

UNIVERSIDAD DE SEVILLA

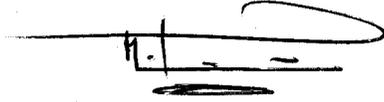
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN FÍSICA ATÓMICA, MOLECULAR Y NUCLEAR
FACULTAD DE FÍSICA

de Sevilla, España, el día 18 de DICIEMBRE de 1997

hasta el día 9 de ENERO de 1998

Sevilla 18 de DICIEMBRE de 1997

AL DIRECTOR DE



T.S-154

**GENERACIÓN DE ONDAS INTERNAS DE MAREA EN EL
SECTOR NOROCCIDENTAL DEL MAR DE ALBORAN E
INFLUENCIA DE LA VARIABILIDAD A DISTINTAS ESCALAS
ESPACIO-TEMPORALES SOBRE LAS CONDICIONES DE
GENERACIÓN.**

Manuel Vargas Yáñez.

LB S
1048220

Tesis Doctoral

Febrero de 1998.

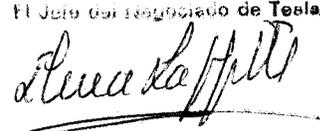
UNIVERSIDAD DE SEVILLA



98 Enero 1
12 DIC. 1997

Sevilla

El Jefe del Negociado de Física,



T.S-154

R. 10.076

Universidad de Sevilla

Departamento de Física Atómica

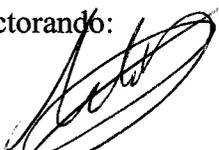
Molecular y Nuclear

**GENERACIÓN DE ONDAS INTERNAS DE MAREA EN EL
SECTOR NOROCCIDENTAL DEL MAR DE ALBORÁN E
INFLUENCIA DE LA VARIABILIDAD A DISTINTAS ESCALAS
ESPACIO-TEMPORALES SOBRE LAS CONDICIONES DE
GENERACIÓN.**

Memoria presentada por Manuel Vargas Yáñez para optar al grado de Doctor en
Física.

Sevilla, 5 de Diciembre de 1997.

Doctorando:



Manuel Vargas Yáñez

Director:



Jesús Manuel García Lafuente.

Jesús Manuel García Lafuente, profesor del departamento de Física Aplicada II de la Universidad de Málaga,

CERTIFICO, que la presente memoria titulada “Generación de ondas internas de marea en el sector noroccidental del Mar de Alborán e influencia de la variabilidad a distintas escalas espacio-temporales sobre las condiciones de generación”, ha sido realizada por D. Manuel Vargas Yáñez, bajo mi dirección, para optar al grado de Doctor en Física.

Para que conste, y en cumplimiento de la legislación vigente, firmo el siguiente certificado en Málaga, a 5 de Diciembre de 1997 .

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'J. M. García Lafuente', with a long horizontal stroke extending to the right.

Fdo. : Jesús Manuel García Lafuente.

Dedicado a mis dos Cármenes

y

a mis padres Manolo y Lola



Agradecimientos:

En primer lugar a mis padres, ellos comenzaron realmente este trabajo hace algo más de treinta años.

A mi mujer Mari Carmen, por su apoyo y paciencia durante todo este tiempo y que con frecuencia me ha tenido que aguantar el "rollo". Sin ella nada de esto merecería la pena.

A Jesús García Lafuente, no ya sólo por su dirección y ayuda en la realización de este trabajo, sino por que a él debo mi afición y gusto por la oceanografía, ciencia de la que no conocía más que el nombre antes de empezar a trabajar con él.

A D. Natalio Cano Lucaya, por todas sus reflexiones, enseñanzas y consejos durante mi periodo de becario del I.E.O. así como por todo lo aprendido de él antes y después de este periodo.

A mis compañeros de fatigas y despacho, Tarek, Paco y Juan Miguel, últimamente ellos han hecho el trabajo sucio para que yo pudiese acabar de una vez.

ÍNDICE.

Capítulo I.

- 1.1 Introducción y planteamiento del trabajo.....1
- 1.2 Descripción del marco geográfico.....3
- 1.3 Descripción del marco oceanográfico.....7

Capítulo II.

- 2.1 Instrumentación y metodología.....17
- 2.2 Fondeo de correntómetros.....18
- 2.3 Duración del fondeo y serie final de datos.....22
- 2.4 Datos de CTD.....27
- 2.5 Datos meteorológicos y de nivel del mar.....20
- 2.6 Filtrado de series temporales.....31
- 2.7 Análisis armónico de series escalares.....35

Capítulo III.

- 3.1 Introducción.....38
- 3.2 Fenómenos de baja frecuencia.....41
- 3.3 Variabilidad de mesoescala a partir de una campaña de hidrología datos meteorológicos.....61
- 3.4 Fenómenos mareales..... 83
- 3.5 Conclusiones del capítulo III.....108

Capítulo IV.

4.1	Introducción.....	111
4.2	Modelos de dos capas y geometría simple.....	114
4.3	Influencia de la pendiente del talud y plataforma continental	129
4.4	Efecto de la estratificación. Un modelo de n-capas.....	137
4.4.1	Descripción de la estratificación mediante n capas.....	141
4.4.2	Modelo matemático lineal de n capas.....	146
4.4.3	Algoritmo de cálculo.....	152
4.4.4	Aplicación del modelo al sector NO del Mar de Alborán	163
4.5	Consideraciones sobre estos modelos y conclusiones.....	165

Capítulo V.

	Introducción.....	176
5.1	Modelo barotrópico de la marea en el Estrecho de Gibraltar y sector NO de Alborán.....	179
5.2	Propagación de ondas internas desde el Estrecho.....	186

Conclusiones.

	Conclusiones.....	205
	Futuros trabajos.....	210

Bibliografía.

	212
--	-------	-----

CAPÍTULO I.

INTRODUCCIÓN Y PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO.

El presente trabajo se enmarca dentro de las líneas de investigación del Grupo de Oceanografía Física de la Universidad de Málaga y el Instituto Español de Oceanografía (Centro Oceanográfico de Fuengirola), y más concretamente dentro del proyecto MARCOMA, “Estudio y modelado de la interacción entre flujos en un margen continental del Mar de Alborán” (AMB94-0587). El objetivo que se persigue con este trabajo es el estudio de la variabilidad de alta frecuencia, principalmente de marea, y sobre todo, del carácter baroclino de la misma en una región del sector noroccidental del Mar de Alborán. Asimismo, son objeto de un especial interés todos aquellos factores que influyen en su generación y en la variabilidad de este fenómeno.

Los estudios que con este fin desarrollaremos, serán tanto de índole experimental o descriptivo, como teórico. Los sucesivos capítulos de este trabajo pueden considerarse divididos según este criterio. Así, este primero, donde además de esta introducción se incluyen dos apartados más para la descripción del marco geográfico y oceanográfico de nuestra zona de interés, pertenece a los capítulos de tipo descriptivo, junto con el 2 y el 3 que tratan de la instrumentación y metodología

y análisis de resultados respectivamente. Por el contrario, los capítulos 4 y 5 tienen un carácter más teórico, al tratar de explicar mediante modelos analíticos y numéricos las observaciones expuestas en los capítulos anteriores.

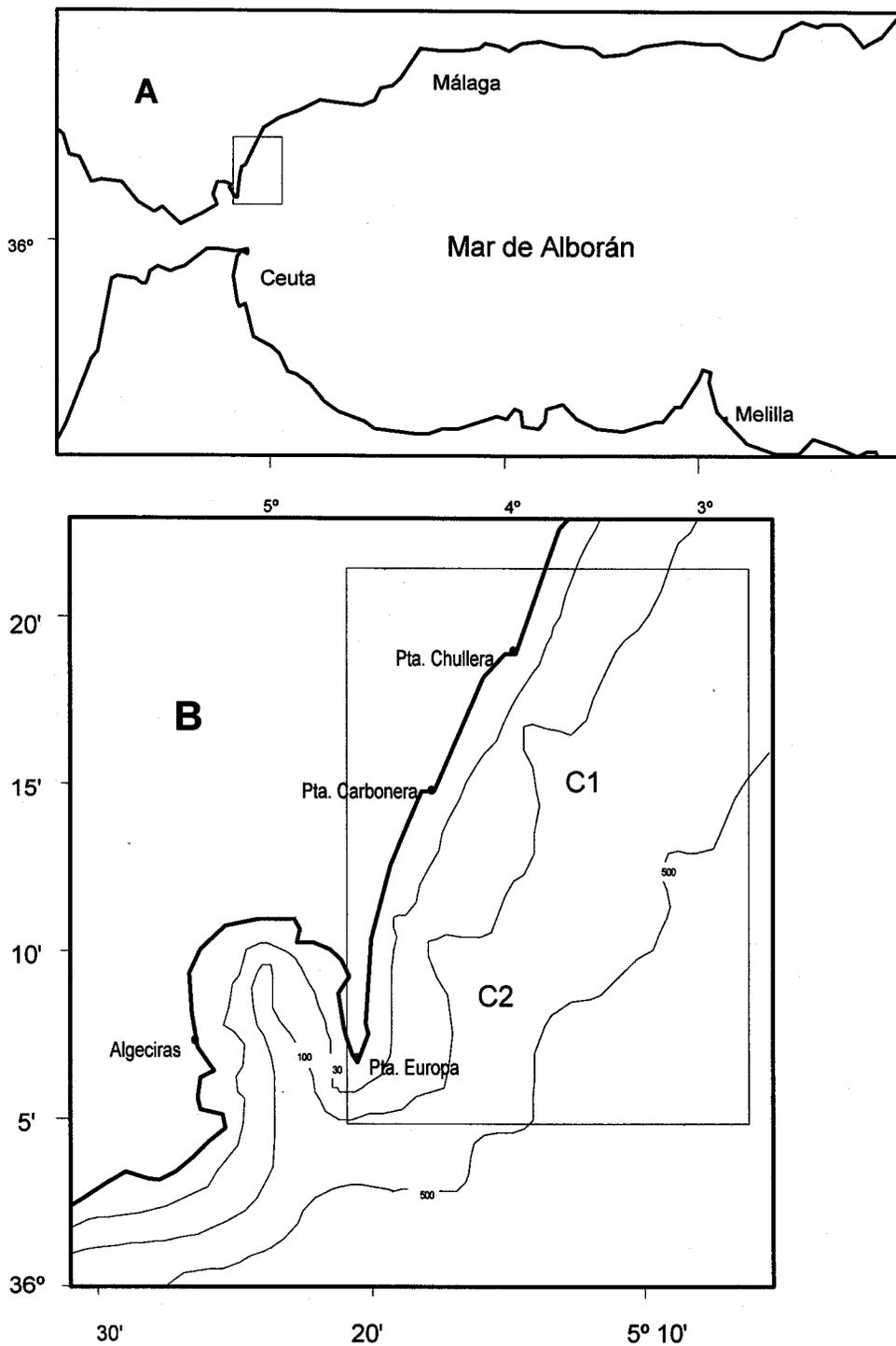
Para interpretar el tipo de datos que se recogieron en la fase experimental del presente trabajo, y el análisis que posteriormente se realizó, y que se presenta en los próximos capítulos, conviene aclarar de forma breve y simple en qué consiste la generación de ondas internas de marea, dado que es uno de los puntos principales de este trabajo, y que ha determinado los distintos aspectos sobre los que se ha centrado nuestra atención. Las ondas internas de marea se generan por interacción de la marea barotrópica con la topografía en el seno de un mar estratificado. Dicha interacción fuerza la aparición de gradientes horizontales internos de presión que se propagan desde la zona de generación, llevando asociados excursiones verticales de las superficies materiales y desfases importantes de las corrientes de marea entre puntos de la columna de agua situados a distintas profundidades. En esta breve descripción aparecen enumerados los principales agentes que intervienen en este proceso, y por tanto, aquellos factores que estudiaremos en la presente memoria:

- Descripción de la topografía que genera la formación de ondas internas por interacción con la marea.
- Descripción de la estratificación de la columna de agua.
- Descripción de las corrientes de marea que generan las ondas internas por interacción con la topografía.

- Estudio de la variabilidad de las condiciones de estratificación bajo las que se genera la marea interna.
- Identificación y dimensionalización del fenómeno de generación de la marea interna a partir de la medición de excursiones verticales y desfases.
- Desarrollo de modelos que expliquen los datos obtenidos y establezcan el grado de influencia de los distintos factores envueltos en el problema.

1.2 DESCRIPCIÓN DEL MARCO GEOGRÁFICO.

La zona de estudio es la plataforma y el talud continental del sector noroccidental del Mar de Alborán, entre Punta Europa y Punta de la Chullera. Las figuras 1-1a, y b muestran la localización de esta zona en el contexto del Mar de Alborán, así como un detalle de la misma respectivamente. Los límites geográficos de este área los fijaremos aproximadamente entre los $36^{\circ} 27' N$, $36^{\circ} 5' N$ en la dirección norte-sur, y entre los $5^{\circ} 0' W$ y $5^{\circ} 20' W$ en la dirección Este-Oeste, coincidiendo con la zona enmarcada en las figuras 1-1.



Figuras 1-1.a,b. Zona de estudio, y su localización dentro del Mar de Alborán. La figura 1-1b muestra un detalle de dicha zona.

El límite de la plataforma continental está dado por la isóbata de los 100m, y su anchura varía entre los 4 y 10 Km. Consideramos la extensión del talud hasta aquella profundidad a partir de la cual la pendiente del fondo disminuye sensiblemente de forma que ya no es relevante en el mecanismo de generación de la marea interna (forzamiento vertical). Con este criterio, tomamos el límite del talud en la isóbata de los 600 m, asignándole una anchura del orden de los 10 Km.

También destacamos la presencia de dos cañones submarinos señalados en la figura 1-1b con las letras C_1 , y C_2 .

Las principales variaciones topográficas se producen en la dirección normal a costa, siendo en esta dirección en la que se produce la interacción de la marea con el fondo que generará las ondas internas. Por ello es interesante mostrar la topografía de una sección normal a costa, concretamente la que iría a lo largo del cañón submarino C_1 , que es uno de los lugares donde se han medido corrientes. Dado que la sección representada está inmersa en un cañón submarino, hemos dibujado con trazo discontinuo la forma de una sección al sur del cañón, para así tener una idea de la forma del cañón.

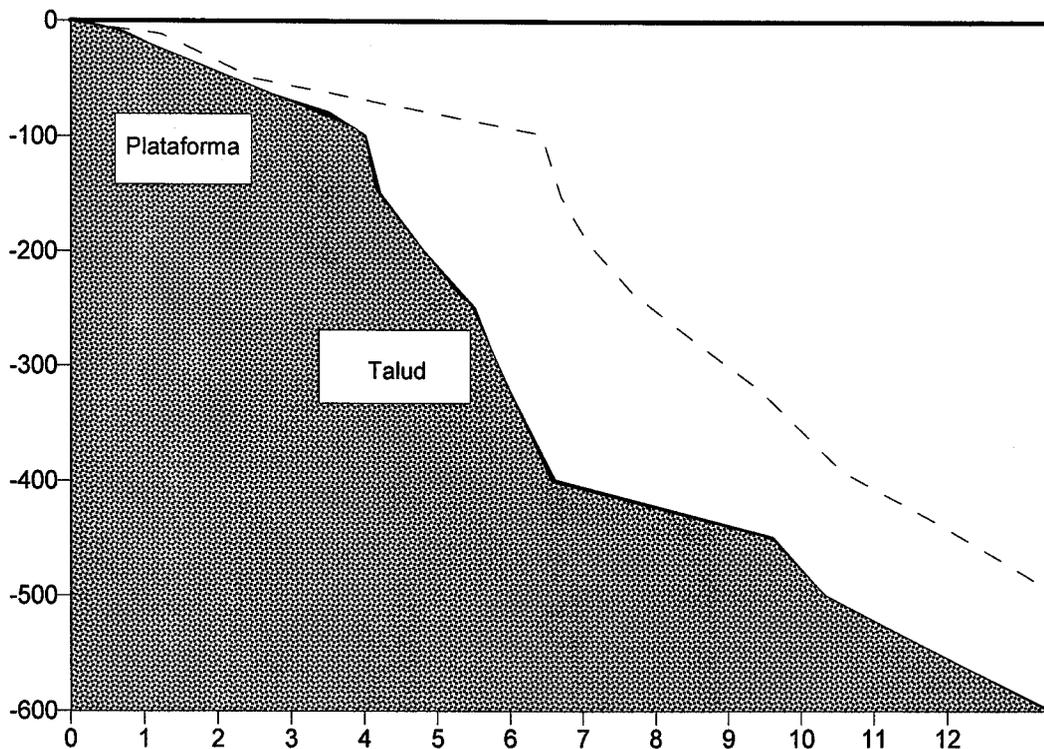


Figura 1-2. Sección transversal a costa a lo largo del cañón C1. El eje X representa la distancia a la costa expresada en Km, mientras que el eje Y representa la profundidad en metros. La línea de puntos muestra la forma del talud fuera del cañón C1.

Otras características importantes son su proximidad al Estrecho de Gibraltar y la orientación de la costa, con un ángulo considerable con respecto al eje del Estrecho, dirección ésta en la que, en principio, debe tener mayor importancia la propagación de cualquier fenómeno cuyo origen esté en el Atlántico, como puede ser la marea.



1.3 DESCRIPCIÓN DEL MARCO OCEANOGRÁFICO.

Las características dinámicas y de masas de agua en el litoral noroccidental de Alborán, están fuertemente condicionadas por la proximidad del Estrecho de Gibraltar . Como es bien sabido, la diferencia entre la evaporación y los aportes de agua dulce por ríos y precipitaciones en el Mediterráneo provocan una diferencia de nivel y densidad entre este mar y el océano Atlántico. Este hecho es el origen de una corriente en superficie de agua poco salina (~ 36. 4 en el Estrecho) que fluye hacia el Mediterráneo, mientras que en profundidad existe una contracorriente de agua mediterránea más salina y densa que la anterior que sale a través del Estrecho hacia el Atlántico. Esta circulación satisface un balance que permite que en promedio la cantidad de agua y sal en el Mediterráneo permanezcan constantes. Dicho balance (relaciones de Knudsen) puede verse por ejemplo en Bryden y Stommel (1983), y se expresa como:

$$Q_a + Q_m = E$$

$$Q_a S_a + Q_m S_m = 0$$

donde E es la evaporación neta en el Mediterráneo (diferencia entre evaporación y aportes de agua dulce), Q_a y Q_m son los flujos, y S_a , S_m las salinidades atlántica y mediterránea respectivamente.

Lacombe y Richez (1982) establecieron estos flujos de entrada y salida a través del Estrecho en 1.2 Sv (1 Sv = 10^6 m³/s). Medidas posteriores realizadas por Bryden et al. (1994) estiman valores más bajos, en torno a los 0.68 Sv para el flujo mediterráneo saliente, y 0.72 Sv para el flujo atlántico entrante.

Esta corriente de agua atlántica es lo que en la literatura se conoce como el Chorro Atlántico y es el responsable de que la capa superficial del Mar de Alborán esté llena de agua atlántica, más o menos modificada según su tiempo de permanencia en ella. Esto es especialmente cierto para la cuenca occidental de este mar, donde se ubica la zona de estudio. Por tanto, un esquema simplificado del tipo de estratificación que podemos encontrar será el de una columna de agua homogénea de baja salinidad ($S < 37.5$), sobre una capa de mezcla que se extiende hasta encontrar la capa de agua mediterránea ($S > 38.4$). Sin embargo este esquema presenta importantes variaciones tanto espaciales como temporales debido a la alta variabilidad de la circulación de este área.

Numerosos trabajos de campo (Lanoix, 1974; Cano, 1977; Heburn y La Violette, 1990; Tintoré et al., 1991; Viúdez et al., 1996....) presentan un patrón de circulación cuasi-permanente de la cuenca occidental dominado por la presencia de un remolino anticiclónico centrado aproximadamente en los 4° 10' de longitud Oeste, 35° 50' de latitud norte. Este giro también ha sido reproducido en modelos tanto de

laboratorio (Whitehead y Miller, 1979; Gleizon, 1994), como numéricos (Preller, 1986; Werner et al., 1988; Speich, 1992...). El Chorro Atlántico constituiría el borde septentrional de este giro, creando un frente halino que separaría las aguas más dulces situadas al sur de la cuenca de aquellas más salinas que quedarían al norte del Chorro. La región que aquí se estudia queda resguardada de la influencia directa de la corriente atlántica, predominando en ella una circulación ciclónica (Viúdez et al., 1996). También ha sido señalada por diversos autores como un área de afloramiento (Cano, 1977). A título ilustrativo se representa en las figuras 1-3a, y b la estructura halina en superficie y a 50m, elaboradas a partir de los datos de hidrología recogidos durante Julio del 93 en la campaña del I.E.O. IctioAlborán 93, (García Lafuente et al. , 1997). Puede observarse claramente la presencia del frente halino al norte del chorro, así como la acumulación de aguas poco saladas en el giro anticiclónico.

La visión de un mar de dos capas, una atlántica sobre otra mediterránea, (o de tres si consideramos la capa de mezcla entre ambas), puede presentar muchas variaciones según la localización geográfica que consideremos. La figura 1-4 muestra una sección de salinidad a través del giro anticiclónico, concretamente a lo largo del meridiano 4° 5' W, realizada a partir de los datos de la citada campaña del I.E.O. IctioAlborán 93. En ella se aprecia el hundimiento de las aguas atlánticas (más ligeras) hacia el centro del anticiclón, y la elevación de las aguas mediterráneas en el

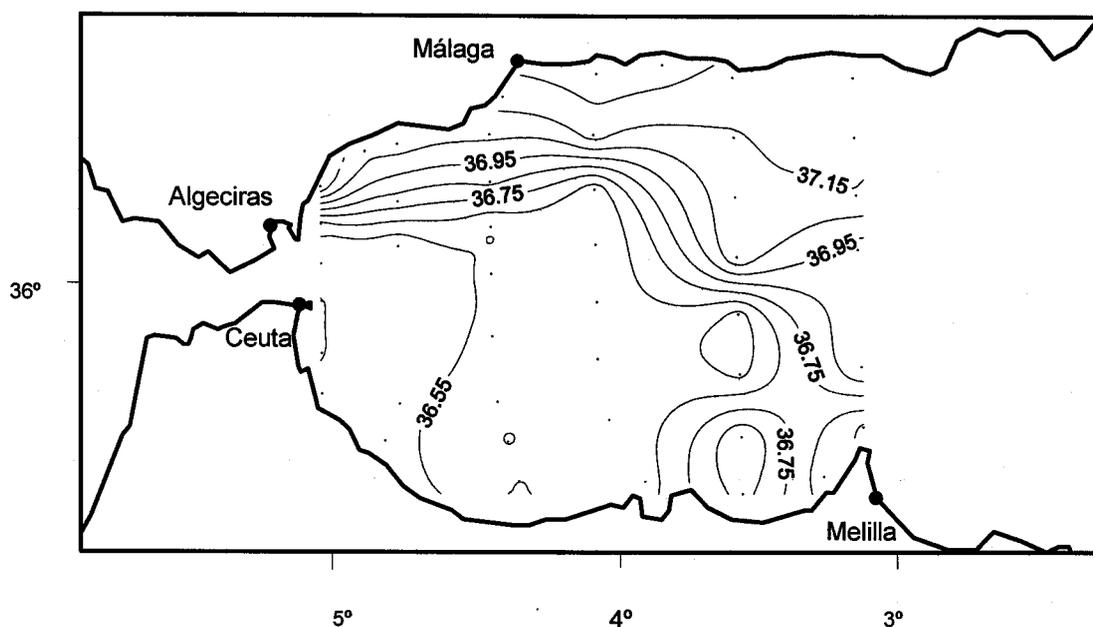


Figura 1-3a. Salinidad superficial (3 m), Julio 93. La salinidad ha sido expresada en la escala práctica de salinidad (pss).

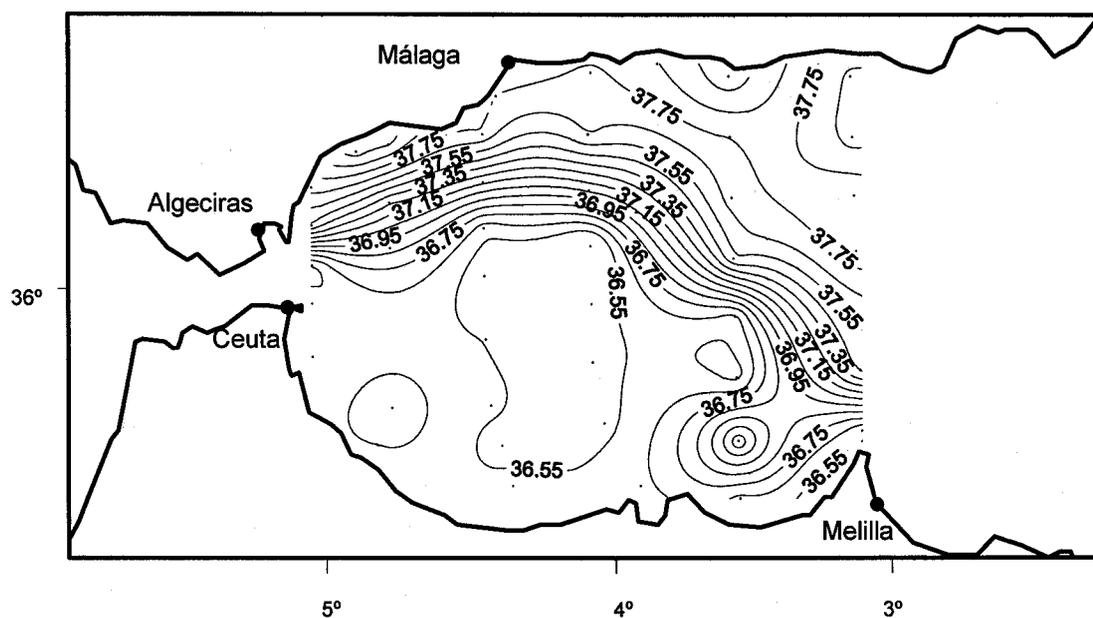


Figura 1-3b. Salinidad a 50 m, en Julio 93. Las salinidades han sido expresadas en la escala práctica de salinidad (pss).

borde septentrional del mismo. (Ocurriría lo mismo en el borde meridional, aunque esto no se ilustra en la figura por haber “escapado” al muestreo).

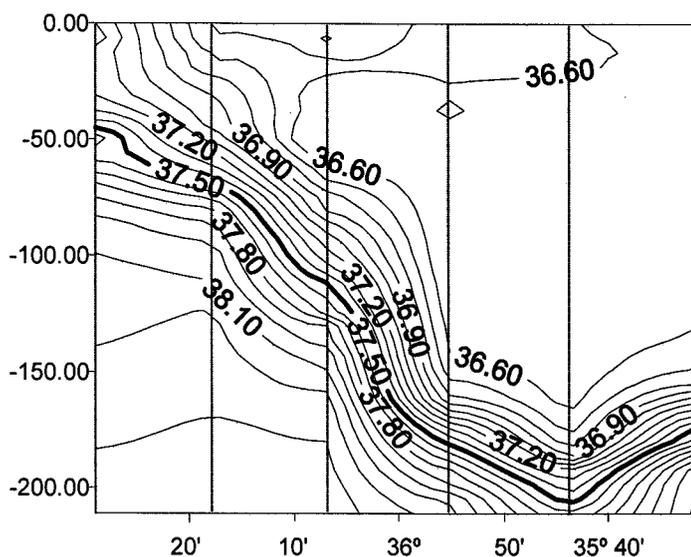


Figura 1-4. Sección norte-sur de salinidad a lo largo del giro occidental de Alborán.

Se ve claramente que la estructura de la columna de agua ha de ser muy distinta según estemos más hacia el centro o, si como es el caso del presente trabajo, nos alejemos hacia el extremo del giro, fuera del área de circulación anticiclónica. No sólo variará el espesor de la capa superficial atlántica, sino que también será diferente su salinidad superficial, y la profundidad de la haloclina. Debemos recordar que el tipo de estratificación de la columna de agua es un factor determinante en la generación de movimientos internos. La variabilidad espacial a la que se está

haciendo referencia correspondería a la denominada macroescala, cuya longitud característica sería del orden del diámetro del giro occidental (~100 Km). Asimismo existe una mesoescala de longitud característica del orden de los 60 Km. En Tintoré et al. (1991) se separan estas escalas espaciales mediante técnicas de análisis objetivo, y se señala la dificultad de la distinción entre ellas debido a su similitud. Hay también que tener en cuenta la existencia de una variabilidad a escalas inferiores. Perkins et al. (1990) describen importantes cambios en las corrientes sobre distancias del orden de 5 Km, La Violette (1984) estudia la advección de estructuras térmicas de mesoescala y submesoescala a lo largo del giro de Alborán. De todo lo expuesto hasta ahora, hemos de concluir que hablar de la estratificación del mar en esta región no es una cuestión simple. La estructura de la columna de agua que encontremos en un punto determinado del Mar de Alborán puede diferir sensiblemente de la estructura de lugares próximos debido a la variabilidad de meso y submeso escala.

Añadida y relacionada en parte con esta variabilidad espacial existe también otra variabilidad temporal. Aunque se ha hablado de la presencia de un gran giro anticiclónico en la cuenca occidental de Alborán como si de una característica permanente se tratase, no es así. Herburn y La Violette (1990), a partir de imágenes de satélite, estudian estadísticamente la presencia de este giro anticiclónico, así como del giro anticiclónico oriental de Alborán, llegando a la conclusión de que estos giros pueden llegar a desaparecer. Estos autores encuentran situaciones en las que alguno de los dos giros no está presente, pero nunca en las que se produzca la ausencia

simultánea de ambos giros. Gleizon (1994) habla de dos formas en las que el chorro de agua atlántica puede entrar en el Mar de Alborán, ‘mode cotier’ y ‘mode tourbillonnaire’, (modo costero y modo remolino, figura 1-5). El modo remolino es el que se produciría cuando está presente el giro occidental, mientras que su desaparición irá acompañada de una entrada del chorro de agua atlántica según el modo costero. Bormans y Garrett (1989) relacionan estas dos formas de entrada del chorro con los dos estados posibles del intercambio a través del Estrecho: En los modelos hidráulicos crítico y subcrítico.

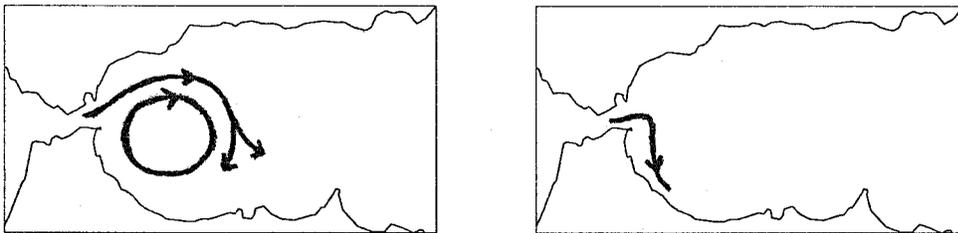


Figura 1-5. Imagen esquemática de la entrada de agua atlántica en “modo remolino y modo costero”.

Sin llegar a variaciones tan bruscas como es la desaparición del giro anticiclónico, Parrilla (1980) muestra variaciones en la dirección de entrada del Chorro Atlántico. Si bien en los trabajos experimentales iniciales la presencia de un giro anticiclónico bien desarrollado implicaba una dirección noreste del chorro

atlántico a su salida por la boca Este del Estrecho de Gibraltar, en este trabajo, Parrilla muestra un chorro en dirección Este, siguiendo prácticamente la dirección del paralelo 36° N. García Lafuente et al. (1997), muestran también fenómenos asociados a la variabilidad de la dinámica de esta zona, relacionándola con fluctuaciones en la dirección de entrada del chorro, presumiblemente ligadas a factores atmosféricos que pueden provocar cambios en el estado hidráulico del intercambio de agua por el Estrecho.

Todos estos fenómenos tienen una decisiva importancia en el marco oceanográfico del sector noroccidental de Alborán. La presencia o ausencia del giro, sus fluctuaciones de posición, tamaño, o la dirección de entrada del chorro atlántico determinarán que las aguas superficiales sean más o menos salinas, el espesor de la capa homogénea de agua atlántica sea mayor o menor, e incluso que no exista tal capa, etc.....En definitiva, determinarán la estratificación de la columna de agua expresada a través de la frecuencia de Brunt-Väisälä, así como el tipo de circulación de baja frecuencia presente en esta zona. De forma bastante simplificada se puede decir que la existencia de un giro bien desarrollado, así como un posible aumento de su tamaño, o un desplazamiento de la dirección de entrada del chorro atlántico hacia el norte, llevarían consigo una disminución de la salinidad superficial, así como un incremento del espesor de la capa de agua atlántica. Por tanto provocarían una estratificación más fuerte de la columna de agua, entendiéndose como tal un mayor gradiente de densidad con la profundidad (si no a lo largo de toda la columna, sí en algún punto de ella). Por el contrario, los desplazamientos hacia el sur del Chorro, o

una entrada según el modo costero del agua atlántica, deben provocar un aumento de la salinidad superficial en el área de estudio, y por ello los gradientes de densidad a lo largo de la columna de agua serán más suaves. García Lafuente et al. (1997) relacionan los cambios en la orientación de entrada del Chorro, con variaciones en su velocidad estimadas a partir de cambios en el desnivel del mar a través del Estrecho.

Según la situación que predomine se deberá describir la generación de ondas internas por medio de un mar de dos capas, y asociar la actividad interna a un único modo interno, o por el contrario puede ser más conveniente considerar una estratificación continua ,en cuyo caso se necesitaría un número infinito de modos internos para describir la propagación de ondas internas de marea.

Este área también está fuertemente influenciada por la acción del viento. Los vientos de Poniente favorecen por transporte Ekman el afloramiento de las aguas subsuperficiales, (producirían un efecto similar al de una retirada del Chorro Atlántico hacia el sur). Vientos de Levante tienen el efecto opuesto, acumulando aguas superficiales en la costa, y aumentando el espesor de la capa superficial homogénea. Esta situación generaría una estratificación que se asemejaría a un mar de dos capas, la anterior produciría una estratificación continua.

Para concluir unas palabras acerca de la marea en el Mediterráneo y en el Estrecho de Gibraltar. Como es bien sabido, el origen de las mareas está en las variaciones del campo de fuerzas ejercido por la luna y el sol entre distintos puntos de cualquier distribución de masa. Las pequeñas dimensiones del Mediterráneo hacen que tales diferencias sean muy pequeñas. En consecuencia, si el Mediterráneo fuese

un mar cerrado, la marea generada directamente por el potencial generador de mareas no tendría apenas importancia. Sin embargo, al estar conectado con el Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar, la marea atlántica fuerza a la débil marea mediterránea a acoplarse a ella, generando una onda estacionaria con un antinodo hacia el Oeste del Estrecho de Gibraltar y una línea nodal en las proximidades de Alicante. Precisamente por encontrarse la zona de estudio en las proximidades del Estrecho de Gibraltar, la marea en ella es importante. Una amplia información sobre la marea en el Estrecho puede verse en García Lafuente (1986). También en García Lafuente et al. (1994) se ofrece un modelo lineal que explica las principales características de las cartas de marea halladas experimentalmente. La componente armónica predominante en el sector noroccidental de Alborán es la M_2 , con una amplitud de la marea en la costa de entre 30 y 35 cm. Las corrientes asociadas a la marea barotrópica están en cuadratura con la elevación de la superficie libre, por lo que son cero en los máximos y mínimos asociados a dicha elevación, están dirigidas hacia el Mediterráneo cuando baja la marea, y hacia el Atlántico cuando ésta sube. Más recientemente, García Lafuente et al. (en prensa) analizan la generación y propagación de ondas internas de marea en esta misma zona , y muestran el carácter progresivo de la misma hacia costa en aquellas zonas del talud que se hallan entre el punto de generación y la costa. Dicho punto es determinado en el citado trabajo como aquel en el que la pendiente del talud se hace igual (o lo más próxima posible) a la de las curvas características (Baines, 1982). Este carácter baroclino de la marea es uno de los puntos más importantes que se tratan de esclarecer en el presente trabajo.

CAPÍTULO II.

INSTRUMENTACIÓN Y METODOLOGÍA

Para estudiar la generación de ondas internas de marea se realizó en Noviembre de 1993 la campaña oceanográfica MARCOMA 1193, a bordo del buque oceanográfico Odón de Buen, del Instituto Español de Oceanografía. Esta campaña constó de dos partes:

- 1) Fondeo de una línea de correntómetros y cadena de termistores.
- 2) Malla de estaciones con sonda CTD.

El objeto del fondeo era, por una parte, el de medir la señal de marea, prestando especial atención a la componente normal a costa, dirección donde se producen las principales variaciones topográficas y presumiblemente se generan las ondas internas. Asimismo se pretendía estudiar las corrientes de baja frecuencia, su variabilidad, periodicidad, y posibles interacciones o influencias sobre los fenómenos mareales. Por otra parte, con la cadena de termistores y los sensores de conductividad y temperatura instalados en los correntómetros, se pretendían medir

las oscilaciones o desplazamientos verticales de las superficies materiales, así como las variaciones de la estratificación de la columna de agua.

Con la malla de estaciones de CTD, se trataba de tener una visión más completa sobre las masas de agua presentes en esta región, al menos, en el momento del fondeo, y conocer la circulación geostrofica. El análisis de estos datos reveló interesantes aspectos sobre la elevada variabilidad de esta zona.

Por otra parte, a medida que los datos eran tratados y eran estudiados a la luz de modelos analíticos y numéricos, se observó la conveniencia de comparar nuestros resultados con otros obtenidos con anterioridad en esta misma zona. Concretamente se revisaron los fondeos realizados por el Instituto Español de Oceanografía en Pta. Chullera en 1980. Una amplia información sobre estos datos puede encontrarse en García Lafuente y N. Cano (1994) por lo que nos remitimos a este trabajo para cualquier información acerca de la metodología empleada.

2.2 FONDEO DE CORRENTÓMETROS.

El 24 de Noviembre de 1993 se desplegó una línea de 4 correntómetros y una cadena equipada con 11 termistores en el punto de coordenadas $36^{\circ} 14.4'N$, $5^{\circ} 13.2' W$. (figura 2-1). El punto seleccionado se hallaba a unos 7 Km de costa, y alrededor

de 3 Km de la ruptura de la plataforma. El fondo sobre el que se situó la línea era 400m.

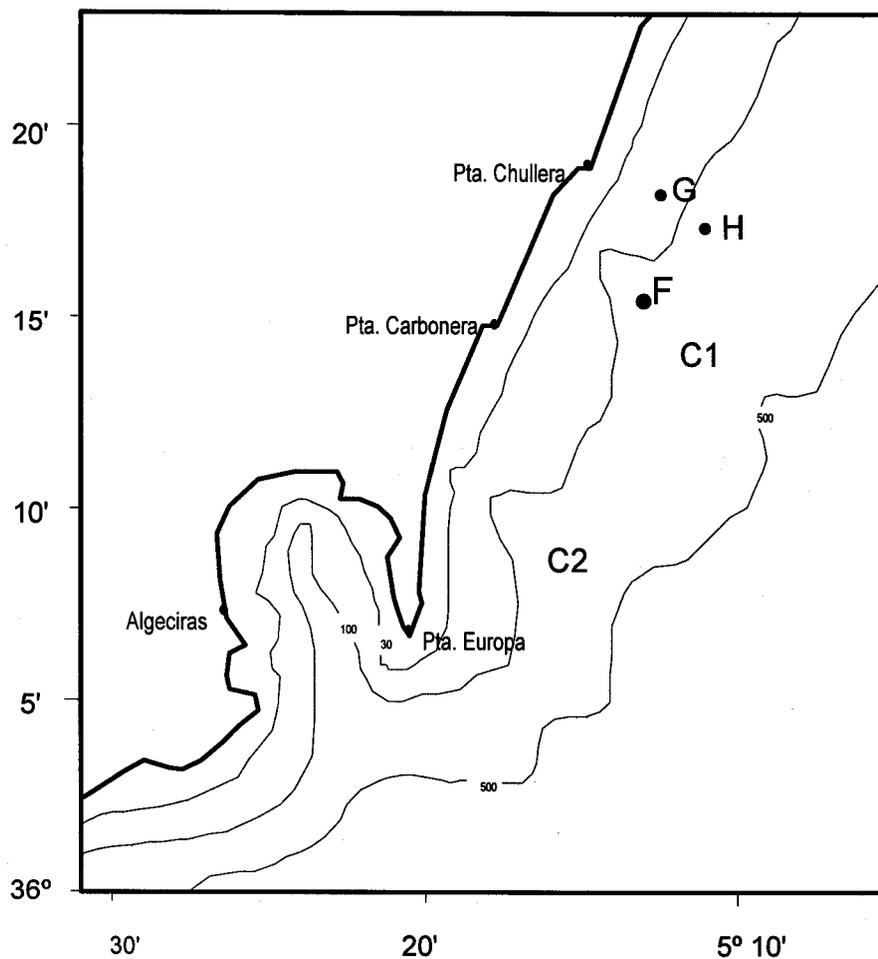


Figura 2-1.

El diseño de la línea está esquematizado en la figura 2-2. Partiendo del fondo, la línea constaba de un lastre de hierro, a continuación un release acústico que mantenía unida la línea de fondeo al lastre. A 390m, 300m y 120m de profundidad se

colocaron 3 correntómetros equipados con sensores de conductividad y temperatura. Una cadena de 50m con 11 termistores (un termistor cada 5m), y finalmente otro correntómetro a una profundidad de 40m. En la parte superior de la línea se situaron boyas subsuperficiales que proporcionaban parte de la tensión necesaria a la línea. Los tres correntómetros más profundos y el release acústico estaban unidos a pares de boyas Benthos 204HR para proporcionar flotabilidad positiva a toda la línea, y que ésta pudiese ser recuperada en caso de que rompiese por cualquier punto.

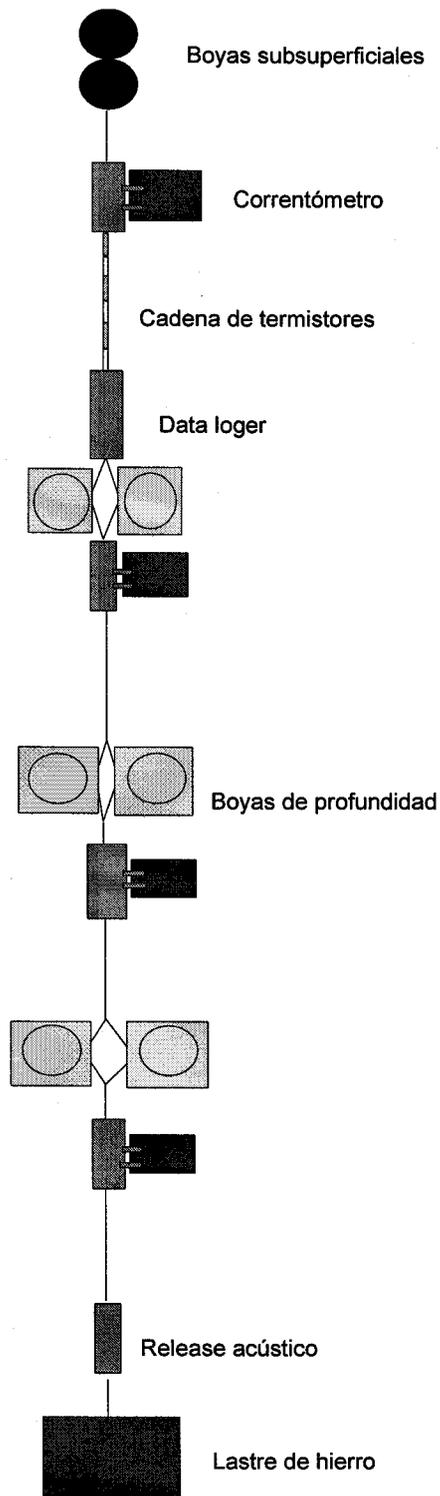


Figura 2-2. Diseño esquemático de la línea de fondeo.

2.3 DURACIÓN DEL FONDEO Y DE LA SERIE FINAL DE DATOS.

La línea se fondeó el 24 de Noviembre de 1993 y se procedió a su recogida el 24 de Enero de 1994. Sin embargo no será ésta la duración de la serie final de datos: Al recoger la línea se observó la ausencia de las boyas subsuperficiales, el correntómetro superior, y la cadena de termistores. La línea estaba cortada por encima del correntómetro situado a 120m de profundidad. Al analizar los datos de los tres correntómetros recuperados, se observó que a partir del 16 de enero de 1994 las medidas registradas experimentaban bruscas e inexplicables oscilaciones. Si tenemos en cuenta que la pérdida del conjunto de boyas subsuperficiales conlleva una grave disminución de la tensión de la línea, a partir de la ruptura, la línea hubo de sufrir fuertes excursiones verticales debidas al arrastre de las corrientes, lo que explicaría el comportamiento de los datos obtenidos a partir del 16 de enero. Por tanto, es ésta la fecha que fijamos como la de la la ruptura de la línea.

Los correntómetros recuperados (que a partir de ahora será de los únicos que se hable) no estaban equipados con sensores de presión, por lo que es imposible determinar a qué profundidades corresponden los datos registrados a partir de ese momento. Por todo ello, las series definitivas consideradas en el presente estudio van desde el 24 de Noviembre de 1993 hasta el 16 de Enero de 1994. La tabla 2-I recoge esta información junto con otras de interés: tipo de correntómetro, nº de serie,

profundidad a la que se situó, y las fechas iniciales y finales de las series definitivas de datos.

