca occidental de la oriental. Ambas cuencas se encuentran conectadas a través de dos canales: uno más profundo situado al norte, entre la isla de Alborán y los bancos de Djibouti, y otro de menor profundidad en el sur de la cordillera submarina (Parrilla y Kinder, 1987). Al suroeste de la Bahía de Algeciras se halla el monte Seco de los Olivos, con una elevada productividad biológica. Arenas y limos se distribuyen de forma intermitente a lo largo del fondo de manera que las gravas más finas se concentran en la zona límite de la plataforma, observándose en la plataforma más interna afloramientos rocosos (Rey y Medialdea, 1989).

5.2.2 Características climatológicas en Alborán

El anticiclón de las Azores constituye el factor determinante en la climatología del Mar de Alborán. De noviembre a febrero, los sistemas de bajas presiones a través de la Península favorecen la prevalencia de vientos de componente oeste, caracterizándose este periodo por un tiempo inestable, húmedo y ventoso (Parrilla y Kinder 1987). Entre los meses de junio y septiembre, el anticiclón de las Azores se encuentra perfectamente establecido con su consecuente ambiente seco y templado que favorece la presencia de vientos de componente este combinados con brisas terrestres originadas por la orografía costera del desierto. La transición de verano a invierno se produce de forma brusca

debido a que la época otoñal es muy breve (mes de octubre) (Parrilla y Kinder 1987).

La topografía terrestre que circunda al Mar de Alborán juega un papel importante sobre los vientos. En las áreas costeras aumentan su velocidad, de manera que por la canalización orográfica producida en el Estrecho se pueden medir en esta zona episodios de viento realmente intensos.

El área de Alborán, de forma general, se encuentra dominada por vientos de componente este y oeste, no obstante, en el Mediterráneo occidental, tanto en verano como en invierno, el flujo general se encuentra alterado por el monzón. De esta manera, en verano, el intenso calentamiento de la Península refuerza la aparición de vientos dirigidos desde el mar hacia tierra, presentes durante el día. En cambio, durante el invierno, la temperatura del mar es mayor que la de la tierra y el sentido de los vientos se invierte, es decir, soplarán desde tierra hacia el mar con dirección oeste o noroeste (Medina, 1974). Además de estos vientos, las brisas costeras juegan también un papel importante, llegando a ser localmente fuertes (Golfo de Vera).

Durante otoño, invierno y primavera predominan vientos del oeste, húmedos y generalmente asociados con sistemas de bajas presiones en la Península, son los llamados vientos de Poniente. Soplan durante varios días, una semana e incluso más, produciendo un enfriamiento de la superficie del mar a lo largo de la costa española (Parrilla y Kinder 1987). Medina (1974) describe el enfriamiento de las aguas del Mar de Alborán debido al efecto de vientos del Atlántico que ayudan a entrar aguas superficiales frías desde el océano en forma de pulsos. Debido a la fricción del viento con la superficie del mar, el agua se desvía en dirección perpendicular al viento (a la derecha en el hemisferio norte) produciendo un desplazamiento de las aguas costeras peninsulares hacia mar abierto. Estas aguas son remplazadas por otras más profundas y densas, comprendidas entre 200 y 300 m. Los vientos anteriormente descritos favorecen estos procesos de afloramiento tan frecuentes en el Mar de Alborán.

Con respecto a los vientos de componente este, comúnmente conocidos como vientos de Levante, estos se asocian normalmente a sistemas de altas presiones sobre la Península y al establecimiento del anticiclón de las Azores. Son más frecuentes en épocas estivales, pero también pueden aparecer en otras épocas del año, esta vez asociados a la actividad ciclónica en el Mediterráneo occidental, norte de África o la vertiente atlántica del norte de Marruecos (Parrilla y Kinder 1987). Al contrario de lo que explicábamos en el párrafo anterior, cuando soplan vientos del este en el Mar de Alborán, el agua se acumula en la costa, produciéndose afloramientos varios kilómetros mar adentro, con el correspondiente hundimiento de aguas costeras (Medina, 1974). Los vientos del Sur también juegan su papel, consecuencia de las bajas presiones en el Golfo de Cádiz, produciendo en ocasiones grandes temporales y fuertes vientos.

Los vientos asociados a las variaciones locales de presión atmosférica desempeñan un papel destacado en la oceanografía del Mar de Alborán, condicionando la entrada de agua atlántica. Si nos encontramos en situaciones de altas presiones en el Mediterráneo occidental, el hundimiento de la superficie obligará a desplazar el agua, de manera que se favorecerá la salida por el Estrecho y por lo tanto, se reducirá el flujo de entrada de agua atlántica. En cambio, cuando predominan condiciones de baja presión en la misma zona del Mediterráneo, la superficie del mar se eleva, ayudando de esta manera a la entrada de agua desde el océano (Cheney y Doblár, 1979). Cuando coinciden situaciones de bajas presiones y vientos del oeste, la entrada de agua puede llegar a duplicarse por el efecto sinérgico de ambos factores (Lacombe y Tchernia, 1972). En cambio, los vientos del este frenarían el flujo desde el Atlántico (Parrilla y Kinder, 1987).

5.2.3 Descripción oceanográfica

El Mar de Alborán, considerado el motor hidrológico del Mediterráneo occidental, describe una circulación muy compleja, encontrándose sometida a importantes variaciones estacionales (Vargas-Yáñez *et al.*, 2002; Viúdez *et al.*, 1998). Presenta además, una intensa interacción entre la hidrodinámica y la topografía. Como hemos comentado con anterioridad, el hecho oceanográfico más característico e importante lo constituye la entrada de una lengua de agua atlántica

que se extiende en forma de frente de onda desde el Estrecho de Gibraltar hasta la costa argelina (Figura 5.1). Esta lengua de agua entra bordeando la costa norte del Mar de Alborán y luego se dirige hacia el sureste para originar el primer giro anticiclónico en la cuenca occidental. El chorro atlántico (AJ) sitúa las aguas mediterráneas (MW), más densas, al norte, dejando las aguas atlánticas modificadas (MAW), más ligeras, al sur. Las aguas atlánticas modificadas del sur forman el giro occidental del Mar de Alborán (WAG) que en contacto con el chorro atlántico entrante forman el denominado sistema AJ-WAG. Más al este se forma el llamado giro anticiclónico de la cuenca oriental del Mar de Alborán (EAG) separado del WAG por el Umbral de Alborán (Viúdez, Tintoré y Haney, 1996). Estos giros conducidos por la topografía del suelo de Alborán (Parrilla y Kinder, 1987) y acentuados por las condiciones meteorológicas y atmosféricas (Cheney y Doblar, 1979) crean convergencias y divergencias de las masas de agua produciendo áreas de alta productividad (Rubín *et al.*, 1992).



Figura 5.1: Esquema de las principales corrientes y giros del Mar de Alborán (Tintoré *et al.*, 1988).

La aparición de giros ciclónicos cerca de la costa española se convierte en un hecho también constatable, así como la presencia de giros ciclónicos y anticiclónicos en la costa africana. Cuando las velocidades a lo largo del Estrecho de Gibraltar son bajas, el AJ tiende a ser homogéneo manifestando baja vorticidad. En cambio, cuando las velocidades son más altas, la tendencia es aumentar la vorticidad positiva en el norte y la negativa en el sur, favoreciendo la formación de vórtices ciclónicos y anticiclónicos a la salida del Estrecho. En cualquier caso, el flujo con fuerte cizalla de la zona norte constituye una fuente de vorticidad positiva que genera un giro ciclónico a pequeña escala (García-Lafuente *et al.*, 2003). Además, otros estudios revelan la presencia de vórtices sub-mesoescalares alrededor de los giros (Tintoré *et al.*, 1991; García-Lafuente y Delgado, 2004) que son lugares de alta productividad debido a las grandes velocidades verticales implicadas.

El patrón antes descrito no es permanente, ya que la presencia de estos giros no es estable, de hecho, varios estudios han aportado evidencias de la ausencia de uno de ellos, de ambos, o incluso de la presencia de un tercero coexistiendo con los dos anteriores (Lanoix, 1974; Vargas-Yáñez *et al.*, 2002). Lanoix proponía la existencia de un WAG estable perfectamente desarrollado y un EAG, por el contrario, más difícil de establecer. Sin embargo, La Violette (1990) mostraba que ambos giros presentaban variabilidad temporal. Varios estudios posteriores confirman que el patrón de circulación general descrito anteriormente está lejos de ser estable, presentando variabilidad espacial y temporal a muy diferentes escalas (Vélez-Belchí *et al.*, 2005). Como ejemplo, señalar las variaciones estacionales, observándose los cambios más llamativos durante el otoño y el invierno (Vargas-Yáñez *et al.*, 2002).

La velocidad geostrófica en el margen sur del giro y la temperatura potencial medida en el Umbral de Espartel están significativamente correlacionadas (coeficiente de correlación 0.67), lo que sugiere que la intensificación del giro de Alborán favorece la renovación de las aguas profundas del mar mediterráneo occidental (Naranjo *et al.*, 2012; Bryden y Stommel, 1982). La presencia de vórtices sub-mesoescalares alrededor de los giros (Tintoré *et al.*, 1991; García-Lafuente y Delgado, 2004) implican notables velocidades verticales

constituyendo de este modo, lugares de alta productividad (Sánchez-Garrido *et al.*, 2013).

Aunque en el Mar de Alborán (a pesar de la proximidad con el océano Atlántico) las mareas son poco significativas, se hacen patentes los movimientos de grandes masas de agua atlántica en el flujo y reflujos de las intensas corrientes de marea que se producen en las zonas próximas al Estrecho. No obstante, con cierta frecuencia, en las costas del Mar de Alborán son más significativas las variaciones en la presión atmosférica y los fuertes vientos sobre las variaciones del nivel del mar, que la propia carrera de marea.

5.3 Antecedentes sobre el efecto del forzamiento de marea en las variaciones del AJ y WAG

El estudio de los procesos de generación y posterior separación del giro anticiclónico occidental en el Mar de Alborán ha sido el propósito de numerosos trabajos (Viúdez *et al.*, 1998; Whitehead, 1979; Bormans y Garret, 1989; Speich, 1995). Vélez Belchí *et al.* (2005) realizaron una descripción tridimensional de la estructura termohalina y la evolución temporal del Mar de Alborán occidental durante la migración del WAG, estableciendo una clara relación entre la variabilidad del flujo atlántico y la migración del giro. Según este estudio, se precisan dos condiciones para que la separación del giro tenga lugar: un incremento en el flujo atlántico que empuje al WAG hacia el este (a lo largo de toda la columna de agua), seguido de una disminución que permitiría la deriva hacia el sur del AJ y el desarrollo de un nuevo WAG (Gascard y Richez, 1985; Bormans y Garret, 1989; Gleizon, 1994). Según su hipótesis, las perturbaciones de las velocidades del flujo de entrada modifican el ángulo de incidencia del AJ, de manera que cuando aumenta la velocidad, el AJ se dirige hacia el centro del WAG, empujándolo hacia el este. Flexas *et al.* (2006) comprobaron esta hipótesis empleando imágenes SST y una ecuación cuasi-geostrófica, no llegando a resultados concluyentes.

Viúdez *et al.* (1998), realizaron varios estudios experimentales con el fin de mejorar la visión de la circulación superficial del Mar de Alborán. Explicaban la migración del giro como resultado de un incremento del tamaño del mismo. Al encontrarse a una distancia considerablemente grande del Estrecho el AJ no tiene longitud suficiente para ajustarse geostroficamente al WAG, de esa manera el AJ acabará virando hacia el sur por efecto de la aceleración de Coriolis. A partir de los resultados que obtuvieron, concluyeron que la tendencia a girar en sentido negativo del AJ era la respuesta para entender la circulación antes mencionada. En contraposición a esta tendencia existen dos mecanismos que la debilitan. Se trata de interacciones locales del chorro con la costa africana así como la presencia del WAG que obstaculiza el rumbo del AJ, modificando el patrón anticiclónico del chorro y desviando su trayectoria hacia el norte (adquiriendo así una vorticidad positiva). Por otro lado, cuando el AJ incide contra la costa africana la entrada de agua atlántica aumenta, desplazándose corriente abajo entre el AJ y la costa. A través de este *input* los gradientes de densidad dentro del WAG se pueden mantener gracias a la mezcla y renovación de aguas atlánticas. Además, la presencia de una corriente transversal al giro, de carácter marcadamente no geostrofico, también contribuye de forma activa al mantenimiento de los gradientes mencionados. Respecto a la estabilidad estática en la parte inferior del giro, ésta aumenta como consecuencia de la mezcla de aguas atlánticas con agua profunda del Mediterráneo occidental, que emerge cerca de la costa africana. Estos procesos de mezcla van a actuar como fuentes potenciales de vorticidad produciéndose en el fondo del giro un máximo relativo.

En el Mar de Alborán se pueden observar a nivel sub-superficial *eddies*, localizados entre 100 y 400 metros de profundidad con aguas relativamente frías, y separados de la plataforma ibérica.

En cuanto a la variabilidad a gran escala del sistema AJ-WAG, existen evidencias de una migración del giro hacia el este y como consecuencia la formación inmediata de un nuevo giro anticiclónico en la cuenca occidental del Mar de Alborán. Este proceso de migración del giro hacia la zona oriental de Alborán permite la presencia simultánea de tres giros anticiclónicos en dicho mar. Esto sugiere que cuando el giro está completamente desarrollado, el AJ se

aproxima a él de forma casi perpendicular, de manera que el chorro puede ser inicialmente desviado hacia el sur en lugar de hacia el norte. La interacción entre la desviación hacia el sur del AJ con la costa africana favorece el desarrollo de un nuevo giro anticiclónico cuyo valor anómalo de alta presión es capaz de empujar al “antiguo” WAG hacia el este a una velocidad de 5 cm/s, necesitando este nuevo giro aproximadamente un mes para completar su formación (Viúdez *et al.*, 1998).

Estudios realizados por Sánchez-Garrido *et al.* (2013) a partir de un modelo oceánico operacional basado en el modelo de circulación general del Instituto de Tecnología de Massachusetts (MITgcm) apuntan que la marea incrementa el flujo de vorticidad potencial positiva con respecto a una simulación sin forzamiento de marea, por consiguiente, hace más probable la desestabilización del estado de la circulación media. Tras varias ejecuciones del modelo en diferentes condiciones (forzamiento sub-inercial, de marea, atmosférico y sin forzamiento externo) observan, como característica recurrente en todos los experimentos, la liberación regular de vórtices sub-mesoescalares de vorticidad positiva o negativa desde Gibraltar al Mar de Alborán. Esta vorticidad importada sería un ingrediente esencial en el colapso del sistema AJ-WAG. No obstante, comprueban que las ejecuciones difieren unas de otras por la intensidad y el destino inmediato de esta vorticidad en el Mar de Alborán, concluyendo que la acción conjunta de las fluctuaciones sub-inerciales y las mareas incrementan enormemente la probabilidad del colapso del sistema AJ-WAG.

En base a nuestra hipótesis, conjugando la información de intensidades de corrientes sub-inerciales y de marea se podrían predecir los fenómenos de separación del giro. Sería interesante comprobar si los momentos en los que aparece formándose un nuevo giro son precedidos por una situación de mareas vivas y un flujo sub-inercial reducido en su intensidad.

El análisis de diferentes series de imágenes SST y Clorofila nos ha permitido hacer un seguimiento de la dinámica superficial de la zona occidental del Mar de Alborán, centrándonos en aquellas donde se evidencian variaciones en la localización del WAG y en la conexión de éste con el chorro atlántico.

Una vez secuenciado (a través de las imágenes) el proceso en el cual el WAG se desconecta del AJ que lo alimenta, estudiamos las condiciones de presión atmosférica, vientos imperantes, estado de los flujos sub-inerciales y marea que puedan ayudar a justificar que dicho proceso ocurra.

Las fluctuaciones en los flujos sub-inerciales son de mayor magnitud durante el invierno, cuando empiezan a llegar los frentes fríos al área del Mediterráneo e incrementa la probabilidad del colapso del sistema AJ-WAG. Consecuentemente, la circulación en el oeste del Mar de Alborán es, en efecto, esperable que presente mayor variabilidad durante esta estación (Naranjo *et al.*, 2012).

5.3.1 Análisis de las secuencias de imágenes satélite durante el Experimento “ESTRECHO 94-95”

Nuestra hipótesis de partida establece que la acción simultánea de flujos sub-inerciales débiles y mareas vivas en el Estrecho de Gibraltar contribuye activamente a la separación del giro occidental y, por consiguiente, la desestabilización del sistema AJ-WAG.

Si estudiamos la imagen SST correspondiente al día 5 de Octubre de 2011, observamos en la distribución de colores una disposición en la que el WAG aparece separado del chorro atlántico que lo alimentaba, por lo tanto, claramente desplazado hacia el este de su localización habitual a la salida del Estrecho (Figura 5.2). La reproducción de estas condiciones del mar mediante la simulación hidrodinámica de Sánchez-Garrido *et al.* (2012) nos lleva a pensar que antes de la fecha representada, debían reinar condiciones de baja intensidad en los flujos sub-inerciales (Figura 5.3) coincidentes con una situación de marea viva (Figura 5.4).

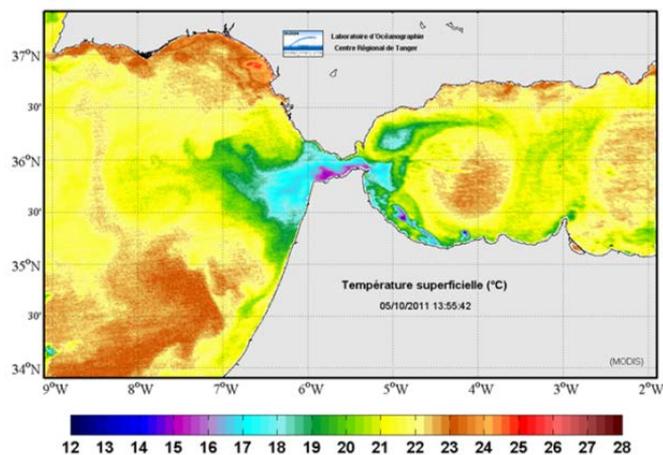


Figura 5.2: Imagen SST correspondiente al día 5 de octubre de 2011. Se puede observar un giro separado del AJ y que ha migrado hacia el este.

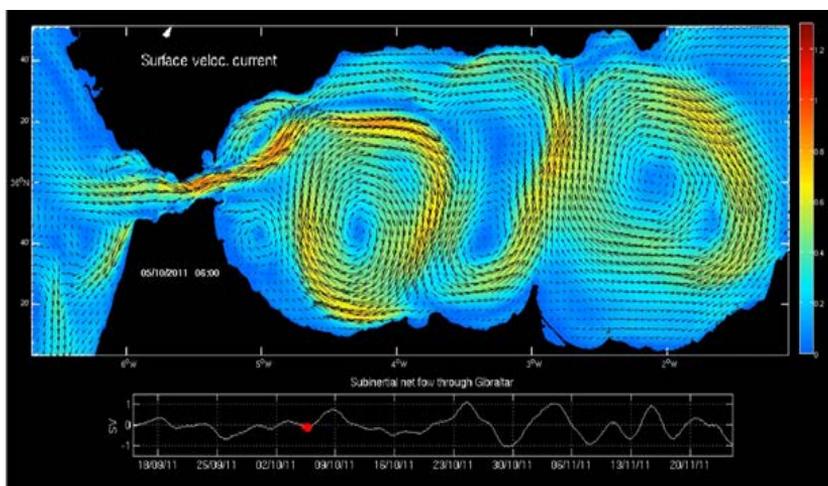


Figura 5.3: El punto rojo marca el día 5, para el que se ha realizado la simulación. Días antes, una semana aproximadamente, se puede observar en la misma gráfica las condiciones de baja intensidad reinantes en los flujos sub-inerciales. (Sánchez-Garrido et al., 2013).

