

Fluctuaciones Subinerciales y Estado  
Hidráulico del Intercambio  
a través del Estrecho de Gibraltar

Tesis doctoral presentada por

**D. Juan Miguel Vargas Domínguez**

para obtener el título de

**Doctor por la Universidad de Sevilla**

2004

UNIVERSIDAD DE SEVILLA  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS  
DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA MATERIA CONDENSADA

188

79

18-06-04

Steve Koffler

D. Jesús García Lafuente, Catedrático de Escuela Universitaria adscrito al departamento de Física Aplicada II de la Universidad de Málaga,

CERTIFICA: Que la memoria titulada "Fluctuaciones subinerciales y estado hidráulico del intercambio a través del Estrecho de Gibraltar" ha sido realizada bajo mi dirección, y

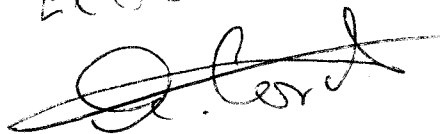
AUTORIZA: a D. Juan Miguel Vargas Domínguez a su presentación y defensa para optar al título de Doctor.



Sevilla, 17 de Mayo, 2004

Vº Bº

El doctor



FDO.: ANTONIO CARBOBA ZURITA

CATEDRÁTICO DE FÍSICA DE LA MATERIA CONDENSADA

UNIVERSIDAD DE SEVILLA

TS.-228

R-1053720 y

Fluctuaciones Subinerciales y Estado  
Hidráulico del Intercambio  
a través del Estrecho de Gibraltar

TESIS DOCTORAL

Autor:

**D. Juan Miguel Vargas Domínguez**

LICENCIADO EN CIENCIAS FÍSICAS

Director:

**Dr. D. Jesús García Lafuente**

DOCTOR EN CIENCIAS FÍSICAS

2004



UNIVERSIDAD DE SEVILLA  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS  
DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA MATERIA CONDENSADA

120473801



## Agradecimientos

Quisiera expresar mi agradecimiento a Jesús García Lafuente, mi director de tesis, por darme la oportunidad de adentrarme en el mundo de la Oceanografía y en el estudio de un lugar tan fascinante como el Estrecho de Gibraltar. Gracias por haber confiado en mi, y por haber tenido paciencia cuando la llegada a puerto se retrasó por el mal tiempo.

También querría expresar mi agradecimiento a la Universidad de Málaga y más concretamente al Departamento de Física Aplicada II, por haber acogido a este inmigrante de tierra adentro y darle la oportunidad de desarrollar su labor docente e investigadora a orillas del *Mare Nostrum*.

No habría iniciado ese viaje, ni habría podido coronar esta escala si tú Carmina, bien lo sabes. Viajar bien acompañado no sólo hace más llevadero el camino. Tu sonrisa rejuvenece el espíritu tras la más agotadora de las jornadas.

A mi familia, por su apoyo y comprensión, a veces en la distancia, a veces cerca, pero siempre ahí.

A Julio Candela, no sólo por proporcionar los datos de Camarinal sino por sus comentarios y su intuición.

A todos mis compañeros del grupo de investigación, en el pasado el presente y el futuro: Manolo, Tarek, Paco, Javier, Francis, Jorge, Antonio... Siempre nos hacemos la misma pregunta ¿Para cuándo una chica en el grupo?

A Andy y José Manuel, por vuestras palabras de aliento y vuestro entusiasmo.

Finalmente a la Comisión Europea que, a través del proyectos CANIGO Y MAGO, ha apoyado parcialmente la financiación de esta tesis.

## Resumen

Esta tesis tiene una orientación eminentemente experimental basada en el análisis de datos proveniente de diversos fondeos realizados durante la segunda mitad de la década de 1990 en el Estrecho de Gibraltar. El conjunto de datos obtenido durante el proyecto *CANIGO* en la Sección Este del Estrecho es el más completo que se tiene hasta el momento en dicha localización. Se describe de forma general la importancia relativa de las fluctuaciones en las distintas bandas de frecuencia en relación a las corrientes medias, incidiendo especialmente en la caracterización de las señales subinerciales. La técnica de análisis mediante Funciones Empíricas Ortogonales se utiliza para separar las fluctuaciones en esta banda de frecuencia en función de su forzamiento y caracterizar el efecto de éstos tanto en las fluctuaciones subinerciales de la estructura de las corrientes como de diversas magnitudes integrales del intercambio.

Durante el período de medida de cinco meses entre Octubre de 1995 y Marzo de 1996 denominado *Fase Común* se dispone de medidas simultáneas en la Sección de Camarinal como en la Sección Este. Se utiliza este importante conjunto de datos para estudiar con mayor detalle la variabilidad temporal de los flujos subinerciales. Dentro de este rango de frecuencias se presta especial atención a las señales quincenales y mensuales.

Se propone un nuevo método, flexible y consistente, para estimar la profundidad de la interfaz y los flujos de entrada y salida, y otro método para descomponer estos flujos intercambiados en una parte denominada de *baja frecuencia*, y otros correspondientes a los flujos rectificadas de marea.

En la Sección de Camarinal se observa una significativa variabilidad quincenal y mensual de la profundidad interfaz y de los flujos rectificadas de marea. Las señales quincenales en los flujos de *baja frecuencia* se encuentran en contrafase a las observadas en los rectificadas, de forma que tienen a compensarlos, de manera casi total en el flujo de entrada, aunque en el flujo de salida la señal de los flujos rectificadas es dominante. La variabilidad quincenal-mensual en los flujos intercambiados se resume como sigue: Se observa una señal mensual significativa en el flujo de entrada, con el máximo en las mareas muertas posteriores a las mareas vivas más intensas. La señal quincenal del flujo salida muestra un mínimo (máximo valor absoluto del flujo de salida) ocurre en mareas vivas. En consecuencia el flujo neto tiene una mezcla de ambas señales, con el máximo en mareas muertas, especialmente en las mareas muertas inmediatamente posteriores a las vivas más intensas.

La importancia de los flujos rectificadas de marea justifica el análisis detallado de su origen. La hipótesis de que la interfaz se acomoda a las fluctuaciones del flujo neto para mantener de forma aproximada la condición de control hidráulico en Camarinal, introduce una cierta correlación entre las fluctuaciones de corriente y la profundidad de la interfaz, dando lugar a parte de la señal rectificada. En mareas vivas se desborda periódicamente esta condición de control en Camarinal. Asociados a estos eventos se producen importantes aceleraciones del flujo que parecen contribuir significativamente a la señal de los flujos rectificadas.

Finalmente, las observaciones en la mitad Este del Estrecho muestran que el paradigma de la teoría hidráulica de flujos bicapa no miscibles no es aplicable. Aunque no existe un marco teórico bien establecido que combine la teoría hidráulica con los procesos de mezcla, la interpretación de las observaciones apunta a que el sistema podría encontrarse en un estado cercano al intercambio *máximo*.

## Abstract

This thesis has an eminently experimental orientation based on the analysis of data coming from moorings carried out during the second half of the decade of 1990 in the Strait of Gibraltar. The group of data obtained during the *CANIGO* Project in the Eastern Section of the Strait is the most complete one obtained at this localization. It is described in a general way the relative importance of the fluctuations in the different frequency bands in relation to the mean currents, with especial stress in the characterization of the subinertial variability. The analysis by means of Empiric orthogonal Functions is used to separate the fluctuations in this band depending on their forcing, and to characterize their effect both in the subinertial fluctuations of the currents structure and of different integral magnitudes of the exchange.

During th period between October of 1995 and March of 1996, the *Common Phase* simultaneous measurements were obtained both at The Eastern and Camarinal Sections. This dataset is used to study in deeper detail the temporary variability of the subinertial flows. Special attention is paid to the fortnightly and monthly signals.

A new, flexible and consistent method is proposed that estimates the depth of the interface and the exchanged flows. Also, a method to decompose these exchanged flows in a part named *low frequency* flows, and another part corresponding to the tidal rectified flows.

At Camarinal Section, significant fortnightly and monthly variability is observed for the interfaced depth and for the tidal rectified flows. The fortnightly signals in the *low frequency* flows in opposite phase with those observed in the rectified flows, so that they tend to compensate them. The compensation takes place in an almost total way for the inflow, but the fortnightly signal of the rectified flows is dominant for the outflow. The fortnightly-monthly variability in the exchanged flows is summarized like follows: a significant monthly signal is observed for the inflow, with the maximum in the neap tides following the most intense spring tides. The fortnightly signal of the outflow shows a minimum (maximum absolute value of the outflow) at spring tides. As a consequence, the net flow has a mixture of both signals, with the maximum at neap tides, especially in those following the most intense spring tides.

The importance of the tidally rectified flows justifies the detailed analysis of its origin. The hypothesis that the interface adjust to the net flow fluctuations in order to maintain, in an approximate way, the hydraulic control condition at Camarinal introduces a correlation between the current fluctuations and the depth of the interface, that originates part of the rectified sign. At spring tides this control condition at Camarinal is periodically overflowed. Associated to these events take place important accelerations of the flow that seem to significantly contribute to the tidal rectified flows.

Finally, the observations at the Eastern Section show that the paradigm of the hydraulic theory of inviscid two-layer flows is not already applicable. Although it does not exist a well established theoretical frame combining the hydraulic theory with the mixing processes, the interpretation of the observations indicate that the system could be close to the state of *maximal* exchange.

Si estuviera en tu lugar,  
no vería una falla en que el barco estuviera en marea baja.  
Es un buen barco, y nuestro Capitán es hábil;  
sólo nuestro estómago está desordenado.

Khalil Gibran, *Arena y Espuma*



# Índice general

<b>Agradecimientos</b>	<b>v</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. El marco geográfico . . . . .	3
1.2. Hidrología . . . . .	7
1.3. Descripción del intercambio . . . . .	11
1.3.1. El intercambio medio . . . . .	11
1.3.2. Variabilidad temporal . . . . .	13
1.4. Control hidráulico e intercambio máximo . . . . .	23
1.4.1. Teoría hidráulica de flujos bicapa . . . . .	23
1.4.2. Múltiples puntos de control y el concepto de intercambio máximo . . . . .	26
1.4.3. Estado hidráulico del intercambio. Variabilidad temporal . . . . .	28
1.5. Efectos de las mezclas en el intercambio . . . . .	33
1.6. Contenido del trabajo . . . . .	37

<b>2. Datos y metodología</b>	<b>39</b>
2.1. Datos	41
2.1.1. Medidas de corriente en la Sección Este	42
2.1.2. Medidas de corriente en el Umbral de Camarinal	45
2.1.3. Perfiles de <i>CTD</i>	47
2.1.4. Niveles del mar	48
2.1.5. Datos meteorológicos	49
2.2. Metodología	51
2.2.1. Análisis armónico	51
2.2.2. Análisis espectral	53
2.2.3. Filtrado de series temporales. El filtro Butterworth	54
2.2.4. Descomposición en funciones empíricas ortogonales (FEO)	56
2.2.5. Estimación de diversas magnitudes del intercambio	59
2.2.6. Perfiles de salinidad, temperatura y densidad	66
<b>3. Caracterización de corrientes subinerciales e hidrología en la Sección Este</b>	<b>71</b>
3.1. Propiedades medias del intercambio	75
3.1.1. Corrientes medias	75
3.1.2. Estructura hidrológica media	80
3.2. Distribución en frecuencias	87
3.3. Fluctuaciones subinerciales de corriente	93
3.3.1. Análisis de FEO temporal de fluctuaciones subinerciales de corriente	93
3.3.2. Primer modo empírico	94
3.3.3. Segundo modo empírico	101
3.3.4. Señales quincenal y mensual en los modos 1 y 2	105
3.3.5. Correlaciones de corrientes subinerciales en la Fase Piloto	108
3.4. fluctuaciones subinerciales del nivel de mar	111
3.4.1. Relación de las corrientes subinerciales con los desniveles	111
3.4.2. Fluctuaciones subinerciales del nivel del mar y estado hidráulico	115

<b>4. Fase Común</b>	<b>121</b>
4.1. Estimación de flujos e interfaz en la <i>Fase Común</i> . . . . .	125
4.1.1. Definiciones de la interfaz en la literatura . . . . .	125
4.1.2. Criterio de elección de la interfaz en la <i>Fase Común</i> . . . . .	128
4.1.3. Definición de flujos rectificados de marea y flujos de <i>baja frecuencia</i> . . . . .	129
4.1.4. Proyección sobre los modos empíricos . . . . .	132
4.2. La interfaz en la <i>Fase Común</i> . . . . .	135
4.2.1. Valores medios y variabilidad de marea . . . . .	135
4.2.2. Variabilidad subinercial. Señales quincenal y mensual . . . . .	137
4.3. Estimación de flujos . . . . .	149
4.3.1. Estimación . . . . .	149
4.3.2. Valores medios y variabilidad de marea . . . . .	156
4.3.3. Variabilidad subinercial. Señales quincenal y mensual . . . . .	157
4.3.4. Compensación entre flujos rectificados y flujos de <i>baja frecuencia</i> en Camarinal . . . . .	167
4.3.5. Forzamiento por mezclas de marea y segundo modo empírico . . . . .	169
4.3.6. Relación con los desniveles . . . . .	171
<b>5. Implicaciones para el estado hidráulico del intercambio</b>	<b>175</b>
5.1. Teoría hidráulica y variabilidad temporal . . . . .	179
5.1.1. introducción . . . . .	179
5.1.2. Números de Froude y estado hidráulico en la Sección de Camarinal . . . . .	181
5.1.3. Estimación directa de números de Froude . . . . .	182
5.1.4. Estimación indirecta de números de Froude . . . . .	184
5.2. Números de Froude en la Sección Este: El estado del intercambio . . . . .	195
5.2.1. Estimación directa . . . . .	195
5.2.2. Estimación indirecta . . . . .	195
5.2.3. Un modelo numérico <i>cuasiestático</i> del intercambio . . . . .	198
5.2.4. El estado hidráulico del intercambio . . . . .	203
<b>6. Conclusiones y trabajo futuro</b>	<b>207</b>
6.1. Conclusiones . . . . .	207
6.2. Trabajo futuro . . . . .	210

## **Capítulo 1**

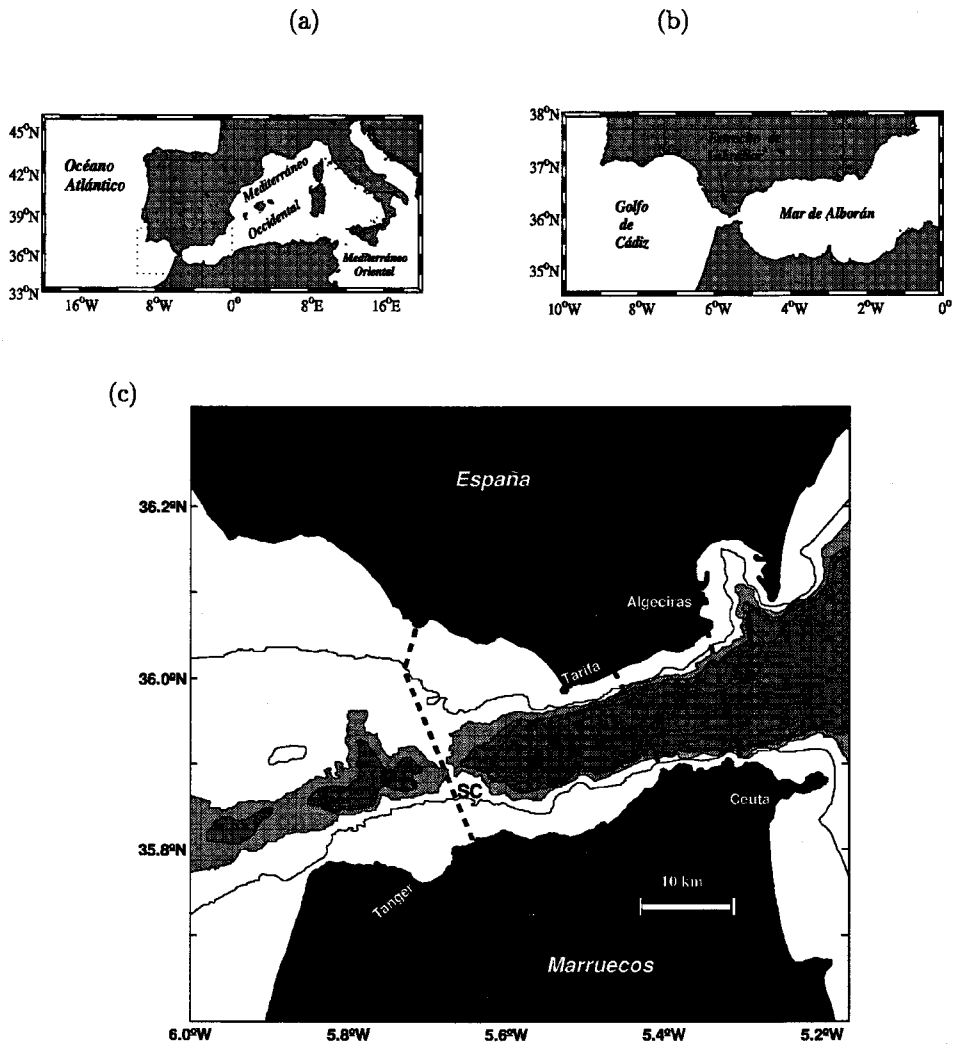
# **Introducción**

## 1.1. El marco geográfico

El Estrecho de Gibraltar ha despertado desde siempre la curiosidad, el miedo y el asombro del hombre, debido a sus peculiares características, en particular las fuertes corrientes y vientos que en él se observan. Aún hoy en día, al ser testigo de los fuertes temporales que ocasionalmente tienen lugar en sus aguas, cualquiera puede entender que en la antigüedad fuera considerado la puerta marítima de salida del mundo conocido.

El Estrecho es el único punto de unión del mar Mediterráneo con el océano Atlántico (Figura 1.1.a). En la práctica, es la única vía efectiva de intercambio de agua, sal y calor entre el Mediterráneo y el sistema oceánico. Como consecuencia de ello, la morfología del Estrecho constituye una importante condición de contorno para los procesos dinámicos de gran escala que tienen lugar en el "*Mare Nostrum*". Un ejemplo de ello es la respuesta del nivel del mar en el Mediterráneo al forzamiento de la presión atmosférica, que está influenciada notablemente por la presencia y dimensiones del Estrecho (Garrett, 1983; Candela et al., 1989; Candela, 1991; Garcia-Lafuente et al., 2002a). También la respuesta del mar al forzamiento climático, que determina la circulación termohalina en la cuenca y las características generales de las masas de agua que se forman en su interior, depende en cierta medida de la restricción que el Estrecho supone para el intercambio de agua, sal y calor entre el Mediterráneo y el Atlántico. Es evidente que estos procesos cambiarían drásticamente si, por ejemplo, no existiera la posibilidad de intercambio porque el Estrecho estuviera cerrado, o si sus dimensiones fueran mucho menos restrictivas que en la actualidad (Candela, 1991; Bryden y Kinder, 1991a,b; Garrett, 1996; Garcia-Lafuente et al., 2000).

La longitud del Estrecho es de unos 70 kilómetros, aproximadamente, y su anchura mínima, a la altura de la sección de Punta Cires, es de unos 14 kilómetros (ST en la Figura 1.1.c). Su eje longitudinal está ligeramente inclinado, unos 15 grados en el sentido contrario al de las agujas del reloj, respecto a la dirección Este-Oeste. La batimetría del Estrecho es bastante compleja. En un acercamiento por el Este desde el mar de Alborán (la subcuenca adyacente al Estrecho por el lado Mediterráneo, Figura 1.1.b), la batimetría cambia gradualmente de unos 2000 metros de profundidad, característica de dicha cuenca, hasta unos 800-900 metros en la Sección Este del Estrecho, entre Gibraltar y Ceuta (SE en la Figura 1.1.c), formando lo que podría describirse como un ancho cañón. Tras pasar la sección de mínima anchura junto a Tarifa (ST en la Figura 1.1.c), el fondo sube abruptamente hasta la sección de mínima profundidad, de unos 300 metros, en el Umbral de Camarinal (sección SC en la Figura 1.1.c). Más hacia el Oeste se encuentra la depresión de Tánger, que separa este umbral principal de



**Figura 1.1:** (a) y (b) Localización geográfica y (c) Mapa batimétrico del Estrecho de Gibraltar. Se han señalado tres secciones notables del mismo: La sección de mínima profundidad a la altura del umbral de Camarinal (SC), la de mínima anchura cerca de Tarifa (ST), y la Sección Este (SE)

un complejo de umbrales secundarios, los umbrales de Espartel. Hacia el Oeste de Espartel el fondo comienza a descender hacia profundidades oceánicas en el Golfo de Cádiz, la sub-cuenca adyacente al Estrecho por el lado Atlántico.

## 1.2. Hidrología

La estructura del intercambio de masas de agua a través del Estrecho ha sido tradicionalmente descrita en términos de un sistema bicapa (Parrilla et al., 1986): aguas atlánticas, relativamente cálidas y de salinidad aproximadamente constante  $S_1$  entran en el Mediterráneo por superficie, y aguas mediterráneas, más frías y de mayor salinidad ( $S_2$ ) salen del mismo por debajo de las anteriores.

Sin embargo, ni las aguas de origen atlántico ni las de origen mediterráneo son realmente “aguas tipo”, es decir, no poseen características de temperatura  $T$  y salinidad  $S$  totalmente definidas (Figura 1.2).

Este hecho es más evidente para las aguas de origen atlántico cuyas características son similares a las de una “masa de agua” denominada Agua Central Noratlántica<sup>1</sup>. Esta masa de agua puede encontrarse en todo el Atlántico Norte en el rango de temperaturas entre los  $8^\circ C$  y los  $19^\circ C$ . Sus características  $T$ - $S$  se encuentran aproximadamente en la línea que une los puntos  $(T, S) = (8^\circ C, 35,1)$  y  $(T, S) = (19^\circ C, 36,7)$  (Sverdrup et al., 1942).

El Agua Central Noratlántica que puede encontrarse en la parte Occidental del Estrecho posee características algo diferentes: una parte de ella tiene valores de temperatura y salinidad situados en la línea entre los puntos  $(T, S) = (13,5^\circ C, 35,8)$  (punto *A* en la Figura 1.2.d) y  $(T, S) = (16^\circ C, 36,2)$  (punto *B*) (Lacombe y Richez, 1982). Por encima de ésta se encuentran aguas algo más salinas (salinidad  $S=36,2$ , aproximadamente constante), y más cálidas, con un amplio rango de temperaturas entre  $16^\circ C$  y más de  $20^\circ C$ , según la estación, que reciben el nombre de Agua Superficial Atlántica<sup>2</sup>. Existen indicios de que este agua superficial se forma, al menos en parte, por calentamiento estacional del *NACW* en la extensa plataforma del Golfo de Cádiz (Bray et al., 1995; van Geen y Boyle, 1989; Vargas et al., 2003).

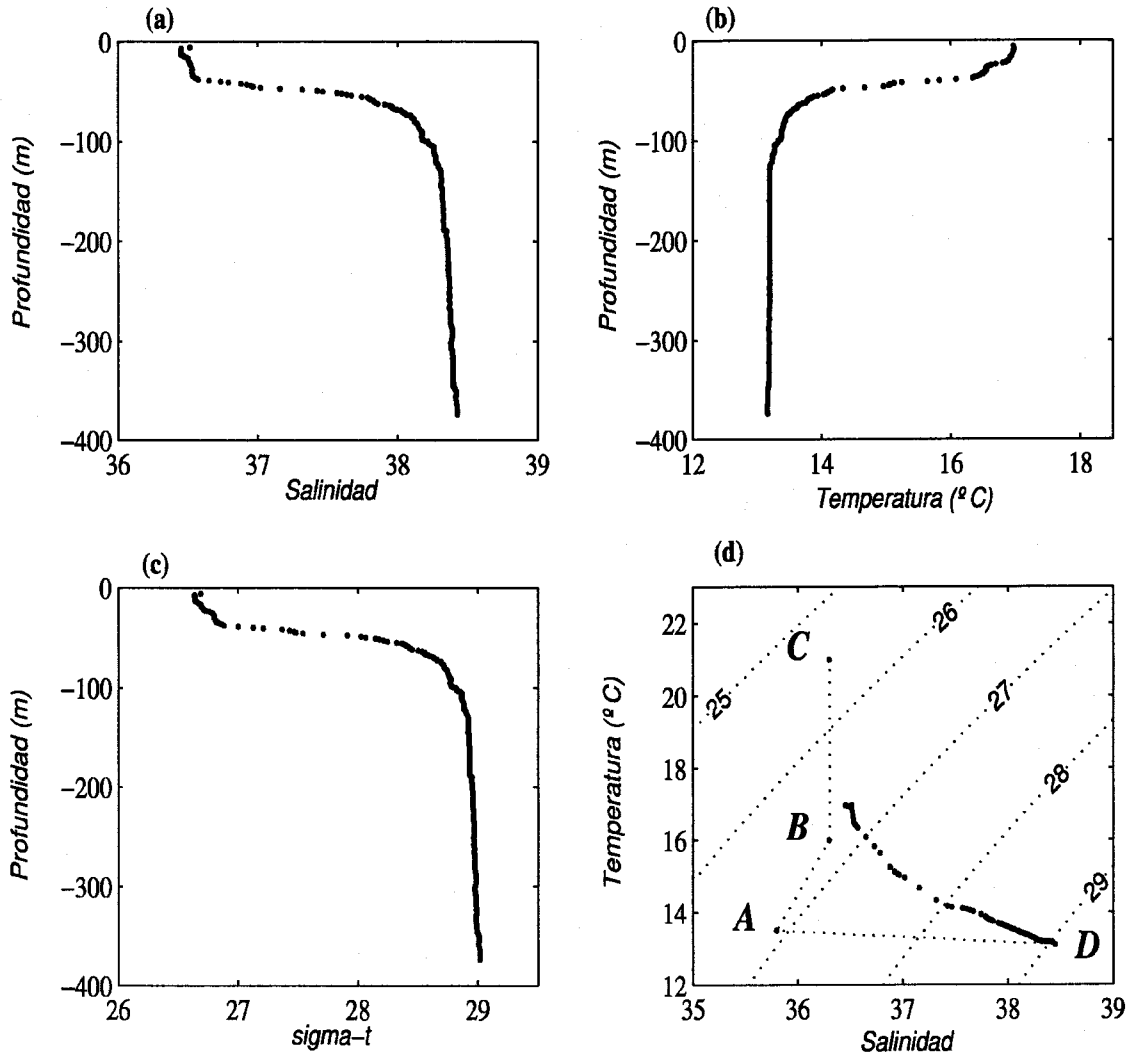
Los valores de salinidad y temperatura de las aguas mediterráneas se extienden en un rango mucho menor de valores, y pueden caracterizarse aproximadamente por la dupla  $(T, S) = (13^\circ C, 38,5)$ . Pueden distinguirse en ella dos agua tipo (Parrilla et al., 1986; Kinder y Bryden, 1990): el Agua Levantina Intermedia<sup>3</sup> y el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental<sup>4</sup>. El Agua Levantina Intermedia se forma en el Mediterráneo Oriental y se caracteriza por un

<sup>1</sup>North Atlantic Central Water, (*NACW*), en la literatura anglosajona

<sup>2</sup>Surface Atlantic Water (*SAW*), en la literatura anglosajona

<sup>3</sup>Levantine Intermediate Water, (*LIW*), en la literatura anglosajona

<sup>4</sup>Western Mediterranean Deep Water, (*WMDW*), en la literatura anglosajona



**Figura 1.2:** Ejemplo de los perfiles de a) salinidad, b) temperatura, c) sigma-t, y d) diagrama T-S característicos del Estrecho de Gibraltar, mostrando la estructura bicapa aproximada de la columna de agua. Los puntos A, B, C y D en el panel d) se explican en el texto. Los datos mostrados corresponden a una estación de coordenadas  $5^{\circ} 36' N$ ,  $5^{\circ} 59' W$  realizada el 22/06/1997 durante el trabajo experimental del Proyecto *CANIGO*.

máximo relativo de temperatura de alrededor de  $13,2^{\circ} C$  y una salinidad de alrededor de 38,5. Por su parte, el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental se forma en invierno en la costa suroriental de Francia y tiene temperaturas menores de  $12,9^{\circ} C$  y salinidades entre 38,2 y 38,4



(Parrilla et al., 1986).

Al entrar en contacto las masas de agua de origen atlántico con las de origen mediterráneo, de características tan distintas, se producen entre ellas intensos procesos de mezcla. Estos procesos de mezcla dan lugar a la formación de unas capas con salinidades y temperaturas intermedias, denominadas haloclina y termoclina, y que conjuntamente producen una capa intermedia de densidad, o picnoclina. Esta picnoclina tiene una extensión apreciable (Figura 1.2), y es considerada a veces como una tercera capa (por ejemplo, en Bray et al., 1995). En el diagrama T-S de la Figura 1.2.d esta zona interfacial se encontraría, aproximadamente, en el interior del triángulo  $\widehat{ABD}$ .

### 1.3. Descripción del intercambio

#### 1.3.1. El intercambio medio

Aún teniendo en cuenta la compleja estructura hidrológica expuesta en el epígrafe anterior, en una primera aproximación al estado estacionario del intercambio a través del Estrecho de Gibraltar resulta válido hablar de una capa superior homogénea de Agua Atlántica de densidad  $\rho_1$  aportando un flujo entrante  $Q_1$  y otra inferior de Agua Mediterránea de densidad  $\rho_2$  aportando un flujo saliente  $Q_2$ , ( $Q_2 < 0$ ), siendo ambos flujos de valores absolutos prácticamente iguales:  $Q_1 \simeq |Q_2|$ .