Correntómetro	Nº	Profundidad	Fecha inicio.	Fecha final.	Δt
1 RCM7	10367	100 m	24/11/93 11:30	16/01/94 07:00	10 min.
2 RCM7	10369	300 m	24/11/93 12:20	16/01/94 07:00	10 min.
3 RCM7	10370	390 m	24/11/93 11:30	16/01/94 07:00	10 min.

Tabla 2-I Tipo de correntómetro, nº de serie, profundidad nominal, fechas de comienzo y fin de las series tratadas, e intervalo temporal de los correntómetros usados en este trabajo.

Los tres correntómetros eran de la casa Aanderaa, y del modelo RCM7. Una imagen de este aparato tomada del manual de uso del mismo se ve en la figura 2-3.

Los correntómetros utilizados constan de una unidad de registros (recording unit) que está en el interior de una carcasa unida a una aleta que permite al correntómetro orientarse de acuerdo a la dirección de la corriente. Las unidades de registro de los correntómetros de esta serie están equipados con una unidad de

memoria de estado sólido, DSU (Data Storing Unit), donde se almacenan los datos medidos por los distintos sensores.

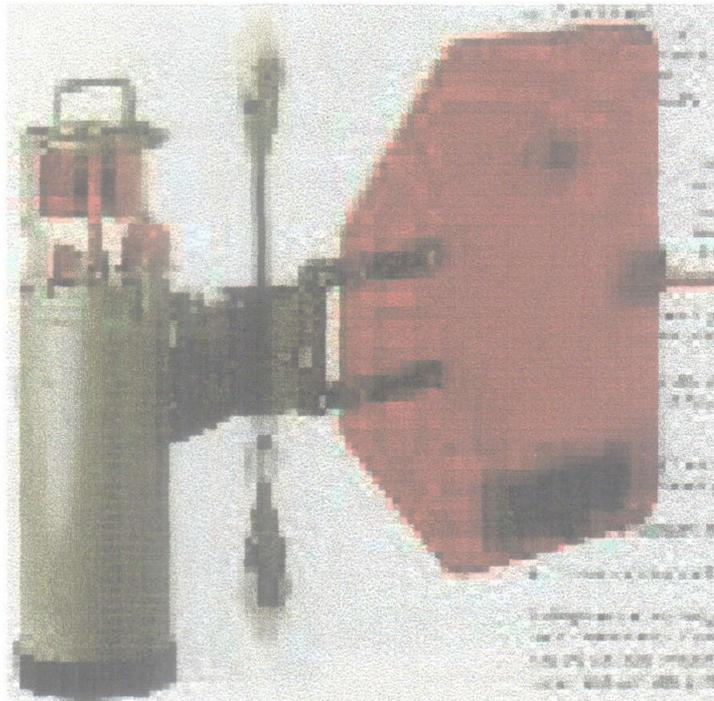


Figura 2-3.

Estos aparatos en su versión básica incorporan un rotor en su parte superior y una brújula magnética en la parte inferior de la unidad de registro para la medida de la intensidad y dirección de la corriente, así como un sensor de temperatura. Es posible añadirles sensores de conductividad y presión. En nuestro caso los tres correntómetros estaban equipados con sensores de conductividad pero no de presión. Por tanto, se miden cuatro series temporales escalares que serán : Intensidad y dirección de la corriente, temperatura y conductividad.

La tabla 2-II da información básica sobre los sensores según el fabricante:

Magnitud	Rango seleccionado	Precisión	Resolución
Temperatura	10.08 a 36.04 °C	+ 0.05 °C	0.026 °C
Conductividad	a 74 mmho/cm	+0.1 mmho/cm	0.074 mmho/cm
Velocidad	2 a 295 cm/s	+1 cm/s	
Dirección		+ 5 °	0.35°



Tabla 2-II. Precisión y resolución de los sensores dentro de los rangos seleccionados en el presente fondeo.

El intervalo de medida seleccionado fue de 10 minutos. Dado que la frecuencia máxima de la que se puede obtener información a partir de una serie temporal es $1/2\Delta t$, (esto se traduce en nuestro caso en periodicidades de 20 minutos), se cubre sobradamente el rango en el que estamos interesados.

En cuanto a la forma en que los datos son medidos y almacenados por el correntómetro, hay que hacer una diferencia entre los datos de velocidad por un lado,

y de temperatura y conductividad por otro. Para un intervalo de muestreo fijado, el correntómetro toma una medida de conductividad y temperatura cada vez que transcurre dicho intervalo de medida, en nuestro caso cada 10 minutos. Por tanto se trata de valores instantáneos. Por el contrario, para la velocidad, trabaja con datos promediados sobre el intervalo de muestreo. El correntómetro cuenta el número de vueltas dadas por el rotor cada 12 sg dentro de cada intervalo de muestreo. Igualmente, guarda la medida de la brújula magnética cada 12 sg. A partir de estos datos obtiene una medida de velocidad y dirección cada 12 sg, las cuales son descompuestas en sus componentes este-oeste, y norte-sur. Estas medidas son almacenadas durante el periodo de muestreo y sumadas, de forma que cada Δt realiza un promedio de cada componente. Posteriormente recupera la velocidad y dirección respecto del norte magnético que son los registros que finalmente son almacenados en la DSU. Finalmente, decir que a partir de los datos de temperatura y conductividad se obtiene la salinidad utilizando la escala práctica de salinidades (Lewis, 1980), por lo que dicha variable, en lo sucesivo, siempre vendrá expresada en esta escala.

2.4. DATOS DE CTD.

Durante los días 24, 25, y 26 de Noviembre se realizaron una serie de estaciones con sonda CTD (Conductivity, Temperature, Depth). La relación de las estaciones realizadas, así como sus posiciones, y los días y horas en que se realizaron se muestran en la tabla 2-III. y en la figura 2-4.

La sonda estaba dotada de sensores de conductividad, temperatura, presión, oxígeno disuelto, fluorescencia, y ph. No obstante nosotros sólo trataremos los datos de conductividad, temperatura y presión. El rango y precisión de estos sensores son los recogidos en la tabla 2-III.

La sonda fue bajada en cada estación hasta un máximo de 220m para evitar daños sobre el sensor de fluorescencia. La velocidad de bajada fue de 50m/ min, y la velocidad de adquisición de datos de 8 datos/sg, con lo que se dispone de un suficiente número de datos para posteriormente realizar un promediado, obteniendo una serie final con un dato por cada metro de profundidad.

Sensor	Rango	Precisión	Resolución
Temperatura	-5 a 35 °C	+0.01 °C	0.0003 °C
Conductividad	0 a 7 S/m	0.001 S/m/mes	0.00004 S/m
Presión	1000m	2.5 m	0.15 m

Tabla 2-III. Rango, precisión y resolución de los sensores de la sonda CTD usados en este trabajo.

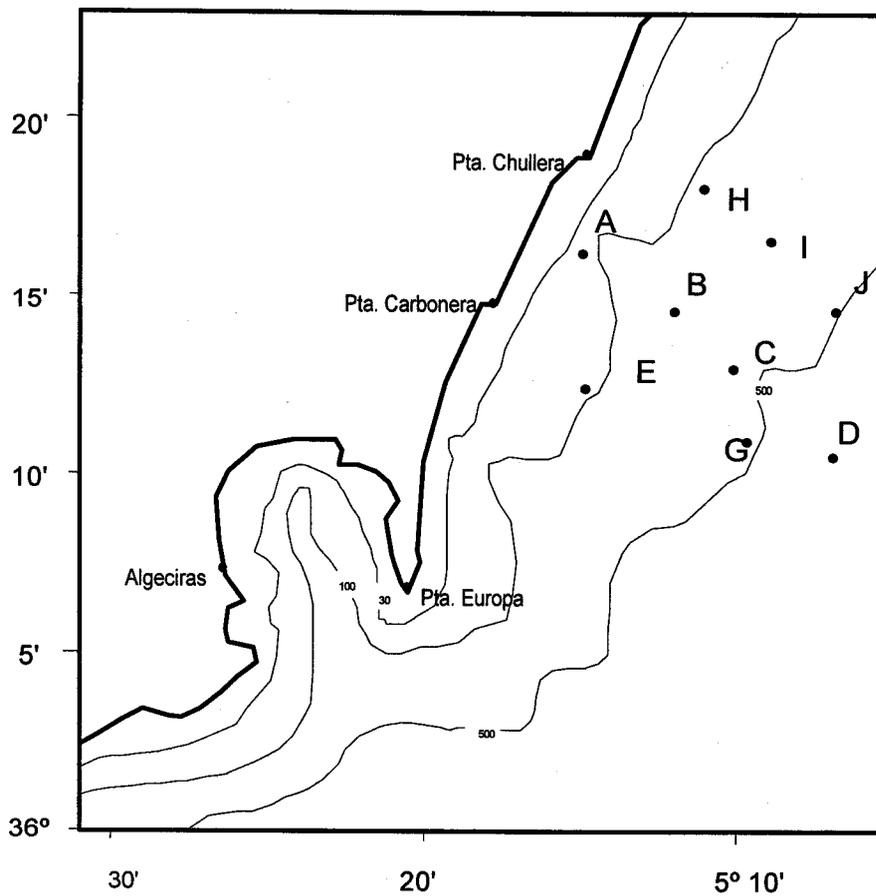


Figura 2-4. Posición de las estaciones de CTD realizadas en la campaña MARCOMA 93 realizada del 24 al 26 de Noviembre de 1993. La estación B coincide con la posición del fondeo. Se ha suprimido la letra F para evitar confusiones con la palabra "Fondeo".

Estación	Latitud	Longitud	Día/hora
A	36° 15.6' N	5° 15.1' W	25 12:30 26 11:55
B	36° 14.4' N	5° 13.2' W	24 15:53 25 13:17 26 11:12
C	36° 12.1' N	5° 11.2' W	24 14:59 25 14:00 26 10:27
D	36° 8.9' N	5° 8.4' W	24 13:43 25 9:53 26 9:28
E	36° 11.7' N	5° 15.8' W	25 11:36
G	36° 9.7' N	5° 13.2' W	25 11:07
H	36° 18.2' N	5° 12.5' W	25 15:58
I	36° 16.8' N	5° 10.1' W	25 15:29
J	36° 14.4' N	5° 7.8' W	25 14:53

Tabla 2-IV.

2.5. DATOS METEOROLÓGICOS Y DE NIVEL DEL MAR.

Además de la información recogida por los instrumentos descritos, se procedió a la recopilación de datos meteorológicos y de nivel del mar durante el periodo de duración del experimento, es decir, desde Noviembre del 93 hasta Febrero del 94.

Los datos meteorológicos se obtuvieron del Instituto Nacional de Meteorología, y corresponden a las estaciones meteorológicas de Tarifa y Ceuta. Se recogieron datos de presión atmosférica, intensidad del viento, y dirección, tomándose cuatro datos diarios correspondientes a las 0, 7, 13, y 18 horas.

También se han analizado los mapas de superficie diarios publicados por el Instituto Nacional de Meteorología, para tener una idea global de la evolución del campo de presiones en la región de estudio y sus alrededores.

Los datos de nivel del mar se obtuvieron del banco de datos del Instituto Español de Oceanografía. Las estaciones utilizadas han sido las de Tarifa, Ceuta y Algeciras.

2.6. FILTRADO DE SERIES TEMPORALES.

Las series obtenidas por los correntómetros tienen un intervalo de muestreo de 10 minutos, cubriendo periodicidades mínimas de hasta 20 minutos. Sin embargo, frecuencias tan altas están fuera del objetivo del presente estudio. Además, la presencia de posibles armónicos superiores incluso a éstos, podrían falsear posteriores análisis armónicos por efecto de aliasing. Por todo ello, las series definitivas para el estudio de fenómenos mareales, no serán las que directamente se obtuvieron de los correntómetros, sino las obtenidas tras un filtrado para eliminar fenómenos de muy alta frecuencia que consideraremos como ruido.

El filtro que vamos a utilizar es un filtro Godim “ A_{mmn} ” de medias móviles. El filtrado, (producto de convolución en el dominio del tiempo), se traduce en un producto usual en el dominio de las frecuencias. Si se tiene una serie discreta e infinita de valores tomados a intervalos constantes de tiempo Δt :

$$f(n\Delta t) \quad \text{con } -\infty < n < +\infty$$

y otra serie de valores Z_k con $-\infty < k < +\infty$, definimos el producto de convolución de ambas series como la nueva serie:

$$f_z(n\Delta t) = \sum f[(n-k)\Delta t] Z_k \quad (2.1)$$

El espectro de la nueva serie será $Z(\omega) F(\omega)$, es decir, el producto de los espectros de las series sin convolucionar. Así pues, para filtrar una serie temporal cualquiera deberemos realizar el producto de convolución con una serie que posea las características espectrales adecuadas. En particular consideraremos el efecto de sustituir cada valor de una serie temporal por la media aritmética de $N = 2n + 1$ valores. La nueva serie queda definida como :

$$f(k\Delta t) = \sum_{i=-n}^{i=n} f[(k-i)\Delta t] / N \quad (2.2)$$

Esto es equivalente a realizar el producto de convolución de la serie de tiempo original con

$$Z_k = \begin{cases} 1/N & \text{si } n \leq |k| \\ 0 & \text{en otro caso.} \end{cases} \quad (2.3)$$

Por tanto, el espectro de la nueva serie se verá multiplicado por la función

$$(1/N) \text{sen}(N\pi\Delta t\omega) / \text{sen}(\pi\Delta t\omega) \quad (2.4)$$

que es la transformada de Fourier de 2.3.

La frecuencia de corte de este filtro, es decir, la frecuencia a partir de la cual puede considerarse que el espectro de la serie filtrada es cero, es aquella para la cual 2.4 tiene su primer cero.

Este filtro puede mejorarse sensiblemente mediante la aplicación de sucesivas medias aritméticas, así, la aplicación de tres medias sucesivas de m, m y n valores tendrá una función respuesta

$$(1/mmn) [\text{sen}(m\pi\Delta t\omega) / \text{sen}(\pi\Delta t\omega)]^2 \text{sen}(n\pi\Delta t\omega) / \text{sen}(\pi\Delta t\omega) \quad (2.5)$$

La frecuencia de corte sería

$$1/\max(m,n)\Delta t \quad (2.6)$$

Todas las series de velocidad, salinidad y temperatura fueron tratadas con este filtro.

También, para el estudio de fenómenos de baja frecuencia se procedió al filtrado de las series temporales mediante el uso de un filtro tipo Gauss. Un filtro de este tipo es aquel cuyos pesos estadísticos se encuentran sobre una Gaussiana de la forma:

$$h(t) = k \exp(-t^2/2v^2) \quad (2.7)$$

donde v es la varianza de la distribución. Para $|t| \geq 3v$, la función $h(t)$ es menor del 1% del valor que toma en $t = 0$. La función respuesta, es decir, su transformada de Fourier es otra Gaussiana:

$$H(w) = \exp(-2\pi^2 v^2 w^2) \quad (2.8)$$

donde la varianza viene dada por $v' = 1/4\pi^2 w^2$. De esta forma, lo que se hace en la práctica es definir la varianza que queremos que tenga la función respuesta, y a partir de ella, calculamos la función de pesos como la transformada inversa.

Como ya hemos dicho, $H(w)$ será prácticamente nulo cuando $|w| \geq 3v'$, por lo que tomaremos este criterio para definir la frecuencia de corte:

$$w_c = 3v' \quad T_c = 1/w_c \quad (2.9)$$

Las series de baja frecuencia empleadas en este trabajo se obtuvieron fijando el periodo de corte en dos días, con lo que oscilaciones de periodos inferiores son eliminadas de estas series.

Por último, decir que los datos de nivel del mar proporcionados por el Instituto Español de Oceanografía son filtrados con un filtro C51 diseñado por Groves (1955) para eliminar la señal de marea y decimarlos a datos diarios, ya que utilizaremos estos registros en el estudio de la variabilidad subinercial.

2.7. ANÁLISIS ARMÓNICO DE SERIES ESCALARES.

Otro de los tratamientos que se realizaron con las distintas series escalares recogidas en la fase experimental fue el análisis armónico de las mismas para obtener amplitudes y fases de las oscilaciones experimentadas por las distintas magnitudes muestreadas. Para ello se usó el paquete informático desarrollado por Foreman (1977). Este análisis se basa en considerar la serie temporal analizada como la superposición de infinitos armónicos. Dado que sólo disponemos de una serie finita de valores, tan sólo podremos escribir nuestra serie como la superposición de un número finito de armónicos:

$$U(t) = \sum_n [C_n \cos(2\pi f_n t) + S_n \sin(2\pi f_n t)] \quad (2.10)$$

$$n = 1, \dots, N$$

Siendo N el número de armónicos en que vamos a descomponer la serie temporal, y f_n sus frecuencias.

El cálculo de C_n y S_n es equivalente al de la amplitud y la fase de cada armónico:

$C_n = A_n \cos \theta_n$ y $S_n = A_n \sin \theta_n$, donde A_n es la amplitud del armónico y θ_n su fase.

La elección que se haga de estos parámetros debe ser aquella que consiga el mejor ajuste de la serie (2.10) con la serie temporal real. Para ello se resuelve el sistema de 2N ecuaciones con 2N incógnitas que se obtiene al hacer un ajuste por mínimos cuadrados. Tendremos que hallar C_n y S_n para que la expresión:

$$D = \sum_t (U(t) - \sum_n [C_n \cos(2\pi f_n t) + S_n \sin(2\pi f_n t)])^2 \quad (2.11)$$

se minimice, lo que es equivalente a resolver el sistema:

$$\partial/\partial C_n [D] = 0 \qquad \partial/\partial S_n [D] = 0 \quad n=1,\dots,N \quad (2.12)$$

Este tratamiento se aplicó a series escalas como la temperatura y la salinidad y a las dos componentes cartesianas en que se descompusieron las series de velocidad.

Con respecto al tratamiento de las series de temperatura y salinidad, hay que señalar que permitió la estimación de las amplitudes de las oscilaciones verticales de las superficies materiales con periodicidad semidiurna, es decir, la estimación de la amplitud de las ondas internas de marea. Este tratamiento de los datos se basa en que los desplazamientos verticales producirán fuertes oscilaciones de temperatura y salinidad. La relación entre estas magnitudes será:

$$\partial S/\partial t = - W \partial S/\partial z \quad (2.13a) \qquad \partial T/\partial t = - W \partial T/\partial z \quad (2.13b)$$

Siendo S la salinidad, T la temperatura, W la velocidad vertical, y z la coordenada vertical. Las expresiones (2.13) implican $dT/dt = dS/dt = 0$, lo cual es una hipótesis aceptable para tiempos del orden de un periodo de marea, que son aquellos en los que estamos interesados. Por otra parte se ha despreciado la advección horizontal frente a la vertical, lo que también es razonable en zonas de

forzamiento topográfico (pendiente del fondo no nula). Las variaciones de salinidad y temperatura con la profundidad las estimaremos a partir de los datos de CTD obtenidos en la campaña de hidrología, mientras que las variaciones temporales las obtendremos de los datos de los correntómetros. Reescribiendo 2.13a,b como:

$$\Delta z = \Delta S / \left| \partial S / \partial z \right| \quad \Delta z = \Delta S / \left| \partial S / \partial z \right| \quad (2.14)$$

podemos traducir las amplitudes de las oscilaciones de salinidad y temperatura en los correspondientes desplazamientos verticales. Si a partir de un análisis armónico para las series de temperatura o salinidad obtenemos la amplitud en grados centígrados o en la escala práctica de salinidades para un determinada frecuencia, el uso de las expresiones (2.14) nos permitirá estimar la amplitud de las oscilaciones verticales de las superficies verticales para esa misma frecuencia.

CAPÍTULO III.

ANÁLISIS DE RESULTADOS.

3-1 INTRODUCCIÓN.

En el presente capítulo se presentan resultados obtenidos a partir de los datos recogidos durante la campaña MARCOMA 1193 de los que ya se ha hecho un breve resumen en el capítulo anterior.

Para entender la organización del capítulo hemos de hacer hincapié en que el objetivo principal de este trabajo es el estudio de la marea interna en el sector NO de Alborán. Por tanto, estamos interesados en fenómenos cuya escala temporal es la de la marea semidiurna, por ser ésta la principal especie de la marea en nuestro área de estudio. Sin embargo, no será ésta la única escala temporal que analizaremos. La estratificación de la columna de agua es un factor primordial en la generación y propagación de ondas internas de marea. Como se pondrá de manifiesto a lo largo del presente capítulo, esta estratificación presenta una alta variabilidad tanto espacial

como temporal, por lo que hemos de analizarla en las distintas escalas espacio-temporales que nos permita nuestra estrategia de muestreo.

En el capítulo 1 ya se señaló la existencia de distintas escalas espaciales, y se puso de manifiesto la dificultad de hacer una clasificación exacta de las estructuras hidrológicas debido a la similitud entre sus tamaños. Finalmente decidimos considerar como macroescala espacial al giro occidental de Alborán, con un diámetro típico de entre 80 y 100 km. Llamaremos estructuras de mesoescala a aquellas cuyo diámetro esté en torno a los 60 km, y por último denominamos estructuras de submesoescala a aquellos eddies cuyo diámetro sea inferior a la mesoescala. Estas estructuras hidrológicas han sido descritas por distintos autores como Tintoré et al. (1991), y La Viollete (1984).

Sin embargo no hemos hablado hasta ahora de escalas temporales. La idea básica que permite estructurar este capítulo es que las distintas escalas temporales que podemos distinguir en nuestro muestreo se corresponden con variaciones de las distintas escalas espaciales que acabamos de describir. Con esta idea dividimos el capítulo de la siguiente forma:

- Un primer epígrafe para las señales con periodos típicos entre 5 y 10 días. Es lo que llamamos baja frecuencia, y a pesar de hacer este análisis a partir de datos de correntómetros tomados en un único punto (posición del fondeo), lo relacionamos con cambios de las estructuras espaciales de macroescala (chorro

Atlántico y giro occidental). Este apartado se complementará con series de datos atmosféricos y de nivel del mar, ya que consideramos que puede existir una estrecha relación entre estos factores (García Lafuente et. al., 1997).

- En un segundo apartado se estudian los datos obtenidos con una sonda CTD. Las dimensiones de la malla de estaciones muestreada permite la resolución de estructuras hidrológicas de submesoescala. Por otra parte, la repetición de algunas de las estaciones durante tres días consecutivos permite observar la evolución temporal de estas estructuras, lo que nos lleva a identificar esta escala espacial con variaciones temporales de entre uno y dos días de periodo. De nuevo hay que llamar la atención sobre la dificultad para imponer un límite de separación entre distintas escalas, al estar en este caso muy próxima a los fenómenos mareales (marea diurna).

- Por último, y siguiendo este orden descendente para los periodos típicos de las escalas analizadas, llegamos al estudio de la variabilidad semidiurna. En este apartado se estudia el carácter baroclino de la marea interna en esta zona señalado en García Lafuente y N. Cano, 1994 , prestando especial atención a la componente normal a costa por ser en esta dirección donde presumiblemente se forma la marea interna de acuerdo con los modelos habituales de generación.

3-2. FENÓMENOS DE BAJA FRECUENCIA.

La generación de ondas internas en plataformas y taludes continentales suele ocurrir en la dirección normal a costa. La interacción de esta componente de la corriente de marea con la topografía origina una marea interna que se traduce al muestrear a distintas profundidades la columna de agua en desfases en la corriente y fuertes oscilaciones de temperatura y salinidad. Por todo esto, en principio, las magnitudes que más nos interesan son la componente normal a costa de la corriente, temperatura y salinidad. Para tener una idea general del comportamiento de estas variables durante todo el periodo de fondeo se han representado estas tres series temporales para cada uno de los correntómetros recuperados, los cuales denominaremos a partir de ahora como Correntómetro 1 al más superficial, Correntómetro 2 al intermedio, y Correntómetro 3 al más profundo. Estos datos son presentados en las figuras 3-1, 3-2, y 3-3. Las series de velocidad se expresan en cm/s siendo la corriente positiva cuando va dirigida hacia mar abierto. Las series de temperatura se expresan en °C, y las de salinidad en la escala práctica de salinidades (pss). Estas series han sido filtradas con el filtro de medias móviles detallado en el capítulo 2, lo que supone una pérdida de datos tanto al principio como al final de la serie. Lo mismo ocurre cuando las series son filtradas con un filtro tipo Gauss. Por esta razón se unificó el origen de tiempo para todas las series, siendo en lo sucesivo

el 27/11/93 a las 0:00 GMT., y expresándose el tiempo en días julianos a partir de este origen.

Correntómetro 1.

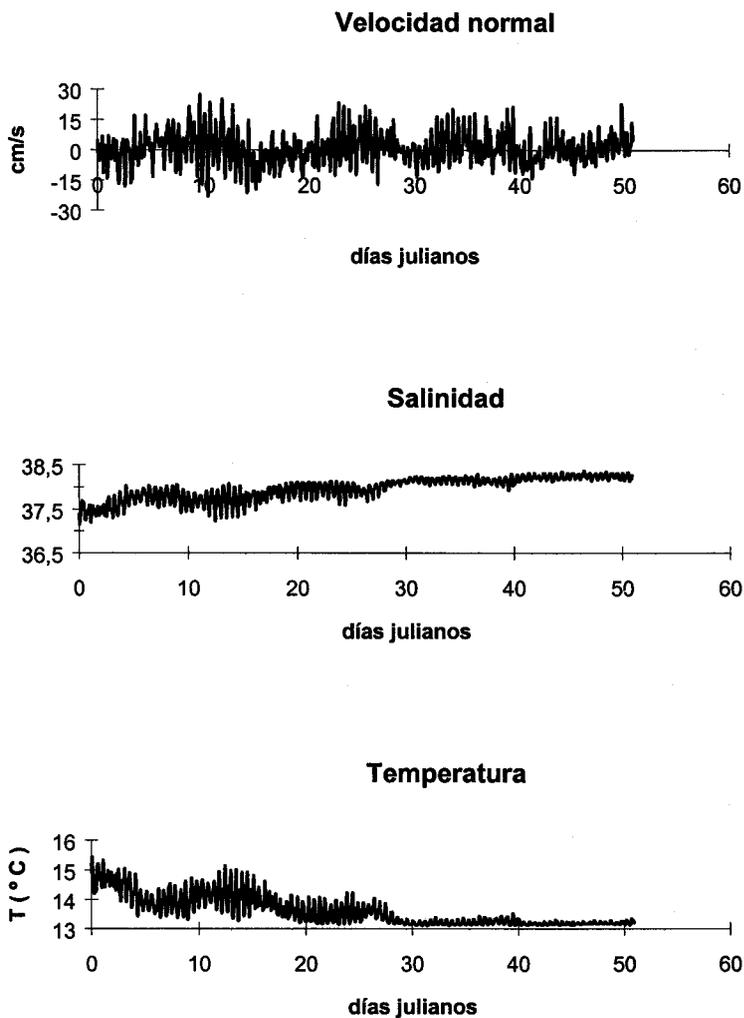


Figura 3-1 . Series de velocidad normal a costa, Salinidad y temperatura para el correntómetro 1. La velocidad expresada en cm/s es positiva hacia mar abierto. La salinidad y la temperatura se expresan en la escala práctica de salinidades (pss) y °C respectivamente.

Correntómetro 2.

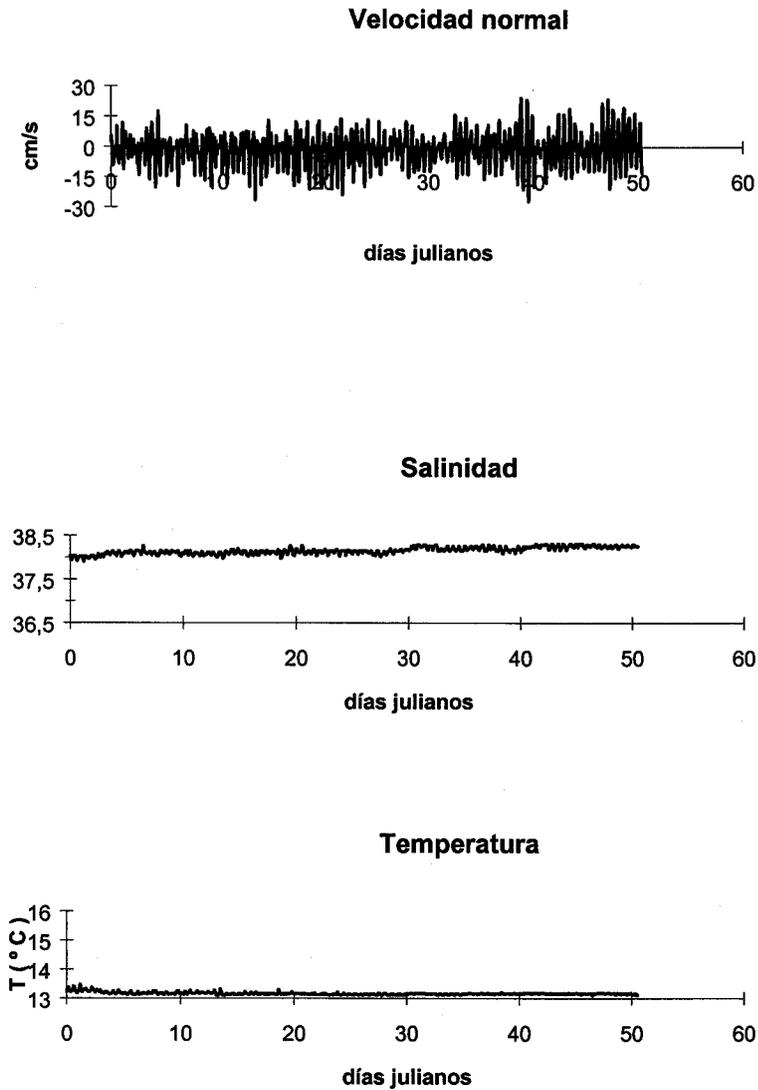


Figura 3-2. Series de velocidad normal a costa, Salinidad y temperatura para el correntómetro 2. La velocidad expresada en cm/s es positiva hacia mar abierto. La salinidad y la temperatura se expresan en la escala práctica de salinidades (pss) y °C respectivamente.

Correntómetro 3.

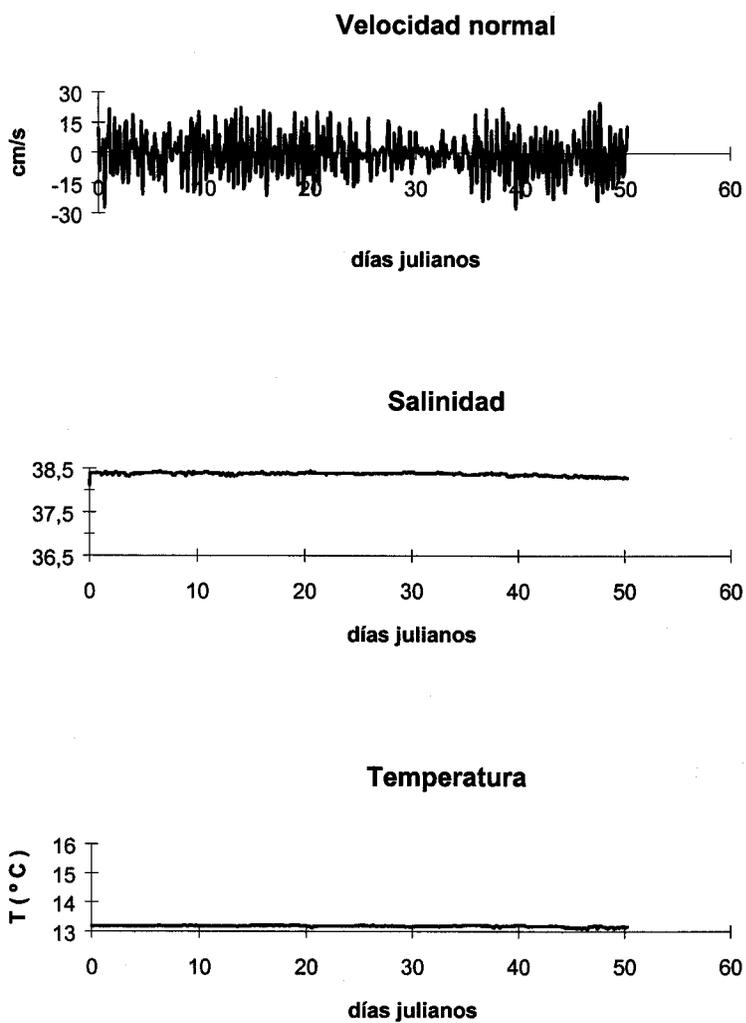


Figura 3-3. Series de velocidad normal a costa, Salinidad y temperatura para el correntómetro 3. La velocidad expresada en cm/s es positiva hacia mar abierto. La salinidad y la temperatura se expresan en la escala práctica de salinidades (pss) y °C respectivamente.

La figura 3-1 muestra fuertes oscilaciones de salinidad y temperatura en el correntómetro 1 durante la primera parte del fondeo que decrecen sensiblemente en la segunda mitad del mismo. Estas oscilaciones son mucho más pequeñas, casi inapreciables dentro de la escala utilizada, en los correntómetros 2 y 3. La explicación de este hecho está en la mayor homogeneidad de las aguas más profundas donde las excursiones verticales se traducen en oscilaciones muy pequeñas de las variables consideradas tal y como se comentó en el capítulo 2. Esta explicación da también los motivos por los cuales la amplitud decrece a medida que transcurre el fondeo: Debe tratarse de un proceso paulatino de homogeneización de la columna de agua. Esta idea se ve claramente apoyada por el hecho de que junto con estas oscilaciones se observa una tendencia tanto en salinidad como en temperatura que se traduce en un aumento de la primera y una disminución de la segunda a lo largo de todo el periodo de muestreo. Para apreciarla mejor representamos en la figura 3-4 estas series filtradas con un filtro Gauss de periodo de corte de dos días, con lo que cualquier señal de periodo inferior a éste será eliminada. No tiene sentido aplicar este tratamiento a los correntómetros 2 y 3 debido a la gran homogeneidad de las aguas en las que están inmersos.

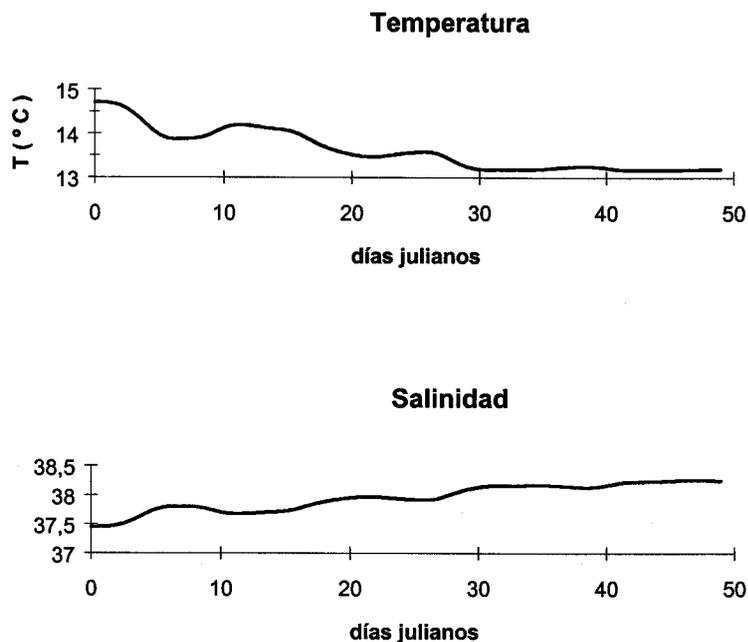


Figura 3-4. Series de temperatura y salinidad del correntómetro 1 filtradas con un filtro Gauss de periodo de corte de dos días.

A medida que transcurre el tiempo, el área de estudio va siendo ocupada por aguas de carácter más salino y frío. Teniendo en cuenta que la salinidad de 37.5 se suele tomar en el Mar de Alborán como la isohalina de separación entre las aguas mediterráneas y atlánticas, y teniendo en cuenta que el correntómetro 1 se hallaba a una profundidad de 100 m, podemos afirmar que valores de salinidad por debajo de este valor, y a esta profundidad, como los que se muestran en los primeros días de la figura 3-4, corresponden a una situación de fuerte influencia del chorro Atlántico. Es

decir, hay una capa superficial de agua atlántica ocupando nuestra zona de estudio, lo que sin duda debe corresponder a una gran proximidad del chorro Atlántico, y a un gran tamaño del giro occidental de Alborán. La evolución que sugiere la figura 3-4 es un paulatino desplazamiento del chorro hacia el sur, dejando paso a aguas de carácter más mediterráneo. En este punto habría que aclarar que puede tratarse de aguas mediterráneas superficiales, que no serían más que aguas atlánticas muy modificadas por un largo periodo de permanencia en esta cuenca o aguas subsuperficiales que afloran debido a la retirada de las aguas superficiales. Esto no sólo llevaría consigo un aumento de la salinidad, sino una mayor uniformidad en la columna de agua.

Además de esta tendencia, se aprecian oscilaciones de salinidad y temperatura de alrededor de 10 días de periodo. Estas oscilaciones están en contrafase, ya que los máximos de salinidad coinciden con los mínimos de temperatura. Del mismo modo, el aumento en baja frecuencia de la salinidad coincide con un enfriamiento en la misma escala temporal. Podríamos interpretar dichas fluctuaciones como fluctuaciones de 10 días de periodicidad aproximadamente de la posición del chorro Atlántico como las mostradas por Perkins et al. (1990), quienes a partir de medidas de corrientes a lo largo de una sección perpendicular a Marbella encuentran una variabilidad con un pseudoperiodo de 9 días. De ser cierta la hipótesis que estamos barajando, las variaciones de estas variables y las variaciones del campo de velocidades de baja frecuencia deberían corresponderse. Para estudiar dicha correspondencia se representan en la figura 3-5 la componente longitudinal y normal

a costa de la velocidad siguiendo el mismo criterio de signos de la figura 3-1. Así mismo, hemos vuelto a representar la serie de salinidad para tratar de obtener visualmente alguna correlación.

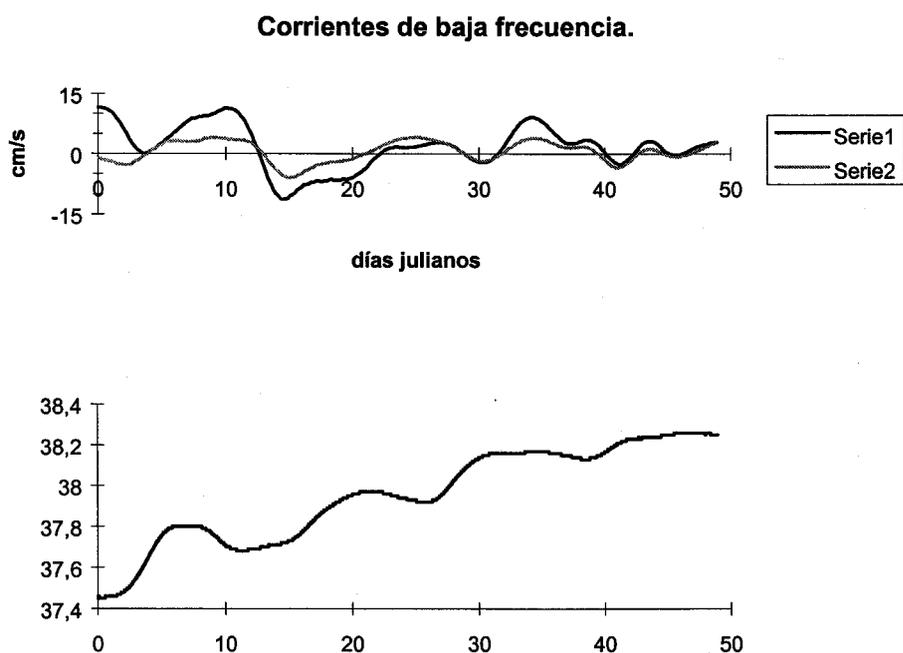


Figura 3-5. En la parte superior de la figura se representa la componente longitudinal de la velocidad (serie 1) y la componente normal a costa (serie 2), siendo éstas positivas hacia mar abierto y hacia el Estrecho respectivamente. En la parte inferior de la figura se incluye de nuevo la serie de baja frecuencia de la salinidad.

La relación de fases entre las velocidades normales a costa, y la salinidad no son excesivamente claras . Lo que sí parece verse es que las corrientes normales y longitudinales a costa oscilan en fase, de tal modo que cuando se dirigen hacia mar

abierto también lo hacen hacia el Atlántico. Por el contrario, un movimiento hacia el interior del Mediterráneo lleva consigo entrada de agua hacia la plataforma.

Los datos que estamos manejando no permiten extraer conclusiones definitivas sobre este fenómeno, pero este comportamiento podría ser explicado por el hecho de que la retirada del chorro Atlántico dejaría paso a aguas subsuperficiales que fluyen en profundidad hacia la plataforma. Por tanto, las aguas superficiales deberían exhibir un comportamiento opuesto al de la componente normal a costa en la figura 3-1,2 y 3. Sin embargo, no disponemos de estos datos. Aún así podemos razonar del siguiente modo. Por continuidad parece improbable que toda la columna de agua se mueva en fase hacia la plataforma. Por el contrario, si el agua profunda fluye hacia costa, en la superficie debe haber una contracorriente que se dirija hacia mar abierto. Deberíamos comprobar que en aquellos periodos en que la corriente en el correntómetro superior se dirige hacia la costa, también lo hace en los correntómetros más profundos. De lo contrario no podríamos argumentar que el agua entrante en plataforma obliga a evacuar agua en superficie.

En la figura 3-6 mostramos simultáneamente la componente normal a costa a 120 m y a 300 m para la baja frecuencia. Salvo un breve periodo de tiempo al final de la serie en que las dos componentes se hacen positivas, es decir, hacia mar abierto, la corriente a la profundidad de 300m está siempre dirigida hacia la costa

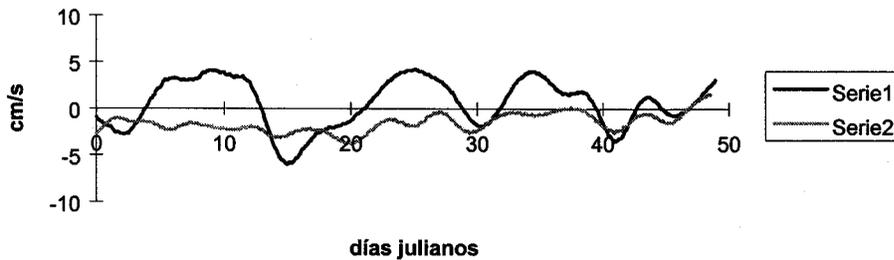


Figura 3-6. Componente normal a costa en el correntómetro 1 situado a 100m de profundidad (serie 1) y en el correntómetro 2 a 300m de profundidad (serie 2).

En cualquier caso, no es éste el punto sobre el que ahora queremos llamar la atención, sino simplemente que, en aquellos momentos en que la corriente a 100m está dirigida hacia costa, tiene el mismo sentido a 300m. Cabe esperar que, por continuidad, haya una contracorriente en superficie. Así, cuando la corriente en el correntómetro superior se dirija a costa, es previsible que corresponda a momentos en los que se retira el chorro Atlántico y viceversa.

Estos movimientos de baja frecuencia afectan a la señal de marea; cuando las aguas estén fuertemente estratificadas, los movimientos verticales inducidos por la interacción de la marea barotrópica con la pendiente del talud generarán gradientes de presión apreciables cuya propagación puede dar un carácter baroclino al campo de velocidades asociado a la marea. Asimismo, las oscilaciones de salinidad y temperatura serán más importantes. Por el contrario, cuando el chorro se aleje de la

zona costera en la que estamos trabajando, las aguas se uniformizarán, disminuyendo el carácter baroclino de las corrientes de marea. Así pues, dada la evolución que hemos descrito en este apartado, cabe esperar que sea al principio del fondeo cuando la presencia de ondas internas de marea sea más apreciable.

Sin embargo, encontramos una laguna en este razonamiento, y por tanto en el mecanismo propuesto. De ser cierto, la figura 3-5 debería mostrar una relación de fase clara entre corrientes normales a costa y salinidad, lo cual no puede decirse a la vista de ella. Sí parece, no obstante, que estas fluctuaciones en corrientes y salinidad deben estar relacionadas, dado que ambas presentan la misma periodicidad aproximadamente.

La hipótesis que estamos considerando es que las fluctuaciones en la dirección de entrada del chorro determinan condiciones de estratificación fuerte o débil en la costa noroccidental del mar de Alborán. Así, cuando el chorro entra con una orientación noreste, afecta fuertemente al margen continental que estamos estudiando, disminuyendo la salinidad de la capa superficial de agua, y creando una situación similar a la de un mar bicapa. Por el contrario, las situaciones de mayor homogeneidad de la columna de agua, (menos propicias para la propagación de ondas internas de marea), serán provocadas por desplazamientos del chorro hacia el sur, lo que deja que esta región sea ocupada por aguas atlánticas más modificadas. Si aceptamos que a lo largo del periodo muestreado la paulatina disminución de la temperatura, y aumento de la salinidad han sido provocados por un desplazamiento



de chorro hacia el sur, la pregunta que inmediatamente surge es : ¿ Qué factores provocan estos cambios en la dirección del agua atlántica entrante ? En García Lafuente et al. (1997), se discute cómo un cambio brusco en la velocidad de entrada del chorro Atlántico provoca un cambio de dirección de dicha entrada, produciéndose ésta más hacia el sur. En el presente estudio carecemos de velocidades de corrientes en la boca oriental del Estrecho simultáneas a los datos que estamos analizando, sin embargo, sí disponemos de los niveles medios diarios del mar en las localidades de Ceuta y Algeciras. Si consideramos un ajuste geostrófico transversal entre las corrientes a lo largo del Estrecho y el desnivel transversal al mismo, podríamos usar la expresión:

$$fV = g \Delta\eta / L \quad (3.1)$$

para estimar la velocidad de la corriente de entrada, siendo f el parámetro de Coriolis ($8.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ para nuestra latitud), g la aceleración de la gravedad, $\Delta\eta$ el desnivel entre Ceuta y Algeciras, y L la distancia entre estas dos localidades. En cualquier caso no vamos a hacer cálculos de velocidades, ya que ello requeriría una nivelación de las alturas en Ceuta y Algeciras respecto a un mismo nivel de referencia. Por ello, los datos que manejamos pueden estar afectados de error. Sin embargo sí son útiles para calcular variaciones de la velocidad con el tiempo ya que en este caso los errores

se cancelarían. Por tanto, podemos admitir que cuando estos desniveles crezcan, está creciendo la velocidad superficial a través del Estrecho, y viceversa.