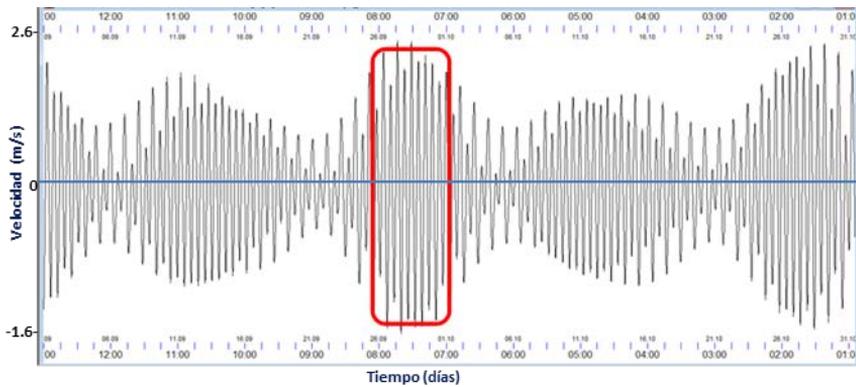


Figura 5.4: Sobre la imagen de predicción de corriente de marea (Camarinal, 45 m de profundidad), el recuadro rojo enmarca el periodo de mareas vivas que precede (en aproximadamente una semana) al momento de debilitamiento del flujo sub-inercial, en torno al día 5 de septiembre.

A continuación, intentamos contrastar con observaciones nuestra hipótesis. En primer lugar nos centramos en los datos obtenidos en la campaña Estrecho 94-95.

Observando la gráfica de velocidad de corrientes sub-inerciales sobre el Umbral de Camarinal, aparece un mínimo absoluto el día 9 de enero del 95 (Figura 5.5). Si el fenómeno de separación del giro estuviera originado exclusivamente por la aparición de este mínimo, debería observarse pocos días después (en torno a una semana) dicho suceso en las imágenes correspondientes. Sin embargo, no se aprecia tal efecto, tan sólo un achatamiento del giro sin llegar a separarse (Figuras 5.6a y 5.6b). Esto concuerda con la hipótesis de que dicha separación se producirá sólo si se conjugan el mínimo de corriente sub-inercial con la presencia de mareas vivas. Analizando la predicción de corriente de marea para el día 9 (Figura 5.7), constatamos que nos encontramos en periodo de mareas muertas.

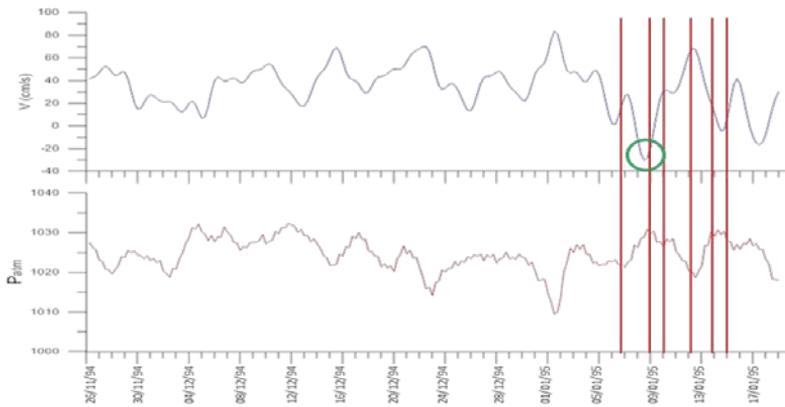


Figura 5.5: En azul, representación del flujo medio sub-inercial en Camarinal y en rojo valores de presión atmosférica en Alborán, del periodo de análisis. Las líneas rojas marcan los días correspondientes a las imágenes SST mostradas en la Figura 5.6. El círculo verde marca el mínimo de corriente sub-inercial registrado durante el día 9.

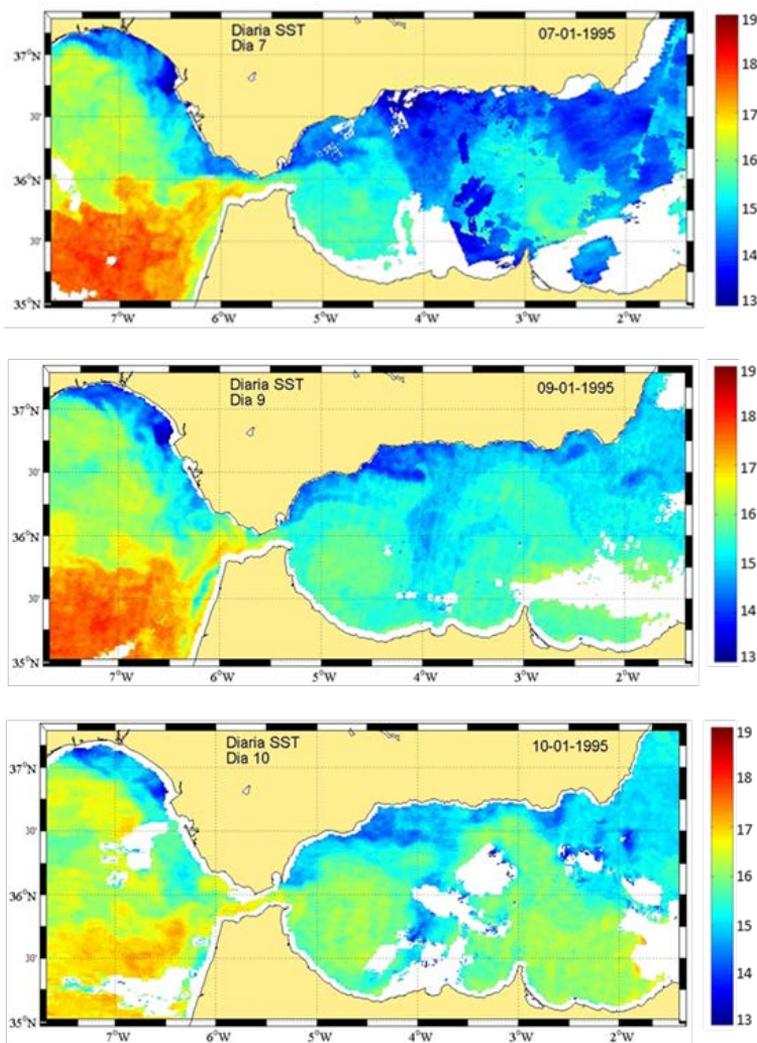


Figura 5.6a: Secuencia de imágenes SST correspondientes a los días 7, 9 y 10, de enero de 1995. Se puede observar cómo el giro no termina de formarse.

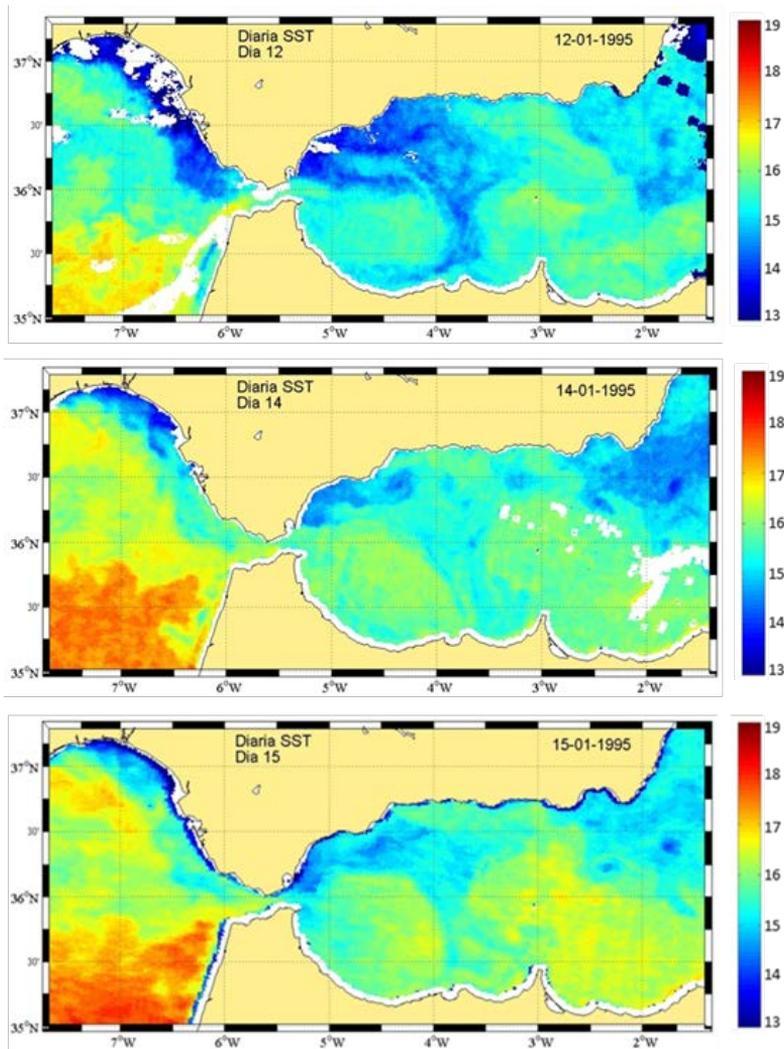


Figura 5.6b: Secuencia de imágenes SST correspondientes a los días 12, 14 y 15 de enero de 1995. Se puede observar cómo el giro no termina de formarse.

Hemos observado como durante el registro de las imágenes SST de la Figura 5.6, la situación no era la más propicia para que la separación del giro

tuviera lugar, pues aunque los flujos sub-inerciales eran débiles, nos encontrábamos en régimen de mareas muertas (Figura 5.7).

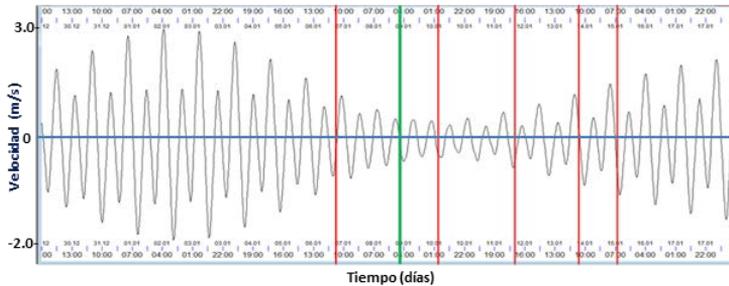


Figura 5.7: Predicción de corriente de marea (Camrinal, 45 m de profundidad) del periodo 29/12/94-17/01/95. Como en la Figura 5.5, las líneas verticales señalan los días representados en las imágenes SST. La línea verde indica el día coincidente con el mínimo del flujo sub-inercial que, como puede comprobarse coincide con mareas muertas.

Con independencia del régimen de mareas dominante, la presencia de vientos de Poniente no contribuye al desarrollo completo del giro. Analizando los vientos imperantes durante los días comprendidos entre el 9 y el 16 de enero de 1995 (Figura 5.8), podemos comprobar que predominaban vientos de componente oeste. Esto ocasiona la aparición de afloramientos en la costa de Estepona que configuran fuertes frentes que impiden el desarrollo del giro hacia el norte y su posterior separación. De ahí que en las imágenes correspondientes a los días 14 y 15, el giro no aparezca totalmente desarrollado, achatándose hacia el sur.

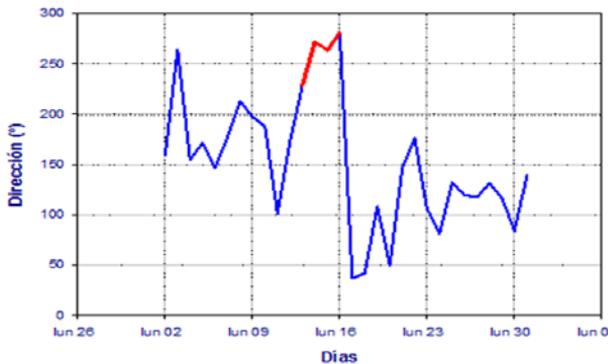


Figura 5.8: Dirección del viento entre el 2 y el 31 de enero de 1995. La zona roja corresponde a los días 13 al 16 del mismo mes. Durante esos días la componente oeste es la que predomina.

5.3.2 Análisis de las secuencias de imágenes satélite durante el Experimento “Gibraltar 2008”

En el análisis de las imágenes del 2008 se logró documentar la separación del giro, constatando que días antes de ésta reinaban condiciones de flujos sub-inerciales de baja intensidad (Figura 5.9) junto a mareas vivas (Figura 5.10), de acuerdo a nuestra hipótesis.

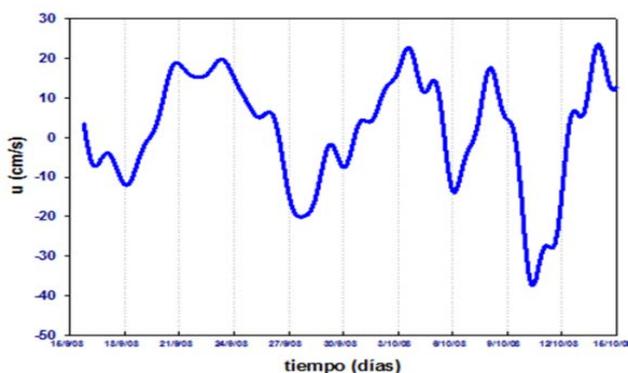


Figura 5.9: Flujo sub-inercial a la altura del Umbral de Camarinal entre el 15 de septiembre y el 15 de octubre de 2008. En torno al 15 de septiembre se observa un mínimo relativo que puede favorecer la posterior separación del giro.

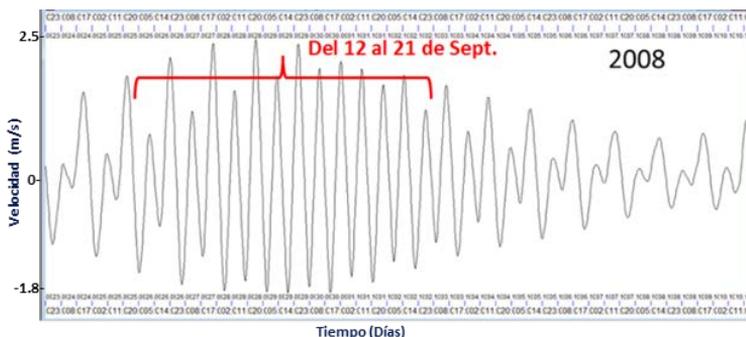


Figura 5.10: Predicción de corriente de marea (Camarinal, 45 m de profundidad). La llave roja señala el periodo de mareas vivas.

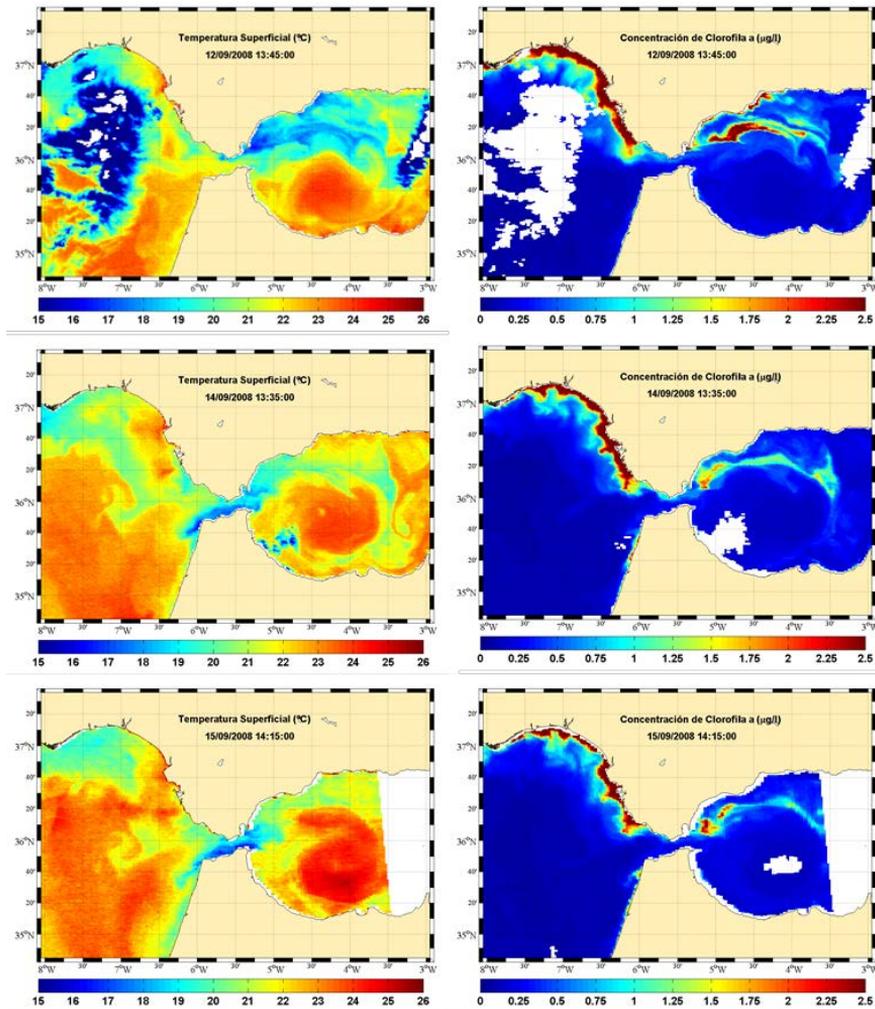


Figura 5.11: Imágenes SST (columna izquierda) y de Clorofila (columna derecha) correspondientes a los días 12, 14 y 15 de septiembre respectivamente. En la primera imagen SST podemos observar cómo el giro ocupa toda la parte sur occidental del Mar de Alborán. Por su parte, la concentración de clorofila se acumula en la parte norte. En las imágenes siguientes el giro muestra un mayor desarrollo pasando a ocupar la parte norte del Mar de Alborán occidental.

Atendiendo a la secuencia de imágenes SST y clorofila (Figura 5.11) podemos observar que el 12 de septiembre el giro se encuentra achatado hacia el

sur. La presencia del afloramiento de Estepona indicaría la ocurrencia de vientos de componente oeste, que como hemos explicado anteriormente, limitan el desarrollo del giro hacia el norte. Durante los días 14 y 15 del mismo mes el giro comienza a desarrollarse libremente, ocupando también la parte norte del Mar de Alborán occidental. Desafortunadamente, debido a la cobertura nubosa, no disponemos de más imágenes hasta el día 30 de septiembre (Figura 5.12). En este día puede constatarse claramente en las imágenes SST y de clorofila que el giro se ha “descolgado” del chorro atlántico; se aprecia un giro completamente desarrollado que ha migrado hacia el este y cómo el chorro atlántico a la salida del Estrecho desvía su trayectoria hacia el sur por efecto geostrófico. Por tanto, aunque no podemos precisar el día exacto en que se produce la liberación del giro, sí se puede concluir que este hecho pudo haberse producido entre el 15 y el 30 de septiembre.

Comprobamos a partir de la predicción de corriente de marea, que el intervalo comprendido entre el 12 y 21 de septiembre es un periodo de mareas vivas (Figura 5.10). Igualmente, durante el 16 de septiembre se registra un mínimo relativo en la intensidad de los flujos sub-inerciales (Figura 5.9). Se puede inferir entonces, que la separación del giro occidental del Mar de Alborán del chorro atlántico que lo “alimenta”, se producirá en torno a 10 días después de que concurren situaciones de flujo sub-inercial debilitado y mareas vivas.

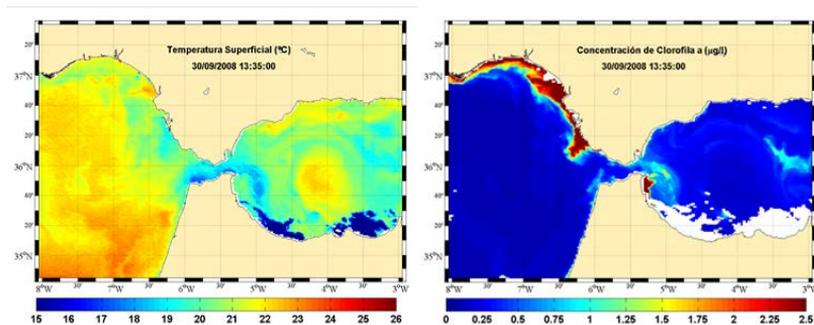


Figura 5.12: Imágenes SST (izquierda) y de clorofila (derecha) correspondientes al 30 de septiembre. Se puede observar un giro completamente desarrollado en torno a 4° W de longitud visiblemente separado del chorro de agua atlántica (“lengua” azul en la imagen SST) procedente del Estrecho.

5.4 Experimentos Numéricos

En este apartado emplearemos un sencillo modelo 2D en diferencias finitas con el que intentaremos comprender la interacción entre el chorro atlántico y sus variaciones de intensidad inducidas por la presencia de una corriente de marea a la salida del Estrecho.

El dominio espacial en el que se implementará el modelo es rectangular y con unas dimensiones longitudinal y transversal similares a las del Mar de Alborán, con una profundidad de 100 m (similar al espesor de la capa superior del giro de Alborán). El dominio tiene un contorno cerrado en su parte izquierda a excepción de una apertura de unos 20 Km (equivalente a la anchura del extremo oriental del Estrecho) y se encuentra completamente abierto en el extremo de la derecha.