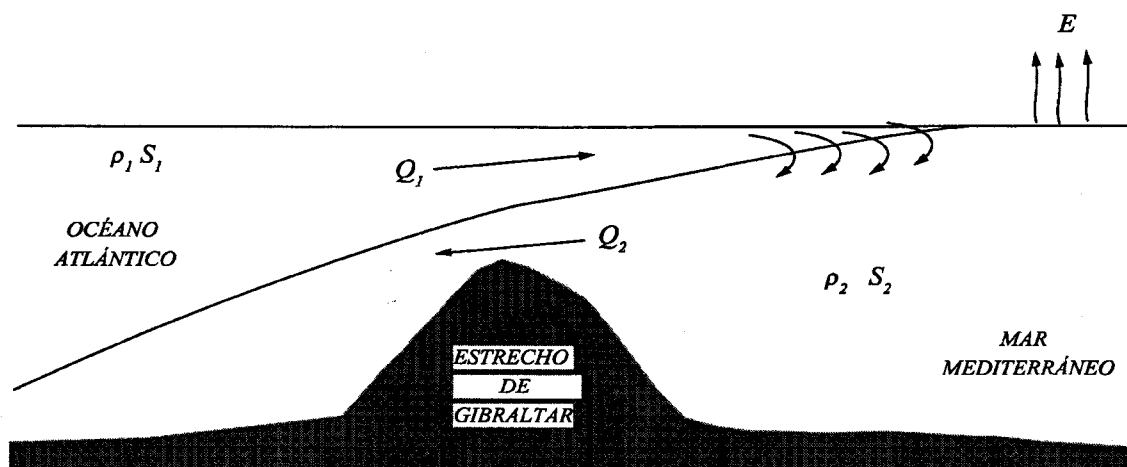
Sin embargo, el balance hídrico en el Mediterráneo es negativo, es decir, la evaporación  $E$  supera a la acción conjunta de las precipitaciones y la descarga de los ríos que vierten sus aguas en él. Se suele englobar en la precipitación neta  $P$ , la aportación de la lluvia y los ríos. Se habla entonces de la diferencia  $E - P$  como de la evaporación neta, que se suele expresar mediante el descenso equivalente del nivel del mar en la cuenca, que tendría lugar debido a ella si no existiesen otros aportes de agua.

Una evaporación neta positiva implica un flujo de agua virtualmente no salina hacia la atmósfera. Como consecuencia, la salinidad promedio del agua existente en el interior del Mediterráneo resulta ser mayor que la del agua en el Atlántico en algo más de dos unidades en la escala práctica de salinidad. La segunda consecuencia es el establecimiento en el estrecho de un flujo neto entrante que supla el déficit hídrico del Mediterráneo. Este flujo neto no es barotrópico, sino que surge de la pequeña diferencia relativa entre dos flujos contrapuestos, siendo  $Q_1 > |Q_2|$ , pero  $|Q_1 + Q_2| \ll Q_1, |Q_2|$ .

Es posible realizar una estimación sencilla de los flujos intercambiados y de su diferencia utilizando la conservación simultánea de masa y sal del Mediterráneo. Considérese, en una primera aproximación, un flujo bicapa a través de un canal de una cuenca cuya salinidad  $S_2$  y densidad  $\rho_2$  son mayores que las del océano ( $S_1$  y  $\rho_1$ ) al que está conectado. La conservación de masa y sal en el intercambio conducen a las clásicas relaciones desarrolladas por Knudsen (1899). Ignorando las variaciones de nivel en el mar y las diferencias relativas de densidad, estas relaciones de Knudsen pueden escribirse:

$$Q_1 + Q_2 = \int_{Med} [E - P] dA \quad (1.1)$$

$$Q_1 S_1 + Q_2 S_2 = 0 \quad (1.2)$$



**Figura 1.3:** Esquema del intercambio medio entre el mar Mediterráneo y el océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar.

donde  $\int_{Med}$  denota la integración sobre toda la superficie del Mediterráneo. Resolviendo para los flujos se tiene:

$$Q_1 = \frac{S_2}{S_2 - S_1} \int_{Med} [E - P] dA \quad (1.3)$$

$$Q_2 = -\frac{S_1}{S_2 - S_1} \int_{Med} [E - P] dA \quad (1.4)$$

La verificación experimental de estas relaciones resulta, en general, difícil. Esta dificultad proviene de la incertidumbre con la que se conocen las magnitudes involucradas, especialmente  $E$  y  $P$ . Las distintas medidas tanto directas como indirectas realizadas hasta el momento coinciden en que los valores de estos flujos intercambiados, promediados a una escala de tiempo lo suficientemente larga, son del orden de 1 Sverdrup ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ). En la Tabla 1.1 se muestran distintos valores de los flujos obtenidos a partir de medidas tanto directas como

indirectas. El valor típicamente aceptado para la diferencia  $Q_1 + Q_2 = \int_{Med} [E - P] dA$  es de unos  $0,04 Sv$ , equivalente a un descenso equivalente del nivel del mar en el Mediterráneo de unos  $0,5$  m/año.

Es importante notar que tanto el valor de los flujos intercambiados como la magnitud de  $S_2$ , y por tanto de  $\Delta S = S_2 - S_1$ , dependen no sólo de la constricción que representa el Estrecho y de la evaporación neta en la cuenca mediterránea, sino también del modo en el que el agua entrante es gradualmente convertida en agua mediterránea. Este cambio de salinidad se produce como consecuencia, por un lado, de la mezcla de aguas que tiene lugar en toda la cuenca y, por otro, de interacciones aire-mar que culminan en localizaciones concretas del mar dando lugar a una relativamente rápida pérdida de flotabilidad de grandes masas de agua y su subsiguiente hundimiento (Bryden y Kinder, 1991b; Garcia-Lafuente, 2000). La difícil cuantificación de todos esos procesos hace que la diferencia de salinidad se tome igualmente como un parámetro a verificar al construir los modelos del intercambio.

En resumen, desde un punto de vista global el Mediterráneo se comporta como una inmensa fábrica de agua de alta salinidad: transforma el agua de origen atlántico que entra por el Estrecho de Gibraltar en un flujo de salida de agua de mayor salinidad y densidad. La inyección de este agua mediterránea en el Atlántico Norte contribuye a que éste océano sea el de mayor salinidad del globo, influyendo en la formación del Agua Profunda del Atlántico Norte (Reid, 1979). Sin embargo, es todavía materia de debate el alcance de la influencia que esta anomalía tiene sobre la circulación termohalina global del sistema oceánico (Johnson, 1997; Rahmstorf, 1998).

### 1.3.2. Variabilidad temporal

#### Introducción

El Estrecho representa una importante condición de contorno no sólo desde el punto de vista del intercambio medio sino también para otros procesos dinámicos que ocurren en el interior del Mediterráneo. Es necesario destacar dos puntos en este sentido: por un lado, la restricción que el Estrecho impone a los flujos asociados a un cierto proceso dependerá del rango de frecuencias en que dicho proceso actúe, y que a su vez depende de las escalas del movimiento implicadas. En segundo lugar, es importante tener presente que, al ser las señales medidas en el Estrecho una integración del efecto que sobre toda la cuenca tienen estos mecanismos,

	$Q_1$ (Sv)	$Q_2$ (Sv)	E-P (m/año)	$\Delta S$
Nielsen (1912)	1,87	1,78	1,17	1,91
Lacombe y Richez (1982)	1,21	1,15	0,75	1,75
Bryden y Stommel (1984)	1,67	1,59	0,95	1,72
Bryden et al. (1994)	0,72	0,68	0,52	0,12
Garcia-Lafuente et al. (2000)	0,92	0,87	0,63	–
Candela (2001)	1,01	0,97	0,45	–
Tsimplis y Bryden, (2000)	0,66	0,57	1,12	–
Baschek et al. (2001)	0,81	0,76	0,63	–

**Tabla 1.1:** Diversas estimaciones de la magnitud de los flujos intercambiados a través del Estrecho, evaporación neta en el Mediterráneo y diferencia de salinidad entre las aguas Atlánticas y Mediterráneas. Los datos correspondientes a Nielsen (1912), Lacombe y Richez (1982) y Bryden et al. (1994) se han adaptado de la Tabla 1 de este último. En los trabajos en los que no se suministra la evaporación neta, ésta se ha estimado a partir del flujo neto  $Q_0 = Q_1 - Q_2$ , utilizando para el área de la cuenca mediterránea el valor  $A_m = 2,52 \cdot 10^{12} \text{m}^2$

no es posible deducir de la monitorización de los flujos ninguna información de las posibles diferencias de intensidad del forzamiento en distintos puntos de la cuenca.

Las fluctuaciones alrededor del flujo medio han sido tradicionalmente divididas en tres categorías (Lacombe y Richez, 1982; Garcia-Lafuente y Vargas, 2003):

- fluctuaciones de marea
- fluctuaciones subinerciales, (períodos de algunos días a varias semanas o pocos meses)
- fluctuaciones de muy baja frecuencia, es decir, señales estacionales e interanuales

La variabilidad temporal de los flujos es muy importante, ya que en ocasiones las fluctuaciones llegan a ser del mismo orden de magnitud (o mayor) que el mencionado valor de 1 Sv del intercambio medio (Candela et al., 1990; Bryden et al., 1994; Garcia-Lafuente et al., 2002c; Garcia-Lafuente y Vargas, 2003), y pueden por tanto llegar a invertir el sentido de la corriente en alguna de las dos capas, e incluso, en casos extremos, en ambas,

### Banda de marea

La banda de marea es la que mayor energía posee en el Estrecho. Las observaciones realizadas durante el proyecto *Gibraltar Experiment* (Kinder y Bryden, 1987, 1988) indican que, en

promedio, un 75 % y un 12 % de la energía cinética medida en el Estrecho se encuentran en las bandas semidiurna y diurna, respectivamente (Candela et al., 1990). Las corrientes de marea son especialmente intensas en la sección del Umbral de Camarinal (Bruno et al., 1999), donde son capaces, periódicamente, de invertir el flujo de cada una de las capas, de modo que en ciertos momentos de marea toda la columna de agua fluye en la misma dirección (Bryden et al., 1994). La estructura de las corrientes de marea es principalmente barotrópica (Candela et al., 1990; Garcia-Lafuente et al., 1994), aunque en la parte central de la sección de Algeciras-Ceuta se observa una acusada estructura baroclina en los 75-100 primeros metros de la columna de agua (Garcia-Lafuente et al., 2000).

Las oscilaciones de la interfaz tienen su mayor amplitud en Camarinal, donde además están aproximadamente en fase con la marea externa. La fase de las oscilaciones internas aumenta con la distancia a Camarinal, indicando que es allí donde, como consecuencia de la interacción de la marea barotrópica con la abrupta batimetría, se genera la marea interna o baroclina (La Violette y Lacombe, 1988; La Violette y Arnone, 1988), y se radia hacia ambos lados del Estrecho.

La generación y propagación de la marea interna puede entenderse desde otro punto de vista. Como se muestra en Garcia-Lafuente et al. (2000), el transporte asociado a la componente  $M_2$ , con mucho la componente de marea más importante, presenta divergencias en las distintas capas entre Camarinal y la sección de Algeciras-Ceuta. Estas divergencias internas pueden explicarse si se admite que la profundidad de la interfaz de separación entre capas fluctúa, actuando como un depósito de agua atlántica durante la marea llenante y de Agua Mediterránea durante la vaciante, (tal y como también se sugiere en Bray et al., 1990). Un comportamiento análogo pero desfasado  $180^\circ$  es descrito por Armi y Farmer (1988), entre Camarinal y Espartel, en la llamada Cuenca de Tánger. Estos últimos autores describen asimismo la aparición y desaparición con periodicidad de marea de un salto hidráulico en dicha cuenca, especialmente durante mareas vivas. La desaparición del salto hidráulico está asociada a la liberación de un solitón o *bore* interno que viaja hacia el Este y, como consecuencia de diversas interacciones no lineales, se va dispersando hasta alcanzar la sección de Algeciras-Ceuta como un tren de ondas internas. Los efectos superficiales de este fenómeno pueden observarse desde el aire como una serie de ondas concéntricas irradiando desde el Estrecho hacia el Mar de Alborán (La Violette y Arnone, 1988; Pistek y La Violette, 1999). También se ha descrito la existencia de ondas internas arrestadas sobre el Umbral de Camarinal en períodos de mareas muertas (Bruno et al., 2002).

## Banda Subinercial

La banda subinercial se extiende entre períodos de algunos días a varias semanas. En esta banda se han identificado tres tipos de fluctuaciones. El primero está relacionado principalmente con las fluctuaciones de presión atmosférica, y de la tensión del viento asociada, sobre el Mediterráneo. Las fluctuaciones de corriente subinerciales son de carácter barotrópico. El segundo tiene su origen en las variaciones quincenales y mensuales asociadas a los ciclos de marea viva-marea muerta, dando lugar a fluctuaciones de corriente de carácter fuertemente baroclino. El tercero no es propiamente un tipo de fluctuaciones subinerciales de corriente, sino de los flujos, y es consecuencia de la interacción no lineal de las corrientes de marea con la batimetría, dando lugar a un aumento de los flujos intercambiados en mareas vivas.

### 1.- Fluctuaciones subinerciales de forzamiento meteorológico

El principal forzamiento de las fluctuaciones subinerciales en el Estrecho de Gibraltar es de origen meteorológico, consecuencia de las variaciones del campo de presión atmosférica sobre el Mediterráneo: altas presiones atmosféricas sobre la cuenca tienden a producir flujos netos hacia el Atlántico, que se superponen al intercambio medio. A la inversa, flujos netos hacia el Mediterráneo son inducidos por bajas presiones atmosféricas sobre la cuenca. Las fluctuaciones del flujo, especialmente a frecuencias intermedias, se producen en fase con las de presión atmosférica, y no en cuadratura como podría esperarse para un comportamiento de barómetro invertido (Crepon, 1965; Candela et al., 1989).

Los datos obtenidos durante el *Gibraltar Experiment* y analizados para esta banda de frecuencia por Candela et al. (1989), revelan que las fluctuaciones de las corrientes subinerciales en el Umbral de Camarinal son razonablemente barotrópicas. En concreto, el análisis empírico ortogonal de las mismas indica que más de un 80 % de la varianza temporal medida es explicada por un primer modo que describe unas fluctuaciones en fase en toda la sección. Candela et al. (1989) estiman que estas fluctuaciones del flujo neto tienen un valor cuadrático medio de 0,4 Sv, pudiendo en determinados momentos dar lugar a inversiones del flujo en alguna de las capas. En este trabajo y en Candela (1991) se propone un sencillo modelo analítico, similar a otro anterior propuesto por Garrett (1983), en el que se analiza la respuesta de un Mediterráneo simplificado, formado por dos cuencas, Oriental y Occidental, unidas por el Estrecho de Sicilia, y conectado con el Atlántico por el Estrecho de Gibraltar, al forzamiento meteorológico. Al forzar esta cuenca simplificada con la señal predominante de presión atmosférica sobre el

Mediterráneo encuentran una buena correlación entre los flujos calculados y los estimados por medidas directas, explicando así en buena medida el comportamiento de los flujos subinerciales.

Este modelo ha sido posteriormente utilizado por Le Traon y Gauzelin (1997) para estudiar, en unión con datos de "Topex-Poseidon", la respuesta del nivel medio del Mediterráneo al forzamiento de la presión atmosférica en la banda subinercial. El uso de modelos numéricos más elaborados, (Candela y Lozano, 1994; Garcia-Lafuente et al., 2002a), permite afinar la concordancia entre flujos medidos y predichos, sin cambiar el modelo físico básico consistente en un oscilador forzado sujeto a cierta fricción. En concreto Garcia-Lafuente et al. (2002c) han comparado los flujos subinerciales estimados durante un período limitado (entre Noviembre de 1997 y Marzo de 1998) con flujos subinerciales simulados utilizando el modelo NPS-HAMSOM (un modelo de circulación forzado por la presión atmosférica y la tensión del viento sobre el Mediterráneo y el Atlántico Norte), obteniendo coeficientes de correlación entre ellos tan altos como  $r \approx 0,80$ .

#### *2.- Fluctuaciones quincenales de corrientes subinerciales*

Las corrientes subinerciales en el Estrecho muestran también una significativa modulación de periodicidad quincenal y mensual (Candela et al., 1989; Bryden et al., 1994; Garcia-Lafuente et al., 2000; Tsimplis y Bryden, 2000). Candela et al. (1989) encuentran que la cizalla de velocidad en Camarinal aumenta en períodos de mareas muertas, mientras que se ve reducido en períodos de mareas vivas, y concluyen que el origen de esta señal es mareal y que su carácter baroclino es tal que no lleva asociada una variación en el flujo neto. Bryden et al. (1994) estiman, a partir de los mismos datos, los valores de los flujos en el Umbral de Camarinal, y encuentran tanto en el flujo entrante como en el saliente una señal quincenal de alrededor de 0,1 Sv, y fases que implican que tanto el flujo máximo de salida como el flujo mínimo de entrada se producen aproximadamente de dos a tres días después de las mareas vivas. La variación en el flujo neto asociada a esta señal quincenal se estima en unos 0,03 Sv. en la sección de Camarinal.

Esta modulación, de carácter esencialmente baroclino, parece no responder a ningún forzamiento externo, y parece ser consecuencia de la variación de la intensidad de las mezclas entre mareas vivas y muertas: la columna de agua en el Estrecho no está constituida por dos capas perfectamente definidas, sino que existe un gradiente vertical de las distintas magnitudes, concentrado en un rango de profundidades que puede denominarse como "región interfacial". En esta región tienen lugar importantes procesos de mezcla turbulenta, como consecuencia de la



cizalla vertical de velocidades. Esta cizalla es, en promedio, más acusada en mareas vivas que en mareas muertas (García-Lafuente et al., 2000), y como consecuencia los procesos de mezcla asociados están modulados por una señal quincenal de marea, que dan lugar a variaciones con esa periodicidad de las corrientes y los flujos intercambiados.

La modulación del intercambio entre cuencas oceánicas a través de zonas de mezclas de marea (un umbral) ha sido estudiada, entre otros, por Hibiya y Leblond (1993) e Hibiya et al. (1998). Estos autores comprueban, mediante modelado numérico, que el efecto de baja frecuencia (señal quincenal) de las mezclas de marea en la zona del umbral pueden ser modeladas de manera sencilla asumiendo una modulación quincenal del coeficiente de difusividad vertical turbulenta en dicha zona.

### 3.- *Flujos rectificados de marea*

Finalmente existe otro tipo de interacción no lineal mediante el cual la banda de marea modula los flujos subinerciales, (aunque no las corrientes propiamente dichas), que se conoce como "flujos rectificados de marea"<sup>5</sup>. Se trata de una contribución a los flujos intercambiados debida a la correlación entre las corrientes y las variaciones de la profundidad de la interfaz en la banda de marea.

Para entender de una forma sencilla el concepto de los flujos rectificados de marea, es conveniente suponer que el intercambio puede aproximarse adecuadamente como un flujo bicapa de densidades  $\rho_1$  y  $\rho_2$  (subíndice 1 para la capa superior, subíndice 2 para la inferior) que transportan flujos  $Q_1$  y  $Q_2$ . Como ya se ha mencionado, esta simplificación no es del todo realista pero resulta extraordinariamente útil. Sean  $u_j$  y  $A_j$  la velocidad y la sección transversal de la capa  $j$  ( $j = 1, 2$ ), respectivamente. Se supondrá que estas variables pueden descomponerse en una parte cuasiestacionaria y otra de marea:  $u_j = \bar{u}_j + \hat{u}_j$  y  $A_j = \bar{A}_j + \hat{A}_j$ . La barra horizontal sobre una variable indica aquí la parte cuasiestacionaria de dicha variable, es decir el valor medio secular junto con las fluctuaciones subinerciales, y el sombrero triangular indica la parte con periodicidad de marea (semidiurna y/o diurna, y con media nula, por definición) de dicha magnitud.

El flujo a través de una capa se obtendrá multiplicando la velocidad en una capa por la sección correspondiente:

---

<sup>5</sup>*eddy fluxes* en la literatura inglesa

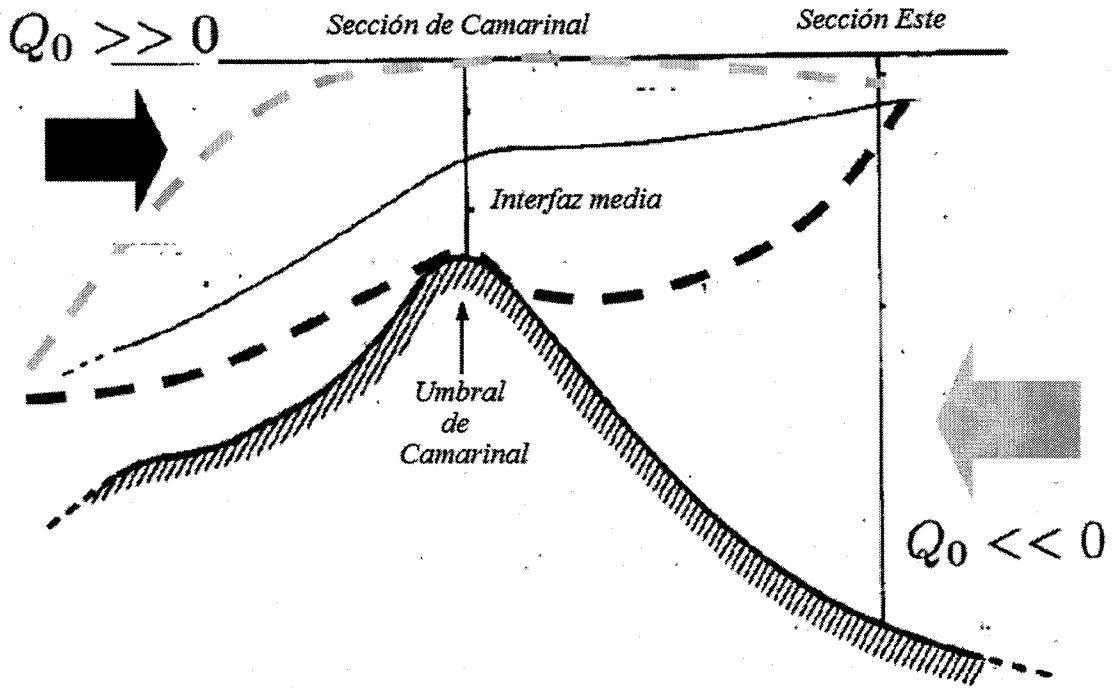


Figura 1.4: Esquema de la rectificación de flujos en el Umbral de Camarinal. Flujos netos positivos (desde el Atlántico) deprimen la interfaz sobre Camarinal, mientras que Flujos netos negativos (desde el Mediterráneo) acercan la interfaz a la superficie (adaptado de Candela, 1991).

$$Q_j = u_j A_j = \bar{u}_j \bar{A}_j + \hat{u}_j \hat{A}_j + \bar{u}_j \hat{A}_j + \hat{u}_j \bar{A}_j \quad (1.5)$$

Las variaciones de las secciones transversales de las capas son debidas a las excursiones verticales de la interfaz. Cuando, durante el ciclo de marea, el flujo neto  $Q_0$  apunta hacia el Mediterráneo, la interfaz se hunde. Por contra, cuando el flujo neto  $Q_0$  apunta hacia el Atlántico, la interfaz tiende a hacerse somera (Figura 1.4). Si se realiza un promedio o filtrado temporal adecuado de este flujo, por ejemplo un promedio diario, que elimine las partes puramente de marea (dos últimos términos de la parte derecha en la ecuación anterior), se obtiene una expresión para la componente cuasiestacionaria del flujo a través de la capa  $j$ :

$$\langle Q_j \rangle = \bar{Q}_j = \bar{u}_j \bar{A}_j + \langle \hat{u}_j \hat{A}_j \rangle + \overbrace{\langle \bar{u}_j \hat{A}_j \rangle}^0 + \overbrace{\langle \hat{u}_j \bar{A}_j \rangle}^0 \quad (j = 1, 2), \quad (1.6)$$

donde los corchetes indican el citado promediado temporal o filtro paso de baja. Los dos últimos términos de (1.6) se anulan al ser el producto de una variable cuasiestacionaria y otra de marea, de media cero.

En ciertas partes del Estrecho existe una correlación no nula entre  $\hat{u}_j$  y  $\hat{A}_j$ , dando lugar a una contribución no lineal de la banda de marea a la parte cuasiestacionaria de los flujos, denominada “flujo rectificado de marea”. Estos “flujos rectificadas de marea” son pues el reflejo del carácter baroclino de la marea en el Estrecho, como consecuencia de su interacción con la topografía. No es de extrañar, por tanto, que los transportes rectificadas de marea sean de gran importancia en las cercanías del Umbral de Camarinal, el principal obstáculo topográfico del Estrecho (Figura 1.4), decayendo su contribución relativa a los flujos para puntos alejados del mismo: la magnitud del flujo rectificado de marea en el Camarinal ha sido estimada en el rango 0,3 Sv-0,4 Sv (Bryden et al., 1994; Tsimplis y Bryden, 2000), y de un orden de magnitud inferior en la Sección Este (García-Lafuente et al., 2000).

### *Señales quincenales y mensuales*

Dado el origen mareal e intrínsecamente no lineal de estos flujos rectificadas, es de esperar que presenten cierta variabilidad quincenal y mensual, y que presenten, por tanto, cierta variabilidad en la banda subinercial. Además, como ya se ha expuesto, las corrientes subinerciales propiamente dichas presentan también una variabilidad quincenal y mensual.

Sin embargo, la información existente en la literatura sobre señales quincenales de los flujos es relativamente escasa. Se puede encontrar cierta información sobre estas señales en los flujos intercambiados o el flujo neto, sin embargo, esta información es fraccionaria y algo contradictoria (ver Tabla 1.2), de modo que no es posible deducir razonablemente unos valores concretos para la amplitud o fase de estas componentes.

Sí son consistentes los valores reportados de la señal quincenal de la profundidad de la interfaz en Camarinal: tiene una amplitud de unos 20 m y es más profunda cerca de mareas muertas (Bryden et al., 1994; Tsimplis y Bryden, 2000). También la señal de la pendiente transversal de la interfaz en Camarinal es más acusada en mareas muertas, algo consistente con el aumento de la cizalla de las corrientes subinerciales en mareas muertas (Candela et al., 1989).

	$A_{Mm}(Sv)$	$\phi_{Mm}(^{\circ})$	$A_{Msf}(Sv)$	$\phi_{Msf}(^{\circ})$
Bryden et al. (1994), Umbral de Camarinal				
$Q_1$	n/d	n/d	$0,10 \pm 0,10$	$255 \pm 40$
$Q_2$	n/d	n/d	$0,10 \pm 0,10$	$230 \pm 35$
Tsimplis y Bryden (2000), Umbral de Camarinal				
$Q_1$	0,15	225	0,46	210
$Q_2$	0,05	25	0,15	50
Garcia-Lafuente et al. (2000), Sección Este				
$Q_1$	0,15	110	0,10	185
$Q_2$	0,05	75	0,10	195
$Q_0$	0,20	100	0,15	185
Garcia-Lafuente et al. (2002a), Sección Este				
$Q_0$	n/d	n/d	$0,20 \pm 0,10$	$140 \pm 20$

**Tabla 1.2:** Resumen de las señales quincenales y mensuales de los flujos de entrada, salida y neto en el Estrecho existentes en la literatura.

Por otro lado, a pesar de que se reconoce su importante contribución a los flujos medios, resulta sorprendente que no se haya reportado en la literatura información sobre las señales mensual y/o quincenal de los flujos rectificadas de marea.

En el presente trabajo, entre otros resultados, se va a prestar especial atención a las señales quincenales y mensuales con la intención de paliar esta falta de información.

### Ciclos estacionales

La primera evidencia empírica de señales estacionales en el flujo a través del Estrecho es puesta de manifiesto por Bormans et al. (1986). Ante la falta de medidas de corriente directas de suficiente duración, utilizan una medida indirecta: la diferencia de nivel del mar entre los puertos de Ceuta y Algeciras (un buen indicador de las fluctuaciones del flujo a través del mismo si se aceptan dos hipótesis: i) que las fluctuaciones de la corriente son barotrópicas; y ii) que existe un ajuste geostrófico de las mismas. Aplicando un análisis estadístico a las medias mensuales recogidas en años no simultáneos en ambos puertos, Bormans et al. (1986) obtienen una notable señal anual en el desnivel, con una amplitud que estiman en torno al 6% de la magnitud del flujo de entrada, que se traduce un mayor flujo neto en la primera mitad del año que en la segunda.

Las medidas de corriente durante el proyecto *Gibraltar Experiment* fueron las primeras que permitieron obtener series de tiempo una longitud apropiada para hacer alguna estimación directa de señales estacionales. Bryden et al. (1994), ajustan por mínimos cuadrados una señal anual a las series de la profundidad de la interfaz, definida como la isohalina  $S = 37$ , y de los transportes de entrada y de salida. Mientras que la señal anual de la profundidad de la interfaz resulta bastante similar a la predicha por Bormans et al. (1986), la fase del transporte de entrada indica que éste alcanza su máximo valor a finales del verano, en total desacuerdo con la citada predicción. En cualquier caso, la poca confianza estadística de los datos de corriente no permite hacer mayores especulaciones sobre en qué momento es máximo el flujo de entrada.

Más recientemente, diversas estimaciones experimentales de los ciclos estacionales han sido realizadas a partir de medidas de corriente en la Sección del Umbral de Camarinal, de Octubre de 1994 a Octubre de 1996, por Candela (2001) y en la Sección Este, de Octubre de 1995 a Mayo de 1998, por Garcia-Lafuente et al. (2002c).

Candela (2001) encuentra una señal estacional pequeña pero apreciable en los flujos de entrada y de salida. El flujo de entrada presenta una señal mixta entre anual y semianual, con máximos en verano de 1994 y comienzos de 1995. El ciclo estacional del flujo de salida es, sin embargo, claramente anual, con una amplitud de unos 0,3 Sv, y flujo de salida mínimo en verano.

Las señales estacionales que Garcia-Lafuente et al. (2002c) encuentran son, en cierto modo, inversas a las anteriores. En efecto, los datos en la Sección Este muestran una clara señal anual en el flujo de entrada de unos 0,1 Sv de amplitud y máximo flujo de entrada en verano, mientras que el flujo de salida presenta una mezcla de señales anual y semianual, semejante al flujo de entrada descrito por Candela (2001).

A pesar de las diferencias, es notable que la estimación de la señal estacional del flujo neto en ambos casos presenta un máximo en torno al mes de Agosto. Garcia-Lafuente (2000) y Garcia-Lafuente et al. (2002c) muestran que esa señal es además compatible en fase y amplitud con la señal anual del nivel del mar en el Mediterráneo obtenida por altimetría (Larnicon et al., 1995). Indudablemente, es necesario realizar todavía más medidas de largo período para contrastar estos resultados.

## 1.4. Control hidráulico e intercambio máximo

### 1.4.1. Teoría hidráulica de flujos bicapa

Aunque las estimaciones de los flujos intercambiados, basadas en las ecuaciones de balance (1.1) y (1.2), están en razonable acuerdo con las obtenidas por medidas directas, no proporcionan ninguna idea de los factores dinámicos que gobiernan la magnitud del intercambio, o la diferencia de salinidades observada. Es intuitivo pensar que la magnitud de los flujos de intercambio debe estar mediatizada, de algún modo, por la constricción topográfica que supone el Estrecho, es decir, por el hecho de que la conexión sea a través de un canal de dimensiones reducidas en comparación con el tamaño característico de las cuencas que conecta. Sin embargo, las ecuaciones de balance no tienen en cuenta este hecho en ningún momento.