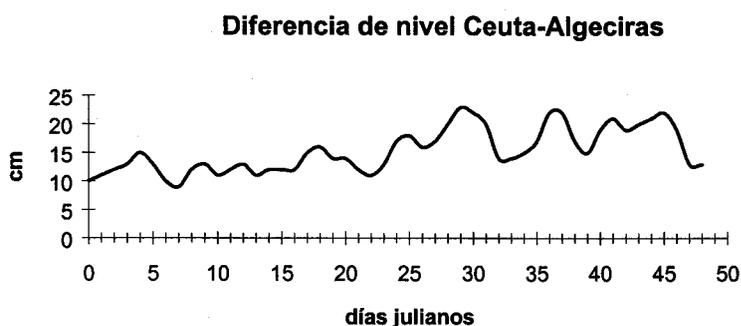


Figura 3-7. Diferencia de nivel del mar expresada en cm entre las localidades de Ceuta y Algeciras. El origen de tiempo es el mismo que se usó para el resto de las series representadas, es decir, el 27/11/93.

En la figura 3-7 hemos representado la diferencia de nivel entre Ceuta y Algeciras expresada en centímetros a partir de los datos de la red mareográfica del I.E.O. La escala temporal se expresa en días julianos a partir del origen de tiempo seleccionado.

Se aprecia, sobre una serie de oscilaciones cuyo origen se analizará más tarde, una clara tendencia a aumentar el desnivel transversal a lo largo del periodo analizado. Incluso podría hablarse de dos épocas: Una primera que llegaría hasta el día 22 de la serie temporal (20/12/93), y otra hasta el final de la misma. En la

primera parte de esta serie, estas oscilaciones se producen en torno a un valor medio de 11.8 cm, mientras que en la segunda, el valor medio es 18.2 cm. Estos datos apoyarían la idea de que la velocidad de entrada del chorro ha ido aumentando a lo largo de este tiempo.

Una de las causas que pueden influir en estas variaciones son los cambios de presión atmosférica. Recordemos que la entrada de agua atlántica a través del Estrecho se debe a la diferencia de nivel del mar, y por tanto de presión entre el Atlántico y el Mediterráneo. Garrett et al. (1990b) estiman este desnivel en torno a los 12 cm. García Lafuente (1984) estudia la influencia del factor barométrico en la dinámica del Mar de Alborán. Desde un punto de vista simplista, un aumento en la diferencia de presión entre el Atlántico y el Mediterráneo debe favorecer la entrada de agua. Garrett et al. (1990) estudian la influencia de variaciones atmosféricas en el transporte a través del Estrecho. Sin embargo, no es tan clara la relación de estas variaciones en el transporte con las variaciones de la velocidad de entrada y de la pendiente transversal del Estrecho. Bormans and Garrett (1989 b) estudian la relación entre las variaciones de presión en el Golfo de Cádiz y la cuenca occidental de Alborán, y las variaciones del desnivel transversal. Para tratar de encontrar alguna relación, representamos estas diferencias de presión entre el Golfo de Cádiz y la cuenca occidental del Mar de Alborán estimadas a partir de los boletines diarios del Instituto Nacional de Meteorología. Estas diferencias se expresan en milibares, y se consideran positivas cuando la presión en el Golfo de Cádiz excede a la de Alborán.

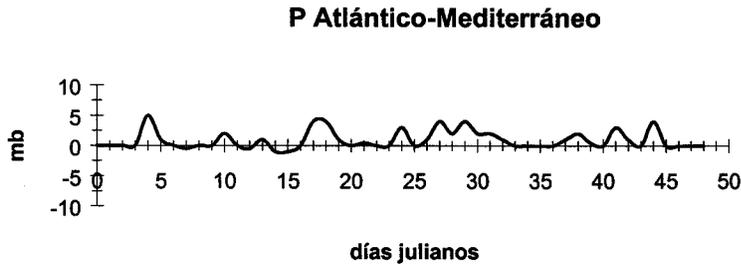


Figura 3-8. Diferencia de presión atmosférica expresada en mb entre el Golfo de Cádiz y la cuenca occidental de Alborán.

Otro de los factores que sin duda debe tener gran influencia en la velocidad de las aguas superficiales entrantes, y por tanto del desnivel medio, son los vientos, los cuales, a su vez, deben estar estrechamente ligados a las variaciones de presión representadas en la figura 3-8. Cuando las presiones atmosféricas en la parte atlántica del Estrecho excedan a las de la parte mediterránea, los vientos deberían tener una componente oeste, invirtiéndose esta componente cuando así lo haga el gradiente de presión.



Figura 3-9. Componente Este-Oeste del viento medida en Ceuta y expresada en km/h. Los valores positivos coinciden con los vientos de poniente

La figura 3-9 representa la componente este-oeste del viento expresada en km/h, siendo positiva cuando los vientos son de poniente. Para poder apreciar más claramente la relación (en caso de que la hubiera), entre las tres variables que estamos considerando, (desnivel transversal, viento, y presión atmosférica), representamos conjuntamente las tres gráficas anteriores, correspondiendo la serie 1 a la componente este-oeste del viento en km/h, la serie 2 al gradiente de presión atmosférica en mb, y la serie 3 al desnivel Ceuta-Algeciras en cm.

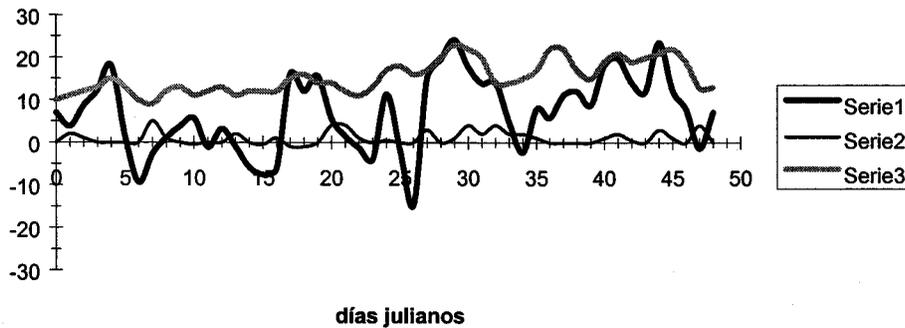


Figura 3-10. Serie 1, Componente Este-Oeste del viento considerada positiva para vientos de poniente, serie 2, diferencia de presión Golfo de Cádiz-Cuenca occidental de Alborán, y serie 3, diferencia del nivel del mar entre Ceuta y Algeciras.

Junto con la tendencia del desnivel a aumentar, más acusada a partir del día 22, apreciamos un predominio de vientos de poniente, que también se acentúa a partir de esta fecha si exceptuamos el día 26. Estos dos hechos concuerdan entre sí, y con la presencia casi permanente de presiones atmosféricas más altas en el Golfo de Cádiz que en la parte occidental de Alborán. Junto con esta tendencia de baja frecuencia, que de acuerdo con García Lafuente et al.(1997) explicaría una deflexión del chorro hacia el sur, (una vez que se ha adentrado en Alborán), y por tanto el comportamiento de la salinidad y temperatura a esta misma escala temporal, se aprecian también fluctuaciones de distintas periodicidades (siempre de varios días). No parece haber correlación entre dichas fluctuaciones en los desniveles de la superficie del mar y las diferencias de presión atmosférica, hecho que probablemente

esté relacionado con que es la presión en toda la cuenca mediterránea occidental la que influye más directamente. Sin embargo sí existe una apreciable correlación entre desniveles y vientos, hasta el punto de que parece ser el mecanismo responsable.

Para estudiar cuantitativamente estas posibles relaciones entre desniveles transversales, vientos y diferencias de presión, representamos los diagramas de dispersión y sus ajustes mediante rectas de regresión lineal.

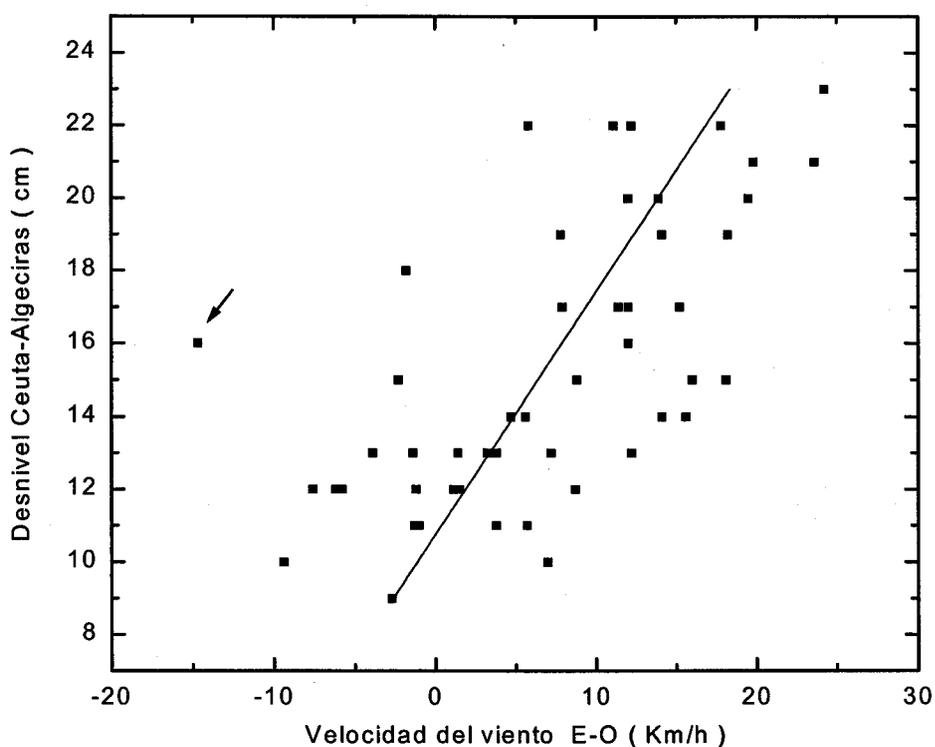


Figura 3-11. Diagrama de dispersión correspondiente al desnivel transversal y la componente Este-Oeste del viento medida en Ceuta.

El coeficiente de correlación lineal obtenido es de 0.65. Si eliminamos el punto señalado con una flecha, el cual parece ser un punto anómalo, esta correlación aumenta a un valor de 0.7. Estos valores indican que, si bien deben existir más factores que influyan de forma importante en el desnivel transversal, o que la relación no es lineal, sí que existe una correlación apreciable entre estos dos agentes.

Cuando repetimos este tratamiento con la diferencia de presión, vemos como el ajuste es sensiblemente peor, siendo el coeficiente de correlación lineal 0.42. Dicho coeficiente indica que ambos fenómenos no son totalmente independientes, pero tampoco se puede afirmar que exista una correlación directa.

Para cerrar este apartado podemos decir que de las series analizadas se deduce una variación e intensificación de los vientos hacia poniente, hecho que se relaciona con el aumento del desnivel transversal del mar y, por tanto, de la velocidad de entrada del agua atlántica. Este cambio en la meteorología del Estrecho debe estar relacionado con la tendencia observada en los datos recogidos en el punto de fondeo y que ha sido comentada en la primera parte de este apartado.

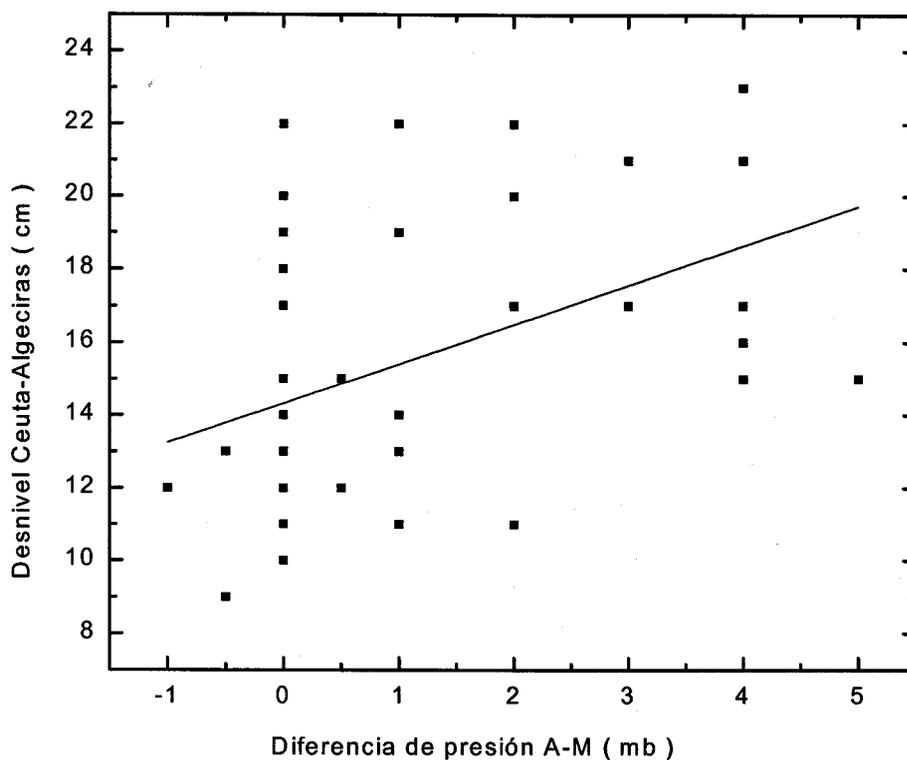


Figura 3-12. Diagrama de dispersión correspondiente al desnivel transversal y la diferencia de presión entre el Golfo de Cádiz y la cuenca occidental de Alborán.

3-3 VARIABILIDAD DE MESOESCALA A PARTIR DE UNA CAMPAÑA DE HIDROLOGÍA.

Entre los días 24 al 26 de Noviembre de 1993 se realizó una campaña de hidrología (ver capítulo 2 para más información sobre la estrategia de muestreo), cuyo objetivo inicial era el de mostrar la estratificación de la columna de agua, es decir, determinar las masas de agua presentes en la zona del fondeo así como la forma más adecuada para describirla o modelarla en los posteriores estudios: mediante un mar bicapa, con una capa de mezcla intermedia, o mediante una estratificación continua. Hay que señalar que dicha modelación es muy importante a la hora de calcular los modos de propagación de la marea interna. El análisis de los datos recogidos reveló variaciones importantes en la estratificación de la columna de agua en una escala temporal de uno a dos días. A lo largo de este epígrafe se relacionan estas variaciones temporales con cambios en estructuras hidrológicas de submesoescala.

La figura 3-13 muestra el perfil de salinidad correspondiente a la estación B (ver figura 2-4) durante tres días consecutivos.

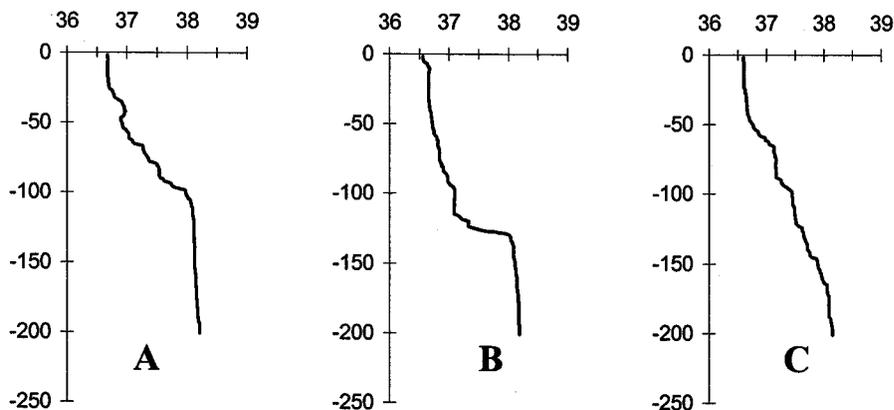


Figura 3-13 Perfiles de salinidad (escala práctica de salinidades), frente a la profundidad (m), correspondientes a los días 24, 25 y 26 de Noviembre de 1993. (figuras A, B y C respectivamente).

A pesar de que las tres estaciones están separadas por aproximadamente 24 horas, se aprecian variaciones importantes. Así, el día 24 se observa la presencia de una capa homogénea de agua poco salina ($S \sim 36.67$ en superficie) de un espesor en torno a los 30 m, sobre una capa de transición que se extiende hasta los 100 m de profundidad, donde comienza una capa homogénea de aguas mediterráneas ($S > 38$). El día 25 se produce un incremento notable de la capa de agua atlántica. Además, la intensa haloclina (gradiente de salinidad) permite considerar en este día el mar como un mar bicapa a efectos de modelación. De nuevo esta situación contrasta con la presente el día 26, donde la columna de agua parece estar mezclada, siendo una estratificación continua la más apropiada para su descripción.

En la figura 3-14 puede verse como estas variaciones en la salinidad de las aguas se traducen en los correspondientes cambios de densidad. Esto, como ya se ha dicho, juega un papel muy importante en la estructura de los modos de propagación que se calcularán en los próximos capítulos. Adelantando resultados, la situación del día 25 sería correctamente modelada por un mar bicapa, y en consecuencia por un único modo interno de propagación asociado a la perturbación de la superficie de separación entre las dos capas, mientras que por el contrario la situación del día 26, con una estratificación continua de la columna de agua, requiere un número infinito de modos internos.

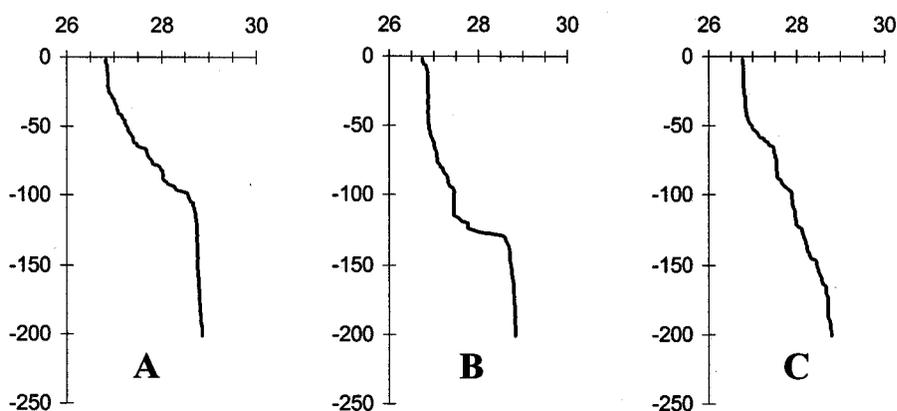


Figura 3-14 Perfiles de $\sigma\text{-t}$ (kg/m^3) frente a la profundidad (m), para la estación B los días 24, 25, y 26 de Noviembre de 1993.

Hay que señalar en este punto la alta variabilidad temporal observada, ya que los cambios ilustrados en las figuras 3-13 y 3-14, han ocurrido con tan sólo 24 horas

de separación entre cada estación y la siguiente, por lo que estamos hablando de escalas temporales comparables a la de los fenómenos mareales que pretendemos estudiar (periodicidad de 12.4 horas).

Lógicamente, interesa el origen de estos cambios en tan corto periodo de tiempo. Dada la proximidad del Chorro Atlántico, una disminución de la salinidad de las aguas superficiales y aumento del espesor de la capa de agua de carácter más atlántico hace pensar que su origen se encuentra en fluctuaciones de posición del Chorro. Los mecanismos más inmediatos serían un desplazamiento del mismo hacia el norte, o un aumento del tamaño del giro anticiclónico que ocupa la cuenca occidental del Mar de Alborán, o bien ambas causas a la vez. Para investigar dicho proceso se presentan en la figura 3-15 las secciones de salinidad correspondientes a los tres días en que se realizaron. En ella se puede observar una acumulación de agua “fresca” (atlántica) en la zona más próxima a costa si tomamos como referencia la situación del día 24.

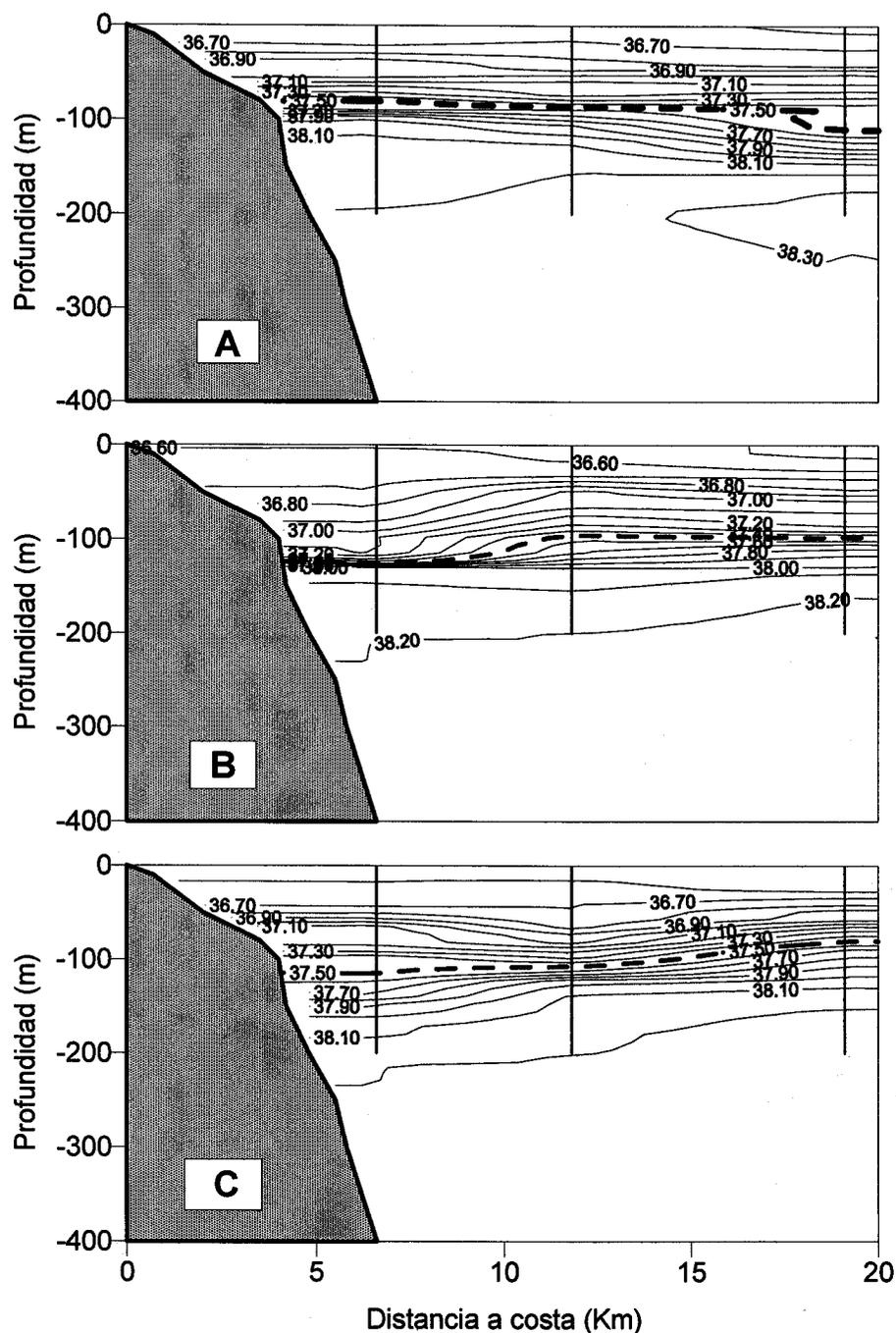


Figura 3-15. Secciones de salinidad B-D (ver estaciones en fig. 2-4), día 24 (A), 25 (B), y 26 (C). En el eje X representamos la distancia a costa y en el eje Y la profundidad . Las líneas continuas indican la posición exacta de las estaciones y la profundidad hasta la que descendió la sonda.

Estas figuras indican que no es desde la zona de mar abierto de donde llega este agua atlántica, lo que invalida la hipótesis de un desplazamiento hacia el norte del Chorro Atlántico. La irrupción de agua dulce se produce por la parte más próxima a tierra (estación B), mientras que en la estación más exterior de la sección (estación D), no se aprecia un aumento del espesor de la capa de agua atlántica, ni una disminución de la salinidad superficial. Este comportamiento se confirma con las secciones de temperatura (figura 3-16). Se trata de un agua más cálida y menos salina que irrumpe cerca de costa.

Para estudiar este fenómeno con más detalle se han analizado los diagramas T-S de las tres estaciones que forman la sección (B, C, D), en los días 24 y 25 (figuras 3-17, y 3-18 respectivamente), que fueron los dos días en que se produjo la fuerte variación.

El primer día (figura 3-17) aparece en las estaciones B y D una masa de agua, señalada en la figura con una flecha, que no se aprecia en la estación intermedia C. Esta característica de los diagramas T-S desaparece en ambas estaciones y aparece en la estación C el día siguiente (figura 3-18).

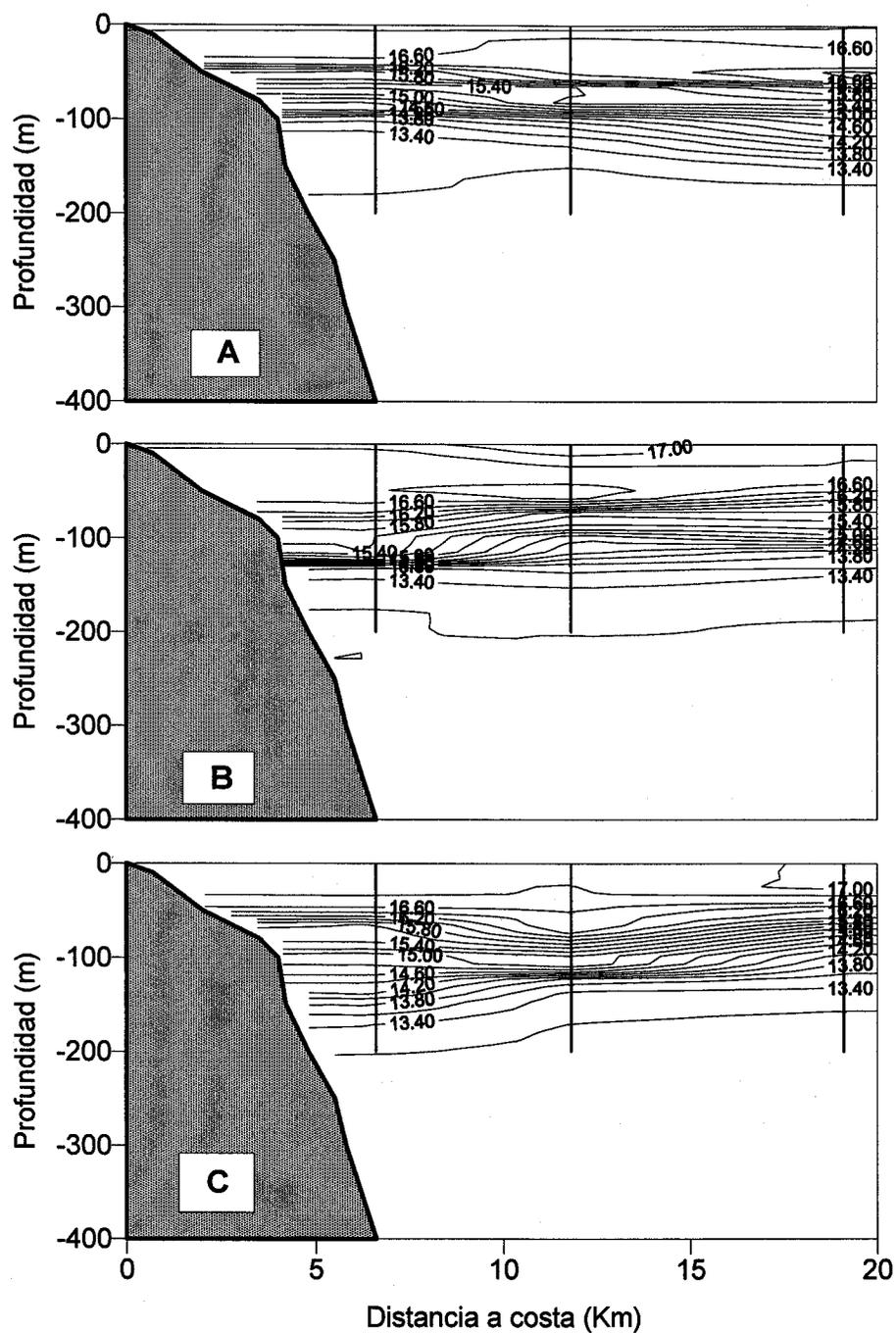


Figura 3-16. Secciones de temperatura , día 24 (A), 25(B), y 26(C).

Generación de la marea interna en el sector noroccidental de Alborán e influencia de la variabilidad a distintas escalas espacio-temporales sobre las condiciones de generación.

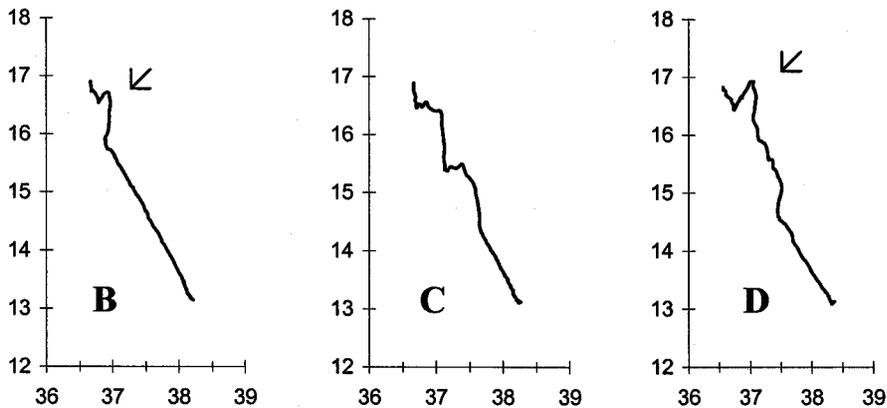


Figura 3-17. Diagramas T-S de la estaciones B, C, y D del día 24/11/93. La salinidad se expresa en la pss y la temperatura en grados centígrados.

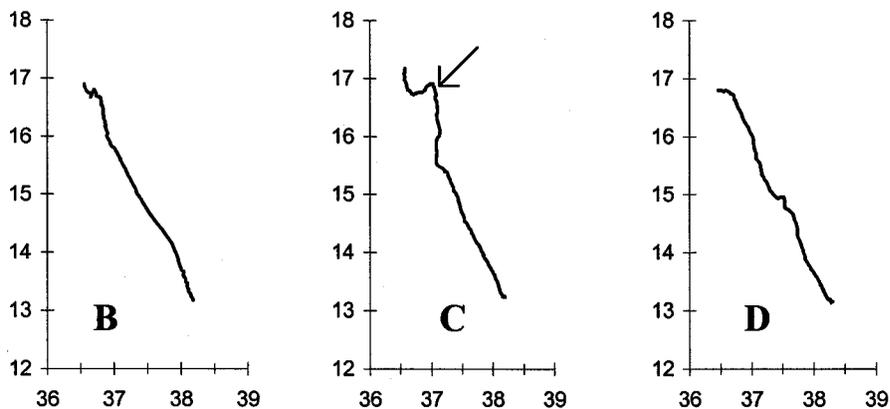
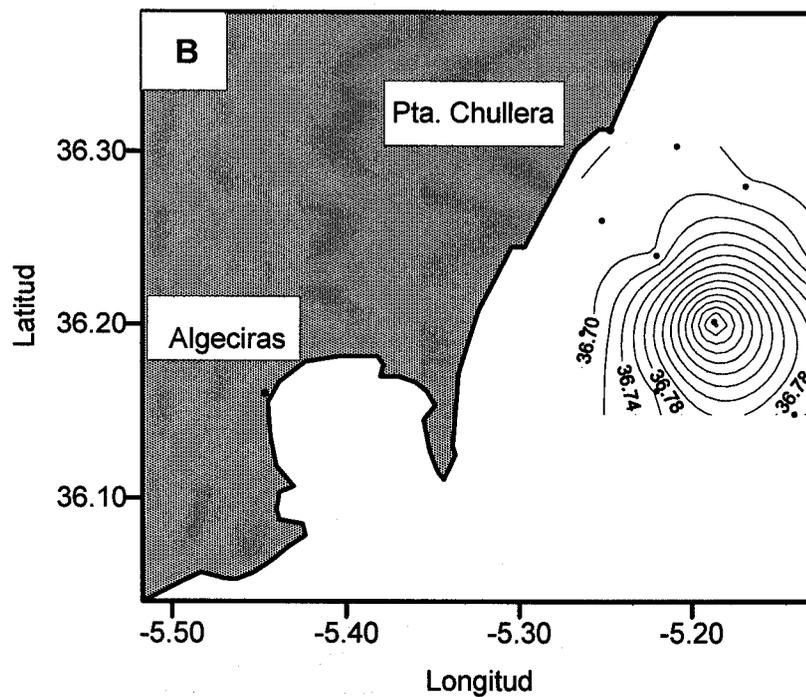
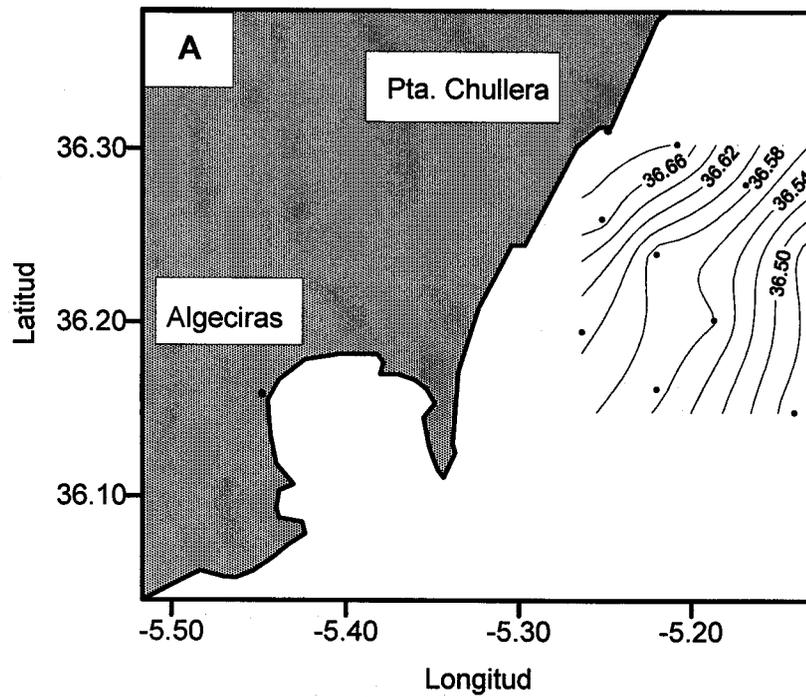


Figura 3-18. Diagramas T-S de la estaciones B, C, y D del día 25/11/93. La salinidad se expresa en la pss y la temperatura en grados centígrados.

Antes de seguir comentando este curioso hecho, resultará útil mostrar la estructura halina y térmica a distintas profundidades. Ello permite tener una visión de la estructura tridimensional de las masas de agua. La figura 3-19 representa la

salinidad a 5, 45 y 60m de profundidad el día 25/11/93, en tanto que la figura 3-20 hace lo propio con la temperatura. La flecha del diagramas T-S de la figura 3-17, muestra una masa de agua que ha aumentado su temperatura y salinidad a medida que aumenta la profundidad. El máximo subsuperficial de temperatura se da a la profundidad de 48 m. Esta inversión en la temperatura sólo puede ser explicada por la intrusión lateral de un núcleo de aguas más cálidas situado a esta profundidad. Por ello, una de las superficies elegidas para representar ha sido la de 45m. Se escogieron las de 5m, y 60 m para tener una orientación de la situación en superficie, y en la máxima profundidad alcanzada en todas las estaciones de la malla (las estaciones H y A son poco profundas). Hubiera sido deseable disponer de estas figuras repetidas en los tres días de la campaña, pero sólo se puede hacer para el día 25, única fecha en la que se realizaron todas las estaciones de la malla.



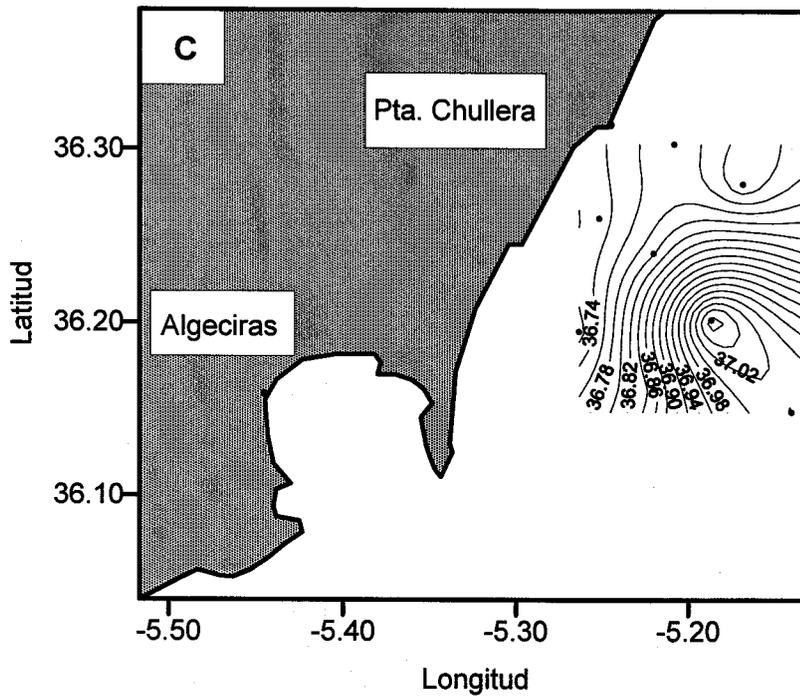
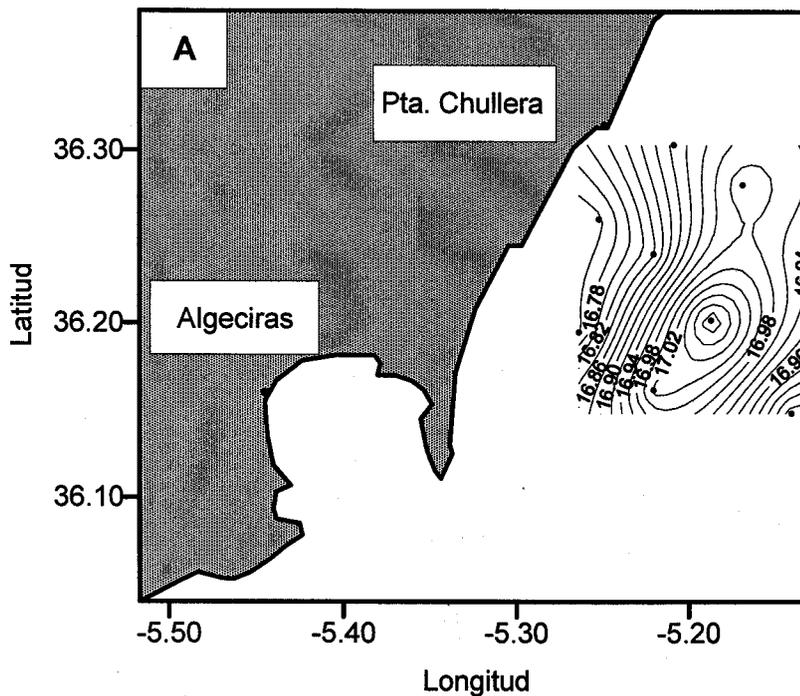


figura 3-19. Distribución de salinidad de las superficies de 5 (A), 45 (B), y 60 (C) m de profundidad.

En los ejes X, e Y se ha representado longitud y latitud respectivamente.



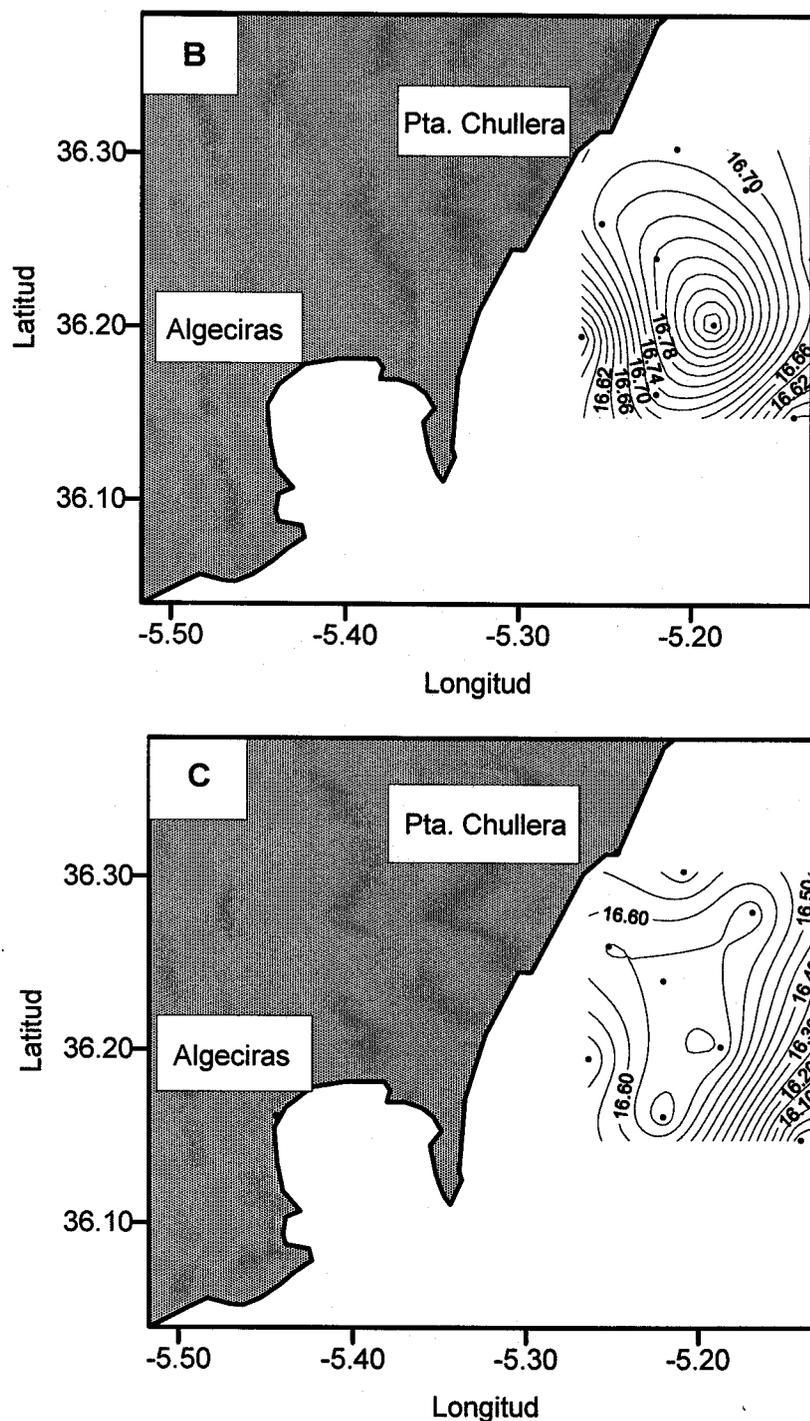


Figura 3-20 . Distribución superficial de temperatura a las profundidades 5 (A), 45 (B), y 60 m (C)

Notar que aunque hay inversión térmica no hay inestabilidad: Este agua cálida se sitúa a una profundidad en la cual su posición es estable, ya que en las curvas de densidad no se aprecia ninguna inversión (ver figura 3-14).

La figura 3-19B muestra una estructura tipo remolino de pequeñas dimensiones con la salinidad aumentando hacia el centro de la estructura, si bien las salinidades encontradas tienen valores bajos y pueden considerarse como aguas atlánticas poco modificadas. Este aumento de la salinidad hacia el interior sugiere una circulación ciclónica, sin embargo esta idea no está respaldada por el aumento de la temperatura (figura 3-20B), observado hacia el centro de esta supuesta zona de circulación ciclónica. Para tener una mayor seguridad se ha representado la distribución de densidad a los 45m de profundidad en la figura 3-21.