5.4.1 Descripción del modelo numérico

El modelo numérico utilizado se basa en la integración de las ecuaciones de ondas largas barotrópicas, aplicando un esquema en diferencias finitas. El sistema de ecuaciones a resolver es por lo tanto el siguiente:

Balance de momento:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \eta}{\partial x} - r_u u \quad [5.1]$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \eta}{\partial y} - r_v v \quad [5.2]$$

donde el último sumando del segundo miembro representa un término de fricción lineal que viene dado por los coeficientes constantes r_u y r_v .

Conservación de la masa:

$$\frac{\partial}{\partial x} [(h + \eta)u] + \frac{\partial}{\partial y} [(h + \eta)v] = -\frac{\partial \eta}{\partial t} \quad [5.3]$$

donde u y v , son respectivamente las componentes zonal y meridional de la velocidad; η es la sobreelevación del nivel del mar con respecto a su nivel medio; x e y son las coordenadas espaciales en la direcciones zonal y meridional, positivas hacia el este y norte respectivamente; h es la profundidad del fondo.

La discretización del sistema de ecuaciones se expresa usando el esquema en diferencias finitas alternantes del tipo *leap-frog* (Orlanski, I. 1976) que explicamos en los párrafos siguientes.

Las coordenadas espaciales se discretizan de la siguiente forma $x = i\Delta x$ e $y = k\Delta y$ y la temporal como $t = j\Delta t$. De esta forma, la integración numérica se inicia integrando la ecuación (5.3), que permite obtener la sobreelevación de la superficie del mar como:

$$\begin{aligned} \eta_{i+2,k+1}^{j+1} = \bar{\eta} - \frac{\Delta t}{\Delta x} (u_{i+3,k+1}^j h_{i+3,k+1} - u_{i+1,k+1}^j h_{i+1,k+1}) \\ - \frac{\Delta t}{\Delta y} (v_{i+2,k+2}^j h_{i+2,k+2} - v_{i+2,k}^j h_{i+2,k}) \end{aligned} \quad [5.4]$$

donde:

$$\bar{\eta} = \frac{1}{4} (\eta_{i,k+1}^{j-1} + 2\eta_{i+2,k+1}^{j-1} + \eta_{i+4,k+1}^{j-1}) \quad [5.5]$$

A continuación se integra la ecuación del balance del momento en el eje x para obtener la componente u de la velocidad:

$$u_{i+1,k+1}^{j+2} = \bar{u} + 2\Delta t f \bar{v}_1 - \frac{g\Delta t}{\Delta x} (\eta_{i+2,k+1}^{j+1} - \eta_{i,k+1}^{j+1}) - 2\Delta t r_u \bar{u} \quad [5.6]$$

donde:

$$\bar{u} = \frac{1}{4} (u_{i-1,k+1}^j + 2u_{i+1,k+1}^j + u_{i+3,k+1}^j) \quad [5.7]$$

$$\bar{v}_1 = \frac{1}{4} (v_{i,k+2}^{j+1} + v_{i,k}^{j+1} + v_{i+2,k+2}^{j+1} + v_{i+2,k}^{j+1}) \quad [5.8]$$

y posteriormente se integra la ecuación del balance del momento en el eje y, para encontrar los valores de la componente v de la velocidad:

$$v_{i+2,k+2}^{j+2} = \bar{v} - 2\Delta t f \bar{u}_1 - \frac{g\Delta t}{\Delta y} (\eta_{i+2,k+3}^{j+1} - \eta_{i+2,k+1}^{j+1}) - 2\Delta t r_v \bar{v} \quad [5.9]$$

donde:

$$\bar{v} = \frac{1}{4} (v_{i+4,k}^j + 2v_{i+2,k+2}^j + v_{i,k+2}^j) \quad [5.10]$$

$$\bar{u}_1 = \frac{1}{4} (u_{i+1,k+3}^{j+1} + u_{i+1,k+1}^{j+1} + u_{i+4,k+3}^{j+1} + u_{i+3,k+1}^{j+1}) \quad [5.11]$$

El esquema de integración se inicia con una condición inicial de reposo en todo el dominio espacial, excepto en la boca del borde izquierdo del dominio espacial donde se impone un flujo de agua de intensidad conocida. En los bordes cerrados se impone la condición de no flujo $u=0$ en los bordes transversales, y $v=0$ en los bordes longitudinales. En el borde abierto de la derecha se impone una condición de radiación (Orlanski, I., 1976), especificada en el esquema de integración numérica de la siguiente forma:

$$u_{i+1,k+1}^{j+2} = \sqrt{\frac{g}{h_{i+1,k+1}}} \eta_{i,k+1}^{j+1} \quad [5.12]$$

5.4.2 Flujo medio de intensidad 0.6 m/s y flujo de marea con intensidad de corriente de 1 m/s

Los resultados de este experimento, resumidos en la Figura 5.13, ilustran el comportamiento del giro cuando la intensidad del flujo medio de entrada es relativamente alta. A modo de referencia, en la Figura 5.13a se muestra el campo de velocidades simulado con dicho flujo medio de entrada y sin incluir el flujo de marea en el borde abierto de la izquierda. Como puede observarse, se forma un giro anticiclónico cuya extensión en la dimensión longitudinal es de 150 Km. En las Figuras 5.13b y 5.13c se muestran respectivamente los campos de velocidad obtenidos en el momento de máxima corriente de marea entrante (hacia la derecha) y máxima corriente de marea saliente (hacia la izquierda). Podemos observar que en el caso de corriente entrante el giro formado corriente abajo del chorro tiende a disminuir su tamaño, lo cual es un resultado esperable dado que un aumento en la intensidad del flujo de entrada provocará un aumento en la intensidad de la fuerza de Coriolis, que hace girar la corriente hacia la derecha. Vemos, por tanto, que el giro aunque modifica su extensión y morfología, no se separa del chorro, a pesar de una variación importante en la intensidad de la corriente de marea en el chorro (1 m/s de amplitud).

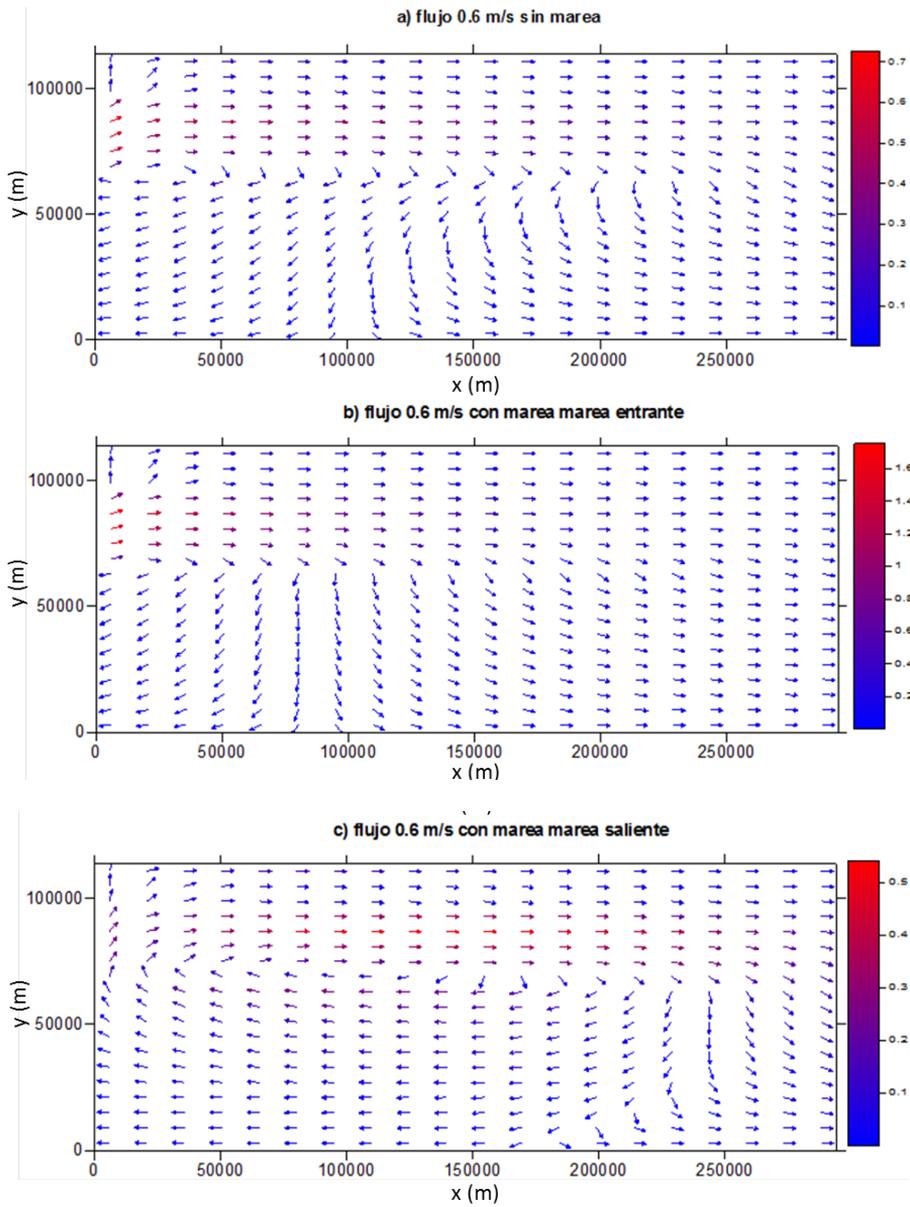


Figura 5.13: Simulaciones de los campos de velocidad para un flujo de 0.6 m/s, en diferentes momentos del ciclo de marea. La amplitud de la corriente de marea es de 1 m/s.

5.4.3 Flujo medio de intensidad 0.2 m/s y flujo de marea con intensidad de corriente de 1 m/s

Los resultados de este experimento se resumen en la Figura 5.14. Se observa que un chorro de intensidad constante y relativamente baja (0.2 m/s) forma un giro de dimensiones similares al caso de intensidad constante de 0.6 m/s mostrado en el experimento anterior. Ahora, en el caso de un flujo de marea saliente de intensidad 1 m/s, el chorro invierte su sentido y el giro se separa de él (Figura 5.14c). Una vez separado, el giro continúa desplazándose hacia la derecha. Otra característica interesante es la formación de un pequeño giro ciclónico en la esquina superior izquierda del dominio. Los resultados de este experimento ilustran cómo el efecto conjunto de una disminución de la intensidad del flujo medio y una corriente de marea saliente (hacia la izquierda del dominio espacial) de intensidad alta puede producir la separación del giro.

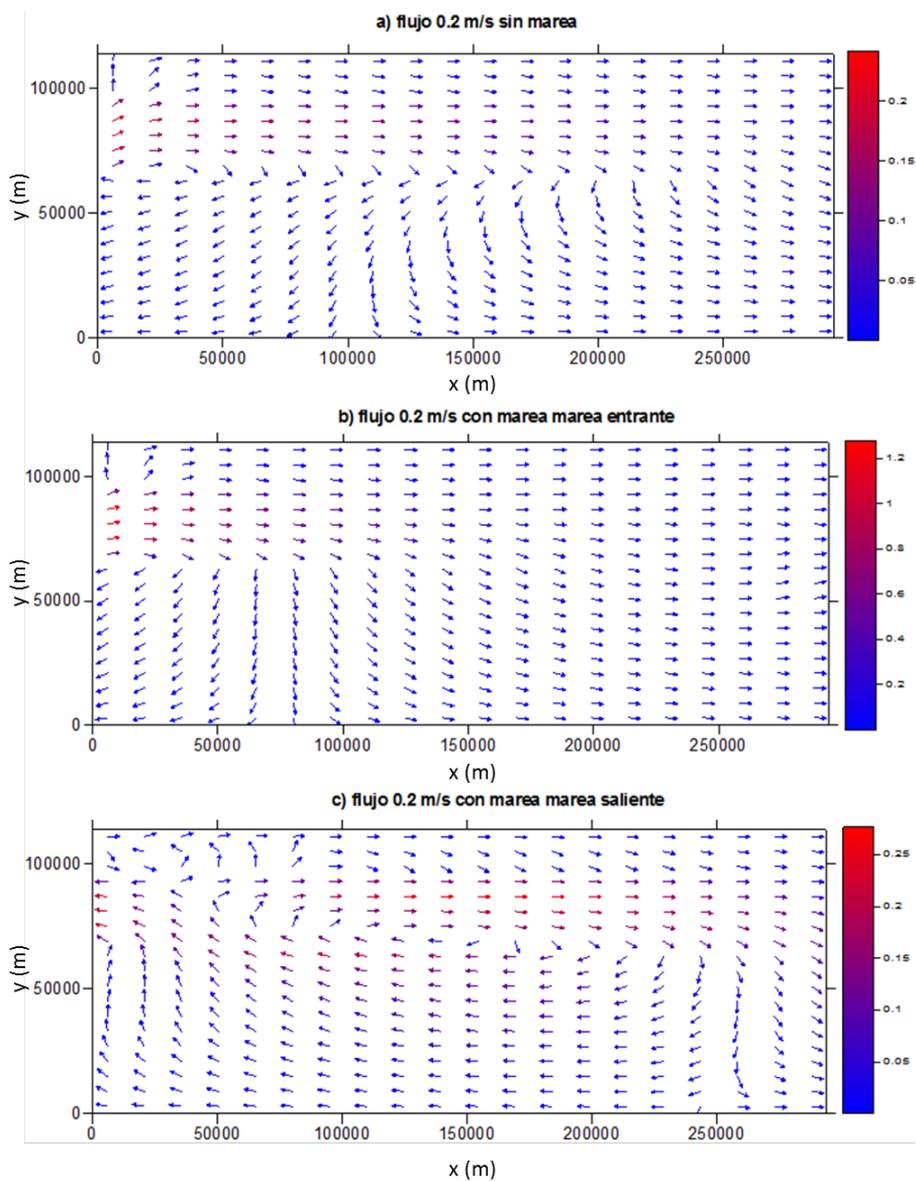


Figura 5.14: Simulaciones de los campos de velocidad para un flujo de 0.2 m/s, en diferentes momentos del ciclo de marea. La amplitud de la corriente de marea es de 1 m/s

5.5 Medidas de corriente superficial del sistema de radares costeros del Estrecho de Gibraltar

Las medidas de corrientes superficiales obtenidas a partir de los radares de alta frecuencia instalados en Ceuta, Punta Carnero y Tarifa, pueden contribuir a mejorar nuestro conocimiento acerca de la variabilidad de marea y sub-inercial del chorro atlántico en la zona oriental del Estrecho, así como las consecuencias de éste en la dinámica del giro occidental del Mar de Alborán. Estas medidas nos han permitido analizar los efectos de la marea tanto en el AJ como en el giro antes mencionado.

Como ya se ha mencionado en el capítulo de metodología, los radares trabajaron a una frecuencia de 26,8 MHz y un ancho de banda de 150 Hz, con una resolución radial de 1km y una resolución angular de 5°; los ángulos de incidencia estaban comprendidos entre 15° y 165°, obteniéndose una cobertura efectiva aproximada de 600 km². Los campos de velocidades que se obtienen son radiales y se miden en cm/s. Para evaluar la precisión de las medidas registradas con los radares, éstas se validaron con datos obtenidos durante dos campañas adscritas al Proyecto TRADE (Figura 5.15). Se utilizaron boyas de deriva, correntímetros ADCP, e imágenes características de satélite. Por último, se compararon las medidas de los radares con la salida del modelo hidrodinámico de marea forzado por el viento (UCA 2.5D).

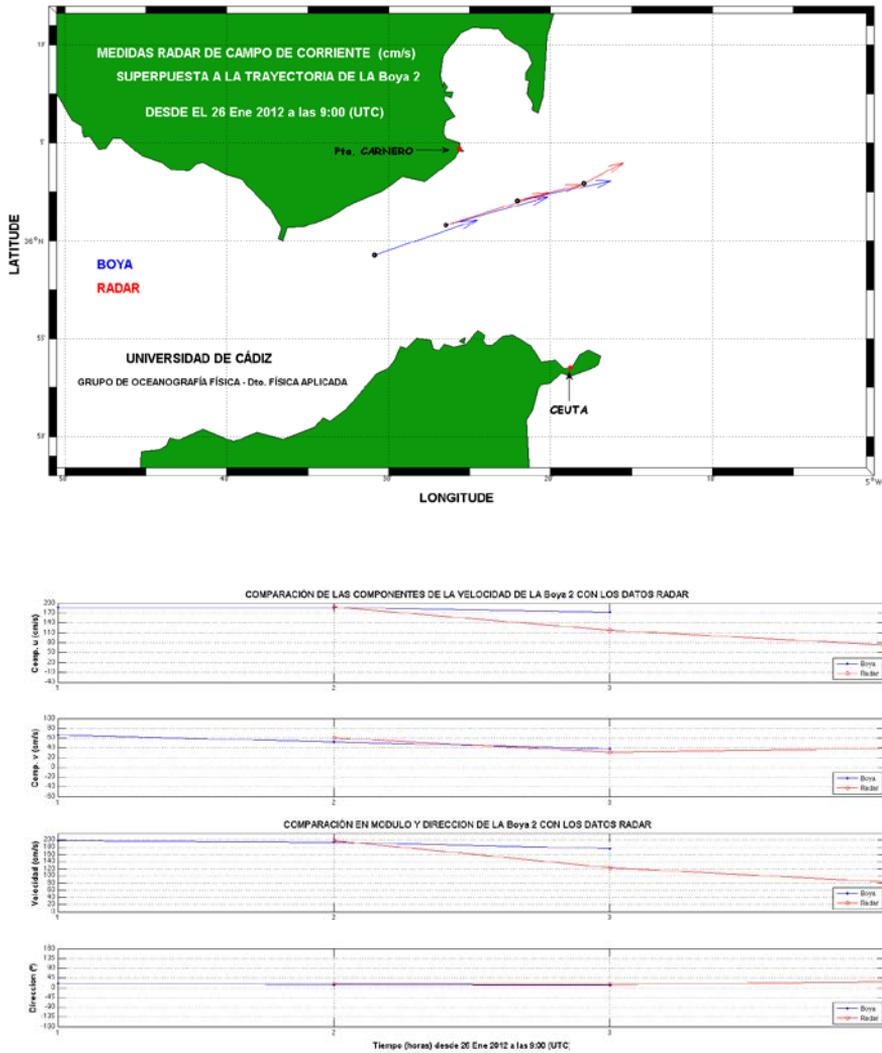


Figura 5.15: Comparación de las velocidades de corriente registradas por una boya de deriva en el Estrecho (azul), con las obtenidas a partir de los radares costeros (rojo). En la imagen superior se muestra la localización de las medidas. En la inferior las componentes u y v, módulo y dirección de las velocidades.

5.5.1 Procesos sub-mesoescalares en el chorro atlántico y en la formación y evolución del giro de Alborán

En este apartado se utilizarán los registros de velocidad de la corriente registrados por el sistema de radares costeros del Estrecho de Gibraltar. Para el análisis se ha seleccionado el período del mes de junio de 2013, ya que a lo largo de este mes se registra la menor pérdida de datos por punto. En la Figura 5.14 se indican con puntos verdes las localizaciones de las series temporales obtenidas.

El objetivo del apartado es analizar el efecto de la dinámica de marea en el comportamiento del chorro atlántico, así como las consecuencias de estos efectos en la dinámica del Giro de Alborán. El estudio se basará en el análisis armónico y la descomposición en funciones empíricas ortogonales.

5.5.1.1 Análisis armónico de las series de velocidad

Tras analizar las series de corriente correspondientes a los puntos 1, 2 y 3, se concluye que predomina el carácter diurno en la mitad sur del canal. Al comprobar los valores de las constituyentes de marea (M2, S2, K1 y O1) se confirma la afirmación anterior (Figuras 5.16 y 5.17).

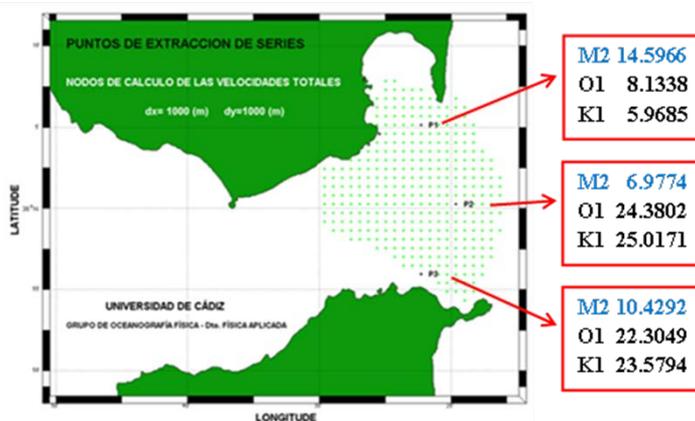


Figura 5.16: Al comparar los valores de las constituyentes podemos observar el predominio de carácter diurno en la mitad sur.