En principio, dada una configuración determinada del Estrecho, el conjunto de flujos de entrada y salida que pueden existir cumpliendo (1.1) y (1.2) es infinito. Como un ejemplo de ello, en Bryden y Stommel (1984) se propone una situación hipotética en la que la diferencia de salinidad entre agua entrante y saliente fuera grande, de modo que sólo fuera necesario intercambiar una pequeña cantidad de agua para conservar la salinidad del Mediterráneo. Esto podría ocurrir si el agua densa fuese creada por una fuerte evaporación en una plataforma poco profunda y que sufriera una mezcla reducida durante su hundimiento. El fondo de dicho mar se llenaría de ese agua muy densa hasta alcanzar un nivel ligeramente por encima de la cresta del umbral de Camarinal, instante en el que comenzaría a derramar a través del mismo hacia el Atlántico. La diferencia de salinidades sería muy grande, y en consecuencia los valores de los flujos de entrada y de salida necesarios para cumplir las relaciones de Knudsen (1.1) y (1.2) serían relativamente pequeños.

El ejemplo diametralmente opuesto es aquel en el que el agua entrante sufre importantes procesos de mezcla en su conversión en agua profunda. Cuanto mayor sean las mezclas, menor será la diferencia final de salinidades entre agua entrante y saliente y, como consecuencia, los flujos deberán aumentar para que las relaciones de Knudsen se sigan verificando. Sin embargo, la diferencia de salinidad no puede disminuir indefinidamente dando lugar a flujos indefinidamente grandes (ecuaciones 1.3 y 1.4), ya que estos flujos están forzados en última instancia por los gradientes de presión creados por esa misma diferencia de salinidades o, más apropiadamente, de densidades.

Bryden y Stommel (1984) argumentan que, entre esos dos casos extremos, el balance entre energía potencial y cinética implica la existencia de un valor límite (mínimo) de la diferencia

de salinidad  $\Delta S = S_2 - S_1$  y otro límite (máximo) para los posibles flujos intercambiados. En lo que constituye la primera aplicación práctica de la Teoría Hidráulica de Flujos Bicapa al Estrecho de Gibraltar, Bryden y Stommel (1984) muestran que la magnitud de estos valores extremos depende de las características geométricas del canal y de la magnitud de la evaporación neta en la cuenca. La situación en la que esos valores límites son alcanzados es denominada por estos autores como situación de “sobremezcla”<sup>6</sup>, concepto ya enunciado en los años 50 por Stommel y Farmer (1953).

La rama de la Mecánica de Fluidos que estudia el intercambio de dos fluidos no viscosos e inmiscibles a través de un canal es la Teoría Hidráulica de Flujos Bicapa (THFB). Esta teoría se basa, de forma general, en el balance que se establece entre la inercia (energía cinética) y la flotabilidad (energía potencial) de los flujos. Dadas la geometría del canal, la diferencia entre las densidades de ambas capas y la proporción entre los flujos intercambiados, la THFB trata de predecir y proporcionar, en el estado estacionario, tanto el perfil de la superficie de separación entre ambas capas, (denominada interfaz) como las variaciones espaciales de la velocidades.

La formulación de la THFB reposa sobre el siguiente conjunto de hipótesis:

- Es posible realizar la aproximación cuasiestática.
- Los fluidos son inmiscibles.
- La presión es hidrostática.
- La densidad y el caudal en cada capa son constantes (no varían a lo largo del canal).
- La rotación no tiene efectos apreciables en el intercambio.

Estas hipótesis idealizadas no se cumplen rigurosamente en ningún estrecho marino real, y la mayoría de ellas pueden ser relajadas en ciertas circunstancias. Sin embargo, las ecuaciones unidimensionales que se obtienen a partir de estas hipótesis son básicas para entender la dinámica del intercambio y, en particular, para describir las variaciones de la profundidad de la interfaz, como consecuencia de las variaciones topográficas de profundidad y/o anchura del canal.

---

<sup>6</sup>“overmixing”, en la literatura inglesa

Las ecuaciones del movimiento y de continuidad de ambas capas conforman, bajo las hipótesis hidráulicas, un sistema de ecuaciones unidimensionales y no lineales. Diversos autores han formulado este sistema como un problema cuasi-lineal hiperbólico:

$$C(x) \frac{\partial \vec{v}(x)}{\partial x} = D(x) \frac{\partial \vec{f}(x)}{\partial x}, \quad (1.7)$$

donde  $x$  es la dirección del flujo,  $\vec{v}(x)$  y  $\vec{f}(x)$  son vectores de cuatro componentes que representan respectivamente las velocidades y profundidades de ambas capas ( $\vec{v}$ ) y la geometría del canal ( $\vec{f}$ );  $C(x)$  y  $D(x)$  son matrices cuadradas de dimensión 4, (ver Armi, 1986, para más detalles). La ecuación (1.7) puede escribirse

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial x} = \frac{R}{|C|}, \quad (1.8)$$

siendo  $R(x) = \text{Adj}(C) D \frac{\partial \vec{f}}{\partial x}$ .

El sistema de ecuaciones (1.8) tiene solución allí donde la matriz  $C(x)$  es no singular, es decir donde  $|(C(x))| \neq 0$ . El término "sección de control" se utiliza para describir aquellas secciones en las que la matriz  $C(x)$  es singular, ( $|C(x)| = 0$ ): Es la denominada "*condición de singularidad*".

Sea  $G^2 = F_1^2 + F_2^2$  el número de Froude compuesto, y  $F_1^2$  y  $F_2^2$  los números de Froude internos de cada capa que, para secciones rectangulares, vienen dadas por:

$$F_j^2 = \frac{u_j^2}{gH_j} \quad (j = 1, 2) \quad (1.9)$$

con  $u_j$  y  $H_j$  la velocidad y anchura de la correspondiente capa y  $g' = \left( \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \right) g$  la gravedad reducida para este sistema bicapa. La *condición de singularidad* puede expresarse también mediante el número de Froude compuesto como:

$$G^2 = 1, \quad (1.10)$$

y en esas condiciones el flujo bicapa es crítico en esa sección. Por el contrario, en las secciones en las que  $G^2 < 1$  el flujo es subcrítico, mientras que en aquellas en las que  $G^2 > 1$  el flujo es supercrítico.

En las inmediaciones de una sección de control debe cumplirse la condición  $R = 0$ , denominada "*condición de regularidad*", que permita que (1.7) y (1.8) tengan solución finita. En una



sección de control los valores de las variables dependientes ( $\vec{v}$ ) pueden determinarse utilizando ambas condiciones.

La hipótesis hidrostática tiene como consecuencia que las soluciones de (1.7) o (1.8) sean de ondas largas, cuyas velocidades características son las soluciones de la ecuación de autovalores

$$|C - \lambda I| = 0 \quad (1.11)$$

donde  $I$  es la matriz identidad de dimensión  $4 \times 4$ . Para un sistema bicapa las soluciones de (1.11) son de dos tipos: velocidades características externas ( $\lambda_{ext}$ ), que se corresponden con ondas que se propagan por la superficie libre; y velocidades características internas ( $\lambda_{int}$ ), correspondientes a ondas que se propagan por la interfaz. Las secciones críticas son simplemente posiciones en las que una de estas velocidades características internas se anula, lo que implica que la información sobre las fluctuaciones de la interfaz no puede propagarse aguas arriba de dicha sección de control (Armi, 1986; Lawrence, 1990).

En la aplicación de Bryden y Stommel (1984) se propone que el flujo está controlado en la sección de área mínima, o sea, en Camarinal: la condición (1.10) introduce una ecuación independiente de (1.3) y (1.4). Estos autores incorporan además la hipótesis adicional de que el sistema alcanza un estado tal que la diferencia de salinidades entre el Mediterráneo y el Atlántico sea la mínima posible. En estas condiciones, el problema del intercambio medio está totalmente determinado, y es posible resolverlo algebraicamente para determinar el valor de los flujos intercambiados.

#### 1.4.2. Múltiples puntos de control y el concepto de intercambio máximo

Ciertos aspectos teóricos básicos de la THFB no fueron correctamente entendidos hasta la aparición de una serie de artículos de Armi y Farmer (Armi y Farmer, 1985; Armi, 1986; Armi y Farmer, 1986; Farmer y Armi, 1986), en los que reformulan, hasta cierto punto, la THFB. En concreto, estos autores aclararon las diferencias fundamentales entre el intercambio a través de una contracción, que ejerce su influencia sobre ambas capas, y el intercambio sobre una elevación de la batimetría (que denominamos un umbral), que influye de forma directa únicamente sobre la capa inferior.

En estos trabajos teóricos Armi y Farmer demuestran que la solución propuesta por Bryden y Stommel (1984), con intercambio máximo y la interfaz a la mitad de profundidad del umbral,

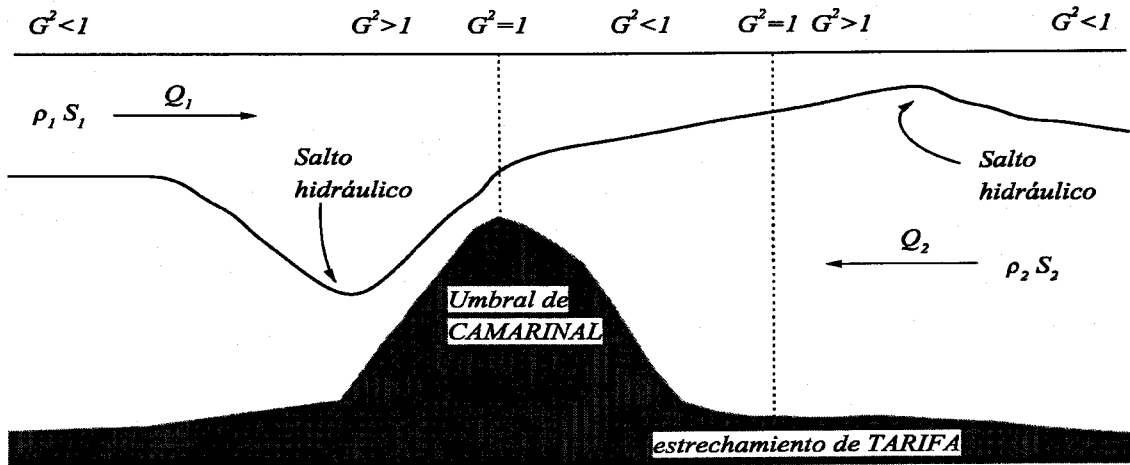


Figura 1.5: Esquema de intercambio máximo en el Estrecho de Gibraltar propuesto en Armi y Farmer (1985), Armi y Farmer (1986), Armi y Farmer (1988), y Farmer y Armi (1986)

es físicamente irrealizable en el Estrecho de Gibraltar. En Armi y Farmer (1985) se sugiere, a partir del análisis de datos históricos, la existencia en el Estrecho no de una sino de, al menos, dos secciones de control hidráulico, situándose la primera de ellas en la sección de mínima profundidad (sección de Camarinal), y la segunda en la sección de menor anchura (sección del estrechamiento de Tarifa). Sugieren, además, que entre ambos puntos de control debe existir una zona de flujo subcrítico ( $G^2 < 1$ ), mientras que fuera de dicha región el flujo debe ser supercrítico ( $G^2 > 1$ ), ajustándose al régimen subcrítico existente en las cuencas adyacentes mediante saltos hidráulicos u otros mecanismos de fricción más graduales (Figura 1.5).

El concepto teórico que emerge de manera reforzada de esta reformulación de la THFB, es el de intercambio *máximo*: para un estrecho con una cierta geometría y dos cuencas cuyas características hidrológicas definen un valor de  $g'$ , existe una configuración del intercambio para la cual el valor de los flujos es máximo. En concreto, si existen dos secciones de control limitando una región central de flujo subcrítico, separada de las cuencas por sendas regiones de flujo supercrítico, entonces (Armi y Farmer, 1987):

1. La magnitud de los flujos intercambiados viene determinada únicamente por procesos que puedan ocurrir en el interior de la citada región de flujo subcrítico, ya que las secciones de control impiden que ninguna información sobre la profundidad de la interfaz en las cuencas adyacentes pueda transmitirse mediante ondas largas dentro de dicha región subcrítica.
2. Esa magnitud de los flujos intercambiados es la máxima posible, para una gravedad reducida dada, y puede, en principio, determinarse unívocamente.

Resumiendo resultados teóricos anteriores, Bryden y Kinder (1991b) proponen la siguiente expresión para los flujos máximos en función de la gravedad reducida y de factores geométricos, suponiendo despreciable la diferencia entre el flujo de entrada y el de salida:

$$Q_1 \approx -Q_2 \approx P \cdot \sqrt{g' b_c} \frac{W_c b_c}{2}, \quad (1.12)$$

siendo  $b_c$  y  $W_c$  la profundidad del fondo y la anchura del canal en superficie en la sección de Camarinal, y  $P$  un factor adimensional cuyo valor, que según Bryden y Kinder (1991b) se sitúa en torno a 0,14, depende del tipo de aproximación utilizada para modelar el intercambio, por ejemplo si se considera o no la fricción interfacial y con el fondo, o si se modela la geometría del canal usando secciones cuadradas, triangulares o de otro tipo.

#### 1.4.3. Estado hidráulico en el Estrecho de Gibraltar. Variabilidad temporal

El hecho de que el Estrecho se encuentre en un estado de intercambio *máximo*, o por el contrario éste sea *submáximo*, podría tener importantes implicaciones en el estudio de la circulación y el comportamiento frente a cambios climáticos del Mediterráneo en su conjunto (Garrett, 1996; Garcia-Lafuente, 2000). Sin embargo, debido a la gran variabilidad espacial y temporal existente en el Estrecho, no es sencillo evaluar con precisión en qué estado se encuentra el intercambio.

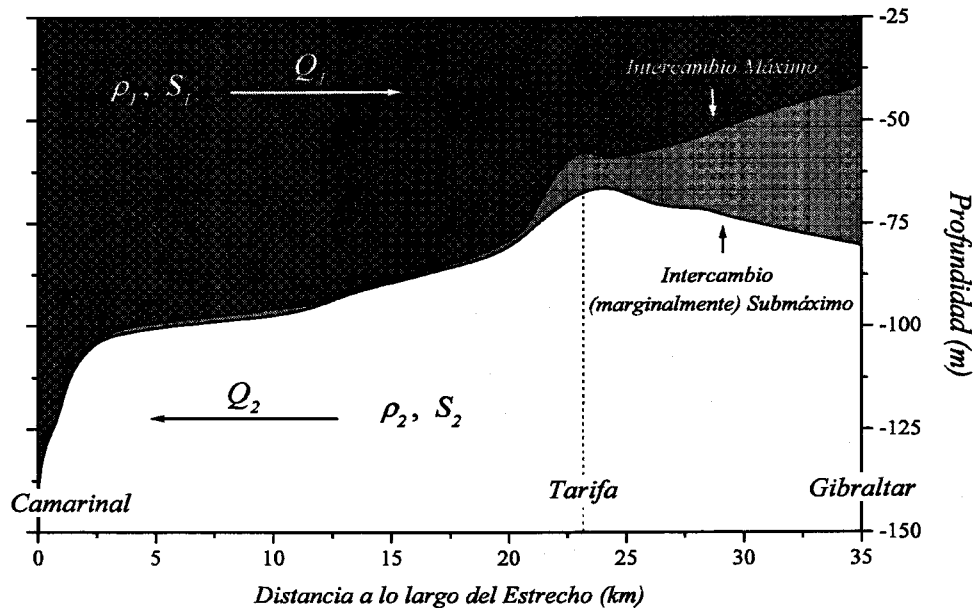
En general, ya desde el trabajo inicial de Bryden y Stommel (1984), ha existido una tendencia a considerar que el estado del intercambio a través del Estrecho es *máximo*, o al menos que se encuentra en estado muy cercano al de intercambio *máximo*. En concreto, la diferencia de densidad y salinidad observadas entre los flujos de entrada y salida se encuentra muy cercana a las predicciones para intercambio estacionario bicapa *máximo* discutidas en los modelos hidráulicos de Bryden y Stommel (1984), Farmer y Armi (1986) o Bryden y Kinder (1991b).

El análisis de datos tomados *in situ* durante el *Gibraltar Experiment* ha permitido confirmar, con importantes modificaciones respecto a la situación esbozada por Armi y Farmer (1985), la hipótesis de doble control hidráulico e intercambio *máximo* (Armi y Farmer, 1988). Una de las modificaciones más sustanciales surge de la constatación de que la intensidad de las corrientes de marea en Camarinal es tal que, durante buena parte del ciclo de marea, desaparece la sección de control en esa sección. Sin embargo, ciertos indicios apuntan a la existencia de una sección de control permanente más al Oeste, en la zona de los umbrales de Espartel, dando pie a Armi y Farmer (1988) para mantener la hipótesis de doble control hidráulico e intercambio *Máximo* en el Estrecho.

### Modelos hidráulicos del intercambio

Durante años el único modelo tridimensional de circulación oceánica aplicado al Estrecho ha sido el de Wang (1989, 1993). Este modelo, sin embargo, no tiene una resolución adecuada para aplicarlo al análisis del estado hidráulico del intercambio. Recientemente se ha comenzado a aplicar nuevos modelos de circulación oceánica al intercambio medio a través del Estrecho, como el *Pricenton Ocean Model* en Sanino et al. (2002). Sin embargo, teniendo en cuenta la resolución espacial de los datos experimentales, resulta más apropiado compararlos con los resultados de modelos hidráulicos más simplificados. Los modelos de Bryden y Stommel (1984), Farmer y Armi (1986) o Bryden y Kinder (1991b) son relativamente limitados pues son estacionarios, ignoran la fricción, secciones rectangulares realistas (salvo Bryden y Kinder, 1991b), las mareas o el efecto de las mezclas. El modelo de Bormans y Garrett (1989b) incorpora fricción, secciones rectangulares realistas y fluctuaciones cuasiestacionarias. El modelo de Helfrich (1995) incluye la variabilidad de marea, pero no una topografía específica del Estrecho. Finalmente, los modelos de Izquierdo et al. (2001), bidimensional, y de Castro et al. (2004), unidimensional, incorporan tanto variabilidad de marea como topografías realistas. La mayoría de estos modelos coinciden en el resultado de que el intercambio es *máximo*, aunque los modelos bidimensionales (Izquierdo et al., 2001) y tridimensionales (Sanino et al., 2002) coinciden en señalar que la existencia permanente de una sección de control en Tarifa es, al menos, dudosa.

Una notable excepción a la tendencia general de considerar que el intercambio es *máximo* es la de Bormans, Garrett y colaboradores, (Bormans et al., 1986; Bormans y Garrett, 1989a,b; Garrett et al., 1989, 1990a,b; Garrett, 1996). Su principal crítica estriba en que no existe suficiente evidencia experimental para determinar que la sección de Tarifa sea una sección de control permanente.



**Figura 1.6:** Esquema de la profundidad de la interfaz entre las Secciones de Camarinal y Gibraltar, en las situaciones de intercambio medio *máximo* y *submáximo*.

En general, Bormans, Garrett y colaboradores apuntan a la posibilidad de que el estado hidráulico del intercambio fluctúe, posiblemente con periodicidad estacional, entre los estados de intercambio *máximo* y *submáximo*. El sencillo modelo unidimensional y cuasi-estacionario, con secciones transversales realistas y fricción interfacial implementado en Bormans y Garrett (1989a,b), permite a estos autores discutir la influencia sobre el intercambio medio de la introducción de secciones realistas, la fricción interfacial y de fluctuaciones de baja frecuencia en el flujo. Ante el fraccionamiento de los datos *in situ* existentes, proponen una serie de métodos para determinar el estado del intercambio. Estos métodos consisten básicamente en la comparación de predicciones derivadas del citado modelo del intercambio con diversas medidas experimentales, tanto directas (flujos, profundidad de la interfaz) como indirectas (diferencia de niveles del mar en Ceuta y Algeciras, por ejemplo). Un resumen de todos estos métodos, junto con la discusión del diagnóstico que arrojan puede encontrarse en Garrett (1996).

Aunque el modelo en el que basan sus conjeturas Bormans, Garrett y colaboradores no es ciertamente muy realista y sus resultados deben ser interpretados preferentemente de un modo semicuantitativo, la metodología descrita supone el mayor esfuerzo realizado hasta el

momento para intentar desentrañar el estado hidráulico real del intercambio en el Estrecho y su variabilidad, una cuestión que por el momento permanece abierta.

La región oriental del Estrecho, y en particular la sección de Algeciras-Ceuta parece ser un punto clave en la determinación del estado hidráulico del intercambio. En concreto, si el flujo medio de salida está controlado en alguno de los umbrales (Camarinal y/o en Espartel), el modelo de Bormans y Garrett (1989b) predice que la profundidad de la interfaz en la citada sección puede ayudar a determinar el estado del intercambio: si la interfaz es relativamente somera, el intercambio sería *máximo*, y si es relativamente profunda, sería *submáximo* (ver Figura 1.6). Esta idea ha sido explotada en Delgado et al. (2001) y en Garcia-Lafuente et al. (2002c), donde se aplica dicho modelo para interpretar las estimaciones de las señales estacionales en el intercambio. Bajo la hipótesis de flujo bicapa de fluidos inmiscibles, tanto Delgado et al. (2001) como Garcia-Lafuente et al. (2002c) concluyen que los datos experimentales proporcionan indicaciones de que el intercambio debe ser *submáximo*.

#### Variabilidad de marea

Es posible introducir cierta variabilidad temporal en este tipo de modelos, siempre que las escalas temporales sean lo suficientemente largas como para que el sistema pueda modelarse como una sucesión de estados estacionarios (modelos cuasiestacionarios). De este modo, estos modelos pueden tratar fluctuaciones estacionales y subinerciales, pero difícilmente describir en detalle los procesos asociados con las fluctuaciones de marea.

La variabilidad temporal de marea es discutida por Helfrich (1995), donde se implementa un modelo de intercambio *máximo*, con dos puntos de control situados en lugares fijos, en el que se introducen las mareas, mostrando que éstas no cambian sustancialmente el intercambio promedio, pues el aumento de los flujos que producen parece compensarse con las mezclas inducidas por las propias mareas. Sin embargo, la evidencia experimental en Armi y Farmer (1988) indica que las mareas pueden influir en el intercambio incluso cualitativamente, al desbordar alguno de los puntos de control durante parte del ciclo de marea.

El primer radio interno de deformación de Rossby es del orden de unos 10-20 Km en el Estrecho (Bormans y Garrett, 1989a; Sanino et al., 2002), de modo que es de esperar que la rotación terrestre tenga una cierta importancia en el intercambio. Sin embargo, para el intercambio medio y cuasiestacionario un análisis más detallado revela que únicamente hacia el Este de la Sección de Tarifa es esperable que esa importancia sea relevante (Bormans y Garrett, 1989a).

### 1.5. Efectos de las mezclas en el intercambio

La descripción del intercambio propuesto por Bray et al. (1995) a partir del análisis del conjunto del conjunto de los datos de *CTD* (Conductivity-Temperature-Depth) del *Gibraltar Experiment* (Figura 1.7) sugiere que las mezclas interfaciales pueden ser de gran relevancia para el intercambio. En su análisis, estos autores enfatizan la importancia de la *región interfacial*: en su interpretación consideran que el flujo está compuesto de manera efectiva por tres capas, superior, región interfacial e inferior. La región interfacial transporta parte del flujo de salida al Oeste de Camarinal, y parte del flujo de entrada en la Sección Este, actuando como una región de intercambio entre las otras capas.

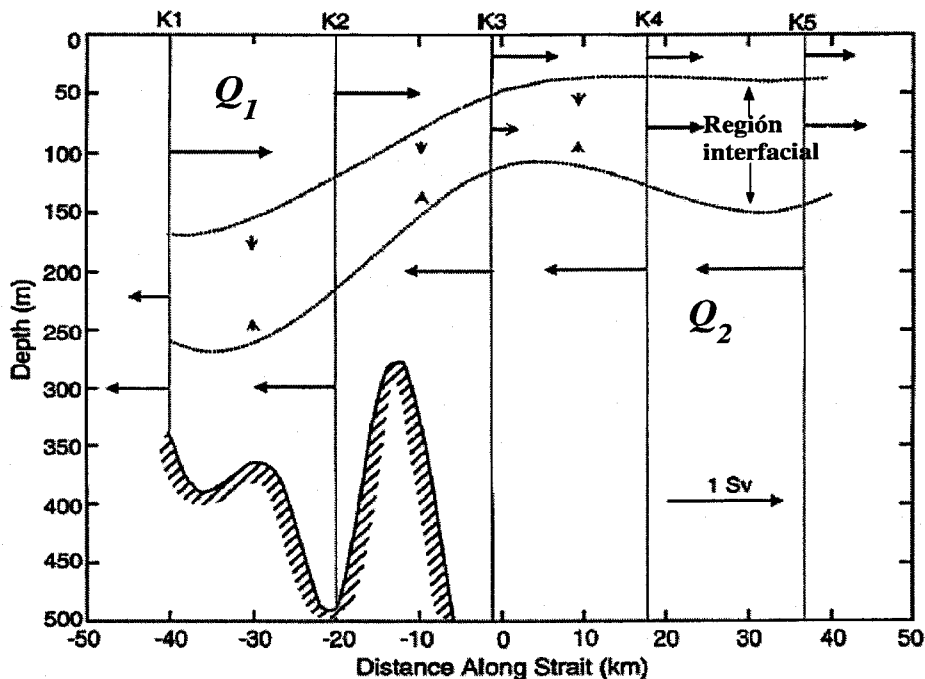
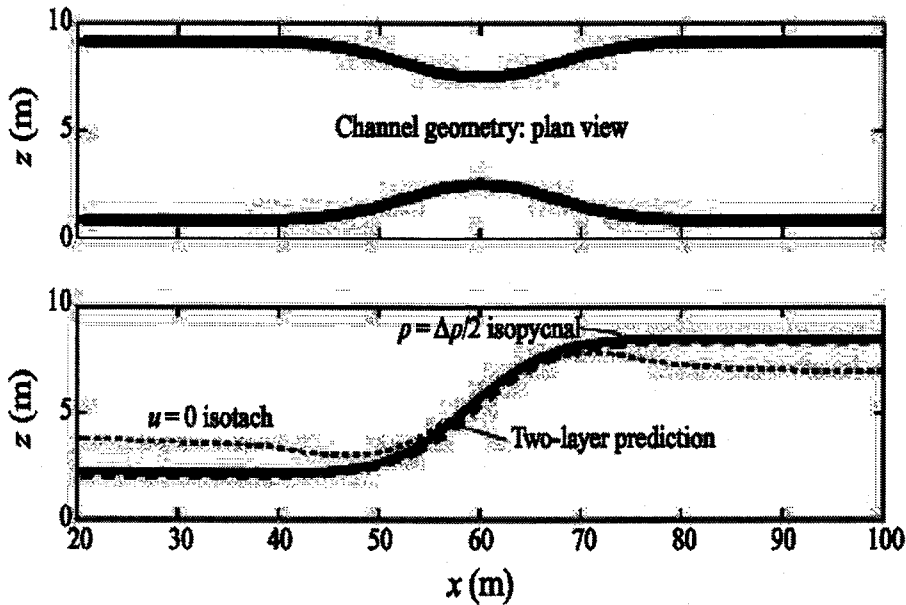


Figura 1.7: Esquema del intercambio medio propuesto por Bray et al. (1995)

En este sentido, se han producido recientemente interesantes adelantos en el modelado del intercambio de fluidos miscibles, incluyendo mezclas turbulentas. Hogg et al. (2001a) han mostrado que la diferencia en las predicciones de los flujos intercambiados en este tipo de



**Figura 1.8:** Intercambio *máximo* en un canal con un estrechamiento en Winters y Seim (2000): Comparación de la profundidad de la interfaz predicha (con el modelo hidráulico de Armi y Farmer, 1986) y simulada con fluidos miscibles. La línea " $u=0$  isotach" puede identificarse con la *interfaz dinámica*, y la línea " $\rho = \frac{\Delta\rho}{2}$  isopycnal" con la *interfaz hidrológica*.

modelos respecto a los predichos por los modelos hidráulicos puros pueden parametrizarse en función de un único parámetro, dependiente del número de Grashof turbulento (una medida del grado de turbulencia) y de la razón entre las dimensiones transversal y longitudinal del canal.

Winters y Seim (2000) utilizan un modelo similar al de Hogg et al. (2001a) para estudiar en detalle el intercambio entre dos fluidos miscibles y viscosos a través de una contracción. Aunque la geometría del Estrecho de Gibraltar no pueda modelarse como una contracción, parece razonable suponer que los resultados de este modelo puedan compararse cualitativamente con la situación en la zona Este del Estrecho. El resultado más sorprendente es que, en el estado de intercambio *máximo*, el punto medio de la pycnoclina (la *interfaz hidrológica*) y la superficie de velocidad nula (la *interfaz dinámica*) se desacoplan fuera de la región de control y tienden a separarse. La *interfaz dinámica* parece quedar a mayor profundidad que la *interfaz hidrológica*, y es ésta última la que la THFB inmisible es capaz de predecir. Otro resultado no menos



importante que surge de este tipo de modelos es que la introducción de la fricción con el fondo es capaz de apartar al sistema del estado de intercambio *máximo* y convertirlo en submáximo, con la particularidad de que, en este estado submáximo, la profundidad de ambos tipos de interfaz vuelven a coincidir entre sí y con las predicciones de la THFB inmisible.

## 1.6. Contenido del trabajo

El presente trabajo tiene un carácter eminentemente experimental, al basarse en el análisis e interpretación de datos de campo. La descripción del conjunto de datos utilizados se realiza en el Capítulo 2: En el marco del proyecto europeo *CANIGO* (Canary Islands, Azores and Gibraltar Observation) se han realizado numerosas medidas de corriente, principalmente en la sección de Algeciras-Ceuta, aunque también en la sección del Umbral de Camarinal, así como perfiles de hidrología con *CTD*. Para completar la información obtenida se adquirieron otros datos complementarios, como series de viento y presión atmosférica y del nivel del mar en varios puntos del Estrecho y del Mediterráneo, e imágenes de satélite, concretamente de Temperatura Superficial del Mar.

El Capítulo 3 está dedicado a la caracterización de las medidas de corriente en la Sección Este, mostrando la estructura tanto de las corrientes medias como de marea y, especialmente, de las corrientes subinerciales. Se comparan asimismo los datos de hidrología aportados por las medidas de *CTD* con las de los fondeos. La descripción estadística de las corrientes subinerciales se basa en la aplicación del análisis de funciones empíricas ortogonales, y hace hincapié en la descripción de su estructura tanto transversal como vertical y en sus fuentes de forzamiento. También se analiza su correlación con las fluctuaciones del desnivel transversal y longitudinal del nivel del mar.