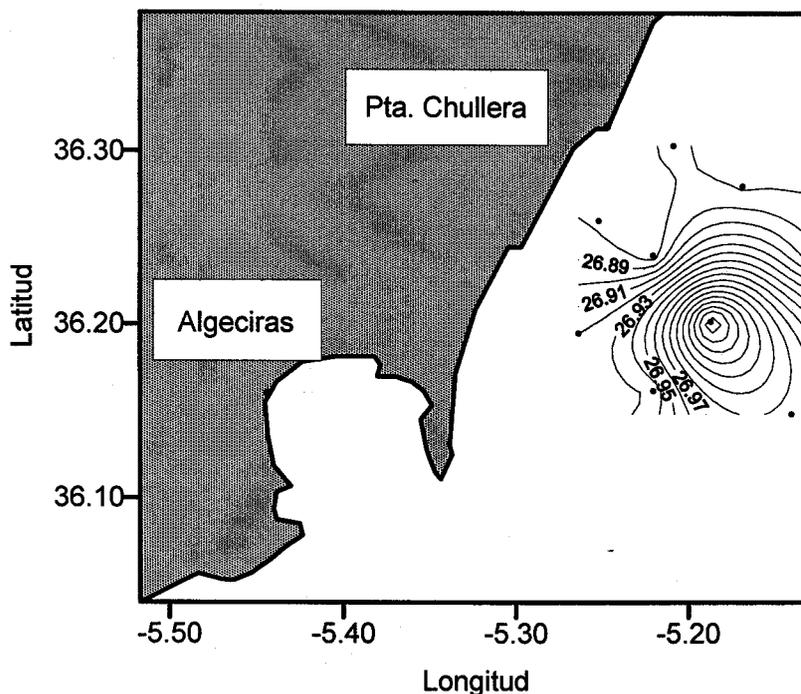


figura 3-21. Distribución de densidad en la superficie de 45m de profundidad.

El aumento de densidad hacia el interior del giro sugiere que se trata de un área de vorticidad positiva (remolino ciclónico).

Una posible interpretación de los datos expuestos hasta ahora podría ser que se trata de un “eddy” que se ha desprendido del contorno norte del Chorro Atlántico que en esta época del año tiene una temperatura más cálida que las aguas mediterráneas. La circulación ciclónica es la responsable de la elevación de las isopícnas hacia el interior del eddy, y por tanto del aumento de densidad hacia su centro. No obstante, al hablar de circulación sería interesante tener una idea del campo de velocidades, y ver si al tiempo que se han producido variaciones en las masas de agua, se han producido también variaciones en la circulación, las cuales puedan aclarar cuál es el origen de las mismas. Dado que la sección B-D (orientada en dirección normal a la costa), se repitió los días 24, 25 y 26, se puede obtener la componente longitudinal a costa del campo de velocidades geostrofico o, al menos, una estimación. En las tablas 3-II, II y III se dan las alturas dinámicas expresadas en centímetros dinámicos, de las superficies de 5, 45, y 120 db respectivamente, y en los días 24, 25, y 26 . La primera de estas profundidades se escogió para conocer la circulación superficial, y la última por ser una profundidad próxima a la situación del correntómetro más superficial. La profundidad de 45m es, tal vez, la más interesante, por ser la profundidad a la que se detectó la anomalía en las masas de agua. Todos los cálculos están referidos a la superficie de 200 db.

Estación	Distancia (km)	Fecha		
		24/11	25/11	26/11
B	2.9	0.827	7.641	6.593
C	8.123	1.627	4.257	5.760
D	15.407	3.877	3.855	1.430

Tabla 3-1 I. Altura dinámica (cm-din) de la superficie de 5m referida a los 200 db durante los tres días de muestreo. Las dos primeras columnas dan la estación y la posición en km desde la costa. Las tres siguientes columnas dan los valores encontrados cada día.

Estación	Distancia (km)	Fecha		
		24/11	25/11	26/11
B	2.9	-3.609	2.858	1.620
C	8.123	-2.785	-0.659	0.808
D	15.407	-0.719	-1.183	-3.703

Tabla 3-1 II. Altura dinámica (cm-din.) de la superficie de 5m referida a los 200 db durante los tres días de muestreo. Las dos primeras columnas dan la estación y la posición en km desde la costa. Las tres siguientes columnas dan los valores encontrados cada día.

Estación	Distancia (km)	Fecha		
		24/11	25/11	26/11
B	2.9	-4.727	-3.810	-2.556
C	8.123	-5.021	-4.087	-4.531
D	15.407	-4.333	-4.647	-5.084

Tabla 3-1 III. Altura dinámica (cm-din.) de la superficie de 120m referida a los 200 db durante los tres días de muestreo. Las dos primeras columnas dan la estación y la posición en km desde la costa. Las tres siguientes columnas dan los valores encontrados cada día.

Con estos valores se pueden hacer cálculos de las velocidades geostroficadas entre estas estaciones a partir de la expresión:

$$V = 1/f \partial\phi/\partial x \quad (3.2)$$

V es la componente de la velocidad a lo largo de la costa, x lo tomamos sobre la dirección normal a costa, f es el parámetro de Coriolis, y ϕ la altura dinámica. V será positiva cuando la corriente tenga una componente hacia el este, es decir, fluya dejando la costa a la izquierda, y negativa en el caso contrario.

Dados los pocos datos de que se dispone, los cálculos que podemos realizar tienen el carácter simplemente de una estimación. Las alturas dinámicas que aparecen en las tablas 3-1 corresponden a las estaciones B, C, y D (figura 2-4). Por ello vamos

a estimar las velocidades geostróficas entre las estaciones BC, a la que llamaremos V_1 , y entre las estaciones CD, que denominaremos V_2 , a partir de las expresiones:

$$V_1 = (1/f)(\phi_C - \phi_B)/(x_C - x_D) \quad V_2 = (1/f)(\phi_D - \phi_C)/(x_D - x_C) \quad (3.3)$$

Las tablas 3-2 I,II,III muestran estos valores en cm/s para las profundidades anteriores.

Estación	Fecha		
	24/11	25/11	26/11
V1	18	-76.2	-18.7
V2	36.3	-6.4	-69.9

Tabla 3-2 I. Componente longitudinal de la componente geostrófica entre estaciones B y C (V_1), y C y D (V_2), en cm/s, los días 24, 25 y 26 a 5m de profundidad.

Estación	Fecha		
	24/11	25/11	26/11
V1	18.5	-79.2	-18
V2	33.3	-8.4	-72

Tabla 3-2 II. Componente longitudinal de la componente geostrófica entre estaciones B y C (V_1), y C y D (V_2), en cm/s, los días 24, 25 y 26 a 45m de profundidad.

Estación	Fecha		
	24/11	25/11	26/11
V1	-6.0	-6.0	-44.4
V2	11.1	-8.0	-8.9

Tabla 3-2 I. Componente longitudinal de la componente geostrofica entre estaciones B y C (V1), y C y D (V2), en cm/s, los días 24, 25 y 26 a 120m de profundidad.

Del análisis de estos datos se desprende que en la capa de agua más superficial, correspondiente a las profundidades de 5, y 45 m, la circulación geostrofica el día 24 en este área estaba fuertemente influenciada por la proximidad del chorro Atlántico, teniendo las corrientes una orientación hacia el este, y siendo éstas más fuertes a medida que nos alejamos de costa. Sin embargo, el día 25, coincidiendo con el aumento de la capa de baja salinidad en la zona próxima a la estación B, se produce una inversión del sentido de estas corrientes. Hay que señalar a este respecto dos hechos: 1) Las velocidades geostroficas correspondientes al día 25 a lo largo de costa tienen sentido contrario a las del chorro Atlántico entrante. Sin duda, de haber extendido el muestreo hacia mar abierto, llegaría un momento, coincidiendo con la presencia de la corriente atlántica, en que los cálculos geostroficos arrojarían valores positivos. En consecuencia, la corriente debe haber ‘virado’ en algún punto describiendo un pequeño giro ciclónico. 2) Las salinidades

del agua superficial que a partir del día 25 está entrando por la parte más costera de la sección en dirección oeste, son del mismo orden que aquellas que encontramos más alejadas de costa, y tienen un marcado carácter atlántico, como prueban las figuras 3-15b, y 3-16b.

De lo anterior llaman la atención varias cosas. Por un lado, un cambio en el sentido de circulación de las aguas superficiales llevaría a pensar en una retirada del chorro Atlántico hacia el sur, dejando las áreas costeras ocupadas por aguas más mediterráneas. Sin embargo no parece ser esta la razón, ya que en la parte más alejada de costa de la sección, las características de baja salinidad no han variado, y en la zona costera, el espesor de la capa de agua fresca ha aumentado. Por otra parte, una llegada de agua poco salina en costa debería tener su origen en el chorro Atlántico, o más concretamente en un desplazamiento del mismo hacia el norte. Hay que descartar esta posibilidad, ya que estaría en contradicción con la orientación hacia el oeste de las corrientes, así como en el hecho de que este fenómeno parece tener lugar por la zona costera en vez de por la zona más exterior. Esto último se ve ilustrado no sólo por las figuras 3-15b, y 3-16b, sino por el mayor valor de las velocidades geostroficas cerca de costa que en mar abierto.

Un efecto similar al que estamos tratando de explicar por el desprendimiento de un "eddy", podría haber sido causado por vientos persistentes de levante. Estos vientos pueden arrastrar aguas procedentes del Chorro Atlántico hacia la costa, acumulándolas en las zonas costeras, sin que esto significase necesariamente un

desplazamiento del propio Chorro. Sin embargo, no parece ser ésta la explicación del fenómeno: Los cambios en el campo geostrófico de velocidades se sienten incluso a 120m de profundidad, lo que parece un alcance excesivo para el efecto del viento. Por otra parte, los datos meteorológicos correspondientes a Ceuta y Tarifa los días 24 y 25 de Noviembre de 1993, no muestran un régimen de vientos de levante que pueda justificar los datos de hidrología que tratamos de investigar. En Tarifa el día 24 los vientos fueron principalmente de poniente, el día 25 por la mañana fueron de levante rolando a poniente por la tarde. En Ceuta el viento sopló de poniente el día 24, permaneciendo en calma el día 25. Por tanto no se ve una persistencia y una intensidad que apoyen al viento como causante de la variación de las condiciones hidrológicas.

La hipótesis que aquí se defiende es que el agua que el día 25 irrumpe cerca de la estación B entre la superficie y unos 60m de profundidad, tiene su origen en el contorno norte del Chorro Atlántico, parte del cual gira en sentido ciclónico advectando agua de baja salinidad que cerca de costa toma una dirección sudoeste. En realidad el mecanismo aquí descrito encaja bastante bien con el desprendimiento de un “eddy” con vorticidad positiva del chorro. Este tipo de “eddies” podría ser del tipo descrito por La Viollete (1984), generados al este del estrecho de Gibraltar y advectados por el propio Chorro a lo largo del giro con velocidades medias de 0.4 m/s. Estos “eddies” también han sido reproducidos en modelos de laboratorio (Gleizon, 1994).

Aunque la descripción de este giro ciclónico que se desprende del Chorro Atlántico es interesante en sí misma, el mayor interés en este estudio estriba en la alta variabilidad temporal que un fenómeno de este tipo puede provocar en la estratificación de este área, y en su influencia sobre las condiciones de generación de la marea interna. La intrusión de agua poco salina cerca de la ruptura de la plataforma tiende a crear un mar bicapa con una capa superior de espesor considerable, favoreciendo la existencia de un modo interfacial interno de propagación para la marea baroclina. Experimentalmente una situación de este tipo debe ocasionar una diferencia de fases importante ($\sim 180^\circ$) entre las corrientes de marea normales a costa medidas en la capa superior y en la inferior (Siempre que sea esta la dirección en la que se generan los gradientes internos de densidad y presión). Así mismo las oscilaciones de la interfaz, es decir, sus movimientos verticales serán inferidos a partir de las oscilaciones de salinidad y temperatura de igual frecuencia que la componente de la marea que estemos estudiando. La forma en que desplazamientos verticales y oscilaciones de salinidad y temperatura están relacionadas es a través de la derivada de estas variables con la profundidad (ver expresiones 2.13). Así, bajo unas condiciones de fuerte estratificación como las que pueden asociarse a un mar bicapa en las proximidades de la interfaz, excursiones verticales de la columna de agua provocarán fuertes oscilaciones de temperatura y salinidad en aquellos correntómetros situados en profundidades cercanas a dicha interfaz, mientras que idénticas excursiones no tendrán un efecto tan acusado en correntómetros inmersos

en aguas más homogéneas. Por otra parte, las condiciones de estratificación no sólo son importantes a la hora de traducir en desplazamientos verticales, y por tanto en amplitudes de ondas internas, las oscilaciones de temperatura y salinidad, sino para determinar la posibilidad de que dichas ondas se generen: Los desplazamientos verticales de la columna de agua forzados por la incidencia de la marea barotrópica sobre el talud continental no producirán gradientes horizontales internos de presión si la columna de agua es muy homogénea. Todo lo contrario ocurrirá si hay una fuerte estratificación, en este caso, los desplazamientos verticales, (que serán máximos sobre la ruptura de la plataforma), generarán gradientes de presión internos que se propagarán a ambos lados de la zona de generación. Otros autores han señalado también la influencia de la variabilidad de la estratificación sobre las condiciones de generación en otros lugares donde las corrientes de marea tienen un marcado carácter baroclino: Park (1986), señala como las corrientes de marea observadas en la plataforma continental de Abidjan son preferentemente baroclinas en la estación cálida cuando la columna de agua presenta una acusada estratificación, disminuyendo esta actividad interna en la época fría, cuando fenómenos de upwelling uniformizan la columna de agua.

La conclusión a extraer de este apartado, es cómo fenómenos de submesoescala pueden variar notablemente las condiciones de generación de ondas internas en periodos de apenas un día. Desde un punto de vista de la medida de ondas internas de marea, esto se traducirá en cambios en las amplitudes y fases de las

señales de marea medidas a distintas profundidades, o en otras palabras, en una falta de regularidad de la señal asociada a estos movimientos internos.

3-4 FENÓMENOS MAREALES.

Tras estudiar escalas temporales de baja frecuencia, (consideradas en este estudio como periodicidades entre 5 y 10 días), y que hemos asociado a la macroescala espacial, y las escalas temporales asociadas a la mesoescala, es el momento de abordar la variabilidad asociada a la escala temporal propia del fenómeno que ocupa el lugar central de este estudio: La variabilidad de marea.

El área geográfica que nos ocupa está fuertemente influenciada por la marea del Estrecho de Gibraltar, siendo la componente más importante la marea semidiurna M_2 . Por otra parte, es en la dirección perpendicular a la plataforma continental, (donde las variaciones de la topografía son más acusadas), donde la componente normal a costa de las corrientes de marea induce una velocidad vertical. De esta forma se producen elevaciones verticales de las masas de agua profundas, más densas que las de superficie, generando gradientes de presión internos que se propagan a ambos lados del área de generación. Un esquema del fenómeno aquí descrito para un mar de dos capas, se muestra en la figura 3-22.

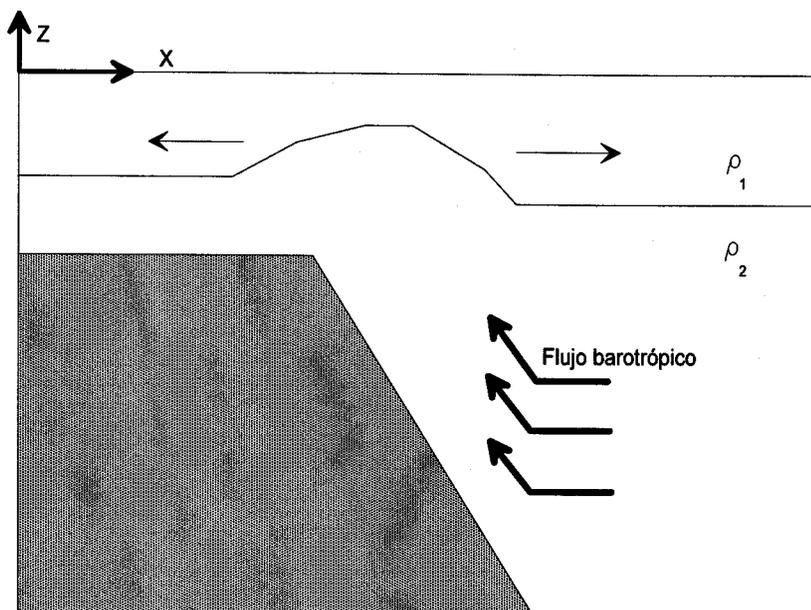


Figura 3-22. Esquema del mecanismo de generación de ondas internas por interacción de la marea barotrópica con el talud continental.

Las corrientes de marea normales a costa serán una superposición de una parte barotrópica, caracterizada por la igualdad de fases entre los registros a distintas profundidades, y una parte baroclina o interna. Según la intensidad de la onda interna generada, los registros de corrientes reales obtenidos durante el fondeo, tenderán a estar dominados por una parte u otra.

Dado el carácter progresivo hacia mar abierto que tiene la perturbación baroclina en la zona del talud, las velocidades asociadas a esta perturbación serán máximas y dirigidas hacia mar abierto en la capa inferior cuando el desplazamiento vertical de la interfaz sea también máximo. En este mismo momento las velocidades

en la capa superior deben ser máximas pero desfasadas 180° , es decir, dirigidas hacia costa. En cuanto a la salinidad y temperatura, deberían ser máxima y mínima respectivamente. En caso de dominar el modo interno sobre el barotrópico, este debería ser también el comportamiento observado en las medidas reales con correntómetros. Por el contrario, un dominio del modo barotrópico, llevaría consigo, como ya hemos dicho, que los máximos de corriente en ambas capas se alcanzasen simultáneamente. En cuanto a la salinidad y temperatura, deberían tomar sus valores medios en dicho instante, pues estas series deberían estar en cuadratura con las corrientes normales a costa debido a que el acoplamiento de la marea barotrópica con la costa debe producirse en forma de onda estacionaria.

Para estudiar estos puntos hacemos un análisis armónico de las series de velocidad normal a costa, salinidad, y temperatura. De esta forma podremos conocer los desfases relativos entre estas variables así como la amplitud de las oscilaciones correspondientes a la constituyente en la que estamos interesados, es decir, la marea semidiurna M_2 .

La siguiente tabla muestra las amplitudes y fases referidas al paso de la luna por el meridiano de Greenwich de las velocidades normal a costa, salinidad, y temperatura. Las amplitudes de velocidad se expresan en cm/s, las de salinidad en la escala práctica de salinidades, y las de temperatura en grados centígrados.

	Velocidad normal	Salinidad	Temperatura
Correntómetro 1	3.2 / 41°	0.1 / 279°	0.2 / 90°
Correntómetro 2	5.9 / 168°	0.03 / 74°	0.01 / 241°
Correntómetro 3	5.2 / 313°	0.002 / 218°	0.003 / 26°

Tabla 3-3. Amplitud y fase referida al meridiano de Greenwich de la velocidad normal a costa, la salinidad y la temperatura. Las amplitudes de la salinidad se expresan en la escala práctica de salinidades y las de la temperatura en grados centígrados.

De las expresiones 2-14a,b , del capítulo 2, estimamos velocidades verticales, o bien desplazamientos verticales de las superficies materiales. Para ello consideramos la gráfica de salinidad de la figura 3-13 C, correspondiente al día 26 de Noviembre. En ella se aprecia una variación de la salinidad de 36.6 a 38 entre los 30, y 150m de profundidad. Se ha tomado esta gráfica porque la variación de la salinidad con la profundidad es aproximadamente lineal, lo que nos permite evaluar esta derivada como un cociente entre el incremento de salinidad y la variación de profundidad. Esto arroja un valor de 0.011 unidades de salinidad/m.

Las amplitudes de salinidad se traducen en amplitudes para los desplazamientos verticales de 8.03 m. De igual forma, el perfil de temperatura correspondiente al mismo día (no representado), ofrece una variación desde los 15.7° C a los 50m de profundidad, que disminuyen hasta los 13.2 °C para una

profundidad de 175m. Aceptando como razonable una aproximación lineal de la derivada en este tramo de la columna de agua, obtenemos un valor de 0.02°C/m , lo que implica una amplitud para los desplazamientos verticales de 9.68 m.

En cuanto a las fases de temperatura y salinidad, vemos que están desfasadas entre sí valores de 179, 167, y 192° , valores próximos a 180° . Este resultado es totalmente lógico. Si las oscilaciones de salinidad y temperatura son realmente provocadas por movimientos verticales debidos a la marea, y tanto la advección horizontal como los fenómenos difusivos son poco relevantes, entonces los máximos de salinidad deben corresponder con mínimos de temperatura, al corresponder a su vez ambos a la máxima elevación de las superficies materiales. Por tanto, el desfase entre estas dos series temporales debe ser 180° . La falta de una coincidencia exacta con los valores obtenidos se debe a la influencia de los dos factores que se han despreciado: advección horizontal y mezclas.

Hay que señalar que este comportamiento de los desfases relativos entre temperatura y salinidad será independiente de que la marea interna generada sea relevante o no, y por tanto independiente de la variabilidad temporal de nuestro área de estudio. Esto es así debido al mecanismo físico que acabamos de explicar: Las excursiones verticales del agua producen aumento de salinidad y disminución de la temperatura. Dependiendo de la estratificación de las aguas, este hecho se traducirá en mayores o menores variaciones de estas dos variables, y por tanto, sí tendrá influencia en las amplitudes obtenidas mediante el análisis armónico, pero no en las

fases. No ocurre lo mismo con las series de velocidad. Los gradientes internos generados sí estarán influenciados por la estratificación, y por tanto lo estará el campo de velocidades baroclino asociado a la marea.

Dado que la señal de corriente que nosotros medimos es superposición de una parte barotrópica y otra interna, la relación de fases entre las velocidades medidas a distintas profundidades, y entre las velocidades y las series de temperatura y salinidad, variará según la importancia relativa de los modos barotrópico e internos. Para analizar esta variabilidad las señales semidiurnas de corriente normales a costa y de salinidad se han aislado mediante una técnica de demodulación compleja y se han representado en la figura (3-23)

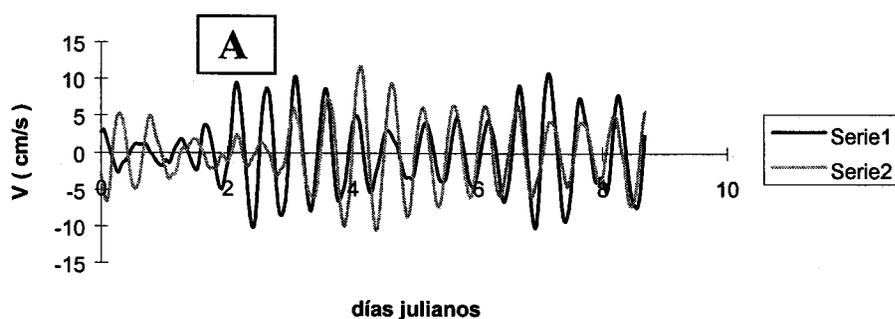
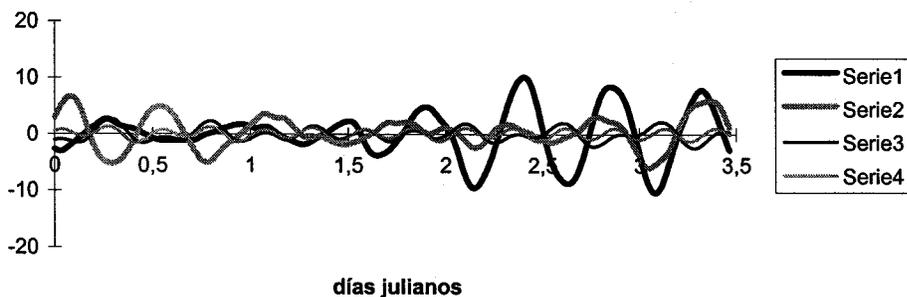
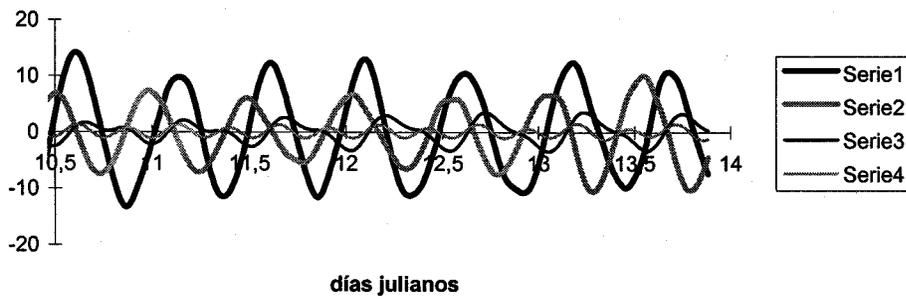
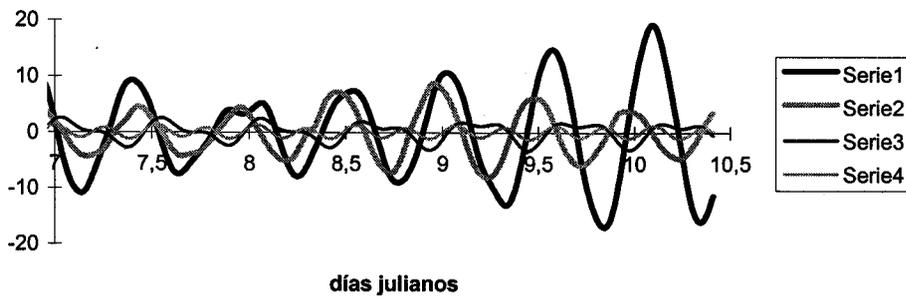
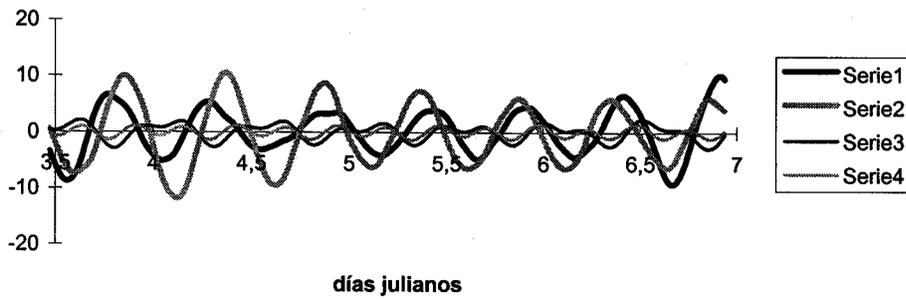




Figura 3-23. Velocidad normal a costa (figura A) y salinidad (figura B) en los correntómetros 1 y 2 (series 1 y 2 respectivamente). La salinidad representa desviaciones respecto al valor medio expresadas en la escala práctica de salinidades mientras que la velocidad se expresa en cm/s.

En estas series temporales no es posible apreciar relaciones de fase, por lo que a continuación desdoblamos las series anteriores, es decir, componente normal en los dos correntómetros superiores, y salinidad (todas las series demoduladas), en intervalos temporales más breves.





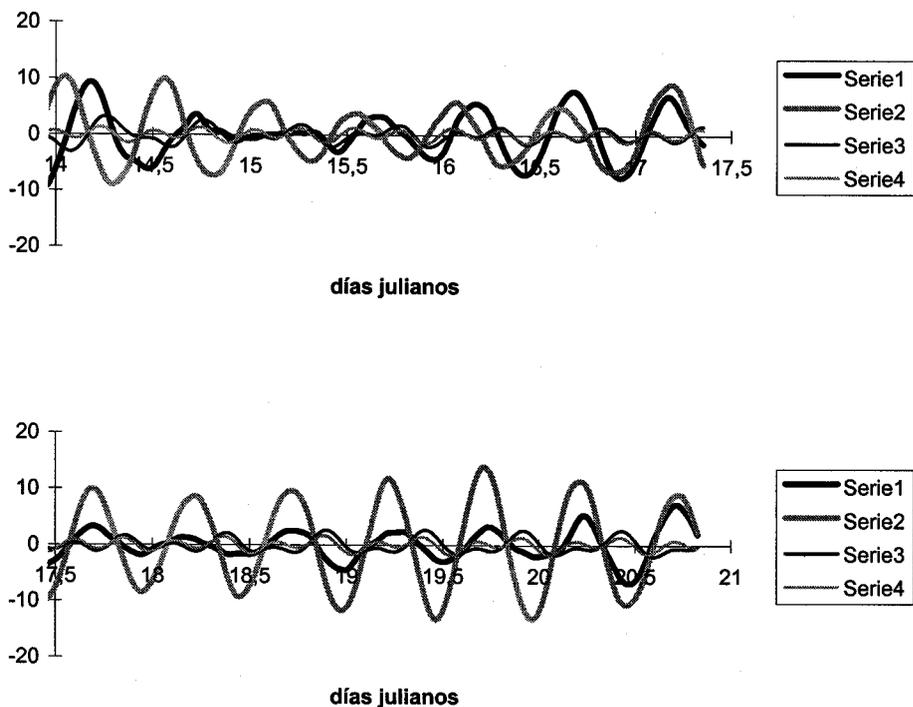


Figura 3-24. Las series 1 y 2, en trazo grueso, son las velocidades normales a costa en los correntómetros 1 y 2 respectivamente, mientras que las series 3 y 4, en trazo fino, representan las salinidades en los mismos correntómetros.

Destacamos varios hechos:

En primer lugar, la relación de fase entre las dos series de velocidad no es constante. Al inicio, ambas señales están prácticamente en oposición de fase, produciéndose una salida de agua hacia mar abierto en el correntómetro 1 cuando en el 2 el agua está entrando hacia costa. Este comportamiento sugiere un mar bicapa con una interfaz entre ambos correntómetros. Hay que recordar en este punto que en

el apartado dedicado a la baja frecuencia se mostró en los primeros días del fondeo la existencia de salinidades inferiores a 37.5 en el correntómetro 1, lo que se consideró como una indicación de que la interfaz de separación entre el agua atlántica y mediterránea se hallaba por debajo de este correntómetro. Este carácter tan claro no se aprecia en otras épocas, estando unas veces claramente adelantada la corriente en el correntómetro 2 respecto a la del correntómetro 1 (ver días 10-12.5), y otras veces al contrario (días 3.5-4.5). Con estos datos, simplemente queremos resaltar la falta de coherencia temporal existente en la señal de marea semidiurna. Por todo esto, las fases obtenidas en el análisis armónico deben ser miradas con precaución. La existencia de periodos frecuentes en los que se aprecian desfases en las corrientes de marea, ponen de manifiesto el carácter baroclino de las mismas en dichos periodos. Sin embargo, también se aprecian intervalos temporales en los que las corrientes normales a costa en las dos profundidades analizadas en la figura anterior están en fase. Dado que el correntómetro superior se halla a una profundidad considerable (100m), este hecho no nos permite asegurar que estos periodos se correspondan con un carácter barotrópico de las corrientes, ya que siempre es posible que la parte de la columna de agua por encima del correntómetro se esté moviendo en contrafase a la parte profunda de la columna de agua en la cual podría estar inmerso el correntómetro 1. Por esto, siempre que observemos desfases apreciables, podemos afirmar que la marea tiene un carácter baroclino, mientras que cuando las señales estén en fase no podemos afirmar nada.

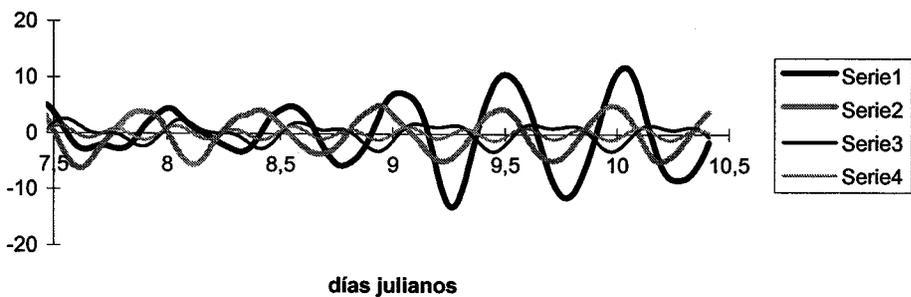
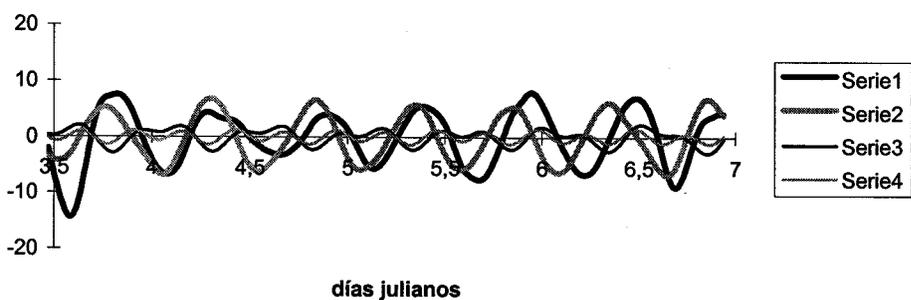
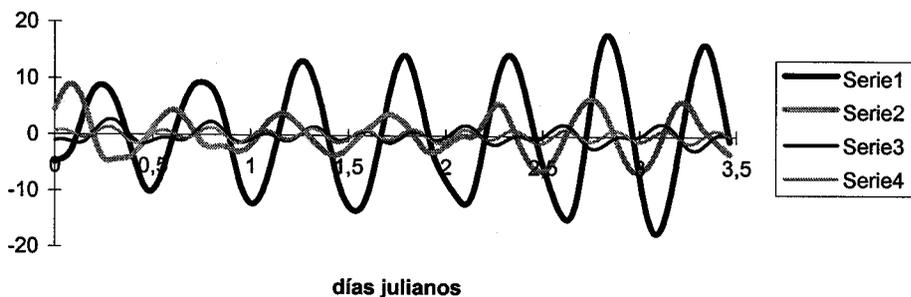
En segundo lugar llama la atención la importancia que armónicos de la banda cuartidiurna tienen en las series de salinidad, especialmente en el correntómetro inferior. Estas oscilaciones, asociadas a los correspondientes movimientos verticales de igual frecuencia, no se traducen sin embargo en fluctuaciones de las corrientes, que sí tienen un claro carácter semidiurno, por lo que podemos inferir que el carácter baroclino de las corrientes es debido a gradientes internos de presión generados en zonas más superficiales de la columna de agua, presumiblemente en la interfaz que separa aguas atlánticas de las aguas mediterráneas.

Por último, hay que destacar la gran amplitud de las corrientes normales a costa. Si bien el análisis armónico arroja amplitudes del orden de los 5 cm/s, del análisis visual de las gráficas se desprende que los valores instantáneos pueden alcanzar incluso los 15 cm/s, valores muy elevados si tenemos en cuenta que la posición en la que estamos midiendo se halla a tan sólo 7 km de la costa, y que la velocidad normal a costa debe ser cero sobre ella.

Una primera conclusión sería que la marea en nuestra zona de estudio presenta en ciertos periodos un carácter baroclino, siendo notable la amplitud tanto de las corrientes normales a costa, como de las excursiones verticales inferidas a partir de los datos de salinidad y temperatura. No está tan clara la relación de fase entre estas variables, al haberse puesto de manifiesto la falta de coherencia temporal de este fenómeno. Sin duda estas continuas variaciones en la relación de fases está provocada por la alta variabilidad temporal discutida al principio del capítulo, la cual,

al cambiar la estratificación de la columna de agua, cambia las condiciones de generación de la marea interna. Como ya se ha comentado, un ejemplo claro es el que ofrecen los dos primeros días en que las corrientes parecían estar en contrafase, recordando una situación típica producida por una perturbación que se propaga a lo largo de una interfaz, quedando cada uno de los dos correntómetros en distintas capas. Si bien la profundidad del correntómetro 1 es bastante grande (120m) como para que esta situación sea muy probable, también hay que considerar que en los días a los que corresponden estos desfases, la salinidad del correntómetro superior era inferior a 37.5 (ver figura 3-4), salinidad que suele tomarse como interfaz entre las aguas atlánticas y mediterráneas, y que en los días sucesivos esta salinidad media o de baja frecuencia aumentó sensiblemente, dejando a ambos correntómetros en la misma capa dentro de este modelo simplificado de dos capas.

A la vista de este comportamiento “caótico” de la banda semidiurna de marea, analizamos la componente longitudinal de la corriente para ver si su comportamiento es también baroclino y si presenta mayor coherencia. Al igual que antes, separamos el periodo de fondeo en intervalos temporales cortos que permitan identificar los desfases entre las distintas series analizadas.



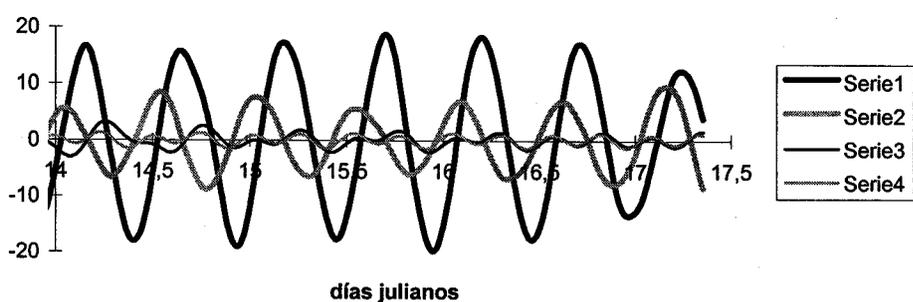
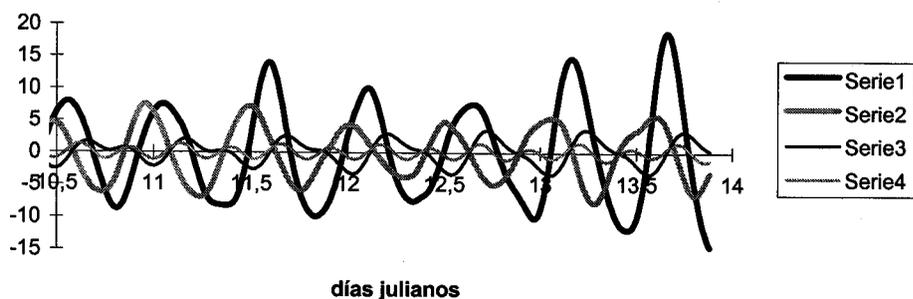
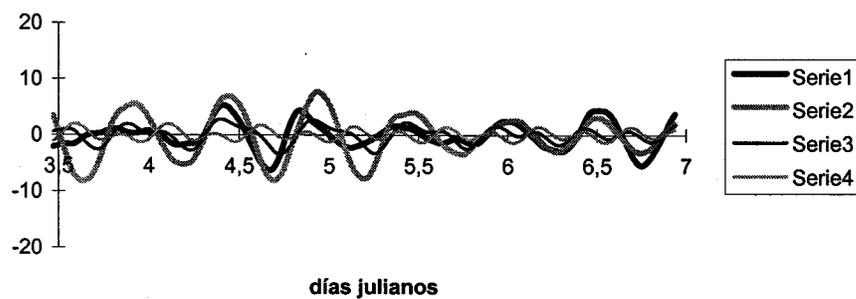
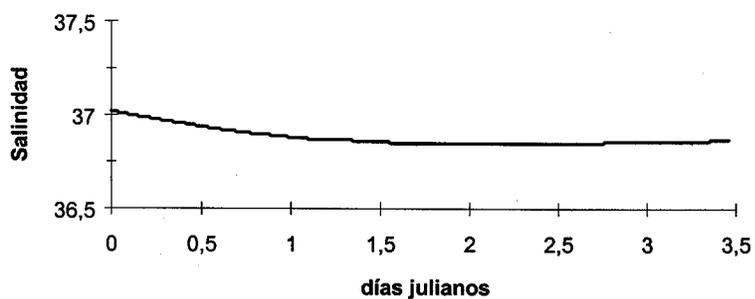
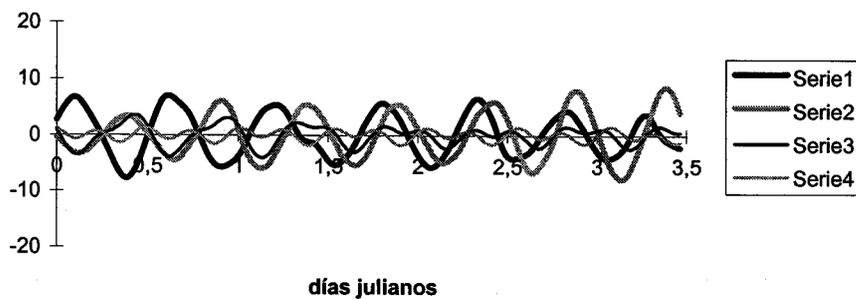


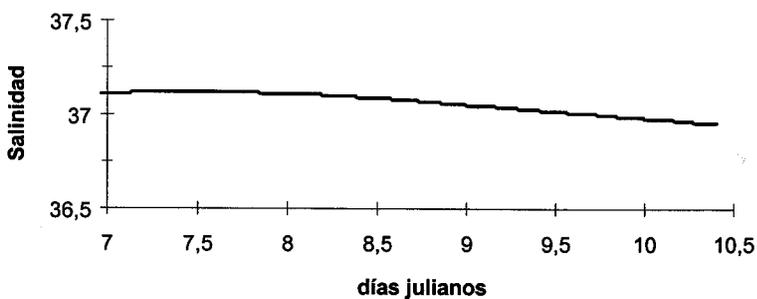
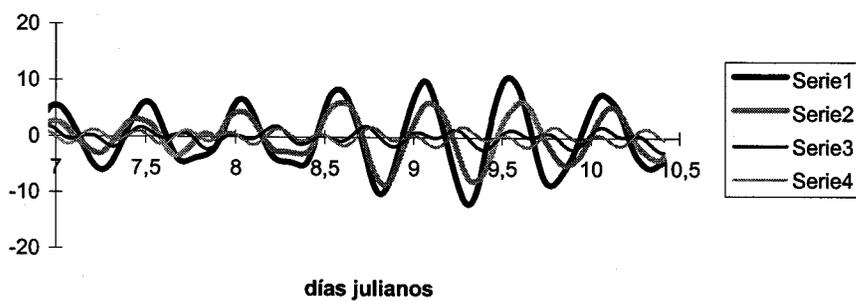
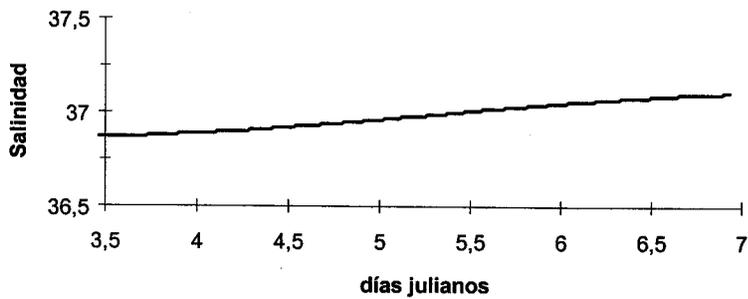
figura 3-25. Series de velocidad paralela a costa y salinidad. las series representadas siguen el mismo criterio de la figura 3-24: Las series 1 y 2 en trazo grueso para las velocidades, y las 3 y 4, en trazo fino para la salinidad.