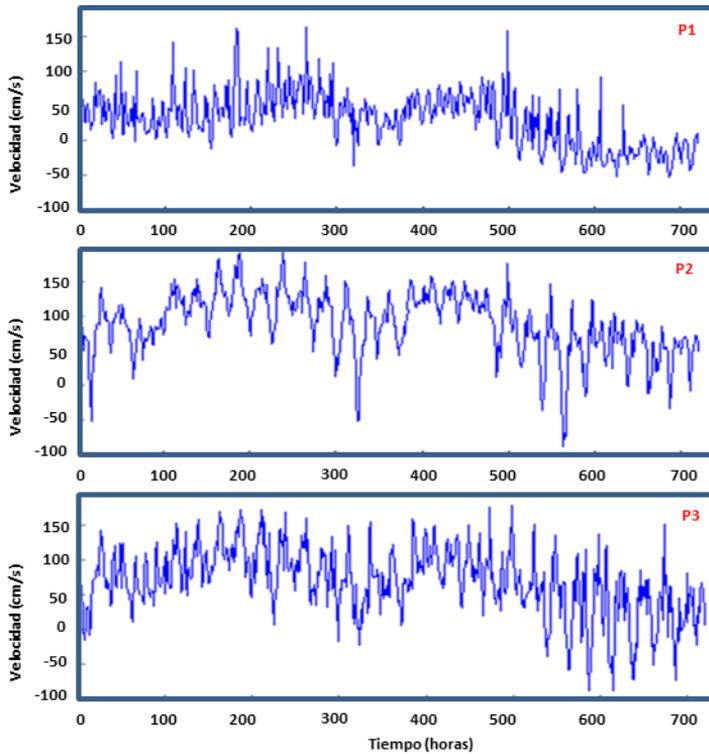


Figura 5.17: Análisis de corriente en las tres posiciones de estudio.

5.5.1.2 Aplicación de Funciones Empíricas Ortogonales a los datos de corriente registrados con el sistema de radares

Para analizar la variabilidad espacio-temporal presentada por el AJ y cómo esta variabilidad condiciona la dinámica del giro de Alborán se ha aplicado como primer paso un análisis en funciones empíricas ortogonales a los datos de velocidad. La modalidad de análisis ha sido las funciones empíricas reales (Kaihatu *et al.*, 1998), en la que se incluyen en el mismo análisis las series temporales de componentes de la velocidad u y v como si fueran variables escalares.

En el contexto de este análisis las series de velocidad se pueden expresar como:

$$u(x, t) = \sum_{j=1}^M e_j^u(x) M_j(t) \quad [5.13]$$

$$v(x, t) = \sum_{j=1}^M e_j^v(x) M_j(t) \quad [5.14]$$

donde $u(x,t)$ y $v(x,t)$ son las componentes este y norte de la velocidad, x indica la posición espacial de cada una de las series temporales, t es la coordenada temporal, $e_j^u(x)$ y $e_j^v(x)$ son los coeficientes espaciales, $M_j(t)$ son los coeficientes temporales (o modos empíricos), M es el número de modos empíricos (igual al número de series temporales incluidas en el análisis).

En la Figura 5.18 se muestra la fracción de varianza de las series temporales que se explica por los dos primeros modos empíricos. Como puede observarse, con los dos primeros modos se consigue explicar prácticamente el 90% de la varianza de todas las series. En la Figura 5.19 se muestran los coeficientes temporales $M_j(t)$ correspondientes a los dos primeros modos.

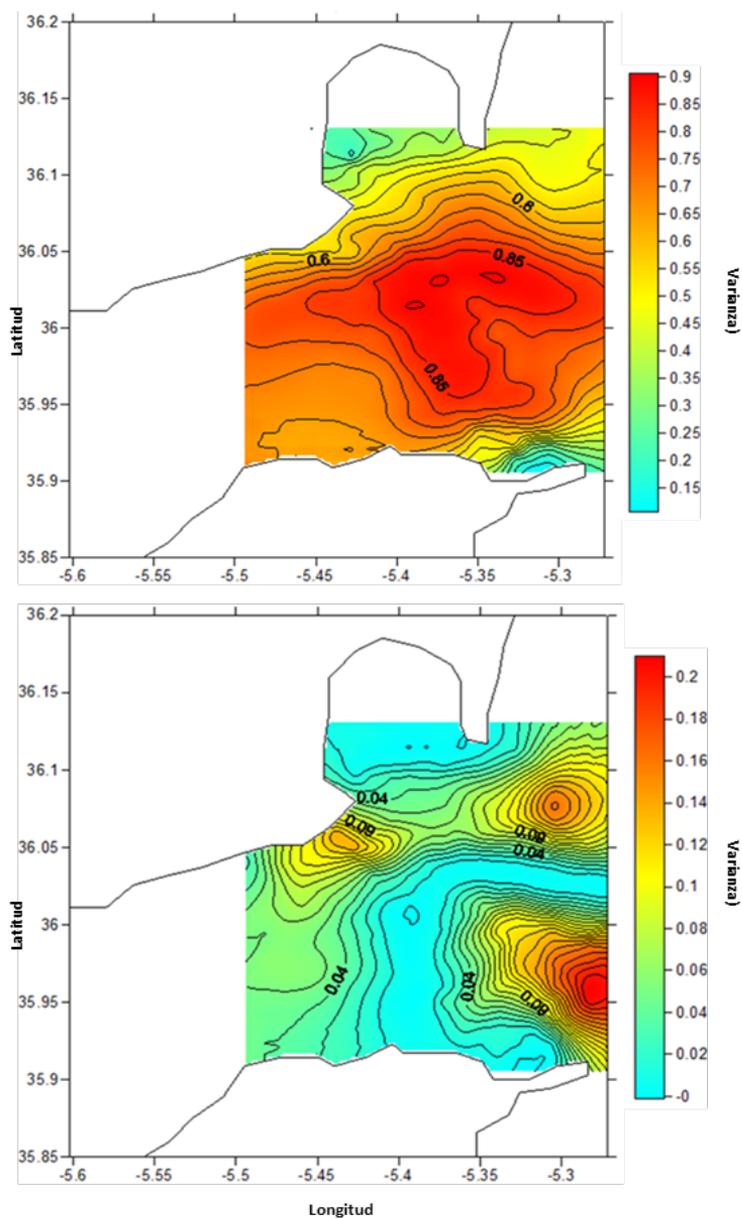


Figura 5.18: Fracción de explicación de varianza para los dos primeros modos empíricos.

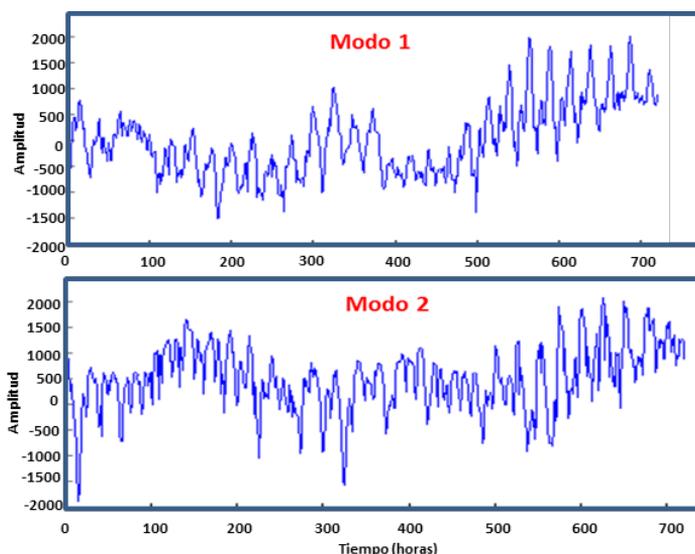


Figura 5.19: Coeficientes temporales de los dos primeros modos empíricos.

Lo primero que se constata con la observación de estos coeficientes temporales es que la variabilidad temporal de los modos 1 y 2 está gobernada principalmente por fluctuaciones de baja frecuencia (quincenales y mensuales), aunque las fluctuaciones con períodos de marea presentan unas amplitudes considerables. Este último hecho confirma la importancia de la variabilidad de marea en el comportamiento del chorro ya puesta de manifiesto en el análisis armónico de las series temporales mostrado en el anterior apartado.

Para analizar más en profundidad la importancia de esta variabilidad de marea en el AJ se han representado en las Figuras 5.20a y 5.20b los campos de velocidad producidos por los modos 1 (a y b) y 2 (c y d) en el momento de máxima corriente entrante hacia Alborán (a y c) y en el momento de máxima corriente saliente (d y b). Como puede verse la variabilidad del modo 1 se manifiesta en la dirección longitudinal del Estrecho mientras que el modo 2 presenta corrientes con una clara componente transversal al canal principal en la parte oriental del dominio estudiado.

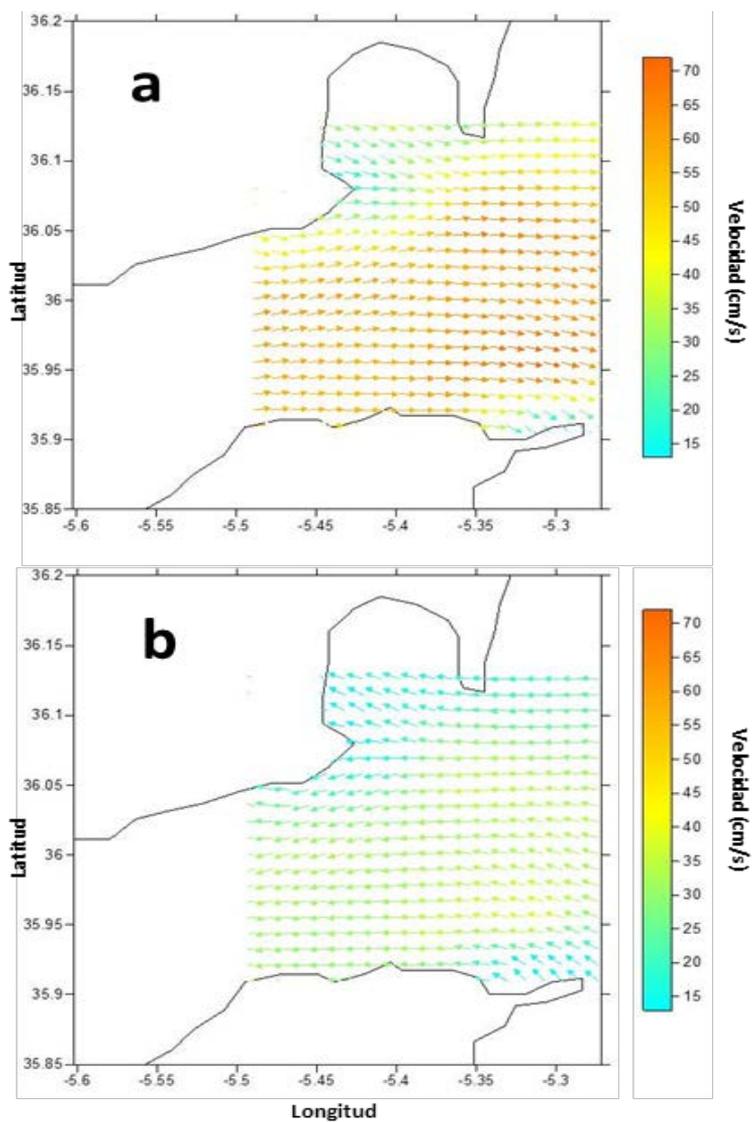


Figura 5.20a: Modo 1, corriente en el eje longitudinal. Las Figuras **a** y **b** corresponden a la máxima y mínima intensidad respectivamente. La imagen **a** explica la mayor variabilidad, cuando la intensidad es alta.

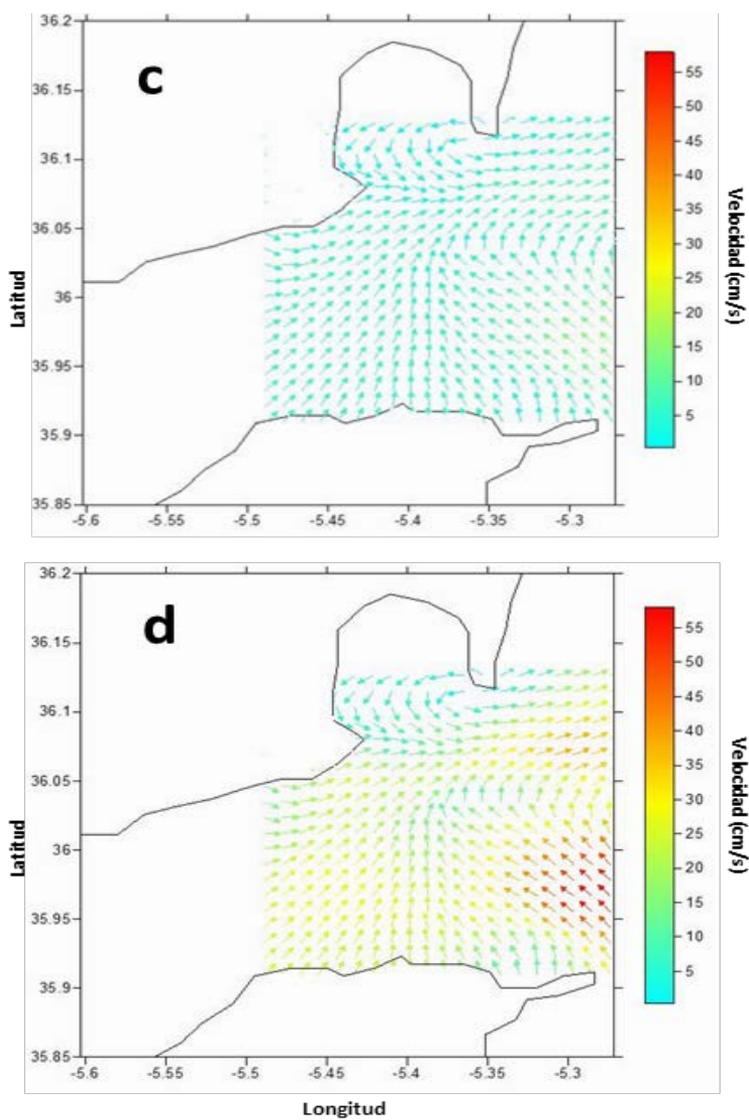


Figura 5.20b: Modo 2, corriente a lo largo del eje transversal del Estrecho; **c** y **d** corresponden a la máxima y mínima intensidad respectivamente. La imagen **d** explica la mayor variabilidad cuando la intensidad es baja.

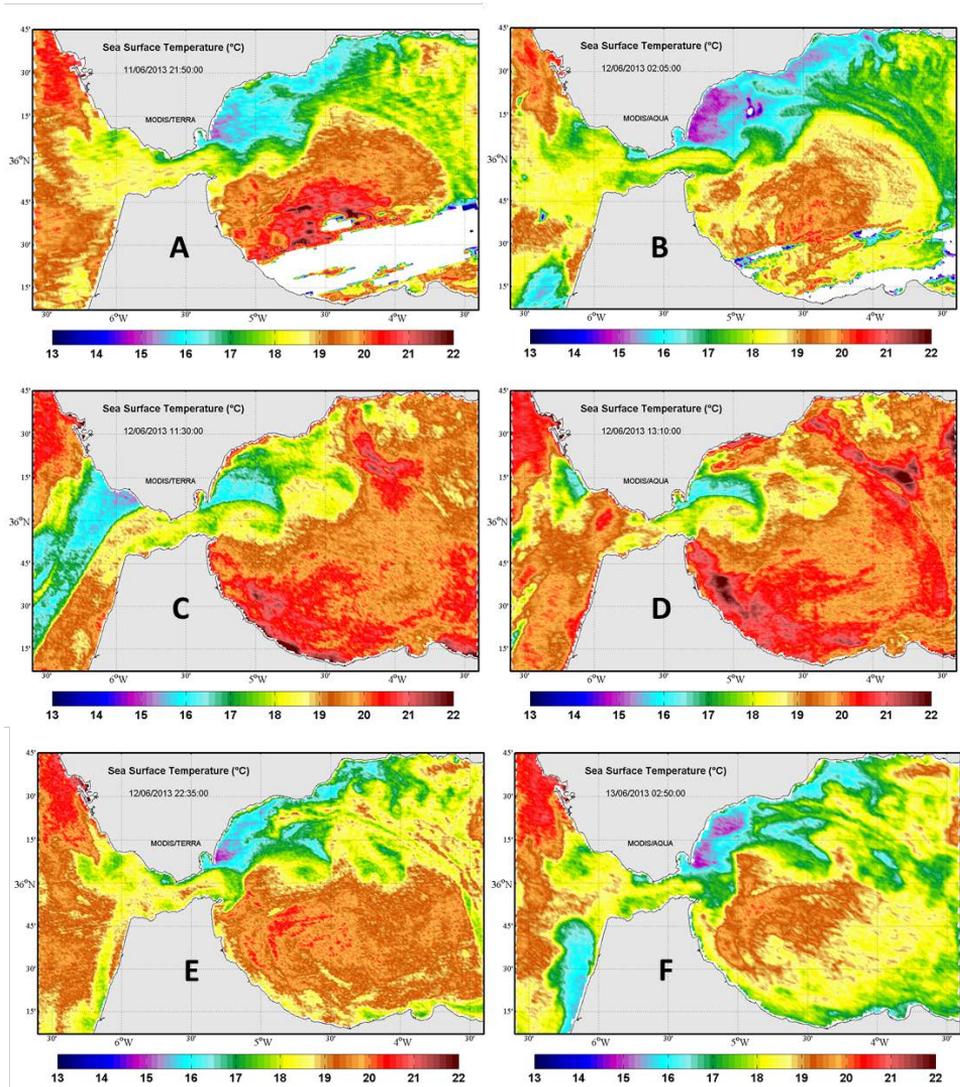


Figura 5.21: Imágenes de temperatura superficial del agua del satélite MODIS mostrando los remolinos anticiclónicos que se forman a la salida del Estrecho.

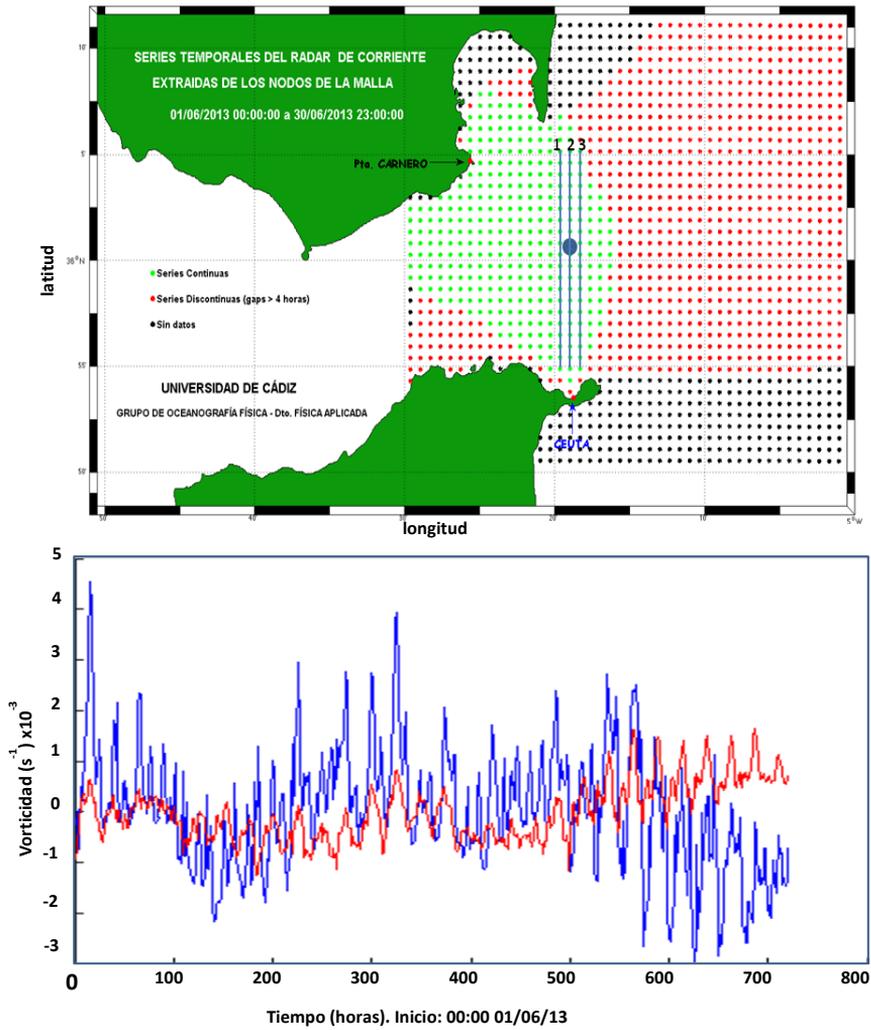


Figura 5.22: En la parte superior, mapa mostrando la localización (punto azul) en la que se han extraído las series de velocidad correspondientes a los modos empíricos 1 y 2. Se indican también con las líneas verticales los puntos que se han utilizado para calcular la vorticidad del flujo asociada a los modos 1 y 2. En la parte inferior se muestran las series temporales de vorticidad correspondientes a los modos 1 (rojo) y 2 (azul).