El período comprendido entre finales de Octubre de 1995 y mediados de Marzo de 1996 es especialmente importante, ya que se dispone de medidas de corrientes simultáneas en las Secciones de Camarinal y Este. El Capítulo 4 está dedicado a la estimación de flujos y otras magnitudes del intercambio durante ese período, que es denominado *Fase Común*. El análisis se orienta al estudio del intercambio desde un punto de vista bicapa, con la finalidad de obtener descriptores que puedan ser comparados posteriormente con modelos bicapa del intercambio. En este contexto, se presta especial atención a la determinación de las constantes armónicas quincenales y mensuales. La estimación simultánea en ambas Secciones permite otorgar una mayor confianza a los resultados que se obtienen a lo largo de este Capítulo.

El Capítulo 5 se dedica a analizar ciertos aspectos del intercambio desde el punto de vista de la teoría hidráulica. Del análisis de las estimaciones realizadas en el Capítulo 4 se deduce que en Camarinal, a través de las interacciones no lineales que dan lugar a los flujos rectificadas, la variabilidad de marea tiene una gran influencia en el intercambio a frecuencias subinerciales. En este Capítulo se propone una interpretación de la existencia de estos flujos rectificados

desde el punto de vista de la teoría hidráulica. Por otro lado, las observaciones en la Sección Este son comparadas con un sencillo modelo del intercambio similar al de Bormans y Garrett (1989b), y se interpretan en el marco de la teoría hidráulica de fluidos miscibles.

Finalmente, en el Capítulo 6 se presentan las conclusiones de este trabajo y se esboza posibles líneas de trabajo futuro que derivan del mismo.

## **Capítulo 2**

# **Datos y metodología**

## 2.1. Datos

El proyecto europeo *CANIGO*<sup>1</sup> (Parrilla et al., 2002), ha supuesto una oportunidad para la medición prolongada y sistemática de corrientes en el Estrecho de Gibraltar, lo que no ocurría desde la década anterior, en la que se produjeron las primeras mediciones de este tipo en el marco del proyecto *Gibraltar Experiment* (Kinder y Bryden, 1987, 1988). La estrategia de medida contemplaba el despliegue de líneas de fondeo en dos secciones diferentes: la sección del umbral de Camarinal, donde se había concentrado el mayor esfuerzo experimental durante el citado *Gibraltar Experiment*; y la sección de Algeciras-Ceuta, o Sección Este (Tabla 2.1).

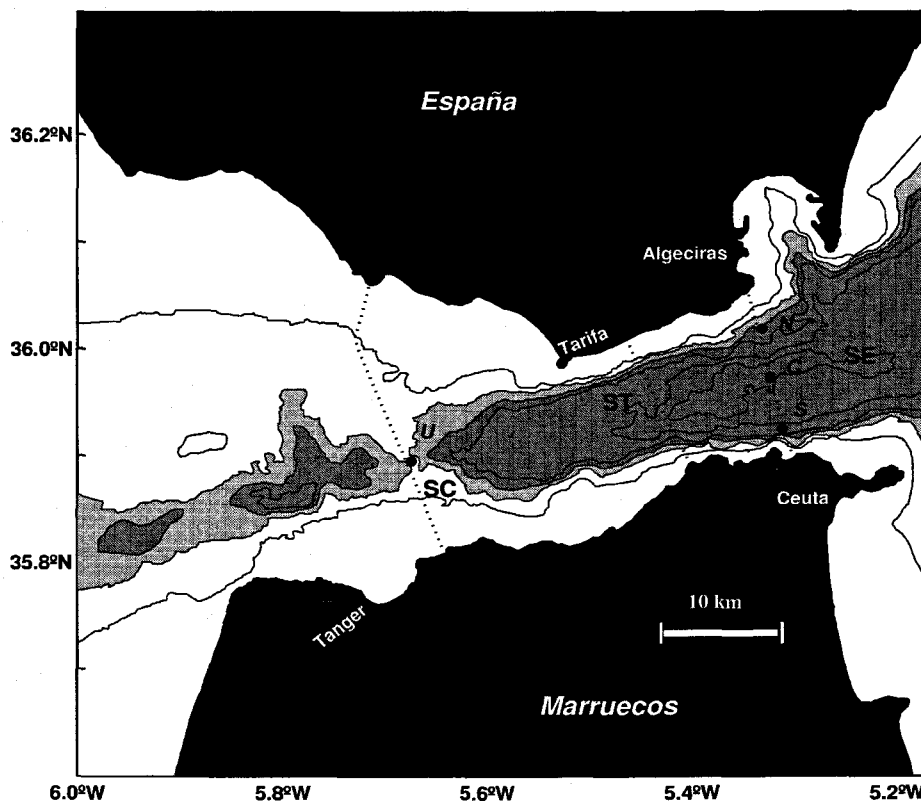


Figura 2.1: Mapa batimétrico general del Estrecho de Gibraltar, mostrando la posición de los fondeos Norte (N), Centro (C) y Sur (S) en la Sección Este y Umbral (U) en la Sección de Camarinal.

<sup>1</sup>(CAN)ary (I)sland Azores and (G)ibraltar (O)bservation

### 2.1.1. Medidas de corriente en la Sección Este

El presente trabajo de investigación tiene su motivación en el análisis de las medidas obtenidas en la Sección Este. La estrategia de medida se diseñó de modo que se ocuparan tres puntos de fondeo, denominados Norte, Centro y Sur, por razones obvias. En la Tabla 2.1 se resumen las coordenadas aproximadas de las tres estaciones de fondeo, junto con la profundidad nominal del fondo en dichos puntos. La Figura 2.1 muestra su posición en la parte oriental del Estrecho, cerca de la línea imaginaria que une Algeciras con Ceuta.

Se utilizaron correntímetros Aanderaa RCM-4 y RCM-7, con sensores de presión, temperatura y conductividad, además de rotor y aleta para medir la intensidad y dirección de la corriente. Las medidas se extendieron desde Noviembre de 1995 hasta Abril de 1998, aunque con intervalos de varios meses en los que no se ocupó ninguna de las estaciones de fondeo. El intervalo de muestreo utilizado fue de una hora.

Fondeo	Latitud	Longitud	Fondo (m)
Norte	36° 02,34'	05° 23,42'	450
Centro	35° 59,80'	05° 22,67'	920
Sur	35° 59,97'	05° 21,34'	700

**Tabla 2.1:** Posición y profundidad del fondo nominales para las tres estaciones de fondeo en la Sección Este.

Las mediciones fueron, en general, muy accidentadas, y las series temporales obtenidas no son, ciertamente, continuas. Por el contrario, en la mayoría de ellas existen huecos, que son debidos a diversos motivos. El mantenimiento de las líneas de fondeo, por ejemplo, requirió que los aparatos fueran recuperados periódicamente. Se intentó que la periodicidad aproximada fuera de unos tres meses. Tras la recuperación de los aparatos, se procedía a limpieza y mantenimiento de los mismos y a la descarga de los datos almacenados en sus memorias sólidas. Posteriormente, se efectuaba una nueva colocación de la línea en la misma posición. Si no aparecían problemas graves, todas estas operaciones podían realizarse en unas 24-48 horas.

Otra fuente de aparición de huecos en la serie de datos es la parada de un sensor, debido a fallos mecánicos o eléctricos. Así, en algunos casos se ha producido la pérdida de un rotor, invalidando las medidas de velocidad. Estas pérdidas se producían principalmente en los correntímetros colocados en la parte superior de la columna de agua. Finalmente, en ciertas ocasiones las líneas de fondeo fueron enganchadas y arrastradas con artes de pesca, derivando

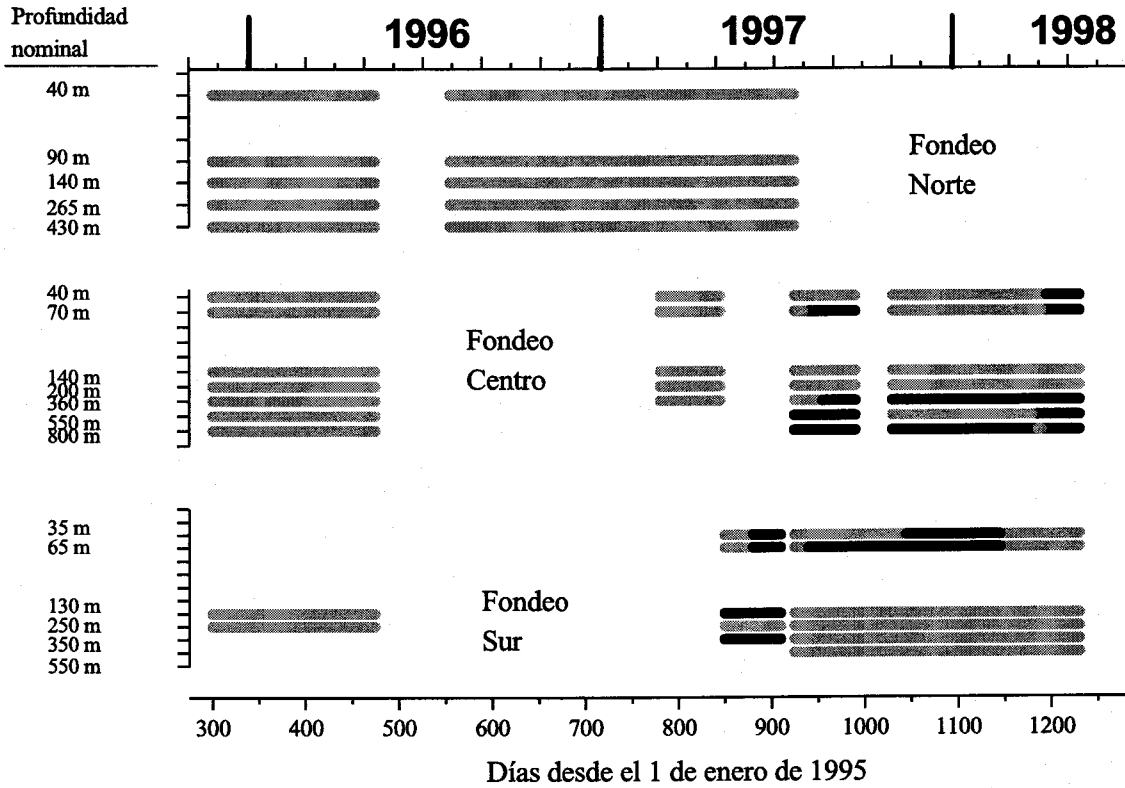


Figura 2.2: Distribución temporal de las medidas de corriente en la Sección Este. La fila superior describe los datos del fondeo Norte, la intermedia los del fondeo Centro, y la inferior la del fondeo Sur. En color gris se marcan los períodos y profundidades en los que se obtuvieron datos, y en color negro aquellos períodos en los que las medidas de corriente fueron defectuosas.

en la rotura del cable en algún punto, en la rotura de alguno de los instrumentos, o incluso en la pérdida de una línea de fondeo completa. Por todo ello las series temporales obtenidas no son completas, y la simultaneidad de las mediciones en los tres puntos de fondeo no ha podido lograrse completamente.

Se ha escogido como eje longitudinal al Estrecho el que forma 15° con la dirección Oeste-Este. Así las corrientes longitudinales o la lo largo del Estrecho corresponden a la componente de la velocidad en esa dirección, y serán referenciadas como "corrientes  $u_{15}$ ".

### Fases de medida

A efectos de estructurar el conjunto de medidas en la Sección Este, éstas se han separado en tres grandes períodos diferenciados. El primero, denominado Fase Piloto, tuvo lugar entre Noviembre de 1995 y Mayo de 1996. El segundo, que se denominó Fase Intermedia, se extiende entre Julio de 1996 y Julio de 1997. Finalmente, la Fase Intensiva, de Julio de 1997 a Mayo de 1998. Estos períodos junto con una indicación de la calidad de las medidas de corriente se esquematizan en la Figura 2.2.

**Fase Piloto.** Durante la Fase Piloto se desplegaron tres líneas de fondeo (Figura 2.3.a y Tabla 2.2), aunque en la línea Sur sólo se colocaron dos correntímetros y a gran profundidad. Los datos que se han trabajado son los correspondientes a los fondeos Norte y Centro entre el 27/10/95 y el 18/4/96, es decir un total de 175 días.

**Fase Intermedia.** Durante la mayor parte de esta fase sólo se desplegó una línea de fondeo en el punto Norte de la Sección (Figura 2.3.b y Tabla 2.3). Se han utilizado datos entre el 9/7/96 y el 10/3/97 (244 días), ya que con posterioridad se perdió el rotor del correntímetro superior que, como se verá, es fundamental para describir el primer modo de oscilación. En el punto de fondeo Centro se mantuvo una línea durante un tiempo más reducido, 63 días entre el 21/2/97 y el 25/4/97. También se colocó una línea en el punto de fondeo Sur, pero se partió, por causas desconocidas, menos de un mes después de su despliegue, perdiéndose gran parte de la información.

**Fase Intensiva.** Durante la Fase Intensiva (Figura 2.3.b y Tabla 2.4) se desplegaron líneas de fondeo en las tres estaciones de la sección, aunque sólo se recogieron datos en los fondeos Centro y Sur: En el fondeo Centro se tiene la serie más completa de la dos, que incluye medidas de 5 correntímetros desde el 28/10/97 al 23/3/98, es decir, 146 días correspondientes a invierno. Los datos en el fondeo Sur se han separado en dos períodos. El primero, en el que sólo midieron cuatro correntímetros, comienza el 20/7/97 y finaliza el 5/11/97, unos 108 días entre el verano y el otoño. El segundo período es el más completo (midieron los seis correntímetros) y extenso de los dos, y abarca aproximadamente desde el 23/2/98 al 11/5/98, unos 157 días entre el final del invierno y el comienzo de la primavera. La línea desplegada en el punto de fondeo Norte no se encontraba en ese lugar cuando se intentó su recuperación y, tras posteriores intentos de recuperación, se consideró como definitivamente desaparecida.



Nombre	Comienzo	Fin	Profundidades nominales (metros)
N1+N2	24/10/95	08/05/96	30, 60, 120, 250, 410
C1	17/10/95	18/04/96	30, 55, 75, 110, 160, 265, 765
S1	17/10/95	08/05/96	410, 610

**Tabla 2.2:** Datos relativos a los fondeos de la fase Piloto

Nombre	Comienzo	Fin	Profundidades nominales (metros)
N3	06/07/96	05/12/96	40, 90, 170, 270, 420
N4	06/12/96	13/03/97	40, 90, 170, 270, 420
N5	14/03/97	15/07/97	40, 90, 170, 270, 420
C2	17/02/97	17/04/97	45, 95, 165, 415, 765
S2	30/04/97	27/05/97	15, 60, 245

**Tabla 2.3:** Datos relativos a los fondeos de la fase Intermedia

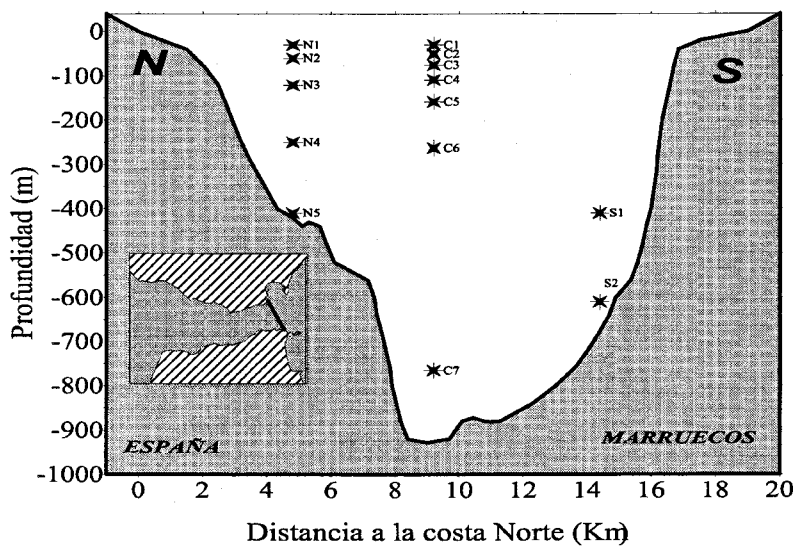
Nombre	Comienzo	Fin	Profundidades nominales (metros)
C3	24/10/97	24/03/98	45, 75, 145, 210, 380, 560, 770
C4	25/03/98	13/05/98	40, 70, 140, 200, 370, 550, 800
S3	16/07/97	17/02/98	35, 65, 130, 250, 350, 560
S4	18/02/98	14/05/98	35, 65, 130, 250, 350, 560

**Tabla 2.4:** Datos relativos a los fondeos de la fase Intensiva

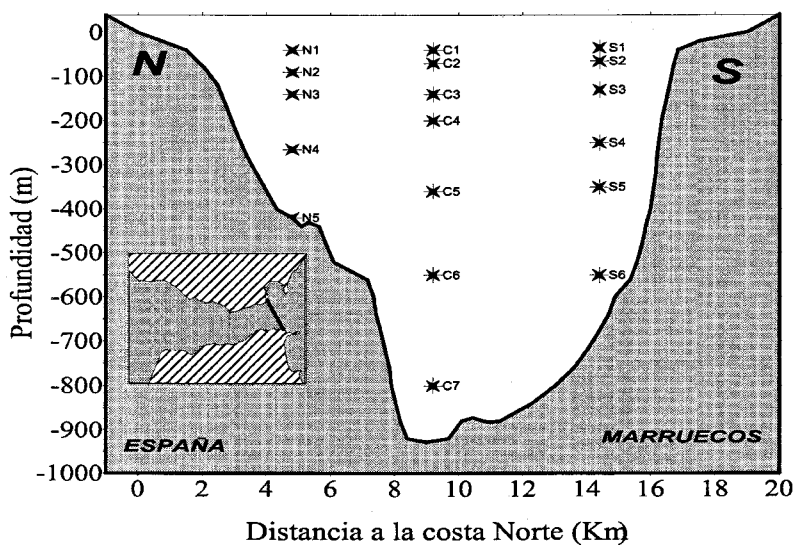
### 2.1.2. Medidas de corriente en el Umbral de Camarinal

Como complemento parcial a los datos obtenidos en la Sección Este, se dispone de un conjunto de datos de corriente en el Umbral de Camarinal (Figura 2.1.c) obtenidos mediante el fondeo de un perfilador ADCP<sup>2</sup>, de Noviembre de 1995 a abril de 1996 (Tabla 2.5). Estas medidas vienen descritas en Candela (2001), y forma parte de un amplio período de casi dos años de datos, de finales de Octubre de 1994 a finales de Septiembre de 1996, repartidos en

<sup>2</sup>Iniciales de *Acoustic Doppler Current Profiler*. Datos cedidos por el Dr. Julio Candela, de CICESE, Ensenada, México



(a)



(b)

**Figura 2.3:** (a) Sección transversal mostrando un esquema de la colocación de los correntímetros durante la Fase Piloto. (b) Idem para el despliegue, no siempre simultánea, de las líneas de fondo durante las Fases Intermedia e Intensiva

cuatro períodos de medida. Los datos disponibles habían sido previamente muestreados en intervalos de 8 metros, y a un intervalo de muestreo de una hora.

Nombre	Comienzo	Fin	Rango de profundidades (metros)
<i>U</i>	16/10/95	20/04/96	44←→274

**Tabla 2.5:** Datos relativos a los fondeos de ADCP en el Umbral de Camarinal

También se dispone de los datos de un fondeo de correntímetros convencionales<sup>3</sup>, con medidas de corriente, temperatura, conductividad y presión, en la posición 35°55' N, 5°45' O, con un fondo de 280 metros, para un período de tiempo más limitado: desde Octubre de 1995 a Marzo de 1996, es decir, coincidiendo con los cinco meses iniciales de la Fase Piloto y del fondeo *U*. Debido a la simultaneidad de medidas a este período se le denomina *Fase Común*. El fondeo consta de 4 aparatos situados a 75, 145, 175 y 225 metros de profundidad nominal, y el intervalo de muestreo de los sensores es, igualmente, de una hora.

Nombre	Comienzo	Fin	Profundidades nominales (metros)
<i>U'</i>	16/10/95	19/3/96	75, 145, 175 225

**Tabla 2.6:** Datos relativos al fondeo de correntímetros convencionales en el Umbral de Camarinal

### 2.1.3. Perfiles de *CTD*

Durante la duración del proyecto se realizaron diversas secciones de *CTD* en la zona este del Estrecho. Se han utilizado en este trabajo los perfiles de *CTD* realizados en las posiciones aproximadas en las que se encontraban los fondeos. En total se tienen unos 10 perfiles de *CTD* por cada fondeo. Debido a las peculiares condiciones hidrológicas e hidrodinámicas del Estrecho, los perfiles de *CTD* no pueden utilizarse para realizar cálculos geostroficós. La principal utilidad para el presente trabajo es que permiten caracterizar, con una alta resolución espacial, las características de salinidad y densidad de la columna de agua, y de este modo proporciona una información complementaria a la que se puede obtener del muestreo discreto de estas magnitudes obtenido con los fondeos.

<sup>3</sup>Datos cedidos por el Dr. Julio Candela, de CICESE, Ensenada, México

#### 2.1.4. Niveles del mar

La recopilación de datos de nivel del mar mediante mareógrafos, en localizaciones en el interior de Estrecho o en sus cercanías, tiene interés en múltiples aspectos. En primer lugar, la aplicación más directa es la determinación de las componentes de la marea superficial (García-Lafuente, 1984, 1986). En segundo lugar, y de más interés para el presente trabajo, las componentes subinerciales y de baja frecuencia pueden suministrar información interesante sobre la dinámica superficial del intercambio a esas frecuencias. En García-Lafuente (1991) se muestra cómo los niveles del mar medidos en algunas estaciones del interior del Estrecho están fuertemente correlacionados, en la banda subinercial, con la presión atmosférica local, y que el desnivel transversal  $\Delta T$ , definido como la diferencia de nivel subinercial entre una estación en la costa sur (Ceuta) y otra en la costa norte (Algeciras), lo más cercanas posibles entre sí, está positivamente correlacionado con el viento subinercial medido en el interior del Estrecho. La diferencia de nivel transversal así definida es, además, un indicador de la corriente superficial en la dirección longitudinal al Estrecho,  $u_L$ . Bajo la aproximación geostrofica y suponiendo una perfecta nivelación geodésica de los mareógrafos en ambos puertos:

$$u_L \simeq \frac{g \Delta T}{f W} \quad (2.1)$$

donde  $g$  es la gravedad,  $f$  el parámetro de Coriolis ( $f \simeq 8,5 \cdot 10^{-5} s^{-1}$ , para la latitud del Estrecho), y  $W$  es la distancia, en la dirección transversal al Estrecho, entre las dos estaciones ( $W$  del orden de 18 – 20 km. entre Ceuta y Algeciras).

Por todo ello, se recopilaron datos del nivel del mar de la base de datos del Instituto Español de Oceanografía en los puertos de Algeciras, Ceuta y Tarifa desde Enero de 1995 a Junio de 1998. Asimismo, se obtuvo del Centro de Datos Oceanográficos Británico (British Oceanographic Data Center) una serie de nivel del mar en el puerto de Gibraltar con la misma extensión temporal, aunque con dos importantes períodos sin datos: el primero durante el mes de Enero de 1997, y el segundo, de casi dos meses de extensión, desde mediados de Noviembre de 1997 hasta principios de Enero de 1998. El intervalo de medida en todos los casos es de una hora, y la precisión de 1 cm. La Figura 2.4 muestra la distribución temporal de las series, con los períodos sin datos marcados en negro. Aunque el nivel del mar medido en Algeciras y Gibraltar debe ser, en principio, prácticamente el mismo, la adquisición de ambas series de datos se justifica por la posibilidad de realizar un estudio comparativo de la calidad de los datos en ambos puertos.

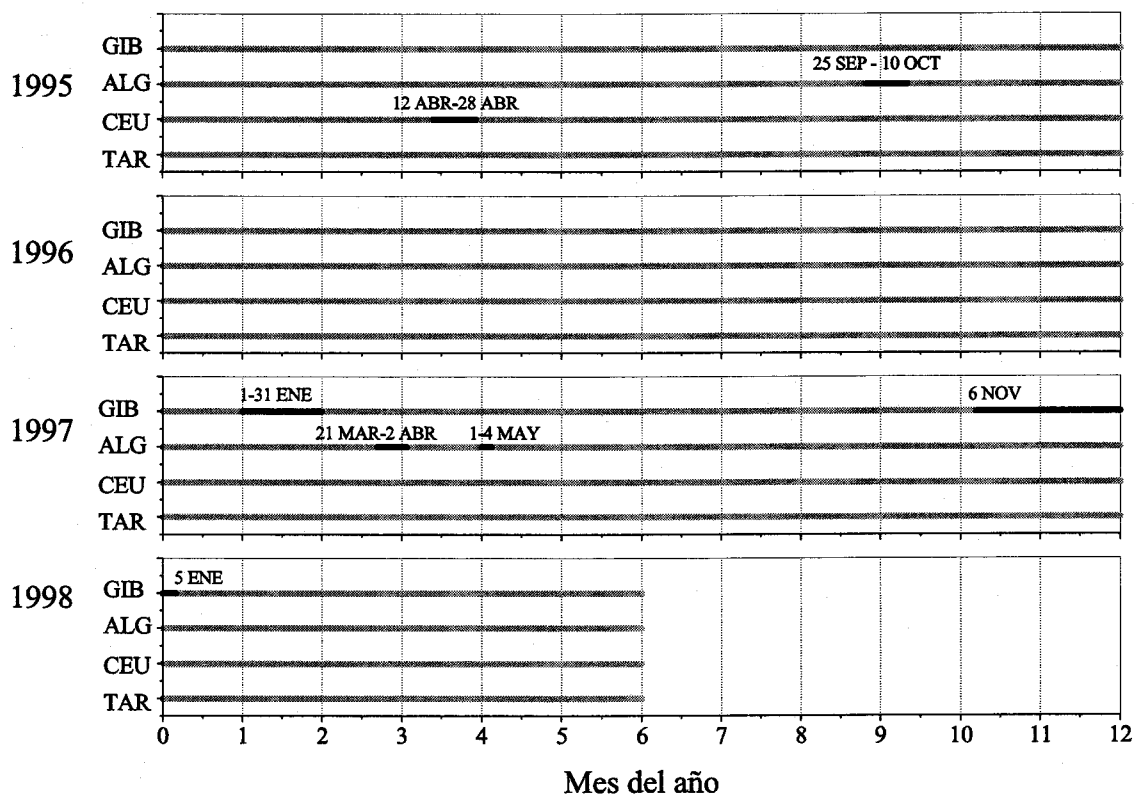


Figura 2.4: Distribución temporal de las medidas de altura de nivel del mar en los puertos de Gibraltar (GIB), Algeciras (ALG), Ceuta (CEU) y Tarifa (TAR). En gris se muestran los períodos de los que se dispone de datos, y en negro aquellos en los que faltan. Las fechas indican el comienzo y fin de éstos últimos períodos

### 2.1.5. Datos meteorológicos

Los datos meteorológicos son un complemento muy útil a los datos de corriente y de niveles del mar. Se adquirieron datos de presión atmosférica y viento a nivel del mar en los puertos de Tarifa y Ceuta, entre Enero de 1995 a Septiembre de 1998, ambos inclusive suministrados por el Instituto Nacional de Meteorología. El intervalo de muestreo de estos datos es irregular, (a las 0, 7, 13 y 18 horas de cada día), y han sido interpolados a un intervalo regular (a las 0, 6, 12 y 18 horas de cada día), como paso previo a cualquier tipo de filtrado. Las series presentaban huecos poco importantes, de extensión menor a un día, que fueron interpolados linealmente. Todas las series fueron inspeccionadas visualmente para detectar picos erróneos, que fueron corregidos.

Nombre	Latitud	Longitud
Mar de Alborán	36° 1' N	3° 23' W
Islas Baleares	40° 19' N	3° 7' E
Golfo de León	42° 39' N	4° 26' E
Cerdeña	39° 7' N	10° 15' E

**Tabla 2.7:** Puntos donde se extrajeron datos de presión atmosférica a partir de mapas de predicción

También se inspeccionaron buscando saltos anormales en las series o tendencias sospechosas, pero no se encontró ninguno de ellos. Una serie de presión atmosférica a nivel del mar en el puerto de Algeciras, entre Junio y Diciembre de 1998, fue suministrada por el Instituto Español de Oceanografía.

Finalmente, a partir de mapas de predicción para las 0, 6, 12 y 18 horas de cada día del Instituto Nacional de Meteorología (boletines diarios), se obtuvieron, para el período entre el 15/10/95 y el 20/05/98, series de presión atmosférica a nivel del mar en cuatro puntos representativos del Mediterráneo Occidental (Tabla 2.7).

## 2.2. Metodología

### 2.2.1. Análisis armónico

El análisis armónico es una técnica muy útil para el análisis y predicción de las fluctuaciones de marea del nivel del mar y de las corrientes. Se trata de una variedad de demodulación de señales en la que el usuario especifica las frecuencias (o constituyentes) a ser examinadas, a las que se aplican técnicas de ajuste por mínimos cuadrados para resolver sus amplitudes y fases (Foreman, 1977, 1978). Como, en general, suele haber más datos disponibles que constituyentes a resolver, se trata de un problema sobre determinado. A continuación se comentará la técnica de análisis armónico para series escalares. La extensión al análisis de series vectoriales puede consultarse en Foreman (1978).

Sea la serie  $\{x(t_n)\}$ , ( $n = 1, \dots, N$ ) que representa un conjunto de medidas de una variable  $x$  realizadas a intervalos regulares de tiempo  $\Delta t$ , de modo que  $x(t_n) = x(n\Delta t)$ . Para  $M$  posibles armónicos o constituyentes a resolver, la serie de tiempo puede expandirse como

$$x(t_m) = \overline{x(t)} + \sum_{q=1}^M A_q \cos(2\pi f_q t_n - \phi_q) + x_r(t) \quad (2.2)$$

donde  $\overline{x(t)}$  es el valor medio de la serie,  $x_r(t)$  la parte residual de la serie (que no contiene ninguno de los  $M$  armónicos), y  $A_q$ ,  $f_q$ , y  $\phi_q$  la amplitud, frecuencia y fase de retraso de la  $q$ -ésima constituyente predeterminada. La ecuación (2.2) puede escribirse como

$$x(t_m) = \overline{x(t)} + \sum_{q=1}^M [B_q \cos(2\pi f_q t_n) + C_q \sin(2\pi f_q t_n)] + x_r(t) \quad (2.3)$$

siendo, para  $q = 0, \dots, M$

$$A_q = (B_q^2 + C_q^2)^{\frac{1}{2}}; \quad \phi_q = \tan^{-1}(C_q/B_q) \quad (2.4)$$

con  $\phi_0 = 0$ , de manera que  $\overline{x(t)} = B_0$ , y  $C_0 = 0$ . La varianza de la serie residual es, por tanto,

$$e^2 = \sum_{n=1}^N x_r^2(t_n) \quad (2.5)$$

El objetivo del análisis por mínimos cuadrados es la minimización de esa varianza residual respecto a cada uno de los constituyentes, es decir, se impone que las derivadas de (2.5) respecto a los amplitudes  $B_q$  y  $C_q$  se anulen:

$$\frac{\partial e^2}{\partial B_q} = 0; \quad \frac{\partial e^2}{\partial C_q} = 0; \quad q = 1, \dots, M \quad (2.6)$$

Este sistema de ecuaciones da lugar a una ecuación matricial de orden  $(M + 1) \cdot (M + 1)$ . Los detalles de su resolución pueden consultarse en Foreman (1977).