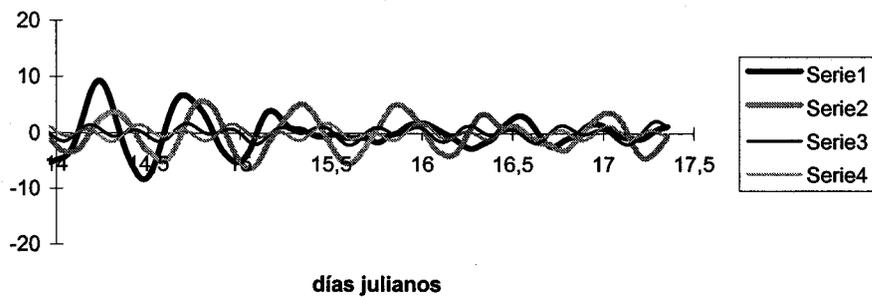
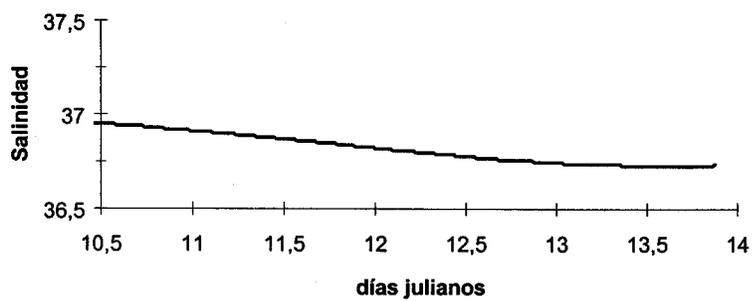
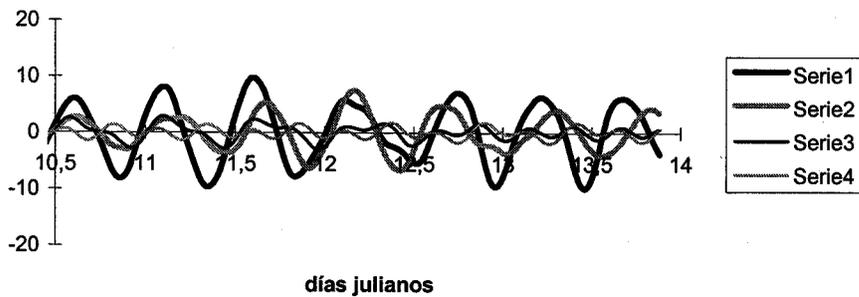
Los resultados son sorprendentes: Dado que el fenómeno de generación de la marea interna se produce por las variaciones topográficas, las cuales son principalmente normales a la costa, cabría esperar un comportamiento barotrópico en la componente longitudinal. No siendo así nos cuestionamos el papel de los cañones submarinos, y si el comportamiento irregular observado es debido a su presencia. En

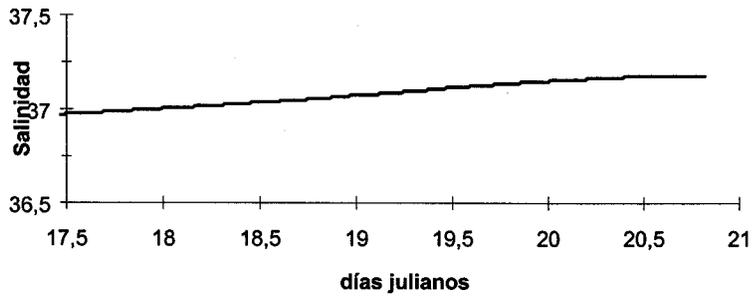
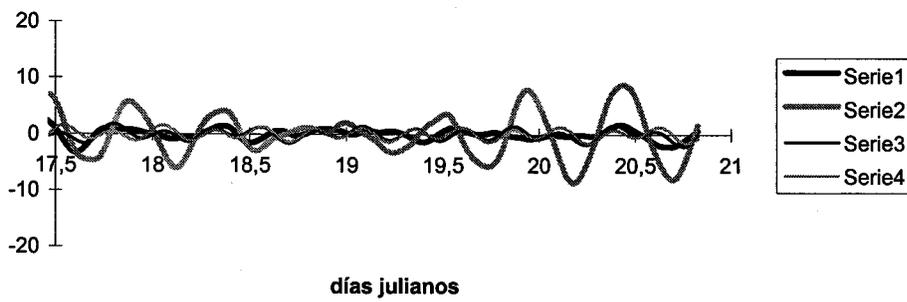
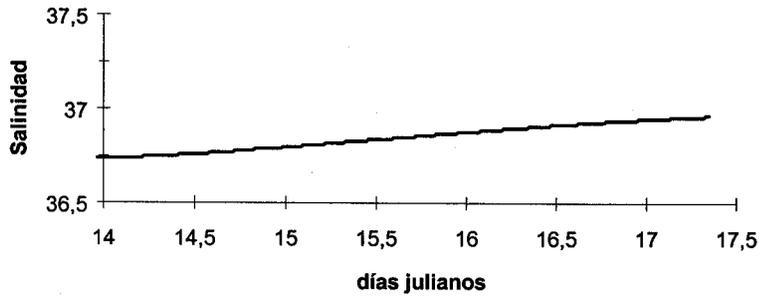
otras palabras, no sabemos si los resultados que estamos analizando son representativos de la interacción de la marea con el talud en este área, o si constituyen una excepción debido al papel jugado por el cañón submarino. Para comprobar esta posibilidad analizamos datos correspondientes al año 80 en una radial normal a Pta. Chullera. En dicha campaña se realizaron dos fondeos señalados en las posiciones G y H de la figura 2-1, de tal forma que la estación G, sobre un fondo de 68 m se encontraba en la plataforma continental, y la estación H, sobre 200 m de profundidad estaba en el talud (ver G. Lafuente y Cano ,1994). Nosotros analizaremos los dos correntómetros de la estación H, por estar al mismo lado de la ruptura de la plataforma que el fondeo del cañón submarino. Estos correntómetros estaban a las profundidades de 35 y 115 metros y en adelante serán nombrados como estaciones HS y HF siguiendo la nomenclatura del citado trabajo . Estos datos presentan la ventaja de que, en caso de comportarse la marea como un modo interno interfacial debido a una estructura bicapa de la columna de agua, tendremos información tanto de la capa superior como de la inferior.

La figura 3-26 muestra la componente normal a costa y la salinidad en los dos correntómetros de la estación H. El criterio de signos y la forma de representar los datos es el mismo que el utilizado en la figura 3-24. La única diferencia es que hemos incluido para cada uno de los periodos analizados el comportamiento de la salinidad en la estación HS en baja frecuencia para tratar de establecer una relación entre la variabilidad de marea y posibles cambios de las estructuras hidrológicas.









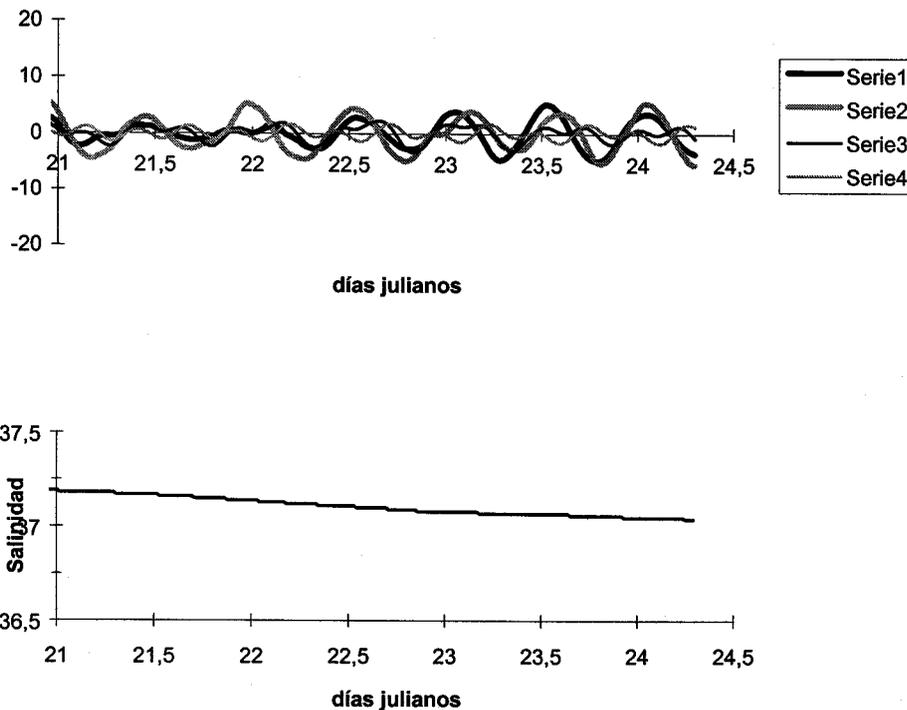
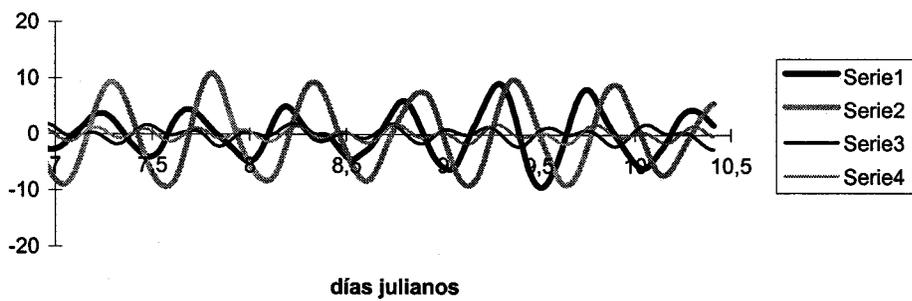
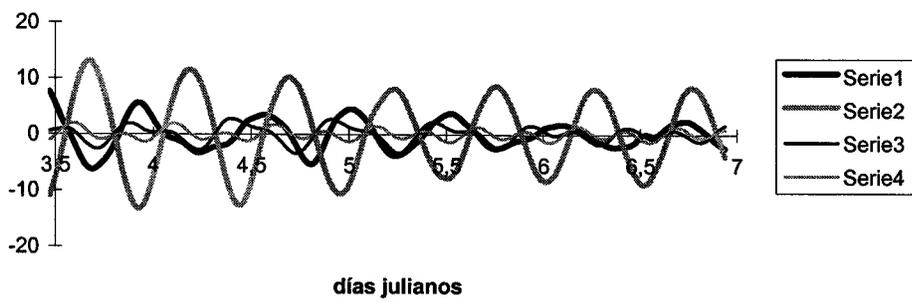
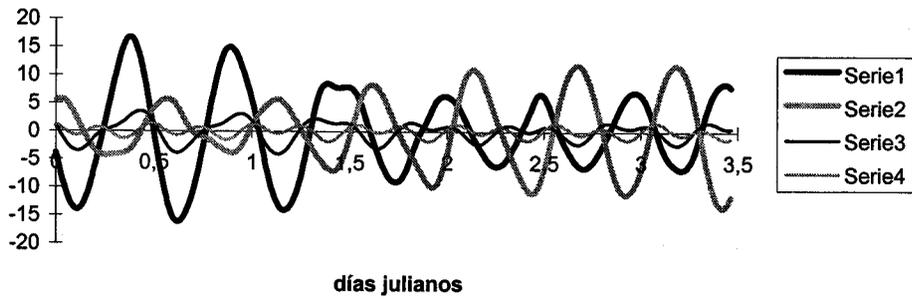


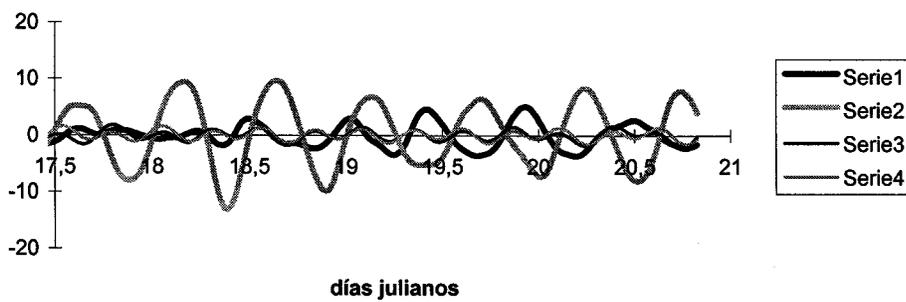
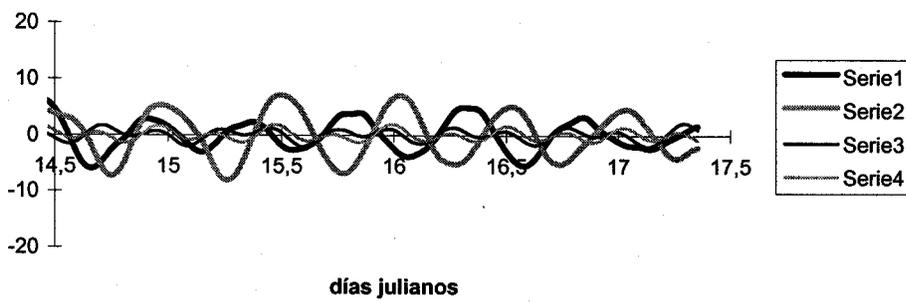
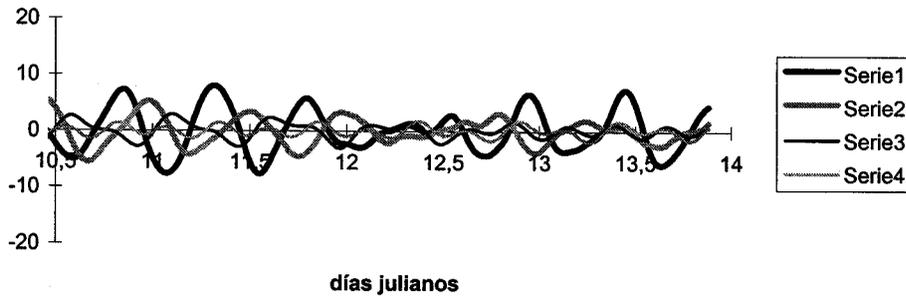
Figura 3-26. En la parte superior de cada periodo analizado se representa la velocidad normal a costa en las estaciones HS y HF en trazo grueso (series 1 y 2) y la salinidad en trazo fino (series 3 y 4). En la parte inferior se representa la salinidad en la estación HS filtrada con un filtro Gauss de periodo de corte de dos días.

Al igual que lo que se observaba en los datos del cañón submarino, alternan los periodos en los que existen desfases entre las corrientes normales a costa en la estación HS y la estación HF, con aquellos periodos en los que ambos están en fase. En estos casos sí podremos afirmar que la marea tiene un carácter barotrópico por tener muestreadas ambas capas, en contra de lo que ocurría con los datos tomados en el cañón.

Con la serie de salinidad de baja frecuencia se trata de inferir posibles excursiones del Chorro Atlántico. La hipótesis más razonable es que cuando menor sea la salinidad en la estación HS, (debido presumiblemente una aproximación del Chorro Atlántico), más clara será la estructura bicapa, favoreciendo la presencia del modo interfacial, y por tanto la oposición de fase entre las corrientes de los dos correntómetros. Por el contrario, la marea deberá hacerse más barotrópica cuando la salinidad aumente en esta estación debido a la homogeneización de la columna de agua. Si bien hay periodos que parecen responder a este esquema simple, (los desfases entre los días 12,5 y 14 aumentan a medida que decrece la salinidad en baja frecuencia), hay momentos de la serie temporal que nos hacen pensar que no es esta la explicación. Concretamente en el inicio de la serie, (días 0 a 3,5), las dos corrientes estaban en oposición de fase (180°) indicando un acusado carácter baroclino de la marea. Sin embargo estos desfases decrecen mientras la salinidad de baja frecuencia también decrece.

A continuación, y siguiendo los pasos realizados con los datos del cañón submarino, analizamos la componente paralela a costa.





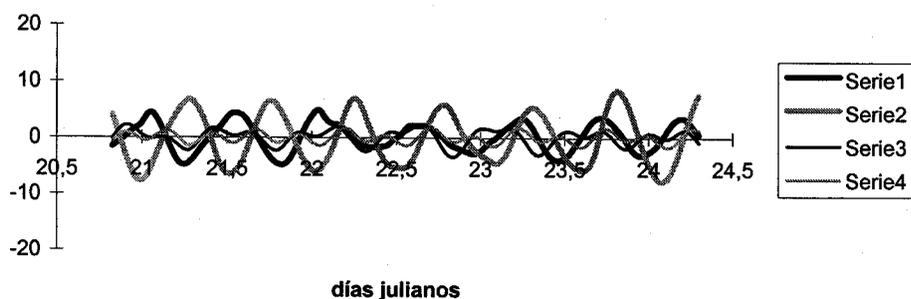


Figura 3-27. Componente paralela a costa en las estaciones HS y HF (series 1 y 2), y salinidad (series 3 y 4).

De nuevo, al igual que en los datos del cañón submarino, se aprecia el carácter baroclino de la componente longitudinal de la marea. El análisis armónico de esta componente así lo confirmó dando las siguientes constantes armónicas para las principales constituyentes semidiurnas y cuartidiurnas:

	M2	S2	M4
HS	3.1 / 86.7°	1.4 / 302.4°	1.6 / 105.1°
HF	6.2 / 340°	2.4 / 185.2°	0.6 / 290°

Tabla 3-4 . Amplitudes/fases de las componentes M2, S2, y M4. Las amplitudes se expresan en cm/s, y las fases en grados respecto al paso de la luna por el meridiano de Greenwich.

Los desfases entre las distintas constituyentes en superficie y profundidad son importantes, 106° , 117° para M2 y S2, y 185° para M4. Estos desfases, de nuevo se deben interpretar como un promedio de los desfases instantáneos que se registran en las corrientes reales, ya que como se ilustra en la figura 3-27, son numerosos los periodos en que las velocidades se hallaban en contrafase con diferencias en torno a los 180° .

Los datos analizados para estas estaciones confirman los resultados obtenidos a partir del muestreo del cañón submarino: No sólo la componente normal a costa presenta un carácter baroclino durante ciertos momentos del periodo muestreado, sino que la componente paralela a costa también lo hace. Por otra parte se mantiene la falta de coherencia temporal no apareciendo una relación clara entre la intensificación de la marea interna y los posibles movimientos del Chorro que en el presente apartado se tratan de inferir a partir del comportamiento en baja frecuencia exhibido por el correntómetro más superficial.

3-5. CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO III.

A lo largo de este capítulo hemos investigado la variabilidad espacio-temporal de la región noroccidental del Mar de Alborán, orientando este estudio a la influencia que aquella tiene sobre las ondas internas de marea en este área.

Se ha puesto de manifiesto que se producen variaciones en las masas de agua en periodos de entre 5 y 10 días, al mismo tiempo que existen tendencias de periodicidades mucho mayores que incluso podrían ser debidas a la variabilidad estacional. Estos cambios lentos de las condiciones de estratificación de la columna de agua han sido relacionados en el epígrafe 3-2 con cambios en las estructuras hidrológicas de macroescala (Chorro Atlántico y giro occidental de Alborán), influenciadas presumiblemente por agentes atmosféricos. Esta primera escala temporal produce situaciones favorables o desfavorables para la generación de ondas internas según el tipo de estratificación que produzcan en la zona de la ruptura de la plataforma y talud continentales.

Junto con esta variabilidad de baja frecuencia se evidenció la posibilidad de que ocurriesen cambios importantes en la hidrología en tiempos de tan sólo uno o dos días. Estos cambios se han asociado con estructuras de meso y submesoescala que pueden irrumpir en las proximidades de la zona de muestreo. El mecanismo propuesto en el epígrafe 3-3 es el desprendimiento de “eddies” del contorno norte del

chorro. La escala temporal de la que estamos hablando es similar a la del propio fenómeno de generación de la marea interna, lo que puede llegar a ser una dificultad para la correcta separación entre escalas y además debe dar un carácter 'caótico' a la señal baroclina de la marea.

Finalmente, la escala temporal más pequeña analizada en este capítulo es la marea semidiurna por ser el armónico más importante en esta zona fuertemente influenciada por la marea del Estrecho. Podemos concluir que la señal semidiurna presenta numerosos periodos en los que su carácter es marcadamente baroclino, sin embargo, esta señal baroclina es intermitente no siendo posible asociar esta variabilidad a cambios en las estructuras de macroescala inferidas a partir del comportamiento de baja frecuencia de la salinidad en las estaciones muestreadas. Sin duda esta falta de coherencia temporal debe estar relacionada con las escalas temporales y espaciales analizadas en los apartados 3-2 y 3-3. Por último hay que llamar la atención sobre el carácter baroclino de la componente de la corriente paralela a costa. Este comportamiento es sorprendente ya que, en caso de ser generada la marea interna por la interacción de la componente normal a costa de la marea barotrópica con el talud, este comportamiento baroclino sólo debería manifestarse en la componente normal de las corrientes muestreadas.

Los próximos capítulos tratan sobre distintas modelaciones de la generación y propagación de la marea interna con vistas a explicar los resultados experimentales discutidos a lo largo de este capítulo.

El capítulo 4 revisa y trata de adaptar los modelos convencionales de generación local de marea a nuestra área de estudio. Son modelos bidimensionales en los que se ignoran variaciones a lo largo del eje “y” (en nuestro caso orientado siempre paralelamente a costa). La manera en que se hace esta revisión es de menos a más complejidad. A medida que se incluyen más detalles en los modelos, estos producen mejores predicciones, pero no llegan a justificar las observaciones.

La presencia de una señal baroclina paralela a costa, que obviamente no puede ser reproducida por los modelos desarrollados en el capítulo IV, y cuya existencia ha sido descrita inequívocamente en la parte final de este capítulo, no sólo en las observaciones experimentales de este estudio, sino también en la revisión de datos históricos, hace pensar en la influencia de fenómenos remotos.

La proximidad del Estrecho de Gibraltar y su dinámica de mareas lo señalan como el candidato principal para justificar la falta de acuerdo entre los modelos simples del capítulo IV y las observaciones. Por ello, en el capítulo V se investiga la influencia que la marea del Estrecho (tanto la barotrópica como la baroclina que se genera en el umbral de Camarinal) tiene en el área de estudio.

CAPÍTULO IV.

MODELACIÓN ANALÍTICA DE LA MAREA

INTERNA.

4.1. INTRODUCCIÓN.

Los datos analizados en el capítulo tres evidencian la existencia de ondas internas de marea de una amplitud apreciable, tanto por los desfases entre las velocidades normales y paralelas a costa medidas a distintas profundidades , como por las fuertes oscilaciones de salinidad y temperatura con periodicidad en torno a las 12 horas. Estas oscilaciones, presumiblemente ligadas a desplazamientos verticales de las superficies materiales, permiten estimar amplitudes entre los 5 y 10 m para las ondas internas de marea generadas en esta región.

Este tipo de comportamiento en las proximidades de la ruptura de la plataforma continental ha sido descrito en numerosos trabajos (Rattray, 1960; Prinsenber, Willmott y Rattray, 1974; Prinsenber y Rattray, 1975; Baines, 1982; Mazé 1983 y 1987, Mazé y Tareau, 1990), siendo la interacción de la marea barotrópica con las variaciones topográficas existentes en la dirección normal a costa el origen de la generación de ondas internas de marea.

Los modelos antes citados cubren un amplio rango de condiciones y grados de complejidad, abarcando desde modelos lineales hasta aquellos en los que se retienen los efectos no lineales debido a la interacción de la marea barotrópica con la marea interna generada. Así mismo se analizan los efectos de distintos tipos de estratificación (desde un mar de dos capas hasta otros continuamente estratificados), y se consideran formas de la topografía más o menos simplificadas (ruptura continental en forma de escalón o pendiente finita del talud continental). A pesar de las diferencias entre unos y otros, todos son capaces de reproducir, al menos, el orden de magnitud de la marea interna en aquellas regiones en que han sido aplicados. Por ello, el siguiente paso es la aplicación en nuestra región de alguno de estos modelos ya existentes para investigar el comportamiento descrito en el capítulo III de la corriente de marea, la temperatura y la salinidad.

En los siguientes apartados se aplican algunos de estos modelos, siguiendo el orden cronológico en el que se desarrolló el presente trabajo de investigación, que también coincide con un orden creciente de complejidad de los modelos aplicados.

Dadas las características de la zona que nos ocupa, con una importante presencia de agua atlántica sobre una capa de agua mediterránea de mayor densidad, consideramos en un primer momento el caso de un mar de dos capas. En el apartado 4.2 modificamos el modelo de Rattray (1960) para un mar de dos capas sobre una plataforma en forma de escalón considerando implícitamente el efecto de la viscosidad sobre las ondas internas de marea sobre la plataforma, y obtenemos

algunas expresiones sencillas para la amplitud y las fases de las corrientes de marea halladas en las dos capas.

La discrepancia entre los resultados obtenidos por este método y los observados en nuestros datos experimentales nos llevó a considerar la posibilidad de que la forma de la topografía jugara un papel más importante en nuestra zona de estudio, y por ello en el apartado 4.3 desarrollamos un modelo, aún de dos capas, donde se describe el talud continental por una serie de escalones en los que son aplicables las expresiones obtenidas en el apartado 4.2. La solución al problema de un mar de dos capas con un talud con pendiente finita será el límite al que se acercan nuestros resultados a medida que aumentamos el número de escalones.

El paso siguiente es considerar el efecto de la estratificación del mar, y ver si una estratificación más realista, y por tanto más parecida a la estratificación continua, podría mejorar nuestros resultados. Para ello se desarrollará en el apartado 4.4 un modelo de n capas que a partir de expresiones muy sencillas pudiese predecir las características principales de la generación de ondas internas.

De la comparación de todos los resultados obtenidos a lo largo del presente capítulo con las observaciones del anterior, surge la necesidad de investigar fenómenos y mecanismos distintos de generación cuya base esté en las peculiares características de nuestra zona de estudio. A ellos se dedica el capítulo V.

4.2 MODELOS DE DOS CAPAS Y GEOMETRÍA SIMPLE.

Para un mar homogéneo de densidad constante, no viscoso, y aceptando las hipótesis de la teoría de aguas someras, 'shallow water equations', podemos formular las ecuaciones linealizadas de movimiento y continuidad como:

$$\partial u / \partial t - f v = - g \partial \xi / \partial x \quad (4.2.1)$$

$$\partial v / \partial t + f u = - g \partial \xi / \partial y \quad (4.2.2)$$

$$\partial \xi / \partial t = - \partial / \partial x (h u) - \partial / \partial y (h v) \quad (4.2.3)$$

donde u y v son las componentes horizontales de la velocidad, g la aceleración de la gravedad, h el espesor de la capa de agua, f el parámetro de Coriolis y ξ la elevación de la superficie libre. Hay que notar que en el presente trabajo consideraremos como coordenadas horizontales las direcciones normal (eje x) y paralela a costa (eje y). El sentido positivo del eje x será hacia mar abierto

La velocidad horizontal u_h así como sus gradientes son independientes de la coordenada vertical z , y para un fondo plano podemos escribir:

$$w(z) = - (\partial / \partial x u + \partial / \partial y v) \cdot (z + h) \quad (4.2.4)$$



Por tanto, para un océano homogéneo, y bajo las hipótesis de aguas someras, sólo es posible un movimiento de tipo barotrópico, donde las velocidades horizontales de toda la columna de agua no sólo están en fase, sino que son iguales, y los desplazamientos verticales decrecen linealmente desde un máximo en superficie hasta cero en el fondo.

Para permitir la posibilidad de un comportamiento baroclino tendremos que considerar, al menos, un mar de dos capas. En este caso las ecuaciones de movimiento y continuidad para las dos capas bajo las mismas hipótesis anteriores serían:

Capa superior.

$$\partial u_1 / \partial t - f v_1 = -g \partial \xi_1 / \partial x \quad (4.2.5)$$

$$\partial v_1 / \partial t + f u_1 = -g \partial \xi_1 / \partial y \quad (4.2.6)$$

$$\partial \xi_1 / \partial t - \partial \xi_2 / \partial t = -\partial / \partial x (h_1 u_1) \quad (4.2.7)$$

Capa inferior.

$$\partial u_2 / \partial t - f v_2 = -g \partial \xi_1 / \partial x - g' \partial \xi_2 / \partial x \quad (4.2.8)$$

$$\partial v_2 / \partial t + f u_2 = -g \partial \xi_1 / \partial y - g' \partial \xi_2 / \partial y \quad (4.2.9)$$

$$\partial \xi_2 / \partial t = -\partial / \partial x (h_2 u_2) \quad (4.2.10)$$

La notación es la misma que empleamos en el conjunto de ecuaciones (4.2.1-3). Tan sólo hemos añadido los subíndices 1 y 2 para indicar la capa a la que nos

referimos. También hemos introducido la gravedad reducida g' definida como $g(\rho_2 - \rho_1) / \rho_2$. Si consideramos ρ_1 del orden de 1026.5, y ρ_2 del orden de 1029, la gravedad reducida g' será del orden de 10^{-2} ms^{-2} .

Otra consideración importante es que de aquí en adelante admitiremos que el mar es homogéneo en la dirección paralela a costa. Esta hipótesis está justificada siempre que las variaciones topográficas se produzcan en la dirección normal a costa, y que su escala espacial sea mucho menor que la longitud de onda de la marea barotrópica (del orden de 10^6 m). De esta forma, podremos despreciar los gradientes del campo de densidad que se produzcan a lo largo de la costa (asociados a la marea barotrópica), frente a aquellos que se produzcan en la dirección normal a costa debido a la interacción de las corrientes de marea con la topografía. Esta hipótesis ya ha sido usada al escribir las ecuaciones de continuidad de las dos capas.

Para eliminar las variables v_1 y v_2 del sistema de ecuaciones anteriores tomamos la derivada temporal de las ecuaciones de movimiento sobre el eje x y sustituimos $\partial v_1 / \partial t$ y $\partial v_2 / \partial t$ por fu_1 y fu_2 respectivamente. Para ello de nuevo debemos considerar la homogeneidad del mar a lo largo del eje 'y' al despreciar los gradientes en dicha dirección.

Dado que estamos interesados en fenómenos mareales proponemos una dependencia temporal de las distintas variables de la forma $\exp(-i\omega t)$, donde ω es la frecuencia de marea que queremos estudiar (M_2 en nuestro caso), e i es la unidad imaginaria. Con esta dependencia temporal y eliminando v_1 y v_2 como ya hemos explicado nos queda el sistema :

$$(f^2 - \omega^2) u_1(x) = ig\omega d\xi_1/dx \quad (4.2.11)$$

$$(f^2 - \omega^2) u_2(x) = ig\omega d\xi_1/dx + ig'\omega d\xi_2/dx \quad (4.2.12)$$

$$-i\omega\xi_1(x) + i\omega\xi_1(x) = -h_1 du_1/dx \quad (4.2.13)$$

$$i\omega\xi_2(x) = h_2 du_2/dx \quad (4.2.14)$$

Para la latitud en la que estamos interesados, 36° N, y la componente de marea M_2 , f y ω toman los valores 8.5×10^{-5} , y $1.4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ respectivamente, por lo que $(f^2 - \omega^2)$ será menor que cero.

De las cuatro expresiones anteriores podemos despejar u_1 , u_2 , ξ_2 en función de la elevación de la superficie libre:

$$u_1(x) = -ig\omega/(\omega^2 - f^2) * d\xi_1/dx \quad (4.2.15)$$

$$u_2(x) = -i(g + g')\omega/(\omega^2 - f^2) * d\xi_1/dx - ih_1\omega g g' / (\omega^2 - f^2)^2 * d^3\xi_1/dx^3 \quad (4.2.16)$$

$$\xi_2(x) = \xi_1 + h_1 g / (\omega^2 - f^2) * d^2\xi_1/dx^2 \quad (4.2.17)$$

Faltaría aún por utilizar la ecuación de continuidad de la capa inferior. Si sustituimos en dicha ecuación las expresiones de u_2 y ξ_2 en función de la elevación de la superficie libre tendremos la siguiente ecuación de orden cuarto para ξ_1 :

$$d^4\xi_1/dx^4 + [(\omega^2 - f^2)(h_1 + h_2)g/h_1h_2gg'] d^2\xi_1/dx^2 + (\omega^2 - f^2)^2\xi_1/h_1h_2gg' = 0$$

$$(4.2.18)$$

donde en el segundo término hemos despreciado g' frente a g .

Hay que señalar que hemos particularizado para el caso en que la profundidad del mar sea constante, es decir, h_2 es independiente de x . En Rattray (1960) puede verse una expresión mucho más general donde se admite la posible dependencia del espesor de la segunda capa con la distancia a costa (aunque luego se resuelve para h_2 constante). En dicho trabajo, se factoriza la ecuación diferencial anterior asociándose la solución de cada uno de los factores a distintos modos de propagación.

Aprovechando la hipótesis de fondo plano, proponemos una dependencia de ξ_1 con x de la forma $A\exp(ikx)$, siendo en general A una amplitud compleja, y k un número de onda. Sustituyendo en (4.2.18) obtenemos la siguiente relación de dispersión:

$$k^4 - [(\omega^2 - f^2)(h_1 + h_2)g/h_1h_2gg'] k^2 + (\omega^2 - f^2)^2/h_1h_2gg' = 0 \quad (4.2.19)$$

que es una ecuación de segundo grado en la incógnita k^2 (lo que da la posibilidad de que los modos se propaguen a derecha e izquierda). Desarrollando el discriminante en serie de Taylor, y despreciando g'/g frente a la unidad obtendremos las dos soluciones:

$$k_b^2 = (\omega^2 - f^2)/gH \quad k_i^2 = (\omega^2 - f^2)H/h_1h_2g' \quad (4.2.20)$$

Notar que k_b^2 y k_i^2 son positivos al ser $\omega > f$.

Por tanto, existen dos formas en que una perturbación puede propagarse en un mar de dos capas y fondo plano. Una corresponde a la solución k_b y la correspondiente forma que tomarían las expresiones de ξ_2 , u_1 , u_2 , al sustituir k_b , en el conjunto de ecuaciones (4.2.15-17). A esta solución la llamamos modo barotrópico. Y la solución resultante de tomar k_i . A esta solución la llamamos modo baroclino o interno.

En general la forma de cualquier perturbación (solución completa del problema) será una combinación lineal de las cuatro soluciones particulares que acabamos de obtener, es decir, del modo barotrópico y el modo interno. Decimos cuatro y no dos porque cada modo puede propagarse a derecha o izquierda según tomemos el signo más o menos al tomar la raíz cuadrada en (4.2.20). Tenemos dos modos y cuatro soluciones independientes, dos por cada modo correspondientes a los dos sentidos posibles de propagación. Por tanto, la solución dependerá de cuatro constantes a determinar por las condiciones iniciales y de contorno del problema. Estas constantes no son otras que las amplitudes de los dos modos, A_b , A_b' , A_i , A_i' . El subíndice indica si se trata del modo barotrópico o interno, y el apóstrofe diferencia entre la propagación a la derecha y a la izquierda (sentido creciente o decreciente del eje x). La forma más general que toma la perturbación de la superficie libre es:

$$\xi_1(x) = A_b \exp(ik_b x) + A_b' \exp(-ik_b x) + A_i \exp(ik_i x) + A_i' \exp(-ik_i x) \quad (4.2.21)$$

Puede comprobarse de (4.2.15) y (4.2.16) que para el modo barotrópico $u_1 \cong u_2$ y que $\xi_2 \cong (h_2/H)\xi_1$, ($H=h_1 + h_2$), mientras que para el modo interno u_1 y u_2 están en oposición de fase y $\xi_1 \ll \xi_2$. Esta última circunstancia justifica que para el modo interno se tome $\xi_1 = 0$, escribiéndose en este caso las restantes variables en función de la perturbación de la interfase. Ésta, en general, será una combinación lineal de dos ondas progresivas que se desplazan a derecha e izquierda con un número de onda k_i .

Una perturbación que se propaga por una región de profundidad constante podría describirse completamente por su modo barotrópico, dependiendo de las condiciones iniciales adecuadas. Consideremos ahora un cambio en la profundidad, por ejemplo, debido a la presencia de una plataforma como la que se esquematiza en la figura 4-1. Tomemos $x = 0$ justo en la posición del escalón.

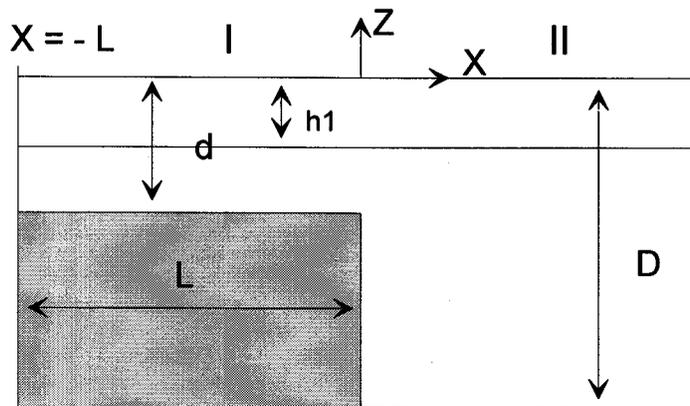


Figura 4-1

La región I ($x < 0$) representa la plataforma de profundidad constante d y anchura L , mientras que II ($x > 0$) es lo que llamaremos región oceánica o mar abierto también de profundidad constante $D > d$. h_1 y h_2 son los espesores de las dos capas de agua. Mientras h_2 varía de una región a otra, h_1 permanece constante.

En cualquiera de las dos regiones en las que hemos dividido el problema, consideradas separadamente, puede darse una perturbación barotrópica exclusivamente. Sin embargo, en $x=0$, tendremos que imponer ciertas condiciones de continuidad: La continuidad de los flujos a través de $x = 0$ en ambas capas y continuidad de los desplazamientos de la superficie libre y la interfase. Es decir,

$$\xi_1 (0^-) = \xi_1 (0^+) \quad (4.2.22a)$$

$$\xi_2 (0^-) = \xi_2 (0^+) \quad (4.2.22b)$$

$$u_1 (0^-) = u_1 (0^+) \quad (4.2.22c)$$

$$h_2 u_2 (0^-) = h_2 u_2 (0^+) \quad (4.2.22d)$$

En cada una de estas variables están incluidas las contribuciones de los dos modos: barotrópico e interno. Con 0^- y 0^+ queremos indicar si las variables son evaluadas en el punto $x = 0$ usando la expresión correspondiente a la región I (signo -) ó la región II (signo +).

En las ecuaciones (4.2.22) hemos despreciado las perturbaciones de h_1 y h_2 al expresar la continuidad de los flujos. Además hemos tenido en cuenta que el espesor de la capa superficial es el mismo en las dos regiones.

Estas condiciones obligan a las amplitudes de los distintos modos presentes en ambas regiones a satisfacer un sistema de ecuaciones. Dicho sistema no admite una solución donde las amplitudes de los modos internos sean nulas, como se ve a continuación. Es decir, para satisfacerlo debemos incluir los modos internos a ambos lados de la ruptura. Así pues, el cambio de profundidad en la ruptura excita los modos internos de propagación.

Para dar las distintas variables en las regiones I y II seguiremos la notación y algunas de las aproximaciones usadas por Rattray (1960). Concretamente, asumiremos que la elevación de la superficie libre no está afectada por los modos internos, y que puede considerarse como una onda estacionaria cuya máxima

amplitud se alcanza en la costa ($x = -L$), es decir, $\xi_1 = \xi_0 \cos k_0'(x + L)$, donde k_0' es el número de onda del modo barotrópico en la región I. Dada las pequeñas dimensiones de la zona de estudio en comparación con la longitud de onda del modo barotrópico, ($k_0'(x + L) \ll 1$ en toda la región), aproximamos $\cos k_0'(x + L) \cong 1$, y de la misma forma $\sin k_0'(x + L) \cong k_0'(x + L)$. Estas aproximaciones conducen a una elevación de la superficie libre independiente de x , y por tanto igual en las regiones I y II que valdrá: $\xi_0 \exp(-i\omega t)$.

En el modelo de Rattray (1960) se considera el modo interno en la plataforma como una onda estacionaria. Sin embargo, Prinsenber, Wilmot y Rattray (1974) muestran como estos modos desaparecen casi totalmente antes de regresar, tras reflejarse en la costa, a la ruptura de la plataforma, debido al efecto de la viscosidad. Usando este resultado, Prinsenber y Rattray (1975), que no incluyen explícitamente en las ecuaciones de movimiento el término de viscosidad, toman en consideración su efecto al considerar los modos internos sobre la plataforma como ondas progresivas desplazándose hacia costa. Este será el criterio que seguiremos en este apartado. Así podemos describir los modos barotrópico y baroclino en ambas regiones de la siguiente forma.

Región I.

Modo barotrópico.

$$\xi_1 = \xi_0 \exp(-i\omega t) \quad \xi_2 = (d-h_1/d) \xi_0 \exp(-i\omega t) \quad (4.2.23)$$

$$u_1 = u_2 = i(\omega/d) \xi_0 (x + L) \exp(-i\omega t) \quad (4.2.24)$$

Modo interno.

$$\xi_1 = 0 \quad \xi_2 = A \exp(-ik_1' x - i\omega t) \quad (4.2.25)$$

$$u_1 = (\omega/h_1 k_1') A \exp(-ik_1' x - i\omega t) \quad u_2 = [-\omega/(d-h_1') k_1'] A \exp(-ik_1' x - i\omega t) \quad (4.2.26)$$

Región II.

Modo barotrópico.

$$\xi_1 = \xi_0 \exp(-i\omega t) \quad \xi_2 = (D-h_1/D) \xi_0 \exp(-i\omega t) \quad (4.2.27)$$

$$u_1 = u_2 = i(\omega/D) \xi_0 (x + L) \exp(-i\omega t) \quad (4.2.28)$$

Modo interno.

$$\xi_1 = 0 \quad \xi_2 = B \exp(ik_1'' x - i\omega t) \quad (4.2.29)$$

$$u_1 = (-\omega/h_1 k_1'') B \exp(ik_1'' x - i\omega t) \quad u_2 = [\omega/(D-h_1'') k_1''] B \exp(ik_1'' x - i\omega t) \quad (4.2.30)$$

La notación utilizada es la explicada en la figura 4-1. Para el número de onda asociado al modo barotrópico reservamos k_0 más un superíndice I ó II según la

región a la que nos refiramos, mientras que para el primer y único modo interno presente en este caso usamos k_1 , indicándose la región de la misma forma. A y B son las amplitudes (complejas en general) del modo interno referidas a la perturbación de la interfase, y ξ_0 , es la amplitud de la marea barotrópica en la costa.

El origen de tiempo se ha tomado como el instante en el que la marea barotrópica alcanza su máximo de amplitud en costa. Los desfases de los modos internos están referidos a este origen temporal.

Al imponer en $x=0$ las condiciones de continuidad (4.2.22), obtenemos el siguiente sistema de ecuaciones:

$$(d-h_1/d)\xi_0 + A = (D-h_1/D)\xi_0 + B$$

$$i(\omega/d) L \xi_0 + (\omega/h_1 k_1') A = i(\omega/D) L \xi_0 - (\omega/h_1 k_1'') B$$

$$[i(\omega/d) L \xi_0 - \omega A / (d-h_1) k_1'] \cdot (d-h_1) = [i(\omega/D) L \xi_0 - \omega B / (D-h_1) k_1''] \cdot (D-h_1)$$

Aparentemente puede parecer que el sistema está sobredeterminado, sin embargo puede comprobarse que la tercera ecuación es una combinación lineal de las dos primeras que las reescribimos como:

$$(1-h_1/d)\xi_0 - (1-h_1/D)\xi_0 = -A + B \quad (4.2.31)$$

$$i\omega L \xi_0 / d - i\omega L \xi_0 / D = -(\omega/h_1 k_1') A - (\omega/h_1 k_1'') B \quad (4.2.32)$$

La matriz de coeficientes de este sistema de ecuaciones es real, siendo complejo el término independiente. Esto nos permite dividir el sistema en dos, uno para las partes reales de A y B, y otro para las partes imaginarias. Si escribimos $A = A_r + iA_c$, y $B = B_r + iB_c$ y resolvemos, nos quedan las expresiones:

$$A_r = (k_1' / k_1' + k_1'') \xi_0 h_1 (1/d - 1/D)$$

$$A_c = (-k_1' k_1'' / k_1' + k_1'') L \xi_0 h_1 (1/d - 1/D)$$

$$B_r = (-k_1'' / k_1' + k_1'') \xi_0 h_1 (1/d - 1/D)$$

$$B_c = (-k_1' k_1'' / k_1' + k_1'') L \xi_0 h_1 (1/d - 1/D)$$

O bien expresado en función de la amplitud y la fase:

$$|A| = (k_1' / k_1' + k_1'') \xi_0 h_1 (1/d - 1/D) [1 + (k_1'' L)^2]^{1/2} \quad (4.2.33)$$

$$\phi_A = \text{actg} (-k_1'' L) + 2\pi \quad (4.2.34)$$

$$|B| = (k_1'' / k_1' + k_1'') \xi_0 h_1 (1/d - 1/D) [1 + (k_1' L)^2]^{1/2} \quad (4.2.35)$$

$$\phi_B = \text{actg} (k_1' L) + \pi \quad (4.2.36)$$

Para aplicar este modelo a nuestra región de estudio necesitamos conocer el valor de ξ_0 . Este valor lo tomamos como la amplitud de marea en la parte oriental

del Estrecho, como 0.4 m (García Lafuente, 1986), de los mapas batimétricos de la zona tomamos los siguientes valores:

$$L = 4000 \text{ m} \quad d = 100 \text{ m} \quad D = 800 \text{ m}.$$

El modelo será aplicado para la marea semidiurna ($\omega = 1.4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$). La latitud de la zona es 36° N ($f = 8.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). A partir de los datos de CTD presentados en la figura 3-14 estimamos el espesor de la capa superficial y la gravedad reducida en $h_1 = 50 \text{ m}$ $g' = 0.01 \text{ msg}^{-2}$

Con estos datos los resultados que se obtienen son:

$$k_1' = 0.22 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1} \quad k_1'' = 0.16 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$$

$$|A| = 0.12 \text{ m} \quad \phi_A = 327.3^\circ \quad |B| = 0.1 \text{ m} \quad \phi_B = 221.34^\circ$$

Interesa obtener amplitudes y fases de la velocidad en ambas capas y la amplitud y fase de la superficie de separación en la región II, dado que es en ella donde se localiza nuestro fondeo. Para las velocidades debemos evaluar las siguientes expresiones:

$$u_1 = (\omega/D)\xi_0(x + L)\exp[i(\pi/2 - \omega t)] - (\omega/h_1 k_1'')|B| \exp[i(k_1''x + \phi_B - \omega t)]$$

$$u_2 = (\omega/D)\xi_0(x + L)\exp[i(\pi/2 - \omega t)] + (\omega/(D-h_1)k_1'')|B| \exp[i(k_1''x + \phi_B - \omega t)]$$

La amplitud de la contribución barotrópica (1^{er} sumando), así como la fase de la parte interna (2^o sumando), dependen de la coordenada x. Dado que el punto

de fondeo está aproximadamente a 7000 m de la costa, y el origen de coordenadas se ha tomado en la ruptura de la plataforma, hacemos $x = 3000$ m. Los valores obtenidos son :

$$u_1 = 1.96 \times 10^{-3} \text{ ms}^{-1} \quad \phi_1 = 66.51^\circ$$

$$u_2 = 1.09 \times 10^{-4} \text{ ms}^{-1} \quad \phi_2 = 99.84^\circ$$

El desfase relativo entre las velocidades de las dos capas está en torno a los 33° , lo que para la marea semidiurna se traduce aproximadamente en retrasos de una hora. Si bien en los datos analizados hay periodos en los que se observan desfases mayores (2, 3 horas), en otros, éstos pueden ser menores e incluso no existir, dada la falta de coherencia temporal del fenómeno aquí estudiado. Los desfases predichos por el modelo no parecen malos. No podemos decir lo mismo de las amplitudes, las cuales son del orden del cm/s en la capa superior y la décima de mm/s en la inferior. Estos valores están muy por debajo de las corrientes de marea normales a costa de varios cm/s mostradas en el capítulo anterior.