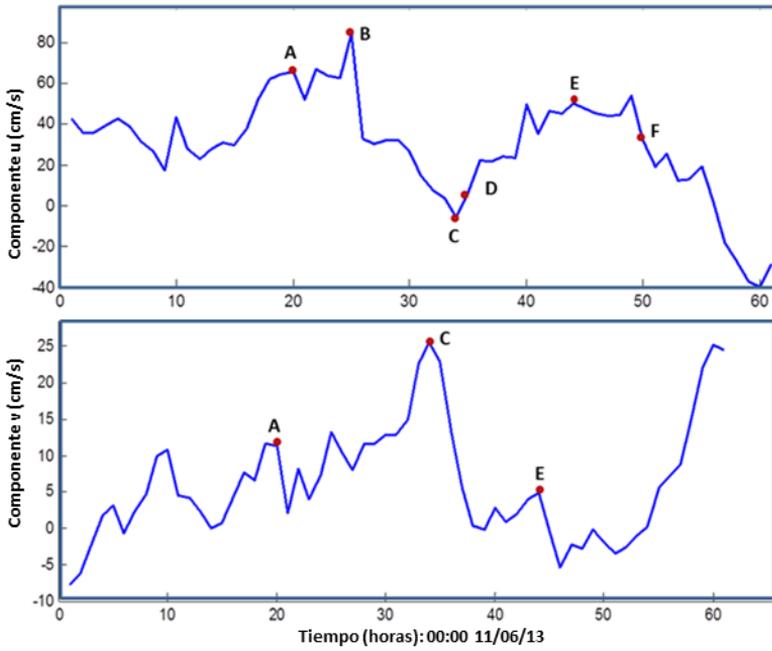


Figura 5.23: Series temporales de velocidad de la corriente correspondiente a los modos empíricos 1 (componente u) y 2 (componente v) en el punto indicado en el mapa de la Figura 5.22.

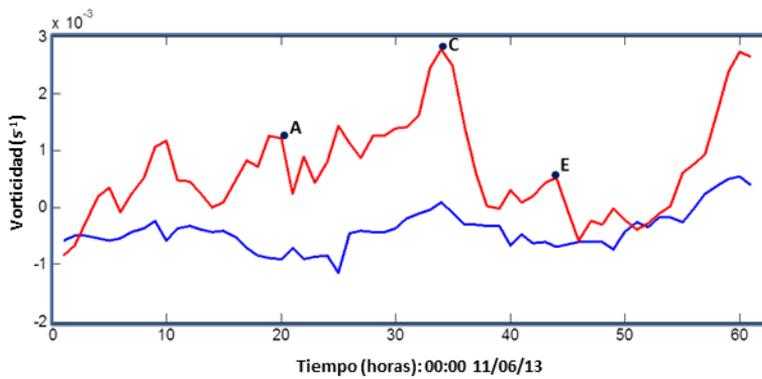


Figura 5.24: En la gráfica se muestra la vorticidad en el punto indicado en el mapa de la Figura 5.21 correspondiente al modo 1 (azul) y modo 2 (rojo). Las letras mayúsculas se refieren a las imágenes de satélite mostradas en la Figura 5.21.

Este comportamiento de las corrientes asociado al modo 2 puede estar relacionado con la formación de un remolino anticiclónico que se forma a la salida del Estrecho y se intensifica en el momento de máxima corriente de marea entrante. En la Figura 5.21, se muestran imágenes de satélite que evidencian la ocurrencia de este fenómeno en nuestro período de análisis. Se puede observar cómo estos remolinos son posteriormente liberados desde la boca del Estrecho y se desplazan hacia el este siguiendo la rama superior del giro de Alborán. La formación de estos remolinos anticiclónicos ya ha sido previamente tratada con cierto detalle en otros trabajos basados en modelos hidrodinámicos (Speich *et al.*, 1996, Sánchez-Garrido *et al.*, 2013). El presente estudio es el primero en el que este proceso se ha descrito desde el punto de vista experimental.

En la Figura 5.23 se muestra para el mismo período de las imágenes de satélite, las corrientes en la zona central del AJ en el punto que se indica en el mapa de la Figura 5.22. Si se comparan las series de velocidad correspondientes al modo 1 y 2 se puede observar que la corriente transversal asociada al modo 2 se intensifica justo cuando la corriente longitudinal asociada al modo 1 es más pequeña, esto ocurre cuando la corriente de marea se dirige hacia el Estrecho y debilita la intensidad del AJ. Se puede interpretar que cuando la intensidad del AJ es máxima hacia Alborán, el giro anticiclónico se aleja de la boca del Estrecho y posiblemente se desplaza más hacia el sur. En este momento la intensidad de la corriente transversal debida al modo 2 es prácticamente inexistente en la parte del Estrecho ya que la rama ascendente (izquierda) del remolino está alejada de esta zona. Por el contrario, cuando la intensidad de la corriente del AJ disminuye, debido a que la corriente de marea se dirige ahora hacia el oeste, el remolino puede acercarse de nuevo a la boca del Estrecho empujado por la rama ascendente del giro de Alborán, y de esta forma invade la boca del Estrecho interfiriendo con el AJ. Esta interferencia hace que el AJ se canalice más hacia el norte adquiriendo vorticidad positiva y facilitando el transporte de agua hacia la rama superior del giro de Alborán.

Las consecuencias de esta interferencia del remolino con el AJ a la salida del Estrecho se ilustran perfectamente en la Figura 5.24, donde se muestra el aumento de vorticidad positiva en el centro del AJ debido a la llegada del remolino ciclónico a la boca del Estrecho. En la Figura 5.22 se puede ver que es el modo

empírico 2 el que aporta la mayor parte de la vorticidad positiva que adquiere el AJ durante el período analizado. Dada la importancia que tienen estos remolinos en el control de la inclinación con la que el AJ alimenta al giro de Alborán, es lógico pensar que estos remolinos pueden tener un papel relevante en la formación y mantenimiento del giro de Alborán.

A modo de síntesis, en la Figura 5.25 se ilustra el proceso de formación de estos remolinos producidos por la corriente de marea a la salida del Estrecho y cómo interfieren estos en el chorro atlántico y giro de Alborán. La formación del remolino anticiclónico ocurre durante la corriente de marea entrante (hacia el este) y en este momento se encuentra desplazado hacia el sur. Durante la corriente de marea saliente la intensidad del AJ disminuye y el remolino anticiclónico se mueve hacia el norte, seguramente en parte transportado por la rama ascendente del giro de Alborán, interfiriendo con el AJ y obligándolo a inclinarse hacia el norte alimentando la rama ascendente del giro de Alborán. Durante algunas fases de corriente de marea entrante el AJ puede empujar a un remolino previamente formado y producir su separación de la boca del Estrecho. Este remolino viaja en la dirección de la corriente general del giro de Alborán ayudando al mantenimiento de la rama superior de éste.

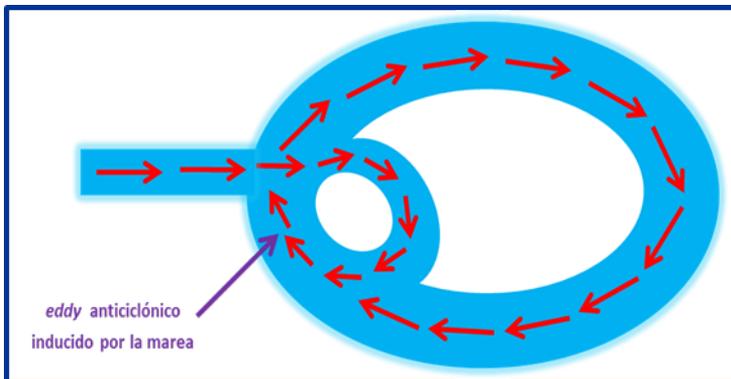


Figura 5.25a: Formación de un remolino anticiclónico inducido por la marea, en condiciones de máximo influjo.

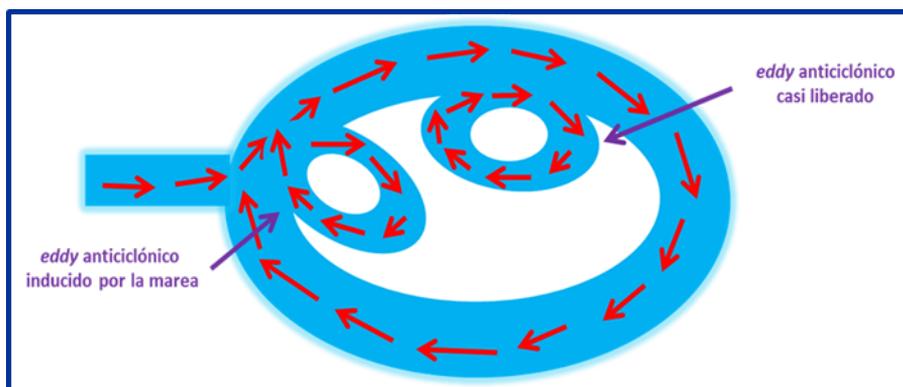


Figura 5.25b: Formación de un remolino anticiclónico inducido por la marea, en condiciones de mínimo influjo.

5.5.2. Discusión sobre los mecanismos que afectan al desarrollo del giro de Alborán y a su desestabilización

En términos generales, la vorticidad media durante el mes de junio de 2013 es positiva cerca del borde norte y negativa en los 2/3 de canal restantes, como se muestra en la Figura 5.26. Esto concuerda con el resultado de Bormans y Garrett (1989) en el que se postulaba que el AJ debía adquirir vorticidad negativa y, por lo tanto, una clara tendencia a la formación de un remolino anticiclónico a la salida del Estrecho. Este giro se justificaba fundamentalmente por la separación del chorro inducida por la curvatura de la costa alrededor de la esquina sur (Ceuta) a la salida del Estrecho.

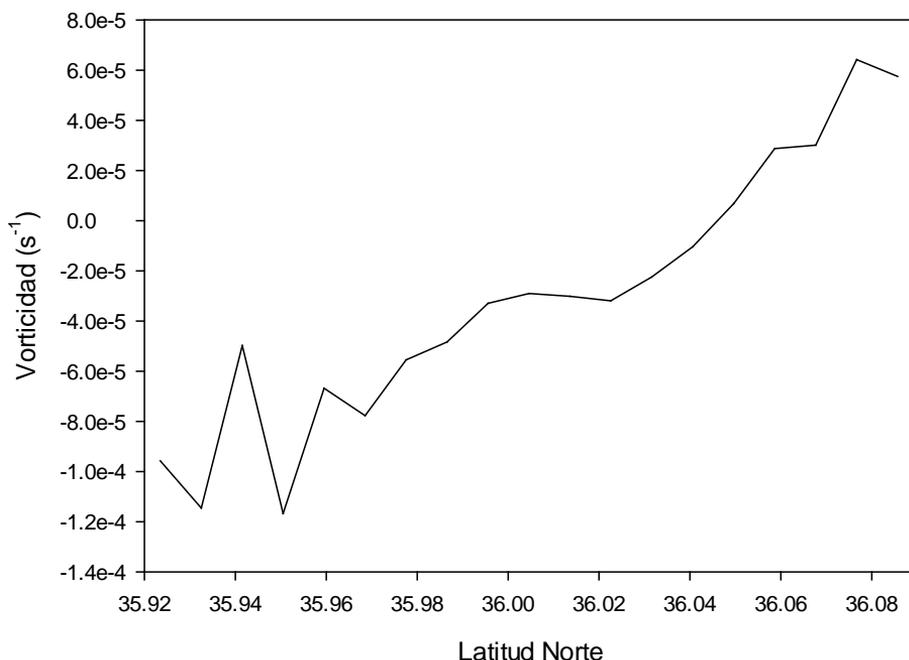


Figura 5.26. Valores de vorticidad media calculada con los datos de velocidad de la corriente registrados por los radares costeros durante el mes de junio a lo largo del transecto 2 mostrado en el mapa de la Figura 5.22.

Esta idea se refuerza con el trabajo de Speich *et al.* (1996) donde se precisa que la formación de este remolino anticiclónico se origina por la intrusión del agua de menor densidad que transporta el AJ, la cual induce gradientes de presión transversales al chorro para compensar los gradientes transversales de densidad. Los transportes transversales de agua producidos por estos gradientes de presión originan una divergencia de masa en la capa superior que provoca a su vez un ascenso de la piconocline. Su superficie termina configurando un domo que interfiere con el chorro atlántico, favoreciendo la formación del giro anticiclónico a la salida del Estrecho. Estos autores explican cómo la disminución de espesor de la capa superior en esa zona de ascenso de la piconocline aumenta la vorticidad negativa en respuesta a la conservación de la vorticidad potencial de la columna de

agua que viaja en el chorro. Speich *et al.* (1996) concluyen que la formación de estos pequeños remolinos anticiclónicos a la salida del Estrecho supone la principal fuente de vorticidad anticiclónica que hace posible el desarrollo y mantenimiento del Giro Occidental del Alborán. Esta idea ha sido recientemente confirmada en el trabajo de Sánchez-Garrido *et al.* (2013), donde además ha sido destacada la importancia del forzamiento de marea en la formación de estos remolinos anticiclónicos.

Podemos distinguir tres tipos de vorticidad que afectan a la dinámica del AJ a la salida del Estrecho:

(a) La generada por la fricción lateral con los bordes costeros del Estrecho. Ésta es positiva en el borde norte y negativa en el borde sur.

(b) La generada en el centro del AJ inducida por la divergencia de masa que produce el AJ a la salida del Estrecho.

(c) La inducida en la zona central del AJ por la interacción de éste con los remolinos anticiclónicos que se forman a la salida del Estrecho.

La contribución del forzamiento de marea en la determinación de cada uno de estos tipos de vorticidad es notable y está basada en el aumento y disminución en la intensidad de AJ que provoca la corriente de marea a la salida del Estrecho. Cuando esta corriente intensifica el AJ, es presumible que se produzca un aumento de los dos primeros tipos de vorticidad (a y b) y una disminución del tercero (c) ya que los remolinos anticiclónicos que interaccionarían con el AJ se desplazan más allá de la salida del Estrecho (bien por un desplazamiento momentáneo o por su definitivo desprendimiento). En cambio, cuando la corriente de marea debilita la intensidad del AJ, las vorticidades debidas a los tipos (a) y (b) se reducen mientras que la debida al tipo (c) aumenta.

Sánchez-Garrido *et al.* (2013) demuestran que el forzamiento de marea es absolutamente necesario para explicar la formación del Giro Occidental de Alborán (WAG) y sus variaciones espacio-temporales. Además, proponen un mecanismo para la desestabilización del Giro de Alborán que se basa en el aporte de vorticidad positiva, debida a la fricción lateral, que se introduce por el borde

norte del Estrecho hacia la parte noroccidental del Mar de Alborán. Según estos autores, esta vorticidad positiva se acumula en esa zona intensificando y aumentando en tamaño un giro ciclónico que puede terminar produciendo el desprendimiento del WAG. Aunque el forzamiento de marea contribuye de forma importante a estos aportes de vorticidad positiva, no se puede despreciar la contribución de las variaciones sub-inerciales de la corriente, que son debidas principalmente a los cambios de presión atmosférica en el Mediterráneo Occidental.

Con el objetivo de analizar si este mecanismo propuesto por Sánchez-Garrido *et al.* (2013) es avalado por nuestras observaciones, vamos a centrarnos en el análisis de la secuencia de situaciones mostradas en la imágenes SST de satélite de la Figura 5.27.

Según la Figura 5.28, las situaciones A y B se caracterizan desde el punto de vista meteorológico por la existencia de vientos de intensidad media de Levante y Poniente respectivamente, y desde el punto de vista hidrodinámico por una corriente de marea de pequeña amplitud. El flujo sub-inercial está intensificando el AJ, y la vorticidad positiva cerca del borde norte presenta valores altos en A y se anula en B (ver Figura 5.29). Como se puede observar, no parece existir ningún giro ciclónico en la parte noroccidental del Mar de Alborán. Es interesante destacar que este elevado valor de vorticidad positiva, aportada fundamentalmente por el flujo sub-inercial, no se traduce en el desarrollo de un giro ciclónico en la parte noroccidental del Mar de Alborán. Además, a pesar de que el flujo sub-inercial intensifica al AJ en la situación B, la vorticidad en el borde norte se anula. Esto último pone de manifiesto que en algunas circunstancias la generación de vorticidad positiva por fricción lateral en el borde norte se puede contrarrestar por algún tipo de proceso todavía no identificado.

Las situaciones C y D corresponden a una situación meteorológica de vientos de Poniente y Levante respectivamente, de poca intensidad, y amplitud de corriente de marea alta. La corriente sub-inercial en el AJ es alta en C y disminuye significativamente en D. Esta situación es especialmente importante en nuestro análisis ya que dada la ausencia de una dinámica atmosférica intensa permite capturar con mayor claridad los efectos básicamente debidos al forzamiento de

marea. En este caso, es más evidente el desarrollo de un giro ciclónico en la parte noroccidental del Mar de Alborán mientras que los valores de vorticidad positiva en el borde norte son francamente bajos. Según este resultado se puede interpretar que una situación de intensa corriente de marea favorece el desarrollo de dicho giro ciclónico. Sin embargo, no parece que el desarrollo de este giro esté relacionado con la ocurrencia de valores altos de vorticidad en el borde norte (Figura 5.29).

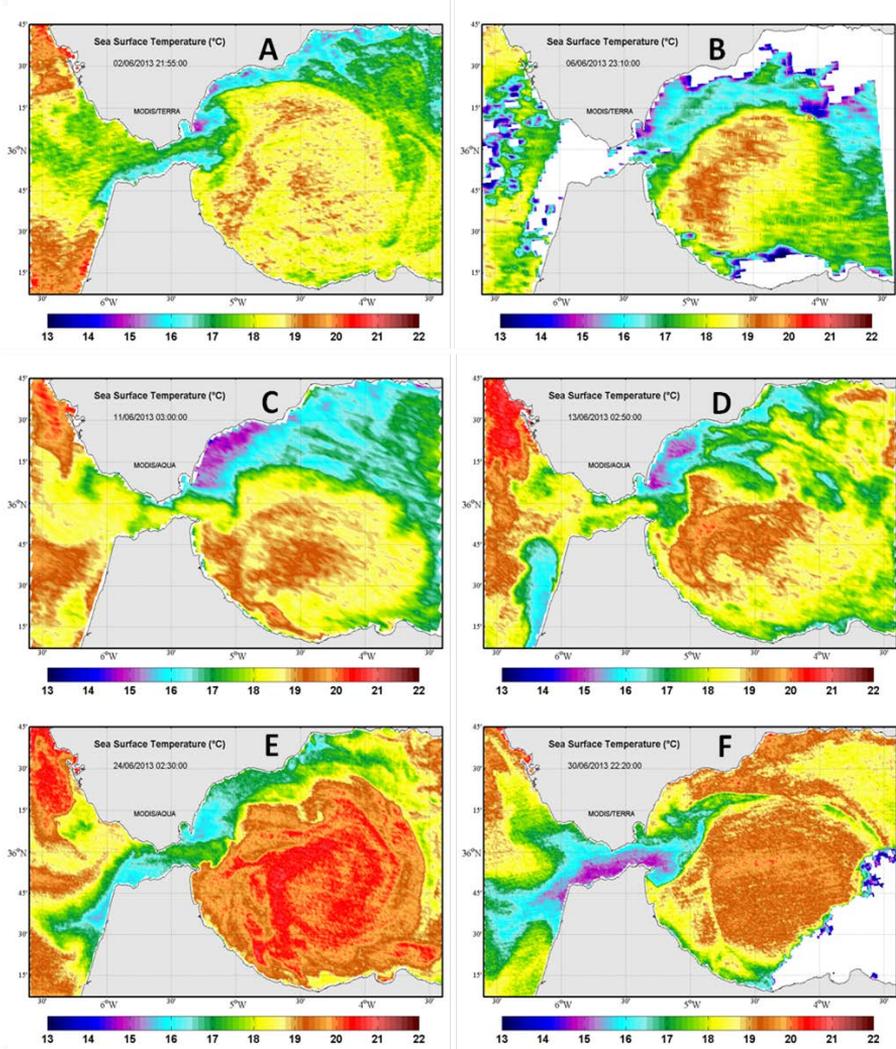


Figura 5.27. Secuencia de imágenes de temperatura superficial del mar suministradas por el satélite AQUA para 6 fechas concretas del mes de junio.