El método de análisis armónico de ajuste por mínimos cuadrados tiene además, una serie de características que lo hacen atractivo para la determinación de componentes de marea. Permite la resolución de varios cientos de componentes de marea de los que unos 45 son de origen astronómico. El resto de constituyentes incluye componentes de aguas someras, asociadas a efectos de fricción con el fondo y términos no lineales de las ecuaciones del movimiento, junto con otras componentes llamadas *radiacionales*, que están asociadas con mareas atmosféricas.

Las frecuencias elegidas para analizar una serie dada deben ser aquellas que tienen una contribución apreciable a la fuerza generadora de marea. Si la serie no es suficientemente larga para permitir la resolución directa de componentes cercanas, el análisis proporciona una inferencia de esas constituyentes. Para determinar si una constituyente dada debe ser incluida, su frecuencia característica  $f_m$  es comparada con la frecuencia del armónico ya incluido en el análisis cercano,  $f_R$ . La constituyente puede ser incluida siempre y cuando

$$|f_m - f_R| T > R \quad (2.7)$$

donde  $T = N\Delta t$  es la longitud de la serie y  $R$  es un número adimensional del orden de la unidad. Obviamente, cuanto mayor sea la longitud de la serie mayor es el número de constituyentes que pueden resolverse.

Las constituyentes de marea de interés en la banda subinercial son la componente lunisolar quincenal,  $Msf$  ( $f_{Msf} = 0,00282$  cph), que requiere una longitud mínima de la serie de  $T = 14,8$  días para poder ser resuelta, y la componente mensual lunar  $Mm$  ( $f_{Mm} = 0,00151$  cph), que requiere una longitud mínima de  $T = 31,8$  días.



### 2.2.2. Análisis espectral

El espectro de una serie de tiempo da la varianza de la serie en función de la frecuencia. El objetivo del análisis espectral es la estimación y el estudio del espectro de series temporales.

El espectro contiene la misma información sobre la varianza de una serie que su función de autocorrelación, pero la presenta de una forma complementaria. Conocer el espectro de una serie temporal tiene interés porque muchos fenómenos en oceanografía tienen una variabilidad que depende de la frecuencia, y el conocimiento de la dependencia con la frecuencia da información substancial sobre el mecanismo físico subyacente. Sea la serie temporal  $\{x(t_n)\}$ , ( $n = 1, \dots, N$ ) que representa un conjunto de medidas de una variable  $x$  realizadas a intervalos regulares de tiempo  $\Delta t$ , de modo que  $x(t_n) = x(n \cdot \Delta t)$ . Las componentes de la transformada discreta de Fourier de esta serie son

$$X(f_k) = \Delta t \sum_{n=1}^N x_n e^{-2\pi i f_k n \Delta t}; \quad f_k = \frac{k}{N \Delta t}; \quad k = 0, 1, \dots, N - 1 \quad (2.8)$$

Las frecuencias  $f_k$  están confinadas por el valor  $f_N = 1/(2\Delta t)$ , llamado la frecuencia de muestreo o de Nyquist, que es la mayor componente de frecuencia que puede ser resuelta con un intervalo de muestreo  $\Delta t$ . Las frecuencias positivas  $0 < f_k < f_N$  se corresponden con el rango  $k = 0, \dots, N/2$ , y las frecuencias negativas con el rango  $k = N/2 - 1, \dots, N - 1$ . La densidad espectral de potencia (*DEP*)  $S_E(f_k)$  de la serie, se define como

$$S_E(f_k) = |X(f_k)|^2; \quad k = 0, 1, \dots, N - 1 \quad (2.9)$$

La *DEP* también es conocida como estimador espectral del periodograma, o simplemente periodograma de la serie temporal. El análisis espectral intenta estimar el espectro "real" del proceso subyacente y del que el conjunto de datos no es más que una realización. Esta estimación se realiza a través del cálculo del periodograma, intentando minimizar las distorsiones que la longitud finita de la serie y el muestreo discreto introducen en el mismo.

Las estimaciones espectrales de potencia se han realizado utilizando el método de Welch. La señal original es dividida en  $K$  subseries de tamaño  $N_S$  ( $N = K \cdot N_S$ ), a los que se les restan posibles tendencias lineales. A continuación los extremos de las subseries son rellenados con ceros para reducir los efectos de borde (fenómeno de Gibbs). Se evalúa densidad espectral de potencia de las subseries como la transformada discreta de Fourier elevada al cuadrado, y se suavizan aplicándoles una ventana tipo Hanning. Finalmente, las *DEPs* obtenidas se promedian para obtener una estimación del espectro de la serie.

### 2.2.3. Filtrado de series temporales. El filtro Butterworth

Un filtro digital es un proceso algebraico mediante el cual una combinación secuencial de la entrada  $\{x_n\}$  ( $n = 0, 1, \dots, N$ ), es convertida sistemáticamente en una salida secuencial  $\{y_n\}$ . En el caso de filtros lineales la salida está relacionada linealmente con la entrada y se puede expresar como:

$$y_k = b_0x_k + b_1x_{k-1} + \dots + b_mx_{k-m} \quad (2.10)$$

donde la salida  $y$  en cada instante de tiempo  $k$  depende linealmente de la secuencia de entradas  $\{x_n\}$  a través de los coeficientes  $b_m$ . Adicionalmente, la salida  $y_k$  puede depender linealmente de las salidas  $\{y_n\}$  en otros instantes de tiempo. Este tipo de filtros, que se denominan lineales recursivos, "recuerdan" el pasado en el sentido de que todos los valores anteriores de la salida contribuyen a los valores futuros. La salida en cada instante  $k$  responde a la ecuación:

$$y_k = b_0x_k + b_1x_{k-1} + \dots + b_mx_{k-m} - a_1y_{k-1} - \dots - a_ny_{k-n} \quad (2.11)$$

donde los coeficientes del filtro son los  $a_n$  y los  $b_m$ , y el orden del filtro es el mayor de  $m$  y  $n$ . Esta ecuación se puede expresar de forma más cómoda como una suma de convolución que relaciona las entradas y las salidas con sus pesos respectivos en el filtro:

$$y_k = \sum_{i=0}^k b_i x_{k-i} - \sum_{j=1}^k a_j y_{k-j}; \quad k = 0, 1, \dots, N \quad (2.12)$$

Cuando el filtro deba trabajar en tiempo real, la salida en cada instante  $k$  sólo puede depender de la entrada en el mismo instante y de entradas y/o salidas anteriores, pero no de entradas o salidas posteriores a  $k$ , puesto que tal dependencia violaría el principio de causalidad. Es por este motivo que los filtros como el expresado en (2.12) se denominan filtros causales. Sin embargo, los filtros digitales trabajan frecuentemente con secuencias de entradas que han sido adquiridas completamente con antelación al proceso de filtrado. Este tipo de filtros se denominan no causales, ya que la salida en cada instante  $k$  puede depender de entradas o salidas posteriores a  $k$ . Se puede extender la ecuación 2.12 para incluir la representación general de filtros lineales recursivos no-causales:

$$y_k = \sum_{i=k-N}^k b_i x_{k-i} - \sum_{j=k-N}^k a_j y_{k-j}; \quad k = 0, 1, \dots, N \quad (2.13)$$

Tomando la transformada  $Z$  de la anterior expresión, se puede caracterizar el filtro de (2.13) como:

$$Y(z) = H(z) \cdot X(z) = \frac{\sum_{i=-N}^N b_i \cdot z^{-i}}{\sum_{j=-N}^N a_j \cdot z^j} \cdot X(z) \quad (2.14)$$

donde  $X(z) = Z[x_k]$ ,  $Y(z) = Z[y_k]$  y  $H(z)$  es la función de transferencia del filtro.

Las características que se buscan al diseñar un filtro digital son:

- Tener una banda de transición estrecha, de modo que las contribuciones a la señal de todas las frecuencias no deseadas sean eficientemente separadas.
- Tener una buena respuesta a transitorios, de forma que cambios bruscos en la señal no causen la aparición de oscilaciones espúreas en la serie filtrada.
- Tener un desplazamiento de fase mínimo, es decir, que la fase de la señal filtrada sea prácticamente idéntica a la de la señal original.
- No distorsionar las componentes de la señal dentro de la banda de paso.
- Requerir poco tiempo de computación.

Por desgracia, estas exigencias compiten unas con otras, y es necesario llegar a un compromiso. El filtro Butterworth mantiene una distorsión mínima tanto en la banda de paso como en la de rechazo, la anchura de su banda de transición se puede ajustar variando el orden del filtro. El módulo de la función de transferencia de un filtro de Butterworth analógico típico se puede expresar como:

$$|G(j\omega)| = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{\omega}{\omega_c}\right)^{2n}}} \quad (2.15)$$

donde  $\omega_c$  es la frecuencia de corte y  $n$  es orden del filtro, igual al número de polos del mismo. Al aumentar el orden del filtro la banda de transición es más estrecha. Como se puede observar, el filtro de Butterworth es causal y recursivo, es decir, valores pasados de salida son utilizados como entrada, lo que implica que se produce un desplazamiento de fase de la señal. Para evitarlo, se puede pasar el filtro dos veces, la primera hacia delante y la segunda hacia atrás

de la serie de entradas. Esta estrategia, que anula el desplazamiento en la fase, produce un filtro no causal que mantiene las características principales del filtro Butterworth. El módulo de la función de transferencia del filtro así construido quedaría:

$$|H_B(i\omega)| = \frac{1}{1 + (\omega/\omega_c)^{2n}} \quad (2.16)$$

Una transformación bilineal de la ecuación anterior proporciona el módulo de la función de transferencia para sistemas discretos:

$$|H_B(i\omega)| = \left[ 1 + \frac{\tan(\omega T/2)}{\tan(\omega_c T/2)} \right]^{2n} \quad (2.17)$$

siendo  $T$  el intervalo de muestreo. La función de transferencia del filtro Butterworth, es monótonamente plano en la banda de paso, no distorsiona las componentes de baja frecuencia y tiene una gran tangencia tanto en el origen de frecuencias como en la frecuencia de Nyquist.

#### 2.2.4. Descomposición en funciones empíricas ortogonales (FEO)

El método de descomposición en Funciones Empíricas Ortogonales es un procedimiento que permite la representación de conjuntos de datos fuertemente correlacionados mediante un conjunto pequeño de funciones ortogonales y sus correspondientes coeficientes temporales. En otras representaciones ortogonales, como la de Fourier, las funciones que forman la base en la nueva representación son funciones universales predeterminadas. En el método de FEO, por contra, las funciones base de la nueva representación (las FEO) son funciones específicas para cada conjunto de datos, que son determinadas por las interrelaciones existentes entre ellos. En concreto, las FEO son las autofunciones de la matriz de autocovarianza de la variable analizada.

La gran ventaja de la descomposición en FEO es que el método proporciona una descripción compacta de la variabilidad espacial y temporal de un conjunto de datos dado con la mayor eficiencia posible, entendiéndose por ello que la varianza del conjunto original de datos que es posible explicar con un número reducido de funciones base es máxima para las FEO en comparación con otras representaciones ortogonales.

Esta propiedad es especialmente útil al investigar variables que no tienen una forma analítica conocida y que están sujetas a condiciones de contorno complejas, de modo que

su estudio analítico no es inmediato. Además, se puede esperar que los patrones que emergen de este tipo de análisis puedan ser susceptibles de interpretación física.

Sea una función  $f$  dependiente de dos variables independientes,  $p$  y  $q$ , de las cuales se han realizado, respectivamente,  $P$  y  $Q$  observaciones, de manera que el conjunto de observaciones realizadas puede representarse como

$$\{f(p_i, q_j)\}_{j=1, \dots, Q}^{i=1, \dots, P} \quad (2.18)$$

Estas variables independientes pueden ser tanto magnitudes escalares como vectoriales, y  $f$  puede ser una magnitud real o compleja, representando, por ejemplo, un vector bidimensional. Aunque por simplicidad se supondrá que  $f$  es una magnitud real, la extensión a una compleja es inmediata. La única restricción que se va a imponer es que el valor medio muestral de  $f$  respecto a  $q$  sea cero, es decir

$$\sum_{j=1}^Q f(p_i, q_j) = 0; \quad i = 1, \dots, P \quad (2.19)$$

Se pretende representar el conjunto de observaciones mediante una expansión en funciones ortogonales:

$$f(p_i, q_j) = \sum_{k=1}^P c_k(p_i) \Psi_k(q_j) \quad (2.20)$$

donde  $\Psi_k(q_j)$  es el nuevo conjunto de funciones ortonormales y  $c_k(p_i)$  son los coeficientes de la representación. Existen infinidad de bases de funciones ortogonales que pueden utilizarse y que cumplen que

$$\sum_{j=1}^Q \Psi_k(q_j) \Psi_{k'}(q_j) = \delta_{kk'} \quad (2.21)$$

Sin embargo, en vez de imponer su forma funcional, como se hace en otras representaciones, para obtener las FEO se exige algún requisito más general y dependiente del conjunto de datos, por ello el calificativo de "empíricas". Una primera posibilidad es la de plantear que la representación aproximada

$$f(p_i, q_j) \approx \sum_{k=1}^K c_k(p_i) \Psi_k(q_j) \quad (2.22)$$

(donde  $K < Q$ ), sea tal que, para un  $K$  dado, el error cuadrático medio de la representación,  $\varepsilon^2$ , definido como

$$\varepsilon^2 = \sum_{i=1}^P \sum_{j=1}^Q \left[ f(p_i, q_j) - \sum_{k=1}^K c_k(p_i) \Psi_k(q_j) \right]^2 \quad (2.23)$$

sea mínimo para el conjunto de funciones base buscado. Considérese las  $P$  realizaciones de  $f$  en la variable  $p$ ,

$$\{f(\vec{q})\}_{j=1}^P \equiv \{f(p_i, \vec{q})\}_{i=1}^P \quad (2.24)$$

como un campo escalar definido en un espacio  $Q$ -dimensional. Entonces este planteamiento es equivalente a buscar el subespacio vectorial de dimensión  $K$  tal que la varianza total de las proyecciones de los vectores fuera de dicho subespacio ( $\varepsilon^2$ ) sea mínima o, equivalentemente, la varianza de las proyecciones sobre este subespacio es máxima. De manera alternativa, se pueden obtener también las FEO imponiendo la condición de que los coeficientes  $c_k$  estén, a su vez, decorrelacionados, es decir que

$$\sum_{i=1}^P c_k(p_i) c_{k'}(p_i) = \delta_{kk'} \sum_{i=1}^P |c_k(p_i)|^2 \quad (2.25)$$

En cualquiera de estos dos casos, se demuestra que ambos requisitos llevan a que las funciones  $\Psi_k(q_j)$  deben satisfacer la ecuación de autovalores:

$$C \cdot \Psi_k = \lambda_k \Psi_k \quad (2.26)$$

donde  $C$  es la matriz de covarianza sobre la variable  $p$  del conjunto de datos  $f$ :

$$C_{nm} = \frac{1}{P} \sum_{i=1}^P f(p_i, q_n) f(p_i, q_m) \quad (2.27)$$

El  $k$ -ésimo autovalor de la matriz de correlación,  $\lambda_k$  es

$$\lambda_k = \sum_{i=1}^P |c_k(p_i)|^2 \quad (2.28)$$

y representa la cantidad de varianza del conjunto original de datos que se proyecta en la dirección del vector  $\Psi_k$ . Dicho de otro modo, la cantidad

$$\frac{\lambda_k}{\sum_k \lambda_k} \times 100 \quad (2.29)$$

representa el porcentaje de varianza del conjunto de observaciones que  $\Psi_k$  puede explicar.

Las observaciones en oceanografía suelen ser función tanto de la posición espacial como del tiempo. El hecho de identificar  $p$  o  $q$  con una u otra variable da lugar a dos variantes del análisis de FEO con interpretaciones algo diferentes de las funciones empíricas y de los coeficientes  $c_k$ . Estas variantes se denominan análisis de FEO “temporal” cuando se toma  $q \equiv t$ , y “espacial” si se toma  $q \equiv \vec{r}$ , o cualquier componente del vector posición.

En el presente trabajo se denominará k-ésimo “modo empírico” a la dupla  $\{\Psi_k, c_k\}$ .

### 2.2.5. Estimación de diversas magnitudes del intercambio

El intercambio de aguas en el Estrecho de Gibraltar ha sido tratado siempre como un sistema bicapa. Es cierto que, salvo pequeñas diferencias entre tipos de agua (Agua Central Noratlántica y Agua Superficial Atlántica en la capa superior, Agua Levantina Intermedia y Agua Profunda del Mediterráneo Occidental, en la inferior), la diferencia entre la densidad de ambas capas es de tal magnitud que permite, en principio, trabajar con esa aproximación. Los modelos teóricos y numéricos parten pues de la existencia de dos capas de diferentes densidades  $\rho_1$  para la capa atlántica y  $\rho_2$  para la mediterránea, y una transición brusca entre ellas: la interfaz. Generalmente, también se suponen velocidades medias constantes en cada capa,  $u_1$  y  $u_2$ . Aunque estas aproximaciones resultan muy útiles, los perfiles reales de salinidad, densidad y velocidad se separan frecuentemente de esa estructura simplificada, mostrando gradientes verticales de  $S$  y  $\rho$ , y cizallas verticales de  $u$  que se extienden sobre un rango de profundidad apreciable.

#### Descripción de la geometría del Estrecho

La batimetría del Estrecho se suele modelar como la de un canal unidimensional de sección transversal de forma arbitraria (Figura 2.5). Aceptando la aproximación de superficie libre

rígida, puede definirse la profundidad de la interfaz  $\eta(x, t)$ , medida desde la superficie libre ( $\eta(x, t) > 0$ ), en función de los espesores  $h_1(x, t)$  y  $h_2(x, t)$  de las capas superior e inferior respectivamente, y de la profundidad  $b(x)$  medida desde la superficie libre ( $b(x) > 0$ ), de modo que:

$$\eta(x, t) = h_1(x, t) = b(x) - h_2(x, t) \quad (2.30)$$

Sean  $A_1(x, \eta)$  y  $A_2(x, \eta)$  las secciones transversales de las capas y  $W(x, z)$  la anchura del Estrecho a la profundidad  $z$  y distancia longitudinal  $x$ . Resultará conveniente, en desarrollos posteriores (ver Capítulo 5), disponer de una expresión sencilla para las derivadas espaciales de  $A_1$  y  $A_2$ . Se tiene que

$$A_1(x, \eta) = \int_{z=-\eta}^{z=0} W(x, z) dz \quad (2.31)$$

$$A_2(x, \eta) = \int_{z=-b}^{z=-\eta} W(x, z) dz \quad (2.32)$$

con lo que<sup>4</sup>

$$\partial_x A_j = (\partial_x A_j)_\eta + \left( \frac{\partial A_j}{\partial \eta} \right)_x \partial_x \eta \quad (2.33)$$

ya que la profundidad de la interfaz depende explícitamente de  $x$ ,  $\eta = \eta(x)$ . El subíndice  $\eta$  indica que la derivada espacial se realiza sin variar la profundidad de la interfaz, es decir a  $\eta$  constante. De este modo  $(\partial_x A_j)_\eta$  representa la variación de la sección transversal de la capa  $j$  como consecuencia únicamente de la variación de la geometría del canal con la posición a lo largo del Estrecho. En contraste, el término

$$\left( \frac{\partial A_j}{\partial \eta} \right)_x$$

representa la variación de la sección transversal de la capa  $j$  como consecuencia del cambio de la profundidad de la interfaz con la posición. Utilizando (2.31) y (2.32) se tiene que

$$-\left( \frac{\partial A_1}{\partial \eta} \right)_x = \left( \frac{\partial A_2}{\partial \eta} \right)_x = W(x, \eta) = W_{int}(x, \eta), \quad (2.34)$$

<sup>4</sup>Por simplicidad se utiliza el símbolo  $\partial_x$  para denotar la derivada  $\frac{\partial}{\partial x}$ .



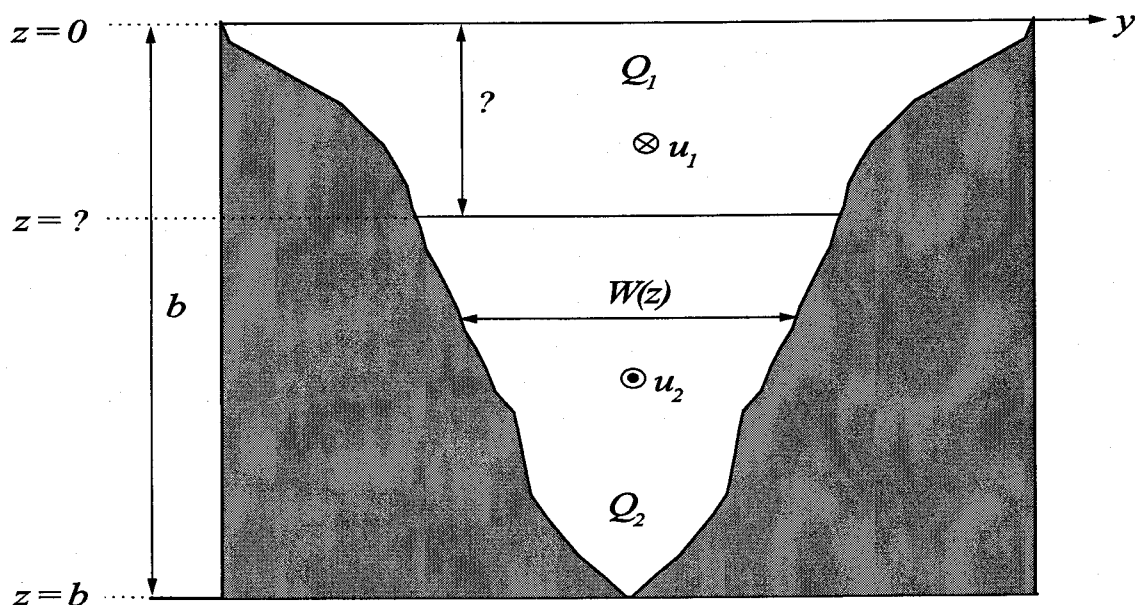


Figura 2.5: Esquema de una sección transversal de tamaño arbitrario.

donde se ha definido  $W_{int}(x, \eta)$ , la anchura de la sección a la profundidad de la interfaz,  $z = -\eta(x, t)$ . La ecuación (2.33) queda por tanto:

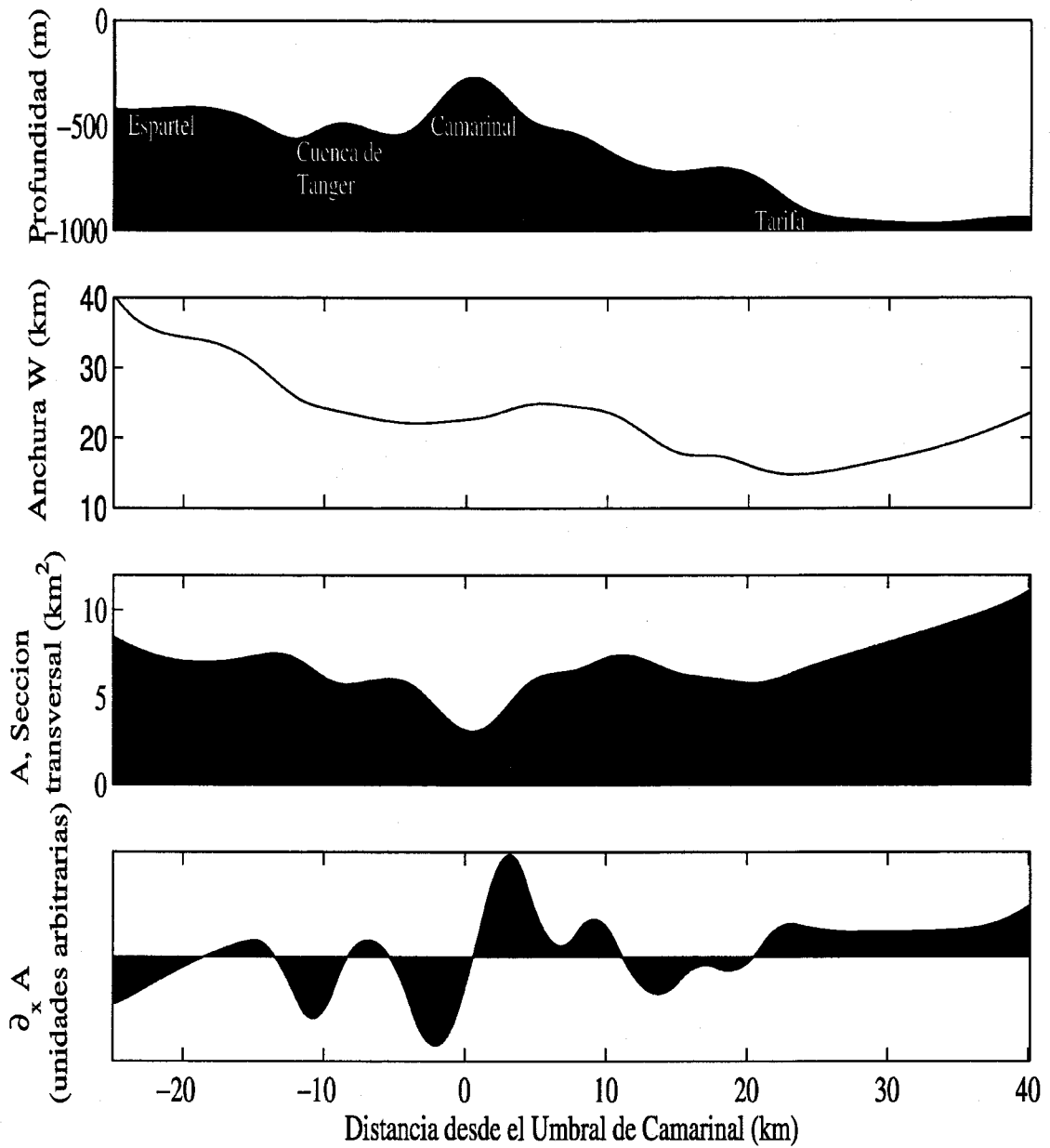
$$\partial_x A_j = (\partial_x A_j)_\eta + (1 - 2\delta_{1j})W_{int} \partial_x \eta \quad (2.35)$$

siendo  $\delta$  la delta de Kronecker. Hasta este punto, la descripción geométrica es independiente de la parametrización concreta de las secciones que se utilice, o equivalentemente, de la forma funcional de  $W(x, z)$ . En el presente trabajo se opta por utilizar secciones transversales de forma triangular. De este modo las secciones transversales  $A_j(x, t)$  y la anchura de la sección a la profundidad de la interfaz  $W_{int}(x, \eta)$  dependen únicamente de dos parámetros geométricos (Bormans y Garrett, 1989b), la profundidad de fondo  $b(x)$  y anchura en superficie  $W_0(x)$ :

$$A_1(x, t) = W_0 \eta - \frac{W_0}{2b} \eta^2 \quad (2.36)$$

$$A_2(x, t) = \frac{W_0}{2b} (b - \eta)^2 \quad (2.37)$$

$$W_{int} = \frac{W_0}{b} (b - \eta) \quad (2.38)$$



**Figura 2.6:** Esquema de la profundidad de fondo  $b(x)$  anchura en superficie  $W_0(x) = W(x, 0)$ , sección transversal  $A(x)$  y su derivada  $\partial_x A$  en la dirección del eje del Estrecho

En la Figura (2.6) se muestra un esquema de los parámetros geométricos  $b(x)$ ,  $W_0(x)$ ,  $A(x) = A_1(x, \eta) + A_2(x, \eta)$  y la derivada de  $A(x)$  lo largo del eje del Estrecho.

### Estimación de magnitudes

Los flujos de entrada y salida  $Q_1(t)$  y  $Q_2(t)$  en una sección se definen como

$$Q_1(t) = \int_{-\eta(x,t)}^0 u(x, y, z, t) W(x, z) dz \quad (2.39)$$

$$Q_2(t) = \int_{z=-b}^{z=-\eta(x,t)} u(x, y, z, t) W(x, z) dz \quad (2.40)$$

Mientras que el valor medio en una de las capas de una propiedad intensiva como, por ejemplo, la densidad ( $\sigma_t$ ) se define como:

$$\sigma_{t1}(t) = \frac{1}{\eta(x, t)} \int_{z=-\eta(x,t)}^{z=0} \sigma_t(z, t) W(x, z) dz \quad (2.41)$$

$$\sigma_{t2}(t) = \frac{1}{b - \eta(x, t)} \int_{z=-b}^{z=-\eta(x,t)} \sigma_t(z, t) W(x, z) dz \quad (2.42)$$

No se dispone de datos en toda una sección sino sólo a ciertas profundidades, en las localizaciones concretas de los correntímetros, es decir, se dispone únicamente de un conjunto de medidas de velocidad  $u^n(z_k, t)$ , donde el superíndice  $n$  indica que puede haber más de una localización o fondeo. El procedimiento para aproximar los flujos y valores medios consiste en interpolar verticalmente tanto la velocidad y la variable de interés, utilizando las medidas obtenidas en una misma línea de fondeo, es decir, con el mismo índice  $n$ , a profundidades separadas por una distancia constante  $\Delta z$ :

$$u^n(z, t) \simeq u(z_k, t); \quad z_k = k \cdot \Delta z; \quad (2.43)$$

así como la sección transversal, que se divide igualmente en intervalos de profundidad  $\Delta z$ , y se parametriza su anchura  $W$  en función de dichas profundidades:

$$\Delta A(x, z_k) = W(x, z_k) \Delta z; \quad (2.44)$$

$$A_1(x, z) = \sum_k W(x, z_k) \Delta z; \quad 0 < z_k < \eta(t) \quad (2.45)$$

$$A_2(x, z) = \sum_k W(x, z_k) \Delta z; \quad \eta(t) < z_k < b \quad (2.46)$$

Los flujos en (2.39) y (2.40) se estiman como

$$Q_1(t) = \sum_k u(x, y, z, t) \cdot W(x, z) \cdot dz \quad 0 < z_k < \eta(t) \quad (2.47)$$

$$Q_2(t) = \sum_k u(x, y, z, t) \cdot W(x, z) \cdot dz \quad \eta(t) < z_k < b \quad (2.48)$$

y los valores medios de una propiedad intensiva, como por ejemplo  $\sigma_t$ :

$$\sigma_{t1}(t) = \frac{1}{\eta(t)} \sum_k [\sigma_t(z_k, t_n)] \cdot dz \quad 0 < z_k < \eta(t) \quad (2.49)$$

$$\sigma_{t2}(t) = \frac{1}{b - \eta(t)} \sum_k [\sigma_t(z_k, t_n)] \cdot dz \quad \eta(t) < z_k < b \quad (2.50)$$

Los números internos de Froude son unos parámetros adimensionales como la razón entre la energía cinética promedio en una capa y la energía potencial asociada a una determinada posición de la interfaz:

$$F_1^2 = \frac{U_1^2}{g' \eta}; \quad F_2^2 = \frac{U_2^2}{g' (b - \eta)} \quad (2.51)$$

siendo  $u_j = \frac{Q_j}{A_j}$ .