En cuanto a la amplitud de la oscilación de la interfase, basta considerar que la amplitud debida a la parte barotrópica es siempre menor que la de la superficie libre (0.4 m), y la de la parte interna es 0.1 m, por lo que la amplitud total será de unas décimas de metro, valor que también está muy lejos de los observados experimentalmente.

Una razón de la falta de acuerdo podría ser que en el presente modelo hemos tomado una topografía excesivamente simplificada, no habiendo tenido en cuenta la pendiente del talud continental. La posible incidencia de estos factores se analiza en el siguiente apartado.

4.3 INFLUENCIA DE LA PENDIENTE DEL TALUD Y

PLATAFORMA CONTINENTAL.

En el apartado anterior, se ha visto como un cambio en la profundidad del mar es capaz de excitar los modos internos de propagación. Al simplificar las variaciones de la topografía en la dirección normal a costa por un escalón, estamos reduciendo la zona de generación de ondas internas a un sólo punto, concretamente a la ruptura de la plataforma. La inclusión de un talud de pendiente y anchura finitas extiende el área de generación a todo el talud, lo que en principio podría alterar los resultados obtenidos en el apartado 4.2. La influencia de la pendiente de la plataforma se analiza en el apartado 4.5 de este mismo capítulo.

Para incluir este efecto consideramos el talud como una serie de escalones de altura constante $\Delta = (D - d) / N$ donde D es la profundidad del mar abierto, d la de la

plataforma, y N el número de escalones que vamos a utilizar para describir el talud (figura 4.2).

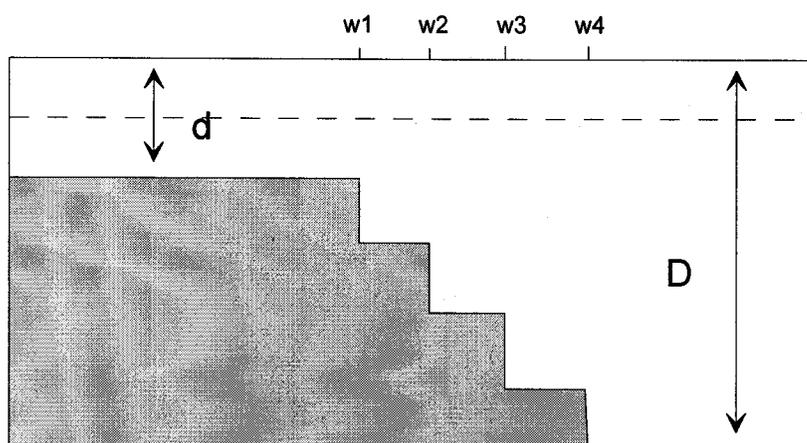


Figura 4-2. Geometría del talud empleada.

El margen continental ha quedado dividido en una serie de regiones ($N + 1$ regiones si usamos N escalones), las cuales ,distinguiremos por un subíndice. El límite de la región 'i' viene dado por su coordenada $x = w_i$, punto donde conectan las regiones 'i' e 'i+1'. Así, la región 1 será la plataforma continental que se extiende desde la costa ($x = -L$), hasta el punto $x = w_1$, que toma el valor cero al situar el

origen de coordenadas en la ruptura de la plataforma. Cualquier variable, (espesor de la capa profunda, números de onda, etc...) irá acompañada del correspondiente subíndice que la identificará con la región en la cual es válida.

En lo sucesivo no utilizaremos la aproximación de tomar la elevación de la superficie libre debida a los modos internos como cero, sino que trabajaremos con las perturbaciones de dicha superficie debidas tanto al modo barotrópico como al modo interno. Usando las expresiones (4.2.15-17) obtendremos el resto de las variables en función de ξ_1 tal y como se explicó al comienzo del apartado anterior. (Notar que ξ_1 juega el papel de ξ_0 en el apartado anterior).

En cada una de las subregiones en que ha quedado dividido el problema, podemos considerar que la marea interna tiene una parte transmitida y otra reflejada, o lo que es lo mismo, está formada por una parte progresiva hacia la izquierda y otra hacia la derecha. Las únicas excepciones serán las regiones 1 y $N + 1$, es decir, la plataforma continental y la región abisal o mar abierto. En la primera, aceptando el modelo propuesto por Prinsenberg y Rattray (1975) sólo tomaremos la parte progresiva del modo interno hacia costa, al aceptar su total disipación sobre la plataforma (Prinsenberg, Wilmot y Rattray, 1974). En la región abisal hay que imponer la adecuada condición de radiación, que impida la propagación de energía asociada al modo interno hacia la región de generación (Baines, 1982). En nuestro caso dicha condición se traduce en tomar sólo la parte progresiva hacia el mar abierto para el modo interno en esta región.

La parte barotrópica en la plataforma se comporta de nuevo como una onda estacionaria, alcanzándose su máxima amplitud en la línea de costa, y por tanto, siendo proporcional a $\cos[k_{0i}(x + L)]$, donde k_{0i} es el número de onda del modo barotrópico en la región 1 (plataforma). Para las sucesivas regiones proponemos, siguiendo los trabajos antes citados una dependencia de la forma $\cos[k_{0i}(x + \alpha_i)]$. Por tanto, la forma de la perturbación de la superficie libre será:

$$\xi_{1i} = A_{0i} \cos[k_{0i}(x + \alpha_i)] \exp(-i\omega t) + A_{ti} \exp[-i(k_{1i} x + \omega t)] + A_{ri} \exp[i(k_{1i} x - \omega t)]$$

$$(4.3.1)$$

La notación empleada es la siguiente.

ξ_1 para la elevación de la superficie libre (ξ_2 sería para la interfase).

A_0 para la amplitud del modo barotrópico.

k_0 para el número de onda del modo barotrópico.

A_t para la amplitud de la parte transmitida del modo interno.

A_r para la amplitud de la parte reflejada del modo interno.

k_1 para el número de onda del modo interno.

Además, todas estas magnitudes dependen de la región en que estemos por lo que les añadimos el subíndice 'i'.

Aplicando (4.2.15-17), y prescindiendo de la dependencia temporal, obtenemos:

$$\begin{aligned} \xi_{1i} = & [1 - h_1 g k_{0i}^2 / (\omega^2 - f^2)] A_{0i} \cos[k_{0i}(x + \alpha_i)] + \\ & + [1 - h_1 g k_{1i}^2 / (\omega^2 - f^2)] A_{ti} \exp[-i k_{1i} x] + \quad (4.3.2) \\ & + [1 - h_1 g k_{1i}^2 / (\omega^2 - f^2)] A_{ri} \exp[i k_{1i} x] \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} u_{1i} = & i[g\omega / (\omega^2 - f^2)] A_{0i} \text{sen}[k_{0i}(x + \alpha_i)] - g\omega / (\omega^2 - f^2) A_{ti} \exp(-ik_{1i}x) + \\ & + g\omega / (\omega^2 - f^2) A_{ri} \exp(ik_{1i}x) \quad (4.3.3) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} u_{2i} = & i[(g+g')\omega / (\omega^2 - f^2)] A_{0i} \text{sen}[k_{0i}(x + \alpha_i)] - h_1 g' g\omega / (\omega^2 - f^2) A_{ti} \exp(-ik_{1i}x) + \\ & + h_1 g' g\omega / (\omega^2 - f^2) A_{ri} \exp(ik_{1i}x) \quad (4.3.4) \end{aligned}$$

Al plantear las ecuaciones de continuidad de la superficie libre, la interfase y los flujos en ambas capas en la ruptura de la plataforma, es decir, en el punto w_1 , tenemos un sistema de cuatro ecuaciones en las incógnitas A_{t1} para la plataforma o región 1, y α_2 , A_{02} , A_{12} , A_{r2} para la región 2. El presente sistema tiene más incógnitas que ecuaciones por lo que debemos plantear las mismas condiciones de continuidad en el punto w_2 que conecta las regiones 2 y 3. De nuevo el número de incógnitas excede al de ecuaciones, lo que ocurrirá hasta plantear las condiciones de continuidad en w_n . Finalmente tendremos un sistema de $4 \times N$ ecuaciones (N es el número de escalones) para $4 \times (N-1)$ incógnitas correspondientes a α_i , A_{0i} , A_{ti} , A_{ri} en las regiones 2 a N , más A_{t1} y α_{n+1} , A_{0n+1} , A_{rn+1} para las regiones 1 y $N + 1$, quedando cerrado el sistema.

Respecto al caso anterior de una plataforma en forma de escalón se da la diferencia de que los coeficientes del sistema no son reales, al aparecer factores de la forma $\exp(ikw_i)$, lo que impedirá resolver por separado las partes reales e imaginarias de las distintas variables envueltas en el problema.

El siguiente punto es comprobar si las soluciones obtenidas pueden considerarse como representativas, o al menos orientativas de las soluciones exactas correspondientes a una variación continua de la profundidad. Dicha forma continua podría considerarse como el caso límite en que la altura de los escalones empleados en este modelo tiende a cero, o lo que es lo mismo, que el número de escalones tiende a infinito. Por tanto, consideraremos válidos los resultados aquí obtenidos si a medida que aumentamos el número de escalones las soluciones van convergiendo a un cierto valor, el cual, en tal caso, tomaremos como la solución para un talud con pendiente finita.

Aplicamos el nuevo modelo al caso particular dado por el conjunto de valores antes presentado y que repetimos aquí:

Profundidad de la plataforma	100 m
Profundidad del mar abierto	800 m
Espesor de la capa superficial	50 m
Anchura de la plataforma	4000 m
Gravedad reducida	10^{-2} m s^{-2}
Amplitud de la marea en costa	0.4 m

Los resultados obtenidos se resumen en las figuras 4-3. La figura 4-3a representa las amplitudes de velocidad en el punto $x = 3000\text{m}$ (posición del fondeo) en la capa superior (serie 1), y la capa inferior (serie 2), en función del número de escalones utilizados. La figura 4-3b representa la fase de la velocidad en las mismas posiciones (referidas al máximo de amplitud de la oscilación del nivel en costa).

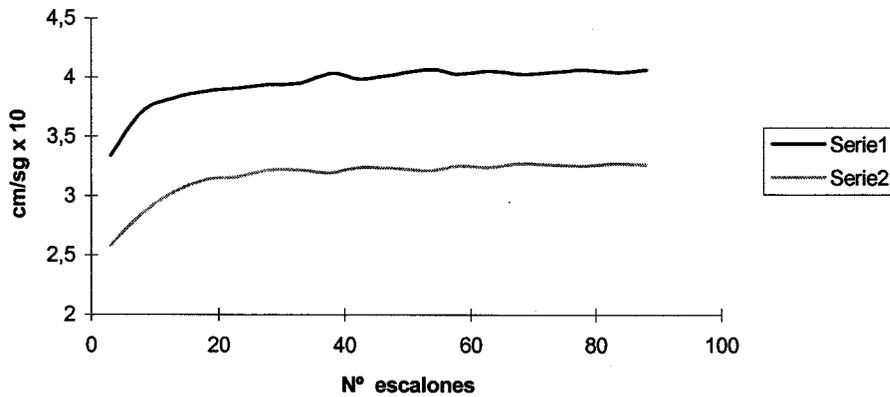


Figura 4-3a

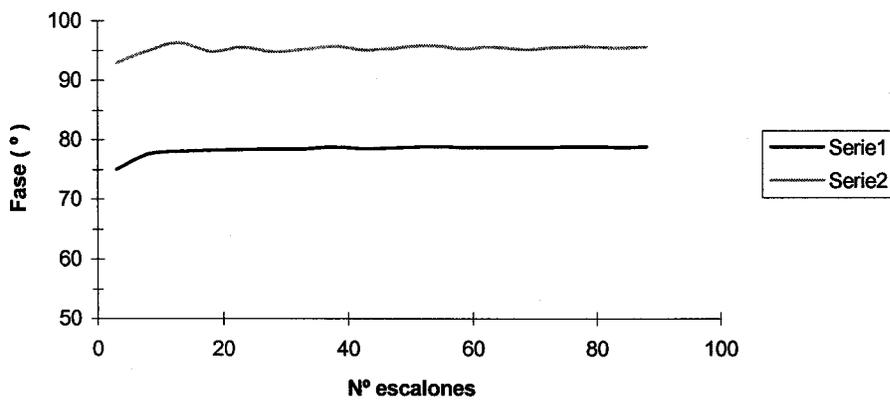


Figura 4-3b

A partir de estas figuras concluimos que las amplitudes en ambas capas se van acercando a los valores

$$u_1 = 0.407 \text{ cm/s} \quad u_2 = 0.327 \text{ cm/s.}$$

y las fases a

$$\phi_1 = 78.9^\circ \quad \phi_2 = 95.65^\circ$$

Las amplitudes han aumentado respecto al modelo simple de escalón, como era de esperar. En efecto, si bien el forzamiento de la marea interna es siempre máximo en las zonas más próximas a la ruptura de la plataforma, la inclusión del talud tiene un efecto acumulativo que refuerza los mecanismos de generación. Sin embargo las amplitudes obtenidas siguen siendo un orden de magnitud inferior a la señal de marea observada, y podemos concluir que no es el efecto de un talud con una cierta pendiente la causa de las ondas internas detectadas. Antes de considerar el efecto de una plataforma con pendiente, vamos a analizar el de un océano estratificado, en vez del modelo bicapa hasta aquí estudiado.

4.4 EFFECTO DE LA ESTRATIFICACIÓN. UN MODELO DE N-

CAPAS.

Para hacer una descripción más realistas de las condiciones usuales de estratificación, tendremos que recurrir a una descripción continua de la densidad del agua la cual se expresará a través de la frecuencia de Brunt-Väisälä.

En este caso las ecuaciones de movimiento y continuidad de nuestro problema pueden escribirse de la siguiente forma:

$$\partial U/\partial t - fV = -1/\rho \partial P/\partial x$$

$$\partial V/\partial t + fU = 0 \quad (4.4.1.)$$

$$\partial W/\partial t = -g - (1/\rho) \partial P/\partial z$$

$$\partial \rho/\partial t + W \partial \rho/\partial z = 0 \quad (4.4.2)$$

$$\partial U/\partial x + \partial W/\partial z = 0 \quad (4.4.3)$$

donde de nuevo hemos considerado que el sistema es homogéneo a lo largo del eje y.

Tomando la usual dependencia temporal $\exp(-i\omega t)$, manipulando las ecuaciones anteriores y aplicando la técnica de separación de variables tenemos que:

$$W(x,z) = - dX(x)/dx \cdot \phi(z)$$

$$U(x,z) = X(x) \cdot d\phi(z)/dz$$

$$(4.4.4)$$

que satisfacen automáticamente la condición de fluido incompresible (4.4.3).

La dependencia con la coordenada x va a ser una combinación lineal de las exponenciales $\exp(ikx)$, $\exp(-ikx)$, siendo k un número de onda e i la unidad imaginaria.

La función que describe la estructura vertical de estas soluciones satisfará el siguiente problema de autovalores:

$$d^2/dz^2 \phi(z) + k^2/c^2 \phi(z) = 0 \quad (4.4.5)$$

donde hemos definido $c^2 = (\omega^2 - f^2)/(N^2 - \omega^2)$. Este parámetro es adimensional y positivo, ya que $N > \omega > f$.

las condiciones de contorno son:

$$\phi = 0 \quad \text{en } z = -H$$

$$d/dz \phi + gk^2/(\omega^2 - f^2) \phi = 0 \quad \text{en } z = 0$$

Esta formulación del problema puede verse en numerosos trabajos (ver por ejemplo Drakopoulos y Marsden, 1993).

Este problema admite como solución cualquier función que cumpla (4.4.5) con condiciones de contorno homogéneas en $z=0$ y $z=-H$, lo que introduce un número infinito de modos internos de oscilación. Para ilustrar el problema, en el caso de N^2 constante, las soluciones serían de la forma:

$$\phi(z) = A_0 \sin k_0/c (z + H) + \sum_n A_n \sin k_n (z + H)/c \quad (4.4.6)$$

siendo $k_n = cn\pi/H$. La relación de dispersión para la parte barotrópica es:

$$gk/(\omega^2 - f^2) \operatorname{tg} [kH/c] + 1/c = 0 \quad (4.4.7)$$

Para el caso que estamos considerando de aguas poco profundas recuperamos el resultado habitual $k^2 = (\omega^2 - f^2)/gH$ al aproximar la tangente por su argumento.

Este tratamiento es equivalente al de curvas características (Baines, 1982). En este segundo método obtenemos a partir de las expresiones (4.4.1), (4.4.2) y (4.4.3) la ecuación :

$$\partial^2 \psi(x,z)/\partial x^2 - c^2 \partial^2 \psi(x,z)/\partial z^2 = 0. \quad (4.4.8)$$

donde ψ es una función de corriente tal que $\partial\psi/\partial z = -U$ y $\partial\psi/\partial x = W$.

Para una N^2 constante se tiene que cualquier función arbitraria de las variables ξ , η satisface esta ecuación. Estas variables son lo que se llaman rectas características y quedan definidas por las expresiones: $\xi = z + cx$, $\eta = z - cx$, y la solución a la ecuación (4.4.8) puede escribirse como:

$$\psi = f(\xi) + g(\eta).$$

Las rectas características son rectas de fase constante, y por tanto, la propagación de fase tiene lugar en dirección perpendicular a ellas, en tanto que la velocidad de grupo es paralela a ellas.

La equivalencia de estos métodos puede verse si escribimos en la expresión (4.4.6) la forma compleja de $\sin k_n(z+H)/c$ y multiplicamos por las dos posibles dependencias con la variable x : $\exp(ik_n x)$, $\exp(-ik_n x)$. Obtenemos una combinación lineal de las cuatro exponenciales de los siguientes argumentos: $x + (z + H)/c$, $-x - (z + H)/c$, $x - (z + H)/c$, $-x + (z + H)/c$. Introduciendo la exponencial de H/c dentro de la correspondiente constante de proporcionalidad, vemos que las dos primeras expresiones representan dos ondas planas propagándose en dirección normal a las características $\xi = z + cx$, y en sentido de ξ creciente y decreciente respectivamente. Las dos últimas expresiones dan cuenta de las características $\eta = z - cx$ en sentido creciente y decreciente de esta variable. Vemos por tanto como el problema puede enfocarse usando una descomposición en modos verticales o la teoría de curvas características. Evidentemente el tratamiento matemático es mucho más complejo y

no permite una visión tan intuitiva del fenómeno como la que teníamos al estudiar un mar de dos capas . Este es uno de los objetivos del presente apartado, establecer un modelo que se halle a mitad de camino entre el modelo de dos capas y los modelos de estratificación continua, describiendo la estratificación del mar mediante un número arbitrario de capas que permita la asociación de las soluciones matemáticas con oscilaciones de las distintas interfases o superficies de separación entre medios de distinta densidad presentes en el modelo. El próximo epígrafe comenta como se modelará la estratificación. El 4.4.2 desarrolla el modelo y algoritmos numéricos que facilitan el cálculo de las distintas variables.

4.4.1. Descripción de la estratificación mediante n capas.

Nuestra intención es la de reproducir mediante un número arbitrario de capas una estratificación lo más realista posible del mar. El modelo que se desarrollará en la siguiente sección debe ser versátil en el sentido de ser capaz de simular las situaciones más frecuentes que podemos encontrar en la naturaleza. Como tales podremos considerar:

1° Presencia de una capa homogénea de espesor h_s y densidad ρ_s sobre una capa de transición de espesor h_m donde la densidad varía de forma aproximadamente lineal hasta un valor ρ_p correspondiente a una capa profunda de espesor h_p sobre la

que se asientan las dos anteriores. La figura 4.4 a muestra una gráfica real correspondiente a este tipo de estratificación encontrada en el mar de Alborán, y la modelación que haríamos de esta situación usando un modelo de capas.

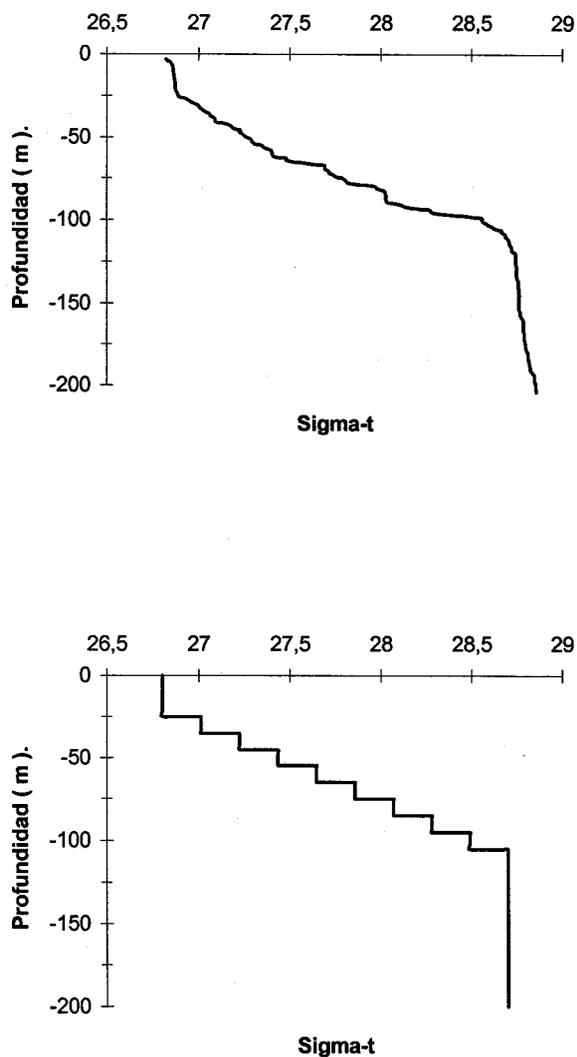
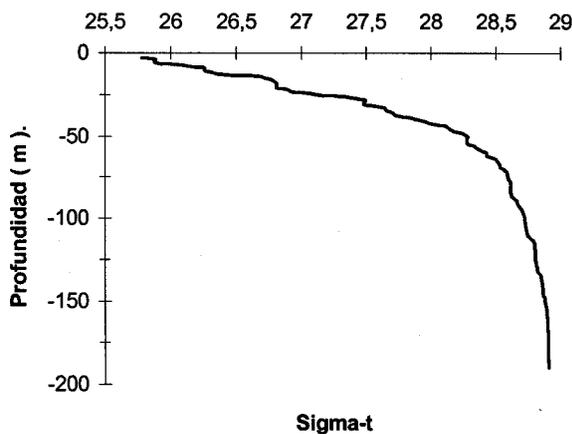


Figura 4-4a. Perfil real de densidad y su modelación usando un modelo de capas.

En este ejemplo hemos utilizado 10 capas. El espesor de las 8 (en general $n-2$) capas en que hemos dividido la capa de transición es el mismo e igual a $h_m / n-2$. Cada una de las n capas consideradas tiene una diferencia de densidad respecto a la capa anterior:

$$\Delta\rho = (\rho_p - \rho_s) / n-1$$

2º Caso en que no existe la capa superficial homogénea, apareciendo una capa de transición que se extiende desde la superficie hasta una capa profunda similar a la del primer caso . Las gráficas reales y modeladas son:



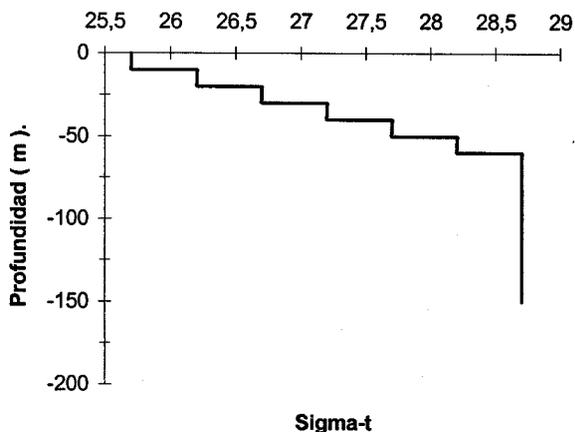


Figura 4-4b. Perfil real de sigma-t y su modelación para el segundo caso.

Este caso no presenta ninguna diferencia respecto al anterior para su modelación si hacemos $h = h_m / n - 1$, y a continuación tomamos $h_s = h$. De esta forma volvemos a tener una capa superficial sobre $n - 2$ capas de espesores h que están a su vez sobre una capa profunda; el tratamiento y la formulación de nuestro modelo serán los mismos.

3° Variación lineal de la densidad a lo largo de toda la columna de agua, es decir, N^2 constante.

Este caso puede ser de nuevo considerado un caso particular del primero, sin más que hacer $h = h_m / n$, donde ahora el espesor de la capa de transición es igual al de toda la columna de agua, y haciendo luego $h_s = h$, $h_p = h$. Las gráficas reales y modeladas son las de la figura 4-4 c.

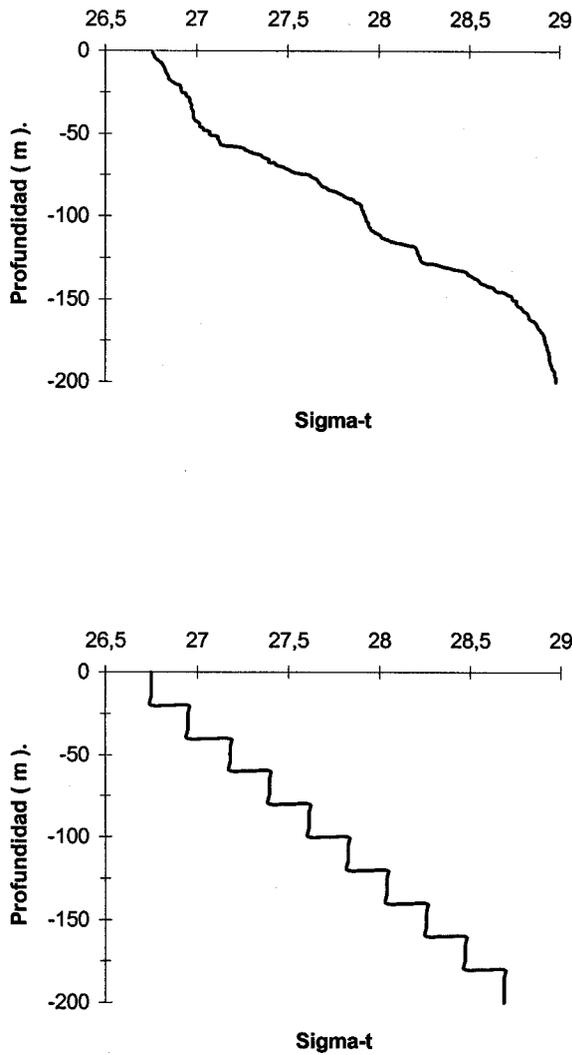


Figura 4-4c. Perfil real de sigma-t y su modelación para tercer caso.

Estas son las situaciones que podremos describir con el modelo de n capas que exponemos a continuación, y en el que necesitaremos conocer el espesor de la

capa superficial y su densidad, el espesor de la capa de transición y el número de capas en que queremos dividirla, y el espesor y densidad de la capa profunda.

4.4.2. Modelo matemático lineal de n capas.

El presente modelo asume la hipótesis habitual en la teoría de aguas poco profundas de considerar una distribución hidrostática de presiones. En el caso de tener un mar homogéneo, la presión sobre un punto de coordenada vertical z puede considerarse $\rho g(\xi_1 - z)$, siendo ξ_1 la elevación de la superficie libre respecto de su posición de equilibrio, habiendo tomado el origen de coordenadas para el eje z sobre la superficie sin perturbar, y siendo positivo hacia arriba. (La figura 4-5 sirve de guía para la nomenclatura seguida, en la que la interfaz etiquetada “i”, es la superficie superior de la capa “i”). En un mar de dos capas, la presión en un punto de la capa superficial seguiría siendo la misma, siendo la expresión para la segunda capa $\rho_1 g(h_1 + \xi_1 - \xi_2) + \rho_2 g(h_1 + h_2 + z + \xi_2)$. En general, en un mar de n capas, la presión sobre un punto de coordenada z perteneciente a la capa i -ésima será:

$$P = \sum_{j=1, \dots, i-1} [\rho_j g (h_j + \xi_j - \xi_{j+1})] + \rho_i g (h_1 + \dots + h_{i-1} + z + \xi_i)$$

Nos restringiremos al caso de que nuestro sistema pueda considerarse homogéneo respecto a una de las direcciones horizontales, lo que quiere decir que las distintas magnitudes envueltas en el problema sólo experimentarán variaciones en una sola dirección, la cual, en adelante, haremos coincidir con el eje x, siendo 'y' la dirección a lo largo de la cual el sistema es homogéneo. Esta restricción queda justificada al estar nuestro modelo orientado al estudio de la interacción de la marea con la topografía en zonas costeras.

Vamos a calcular el gradiente de presión a lo largo del eje x, aproximando g' (la gravedad reducida entre dos capas cualesquiera) por la expresión $g \cdot \Delta\rho/\rho_0$, donde ρ_0 es una densidad promedio. La ventaja de haber modelado la estratificación del mar manteniendo la misma diferencia de densidad entre capas consecutivas, es que la gravedad reducida es constante. Podremos escribir entonces los gradientes de presión en un punto de profundidad z como:

$$\partial/\partial x P = - g \partial/\partial x \xi_1 - g' \sum_{j=2, \dots, i} \partial/\partial x \xi_j$$

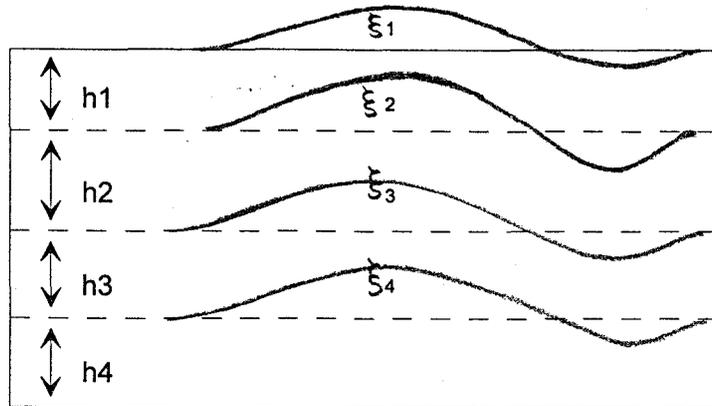


Figura 4-5.

Las ecuaciones de movimiento y continuidad para el modelo de n capas donde la estratificación del agua se ha modelado como se explicó en el apartado 4.4.1, serían:

Capa 1.

$$\partial U_1 / \partial t - f V_1 = -g \partial \xi_1 / \partial x$$

$$\partial V_1 / \partial t + f U_1 = 0$$

$$\partial \xi_1 / \partial t - \partial \xi_2 / \partial t = -h_s \partial U_1 / \partial x$$

Capas $i = 2$ a $n-1$

$$\partial U_i / \partial t - f V_i = -g \partial \xi_i / \partial x - g' \sum_{j=2, \dots, i} \partial \xi_j / \partial x$$

$$\partial V_i / \partial t + f U_i = 0$$

(4.4.9)

$$\partial \xi_i / \partial t - \partial \xi_{i+1} / \partial t = -h \partial U_i / \partial x$$



Capa n.

$$\partial U_n / \partial t - f V_n = -g \partial \xi_1 / \partial x - g' \sum_{j=2, \dots, n} \partial \xi_j / \partial x$$

$$\partial V_n / \partial t + f U_n = 0$$

$$\partial \eta_n / \partial t = -h_p \partial U_n / \partial x$$

Como el sistema es homogéneo a lo largo del eje 'y', los gradientes de presión son nulos en esta dirección. Este hecho permite eliminar V de estas ecuaciones sin más que derivar respecto del tiempo la ecuación de movimiento en el eje x, y sustituir la derivada temporal de V por f U.

Si consideramos una dependencia temporal de la forma $\exp(-i\omega t)$, el conjunto de ecuaciones (4.4.9) se reduce a:

Capa 1.

$$(\omega^2 - f^2) U_1 = -i\omega g \partial \xi_1 / \partial x$$

$$i\omega(\xi_1 - \xi_2) = h_s \partial U_1 / \partial x$$

Capas $i=2, \dots, n-1$

$$(\omega^2 - f^2) U_i = -i\omega g \partial \xi_1 / \partial x - i\omega g' \sum_{j=2, \dots, i} \partial \xi_j / \partial x \quad (4.4.10)$$

$$i\omega(\xi_i - \xi_{i+1}) = -h \partial U_i / \partial x$$

Capa n.

$$(\omega^2 - f^2) U_n = -i\omega g \partial \xi_1 / \partial x - i\omega g' \sum_{j=2, \dots, n} \partial \xi_j / \partial x$$

$$i\omega \xi_n = h_p \partial U_n / \partial x$$

Las distintas incógnitas presentes en el problema tan sólo dependerán de x , siendo independientes del tiempo. El siguiente paso en nuestro modelo consiste en despejar todas las incógnitas, $U_1, \dots, U_n, \xi_2, \dots, \xi_n$, en función de ξ_1 . Para ello despejaríamos U_1 en la ecuación de movimiento de la primera capa. Sustituyendo la expresión de U_1 en función de ξ_1 en la ecuación de continuidad de la primera capa estaremos en condiciones de despejar ξ_2 . Ahora sustituimos la expresión obtenida en la ecuación de movimiento de la segunda capa, con lo que obtenemos U_2 , y así sucesivamente. Despreciando g' frente a g en las expresiones de la forma $i\omega(g + g')$, podemos escribir a modo de ejemplo las velocidades y elevaciones de las interfases de las cuatro primeras capas:

$$U_1 = -i\omega g / (\omega^2 - f^2) \partial \xi_1 / \partial x$$

$$U_2 = -i\omega g / (\omega^2 - f^2) \partial \xi_1 / \partial x - i\omega g g' h_1 / (\omega^2 - f^2)^2 \partial^3 \xi_1 / \partial x^3$$

$$U_3 = -i\omega g / (\omega^2 - f^2) \partial \xi_1 / \partial x - i\omega g g' (2h_1 + h) / (\omega^2 - f^2)^2 \partial^3 \xi_1 / \partial x^3 -$$

$$- i\omega g g'^2 h_1 h / (\omega^2 - f^2)^3 \partial^5 \xi_1 / \partial x^5$$

$$U_4 = -i\omega g / (\omega^2 - f^2) \partial \xi_1 / \partial x - i\omega g g' (3h_1 + 3h) / (\omega^2 - f^2)^2 \partial^3 \xi_1 / \partial x^3 -$$

$$-i\omega g g'^2 (4h_1 h + h^2)/(\omega^2 - f^2)^3 \partial^5 \xi_1 / \partial x^5 - i\omega g g'^3 h_1 h^2 / (\omega^2 - f^2)^4 \partial^7 \xi_1 / \partial x^7$$

$$(4.4.11)$$

ξ_1

$$\xi_2 = \xi_1 + g h_1 / (\omega^2 - f^2) \partial^2 \xi_1 / \partial x^2$$

$$\xi_3 = \xi_1 + g(h_1 + h) / (\omega^2 - f^2) \partial^2 \xi_1 / \partial x^2 + g g' h_1 h / (\omega^2 - f^2)^2 \partial^4 \xi_1 / \partial x^4$$

$$\begin{aligned} \xi_4 = \xi_1 + g(h_1 + 2h) / (\omega^2 - f^2) \partial^2 \xi_1 / \partial x^2 + g g' (3h_1 h + h^2) / (\omega^2 - f^2)^2 \partial^4 \xi_1 / \partial x^4 + \\ + g g'^2 h_1 h^2 / (\omega^2 - f^2)^3 \partial^6 \xi_1 / \partial x^6 \end{aligned}$$

$$(4.4.12)$$

Es importante resaltar que estas son las expresiones de las velocidades e interfases de las primeras cuatro capas independientemente de cual sea el número total de capas, ya que se obtuvieron sin usar la ecuación de continuidad de la cuarta capa que es la única que variará dependiendo de que halla más capas por debajo de ésta. En este caso sería $i\omega(\xi_4 - \xi_5) = h \partial U_4 / \partial x$. De ser la última capa será $i\omega \xi_4 = h_p \partial U_4 / \partial x$.

Así, para un mar de n capas obtendremos las elevaciones de todas las interfases y las velocidades de cada capa en función de la elevación de la superficie libre, y nos quedará por usar la ecuación de continuidad de la última capa.

Sustituyendo en ella las expresiones de ξ_n , U_n , en función de ξ_1 , obtendremos la relación de dispersión para un mar de n capas.

4.4.3. Algoritmo de cálculo.

A pesar de la aparente complejidad de este modelo, es precisamente la facilidad con que pueden calcularse todas las expresiones anteriores lo que lo justifica. En efecto, consideremos en primer lugar, para un mar de profundidad constante, que la perturbación de la superficie libre tiene una dependencia con x de la forma $\exp(ikx)$. Automáticamente todas las derivadas que aparecen en las expresiones (4.4.11) y (4.4.12) son sustituidas por potencias impares y pares respectivamente de k. Centrémonos en el caso del campo de velocidades y consideremos dos vectores V1 y V2 de dimensión n. El primero de estos vectores tendría por primera componente $\omega g k / (\omega^2 - f^2)$, y por segunda componente $-\omega g g' k^3 h_1 / (\omega^2 - f^2)^2$. A partir de aquí podemos generar todas las componentes de este vector (hasta n para un mar de n capas) sin más que multiplicar la anterior componente por la cantidad $-g' k^2 h / (\omega^2 - f^2)$. El vector V2 queda definido de la siguiente forma: primera componente 0, segunda componente $-\omega g g' k^3 h / (\omega^2 - f^2)$, a partir de aquí de nuevo generamos todas las componentes multiplicando por la

misma cantidad que en el caso de V1. Una vez obtenidos estos vectores, las expresiones equivalentes a (4.4.11) para n capas se obtendrían multiplicando

$$A_1 * V1 + A_2 * V2 \quad (4.4.13)$$

donde las matrices A_i , $i = 1,2$, serían (para el caso de 4 capas de las ecuaciones 4.4.11):

$$\begin{matrix} 1,0 & 0,0 & 0,0 & 0,0 \\ 1,0 & 1,0 & 0,0 & 0,0 \\ 1,0 & 2,1 & 1,0 & 0,0 \\ 1,0 & 3,3 & 4,1 & 1,0 \end{matrix}$$

donde el primer elemento de cada par corresponde a A_1 , y el segundo a A_2 . Para el caso general de n capas, estas matrices se generan siguiendo un algoritmo sumamente fácil:

Desde $i=1$ hasta n, siendo n un número arbitrario de capas $A_1(i,1)=1$, $A_2(i,1)=0$.

$A_1(1,j) = A_2(1,j) = 0$ para $j=2, \dots, n$.

Desde $i=2$ hasta n y $j=2$ hasta n:

$A_1(i,j) = A_1(i-1,j-1) + A_2(i-1,j-1) + A_1(i-1,j)$

$A_2(i,j) = A_1(i-1,j) + A_2(i-1,j)$

Para las expresiones (4.4.12) referentes a las interfaces procederíamos de igual forma, generando las n expresiones como el siguiente producto:

$$C_1 * H1 + C_2 * H2 \quad (4.4.14)$$

donde H1 y H2 son dos vectores de dimensión n que se generan de la siguiente forma: $H1(1)=1$, $H2(1)=0$, $H1(2)= -gh_1k^2/(\omega^2-f^2)$ y $H2(2)= -ghk^2/(\omega^2-f^2)$.

A partir de aquí todas las componentes de los dos vectores se van obteniendo multiplicando la anterior por $-hg'k^2/(\omega^2-f^2)$.

Las matrices C_1 y C_2 siguen el mismo algoritmo que A_1 y A_2 , excepto para $C_1(i,2)$ que para $i=1$ es cero y uno en el resto de los casos. Así para cuatro capas escribimos:

$$\begin{matrix} 1,0 & 0,0 & 0,0 & 0,0 \\ 1,0 & 1,0 & 0,0 & 0,0 \\ 1,0 & 1,1 & 1,0 & 0,0 \\ 1,0 & 1,2 & 3,1 & 1,0 \end{matrix}$$

Quedaría obtener un algoritmo para la relación de dispersión, la cual se obtiene a partir de la ecuación de continuidad de la última capa, en la que aparece otro de los parámetros importantes de nuestro modelo que es h_p .

Para un mar de n-capas, y una vez sustituida la dependencia con x de la forma $\exp(ikx)$, nos quedará un polinomio de grado n en la incógnita k^2 . Escribimos dicho polinomio como:

$$1 + \sum_{j=1,4} b_j (k^2)^j = 0$$

Para definir los b_j usaremos las matrices C_1 y C_2 y consideramos este polinomio como la unidad más el producto escalar de los vectores B y $(b_1 + b_2 + b_3 + b_4)$: $1 + B \cdot (b_1 + b_2 + b_3 + b_4)$

siendo $B(1) = -gk^2/(\omega^2 - f^2)$. Las demás componentes hasta la n-ésima se obtendrían multiplicando la anterior por $-g'k^2/(\omega^2 - f^2)$. El segundo vector es suma de otros cuatro b_1, b_2, b_3, b_4 definidos como:

$$b_1(j) = h_1 h^{j-1} C_1(n, j+1) \quad \text{para } j=1, \dots, n-1 \quad ; \quad b_1(n) = 0.$$

$$b_2(j) = h^j C_2(n, j+1) \quad \text{para } j=1, \dots, n-1 \quad ; \quad b_2(n) = 0.$$

$$b_3(1) = h_p \quad b_4(1) = 0.$$

$$b_3(j) = [C_1(n, j) + C_2(n, j)] h_p h_1 h^{j-2} \quad \text{para } j=2, \dots, n$$

$$b_4(j) = C_1(n, j+1) h_p h^{j-1} \quad \text{para } j=2, \dots, n-1 \quad ; \quad b_4(n) = 0.$$

Así, siguiendo el caso que hasta ahora estamos utilizando como ejemplo de cuatro capas, debemos utilizar la última fila de las matrices C. La relación de dispersión se escribirá como:

$$1 - gk^2/(\omega^2 - f^2) (h_1 + 2h + h_p) + gg'k^4/(\omega^2 - f^2)^2 (3h_1h + h^2 + 3h_ph_1 + 3h_ph) - \\ - gg'^2 k^6/(\omega^2 - f^2)^3 (h_1h^2 + 4h_ph_1h + 3h_ph^2) + gg'^3 k^8/(\omega^2 - f^2)^4 h_ph_1h = 0$$

La solución de esta ecuación dará n soluciones para k^2 , lo que se traduce en n modos de propagación, uno de ellos barotrópico y n-1 internos que pueden propagarse a derecha o izquierda según el signo que tomemos.

Para la solución k_1 tendremos una elevación de la superficie libre de la forma $\exp(ik_1x)$, y la del resto de las incógnitas se obtendrá de sustituir este valor del número de onda en las expresiones (4.4.13) y (4.4.14). Según el número de onda que estemos considerando, estaremos tomando un modo de propagación u otro, y por tanto la estructura vertical de la velocidad y las elevaciones de las interfases será distinta. Por ejemplo, tomemos el caso de una capa superficial de 50m sobre una interfase de 75m y una capa profunda de 200m, con densidades 1026.7 y 1028.5 para las capas superficial y profunda respectivamente. Si modelamos la interfase mediante 3 capas, lo que supone en total un mar de 5 capas obtendremos cinco números de onda:

$$k_1 = 1.73 \times 10^{-6}$$

$$k_2 = 1.20 \times 10^{-4}$$

$$k_3 = 3.13 \times 10^{-4} \quad (\text{m}^{-1}).$$

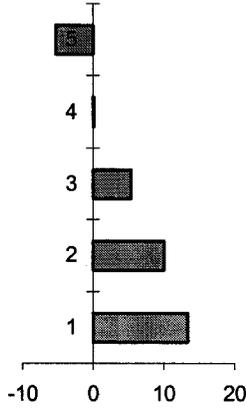
$$k_4 = 5.01 \times 10^{-4}$$

$$k_5 = 6.32 \times 10^{-4}$$

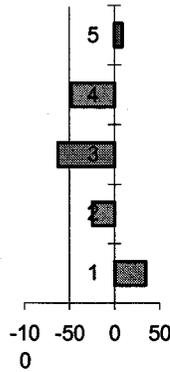
El primer número de onda corresponde al modo barotrópico, mientras que los cuatro números de onda restantes corresponden a los modos internos. En total hay tantos modos como capas, por lo que si hiciésemos tender el número de capas a infinito recuperaríamos el resultado obtenido para una estratificación continua mediante un número infinito de modos. La figura 4-6 representa la estructura vertical de los cuatro modos internos presentes en este ejemplo. Tal y como ocurría en el caso continuo con N^2 constante analizado al comienzo del apartado 4.4, el número de cambios de signo para la velocidad es igual al orden del modo (ver expresión 4.4.6).

Hay que destacar la diferencia de dos órdenes de magnitud entre el modo barotrópico y los modos internos, lo que implica $\lambda_b \gg \lambda_i$. Teniendo en cuenta que las variaciones de la topografía se producen usualmente en dirección normal a costa, y es por tanto en esta dirección donde se generan las ondas internas, queda justificada nuestra hipótesis de considerar el sistema homogéneo a lo largo de la costa. Es evidente que no podríamos despreciar los gradientes en la dirección paralela a la costa, producidos por la marea barotrópica, si la longitud de onda de ésta fuese del mismo orden de magnitud que las longitudes de onda de los modos internos.

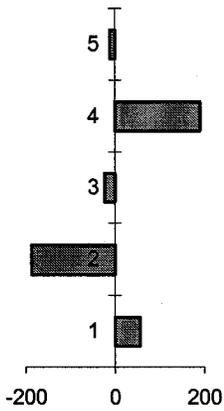
Primer modo interno.