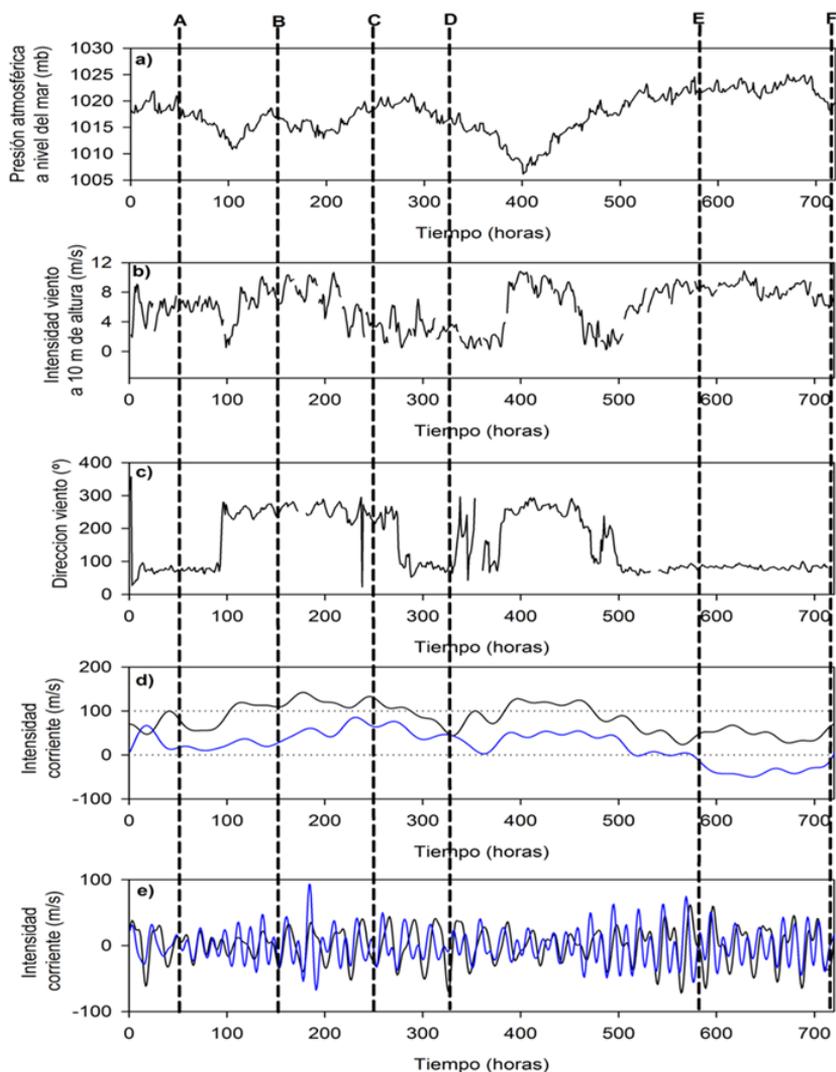


Figura 5.28. Series temporales durante el mes de junio de 2013. a) presión atmosférica a nivel del mar en la parte más oriental del Mar de Alborán; b) y c) intensidad y dirección del viento, respectivamente, a 10 m de altura en un punto de la parte noroccidental del Mar de Alborán ; d) y e) componente zonal de la corriente sub-inercial y de la señal de marea, respectivamente, registrada por los radares costeros en un punto cercano al borde norte del Estrecho (trazo azul) y en la zona central (trazo negro) sobre el transecto 2 indicado en la Figura 5.22. Las variables atmosféricas han sido simuladas con el modelo atmosférico MM5.

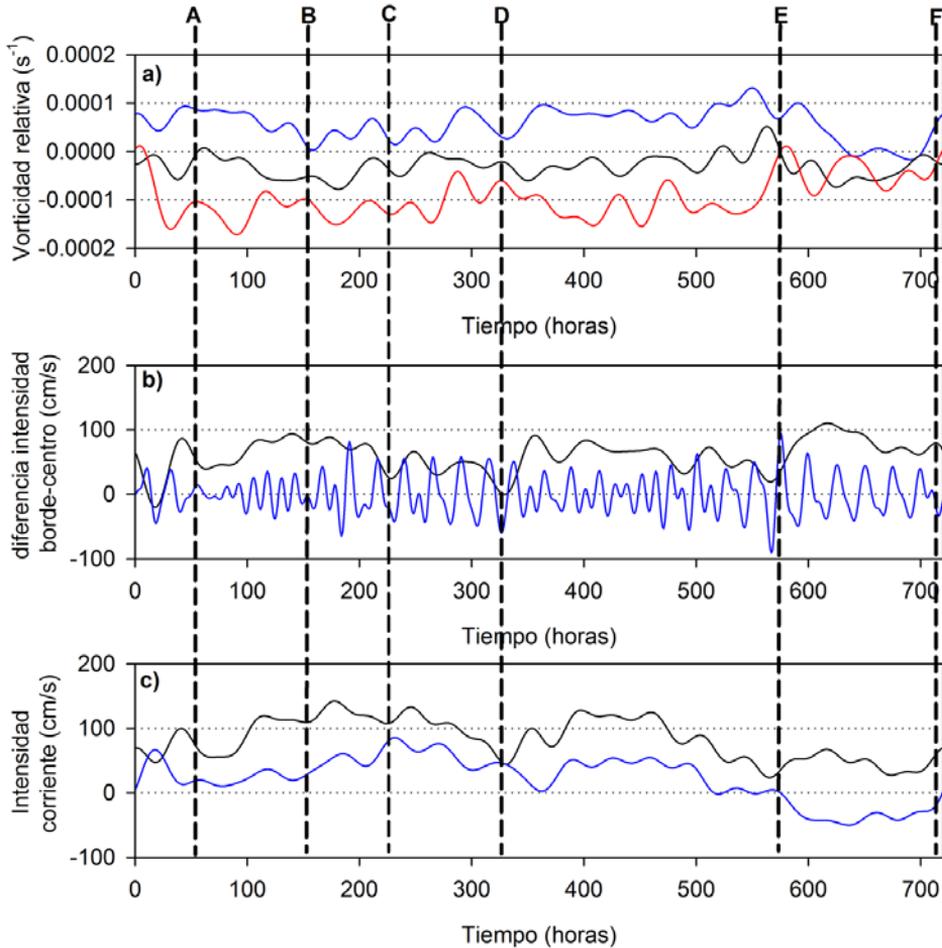


Figura 5.29. Series temporales durante el mes de junio de 2013 en dos puntos localizados sobre el transecto 2 mostrado en el mapa de la Figura 5.22. a) Vorticidad cerca del borde norte (trazo azul) y en la zona central (trazo negro), b) diferencia de valores de la corriente zonal entre el borde norte (trazo azul) y la zona central (trazo negro) del transecto, c) componente zonal de la corriente sub-inercial en el borde norte (trazo azul) y zona central (trazo negro).

Las situaciones E y F se caracterizan por la presencia de viento de Levante intenso y persistente, y corriente de marea de amplitud alta. Es evidente la permanencia del giro ciclónico; en la situación F incluso se aprecia lo que parece

ser un inicio de separación del giro. La intensidad de la corriente sub-inercial en el AJ es muy baja, llegando a cambiar de sentido (de este a oeste) en el borde norte (Figura 5.29), al mismo tiempo los valores de vorticidad en el borde norte alcanzan valores muy bajos en el período de tiempo comprendido entre las dos imágenes.

Estas observaciones no parecen sostener el mecanismo propuesto por Sánchez-Garrido *et al.* (2013) en el que se plantea que el flujo de vorticidad positiva generada en el borde norte del Estrecho, por el efecto conjunto de la marea y las oscilaciones sub-inerciales, es el causante del crecimiento del giro ciclónico que se desarrolla en la parte noroccidental del Mar de Alborán. Por ejemplo, durante el intervalo de tiempo comprendido entre las imágenes de satélite D y E, ha existido una situación persistente de valores altos de vorticidad positiva en el borde norte del Estrecho y, sin embargo, el giro ciclónico no parece haber variado su tamaño, aun cuando en la segunda mitad de este intervalo la corriente de marea presentaba una amplitud considerablemente alta.

Por el contrario, es durante el intervalo de tiempo en el que la vorticidad positiva en el borde norte alcanza sus valores más bajos, entre las imágenes E y F, cuando el giro ciclónico experimenta un mayor crecimiento y se alcanza una situación en la que el giro de Alborán parece comenzar a descolgarse del Estrecho. Este último período coincide con un momento de baja intensidad en la corriente del AJ y una amplitud de la corriente de marea considerable.

En este momento resulta conveniente volver a plantear el mecanismo alternativo que se ha esbozado en apartados previos de este capítulo, pero precisando algunos aspectos sobre la variabilidad en la dirección transversal del chorro, proporcionados por el análisis de las observaciones de corrientes obtenidas con el sistema de radares costeros del Estrecho. Recordamos que este mecanismo alternativo se basaba en la coincidencia de una situación de debilitamiento del AJ con una amplitud elevada de corriente de marea, que podía provocar la inestabilidad del Giro Occidental de Alborán y su posterior desprendimiento. Con la información más detallada que nos ha proporcionado el uso de las observaciones de corriente adquiridas con los radares costeros conjuntamente con las imágenes SST de satélite, se puede precisar que un debilitamiento drástico del

AJ se manifiesta con el desarrollo de una contracorriente en el borde norte del Estrecho, que se intensifica cuando la corriente de marea se dirige hacia el oeste. El desarrollo de esta contracorriente puede inducir este giro ciclónico en la parte noroccidental del Mar de Alborán, debido a la divergencia de masa de agua que se produce en la costa adyacente a la salida del Estrecho. Esta divergencia induce una corriente dirigida hacia el suroeste en esta parte de la costa que puede constituir la rama descendente de dicho giro ciclónico. Una ilustración de este mecanismo se puede encontrar en la simulación hidrodinámica presentada en la Figura 5.14.c del apartado 5.4.3, en la que se puede ver como el desarrollo de una corriente hacia el oeste en la salida del Estrecho induce una circulación ciclónica en la parte noroccidental del Mar de Alborán.

Conclusiones

i. Sobre los procesos de pequeña escala gobernados por la marea en la zona del Umbral de Camarinal.

En base a los resultados expuestos podemos identificar dos factores fundamentales que deben considerarse para una mejor comprensión de los procesos de transporte sub-mesoescalares inducidos por la marea en el Estrecho de Gibraltar, cerca de la región del Umbral de Camarinal:

1. La cinemática de la interfaz enlaza con la marea interna y las ondas internas de gran amplitud asociadas alrededor del Umbral de Camarinal, lo cual induce:

- Procesos de mezcla vertical, tanto en la zona central como en los márgenes costeros del Estrecho, que proveen de aguas ricas en nutrientes a la capa superior y las aguas costeras.
- Procesos de convergencia y divergencia inducidos en la zona central del Estrecho por la generación de ondas internas, los cuales provocan la succión de aguas costeras hacia la zona central del Estrecho así como la acumulación de sustancias en las zonas de convergencia creadas a través de los frentes de las ondas internas.

2. La presencia de *eddies* inducidos por la marea sobre los márgenes costeros, lo que explica el mayor tiempo de residencia de las aguas surgentes ricas en nutrientes sobre el margen costero entre Punta Camarinal y Punta Tarifa.

El mayor tiempo de residencia de las masas de agua sobre el margen costero junto con los procesos de afloramiento inducidos por la cinemática de la interfaz (que suministra aguas ricas en nutrientes a la zona) puede ser la razón de las altas concentraciones de clorofila medidas habitualmente en este margen costero.

3. En cuanto a los procesos de afloramiento que ocurren en la zona del Umbral de Camarinal inducidos por las ondas internas, estos podrían ser responsables del aporte de al menos el 47 % de las aguas frías afloradas que fluyen en la capa atlántica hacia el Mar de Alborán. Una estima del volumen anual de agua aflorada debida a estos procesos ofrece un valor comparable a las estimas de volúmenes aflorados por otro tipo de procesos en el sector noroccidental del Mar de Alborán publicadas por otros autores. Esto pone de manifiesto la importancia que deben tener estos afloramientos y los transportes de las propiedades de estas aguas afloradas en los procesos de producción primaria del Giro de Alborán.

ii. Sobre los procesos sub-mesoescalares en el chorro atlántico y en la formación y evolución del giro de Alborán

1. El efecto de la marea no sólo incrementa la probabilidad de desestabilización del chorro, sino que debe entenderse como fundamental para que el fenómeno se produzca. Sólo la ocurrencia de mareas vivas en conjunción con una reducción significativa en la intensidad del AJ será capaz de originar la desestabilización del giro y su subsecuente desprendimiento. Según nuestras observaciones para que ocurra el desprendimiento se precisa que la intensidad de corriente subinercial en la capa atlántica sobre el Umbral de Camarinal no sobrepase los 0.4 m/s.

2. El análisis EOF de los datos de velocidad de la corriente superficial adquiridos con el sistema de radares del Estrecho ha permitido identificar el proceso de formación de remolinos anticiclónicos a la salida del Estrecho que previamente ha sido reproducidos recientemente con el modelo hidrodinámico

descrito en Sanchez-Garrido *et al.* (2013). Dichos remolinos, además de aportar vorticidad negativa al Giro Occidental de Alborán, provocan interferencias con el AJ que favorecen la canalización del agua del AJ hacia la rama ascendente de dicho giro, contribuyendo por lo tanto al mantenimiento de éste.

3. Podemos distinguir tres tipos de vorticidad que afectan a la dinámica del AJ a la salida del Estrecho:

- La generada por la fricción lateral con los bordes costeros del Estrecho. Ésta es positiva en el borde norte y negativa en el borde sur.
- La generada en el centro del AJ inducida por la divergencia de masa que produce el AJ a la salida del Estrecho.
- La inducida en la zona central del AJ por la interacción de éste con los remolinos anticiclónicos que se forman a la salida del Estrecho.

La contribución del forzamiento de marea en la determinación de cada uno de estos tipos de vorticidad es notable y está basada en el aumento y disminución en la intensidad de AJ que provoca la corriente de marea a la salida del Estrecho.

4. Con la información más detallada que nos ha proporcionado el uso de las observaciones de corriente adquiridas con los radares costeros conjuntamente con las imágenes SST de satélite, se puede precisar que un debilitamiento drástico del AJ se manifiesta con el desarrollo de una contracorriente en el borde norte del Estrecho que es intensificada cuando la corriente de marea se dirige hacia el oeste. El desarrollo de esta contracorriente puede inducir el giro ciclónico en la parte noroccidental del Mar de Alborán, debido a la divergencia de masa de agua que se produce en la costa del Mar de Alborán adyacente a la salida del Estrecho. El crecimiento de este giro ciclónico parece ser el responsable del desprendimiento del Giro Occidental del Alborán.

Anexo

*Relación de imágenes SST con sus correspondientes
campos de presión y predicciones de corriente*

6 DE MAYO DE 2007

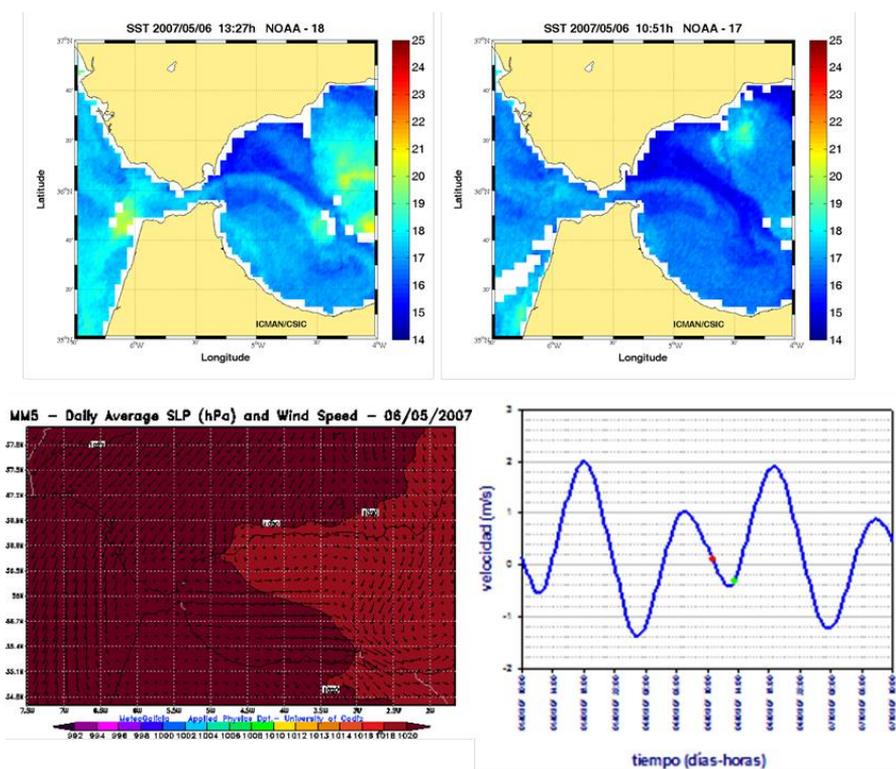


Figura 1. En la parte de arriba imágenes SST pertenecientes al día 6 de Mayo de 2007. Abajo a la izquierda la correspondiente media del campo de presiones y vientos. A la derecha, predicción de corriente. El punto rojo corresponde a las 10.51 horas y el verde a las 12.21 horas.

14 DE JUNIO DE 2007

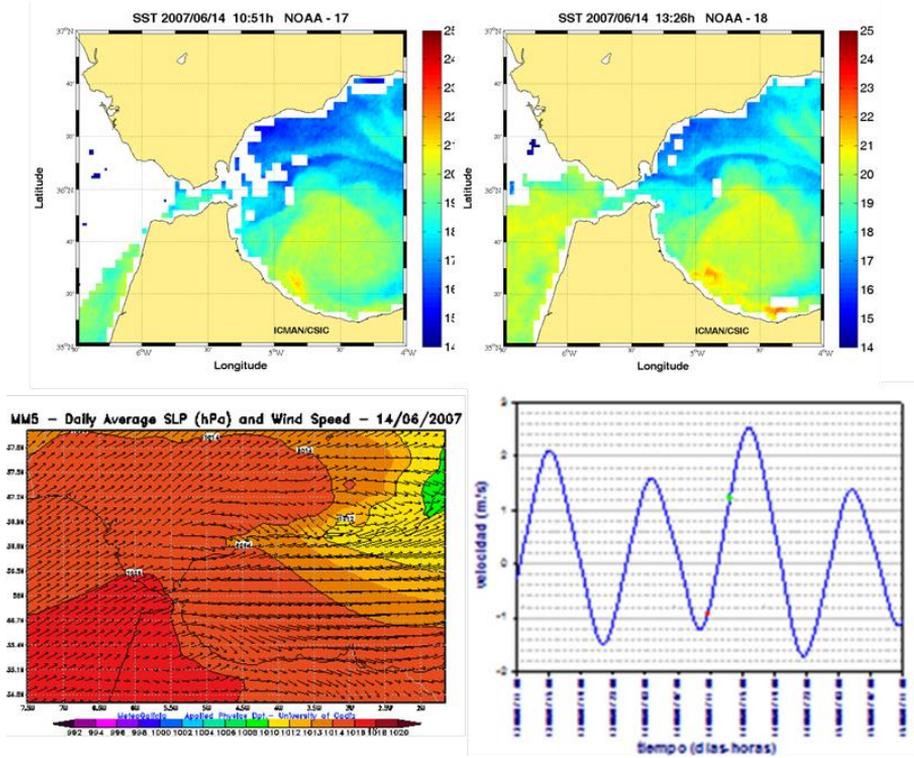


Figura 2. En la parte de arriba imágenes SST pertenecientes al día 14 de junio de 2007. Abajo a la izquierda la correspondiente media del campo de presiones y vientos. A la derecha, predicción de corriente. El punto rojo corresponde a las 10.51 horas y el verde a las 13.26 horas.