En Henderson (1966), por ejemplo, se muestra, utilizando argumentos energéticos, que la profundidad de las capas que han de utilizarse en la definición de los números de Froude debe ser la razón entre el área de la sección transversal de las capas y ancho de la sección a la profundidad de la interfaz. Definimos pues  $H_j$ , la profundidad hidráulica de la capa  $j$  y los números de Froude de cada capa,  $F_j^2$  como :

$$H_j = \frac{A_j}{W_{int}} \quad (2.52)$$

$$F_j^2 = \frac{Q_j^2 W_{int}}{g' A_j^3}, \quad (2.53)$$

con  $j=1,2$ , donde  $g'$  es la gravedad reducida, y  $\rho_1$  y  $\rho_2$  las densidades medias. Con esta definición,  $H_j$  coincide con la profundidad real de la capa en canales de sección rectangular. Sustituyendo, se obtienen las expresiones que permiten estimar los números de Froude:

$$F_1^2 = \frac{[\sum_k u(x, y, z, t) \cdot W(x, z) \Delta z]^2 W_{int}}{g' [\sum_k W(x, z) \Delta z]^3}; \quad 0 < z_k < \eta(t) \quad (2.54)$$

$$F_2^2 = \frac{[\sum_k u(x, y, z, t) \cdot W(x, z) \Delta z]^2 W_{int}}{g' [\sum_k W(x, z) \Delta z]^3}; \quad \eta(t) < z_k < b \quad (2.55)$$

### Sección de Algeciras-Ceuta

Al disponerse de datos en tres posiciones a lo largo de la Sección de Algeciras-Ceuta, se ha dividido dicha Sección en tres subsecciones asignadas a cada uno de los fondeos, I (subsección Norte), II (Centro) y III (Sur). En la Figura 2.7 se representa la parametrización  $W_{SE}(z_k)$  para cada una de las tres subsecciones. La estimación del flujo a través de toda la Sección será

$$Q_1(t) = \sum_{n=I,II,III} \left[ \sum_k [u^{(n)}(z_k, t) W_A^{(n)}(z_k)] \Delta z \right]; \quad 0 = z_k < \eta(t) \quad (2.56)$$

$$Q_2(t) = \sum_{n=I,II,III} \left[ \sum_k [u^{(n)}(z_k, t) W^{(n)}(z_k)] \Delta z \right]; \quad \eta(t) < z_k < b \quad (2.57)$$

Las ecuaciones (2.49), (2.50), (2.54) y (2.55) se modifican de manera similar para estimar variables intensivas y números de Froude.

### Sección de Camarinal.

En la sección de Camarinal sólo se dispone de medidas en una línea de fondeo. Por tanto, ha de considerarse que dichas medidas son representativas de toda la sección, de anchura  $W_{SC}(z_k)$ :

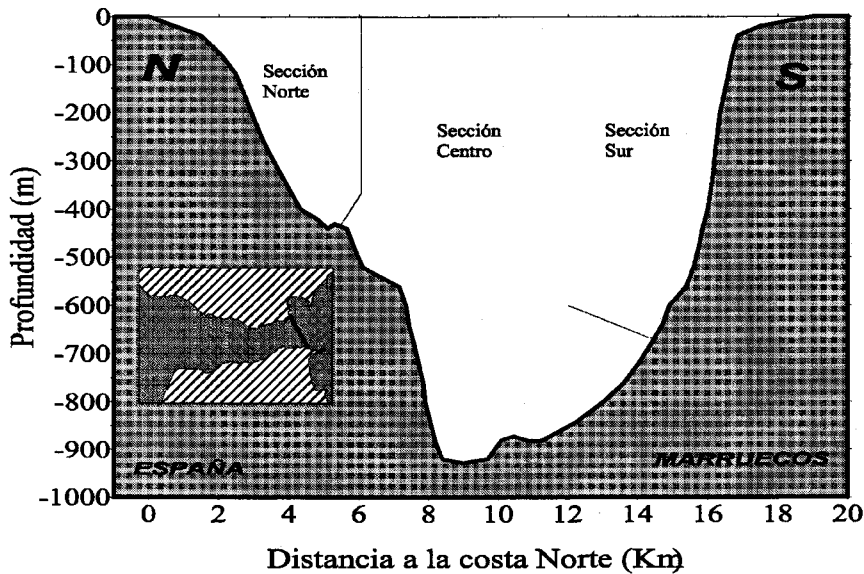


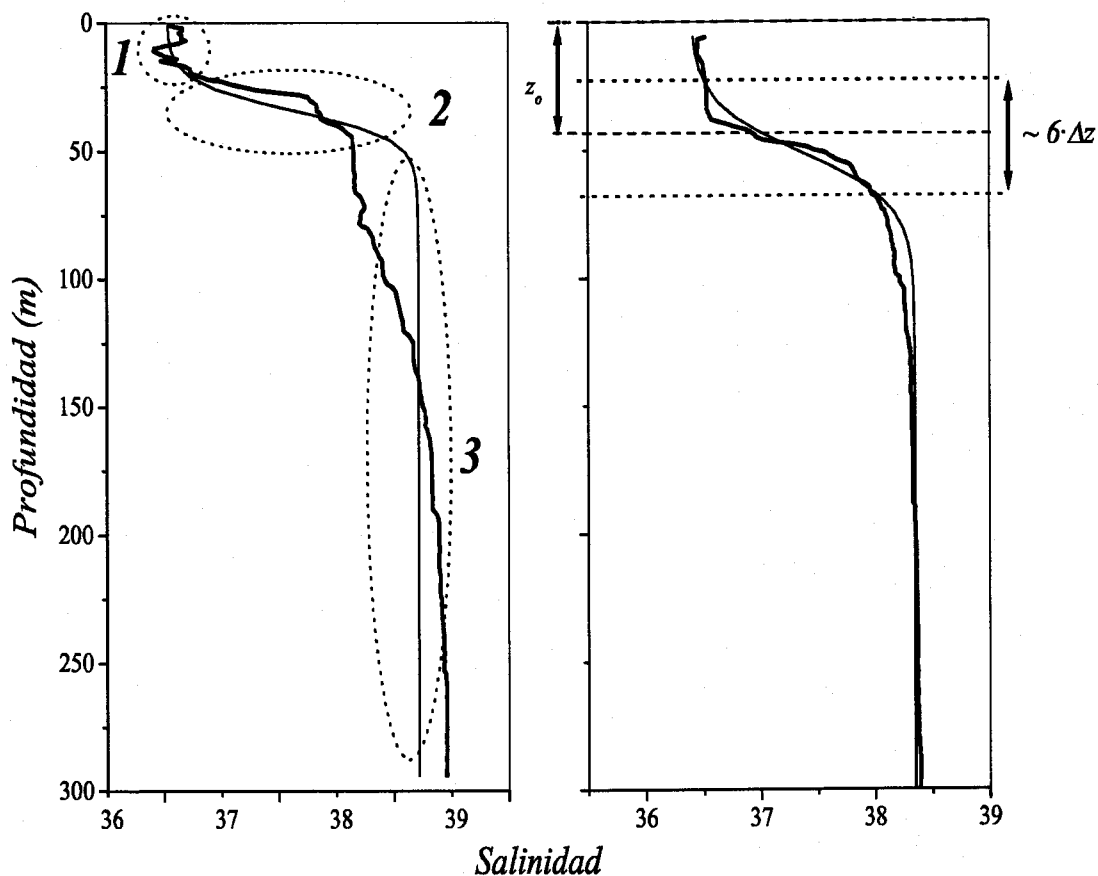
Figura 2.7: Áreas asignadas a cada una de las tres subsecciones de la Sección Este.

$$Q_1(t) = \sum_k [u(z_k, t) W_{SC}(z_k)] \Delta z; \quad 0 < z_k < \eta(t) \quad (2.58)$$

$$Q_2(t) = \sum_k [u(z_k, t) W_{SC}(z_k)] \Delta z; \quad \eta(t) < z_k < b \quad (2.59)$$

### 2.2.6. Perfiles de salinidad, temperatura y densidad

En algunas circunstancias es más conveniente ajustar los perfiles de salinidad a funciones continuas que mantener la hipótesis de flujo bicapa con una discontinuidad en la interfaz. De la discusión precedente se deduce que el conocimiento del perfil vertical de salinidad y/o densidad es importante a la hora de calcular la posición de la interfaz y, con ello, caracterizar el valor de los flujos de entrada y salida. Para describir la estructura vertical de la columna de agua se ha utilizado un método similar al utilizado en Bray et al. (1995), ajustando por mínimos cuadrados los perfiles verticales a una función analítica. Si se denota por  $X(z)$  el perfil vertical de una propiedad como la salinidad, temperatura o densidad de la columna de agua, este perfil puede aproximarse mediante una función sigmoideal



**Figura 2.8:** Ejemplos de ajustes de perfiles de salinidad a una función sigmoïdal. En el perfil de la izquierda se ha esquematizado someramente las tres regiones principales en las que se puede dividir un perfil vertical de salinidad. En el perfil de la derecha se indica la interpretación geométrica de los parámetros  $z_0$  y  $\Delta z$ .

$$X_{aj} = \frac{X_1 - X_2}{1 + e^{\frac{z-z_0}{\Delta z}}} + X_2 \quad (2.60)$$

Esta función, que ajusta de manera razonable (ver Figura 2.8) el perfil bicapa característico del Estrecho, se puede dividir en tres regiones:

1. Desde la superficie hasta aproximadamente  $z = z_0 + 3 \cdot \Delta z$  de valor aproximadamente constante,  $X(z) = X_A$

2. Una zona de transición entre  $z = z_0 + 3 \cdot \Delta z$  y  $z = z_0 - 3 \cdot \Delta z$  en la que  $X(z)$  varía suavemente entre los valores  $X_1$  y  $X_2$
3. Una última zona por debajo de  $z = z_0 - 3 \cdot \Delta z$  en la que vuelve a ser constante y de valor  $X(z) = X_2$

El parámetro  $z_0$  representa la profundidad a la que la función  $X_{aj}$  toma el valor  $\frac{X_1+X_2}{2}$ , y se puede interpretar como el punto medio de la región de transición. Por otro lado, el parámetro  $\Delta z$  es una medida de la anchura de la región de transición, que es del orden de  $6\Delta z$ .

Como ejemplo, en la Figura 2.8 se muestra el resultado del ajuste de dos perfiles de *CTD*, el primero, en el que el ajuste no es excesivamente satisfactorio, y el segundo, que muestra un muy buen ajuste.

Para calibrar el modelo se han utilizado los perfiles de temperatura, salinidad y densidad obtenidos con *CTD* en los tres puntos de fondeo. No interesa obtener los valores de los parámetros para estos perfiles obtenidos con *CTD* sino determinar el comportamiento de la salinidad, la temperatura y la densidad ( $\sigma_t$ ) en las cercanías de la superficie, ya que debido a que los correntímetros superiores tienen una profundidad nominal nunca inferior a 30 metros, la información de las capas superficiales que de ellos se puede obtener es reducida. Las características más interesantes son el rango de valores medidos cerca de superficie, que se caracterizarán por su valor medio y desviación estándar, y la profundidad de la capa homogénea superficial, si existiera. Para diferenciar la nomenclatura de los perfiles de *CTD* de la de las líneas de fondeo, se los denominará “estaciones” (Norte, Centro y Sur), aunque en la realidad su posiciones coincidan con las de los fondeos.



## **Capítulo 3**

# **Caracterización de corrientes subinerciales e hidrología en la Sección Este**

En este Capítulo se analiza, desde un punto de vista estadístico, la estructura espacial de las fluctuaciones subinerciales de corriente en la Sección Este durante los períodos en los que se contó con, al menos, un fondeo muestreando convenientemente la columna de agua.

Como paso previo, es conveniente estudiar las propiedades observadas del intercambio medio en esa Sección. De esta manera la naturaleza de las alteraciones que sufre dicho intercambio medio, como consecuencia de las fluctuaciones subinerciales, puede estudiarse más adecuadamente. Es por ello que en el Epígrafe 3.1 se analiza la estructura espacial promedio de las corrientes y de las propiedades hidrológicas de la columna de agua.

Resulta asimismo conveniente conocer la importancia de las fluctuaciones subinerciales en relación a las existentes a otras frecuencias, especialmente las de marea. El Epígrafe 3.2. ilustra la separación de la varianza de corrientes de la Sección Este en las distintas bandas de frecuencia, mostrando la estructura espacial de la varianza para ciertas bandas seleccionadas.

El Epígrafe 3.3 está dedicado al análisis de las fluctuaciones de corriente en la banda subinercial: se obtienen, mediante la técnica de FEO, los modos principales de oscilación de las corrientes subinerciales en la Sección Este, se analiza la variabilidad espacial y temporal de dichos modos principales y se discute la forma en que cada uno de ellos modifica diversas propiedades del intercambio medio. También se explora la relación de las fluctuaciones subinerciales de corriente con las del desnivel transversal del nivel del mar.

### 3.1. Propiedades medias del intercambio

#### 3.1.1. Corrientes medias

Se seleccionaron un conjunto de periodos de medida en la Sección Este (Tabla 3.1) en los que las corrientes en la columna de agua estuvieran suficientemente muestreadas. En la Figura 3.1 se muestran los perfiles de corrientes medias en cada uno de los periodos de medida para los fondeos Norte (N), Centro (C) y Sur (S) de la Sección Este, y, como comparación, en el fondeo U de la Sección de Camarinal, que coincide aproximadamente en el tiempo con la Fase Piloto. En lo que sigue la descripción se centrará en los perfiles de la Sección Este. En la mayor parte de este estudio se va a analizar la componente longitudinal de las corrientes, es decir las corrientes  $u_{15}$ , como se definieron en el Capítulo anterior. La “interfaz dinámica media” se define, para esta descripción de propiedades medias o “estacionarias”, como la profundidad de velocidad media cero. En el Capítulo 4 se discutirá en profundidad la necesidad de establecer otras definiciones más apropiadas. Para simplificar, en este Capítulo la “interfaz dinámica media” se denominará simplemente “interfaz”. Los tres perfiles medios de corriente en la Sección Este muestran la conocida estructura bicapa, aunque se observa un gradiente Norte-Sur tanto en las velocidades medias de entrada como en la profundidad de la “interfaz”.

Dada la similitud de los perfiles medios en los distintos periodos, mostrados en la Figura 3.1, es factible obtener tres perfiles promedios, uno para cada fondeo, y utilizarlos para representar una sección transversal de las corrientes medias (Figura 3.2). Además de la inclinación de las isolíneas, consecuencia del ajuste geostrófico, esta figura muestra un máximo de corrientes de salida en la parte central de la Sección en torno a los 300 m de profundidad.

Período de medida	Inicio	Fin
Piloto, Norte	24/10/95	18/04/96
Piloto, Centro	24/10/95	18/04/96
Intermedia, Norte	06/07/96	13/03/97
Intermedia, Centro	21/02/97	25/04/97
Intensiva Centro	25/10/97	22/03/98
Intensiva Sur (1)	16/07/97	08/11/97
Intensiva Sur (2)	18/02/98	14/05/98

Tabla 3.1: Fechas de comienzo y final de los periodos de medida seleccionados en la Sección Este.

	N	C	S	Total
Profundidad de la de la "interfaz" (m)	100 ± 10	115 ± 5	170 ± 20	—
Q <sub>1</sub> (Sv)	0,10 ± 0,01	0,30 ± 0,05	0,40 ± 0,05	0,80 ± 0,10
Q <sub>2</sub> (Sv)	0,10 ± 0,01	0,55 ± 0,20	0,10 ± 0,01	0,75 ± 0,20
Cizalla vertical (×10 <sup>-3</sup> s <sup>-1</sup> )	(4,5 ± 0,5)	(11,0 ± 0,5)	(7,5 ± 0,5)	—
Vorticidad relativa (×10 <sup>-5</sup> s <sup>-1</sup> )	7 ± 2	2,0 ± 0,5		—

**Tabla 3.2:** Estimación de magnitudes medias del flujo en los fondeos de la Sección Este. Los valores de vorticidad relativa se estiman para pares de fondeos.

Las corrientes presentan una fuerte cizalla vertical en los primeros 200 m de la columna de agua, pasando de valores altos a poca profundidad (unos 40 cm/s en el fondeo N y unos 75 cm/s en los fondeos C y S a 50 m de profundidad), a cero a la profundidad de la "interfaz", que varía entre los 100 – 120 m en los fondeo N y C, y los más de 150 m en el fondeo S.

En la Tabla 3.2 se muestran los datos de profundidad de la superficie de velocidad media nula, estimaciones de la cizalla vertical, y de la vorticidad relativa medias de la capa superior en los tres fondeos de la Sección Este, así como una estimación de los flujos de entrada y salida en cada una de las secciones asignadas a cada fondeo (Figura 2.7)

Las estimaciones se han realizado utilizando las corrientes medias  $u_{15}$ , tomando como interfaz la profundidad de velocidad media cero y suponiendo que la corriente entre el último correntímetro y la superficie es constante. Cada magnitud se ha calculado en dos períodos útiles de cada fondeo, con lo que se ha podido estimar un valor medio y un "error". En la estimación de la vorticidad relativa,  $\xi$  ( $\xi \simeq -\frac{\partial u}{\partial y}$ ), el valor de velocidad media del flujo de entrada se tomó como el promedio de las corrientes entre 50 y 100 m. Para la distancia entre fondeos se utilizaron los valores de  $D_{NC} = 4,2 \text{ km}$  y  $D_{CS} = 5,5 \text{ km}$ . La derivada transversal se estimó utilizado pares de fondeos simultáneos cuando fue posible (Fase Piloto). Por ello, los errores que se dan en la Tabla 3.2 no son sino una medida de la diferencia entre diversas estimaciones.

Como ya se ha comentado, la profundidad estimada de la "interfaz" es cercana a los 100 m en los fondeos N y C, pero mucho más profunda (más de 150 m) en el fondeo S, aunque esta última estimación debe tomarse con cierta cautela, pues la disposición de los correntímetros (más de 100 m entre los correntímetros situados arriba y abajo de la interfaz media) no permiten muestrearla adecuadamente, con lo que la estimación de este dato puede tener asociado un error alto.

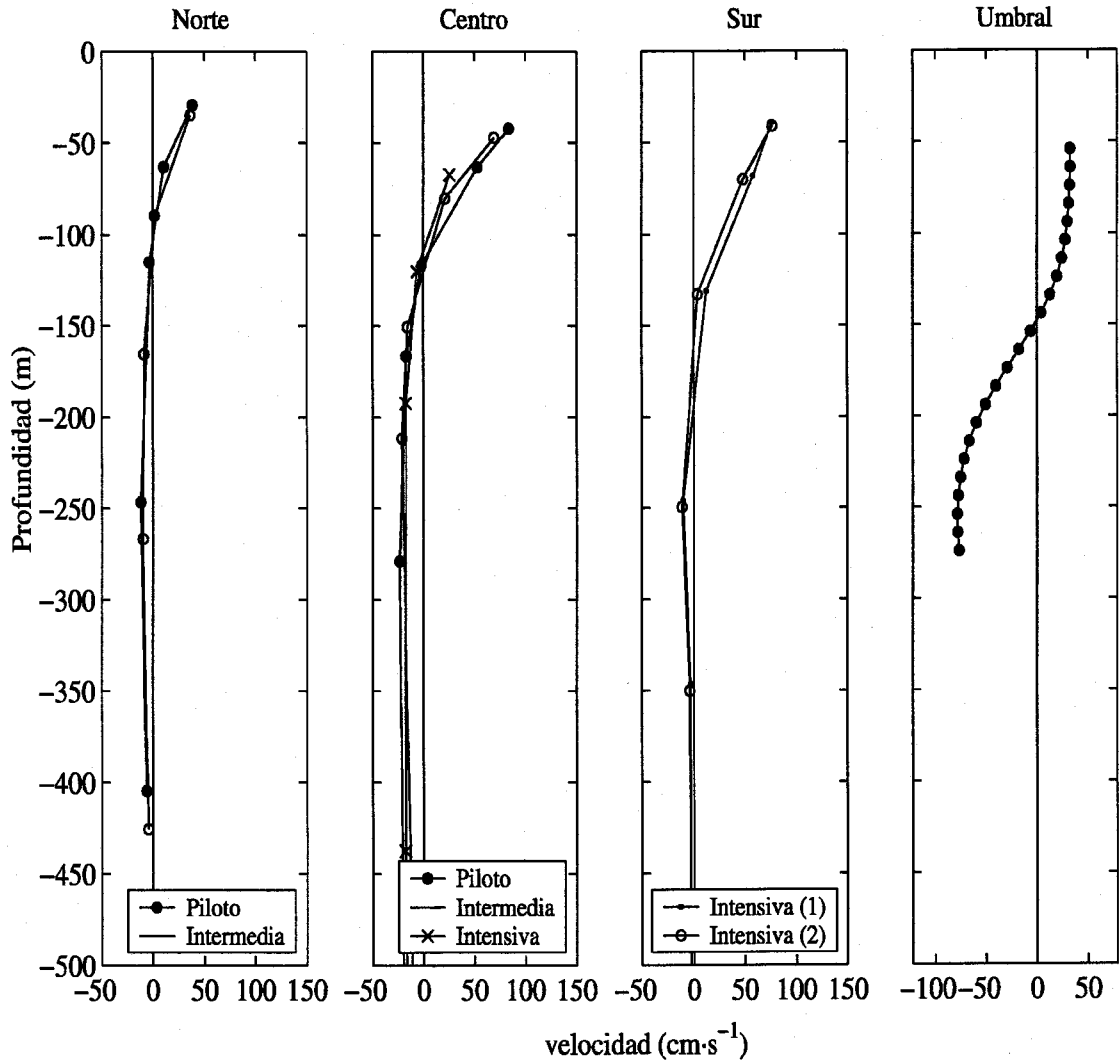


Figura 3.1: (a) Perfiles verticales de corrientes  $u_{15}$  medias en los fondeos N, C y S (Sección Este) y U (Sección de Camarinal).

Los mayores valores de cizalla vertical de las velocidades medias tienen lugar en los primeros 100 – 150 metros de la columna de agua. En la subsección Norte, se encuentran entre los 50 y 100 m de profundidad y son del orden de  $0,8 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Los valores más altos se dan en la subsección Centro, con una cizalla media de  $1,6 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$  entre 40 y 70 m de profundidad.

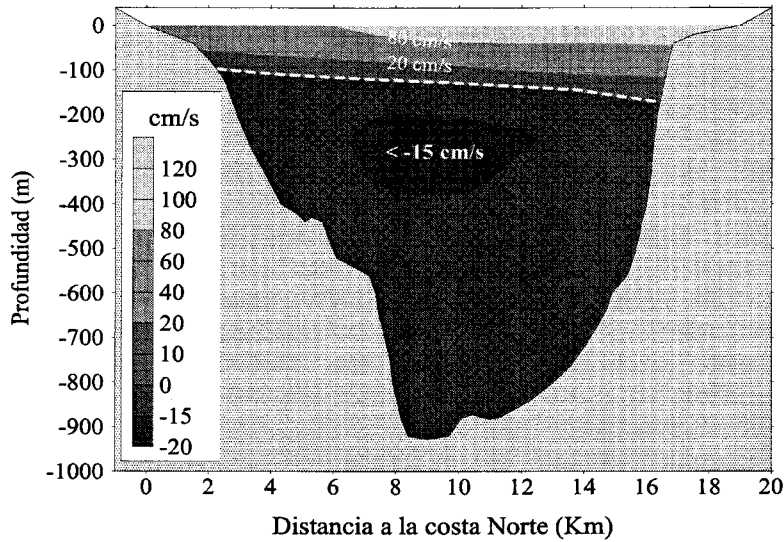


Figura 3.2: (b) Sección transversal de corrientes medias  $u_{15}$  en la Sección Este.

En el otro extremo, en la subsección Sur la cizalla media se mantiene relativamente constante entre los 35 y los 130 m en un valor en torno a  $0,7 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Por debajo de estas profundidades la cizalla no rebasa los  $0,2 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ .

Tomando la profundidad de la “interfaz” en el fondeo C como representativa de la Sección, el valor de 115 m es, en principio, indicativo de flujo subcrítico. De hecho, con los valores estimados de flujos totales de entrada y salida de la Tabla 3.2, una gravedad reducida  $g' = 0,02 \text{ m/s}^2$ , y una sección triangular de 16 km de ancho por 900 m de profundidad, la estimación del número de Froude compuesto es  $G^2 \approx 0,08$ . El estado hidráulico del flujo se discute con más detalle en el Capítulo 5.

Suponiendo que la corriente entre el correntímetro superior y la superficie es constante, la estimación de la velocidad promedio del flujo de entrada en cada subsección es de 25, 50 y 40 cm/s para los fondeos N, C y S, respectivamente. Por el contrario, si se extrapolan linealmente las velocidades hasta la superficie utilizando la cizalla vertical entre los dos primeros correntímetros, los valores obtenidos son 28, 60 y 65 cm/s. En ambos casos se observa una diferencia apreciable entre los fondeos N y C. Asumiendo la primera hipótesis como más realista se han calculado los flujos presentados en la Tabla 3.2.

La subsección Norte contribuye en una pequeña cantidad (0,1 Sv) tanto al flujo de entrada como al de salida. La mayor parte del flujo de entrada se reparte entre las subsecciones C

(0,3 Sv) y S (0,4 Sv). Por el contrario, la mayor parte del flujo de salida (aproximadamente un 70%) tiene lugar en la subsección C, mientras que el flujo de salida por la subsección S es pequeño y del mismo orden que en la N. El dominio de la contribución de la subsección C para el flujo de salida se debe a dos factores. En primer lugar, el gran área que esta sección ofrece al flujo saliente, debida a la gran profundidad que se alcanza en la parte central (unos 900 m), en contraste con el menor área de salida que ofrecen las otras subsecciones, especialmente la N. En segundo lugar, el hecho de que el perfil de velocidad en la parte central de la sección es significativamente distinta de cero en un gran rango de profundidades. En contraste, en S el perfil de velocidad tiene valores reducidos ( $< 5$  cm/s en módulo) en prácticamente toda la capa inferior. Dentro del margen de error y teniendo en cuenta la relativa crudeza de la estimación, los valores totales del flujo de entrada y de salida son similares a los obtenidos en otras estimaciones recientes (Garcia-Lafuente et al., 2000; Baschek et al., 2001; Garcia-Lafuente et al., 2002c).

La vorticidad relativa del flujo medio de entrada, entre 50 y 100 metros de profundidad, es positiva en ambas mitades de la Sección, aunque la contribución de la mitad norte es tres veces mayor que en la mitad sur. Este resultado es consistente con los aportados por Viudez y Haneý (1997) que, utilizando datos de hidrología en el mar de Alborán, observan que el chorro de agua Atlántica en esta cuenca mantiene una vorticidad relativa positiva. En contraste, el Giro Occidental de Alborán tiene una vorticidad netamente negativa. La vorticidad del chorro tiene dos componentes: aquella originada por la curvatura de la trayectoria; y la debida a la propia cizalla horizontal de velocidad. A pesar de que la vorticidad de curvatura aporta una cierta cantidad de vorticidad negativa, ésta es compensada y superada por la vorticidad de cizalla. Los valores de vorticidad de cizalla en Alborán aportados por estos autores son del orden de  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , algo menores que los obtenidos aquí.

En comparación con lo descrito hasta ahora, el perfil de corriente en el fondeo U, Sección de Camarinal, muestra ciertas características diferenciales. Las corrientes de la capa de entrada, de unos 150 metros de profundidad, son pequeñas (28 cm/s de promedio) y relativamente homogéneas. La cizalla vertical de velocidades se produce, no en el interior de la capa de entrada, sino en torno a la profundidad de la "interfaz", y toma valores de unos  $0,8 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ , similares a los que se observan en la Sección Este. Las corrientes en la capa inferior también son relativamente homogéneas y mayores que las de la capa superior (unos 55 cm/s en promedio).

### 3.1.2. Estructura hidrológica media

La información obtenida a partir de los correntímetros situados en las líneas de fondeo es muy detallada desde el punto de vista temporal, pero la definición espacial que se obtiene es relativamente pobre. En relación a las medidas de corriente, la falta de definición espacial vertical es subsanable si se dispone de perfiladores *ADCP*, cuya resolución vertical es adecuada. Pero en cuanto a las medidas de temperatura y conductividad (salinidad), éstas deben medirse localmente y, por tanto, la resolución espacial depende del número de aparatos y de su colocación en la línea de fondeo. Por otro lado, para ajustar el modelo de la ecuación (2.60) a los perfiles de salinidad, temperatura o densidad, es conveniente tener una estimación de ciertos parámetros que no pueden determinarse correctamente con las medidas realizadas mediante fondeos, como los valores superficiales de cada variable (es decir  $X_A$ ), o la anchura de la capa homogénea superficial.

Los perfiles de variables hidrológicas obtenidos con perfiladores *CTD*, (Subepígrafe 2.1.3), son de gran utilidad para completar esa información. El procedimiento seguido ha sido el de promediar, en cada profundidad, los valores medidos de salinidad, temperatura y densidad ( $\sigma_t$ ), con lo que se obtiene un perfil medio en cada estación junto con su desviación estándar correspondiente (Figura 3.3). En las Figuras 3.4, 3.5 y 3.6 se representan los valores medios de estas variables en cada una de las tres estaciones, junto con el resultado de sumar y restar 1,5 veces la desviación estándar a dicho valor medio. Asimismo se han representado los valores medios y desviaciones estándar de las correspondientes variables obtenidas a partir de datos de correntímetros en las fases de medida de referencia: Fase Piloto para las estaciones N y C; y Fase Intensiva (2ª parte) para la estación S (ver Tabla 3.1).