Segundo modo interno.



Tercer modo interno.



Cuarto modo interno.

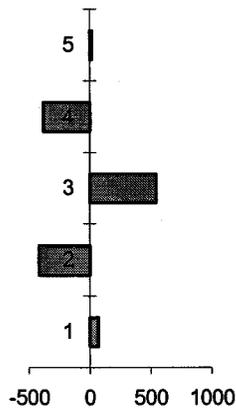


Figura 4-6. Estructura vertical del campo de velocidades para los cuatro modos internos presentes en un mar de 5 capas.

Finalmente hay que decir que la velocidad de cada capa debida a un modo cualquiera, resulta de multiplicar la estructura representada para dicho modo por la amplitud en superficie de dicho modo, ya que hemos obtenido todas las velocidades en función de la superficie libre. En general la velocidad total en una capa determinada será una combinación lineal de todos los modos presentes. Así, para el caso anteriormente representado, y escribiendo la velocidad como un vector cuyas componentes son las velocidades de cada capa, se obtiene:

U_1	0.192	13	34	55	70					
U_2	0.192	10	-24	-186	-416					
U_3	$= A_1$	0.192	$+ A_2$	5	$+ A_3$	-62	$+ A_4$	-22	$+ A_5$	541
U_4	0.192	0.05	-47	190	-378					
U_5	0.192	-5	8	-11	14					

Hay que aclarar que los valores numéricos que aparecen en este ejemplo son los que se obtienen para el ejemplo usado en la figura 4-6.

Los A_1, A_2, A_3, A_4, A_5 son constantes que expresan la amplitud de cada uno de los modos en la superficie libre. Dichas amplitudes serán en general complejos, y deberán escogerse de tal modo que se satisfagan las condiciones de contorno y

continuidad de forma análoga al caso de una estratificación continua e infinitos modos.

Hasta ahora sólo hemos considerado un mar de cinco capas sin topografía (fondo plano). Ahora vamos a introducir la topografía como una plataforma en forma de escalón como la representada en la figura 4-7, y similar a la usada en la figura 4-1 para el mar bicapa. Tendremos dos regiones donde el número de capas puede no coincidir como ocurre en la figura 4-7. En la zona de la plataforma tenemos 3 capas, y por tanto tres modos (dos internos y el barotrópico), y en la zona de mar abierto 5 capas, correspondiéndole cinco modos. El conjunto de “n” vectores que definen los “n” modos para la velocidad pueden agruparse en forma de matriz: $V^s(i,j)$ donde el elemento i,j indica el elemento i -ésimo del vector correspondiente al modo j . El superíndice indica la región a la que nos referimos. Para la elevaciones de las interfaces escribimos $H^s(i,j)$ con el mismo sentido.

Si consideramos una dependencia para la perturbación en la superficie libre en ambas regiones como la usada en el apartado 4.3.1, y aceptamos el carácter progresivo de los modos internos (hacia la costa en la plataforma y hacia mar abierto en la región oceánica), entonces podemos escribir:

Región I.

$$\xi_i' = H'(i,1)A_1' \cos[k_1'(x+L)] + \sum_{j=2,\dots,n1} H'(i,j)A_j' \exp(-ik_j'x) \quad (4.4.15)$$

$$u_i' = i V'(i,j) A_1' \sin[k_1'(x + L)] + \sum_{j=2,\dots,n1} V'(i,j) A_j' \exp(-ik_j'x) \quad (4.4.16)$$

Región II.

$$\xi_i'' = H''(i,1)A_1'' \cos[k_1''(x+x_0)] + \sum_{j=2,\dots,n_2} H''(i,j)A_j'' \exp(ik_j''x) \quad (4.4.17)$$

$$u''_i = i V''(i,j) A_1'' \sin[k_1''(x + x_0)] + \sum_{j=2,\dots,n_2} V''(i,j) A_j'' \exp(ik_j''x) \quad (4.4.18)$$

donde n_1 y n_2 son el número de capas en las regiones I, y II respectivamente.

Para obtener las distintas incógnitas del presente problema, tendremos que imponer las apropiadas condiciones de contorno y continuidad, así como tener en cuenta las condiciones de radiación necesarias. Debemos imponer la continuidad de la superficie libre y las interfases que queden por encima de la plataforma, así como de los flujos. Para las capas que queden por debajo de la plataforma debemos imponer la condición de velocidad horizontal nula sobre la pared vertical, es decir $u=0$ en $x=0$.

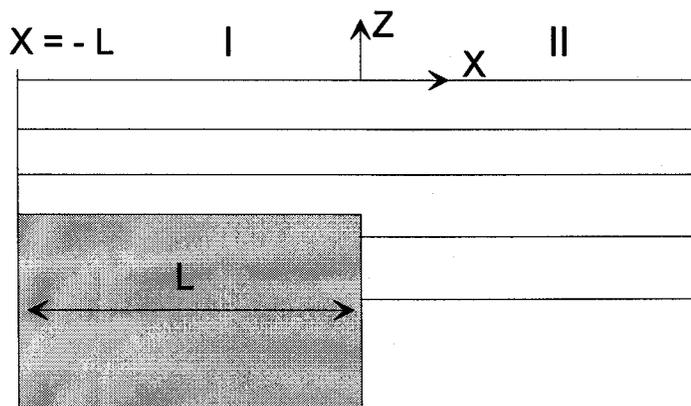


Figura 4-7. Esquema de la topografía para una plataforma en forma de escalón y un mar de varias capas.

En este caso, al igual que ocurría para el modelo de dos capas, la matriz de coeficientes del sistema de ecuaciones que se obtiene es real, y podemos separar dicho sistema en dos, uno para la parte real y otro para la parte imaginaria de las amplitudes.

Si queremos considerar el efecto del talud, la situación sería la representada en la figura 4-8:

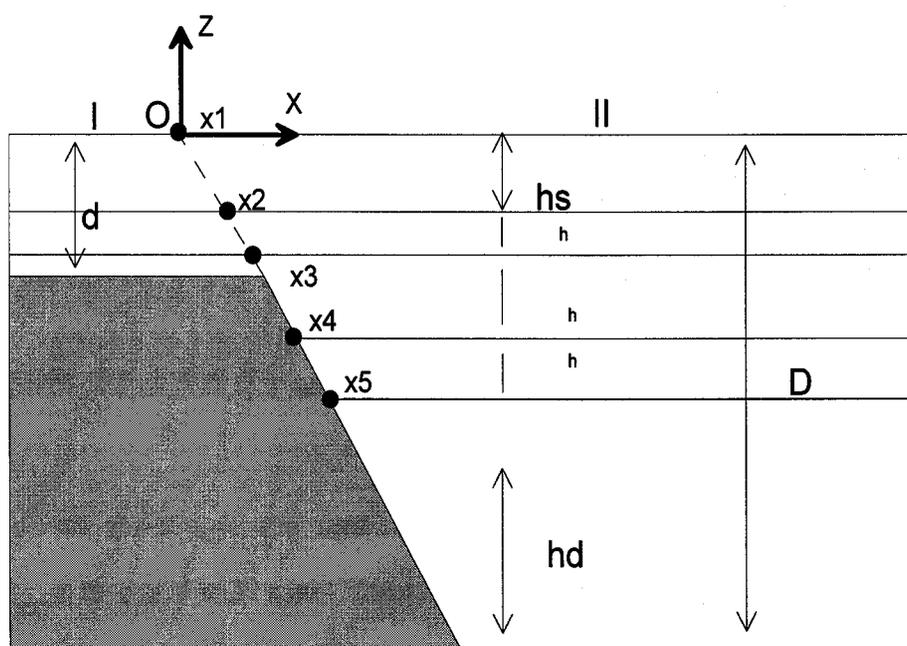


Figura. 4-8. Esquema del modelo de capas incluyendo un talud con pendiente finita.

Las condiciones de continuidad deben ser impuestas ahora a lo largo de la línea de separación entre las dos regiones I y II, que será el talud y su continuación

hasta la superficie libre. Dicha línea se ha representado por una línea discontinua en la figura 4-8, y satisface la ecuación $x = -\alpha/z$, siendo α la pendiente del talud. Si llamamos 'd' a la profundidad de la plataforma, y 'D' a la de la región oceánica, tanto u, como w (componentes horizontales y verticales de la velocidad) deben ser continuas a lo largo de la línea de separación de las dos regiones para $0 > z > -d$, mientras que para $-D < z < -d$ la componente de la velocidad normal al talud debe ser nula : $u - w/\alpha = 0$. Dado el carácter discreto del modelo, estas condiciones se impondrán en los puntos xi marcados sobre la figura 4-8, lo que nos permite calcular w como $\partial\xi/\partial x$, obteniéndose un sistema de ecuaciones cuya resolución nos dará las amplitudes complejas de los distintos modos presentes en el problema.

4.4.4 Aplicación del modelo al sector NO del Mar de Alborán.

Este modelo permite una descripción más realista de la estratificación de las aguas. No obstante, y como ya se ha comentado, las condiciones cambiantes de esta zona no permiten hablar de una única estratificación durante todo el periodo de fondeo. Por ello, en el presente apartado tomaremos dos formas posibles para la variación de la densidad con la profundidad extraídas de datos reales del Mar de Alborán y calcularemos para ambas situaciones el campo de amplitudes asociado a la señal de marea.

La primera de estas situaciones, de estratificación débil, se caracteriza por una extensa capa de mezcla donde la densidad pasa de 1028 a 1029 kgm^{-3} , desde la superficie del mar hasta los 150m de profundidad. Por debajo de esta capa de mezcla situamos una capa profunda de 450m de espesor y densidad 1029 kgm^{-3} . La capa de mezcla se modela mediante 7 capas. Tomamos de nuevo una plataforma continental de 4 km, y una pendiente para el talud de 0.06. La plataforma se divide por tanto en 5 capas, mientras que la región abisal está constituida por 8.

Para estos valores, y a unos 3 km de la ruptura de la plataforma (posición del fondeo), las corrientes máximas de marea predichas por el modelo estarían en torno a los 90 m de profundidad con valores de 3.2 cm/s, y desplazamientos verticales de 2.8 m de amplitud.

La segunda situación es para condiciones de estratificación que podríamos llamar fuertes, y que se caracterizan por la presencia de una pycnoclina pronunciada. En este caso la modelamos por una capa homogénea de 50m y 1027 kg/m^3 sobre una capa de mezcla de 70m donde la densidad varía linealmente hasta 1029 kg/m^3 , valor que se mantiene constante en la capa profunda de 480m de espesor. Este tipo de estratificación bien podría representar la mostrada en la figura 3-14 A, donde la presencia de una importante capa de agua atlántica en nuestra zona de trabajo da lugar a estas fuertes variaciones de la densidad con la profundidad. La plataforma tiene 5 capas y la región abisal 7. En este caso las amplitudes máximas para el desplazamiento vertical en el punto de fondeo se dan en torno a los 92m de profundidad, y alcanzan un valor de 2.6 m, siendo las corrientes de 5.4 cm/s. Hay que

señalar que sobre la ruptura de la plataforma se alcanzan oscilaciones verticales de 3.8m de amplitud.

Los cambios de estratificación que se aprecian en esta zona no afectan demasiado a las magnitudes de las ondas internas generadas. Sin embargo, sí pueden tener importancia en las oscilaciones de salinidad y temperatura registradas por nuestros correntómetros, ya que oscilaciones verticales de igual amplitud tienen una menor influencia sobre estas magnitudes si su variación es suave que si hay fuertes saltos en su distribución vertical.

Aunque los resultados siguen siendo inferiores a los estimados experimentalmente, sí hay un cierto acuerdo en los órdenes de magnitud, o al menos han mejorado respecto a los obtenidos con los modelos más simples que ignoraban la estratificación de las aguas.

4.5 CONSIDERACIONES SOBRE ESTOS MODELOS Y

CONCLUSIONES.

De los modelos analíticos aplicados a lo largo de este capítulo podemos extraer varias conclusiones las cuales consideramos interesante sintetizar en este apartado, así como dar algunas explicaciones más intuitivas que nos ayuden a

comprender estos resultados Los valores de las corrientes modeladas se resumen en la tabla 4-1.

1) Un modelo de dos capas con una ruptura en forma de escalón, con la condición de velocidad nula sobre la costa, es incapaz de explicar el fenómeno aquí estudiado.

2) La inclusión de una pendiente finita en el talud continental mejora los resultados, si bien éstos siguen sin estar de acuerdo ni tan si quiera en el orden de magnitud con los datos experimentales.

3) La acción combinada de un talud con pendiente finita y una estratificación más realista predicen ondas internas de marea del mismo orden de magnitud al encontrado experimentalmente, si bien los valores experimentales siguen excediendo de forma notable a los predichos teóricamente. Llama la atención la diferencia entre los resultados del apartado 2 y el apartado 3.

	Velocidad capa 1	Velocidad capa 2	Máximo de velocidad
Modelo de 2 capas y plataforma en escalón.	0.0016 m/s	0.000109 m/s	
Modelo de dos capas y pendiente finita.	0.004 m/s	0.0032 m/s	
Modelo de n-capas y estratificación fuerte			5.4 cm/s
Modelo de n-capas y estratificación débil.			3.2 cm/s

Tabla 4-I. Parámetros más relevantes de los modelos desarrollados en este capítulo.

En los modelos utilizados en los apartados 4.2 y 4.3.1, hemos partido del conjunto de ecuaciones lineales (4.2.5-10). En ellas las corrientes de marea y los desplazamientos de la superficie libre e interfase considerados eran la suma de una contribución barotrópica y otra interna cada una de las cuales satisfacía este mismo conjunto de ecuaciones. Por tanto cada una de estas soluciones o modos constituía una forma real en la que una perturbación podía transmitirse bajo las hipótesis consideradas. Además estas ecuaciones son homogéneas, por lo que no aparece ningún término de forzamiento. Se ha adoptado este punto de vista por permitirnos resolver analíticamente el problema. Sin embargo, no es el único ni el más utilizado método en la bibliografía existente. Existe un segundo punto de vista que, si bien

requiere la utilización de otras herramientas matemáticas como teoría de curvas características o resoluciones numéricas, puede darnos una visión más intuitiva.

Este segundo punto de vista consiste en considerar las corrientes de marea para un mar estratificado como la suma de una parte barotrópica más otra interna. La parte barotrópica se asocia a una perturbación de la superficie libre igual a la existente en la realidad y que se propaga en un mar de densidad homogénea, mientras que la parte interna da cuenta de la estratificación del medio pero no afecta a la elevación de la superficie libre.

La parte barotrópica entrará dentro de las ecuaciones que gobiernan la parte interna (las cuales ya no son homogéneas) como un término de forzamiento. Dicho término para el caso de estratificación continua es descrito por Baines (1973) como $-N^2W$, donde N^2 es la frecuencia de Brunt-Väisälä, y W la velocidad vertical asociada a la corriente barotrópica. Para un mar de dos capas Mazè (1983) lo describe como $(-h_1/h)(dh/dx)U$, donde h_1 , es el espesor de la capa superficial, h la profundidad del mar, y U la corriente barotrópica. Ambas expresiones son equivalentes y tienen una fácil interpretación, la corriente barotrópica, al encontrar un obstáculo ($dh/dx \neq 0$), provoca una velocidad vertical, y en consecuencia un desplazamiento vertical de las superficies materiales que, en caso de que el mar esté estratificado genera un gradiente horizontal de presión.

Estas expresiones no sólo nos dan una idea intuitiva del mecanismo de generación, sino que nos permiten estimar la magnitud de dichas ondas: La velocidad

vertical asociada a la marea barotrópica será positiva durante un semiperiodo de marea, por tanto este será el tiempo durante el que las superficies materiales se desplacen hacia arriba, siendo el desplazamiento máximo que alcancen una estimación de la perturbación que posteriormente se transmitirá. Dicha estimación se puede obtener a partir de la expresión (Baines 1973) :

$$dz/dt = Q z (1/h)_x \text{sen}(\omega t) \quad (4.5.1)$$

Resulta inmediato comprobar que esta expresión es equivalente a la propuesta por Mazè (1983) si tomamos el flujo barotrópico Q como hU , y hacemos $z = h_1$. Por tanto lo que necesitamos para realizar esta estimación es conocer la parte barotrópica de la marea, la cual podemos resolver analíticamente.

Las ecuaciones que gobiernan la parte barotrópica son las (4.2.1-3) que volvemos a escribir aquí teniendo ya en cuenta la homogeneidad a lo largo de la costa (eje y).

$$\partial u / \partial t - fv = - g \partial \xi / \partial x \quad (4.5.2)$$

$$\partial v / \partial t + fu = 0 \quad (4.5.3)$$

$$\partial \xi / \partial t = - \partial / \partial x (hu) \quad (4.5.4)$$

Eliminando v y considerando la dependencia temporal $\exp(-i\omega t)$.

$$(f^2 - \omega^2) \frac{d}{dx} (hu) = i\omega \frac{d}{dx} (h \frac{d}{dx} \xi) \quad (4.5.5)$$

$$i\omega \xi = \frac{d}{dx} (hu) \quad (4.5.6)$$

y de aquí obtenemos la ecuación para $\xi(x)$:

$$\frac{d}{dx} (h \frac{d\xi}{dx}) + [(\omega^2 - f^2)/g] \xi = 0 \quad (4.5.7)$$

Nuestra intención es la de demostrar que, a pesar de incluir la pendiente del talud, la corriente asociada a la señal barotrópica de marea, en una zona tan próxima a costa como la que nosotros estamos estudiando es muy pequeña, y por lo tanto lo es el forzamiento barotrópico de la señal baroclina. Por ello, no sólo consideramos el efecto amplificador de la corriente que supone la pendiente del talud, sino que incluimos también una cierta pendiente para la plataforma, condición que se aproxima más a la realidad que la de una plataforma con profundidad constante. En la figura 4.9 se representa esquemáticamente la geometría del problema.

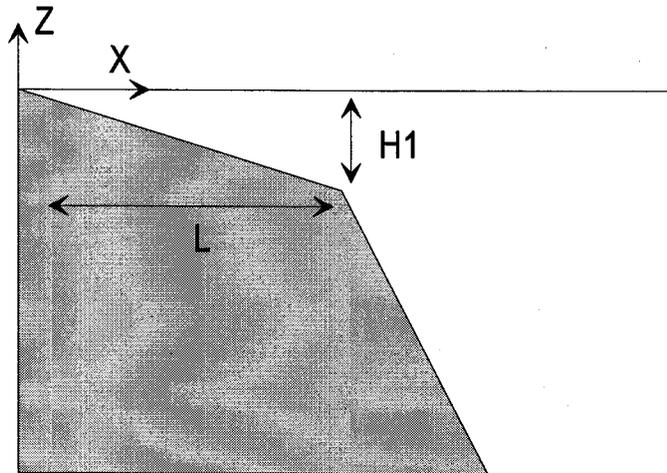


Fig. 4-9. Topografía esquematizada incluyendo una pendiente finita de la plataforma y el talud continental. Esta forma de la topografía se usa para un cálculo más realista del forzamiento barotrópico.

Sea a_1 la pendiente de la plataforma, y a_2 la del talud. Lógicamente $a_1 < a_2$. Tomamos el origen del eje x en la costa, por lo que podemos escribir en la plataforma $h(x) = a_1 x$. Sustituyendo esta expresión en (4.3.10) obtenemos

$$d^2\xi/dx^2 + 1/x d\xi/dx + k_1^2/x \xi = 0 \quad (4.5.8)$$

donde $k_1^2 = (\omega^2 - f^2)/ga_1$. Hacemos el cambio de variable $t = 2k_1 x^{1/2}$ y nos queda la ecuación de Bessel :

$d^2\xi/dt^2 + 1/t d\xi/dt + \xi = 0$, cuya solución general es una combinación lineal de las funciones de Bessel de orden cero de primera y segunda especie:

$$\xi(x) = A J_0(2k_1 x^{1/2}) + B Y_0(2k_1 x^{1/2}) \quad (4.5.9)$$

En $x = 0$ ξ debe permanecer finito. Dado que $\lim Y_0 = \infty$ cuando x tiende a cero, debemos tomar $B = 0$, y por tanto $\xi(x) = A J_0(2k_1 x^{1/2})$.

Por otra parte tenemos que $u(x) = -[ig\omega/(\omega^2 - f^2)] d/dx \xi$. (4.5.10)

Usando la propiedad $d/dx J_0(x) = -J_1(x)$ podemos escribir la expresión de la velocidad como:

$$u(x) = i [g\omega/(\omega^2 - f^2)] k_1 x^{1/2} A J_1(2k_1 x^{1/2}). \quad (4.5.11)$$

Para una plataforma de 4 km y profundidad en la ruptura de 100m, el valor máximo que toma el argumento de las funciones de Bessel es del orden de 10^{-2} , por lo que podemos desarrollar en serie de Taylor y hacer :

$$\xi(x) = A (1 - \frac{1}{2} k_1^2 x) \quad (4.5.12)$$

$$u(x) = i A [g\omega/(\omega^2 - f^2)] k_1^2 x. \quad (4.5.13)$$

Una vez obtenidas estas expresiones podríamos hacer lo mismo sobre el talud. Las soluciones de la elevación de la superficie libre y la velocidad sobre el talud quedarían en función de dos constantes que se determinarían al imponer la

continuidad de las dos variables en el punto de la ruptura de la plataforma ($x = L$). La constante A para la solución sobre la plataforma se obtiene a partir del conocimiento de ξ en la costa, el cual seguimos tomando como 0.4m. El forzamiento es máximo alrededor de la ruptura. Los valores de $\xi(x)$, y $u(x)$ en dicho punto son:

$$\xi(L) = 0.399 \text{ m}$$

$$u(L) = 0.28 \text{ cm/s}$$

Usando este valor de U , sobre la ruptura de la plataforma aplicamos la expresión (4.5.1), e integramos:

$$\ln z_{\max} = \ln z_0 + (U/h)(dh/dx)(1/\omega) \cos(\omega t)$$

$$z_{\max} = z_0 \exp(-2Ua/h\omega)$$

Esta expresión nos da la clave para interpretar los resultados anteriores. Por una parte el desplazamiento máximo es proporcional a la posición en reposo de la superficie material. En el caso de un mar de dos capas este es forzosamente el espesor de la capa superficial. Este resultado coincide con el hallado por Mazè (1983) a partir de la resolución numérica. Así, para un mar de dos capas, con la capa superior de 50m y pendiente del talud 0.06 obtenemos:

$$z_{\max} = -50 \exp(-0.0028 * 2 * 0.06 / 100 * 1.4 * 10^{-4}) = -50 * 0.976 = -48.8 \text{ m}$$

Lo que implica un desplazamiento de 1.2 m. Sin embargo, si permitimos una estratificación más realista, tendremos a 150m un gradiente de densidad que puede generar una onda interna de marea:

$$z_{\max} = -150 \exp(-0.0028 * 2 * 0.06 / 150 * 1.4 * 10^{-4}) = -50 * 0.984 = -147.6 \text{ m}$$

Lo que supone un desplazamiento de 2.4 m, bastante en consonancia con lo obtenido en el modelo de capas.

Con esta revisión de los términos de forzamiento barotrópico queremos evidenciar lo que a nuestro juicio es la principal conclusión de este capítulo. La falta de consonancia entre los resultados experimentales y los modelos desarrollados estriba en la incorrecta descripción del forzamiento barotrópico. Tal y como se ha explicado al principio de este apartado, dicho forzamiento no aparece explícitamente en los modelos analíticos que hemos usado a lo largo de este capítulo, pero estaba implícito en las condiciones de contorno al imponer una oscilación periódica de la superficie del mar sobre costa con una amplitud conocida. La condición de flujo cero sobre la costa (como no podía ser de otra forma) junto con la homogeneidad del mar en la dirección paralela a costa (sí podía ser de otra forma), llevan a un acoplamiento de la marea barotrópica con la costa en forma de onda estacionaria, y en consecuencia a una variación de la velocidad con la distancia a costa en forma

senoidal para el caso de plataforma con fondo plano o como una función de Bessel para el caso de una plataforma con pendiente finita. Con idea de mostrar este forzamiento de forma más clara e intuitiva se ha desarrollado este apartado. En él se ha mostrado que, por una parte, el término de forzamiento calculado explícitamente está en consonancia con los modelos anteriores, y por otra parte, que no es capaz de generar las ondas internas puestas de manifiesto en el capítulo 3. Por todo esto, llegamos a la conclusión de que es preciso revisar los mecanismos de generación propuestos hasta ahora y que han llevado a considerar forzamientos demasiado débiles de la marea interna.

CAPÍTULO V.

INTRODUCCIÓN.

En el capítulo III se ha investigado el carácter baroclino de la señal de marea en el sector noroccidental de Alborán. La señal normal a costa presenta un carácter baroclino pero con escasa coherencia temporal que no aparece asociada a los ciclos de mareas vivas- mareas muertas. Por otra parte, es posible que esta señal tenga una componente estacional que la escasa duración del fondeo no permite resolver.

Otro resultado importante es el tamaño de la señal semidiurna normal a costa en los puntos muestreados, tanto en los datos del fondeo de 1993, como en los datos revisados de 1980. Para resaltar este hecho volvemos a insistir en que las ecuaciones de movimiento que rigen la generación de las ondas internas de marea son forzadas por el término

$$-N^2W \quad (5.1 a)$$

para una estratificación continua, o

$$-(h_1/h)(dh/dx)U \quad (5.1 b)$$

para un mar de dos capas con una capa superficial de espesor h_1 y un espesor total h , siendo U la componente normal a costa de la marea barotrópica, y W la componente normal asociada a la marea barotrópica y a la presencia de una variación de la topografía del fondo marino.

Supongamos en principio que conocemos la señal barotrópica normal a costa, y que dicha componente es muy pequeña. En tal caso debemos admitir que la señal medida se debe principalmente a la parte interna de la marea. Sin embargo, dado que esta componente baroclina es forzada por los términos 5.1a,b, si la componente barotrópica es pequeña, no será capaz de forzar ondas internas apreciables, y entonces no podremos explicar las corrientes observadas, ni en base a un predominio de la señal barotrópica ni tampoco de la parte interna. En la modelación discutida en el capítulo anterior, se ha hecho la hipótesis de que la corriente barotrópica normal a costa, al tener que ser cero sobre la misma, se acopla como una onda estacionaria. Al añadir la hipótesis de homogeneidad a lo largo de la dirección paralela a costa, estas corrientes son calculadas en función de la amplitud de las oscilaciones semidiurnas de la superficie libre en costa. Este tipo de tratamiento se puede resumir en que la divergencia del flujo en la dirección normal a costa debe dar cuenta de las variaciones de la elevación de la superficie libre. De esta forma hemos calculado un forzamiento barotrópico que no modela correctamente las observaciones.

Ante esta situación debemos replantearnos algunas de las hipótesis de partida, revisión a la que dedicaremos este último capítulo. Los puntos en los que centraremos nuestra atención serán dos:

1) El forzamiento barotrópico descrito a partir de la hipótesis de homogeneidad a lo largo de costa subestima las corrientes barotrópicas. La inclusión de dicha dirección en los cálculos podría permitir mayores corrientes normales a costa compatibles con las elevaciones de la superficie libre observadas, ya que la divergencia normal a costa podría ser compensada por una divergencia paralela a la línea de costa. Para chequear esta hipótesis se desarrolla en el apartado 5.1 un modelo barotrópico para la marea semidiurna en el Estrecho a partir de los modelos de Laevastu (1974), y Sánchez y Pascual (1988).

2) Otra de las hipótesis básicas de partida es que la interacción con la topografía se produce en la dirección normal a costa, debido a la disminución de profundidad que se produce en el talud y plataforma continentales del sector noroccidental del Mar de Alborán. Otras posibilidades como la procedencia de estas ondas internas del umbral de Camarinal fueron desechadas debido a la proximidad a costa de las estaciones del fondeo que parecen quedar al resguardo de Pta. Europa. Sin embargo, al observar el carácter claramente baroclino de la señal semidiurna

paralela a costa tanto en los datos del 93 como del 80, nos vemos obligados a reconsiderar esta hipótesis. Esta posibilidad se analiza en el epígrafe 5.2.

5.1 MODELO BAROTRÓPICO DE LA MAREA EN EL ESTRECHO

DE GIBRALTAR Y SECTOR NO DEL MAR DE ALBORÁN.

Para conocer los efectos hasta ahora ignorados que pudiera tener la componente longitudinal a costa, la proximidad del Estrecho de Gibraltar, e incluso la topografía sobre la generación de la marea baroclina, realizamos un modelo en diferencias finitas que calcule las amplitudes y fases de la elevación de la superficie libre y de la velocidad asociada a la componente M_2 . Las ecuaciones usadas así como su discretización son las de un fluido hidrostático y homogéneo presentadas por Sánchez y Pascual (1988) modificando un modelo inicial de Laevastu (1974). Para resolverlo se usó un modelo explícito centrado en el tiempo y en el espacio con una malla tipo C de Arakawa.

En los citados trabajos el contorno oriental es el meridiano de Ceuta aproximadamente, y el espaciado de la malla de 2.5 km tanto en el eje x (Este-Oeste) como en el eje y (Norte-Sur). Dado que nuestro interés no está tanto en el

Estrecho, como en la zona noroccidental de Alborán, se ha ampliado el dominio en dirección Este, llegando algo más al Este de Pta. de la Chullera (ver figura 5-2). Por otra parte, al tener que validar los resultados del modelo con puntos muy cercanos a costa, decidimos aumentar la resolución espacial reduciendo el paso de malla a 1.85 km en ambos ejes. El incremento temporal tomado es de 5 s, que satisface sobradamente el criterio de estabilidad de Courant-Friedrich-Lewy:

$$\Delta t < \Delta x / (2gH_{\max})^{1/2} \quad (5.2)$$

donde Δx es el incremento espacial y H_{\max} la máxima profundidad del dominio utilizado.

El resto de los detalles sobre el sistema de ecuaciones planteado y su resolución puede verse en los dos citados trabajos. La topografía utilizada, se tomó de los mapas batimétricos del Instituto Hidrográfico de la Marina, y puede verse en la figura 5-1. Las condiciones de contorno impuestas fueron: Velocidad normal a costa cero sobre la misma. Sobre los contornos abiertos que coinciden con los meridianos, (es decir, la dirección del eje Y), se impuso la elevación de la superficie libre como una función tipo $A(y)\cos(\omega t - \phi(y))$. La frecuencia angular es la de la marea semidiurna 0.00014 rad/s, y la amplitud y fase, dependiente de la latitud, o en nuestro caso de la coordenada Y, se han extraído del informe final de la “Red mareográfica del Estrecho de Gibraltar” realizado por García Lafuente y publicado en 1988. En el

citado trabajo puede verse en la figura 7 una carta de marea con las líneas de igual fase y amplitud desde los $6^{\circ} 20'$ hasta los 5° de longitud Oeste, a partir de datos experimentales. Así hemos estimado una amplitud de 70 cm en el contorno occidental con fases decrecientes de sur a norte desde los 62° hasta los 48° . En el contorno oriental la amplitud es de 30 cm, y fases decrecientes en el mismo sentido desde los 53° hasta los 45° . Estas fases se miden respecto del paso de la luna por el meridiano de Greenwich. El contorno discretizado así como el dominio sobre el que se resolvió el modelo puede verse en las figuras 5-2, y 5-3.

Aunque no es el Estrecho de Gibraltar el área geográfica que queremos estudiar, sí tendremos muy presentes los resultados de la modelación allí, ya que al disponer de numerosa información experimental acerca de la marea en esta zona, podremos utilizarla para validar el modelo y evaluar la confianza en sus predicciones.

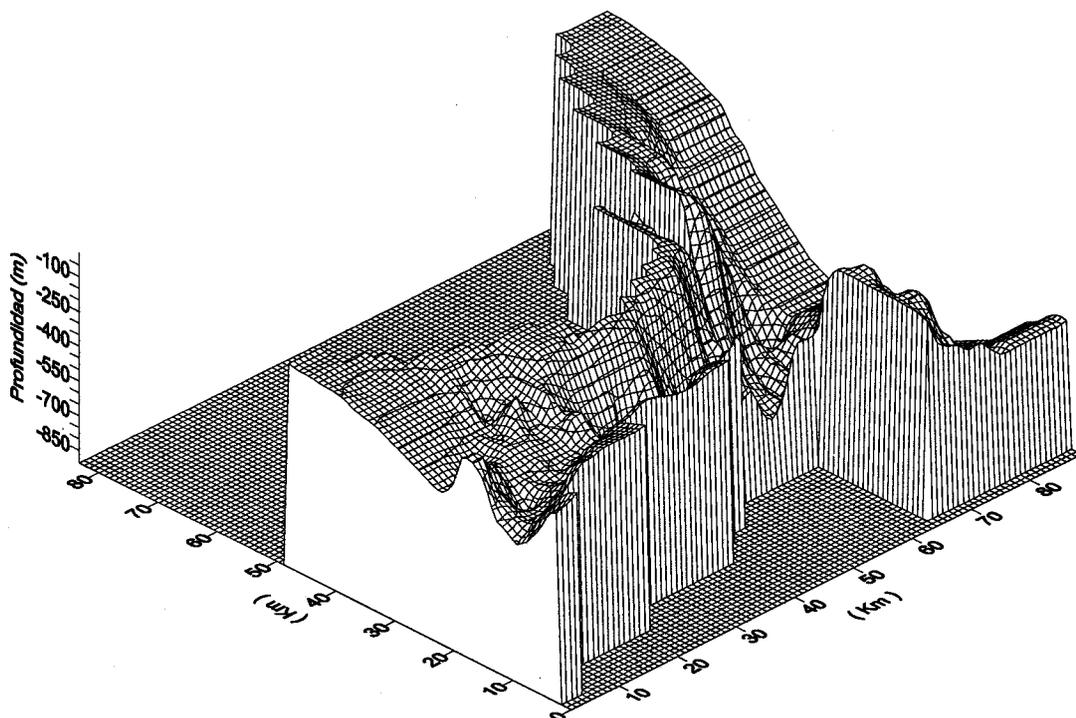


Figura 5-1. Topografía utilizada en el modelo de marea barotrópica.

La figura 5-2 presenta una carta de mareas realizada a partir de los resultados de la modelación. La comparación de estos resultados con la citada figura 7 de García Lafuente (1988) muestra que el modelo reproduce bastante bien los datos experimentales correspondientes a M_2 . En la figura 5-3 se presentan las corrientes y los contornos de igual elevación de la superficie del mar en un instante intermedio entre la pleamar y la bajamar. En este instante las corrientes deben ser importantes dado el carácter estacionario de la marea semidiurna en el Estrecho de Gibraltar, y uno de los objetivos básicos del presente modelo es saber si en esta región pueden

encontrarse corrientes de marea lo suficientemente intensas para generar la importante actividad interna aquí descrita.

Para comparar con los datos experimentales, consideramos la amplitud y fase de la elevación de la superficie libre, componente u (eje x) y componente v (eje y) de la velocidad, en el punto de coordenadas $x = 75.85$ km, $y = 66.6$ km, según las coordenadas de las figuras 5-2 y 5-3 que se corresponde con el punto de fondeo. Los resultados se muestran en la tabla 5-I.

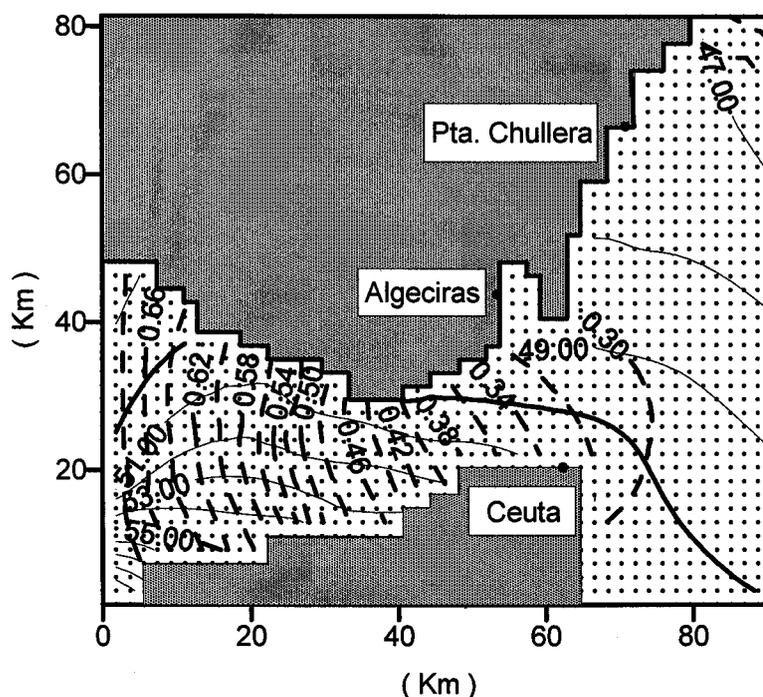


Figura 5-2. Carta de marea obtenida a partir de la modelación.

Las líneas continuas son líneas de igual fase expresada en grados y las líneas discontinuas de igual amplitud expresada en metros.

	Amplitud	Fase
ξ	28 cm	47°
u	1.03 cm/s	148°
v	0.94 cm/s	86°

Tabla 5-I. Amplitudes y fases para la elevación de la superficie libre y las corrientes en el punto de fondeo. Las fases se expresan en grados respecto al paso de la luna por el meridiano de Greenwich.

De estos datos hay que señalar la fase obtenida para la componente u de la velocidad. Candela et al. (1990) encuentra fases alrededor de los 140° para las corrientes medidas en el umbral del Estrecho, las cuales exhiben un comportamiento barotrópico. Por el contrario, en la boca Este del Estrecho, estas corrientes presentan desfases importantes entre los correntómetros superficiales y los más profundos, si bien las fases para las corrientes en profundidad siguen siendo muy parecidas a las encontradas en el umbral, lo que confirma que se trata de un comportamiento barotrópico, y podemos afirmar que esta es la fase para las corrientes de marea asociadas al desplazamiento de la superficie libre . A partir de los datos modelados calculamos las elipses de marea siguiendo las fórmulas que pueden verse en Foreman (1979).

Semieje mayor 1.16 cm/s

Semieje menor -0.7 cm/s

Inclinación de la elipse 37.05°

El signo negativo del semieje menor indica sentido de rotación horario, coincidente con el encontrado en esta misma zona por García Lafuente y Cano (1994) para los correntómetros profundos en la sección de Pta. Chullera, lo que parece indicar que al igual que en el Estrecho, la capa profunda de agua sigue un comportamiento barotrópico, siendo en la capa más superficial donde tienen importancia las corrientes asociadas a la marea baroclina. La coincidencia de estos aspectos con datos experimentales da confianza en los resultados del modelo.

Los resultados de esta modelación dan valores de la componente normal a costa (140° respecto al Este) mayores que los que se obtuvieron con los modelos analíticos bidimensionales desarrollados en el capítulo IV. Ahora se obtiene un valor de 1 cm/s aproximadamente. Pero a pesar de ser mayores no parecen lo suficientemente altos como para explicar las oscilaciones internas observadas.

Por ello se considera a continuación el efecto que la intensa marea baroclina que se genera en el Estrecho de Gibraltar puede tener sobre la zona de estudio.

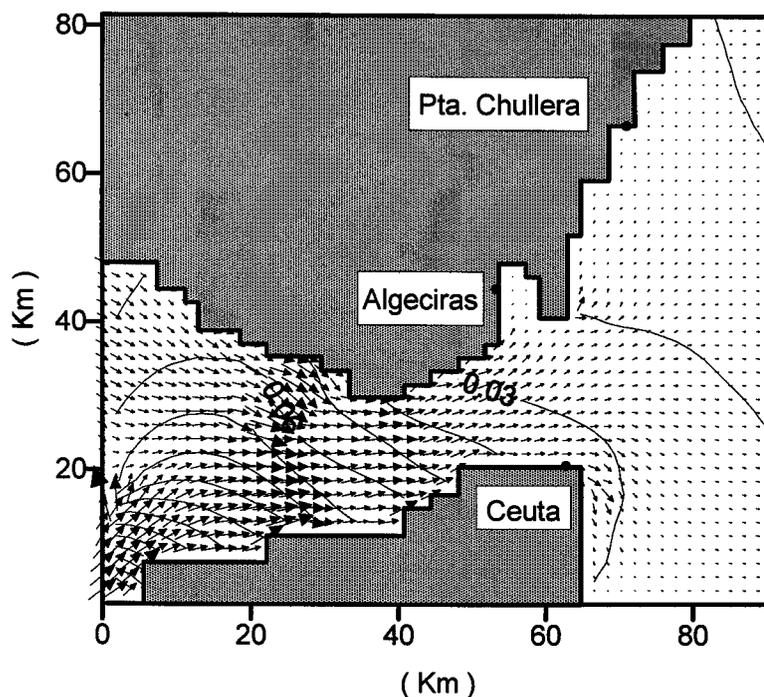


figura 5-3. Corrientes instantáneas en la pleamar en Pta. Chullera.

Las líneas continuas representan las elevaciones de la superficie libre.

5.2 PROPAGACIÓN DE ONDAS INTERNAS DESDE EL ESTRECHO.

Otra de las hipótesis iniciales ha sido que las ondas internas de marea eran generadas en la misma ruptura de la plataforma en la región noroccidental de Alborán, descartando desde el principio la posibilidad de que estas perturbaciones procediesen del Estrecho de Gibraltar. La presencia de un claro carácter baroclino en la componente a lo largo de costa de la velocidad, así como la escasa amplitud capaz

de generar las corrientes barotrópicas predichas teóricamente, nos obligan a replantear esta posibilidad.

Es bien conocida la generación de ondas internas de marea con periodicidad semidiurna en el umbral de Camarinal. Mediante distintas técnicas, desde medidas directas de corrientes, uso de cadenas de termistores, así como de imágenes de satélite y radar, dichas ondas han sido observadas en numerosos trabajos, Frassetto (1960, 1964), Gade and Ericksen (1969), Candela et al. (1990), Armi and Farmer (1988), La Violette and Arnone (1988), Watson and Robinson (1990), Alpers and La Violette (1992).

Además este fenómeno ha sido modelando numéricamente consiguiéndose así un buen entendimiento de sus mecanismos de generación y propagación. Wang (1989, 1993) utiliza un modelo previamente desarrollado para el estudio del flujo medio en el Estrecho de Gibraltar (1987) para estudiar la marea semidiurna, así como la formación de “bores” internos. Según este trabajo, las corrientes de la marea, cuando están dirigidas hacia el oeste, provocan una fuerte elevación de las isopícnas en el Umbral de Camarinal, debido al abrupto cambio de profundidad del fondo marino que pasa de unos 800m en la sección de Tarifa, hasta una profundidad de menos de 300m en Camarinal (ver figura 5-4). Los gradientes horizontales de densidad que producen las elevaciones de la isopícnas, cuyas amplitudes más grandes se alcanzan en la interfaz de separación entre las aguas atlánticas y mediterráneas, no pueden, sin embargo, propagarse hacia el Este debido a que las corrientes de marea

hacia el Oeste exceden la velocidad de propagación de las ondas internas. Después de la marea alta, se produce un reverso de las corrientes que permite que la perturbación de la interfaz se libere y viaje hacia el este. Este fenómeno tiene un marcado carácter no lineal que es recogido en los trabajos de Wang. Las observaciones experimentales muestran que estos “bores” generan paquetes de ondas de alta frecuencia en las proximidades de la boca Este del Estrecho. Las características de estos paquetes de ondas según Watson y Robinson (1990) serían:

1-7 ondas por paquete.

10-15 minutos de periodo.

0.5-2 km de longitud de onda.

0.4-2.5 m/s de velocidad de propagación.

Brandt et al. (1996) señala que para reproducir esta evolución de las ondas internas de marea es preciso incorporar en la modelación el carácter dispersivo de dichas ondas. El citado trabajo lo hace incluyendo efectos no hidrostáticos que permiten la modelación de trenes de ondas generados detrás del “bore” interno. Por tanto, tenemos por una parte los modelos de Wang, que no solamente incluye los efectos no lineales, sino que su carácter tridimensional permite el estudio de variaciones transversales al Estrecho debidas al efecto de la rotación terrestre. Sin embargo los trabajos de Wang no estudian la radiación de estas perturbaciones hacia

el interior del Mediterráneo. Por otra parte Brandt et al. (1996) presentan una substancial mejora al incluir el carácter no hidrostático de este fenómeno, y por tanto efectos dispersivos. Pero como el propio autor señala, el carácter monodimensional de su modelo impide la descripción de la radiación de la marea interna desde la boca oriental del Estrecho. Precisamente es este punto en el que nosotros estamos interesados al tratar de explicar las oscilaciones internas y el campo baroclino de velocidades en la zona de la ruptura y talud continental de Pta. Chullera.