30 DE JUNIO DE 2007

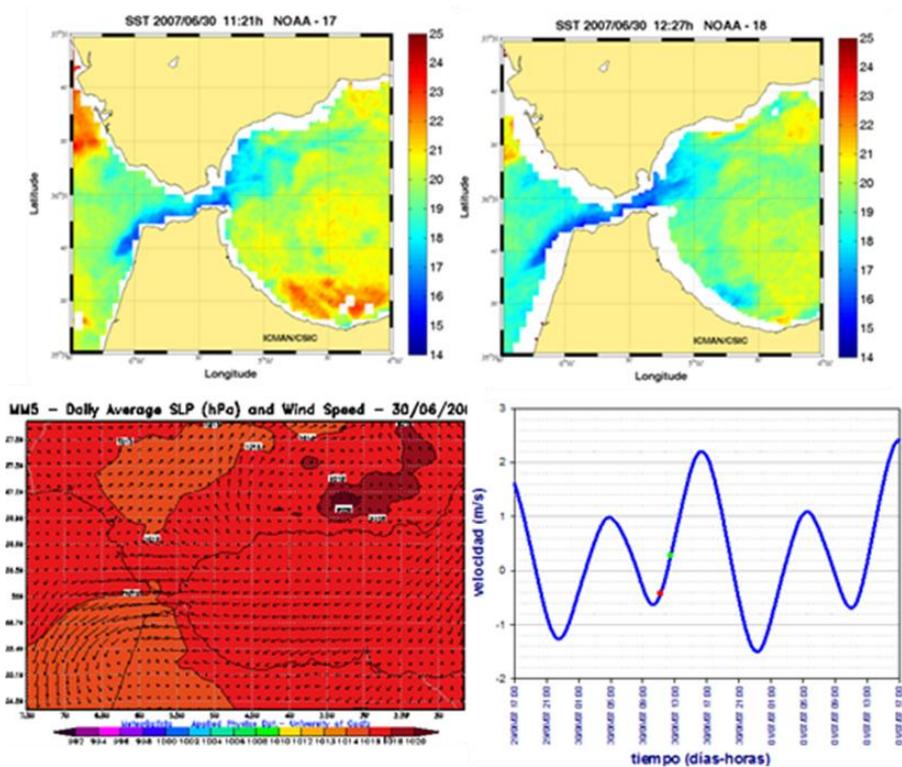


Figura 3. En la parte de arriba imágenes SST pertenecientes al día 30 de junio de 2007. Abajo a la izquierda la correspondiente media del campo de presiones y vientos. A la derecha, predicción de corriente. El punto rojo corresponde a las 11.21 horas y el verde a las 12.27 horas.

1 DE JULIO DE 2007

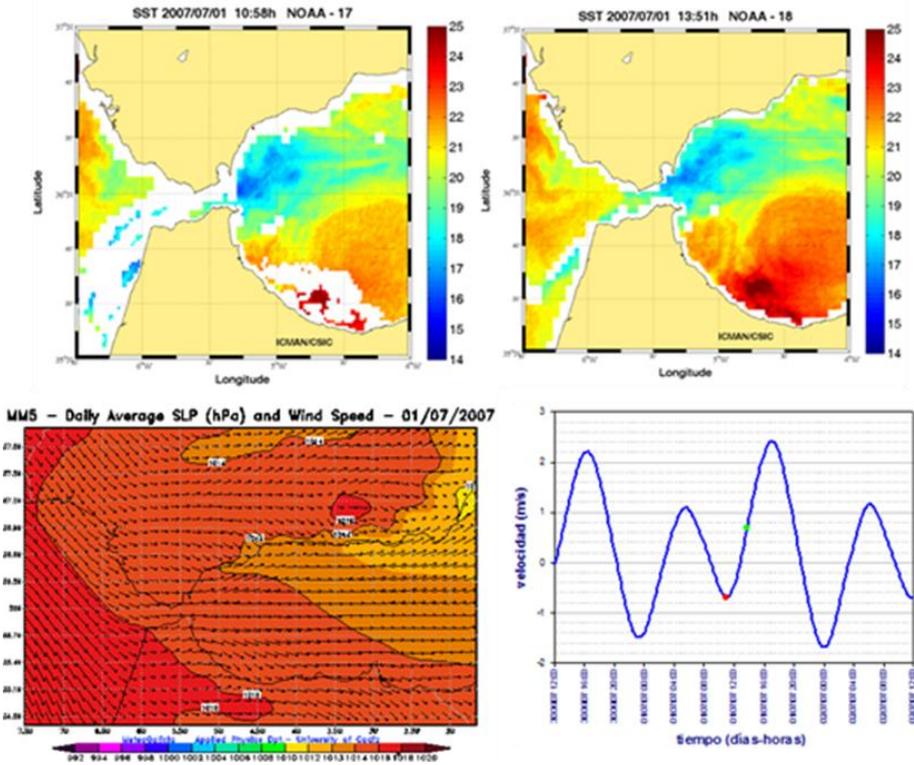


Figura 4. En la parte de arriba imágenes SST pertenecientes al día 1 de julio de 2007. Abajo a la izquierda la correspondiente media del campo de presiones y vientos. A la derecha, predicción de corriente. El punto rojo corresponde a las 10.58 horas y el verde a las 13.51 horas.

2 DE JULIO DE 2007

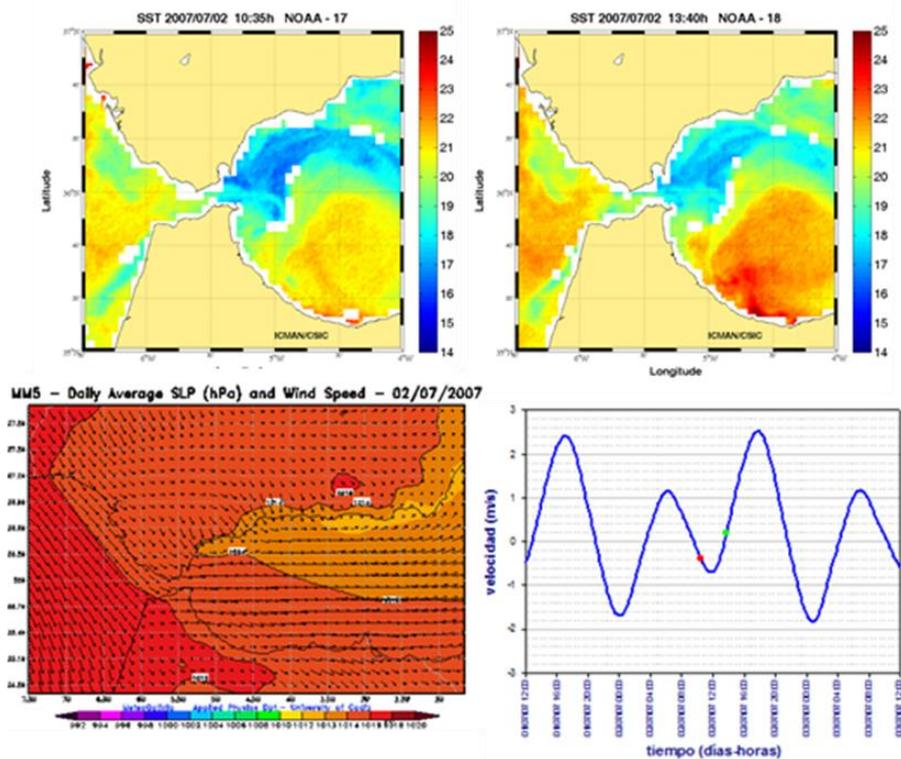


Figura 5. En la parte de arriba imágenes SST pertenecientes al día 2 de julio de 2007. Abajo a la izquierda la correspondiente media del campo de presiones y vientos. A la derecha, predicción de corriente. El punto rojo corresponde a las 10.35 horas y el verde a las 13.40 horas.

12 DE AGOSTO DE 2007

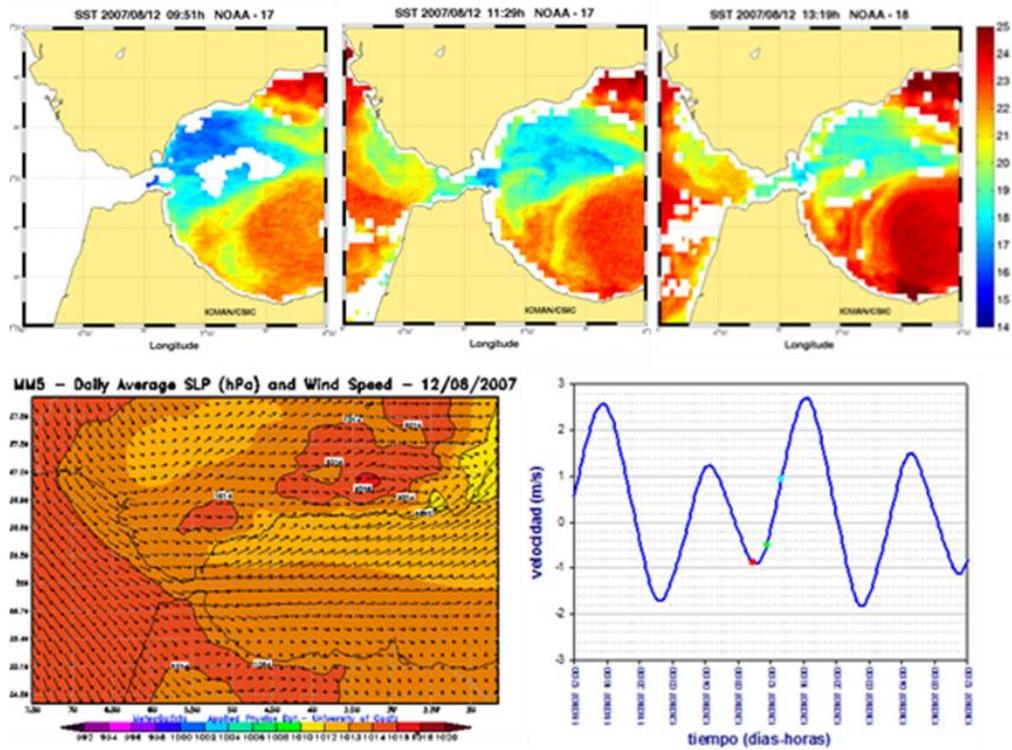


Figura 6. En la parte de arriba imágenes SST pertenecientes al día 12 de agosto de 2007. Abajo a la izquierda la correspondiente media del campo de presiones y vientos. A la derecha, predicción de corriente. El punto rojo corresponde a las 9.51, el verde a las 11.29 y el cian a las 13.19 horas.

13 DE AGOSTO DE 200

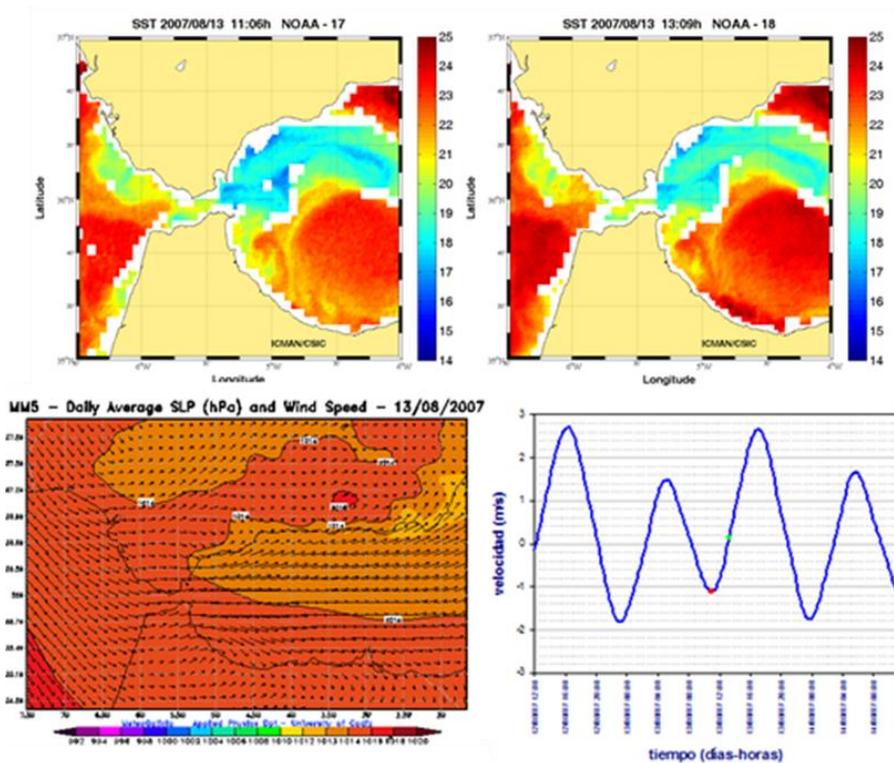


Figura 6. En la parte de arriba imágenes SST pertenecientes al día 13 de agosto de 2007. Abajo a la izquierda la correspondiente media del campo de presiones y vientos. A la derecha, predicción de corriente. El punto rojo corresponde a las 11.06 y el verde a las 13.09 horas.

Referencias bibliográficas

Alonso J.J, Bruno M., Vázquez A., (2003): The influence of tidal hydrodynamic conditions on the generation of lee waves at the main sill of the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research I* 50 (2003) 1005–1021

Álvarez O, González C, Mañanes, R, Bruno, M, López, Gomez, J. *Internal waves in Algeciras Bay (Strait of Gibraltar): a 3D model approach. Journal of Geophysical Research*, 116, C12033, (2011). ISSN: 0148 – 0227.

Armi, L. and Farmer, D. (1985), The internal hydraulics of the Strait of Gibraltar and associated sills land narrows, *Oceanologica Acta* 8, 37-46.

Armi L. (1986), The hydraulics of two flowing layers with different densities. *Journal of Fluid Mechanics*, 163, 27-58.

Armi L. y Farmer D. (1988), The flow of Mediterranean Water through the Strait of Gibraltar, *Progress in Oceanography*, 21, 1-105.

Boyce F. M. (1975), Internal waves in the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research.*, 22, 597-610.

Barrick D.E. y Lipa B. Ocean Surface Features Observed by HF Coastal Ground-Wave Radars: A Progress Review. *Ocean Marine* Vol. 8, 1979. Ocean Wave Climate. Doi: 10.1007/978-1-4684-3399-9_6

Barrick D, Lipa BJ (1986), The second-order shallow water hydrodynamic coupling coefficient in interpretation of HF radar sea echo. *IEEE J Oceanic Eng* OE-11:310–315.

Bormans Mirian y Garrett Chris, A simple criterion for gyre formation by the surface outflow from a strait, with application to the Alboran Sea. *Journal of Geophysical Research*, vol. 94. nº C9, pages 12637-12644, 15 de septiembre de 1989.

Broche P., Salomon J.C., Demaistre J.S y Devenoxf J.L., Tidal Currents in Baie de Seine: Comparison of Numerical Modelling and High-Frequency Radar Measurements. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* (1986) 23,465-476.

Bruno M, R. Mañanes, J.J. Alonso, A. Izquierdo, L. Tejedor, B. Kagan Vertical structure of the semidiurnal tidal currents at Camarinal Sill, the strait of Gibraltar. *Oceanologica Acta*, 23 (1) (2000), pp. 15–24

Bruno M., Alonso J.J., Cózar A., Vidal J., Ruiz-Cañavate A., Echevarría F. y Ruiz J. (2002), The boiling-water phenomena at Camarinal Sill, the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research II*, 49, 4097-4113.

Bruno M., Chioua J., Romero J., Vázquez A., Macías D., Dastis C., Ramírez-Romero E., Echevarría F., Reyes J., García C.M., The importance of sub-mesoscale processes for the exchange of properties through the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography* 116 (2013) 66–79.

Bryden, H. L., Stommel, H., 1982. Origin of the Mediterranean outflow. *J.Mar. Res.*, 40, 55-71.

Bryden, H. L., and T. H. Kinder (1991), Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar, *Deep Sea Research.*, 38 (S1), S445–S463.

Bryden, H. L., J. Candela, and T. H. Kinder (1994). Exchange through the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.*, 33, 201–248.

Candela J., Winant C. y H.L. Bryden (1989), Meteorologically forced subinertial flows through the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research*, 94 (C9), 12667-12679.

Candela J., Winant C. y Ruiz A. (1990), Tides in the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research*, 95 (C5), 7313-7335.

Candela J. (1991), The Gibraltar Strait and its role in the dynamics of the Mediterranean Sea, *Dyn. Atmos. Oceans*, 15 (3-5), 267-299.

Cestino J. (2004), El Estrecho. Treinta siglos de historia en Gibraltar, Tánger, Tarifa, Ceuta. y Algeciras. Arguval ed., Málaga, 349 pp.

Carpenter, W. B. and J. G. Jeffreys (1870) Report on *Deep-Sea Researches* carried on during the months of July, August, and September, 1870 in H. M. surveying-ship "Porcupine", Proceedings of the Royal Society, London, 19, 146-221.

Cartwright, D.E. y Tayler, R.J. (1971), New computations of the tide-generating potential. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 23, 45-74.

Cavanie A.G. (1972), Observations de fronts internes dans le Detroit de Gibraltar pendant la campagne Océanographique OTAN 1970 et interpretation des résultats par un modèle mathématique. *Mémoires de la Societe des Sciences de Liège* 6, 27-41.

Cheney, R.E. and Doblar, R.A., 1979. Alboran Sea 1977: Physical Characteristics and Atmospherically induced variations of the Oceanic Frontal System. Tactical Analysis Division. U.S. Naval. Oceanographic Office. Technical Note 3700-82-79.

Cortés, M.D., Gil, J. and García, A. 1985. General distribution of chlorophyll, temperature and salinity in the North-western sector of the Alborán Sea (August, 1982). *Rapport Commission Institute Mer Méditerranéenne*, 29(9). 135-136.

CREPAD (Centro de REcepción, Proceso, Análisis y Distribución de imágenes de Observación de la Tierra) . Área de Teledetección. Información Técnica.

Crepon M. (1965), Influence de la pression atmospherique sur le niveau moyen de la Mediterranée occidentale et sur le flux a travers le detroit de Gibraltar. *Cahiers Oceanographiques* 1 (7), 15-32.

Crombie (1955). Doppler spectrum of sea echo at 13.56 Mc/s. *Nature*. 175.681-682.

Dastis C., Vázquez A., Bruno M., (2010), Identificación de la dinámica bidimensional de los movimientos de masas de agua en el Estrecho de Gibraltar a partir de datos adquiridos en campañas oceanográficas. Tesis de Máster. Universidad de Cádiz.

Deacon M.B. (1971), *Scientist and the Sea: A Study of Marine Science, 1650-1900. Academic Press, London*, 445 pp.

Deacon M.B. (1985), An early theory of ocean circulation: J. S. von Waitz and his explanation of the currents in the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography*, 14, 89-101.

Delgado, J., García Lafuente, J. y Vargas, J. M. 2001: A simple model for submaximal exchange through the Strait of Gibraltar. *Scientia Marina*, 65(4), 313-322.

Doodson, A.T. (1921), Harmonic development of the tide generating potential. *Proceedings of the Royal Society of London*, A100, 305–329.

Echevarría F., García-Lafuente J., Bruno M., Gorsky G., Goutx M., González N., GarcíaC.M., Gómez F., Vargas J.M., Picheral M., Striby L., Varela M., Alonso J.J., Reul A., Cózar A., Prieto L., Sarhan T., Plaza F. y Jiménez-Gómez F. (2002), Physical-biological coupling in the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research II*, 49 (19), 4115-4130.

Farmer D.M. y Smith J.D. (1980), Tidal interaction of stratified flow with a sill in Knight Inlet. *Deep- Sea Research*, 27 A, 219-254.

Farmer, D.M. and Denton, R.A. (1985). Hydraulic control of flow over the sill in observatory inlet. *Journal of Geophysical Research* 90: doi: 10.1029/JC080i012p09051. issn: 0148-0227. Farmer, D.M. and L. Armi, 1986, Maximal two-layer exchange over a sill and through the combination of a sill and contraction with barotropic flow, *J. Fluid Mech.*, 164, 53-76.