La primera característica reseñable en los perfiles de salinidad es que la estructura bicapa presenta una región de transición realmente extensa. Existe una marcada estructura Norte-Sur en las características de los perfiles de salinidad (Figura 3.4), aunque los de las estaciones Centro y Sur son más similares entre sí, mientras que el perfil medio de la estación Norte es notablemente diferente. Así, por ejemplo, la profundidad de la isohalina  $S = 37$  es de 25 (Norte), 60 (Centro) y 80 (Sur) metros, respectivamente. En los perfiles de las estaciones Centro y Sur existe un rango de profundidades cercanas a la superficie en los que la desviación estándar de la salinidad es relativamente pequeña, en torno a un valor aproximado de 0,1 (Figura 3.3). Esta circunstancia indica la existencia permanente en superficie de una capa muy homogénea de Agua Superficial Atlántica. Su profundidad máxima es de aproximadamente 25 metros en la estación Centro, y de 35 metros en la Sur. Sin embargo, es difícilmente identificable en la estación Norte.



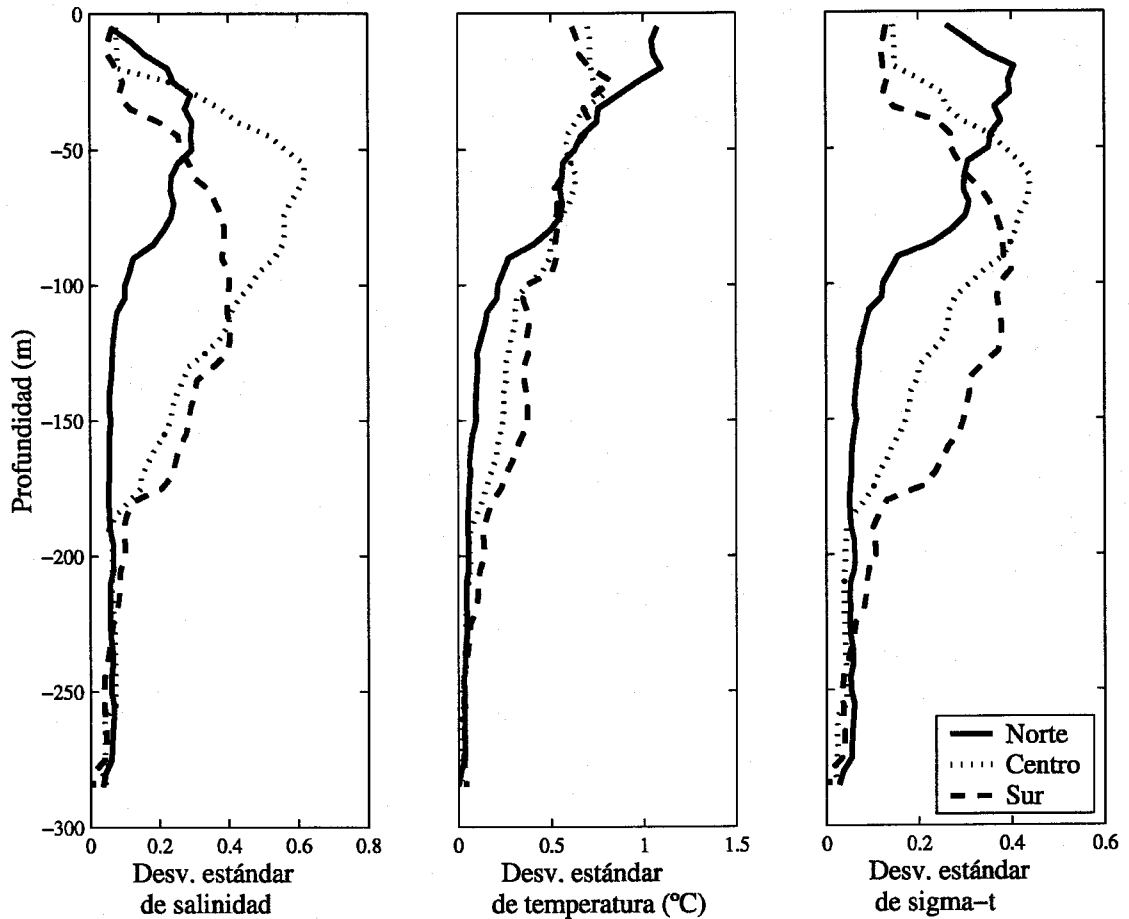
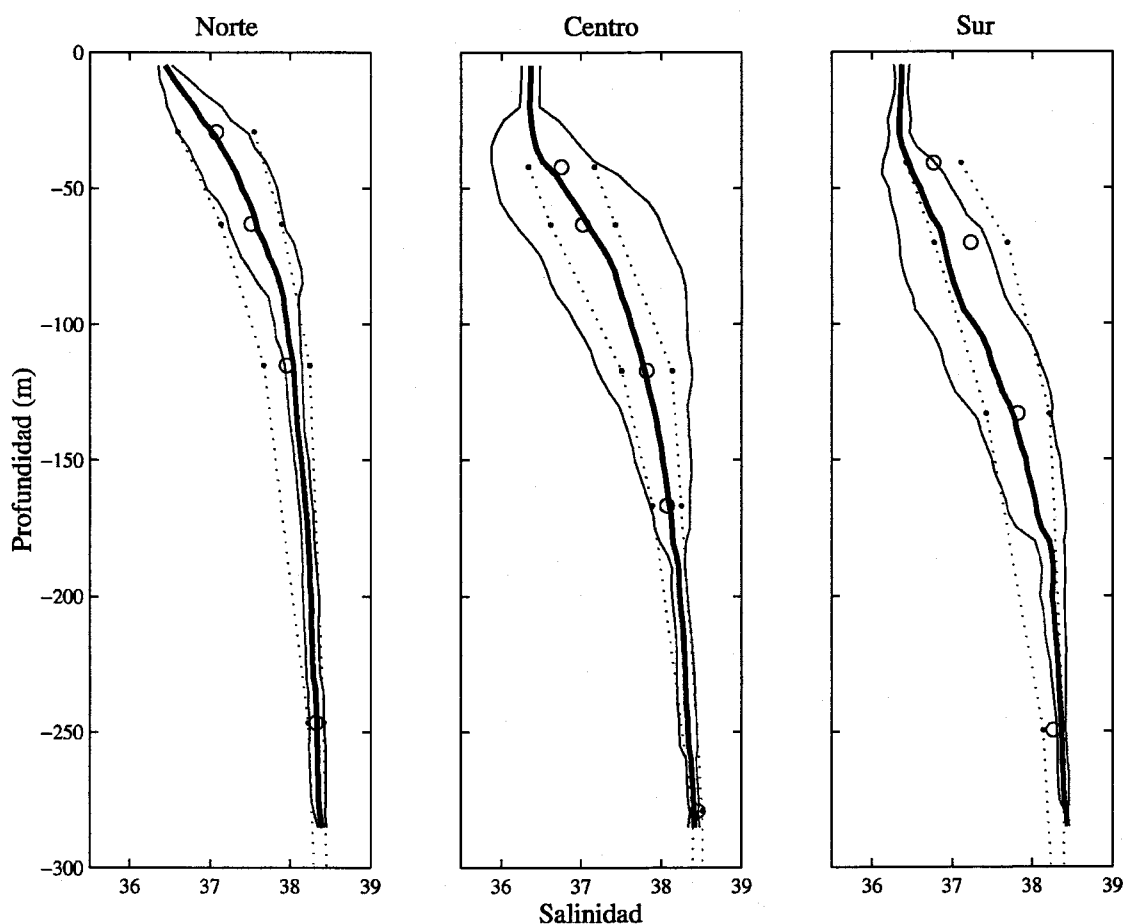


Figura 3.3: Desviación estándar de salinidad, sigma-t y temperatura, obtenidos a partir de perfiles de CTD.

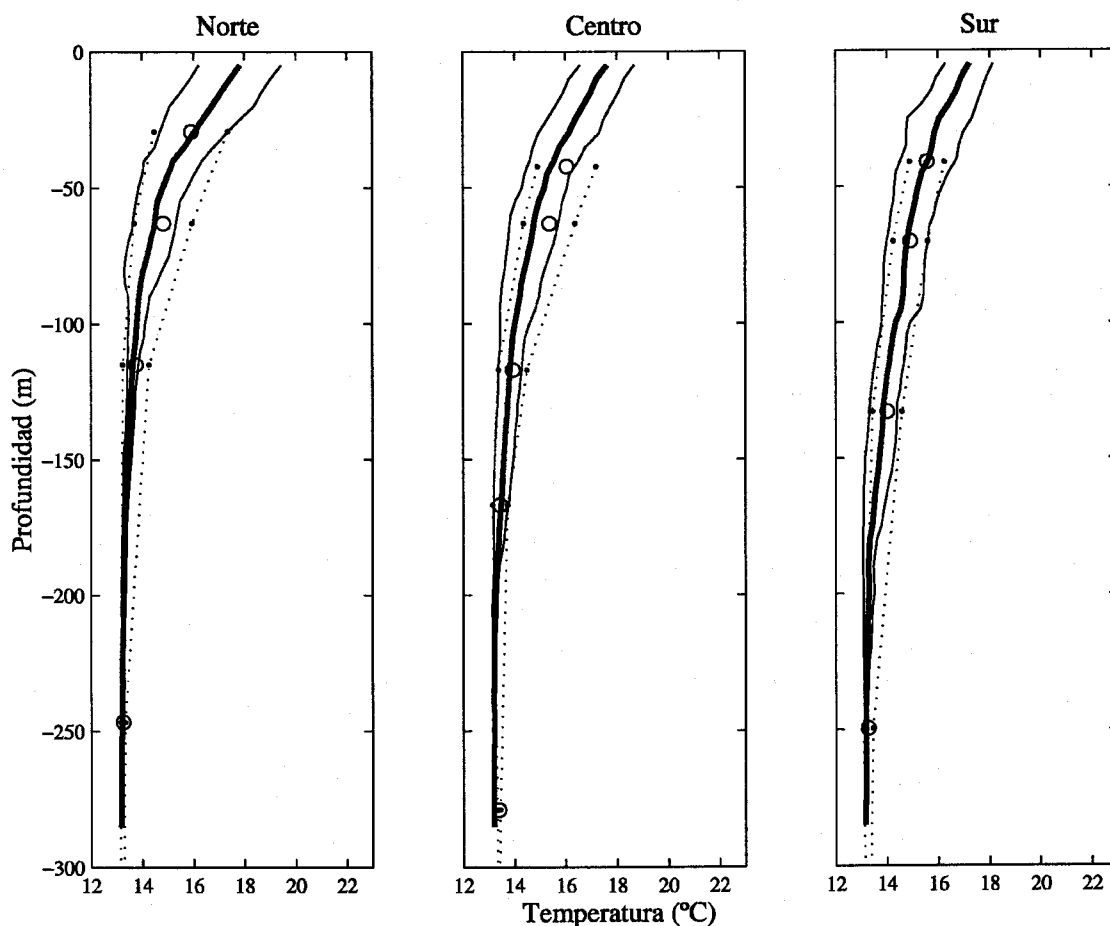
Por debajo de cierta profundidad, la desviación estándar de la salinidad disminuye de nuevo, marcando de manera aproximada la parte inferior de la zona interfacial (Figura 3.4). Esta profundidad es de aproximadamente 100 m en la estación Norte, y entre 150 y 200 m para las estaciones Centro y Sur. La región interfacial parece estar restringida a un menor rango de profundidades en la zona norte de la sección. Esta diferencia remarca nuevamente la relativa singularidad de la estación Norte, al menos en cuanto a características hidrográficas se refiere. Si se definen los límites de la zona interfacial como aquellos en los que la desviación estándar de la salinidad cae por debajo del valor de 0,15, se obtienen los valores que se muestran en la Tabla 3.3 para las profundidades superior ( $z_{sup}$ ) e inferior ( $z_{inf}$ ) de la interfaz, y los correspondientes



**Figura 3.4:** Perfiles verticales de salinidad obtenidos a partir de datos de *CTD*: En línea gruesa se representan los perfiles promedio, y en línea fina el resultado de sumar y restar a cada perfil medio 1,5 veces la desviación estándar estimada a cada profundidad. Los círculos y la línea punteada representan, respectivamente, los valores medios, y los límites de  $\pm 1,5$  desviaciones estándar para los datos de salinidad medidos por correntímetros en la fase Piloto (fondeos N y C) y en la última parte de la fase intensiva (fondeo S).

valores medios de salinidad ( $S_{sup}$  y  $S_{inf}$ ).

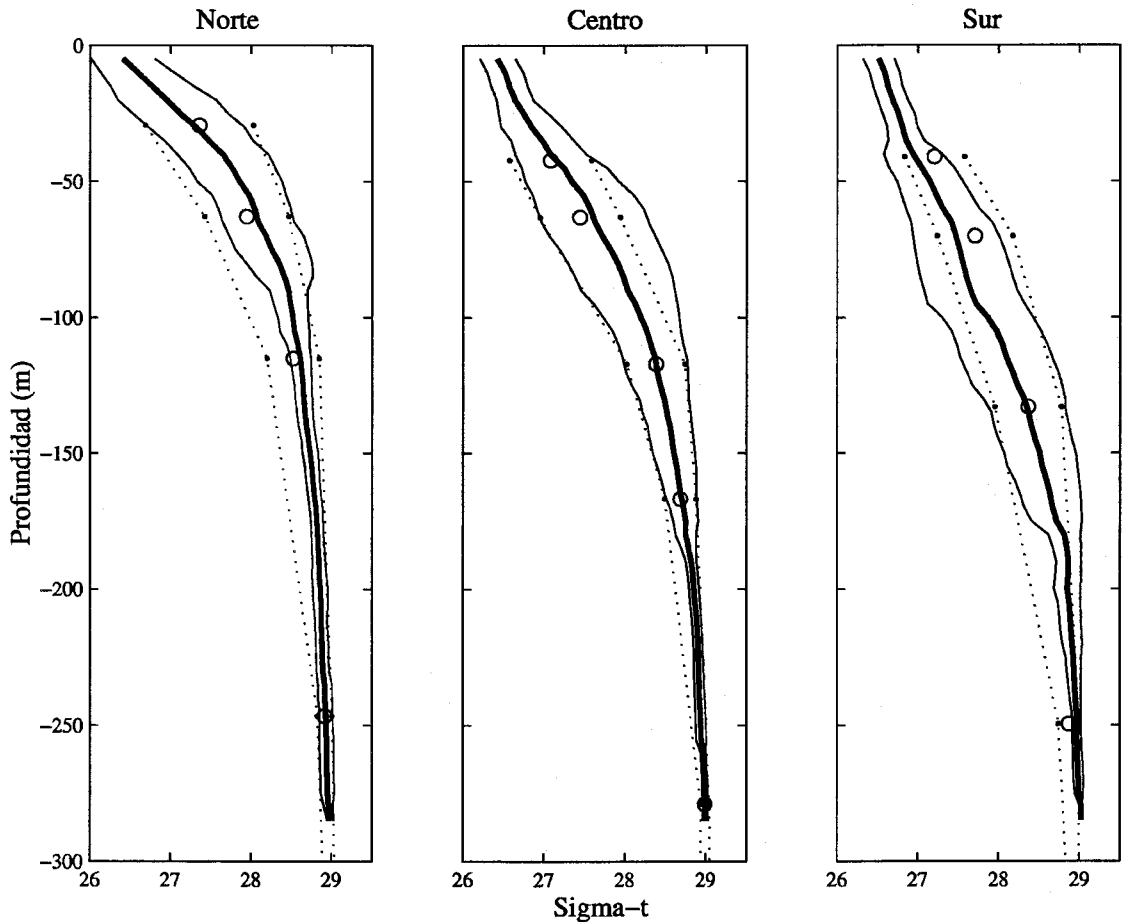
Debe recalcar que, debido al reducido número de perfiles utilizados, estos valores han de tomarse como meramente orientativos. En este sentido, diferencias en salinidad entre 0,1 y 0,2 pueden no ser excesivamente significativas. Por tanto, se puede definir, desde un punto de vista hidrológico, la zona interfacial en la Sección Este como aquella comprendida aproximadamente



**Figura 3.5:** Perfiles verticales de temperatura obtenidos a partir de datos de CTD: En línea gruesa se representan los perfiles promedio, y en línea fina el resultado de sumar y restar a cada perfil medio 1,5 veces la desviación estándar estimada a cada profundidad. Los círculos y la línea punteada representan, respectivamente, los valores medios, y los límites de  $\pm 1,5$  desviaciones estándar para los datos de temperatura medidos por correntímetros en la fase Piloto (fondeos N y C) y en la última parte de la fase intensiva (fondeo S).

entre los valores de salinidad  $S = 36,5$  y  $S = 38$ .

Los perfiles de temperatura (Figura 3.5), son similares a los de salinidad en cuanto a la estructura Norte-Sur del perfil medio y de la profundidad de la zona inferior de la zona interfacial. Sin embargo, debido al efecto de calentamiento solar, la desviación estándar en superficie no disminuye, confirmando que la temperatura no es un buen parámetro para identificar la



**Figura 3.6:** Perfiles verticales de densidad ( $\sigma_t$ ) obtenidos a partir de datos de *CTD*: En línea gruesa se representan los perfiles promedio, y en línea fina el resultado de sumar y restar a cada perfil medio 1,5 veces la desviación estándar estimada a cada profundidad. Los círculos y la línea punteada representan, respectivamente, los valores medios, y los límites de  $\pm 1,5$  desviaciones estándar para los datos de  $\sigma_t$  medidos por correntímetros en la fase Piloto (fondeos N y C) y en la última parte de la fase intensiva (fondeo S).

capa superior. Este hecho se refleja también, lógicamente, en los perfiles de densidad (Figura 3.6).

Aunque se dispone de series de tiempo de salinidad, temperatura y densidad en la estación U, no se disponen de datos de *CTD* contemporáneos. Por ello se recurrió a datos históricos de *CTD*, obtenidos durante el Experimento Gibraltar (ver, por ejemplo, en Bray et al., 1995, una

Fondeo	$z_{sup}$	$z_{inf}$	$S_{sup}$	$S_{inf}$
Norte	10	100	36.5	38.0
Centro	25	160	36.4	38.1
Sur	35	185	36.4	38.2

**Tabla 3.3:** Profundidades y salinidades límites medias de la región interfacial, obtenidas utilizando el criterio expuesto en el texto.

Estación	Anchura capa homogénea(m)	$S_A$		$T_A$		$(\sigma_t)_A$	
		min	máx	min	máx	min	máx
Norte	5	36,3	36,9	18	21	26,2	27,4
Centro	25	36,1	36,8	18	20	26,5	27,0
Sur	35	36,0	36,5	17	21	25,7	27,0

**Tabla 3.4:** Características superficiales de los perfiles de las estaciones de *CTD* en los puntos de fondeo.  $S_A$ ,  $T_A$  y  $(\sigma_t)_A$  denotan, respectivamente, la salinidad, temperatura y sigma-t de la capa superior de características atlánticas relativamente homogéneas.

descripción de este conjunto de datos), para obtener este tipo de información en la sección de Camarinal.

Una aplicación inmediata de estos resultados es su uso para caracterizar el comportamiento cercano a la superficie de los perfiles, donde los datos de los correntímetros son más deficientes. En la Tabla 3.4 se resumen las características superficiales que se deben utilizar para dotar al modelo de ajuste por mínimos cuadrados de los perfiles de salinidad, temperatura y densidad. Los perfiles de salinidad y densidad serán necesarios para la estimación de los flujos intercambiados y de la gravedad reducida. Los perfiles de temperatura son de menor interés para la caracterización hidrológica de los flujos intercambiados que se realiza en este trabajo.

### 3.2. Distribución en frecuencias

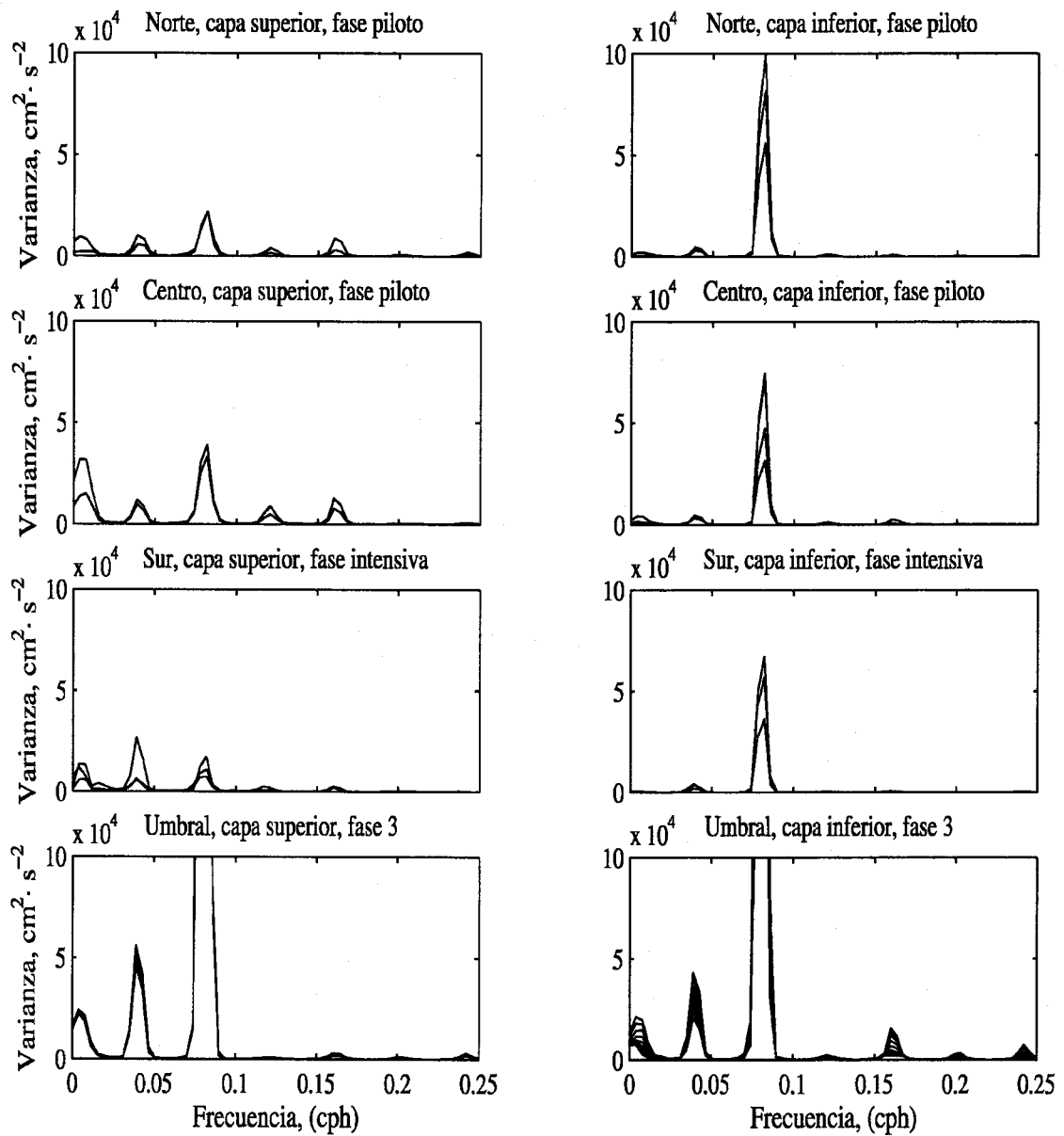
Es un hecho conocido que la varianza de las corrientes en el Estrecho está dominada por la banda de marea y, en concreto, por la marea semidiurna. Candela et al. (1990) indican que, en promedio, sólo un 7% de la varianza tiene lugar en frecuencias con períodos menores que un día, frente al 10% y el 74% que tendrían lugar en las bandas diurna y semidiurna, respectivamente. Estos autores indican también, de forma genérica, que las fluctuaciones de corriente disminuyen con la profundidad, pero también subrayan que en la región Este del Estrecho este comportamiento general no se cumple.

La distribución en distintas bandas de frecuencia de la varianza de las corrientes en la Sección Este se ilustra en la Figura 3.7, que muestra los espectros de potencia de las corrientes longitudinales al eje del Estrecho obtenidas en los fondeos N y C durante la Fase Piloto y en el fondeo S en la última parte de la fase Intensiva. Se han separado los espectros correspondientes a correntímetros que midieron velocidades medias hacia el Mediterráneo (capa superior) de los que midieron velocidades medias hacia el Atlántico (capa inferior). Por comparación también se representan los espectros de potencia en el fondeo U durante la Fase Piloto.

Existe una diferencia importante entre los espectros de la capa superior y de la inferior en los fondeos de la Sección Este. En efecto, la varianza de la capa inferior está casi completamente dominada por la banda semidiurna, pues las contribuciones de las bandas diurna y subinercial son prácticamente testimoniales. Por el contrario, en la capa superior, la varianza en la banda subinercial es del mismo orden e incluso mayor en algunos casos que la existente en cada una de las banda de marea (Ver también García-Lafuente et al. (2000) para una discusión detallada de la banda de marea en la Sección Este).

Los espectros de potencia en la Sección de Camarinal muestran características diferentes a las anteriores. En primer lugar la varianza es considerablemente mayor a todas las frecuencias, y especialmente en la banda semidiurna. En segundo lugar, la disminución de la varianza con la profundidad casi no existe.

Otra representación que ayuda a entender esta diferencia entre las corrientes en ambas secciones son los perfiles verticales de velocidad cuadrática media asociada a cada una de las bandas. El concepto de velocidad cuadrática media (abreviado como  $u_{cm}$ ), que se utilizará con asiduidad, se define como la raíz cuadrada de la varianza de la corriente. Para obtener esta representación, se ha realizado una separación en bandas de las corrientes utilizando filtros de tipo Butterworth con las características indicadas en la Tabla 3.5.



**Figura 3.7:** Espectros de potencia de corriente en los distintos puntos de fondeo, mostrados separadamente los correspondientes a correntímetros situados (de manera aproximada) en la capa superior de los situados en la inferior. Los datos de los fondeos N, C, y U corresponden a la Fase Piloto (176 días), y los del fondeo S con los últimos 85 días de la Fase Intensiva. La banda semidiurna está centrada aproximadamente en los 0,08 ciclos por día (cpd), la diurna en los 0,04 cpd, y la subinercial se localiza en frecuencias más cercanas a cero que ésta última.

Nombre	$F_p$ (cph)	$F_s$ (cph)	$R_p$ (db)	$R_s$ (db)	$n$
$F_{B1}$	0,0263	0,0357	3	20	8
$F_{B2}$	0,0556	0,0769	3	20	8
$F_{B3}$	0,0909	0,1250	2	20	7

**Tabla 3.5:** Características de los filtros Butterworth utilizados para la separación propuesta de bandas de frecuencia.  $F_p$  y  $F_s$  son respectivamente, la frecuencias de paso de banda y la frecuencia de corte o rechazo,  $R_p$  la máxima pérdida permisible de la banda de paso,  $R_s$  la atenuación en decibelios de la banda de rechazo, y  $n$  el orden del filtro.

Las fluctuaciones de corriente en las distintas bandas de frecuencia se obtienen a partir de las corrientes sin filtrar  $u$ , como<sup>1</sup>:

Banda subinercial	$u_{si} = F_{B1}[u]$
Banda diurna	$u_d = F_{B2}[u] - F_{B1}[u]$
Banda semidiurna	$u_{sd} = F_{B3}[u] - F_{B2}[u]$
Banda de "alta frecuencia"	$u_{af} = u - F_{B3}[u]$

En la Figura 3.8 se muestran los perfiles verticales de velocidad cuadrática media asociada con cada una de estas bandas de frecuencia, con los datos de la Fase Piloto de los fondeos N, C y U, y datos del final de la Fase Intensiva para el fondeo S.

De nuevo se comprueba que, en promedio, la banda dominante es la semidiurna: a todas las profundidades en el fondeo U, con  $u_{cm}$  por encima de los 60 cm/s, y a partir de los 100 – 150 m en los fondeos de la Sección Este, donde se observan valores de  $u_{cm}$  del orden de 25 – 30 cm/s. Por contra, la banda diurna es, en promedio, la menos energética, especialmente en la Sección Este, donde se registran  $u_{cm}$  menores de 10 cm/s en prácticamente toda la sección. Únicamente en la parte superior del fondeo S, la  $u_{cm}$  asociada a la banda diurna supera los 20 cm/s, siendo además ahí la banda dominante junto con la subinercial.