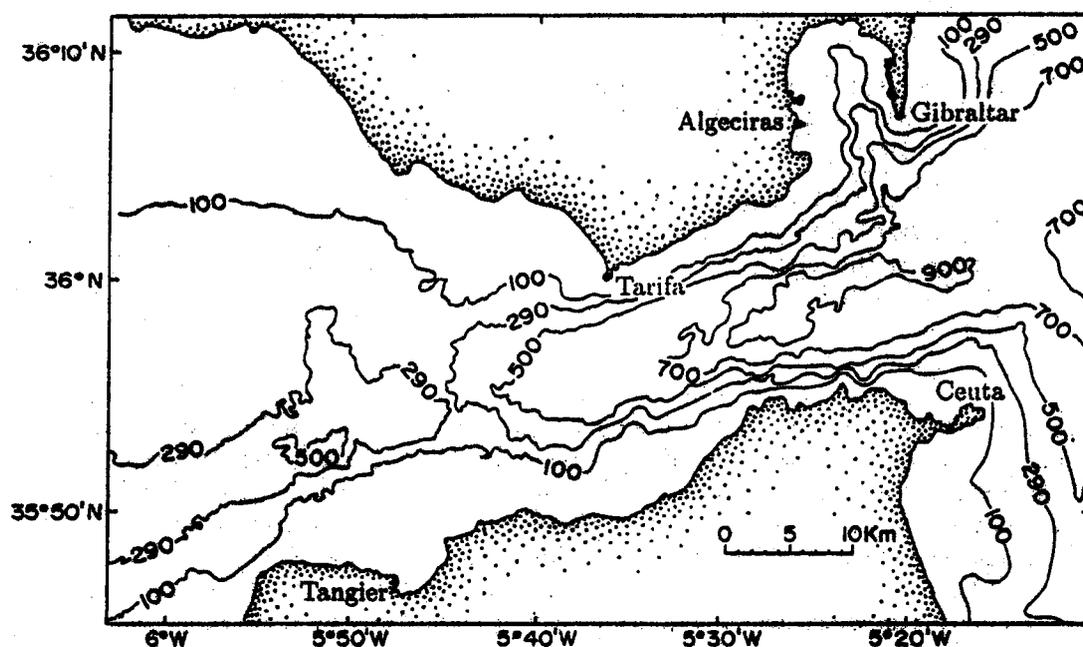


Figura 5-5. Topografía del Estrecho de Gibraltar.



Una descripción completa de este fenómeno, debería recoger entonces todos los aspectos de los citados trabajos más la radiación de ondas internas desde la boca oriental del Estrecho. Es decir, generación por interacción de la marea barotrópica con la escarpada topografía del umbral, carácter no lineal de la marea interna, carácter dispersivo de la marea interna y generación de paquetes de ondas, y por último, y como ya hemos dicho, propagación de estas ondas hacia el interior del Mediterráneo, y su posible incidencia sobre la plataforma del sector noroccidental de Alborán. El punto que más nos interesa es, evidentemente este último, la radiación hacia el interior del Mediterráneo. Por simplicidad, nosotros estudiaremos el problema de la generación de ondas internas por un obstáculo situado en el extremo occidental de un canal estrecho que conecta dos cuencas de anchura mayor que la del canal. La anchura de la cuenca occidental será de 410 km, y la de la cuenca oriental de 145 Km. Ambas cuencas están conectadas por un canal de 70 km de largo y 35 km de anchura. Este canal está situado de forma simétrica en la dirección norte-sur. La idea de esta simplificación de la costa puede verse en la figura 5-5:

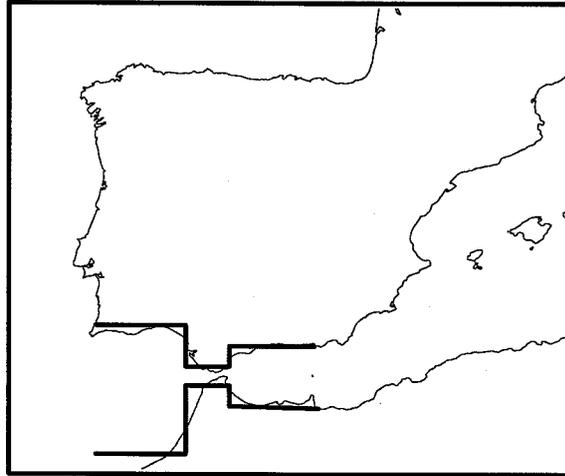


figura 5-5. Esquema de la simplificación del dominio utilizado para la modelación.

El obstáculo en el que se generarán las ondas internas presenta una zona plana que conecta dos zonas donde la pendiente del fondo es distinta de cero al cambiar en una distancia de 6 km la profundidad entre 800 y 300 m. En la figura 5-6 presentamos una esquematización del dominio que se usará para la modelación así como la topografía responsable de la generación de ondas internas.

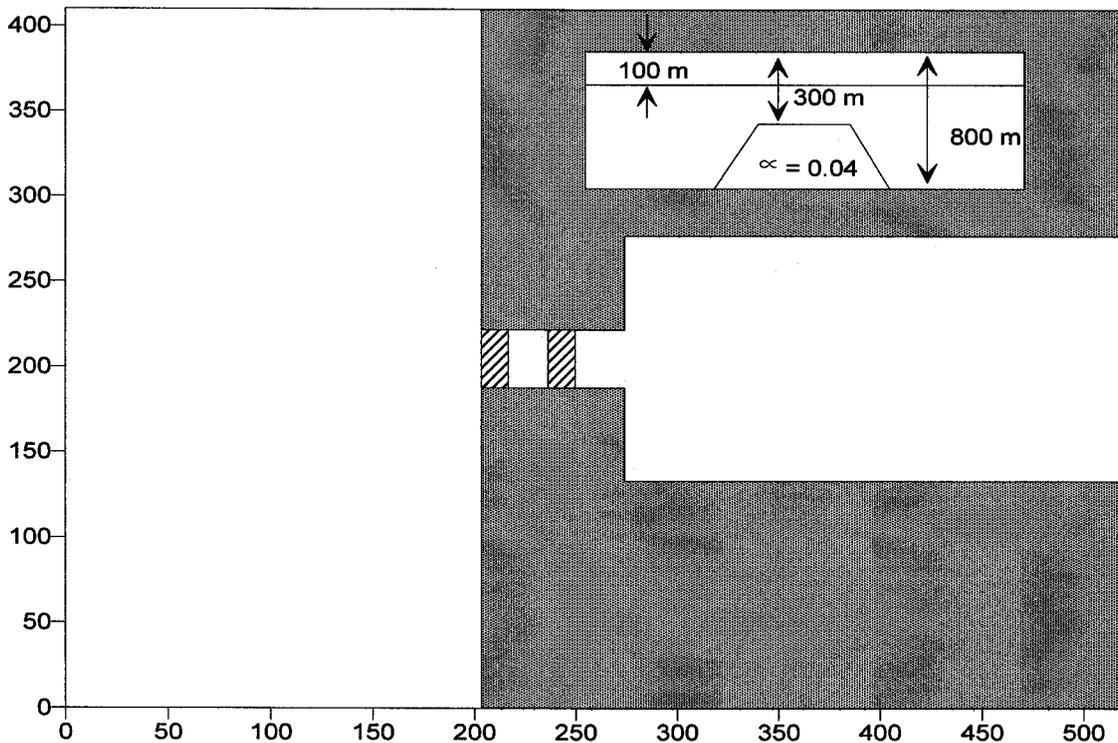


Figura 5-6. Esquema del dominio y la topografía utilizadas. Las zonas rayadas dentro del canal son aquellas donde la pendiente es distinta de cero. Dicho valor de la pendiente viene dado por α , que junto con otros valores importantes del modelo se presentan en el esquema del recuadro en la esquina superior derecha.

El modelo considera un mar de dos capas homogéneas, inmisible que obedece las ecuaciones de Boussinesq bajo la aproximación hidrostática. El conjunto de ecuaciones que gobierna nuestro sistema es:

$$\partial u_1 / \partial t + u_1 \partial u_1 / \partial x + v_1 \partial u_1 / \partial y - f v_1 = -g \partial \xi_1 / \partial x \quad (5.3 a)$$

$$\partial u_2 / \partial t + u_2 \partial u_2 / \partial x + v_2 \partial u_2 / \partial y - f v_2 = -g \partial \xi_1 / \partial x - g' \partial \xi_2 / \partial x \quad (5.3 b)$$

$$\partial v_1 / \partial t + u_1 \partial v_1 / \partial x + v_1 \partial v_1 / \partial y + f u_1 = -g \partial \xi_1 / \partial y \quad (5.3 c)$$

$$\partial v_2 / \partial t + u_2 \partial v_2 / \partial x + v_2 \partial v_2 / \partial y + f u_2 = -g \partial \xi_1 / \partial y - g' \partial \xi_2 / \partial y \quad (5.3 b)$$

$$\partial \xi_1 / \partial t - \partial \xi_2 / \partial t = -\partial / \partial x [(h_1 + \xi_1 - \xi_2) u_1] - \partial / \partial y [(h_1 + \xi_1 - \xi_2) v_1] \quad (5.3 e)$$

$$\partial \xi_2 / \partial t = -\partial / \partial x [(h_2 + \xi_2) u_1] - \partial / \partial y [(h_2 + \xi_2) v_1] \quad (5.3 f)$$

Los efectos no lineales son importantes en el canal de unión, pero pierden importancia cuando estudiamos la radiación en las cuencas adyacentes. La inclusión de estos términos complica la programación de las ecuaciones anteriores. Prescindir de estos términos afectará a los resultados en el interior del canal, pero no afectará a la parte irradiada. Por esta razón suprimimos del modelo los términos no lineales.

Por otro lado, la aproximación hidrostática impide la dispersión de las ondas generadas, es decir, no se podrá reproducir los trenes de ondas de alta frecuencia antes comentados. Aunque estos trenes de onda tienen importancia en cuanto a mezclas y radiación de energía, la frecuencia dominante en ellos cae fuera del rango de interés, que es la de M_2 .

En este modelo sólo consideraremos el forzamiento debido a la marea barotrópica que se introduce a través de las condiciones de contorno, las cuales serán la elevación tanto de la superficie libre como de la interfaz de separación entre las

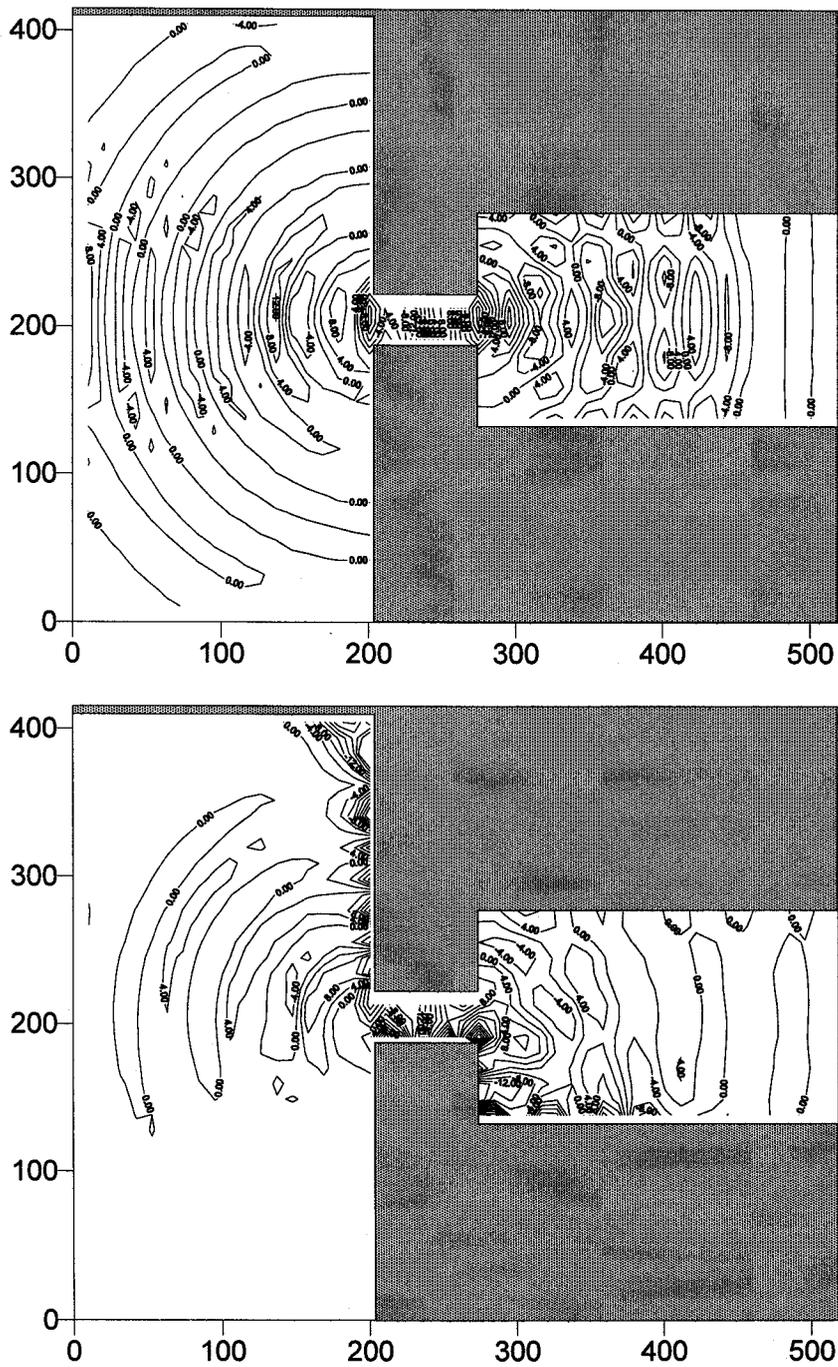
dos capas. La marea en el Atlántico tiene un carácter progresivo hacia el norte, por lo que la fase debe decrecer en esta dirección. De Cartwright (1980) hemos tomado una amplitud de 1m para la marea, con una fase creciente hacia el norte desde 60° hasta 30°. En el contorno oriental el forzamiento es una amplitud de la superficie libre de 20 cm con fases decrecientes hacia el norte desde 53° a 40° similares a las mostradas en el citado trabajo de García Lafuente (1988). Más complicado resulta fijar condiciones de contorno para la interfaz, ya que es precisamente este dato el que desconocemos y queremos estudiar a través de la modelación. El procedimiento seguido ha sido el siguiente: Una vez comience a correr el modelo, en cada ciclo de marea se generará una perturbación de presión en la interfaz que se propagará desde el lugar de generación (el obstáculo en el canal) hacia el este y el oeste. La velocidad de propagación de estas ondas lineales es

$$[g'h_1h_2 \omega^2 / (\omega^2 - f^2)]^{1/2} \quad (5.4)$$

esta expresión arroja en ambas cuencas un valor de 0.93 m/s. Teniendo en cuenta que la distancia entre este punto y el contorno oriental (por ser la zona donde queremos garantizar una correcta modelación del fenómeno), supera los 250 km, esto indica que las primeras perturbaciones generadas tardarán más de 6 periodos de marea en alcanzar el contorno. Hasta este instante, por tanto, la marea en los contornos tendrá un carácter barotrópico, por lo que impondremos que la interfaz oscile en cada punto

del contorno abierto en fase con la superficie libre y con una amplitud igual a $\xi_1 h_2 / H$, siendo H la profundidad total. Evidentemente, el tiempo que corramos el modelo no debe ser superior a los 6 ciclos de marea, tiempo que, por otra parte, resulta suficiente para observar la generación y propagación de estas ondas a la salida del Estrecho por su boca oriental, y su llegada a la zona de estudio. En caso de querer aumentar el tiempo en el que queremos conocer la evolución de las ondas internas que llegan al sector noroccidental de Alborán, deberemos aumentar las dimensiones del dominio, lo que llevaría consigo un mayor tiempo de cálculo, pero no supondría ningún problema adicional.

En la figura 5-7a, y 5-7b, se muestran los valores instantáneos al final de la modelación para la elevación de la interfaz sin rotación ($f = 0$), y con rotación (para una latitud de 36° N, $f = 8.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). De esta forma se trató de estudiar el papel que sin duda la rotación terrestre debe tener en la radiación de este tipo de ondas.



Figuras 5-7a,b. Elevación de la interfaz tras 6 ciclos de marea a) sin rotación
b) incluyendo la rotación terrestre.

Se aprecia como las ondas radiadas desde el canal se propagan de forma simétrica en ausencia de rotación, mientras que al incluir un valor del parámetro de Coriolis apropiado para nuestra latitud, se observa la desviación de las ondas hacia la derecha según el sentido de propagación, es decir, hacia el norte en la cuenca occidental, y hacia el sur en la cuenca oriental. Tanto en un caso como en otro, las amplitudes de las oscilaciones sobre la pared vertical (sur-norte) al este del canal, llegan a alcanzar los 4m, es decir diferencias de 8 m desde la cresta hasta el valle. Se encuentran incluso valores superiores pegados a la costa norte de la cuenca oriental. Señalamos estos puntos por ser los más desfavorables para la propagación de las ondas, y coincidir con la zona donde han sido realizados nuestros fondeos.

Otros efectos son la disminución de la amplitud de la perturbación desde el centro de la cuenca hacia los bordes y desde el canal hacia el interior de las cuencas. Este resultado era de esperar en base al aumento de la anchura del mar, y a la ecuación de continuidad.

La figura 5-8 representa la elevación de la interfaz, y la componente Este-Oeste de la velocidad que ésta lleva asociada en la capa superior a lo largo de la dirección del eje del canal:

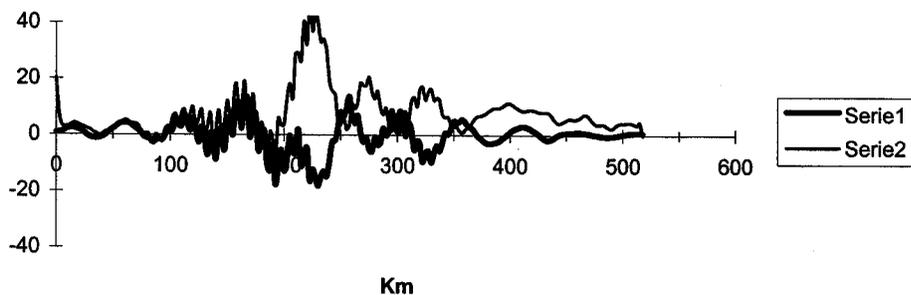


Figura 5-8. En trazo grueso representamos la elevación de la interfase en metros a lo largo del eje del Canal, así como la velocidad de la capa superior en trazo fino expresada en cm/s.

Se observa que las oscilaciones de la interfaz pueden alcanzar amplitudes de 20 m en la zona de generación, es decir, sobre el obstáculo situado en el interior del canal, entre los 200 y 230 Km. En cuanto a las velocidades en la dirección X, alcanzan puntualmente valores de 40 cm/s, disminuyendo sensiblemente al alejarnos de la zona del canal. Para comprobar algunos aspectos de la modelación, recordemos que una onda interna plana que se propague a lo largo del eje X, (despreciando el carácter bidimensional del modelo), tiene un número de onda teórico dado por:

$$k_1 = [(\omega^2 - f^2)H/h_1h_2g'] \quad (5.5)$$

lo que, en nuestro caso, supone longitudes de onda interna alrededor de 52 Km. Este valor encaja bastante bien con la distancia entre picos que se observa en la figura 5-8. Por otra parte, para una onda progresiva a lo largo del eje X, la relación entre la

amplitud de la oscilación de la interfaz y la amplitud de la velocidad de la corriente asociada a dicha perturbación es:

$$u_1 = [-\omega / (h_1 k_i)] B \quad (5.6 a)$$

$$u_2 = [\omega / (h_2 k_i)] B \quad (5.6 b)$$

siendo B la amplitud de la oscilación de la interfaz. Al ser esta expresión inversamente proporcional al espesor de la capa de agua, la parte interna de la corriente debe ser más importante en la capa superior que en la profunda. En nuestro modelo debe ser 7 veces mayor, por lo que es esta componente la que hemos representado. Por el contrario, en la capa profunda debe ser la parte barotrópica de la corriente la que predomine, lo que justifica las fases halladas por Candela et al. (1990) en el Estrecho en la capa profunda y los sentidos de rotación de las elipses de marea en Punta Chullera (Lafuente y Cano, 1994). El signo negativo en (5.6a) indica que para una onda progresiva en el sentido positivo del eje X (Como ocurre hacia la cuenca oriental del presente modelo), la corriente en la capa superior y las oscilaciones de la interfaz deben estar en contrafase, estando en fase si el carácter progresivo fuese en el sentido negativo del eje X (hacia la cuenca occidental de nuestro modelo). Estas características conocidas de la teoría de propagación de ondas internas lineales en mares de dos capas, parecen cumplirse bastante bien a lo

largo del eje del canal. Es de esperar que a medida que nos alejemos de él, las variaciones transversales sean más importantes.

Otro aspecto a comentar son las oscilaciones de alta frecuencia que presenta la interfaz. Siendo el modelo hidrostático y lineal, no cabe esperar este tipo de oscilaciones que más bien deben relacionarse con fenómenos dispersivos que como ya dijimos anteriormente no son recogidos por este modelo. Esto plantea la posibilidad de que se trate de oscilaciones espúreas, resultado de la resolución numérica del problema. En tal caso dichas oscilaciones deben ser ignoradas, y futuros modelos deberán incluir un filtrado que prevenga su aparición. Sin embargo, la condición de velocidad normal a costa cero impone reflexiones de las ondas que llegan a costa, pudiendo tener este fenómeno alguna relación, al tener en cuenta que tan sólo aparecen estas perturbaciones en la zona interior al canal donde los efectos costeros deben dejarse sentir a lo largo del eje del mismo, mientras que este efecto desaparece al adentrarnos en las cuencas oriental y occidental, dado que estamos presentando resultados en puntos lejanos a la costa. Por otra parte, al no conocer valores precisos de los coeficientes de rozamiento necesarios para parametrizar la fricción con el fondo y entre las dos capas del mar (lo que llevó al tipo de condición de contorno usada en los contornos abiertos del dominio), no podemos estar seguros de la posible disipación de estas perturbaciones internas al llegar a costa, y no podemos descartar reflexiones de las mismas, y asegurar si hay o no una base física

para este fenómeno. Por todo ello no prestaremos atención a los movimientos de periodicidades superiores a la semidiurna que es la que pretendemos estudiar aquí.

Los altos valores que el modelo da para la corriente fuera del canal (ver figura 5-8) son esperanzadores . En la figura 5-9 representamos la elevación de la interfaz así como las corrientes en ambas capas a lo largo de todo el tiempo de modelación en un punto de coordenadas $X = 280$ km, $Y = 265$ km, punto que se hallaría en la parte noroccidental de la cuenca oriental, y a 6.25 km de la costa cuya orientación es norte-sur.

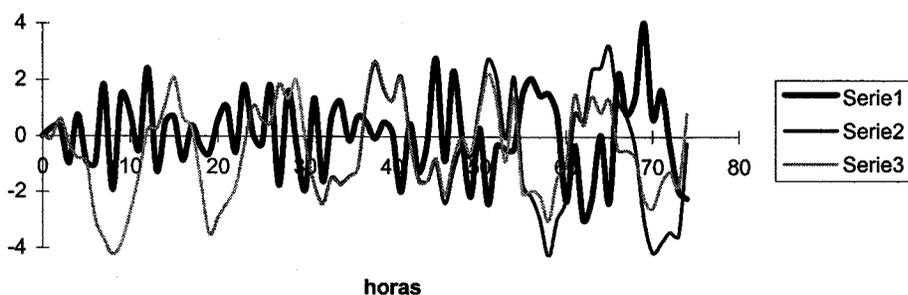
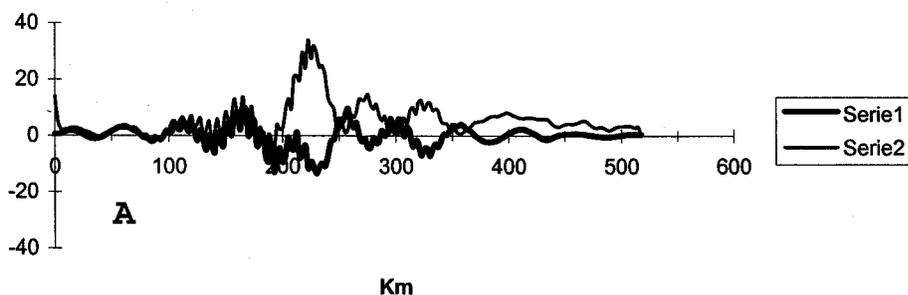


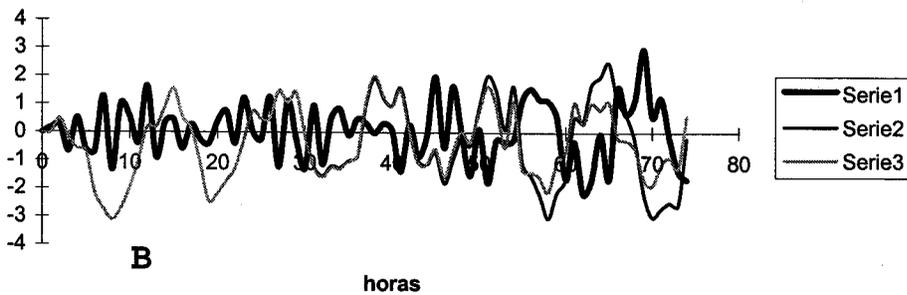
Figura 5-9. La serie 1 representa la evolución temporal de la interfaz en metros, mientras que las serie 2 y 3 son las corrientes en las capas superior e inferior respectivamente expresadas en cm/s.

El comienzo de la serie temporal, sin duda está afectado por problemas de estabilización del modelo a partir de las condiciones iniciales, que son las de

velocidad cero y elevación de la superficie libre e interfaz cero en todo el dominio. En los últimos ciclos de marea, sin embargo, se observa más claramente el carácter semidiurno de las oscilaciones, si bien hay que tener de nuevo en cuenta la proximidad de la costa al punto donde representamos los datos. La imposibilidad de distinguir las corrientes en ambas capas en los inicios de la modelación indica el tiempo que la perturbación interna tarda en alcanzar el punto en cuestión. En las últimas horas de la modelación se aprecian corrientes de 4 cm/s en la capa superior (donde supuestamente debe sentirse más el efecto de la marea interna) con diferencias de 2 cm/s respecto a la capa inferior.

Para ver el efecto que las amplitudes impuestas sobre los contornos abiertos para la superficie libre podría tener sobre los resultados obtenidos, repetimos los cálculos con amplitudes sensiblemente inferiores 70 cm, y 10 cm en los contornos occidental y oriental respectivamente. Los resultados se muestran en las figuras 5-10A y B.





figuras 5-10 A y B. Repetición de los resultados para amplitudes de 70 cm y 10 cm de la superficie libre en los contornos.

Como puede observarse las amplitudes descienden al descender la marea barotrópica que fuerza el fenómeno. Esto hace pensar que el proceso de generación está modulado por el ciclo de mareas vivas- mareas muertas. Sin embargo las amplitudes, sobre todo hacia el centro de la cuenca, es decir, al alejarnos de la costa, siguen teniendo importancia.

Los distintos resultados obtenidos a lo largo de este capítulo revelan un incremento de las corrientes asociadas a una perturbación que, generada en el interior del Estrecho, llega hasta la zona de estudio donde experimentalmente ya habíamos puesto de manifiesto el carácter baroclino de la marea. En el presente modelo de radiación no se ha incluido topografía alguna en la zona de las cuencas. La inclusión de un talud y plataforma continentales en las zonas costeras de las cuencas forzaría a

las corrientes calculadas en el modelo de radiación a interactuar con la nueva topografía. Hay que recordar de nuevo aquí, que estas corrientes si tienen una amplitud importante, por lo que su interacción con el talud reforzaría el carácter baroclino de las mismas y podría explicar las observaciones experimentales. Sin embargo, también ha quedado de manifiesto la extraordinaria complejidad de los distintos mecanismos presentes en el problema. Todos estos factores trataremos de sintetizarlos en las conclusiones finales de este trabajo.

CONCLUSIONES Y FUTUROS TRABAJOS.

Conclusiones.

El presente trabajo partía de la hipótesis inicial (basada en trabajos previos), de que la marea semidiurna en la plataforma y talud continental del sector NO del Mar de Alborán tiene un acusado carácter baroclino, pudiendo estar motivado este hecho por la interacción de la marea barotrópica con la topografía de este área. A partir de aquí, nuestro propósito fue el de medir experimentalmente dicho fenómeno para conocer la veracidad de estas hipótesis, y posteriormente desarrollar modelos analíticos y numéricos que explicasen las observaciones y reforzasen las conclusiones extraídas del análisis de los datos experimentales. Así, la idea inicial de este proyecto de investigación se desarrolló en un orden similar al que estructura los capítulos 3 y 4, es decir: medición de las condiciones hidrológicas del área de estudio al ser este un factor determinante en la generación de la marea interna, realización de medidas de corriente prestando atención a aquellos aspectos que delatasen más claramente la existencia de una marea baroclina y nos ayudasen a su caracterización, y finalmente, desarrollo de modelos analíticos que calculasen la marea interna predicha a partir de los valores conocidos de la marea barotrópica en este área, así

como de la estratificación obtenida en la campaña de hidrología a la que antes hicimos alusión. A partir de este planteamiento se fueron haciendo con posterioridad modificaciones en base a los resultados que se iban obteniendo, y que en parte, constituyen las conclusiones finales de este trabajo.

I.- Las condiciones de estratificación en esta región, controladas principalmente por la salinidad, presentan una gran variabilidad que puede cambiar la estratificación de la columna de agua en periodos tan cortos como un día. Esta alta variabilidad parece estar ligada a la existencia de una importante circulación de mesoescala, así como estructuras de submesoescala que pueden adveccionar masas de agua a lo largo de estructuras de mayor escala espacial como son el Chorro Atlántico y el giro anticiclónico de Alborán.

II.- Además de esta variabilidad de meso y submesoescala, asociada a periodos de tiempo muy cortos, existen fluctuaciones subinerciales asociadas a la macroescala espacial (flujo atlántico y giro occidental de Alborán), habiéndose observado una pseudoperiodicidad en torno a los 9 o 10 días similar a la encontrada por otros autores.

III.- Los dos puntos primeros se resumen en que la generación de ondas internas se puede producir en esta zona bajo muy diversas condiciones de estratificación, lo que asimismo dará origen a importantes variaciones en las características de dicha actividad interna.

IV.- Los datos de corrientes confirman una gran variabilidad en la señal semidiurna normal a costa, que si bien presenta un notable carácter baroclino durante gran parte de los periodos analizados, carece de una perdurabilidad temporal que permita asociar las variaciones observadas a fluctuaciones subinerciales o a ciclos de marea vivas- muertas.

V.- Independientemente de su incidencia en la marea interna, esta variabilidad es interesante en sí misma. El estudio de datos de nivel del mar y meteorológicos en el Estrecho de Gibraltar ponen de manifiesto que un régimen persistente de vientos de poniente provoca una paulatina homogeneización de la columna de agua en el sector NO de Alborán. Asimismo existe una clara correlación entre el desnivel transversal del mar en el Estrecho y la velocidad del viento. Queda por esclarecer en futuros trabajos si es una deflexión del Chorro Atlántico hacia el sur producida por la

mayor velocidad de entrada de la corriente atlántica, o es un fenómeno de upwelling por transporte Ekman lo que produce esta homogeneidad de las aguas. De los datos disponibles en este estudio no puede eliminarse ninguna de las dos posibilidades.

VI.- Para explicar el comportamiento observado de las corrientes de marea se han desarrollado modelos analíticos siguiendo la hipótesis habitual de una marea barotrópica incidiendo en la dirección normal a costa sobre el talud y la plataforma continental. En los distintos modelos desarrollados se han ido añadiendo elementos que dieran un mayor realismo (y más complejidad) a las condiciones de modelación: Mar bicapa y plataforma en escalón, mar bicapa y pendiente finita del talud, mar estratificado y pendiente finita del talud. En todos estos modelos se usó la hipótesis de homogeneidad en la dirección paralela a costa. Si bien los resultados mejoran a medida que la descripción de la topografía y la estratificación se hacen más realistas, en ningún caso se consigue reproducir la amplitud real del fenómeno descrito en el capítulo III.

VII.- Los resultados descritos en el punto VI nos hicieron replantearnos las hipótesis iniciales, poniéndose de manifiesto que la componente normal a costa de la marea barotrópica en esta región no es capaz de forzar las mareas internas

observadas, sugiriendo que el fenómeno no es del todo local, es decir, tiene influencias remotas, en nuestro caso, del Estrecho de Gibraltar.

VIII.- Una primera influencia del Estrecho de Gibraltar puede ser que su presencia rompe en este área la homogeneidad en la dirección paralela a costa. Por esta razón las corrientes barotrópicas normales a costa empleadas en la modelación pudieran estar subestimadas, explicando este hecho la escasa amplitud de los resultados obtenidos en el capítulo IV. Para comprobar esta posibilidad se desarrolló un modelo numérico para la descripción de la marea barotrópica en el Estrecho de Gibraltar y sector NO de Alborán que recogiese una topografía y forma de la costa realistas. Las corrientes barotrópicas normales a costa obtenidas son mayores que las usadas en los modelos analíticos, pero siguen sin ser suficientes para dar cuenta completamente de los datos experimentales.

IX.- La segunda posibilidad que revisamos es la de que no se trate de un fenómeno cuya generación sea completamente local. Por su proximidad, y la amplitud de las ondas internas registradas en numerosos trabajos, se investigó el Umbral de Camarinal como origen de las ondas internas observadas. La componente de la corriente paralela a costa sí presentó un carácter baroclino claro y constante a lo

largo de la mayor parte de los datos analizados. Además, las relaciones de fase no tienen un carácter caótico, sino que, a pesar de una cierta variabilidad, presentan una mayor regularidad. Un modelo para la propagación de ondas desde el interior de un canal estrecho hacia una cuenca de mayor amplitud, parece confirmar la posibilidad de que estas ondas lleguen hasta zonas costeras en posiciones similares a las de nuestra región de estudio. Todo ello nos hace considerar que la actividad interna presente en el sector noroccidental de Alborán tiene su origen en el Estrecho de Gibraltar, y más concretamente en la radiación de ondas internas generadas por la interacción de las corrientes de marea con el Umbral de Camarinal, y una posterior interacción local de ellas con la topografía del talud.

Futuros trabajos.

La mayor regularidad de las fases encontradas en las componentes de la corriente a lo largo de la costa nos hace pensar que podrían ser medidas velocidades de propagación de estas perturbaciones internas cambiando la estrategia de muestreo del presente trabajo. Es decir, tomar al menos dos fondeos en esta dirección, ya sea sobre la zona de plataforma o de talud. Por otra parte, habría que incluir en los modelos de propagación de ondas desde el Estrecho las interacciones no lineales con

las corrientes medias (Chorro Atlántico y giro de Alborán), para predecir correctamente la relación de fase que debe esperarse para las señales semidiurnas medidas en esta zona.

En otra dirección, o ámbito de investigación, hay que reseñar la importancia de las excursiones verticales medidas a lo largo del presente trabajo, las cuales podrían ser capaces de romper la barrera que la picnoclina supone para el transporte de distintas propiedades tanto físicas como biológicas. Teniendo en cuenta la gran riqueza biológica y de productividad primaria que presenta este área, consideramos como una línea interesante de trabajo para un futuro, el estudio de la influencia de estas velocidades verticales semidiurnas sobre los procesos difusivos y de mezcla y sus posibles implicaciones biológicas.

BIBLIOGRAFÍA.

Alpers, W. and P.E. La Violette, (1993). “ Tide generated non linear internal wave packets in the Strait of Gibraltar observed by synthetic aperture radar aboard the ERS-1 satellite”, in Proceedings of the first ERS-1 Symposium, Eur. Space Agency Spec. Publ., ESA-SP 359 (2), 753-758.

Armi L. and D.M. Farmer, (1988). “ The flow of mediterranean water through the Strait of Gibraltar”, Prog. Oceanog., 21, 1-105.

Baines, P.G., (1973). “ The generation of internal tides by flat bump topography”. Deep Sea Res., 20, 179-205.

Baines, P.G., (1982). “ On internal tide generation model”. Deep Sea Res., 29, 307-338.

Bormans M. and C. Garrett, (1989a). “The effect of rotation on the surface inflow through the Strait of Gibraltar”. Journal of Physical Oceanography, 19, 1535-1542.

Bormans M. and C. Garrett, (1989b). "The effect of non rectangular cross section, friction and barotropic fluctuations on the exchange through the Strait of Gibraltar". *Journal of Physical Oceanography*, 19, 1543-1557.

Brandt, P., W. Alpers, and J.O. Backhaus, (1996). " Study of the generation and propagation of internal waves in the Strait of Gibraltar using a numerical model and Synthetic aperture radar images of the European ERS-1 Satellite". *Journal Of Geophysical Res.*, 101, C6, 14237-14252.

Bryden H. and H. Stommel (1984). "Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea". *Oceanol. Acta*, 7, 289-296.

Bryden, H., J.C. Candela, and T.H. Kinder, (1994). "Exchange through the Strait of Gibraltar". *Progress in Oceanography*, Vol. 33, Pergamon, 201-248.

Candela, J., C. Winant, and A. Ruíz, (1990). "Tides in the Strait of Gibraltar". *Journal of Geophysical Res.*, 95, C5, 7313-7335.

Cano, N. (1977). "Resultados de la campaña Alborán 76". *Bol. Inst. Esp. Ocean.*, 7(2), 59-77, 1992.

Cano, N., (1977). "Resultados de la campaña Alborán 73". Boletín del Instituto Español de Oceanografía. I, 103-176.

Cartwright D.E., A.C. Edden, R. Spencer, and J.M. Vassie (1980). "The tides of the northeast Atlantic Ocean". Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Vol. 298, 87-139.

Drakopoulos, P.G. and R.F. Marsden (1993). "The internal tide off the coast of Vancouver Island". Journal of Physical Oceanography, 23, 758-775.

Frassetto, R. (1960). " A preliminary survey of thermal microstructures in the Strait of Gibraltar". Deep Sea Res., 7,152-162.

Frassetto, R., (1964). "Short periods vertical displacements of the upper layer of the Strait of Gibraltar". Tech. Rep. 30, 49 pp. SACLANT ASW Res. Cent., La Spezia, Italy.

Foreman, M.G.G., (1979). "Manual for tidal current analysis and prediction". Pacific Marine Science Report 78-6. pp 70.

Gade H.G., and F. Ericksen, (1969). "Notes on the internal tide and short-periodic oscillations in the Strait of Gibraltar". Editado por Norwegian Universities Press, Bergen, Oslo.

G. Lafuente, J.M. (1984). " Factor barométrico a ambos lados del Estrecho de Gibraltar: Su relación con las variaciones del flujo superficial". Rev. de Geofísica, 40, 291-302.

G. Lafuente, J.M. (1986). "Variabilidad del nivel del mar en el Estrecho de Gibraltar: Mareas y oscilaciones residuales". Tesis Doctoral Universidad de Málaga.

G. Lafuente, J.M. (1988). "Red maeográfica del Estrecho de Gibraltar. Informe final correspondiente l tercer periodo de funcionamiento". pp 132.

G. Lafuente, J.M., J. Aguiar, y A.I. Gómez (1994). "Un modelo lineal simple de la marea barotrópica en el Estrecho de Gibraltar". Boletín del Instituto Español de Oceanografía, 10 (1), 51-61.

G. Lafuente, J.M., y N. Cano (1994). "Tidal dynamics and associated features of the northwestern shelf of the Alboran Sea". Continental Shelf Res., 14, 1-21.

G. Lafuente, J.M., N. Cano, M. Vargas, J.P. Rubín, y A. Hernández. “ Evolution of the Alboran Sea hydrographic structures during July 1993. (Aceptada para su publicación en Deep Sea Res.).

G. Lafuente, T. Sarhan, M.Vargas, and N. Cano, (remitido a JGR).”Tidal motions and tidally-induced flows though La Linea submarine canyon, western Alboran Sea.

Garrett, C., M. Bormans, and K. Thompson, (1990). “Is the exchange through the Strait of Gibraltar maximal or submaximal?”. The Physical Oceanography of the Sea Straits. L.J. Pratt, Ed., NATO/ASI series, Kluwer Academic 271-294.

Garrett, C., K. Thompson, and W. Blanchard, (1990). “Sea level flips”, Nature, 348, 292, 1990b.

Gleizon, P. (1994). “Etude experimentel de la formation et de la estabillite de tourbillons anticyclonique engendres par un courant barocline issu d’un detroit. Aplicacion a la mer d’Alboran”. These de Doctoral de l’Universite Joseph Fourier-Grenoble I, 240 pp.

Heburn, G. and P. La Violette, (1990). "Variations in the structure of the anticyclonic gyres found in the Alboran Sea". *Journal of Geophysical Res.*, 95, 1599-1613.

Lacombe, H. and C. Richez, (1982). "The regime of the Strait of Gibraltar", in *Hydrodynamics of semienclosed seas*, edited by J.C.J. Nihoul, pp 13-73. Elsevier, New York.

Laevastu, T., (1974). "A vertically integrated hydrodinamical numerical model. Model description and operating running instructions. Part 1". *Environmental Prediction Research facility (Navy). Monterrey, California. AD-778609.*

Lanoix, F., (1974). " Project Alboran. Etude hydrologique et dynamique de la mer d'Alboran". *Raport Technique OTAN n° 66*, 39 pp plus 32 figures.

La Violette, P.E., (1984). "Advection of submesoscale thermal structures in the Alboran Sea gyre". *Journal of Physical Oceanography*, 14, 550-565.

La Violette, P.E. and R. Arnone, (1988). "A tide-generated internal waveform in the western approaches to the Strait of Gibraltar". *Journal of Geophysical Res.*, 93, C12, 15653-15667.

Lewis, E.L. (1980). “ 1978 Practical Salinity Scale”. IEEE Journal of Oceanic Engineering, Vol. OE-5,1.

Mazé, R. (1983). “Movement interne induits dans un golfe par le passage d’une dépression et la marée. Application au Golfe de Gascogne”. These Doctorat esSciences Physiques. Université de Bretagne Occidentale, Brest. 320 pp.

Mazé, R. (1987). “Generation and propagation of non linear internal waves induced by the tide over a continental slope”. Continental Shelf Res., 7(9), 1079-1104.

Mazé, R. and J.Y. Tareau, (1990). “Interaction between internal tides and energetic fluxes across the atmosphere-ocean interface over a continental shelf break”. Journal of Marine Res., 48, 505-541.

Park, Y.H., (1986). “Semidiurnal internal tides on the continental shelf off Abidjan”. Journal of Physical Oceanography, 16, 1585-1592.

Parrilla, G., (1984). Situación del giro anticiclónico en el Mar de Alborán en 1980. Boletín del Instituto Español de Oceanografía., 1, 106-113.

Perkins, H., T. Kinder and P.E. La Violette (1990). "The Atlantic inflow in the western Alboran Sea". *Journal of Physical Oceanography*, 20, 242-263.

Preller, R.H., (1986). "A numerical model study of the Alboran Gyre". *Progress in Oceanography*, 16, 113-146.

Prinsenbergh S.J., W. Wilmott, and M. Rattray, (1974). "Generation and dissipation of coastal internal tides". 21, 263-282.

Prinsenbergh, S.J., and M. Rattray, (1975). "Effects of continental slope and variable Brunt-Väisälä frequency on the coastal generation of internal tides". *Deep Sea Res.*, 22, 251-263.

Rattray, M. Jr., (1960). "On the coastal generation of internal tides". *Tellus*, 12, 54-62.

Sánchez P., y J.R. Pascual, (1988). "Primeras experiencias en la modelación del Estrecho de Gibraltar". *Seminarios sobre la Oceanografía física del Estrecho de Gibraltar*. Madrid, 24 al 28/10/88.

Speich, S. (1992). "Etude de forçage de la circulation oceanique par le detroits: Cas de la mer d'Alboran". These de Doctoral de l'Universite de Paris IV, 245 pp.

Tintoré, J., D. Gomis, S. Alonso, and G. Parrilla, (1991). "Mesoscale dynamics and vertical motion in the Alboran Sea". Journal of Physical Oceanography, 21, 6, 811-823.

Viúdez, A., J. Tintoré, and R. Haney, (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, 683-705.

Wang, D.P., (1987). "Strait surface outflow". Journal of Geophysical Res., 92, 10807-10825.

Wang, D.P., (1989). "Model of mean and tidal flows in the Strait of Gibraltar". Deep Sea Res., 36, 10, 1535-1548.

Wang, D.P., (1993). "The Strait of Gibraltar model : Internal tide, diurnal inequality, and fortnightly modulation". Deep Sea Res., Part I, 40, 1187-1203.

Watson, G., and I.S. Robinson, (1990). "A study of internal wave propagation in the Strait of Gibraltar using shore-based marine radar images. *Journal of Physical Oceanography*, 20, 374-395.

Werner, A.J., A. Cantos Figueroa, and G. Parrilla, (1988). "A sensitivity study of reduced channel flows with application to the Alboran Sea". *Journal of Physical Oceanography*, 18, 373-383.

Whitehead, J.A., and A.R. Miller, (1979). "Laboratory simulation of the gyre in the Alboran Sea". *Journal of Geophysical Res.*, 84, 3733-3742.

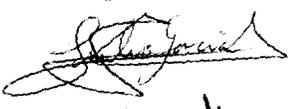
COMUNICACION N.º 1000/98

MANUEL VARELA YÁÑEZ

GENERACION DE ONDAS INTERNAS DE MAREA EN EL
SECTOR NOROCCIDENTAL DEL MAR DE ALBORAN E INFLUENCIA
DE LA VARIABILIDAD A DISTINTA ESCALAS ESP-TEMP SOBRE LOS (MV) FEBRERO
APTO - CUM LAUDE

Sevilla, 20 de Marzo 1998

El Vocal



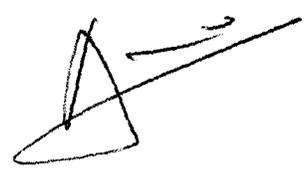
El Presidente



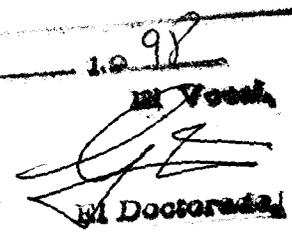
El Vocal



El Secretario



El Vocal



El Doctorado