Farmer D. y Armi L. (1988), The flow of Atlantic Water through the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography*, 21, 1-105.

Flexas, M., Gomis, D., Ruiz, S., Pascual, S., León, P., 2006. In situ and satellite observations of the eastward migration of the western Alboran Sea gyre. *Prog. Oceanogr.*, 70, 486-509.

Foreman M.G.G y R.F Henry (1989), The harmonic analysis of tidal model time series. *Advances in Water Resources*, vol 12, Issue 3, Septiembre 1989, pp 109-120.

Foreman, M.G.G. (1978, revisado 2004). Manual for tidal currents analysis and prediction. *Pacific Marine Science Report 78-6*, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, 57 pp.

García Lafuente J.M. (1986), Variabilidad del nivel del mar en el Estrecho de Gibraltar: marea y oscilaciones residuales. Tesis Doctoral, Universidad de Málaga, 154 pp.

García Lafuente J.M., de Castillejos F. y García M.J. (1987), Resultados de la red mareográfica en el Estrecho de Gibraltar, *Rev. Geofís.*, 43, 37-56.

García-Lafuente J., Vargas J.M., Plaza F., Sarham T., Candela J. y Bascheck B. (2000), Tide at the Eastern section of the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research*, 105 (C6), 14197-14213.

García Lafuente J. y Criado F. (2001), La climatología y la topografía del Estrecho de Gibraltar determinantes de las propiedades termohalinas del agua del Mar Mediterráneo. *Física de la Tierra*, 13, 43-54.

García-Lafuente, J. y Vargas, J.M., 2003: Recent observations of the exchange flows through the Strait of Gibraltar and their fluctuations at different time scales, en *Recent Research Developments in Geophysics*, Vol. 5, 73-84. KERALA, INDIA.

García- Lafuente, J., Delgado, J., 2004. Meandering path of a drifter around the Western Alboran Gyre. *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 3, 685-692.

García Lafuente, J. y Ruiz, J. 2007: The Gulf of Cádiz pelagic ecosystem: review. *Progress in Oceanography*, 74: 228-251.

García Lafuente, J. 2008. Golfo de Cádiz y Estrecho de Gibraltar. *Mares de España*. 504 pp. Ministerio de Medio Ambiente.

Garrett C., Akerly J. y Thompsom K. (1989), Low-frequency fluctuations in the Strait of Gibraltar from MEDALPEX sea level data. *Journal of Physical Oceanography*, 19 (11), 1682-1696.

Gascard y Richez, 1985. Water masses and circulation in the western Alboran Sea and in the Straits of Gibraltar, *Prog. Oceanogr.*, 15, 157-216.

Gleizon, P., G. Chabert d'Hières, and D. Renouard, Experimental study of the Alboran Sea gyres, *Oceanol. Acta*, 111, 499-511, 1996.

Gómez F., Echevarría F., Garcia C.M. Prieto L., Ruiz J., Reul A. Jiménez-Gómez F. y Varela M. (2000a), Microplankton distribution in the strait of Gibraltar: coupling between organism and hydrodynamics structures. *Journal of Plankton Research* 22, (C4), 603-617.

Gómez F., González N., Echevarría F. y Garcia C.M. (2000b), Distributions and fluxes of dissolved nutrients in the strait of Gibraltar and its relationship to microphytoplankton biomass. *Estuarine, Coast and Shelf Science*, 51, 439-449.

Gómez F., Gorsky G., Striby L., Vargas J.M., González N., Picheral M., Garcia-Lafuente J., Varela M. y Goutx M. (2001), Small-scale temporal variations in biogeochemical features in the strait of Gibraltar Mediterranean side. The role of NACW and the interface oscillations. *Journal of Marine Systems*, 30, 207-220.

González D., Reyes M. y Bruno M. Revisiting the response of subinertial flow through the Strait of Gibraltar to atmospheric pressure forcing. *II EOF*, del 14 al 16 de noviembre de 2012.

Granata T., Wigger J. y Dickey T., (1995), Trapped, near-inertial waves and enhanced chlorophyll distributions. *Journal of Geophysical Research*, 100 (C10), 20793-10804.

Haza A.C., Özgökmen T.M., Griffa A., Mokard; Poulain P.M y Peggion G. Transport properties in small-scale coastal flows: relative dispersion from VHF radar measurements in the Gulf of La Spezia. *Ocean Dynamics* (2010) 60:861–882. Doi: 10.1007/s10236-010-0301-7.

Helfrich, K R., 1995. Time dependent two layer hydraulic exchange flows. *Journal of Physical Oceanography*, 25(3), 359–373.

Helfrich K.R. y Pineda J. (2003), Accumulation of particles in propagating fronts. *Limnology and Oceanography*, 48 (4), 1509-1520.

INTA (Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial). Departamento de observación de la tierra, teledetección y atmósfera.

Izquierdo A. (1999), Simulación de las mareas barotrópicas y del balance energético de mareas en el estrecho de Gibraltar con el uso de un modelo numérico en coordenadas curvilíneas. Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, 91 pp.

Izquierdo A., Tejedor L., Sein D.V., Backhaus J.O., Brandt P., Rubino A. y Kagan B.A. (2001), Control variability and internal bore evolution in the Strait of Gibraltar: a 2-D two-layer model study. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53, 637-651.

Kundu P.K. (1990), Fluid Mechanics. *Academic Press. New York*, 658pp.

La Violette P.E. 1986. Short-term measurements of surface currents associated with the Alborán Sea gyre during Donde Va? *Journal of Physical Oceanography* 16: 262-279.

La Violette P.E. y Lacombe H. (1988), Tidal-induced pulses in the flow through the Strait of Gibraltar. *Oceanológica Acta*, SP9, 13-27.

Lacombe H. y Tchernia P. (1960), Quelques traits généraux de l'hydrologie Méditerranéenne. *Cahiers Océanographiques*, 12 (8), 527-547.

Lacombe H. (1961), Contribution à l'étude du détroit de Gibraltar. I, Etude dynamique. *Cahiers Océanographiques*, 2, 73-107.

Lacombe H., Tchernia P., Richez C. y Gamberoni L. (1964), Deuxième contribution à l'étude du détroit de Gibraltar. *Cahiers Océanographiques*, 4, 283-314.

Lacombe, H. and Tchernia, P. 1972. Caràcteres hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. En: *The Mediterranean Sea: a Natural Sedimentation Laboratory*, (Stanley, D.J., Dowden, Hutchins and Ross, Eds.). Pp 25-36.

Lacombe H. y Richez C. (1982), The regime of the Strait of Gibraltar, en: *Hydrodynamics of Semi-enclosed Seas*, J. C. J. Nihoul, Elsevier Oceanogr. Ser., 34, 13-73.

Lamb K.G. (1997), Particle transport by nonbreaking, solitary internal waves. *Journal of Geophysical Research*, 102 (C8), 18641-18660.

Lanoix, F., 1974. Project Alboran: Hydrologic and dynamic study of the 577 Alboran Sea (in French). *Tech. Rep.* 66, N. Atl. Treaty Org., Brusels.

Leichter J.L., Shellenbarger G., Genovese S.J. y Wing S.R. (1998), Breaking internal waves on a Florida (USA) coral reef: a plankton pump at work? *Marine Ecology Progress Series*, 166, 83-97.

Lennert -Cody C.E. y Franks P.J.S. (1999), Plankton patchiness in high-frequency internal waves. *Marine Ecology Progress Series*, 186, 59-66.

Lipa, B. J., D. E. Barrick, and J. W. Maresca Jr. (1981), HF radar measurements of long ocean waves, *J. Geophys. Res.*, 86(C5), 4089–4102, doi: 10.1029/JC086iC05p04089.

Lipa, B. J., and D. E. Barrick, 1983: Least-squares methods for the extraction of surface currents from CODAR crossed loop data: Application at ARSLOE. *IEEE J. Ocean Eng.*, 8 (4), 226–253

Macías D, 2006. Efectos biológicos de la mezcla interfacial y de los procesos hidrodinámicos mesoescalares en el Estrecho de Gibraltar. Tesis Doctoral. Universidad de Cádiz.

Macías, D., García, C.M., Echevarría, F., Vázquez-Escobar, A., Bruno, M., 2006. Tidal induced variability of mixing processes on Camarinal Sill (Strait of Gibraltar). A pulsating event. *Journal of Marine Systems* 60, 177–192.

Macías D., Martín A.P., García Lafuente J., García C.M., Yool A., Bruno M., Vázquez A., Izquierdo A., Sein D.V, Echevarría F., 2007. Analysis of mixing and biogeochemical effects induced by tides on the Atlantic–Mediterranean flow in the Strait of Gibraltar through a physical–biological coupled model. *Progress in Oceanography* 74 (2007) 252–272.

Macías, D., Lubian, L.M., Echevarría, F., Huertas, E., García, C.M., 2008. Chlorophyll maxima and water mass interfaces: tidally induced dynamics in the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research I* 55, 832–846.

Mañanes R. (1996), Interacción no lineal entre los flujos subinerciales y mareales asociados al régimen barotrópico en el Estrecho de Gibraltar. Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, 122 pp.

Mañanes R., Bruno M., Alonso J., Fragueta B. y Tejedor L. (1998a), Non-linear interaction between tidal and subinertial barotropic flows in the Strait of Gibraltar. *Oceanológica Acta*, 21, 1, 33-46.

Mañanes R., Bruno M., Izquierdo, A. (1998), Estudio comparativo de las predicciones armónicas de las corrientes de marea en el umbral principal del estrecho de Gibraltar. Informe Técnico de la Universidad de Cádiz.

Marsigli, L.F. (1681) Osservazioni intorno al Bosforo Tracio. Nicolo Angelo Tinassi, Roma. Traducido por E. Hudson, en: *Oceanography: Concepts and History*, M. B. Deacon ed., Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, 33-44.

Meadows L.A., Whelan C., Barrick D., Kroodsma R., Ruf C., Teague C., Meadows G., Wang S., High frequency radar and its application to fresh water. *Journal of Great Lakes Research*. Volume 39, Supplement 1, 2013, Pages 183–193.

Medina, M. 1974. *La Mar y el Tiempo*. Ed. Juventud, Barcelona.

Menna M., Mercatini A., Uttieri M., Buonocore B. y Zambianchi E., (2008). Wintertime transport processes in the Gulf of Naples investigated by HF radar measurements of surface currents. *PACS 92.10.Sx Coastal, estuarine, and near shore processes*. doi 10.1393/ncc/i2008-10270-0.

Miller, A.R. 1983. The Mediterranean Sea, A. physical aspects. In: *Estuaries and Enclosed Seas*. (B.H. Ketchum, Ed.). Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

Miles J.M. (1961), On the stability of heterogeneous shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 10, 496-508.

Millot, C. 1987. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta 1987 - Vol. 10 - N° 2*.

Naranjo C., García-Lafuente J., Sánchez-Garrido J.C., Sánchez-Román A., Delgado J., The Western Alboran Gyre helps ventilate the Western Mediterranean Deep Water through Gibraltar. *Deep-Sea Research I*. 63 (2012) 157–163.

Nielsen J.N. (1912), Hydrography of the Mediterranean and adjacent waters. *Report of the Danish oceanographical expedition 1908-1910*, 1, 72-191.

Paduan J.D. y Washburn L. High-frequency radar observations of ocean surface currents. *Ann Rev Mar Sci*. 2013;5:115-36. doi: 10.1146/annurev-marine-121211-172315. Epub 2012 Sep 4.

Parrilla G., Kinder T.H. and Preller R. H. (1986), Deep and Intermediate Mediterranean Water in the western Alboran Sea. *Deep-Sea Res.*, 33, 55–88.

Parrilla, G. and Kinder, T.H., 1987. Oceanografía física del mar de Alborán. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, 4(1): 133-165.

Parrilla G., Neuer S., Le Traon P.-Y. y Fernández E. (2002), Topical Studies in Oceanography: Canary Islands Azores Gibraltar Observations (CANIGO). Vol. 2: studies of the Azores and Gibraltar regions. *Deep-Sea Research II*, 3951-3955.

Pérez A., Téllez-Máximo A., Marchesiello P., Dubert J., García-Lafuente J., Filament generation off the Strait of Gibraltar in response to Gap winds. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 46 (2009) 36–45.

Pingree, R. D., and D. K. Griffiths (1978), Tidal fronts on the shelf seas around the British Isles, *J. Geophys. Res.*, 83(C9), 4615–4622. doi: 10.1029/JC083iC09p04615.

Prandle D., Measuring transports through straits. Elsevier Oceanography Series. Vol. 54. 1991, pp 197-205. doi: 10.1016/S0422-9894(08)70095-3.

Prandle D., y Ryder D.K., Comparison of observed (HF radar) and modelled nearshore velocities. *Continental Shelf Research*. Vol 9. Nº 11. pp 941-963. 1989.

Pratt L.. The Physical Oceanography of Sea Straits, L. J. Pratt, editor, *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht; 608 pp.

Ramírez-Romero E., Macías D., Bruno M., Reyes E., Navarro G., García C.M. (2012), Summesoescale, tidally-induced biogeochemical patterns in the Strait of Gibraltar. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 101, 24-32.

Ramírez-Romero E., Macías D., García C.M., Bruno M., (2014), Biogeochemical patterns in the Atlantic Inflow through the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 85, 88-100.

Reul A., Vargas J.M., Jiménez-Gómez F., Echevarría F., García-Lafuente J. y Rodríguez J. (2002), Exchange of planktonic biomass through the Strait of Gibraltar in late summer conditions. *Deep-Sea Research II*, 49, 4131-4144.

Rey, J.J. and Medialdea, T. 1989. Los sedimentos cuaternarios superficiales del margen continental español. *Publ. Espec. Inst. Esp. Oceanogr.*, 3.

Richez C. (1994), Airborne synthetic aperture radar tracking of internal waves in the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography*, 33, 93-159.

Rubín, J.P., Gil, J., Ruiz, J., Cortés, M.D., Jiménez-Gómez, F., Parada, M. y Rodríguez, J., 1992. La distribución ictioplanctónica y su relación con parámetros físicos, químicos y biológicos en el sector norte del Mar de Alborán, en julio de 1991 (Resultados de la Campaña “Ictio.Alborán 0791”). Instituto Español de Oceanografía. Informe Técnico N. 139, Madrid.49pp.

Ruiz-Cañavate A. (1994), Flujos barotrópicos de marea en el Estrecho de Gibraltar. Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, 123 pp.

Ruiz-Cañavate A. y Rico J. (1996), Hourly oceanographic and acoustic variations in the Strait of Gibraltar and multibeam echosounder technology. *International Hydrographic Review LXXIII* (2), 109-119.

Sánchez-Garrido J.C (2009), Generación y propagación de ondas internas en el Estrecho de Gibraltar: Efectos 3D y de rotación. Tesis Doctoral.

Sánchez-Garrido J., García-Lafuente J., Álvarez E., García M., de los Santos FJ. What does cause the collapse of the Western Alboran Gyre? Results of an operational ocean model. *Progress in Oceanography*. 116 (2013) 142–153.

Sandström H. (1969), Effect of topography on propagation of waves in stratified fluids. *Deep-Sea Research*, 16, 405-410.

Sannino G., Bargagli A. y Artale V. (2004), Numerical modelling of the semidiurnal tidal exchange through the strait of Gibraltar. *Journal of geophysical research*, 109 (C05011), 1-23.

Shay Lynn K., Martínez-Pedraja J., Cook T.M y Haus B.K. High-Frequency Radar Mapping of Surface Currents Using WERA (2006). *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. Vol. 24.

Siedler, G., J. Church and J. Gould (Eds.) (2001). Ocean Circulation and Climate - Observing and Modeling the Global Ocean. *Academic Press, San Diego, London*, 715 pp.

SmooSmith D.R., Richardson P.L., Bower A.S., Rossby H.T., Discrete eddies in the northern North Atlantic as observed by looping RAFOS floats. *Deep-Sea Research II* 52 (2005) 627–650.

Speich, S., 1995. A Strait Outflow Circulation Process Study: The Case of the Alboran Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 320-340.

Stanichny, S., Tigny, V., Stanichnaia, R., Djenidi, S., 2005. Wind driven upwelling along the African coast of the strait of Gibraltar. *Geophysical Research Letters* 32 (L04604).

Tintoré, J., Gomis, D., Alonso, S. and Wang, D. (1988). A theoretical study of large sea level oscillations in the western Mediterranean. *Journal of Geophysical Research* 93: doi: 10.1029/88JC00318. issn: 0148-0227.

Tintoré, J., Gomis, D., Alonso, S., Parrilla, G., 1991. Mesoscale Dynamics and Vertical Motion in the Alborán Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 811-823.

Vargas-Yáñez, M., Plaza, F., García-Lafuente, J., Sarhan, T., Vargas, J.M., Vélez-Belchí, P., 2002. About the seasonal variability of the Alboran Sea circulation. *J. Mar. Systems*, 35, 229-248.

Vázquez A., 2006, Ondas internas en el Estrecho de Gibraltar y procesos de mezcla inducidos. Tesis Doctoral. Universidad de Cádiz.

Vázquez, A., Stashchuk, N., Vlasenko, V., Bruno, M., Izquierdo, A., Gallacher, P.C., 2006. Evidence of multimodal structure of the baroclinic tide in the Strait of Gibraltar. *Geophysical Research Letters* 33, L17605.

Vázquez, A., Bruno, M., Izquierdo, A., Macías, D., Ruiz-Cañavate, A., 2008. Meteorologically forced subinertial flows and internal wave generation at the main sill of the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Research I* 55, 1277–1283.

Vázquez, A., Flecha, S., Bruno, M., Macías, D., Navarro, G., 2009. Internal waves and short-scale distribution patterns of chlorophyll in the Strait of Gibraltar and Alborán Sea. *Geophysical Research Letters* 36, L23601.

Vélez-Belchí, P., Vargas-Yáñez, M., Tintoré, J., 2005. Observation of a west-ern Alboran gyre migration event. *Prog. Oceanogr.*, 66, 190-210.

Viúdez, A., Pinot, J.M., Haney, R.L., 1998. On the upper layer circulation in the Alboran Sea. *J. Geophys. Res.*, 103(C10), 21,653-21,666, doi:10.1029/98JC01082.

Viúdez A., Tintoré J. y Haney RL., 1996. Circulation in the Alboran Sea as determined by quasi-synoptic hydrographic observations. Part I: Three-dimensional structure of the two anticyclonic gyres. *Journal of Physical Oceanography*. 26 (5), 684-705.

Wannamaker B., 1979. The Alboran Sea Gyre: ship, satellite and historical data. *SACLANT ASW Research Center Report SR-30*, 27 pp.

Watson G. y Robinson I.H. (1990), A study of internal wave propagation in the Strait of Gibraltar using shore-based radar images. *Journal of Physical Oceanography*, 20, 374-395.

Wesson J.C. y Gregg M.C. (1988), Turbulent dissipation in the Strait of Gibraltar and associated mixing: small-scale turbulence and mixing in the ocean, en *Proceedings of the 19th International Liege Colloquium on Ocean Hydrodynamics*. Elsevier, New York, 201-212 pp.

Wesson J.C. y Gregg M.C. (1994), Mixing at Camarinal sill in the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research*, 99 (C5), 9847-9878

Whitehead, J. A., Miller, A.R., 1979. Laboratory Simulation of the Gyre in the Alboran Sea. *J. Geophys. Res.*, 84(C7), 3733-3742, doi:10.1029/JC084iC07p03733.

Witman J.I., Leichter J.J., Genovese S.J. y Brooks D.A. (1993), Pulsed phytoplankton supply to the rocky subtidal zone: Influence of internal waves. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 90, 1686-1690.

Wunsch C. (1968), On the propagation of internal waves up a slope. *Deep-Sea Research*, 15 (3), 251-259.

Yong Kim Sung, Cornuelle B D. and Terrill EJ. Decomposing observations of high - frequency radar derived surface currents by their forcing mechanisms: Decomposition techniques and spatial structures of decomposed surface currents. *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, C12007, doi: 10.1029/2010JC006222, 2010.

Zeilon N. (1912), On tidal boundary waves and related hydro physical problems. *Kungliga Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar*, 4 (47), 1-46

Ziegenbein J. (1969), Short internal waves in the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research*, 16, 479-487.

Ziegenbein J. (1970), Spatial observations of short internal waves in the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research*, 17, 867-875.