La banda de frecuencias de interés es la banda subinercial. Al igual que las corrientes diurnas o de alta frecuencia, en la sección Este las corrientes subinerciales son bastante reducidas

<sup>1</sup>Se denominará banda de "alta frecuencia" a la correspondiente a frecuencias mayores que la de la marea semidiurna



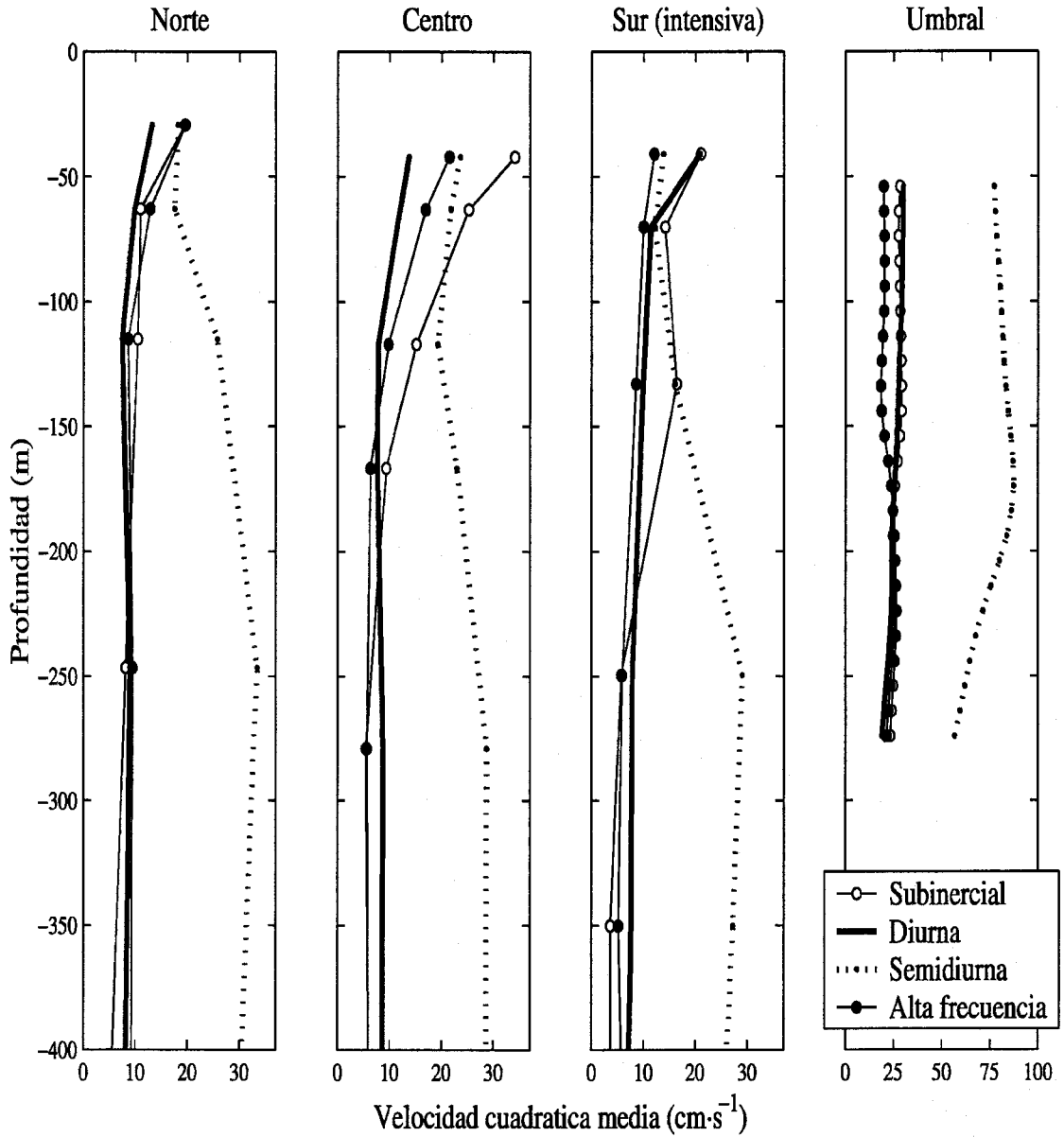


Figura 3.8: Perfiles verticales de velocidad cuadrática media en cada una de las bandas de frecuencias propuestas. Los datos utilizados son los mismos que los indicados en la Figura 3.7. Nótese la diferente escala de velocidades en el panel correspondiente al fondo U.

para profundidades mayores de 150–200 m. La varianza asociada se concentra pues en la parte superior de la columna de agua. En los fondeos N y S la  $u_{cm}$  esta banda llega a los 20 cm/s, mientras que en el centro de la sección supera los 30 cm/s y llega a ser la banda dominante. En el fondeo U, por el contrario, se mantiene relativamente constante con la profundidad y con valores en torno a los 25 cm/s.

Una explicación de esta asimetría en la banda de marea, tanto en la dirección del eje del Estrecho como en la vertical, se sustenta en la existencia de una fuerte marea interna que, como se mencionó en el Capítulo 1, se genera en el Umbral de Camarinal. Algunos autores (Bray et al., 1990, por ejemplo) han sugerido que la interfaz entre Camarinal y Tarifa se comporta, a frecuencias de marea, como una membrana que oscila forzada por las corrientes en Camarinal, y que la corriente de marea en la Sección Este sería la superposición de la corriente barotrópica con las debidas a la propagación de esa oscilación de la interfaz (García-Lafuente et al., 2000). Con ello puede explicarse cualitativamente la reducción de las corrientes semidiurnas en la capa superior de la Sección Este.

### 3.3. Fluctuaciones subinerciales de corriente

#### 3.3.1. Análisis de FEO temporal de fluctuaciones subinerciales de corriente

Para estudiar la estructura espacial de las fluctuaciones subinerciales de corriente se va a aplicar a los datos de corrientes filtradas con  $F_{B_1}$  una descomposición de Funciones Empíricas Ortogonales. Este tipo de análisis se ha realizado con anterioridad con datos de corriente tomados en la zona del umbral de Camarinal (Candela et al., 1989). Según estos autores las fluctuaciones subinerciales en la zona del umbral de Camarinal pueden descomponerse principalmente en dos modos de oscilación. El primero, y más energético, representa, una oscilación en la que toda la columna de agua se mueve en fase en la misma dirección, aunque la amplitud de las corrientes puede variar considerablemente de un punto a otro de la sección, y representa las fluctuaciones del intercambio frente a las variaciones de presión atmosférica sobre el Mediterráneo. El segundo modo empírico, menos energético, posee una pronunciada periodicidad quincenal en fase con el ciclo marea viva-marea muerta. Estos autores han especulado con la posibilidad de que las corrientes subinerciales asociadas a este modo se produzcan como consecuencia de los procesos de mezcla de origen mareal en el Estrecho.

La aplicación de la metodología de FEO a las corrientes subinerciales permite estudiar la estructura de la respuesta a los citados forzamientos. De acuerdo con la metodología expuesta en el Epígrafe 2.2.4, las medidas de corriente del correntímetro situado a la profundidad  $z_i$  se pueden representar como

$$u(z_i, t_j) = u_{med}(z_i) + \sum_{k=1}^Q u_{cm}^{(k)}(z_i) \Psi_k(t_j); \quad j = 1, \dots, P \quad (3.1)$$

donde  $u_{cm}^{(k)}(z_i)$  es la velocidad cuadrática media, en el sentido expuesto en el Epígrafe 3.2, asociada al  $k$ -ésimo modo a la profundidad  $z_i$ , y  $u_{med}(z_i)$  es la media temporal, constante, de la corriente a dicha profundidad.

La Tabla 3.6 muestra el porcentaje de varianza explicada por cada uno de los modos en los distintos períodos de fondeo. Se puede observar que la varianza está dominada casi en su totalidad por los dos primeros modos de oscilación, aunque en el fondeo N el tercer modo adquiere relativa importancia.

	Fase Piloto		Fase intermedia		Fase Intensiva		
	Centro	Norte	Centro	Norte	Centro	Sur(1)	Sur(2)
1	84	62	90	66	88	65	78
2	11	24	7	23	12	30	16
<b>1+2</b>	<b>96</b>	<b>86</b>	<b>97</b>	<b>89</b>	<b>96</b>	<b>95</b>	<b>94</b>
3	2	8.5	2	7	2	3	3
4	1.5	3	1	26	1	2	2
5	1	2.5	< 1	26	1	-	1
6	< 1	-	-	-	-	-	< 1

Tabla 3.6: Varianza explicada por los modos empíricos.

Recordando que la velocidad cuadrática media de un modo a una profundidad indica la raíz cuadrada de la varianza (en  $cm^2/s^2$ ) que dicho modo explica en ese punto, se puede dar una interpretación alternativa a este valor, identificándolo con la desviación estándar de la función de distribución de las velocidades asociadas a ese modo. Aplicando la desigualdad de Tshebysheff (ver, por ejemplo, Emery y Thompson, 1997, pg. 215), se podrá afirmar que al menos el 75 % de los valores de las fluctuaciones de corriente asociados a un modo determinado estarán entre  $\pm 2 u_{cm}$  de dicho modo, y prácticamente todas ellas se encontrarán en el intervalo  $\pm 3 u_{cm}$ .

A continuación se analizan en detalle la variabilidad espacial y temporal de los dos primeros modos empíricos de corrientes subinerciales en la Sección Este.

### 3.3.2. Primer modo empírico

La Figura 3.9 muestra la estructura vertical de  $u_{cm}$  para el primer modo empírico en los fondeos N, C, S, y U, en los distintos periodos de medida descritos en el Epígrafe 3.1.

Los perfiles del modo 1 en la Sección Este presentan un fuerte gradiente vertical en los primeros 200 metros de la columna de agua, pasando de valores relativamente altos a poca profundidad (unos 20 cm/s en N y S, o unos 35 cm/s en C a 40 – 50 m de profundidad), a valores poco significativos (< 5 cm/s) a partir de una profundidad que varía de los 150 m en el fondeo N a los 250 m en el S.

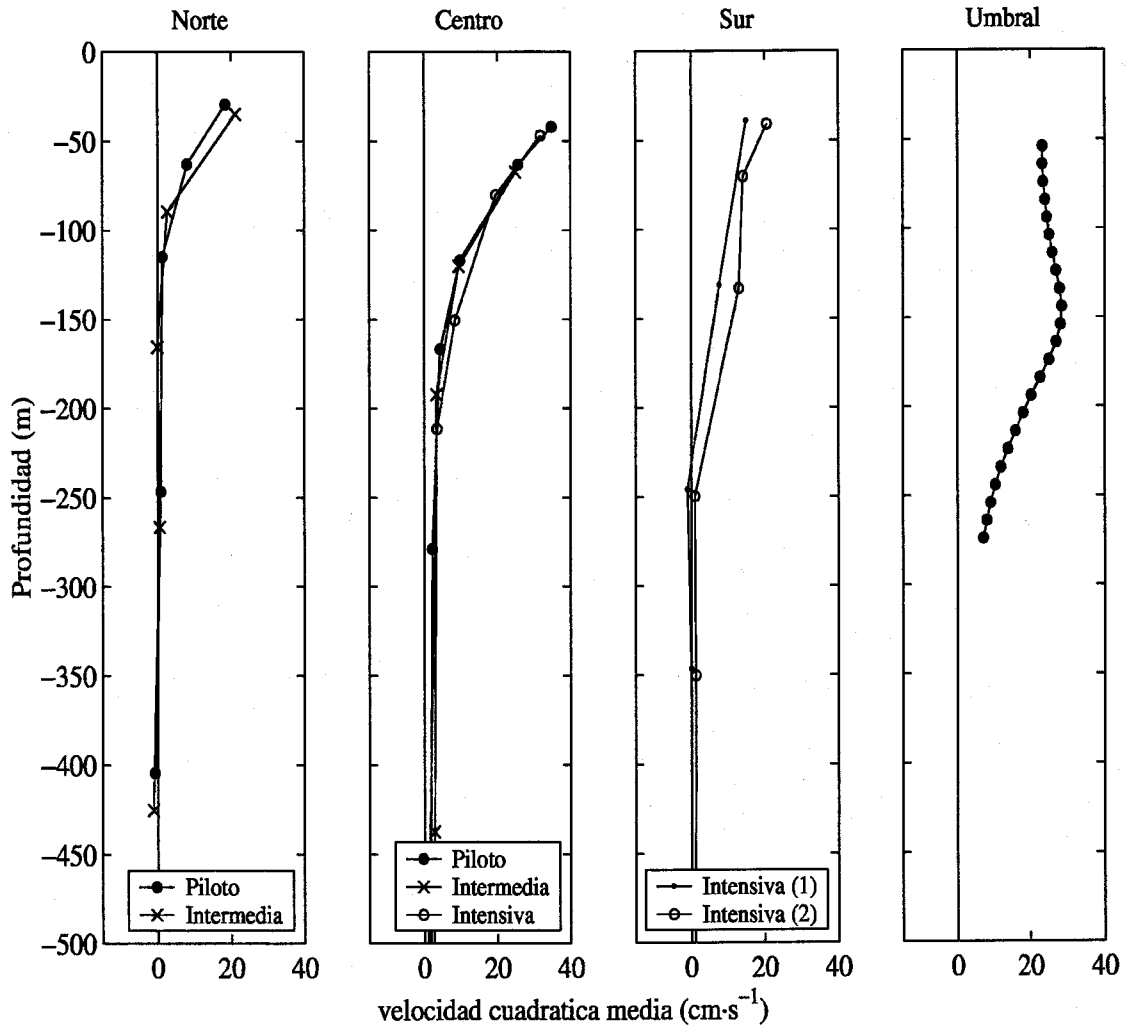
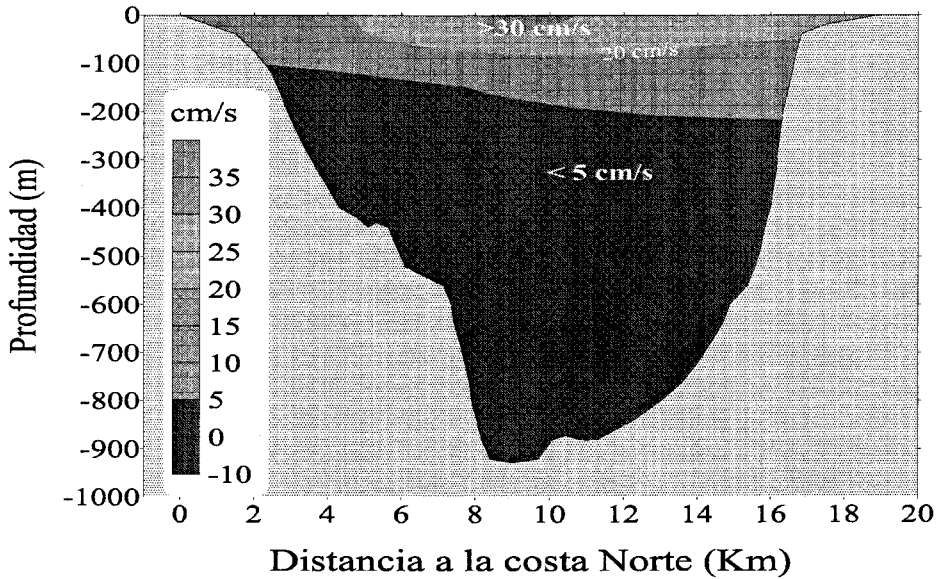


Figura 3.9: Perfiles verticales del primer modo empírico de corrientes subinerciales en los fondeos N, C y S (Sección Este) y U (Sección de Camarinal).

Aunque no se dispone de datos simultáneos en los tres puntos de fondeo, al ser los perfiles en un mismo fondeo relativamente similares entre sí, es posible utilizar datos no simultáneos para construir un mapa de la distribución de velocidades cuadráticas medias en la sección, que se muestra en la Figura 3.10. En ella se puede observar que, en general, las mayores velocidades asociadas a este primer modo se dan en la zona Centro-Sur de la Sección ( $u_{cm}$  de



**Figura 3.10:** Sección transversal del primer modo empírico de corrientes subinerciales (Sección Este).

unos 20 cm/s), existiendo un núcleo de velocidades mayores que 30 cm/s en aguas someras de la parte central de la sección. La estructura transversal es similar a la que muestra el flujo medio, con una pendiente transversal decreciente en la dirección Norte-Sur. Aproximadamente por debajo de los 100 m en la subsección Norte y de los 200 m en la Sur, la velocidad cae por debajo de 5 cm/s.

Las corrientes asociadas a este modo decaen con la profundidad más lentamente en la posición C que en la N o la S (Figura 3.9), lo que implica que las fluctuaciones del flujo asociadas a este primer modo en la capa inferior son importantes únicamente en la parte central de la Sección.

La representación de las series temporales  $\Psi_1(t)$  de este modo indican una correlación con la presión atmosférica en el Mediterráneo Occidental (Figura 3.11), en consonancia con los resultados de Candela et al. (1989): valores positivos de la serie temporal se corresponden con presiones atmosféricas menores que la media; y valores negativos, que invertirían el perfil de

	N	C	S	Total/Promedio
Profundidad	115 ± 5	140 ± 5	205 ± 5	—
de la “interfaz”	<b>100 ± 10</b>	<b>115 ± 5</b>	<b>170 ± 20</b>	—
(m)	90 ± 5	90 ± 10	140 ± 20	—
	0,20 ± 0,01	0,45 ± 0,05	0,45 ± 0,05	1,10 ± 0,10
$Q_1$ (Sv)	<b>0,10 ± 0,01</b>	<b>0,30 ± 0,05</b>	<b>0,40 ± 0,05</b>	<b>0,80 ± 0,10</b>
	0,05 ± 0,05	0,15 ± 0,05	0,30 ± 0,05	0,50 ± 0,10
	0,15 ± 0,01	0,50 ± 0,1	0,05 ± 0,010	0,70 ± 0,15
$ Q_2 $ (Sv)	<b>0,10 ± 0,01</b>	<b>0,55 ± 0,20</b>	<b>0,10 ± 0,01</b>	<b>0,75 ± 0,20</b>
	0,10 ± 0,01	0,70 ± 0,10	0,10 ± 0,05	0,90 ± 0,20
Cizalla	7,0 ± 0,1	14,0 ± 0,5	8,5 ± 0,5	—
vertical	<b>4,5 ± 0,5</b>	<b>11,0 ± 0,5</b>	<b>7,5 ± 0,5</b>	—
( $\cdot 10^{-3} \text{s}^{-1}$ )	2,5 ± 0,5	8,0 ± 0,5	6,5 ± 0,5	—
Vorticidad	10,0 ± 2,0	0,6 ± 0,5		5,0 ± 0,1
relativa	<b>6,5 ± 1,0</b>	<b>2,0 ± 0,5</b>		<b>4,0 ± 1,0</b>
( $\cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$ )	3,0 ± 1,5	3,5 ± 0,5		0,0 ± 1,0

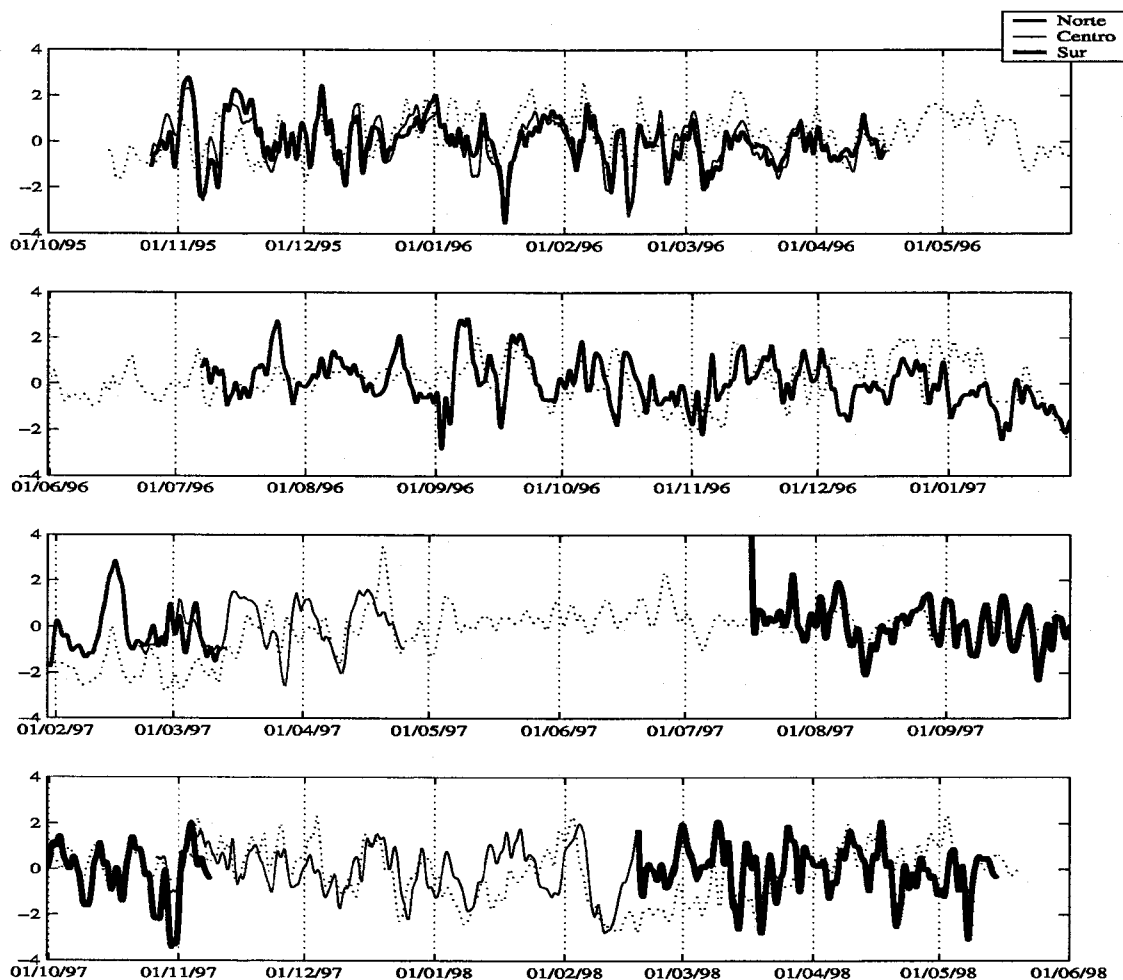
**Tabla 3.7:** Estimación del rango de variación de las fluctuaciones de diversas propiedades del flujo asociadas al modo 1 de corrientes subinerciales: profundidad de la “interfaz”, flujos de entrada y salida, cizalla de velocidad entre los 50 y los 100 metros y vorticidad relativa. Véase el texto para una explicación más amplia de las distintas entradas.

$u_{cm}$  de la Figura 3.9, con presiones atmosféricas mayores que la media en el Mediterráneo Occidental (García-Lafuente et al., 2002a).

Es interesante determinar de qué forma se modifican las propiedades medias del flujo cuando a los perfiles medios de corriente de la Figura 3.1 se les superpone la fluctuación cuadrática media asociada al modo 1 (Figura 3.9), es decir:

$$u(z_i) = u_{med}(z_i) \pm u_{cm}^{(1)}(z_i) \quad (3.2)$$

La Tabla 3.7 muestra los resultados. En cada celda, la primera estimación es la obtenida con el signo positivo en (3.2), la segunda (en negrita) es el valor medio presentado en la Tabla 3.2 que se reproduce aquí por comodidad, y la tercera es la correspondiente al signo negativo en (3.2). El procedimiento de cálculo ha sido totalmente análogo al expuesto anteriormente en relación a la Tabla 3.2.



**Figura 3.11:** Series temporales de las distintas realizaciones del modo 1. La línea punteada corresponde al promedio de la presión atmosférica en las localizaciones geográficas referenciadas en la Tablas 2.7, con media cero, signo cambiado y varianza unidad para facilitar la comparación con las series de tiempo del modo 1

Aparentemente la profundidad de la “interfaz” es más sensible a estas fluctuaciones en el fondeo S, donde varía en unos  $\pm 30$  metros mientras que en el N o el C, las variaciones de profundidad estimadas son de  $\pm(15 - 20)$  m.

Las fluctuaciones en el flujo son también de mayor amplitud en la capa superior (del orden de 0,2 – 0,3 Sv) que en la inferior (en torno a 0,1 Sv), algo totalmente previsible a la vista de



los perfiles de corriente de la Figura 3.9. La variación cuadrática media estimada del flujo neto  $Q_0 = Q_1 + Q_2$  es de  $(0,4 \pm 0,2)$  Sv, en sintonía con el valor comúnmente aceptado de 0,4 Sv (Candela et al., 1989). Finalmente, tanto la cizalla vertical de velocidad como la vorticidad relativa aumentan con la fluctuación de signo positivo.

Episodios de altas presiones atmosféricas en el Mediterráneo podrían producir inversiones de corriente en la capa superior, es decir, que la corriente de la capa superficial fluya hacia el Atlántico. Se puede estimar el valor del coeficiente temporal  $\Psi_1(t)$  a partir del cual estas fluctuaciones son capaces de producir una inversión. Se escoge este modo 1 por estar relacionado con las fluctuaciones de presión atmosférica (Figura 3.11). La expresión (3.2), escrita en función del tiempo, toma la forma:

$$u(z_i, t) \simeq u_{med}(z_i) + u_{cm}^{(1)}(z_i)\Psi_1(t) \quad (3.3)$$

La inversión se produce cuando  $u(z_1, t) \simeq 0$ , y el valor correspondiente del coeficiente temporal  $[\Psi_1(t)]_{inv}$  queda:

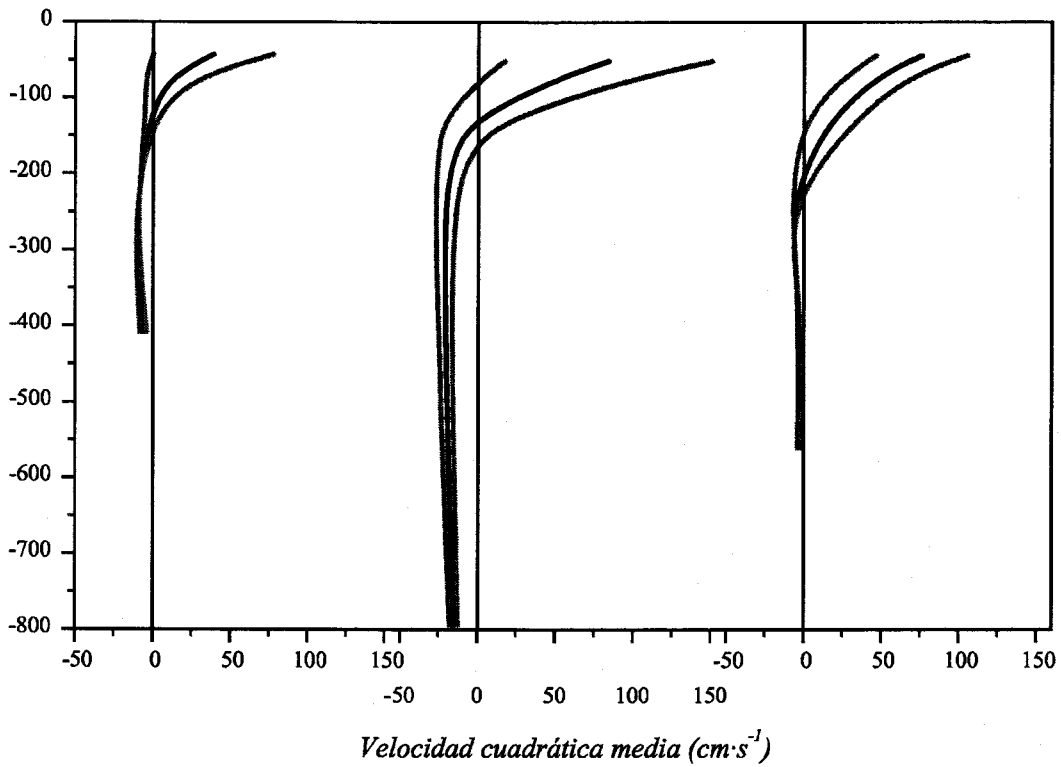
$$[\Psi_1(t)]_{inv} \simeq \frac{u_{med}(z_i)}{u_{cm}^{(1)}(z_i)} \quad (3.4)$$

La estimación de (3.4) con los datos disponibles es de  $[\Psi_1(t)]_{inv} = (-2,0 \pm 0,5)$  para la posición N,  $[\Psi_1(t)]_{inv} = (-2,0 \pm 0,5)$  para la C y  $[\Psi_1(t)]_{inv} = (-4 \pm 1)$  para la S. Por tanto, la capa superior del fondeo N es la más susceptible de sufrir inversiones, poco frecuentes por otra parte, ya que los coeficientes temporales del modo 1 en la Figura 3.11 alcanzan raramente el valor de  $-2$ . Estas inversiones también pueden ocurrir, con menor frecuencia, en el fondeo C. Por el contrario, el perfil de corriente en el fondeo S muy raramente sufrirá inversiones totales del flujo. Una hipotética inversión del flujo comenzaría por la parte Norte de la sección para ir propagándose hacia el Sur a medida que aumentara el forzamiento.

Es factible realizar un análisis similar para la vorticidad relativa. La ecuación análoga a (3.3) para la vorticidad relativa será

$$\xi(t) \simeq \xi_{med} + \xi_{cm}^1 \Psi_1(t) \quad (3.5)$$

Donde  $\xi_{med}$  es el valor medio de la vorticidad relativa en la Sección Este (Tabla 3.2). Teniendo en cuenta que las cotas superior e inferior de la vorticidad en la Tabla 3.7 se han estimado para  $\Psi_1(t) = \pm 1$ , se puede escribir:



**Figura 3.12:** Esquema de las variaciones que el perfil medio de corrientes en la Sección Este sufre bajo las fluctuaciones las fluctuaciones asociadas al primer modo de corrientes subinerciales. Los perfiles modificados (en gris) se obtienen sumando y restando  $2 \cdot u_{cm}$  del modo 1 a los correspondiente perfiles medios (en negro).

$$\xi_{cm}^1 \simeq [\xi(t)]_{\Psi_1=1} - \xi_{med} \quad (3.6)$$

Con los datos de la Tabla 3.7, resulta un valor promedio en la sección para  $\xi_{cm}^1$  de  $(1 \pm 0,1) \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . El coeficiente temporal del modo 1 para el que la vorticidad se anule se obtendrá como:

$$[\Psi_1(t)]_{inv,\xi} \simeq \frac{\xi_{med}}{\xi_{cm}^{(1)}} \quad (3.7)$$

lo que arroja un valor estimado para  $[\Psi_1(t)]_{inv,\xi}$  de  $(-4 \pm 1)$ . Este resultado indica que en raras ocasiones la vorticidad relativa del flujo de entrada dejará de ser positiva. El hecho de

que la corriente de entrada en la subsección S sufra la inversión para valores de  $\Psi_1(t)$  mayores que para las subsecciones N o C es consistente con la persistencia de vorticidad positiva en la Sección. De hecho, para el valor estimado de  $\Psi_1(t)$  con el que la vorticidad se anula, las corrientes de entrada en la Sección se deben haber invertido prácticamente en su totalidad. Por tanto, se puede afirmar que, mientras que las corrientes de la capa superior fluyan hacia el Mediterráneo, su vorticidad será, en promedio, positiva.

Existen indicios de que, durante episodios en los que las corrientes de salida se reducen como consecuencia del forzamiento atmosférico, el llamado Chorro Atlántico cambia su trayectoria en el mar de Alborán. En la situación usual el Chorro circunda el Giro Anticiclónico Occidental de Alborán, mientras que durante estos episodios puede convertirse en un chorro costero a lo largo de la costa norte de Marruecos, llegando incluso a destruir o desplazar la signatura superficial asociada al mencionado Giro (Bormans y Garrett, 1989c; Viudez et al., 1998; Vargas et al., 2002). Es posible que esta variación de la trayectoria esté relacionada con el mencionado cambio de signo de la vorticidad relativa del flujo de entrada, aunque no se intentará aquí encontrar esa relación.

Finalmente, se muestra en la Figura 3.12 una representación esquemática de la forma en la que las oscilaciones asociadas a este primer modo empírico modifica el perfil medio de corriente. De nuevo resulta bastante evidente que el modo 1 modifica sensiblemente el perfil de corriente en la capa superior, y sólo de manera residual al de la capa inferior.

### 3.3.3. Segundo modo empírico

La estructura vertical de este segundo modo se muestra en la Figura 3.13. En ella, las oscilaciones desde la superficie hasta una cierta profundidad, entre 60 y 80 metros, están en oposición de fase con las que se producen desde esa profundidad hasta los 300 metros. De ahí hasta el fondo la amplitud de este modo es prácticamente nula. Las velocidades cuadráticas medias son menores que las asociadas al modo 1. El valor máximo de  $u_{cm}^{(2)}$ , de unos 10 cm/s en valor absoluto, se obtiene en torno a los 100 – 150 m. De igual manera que para el primer modo, la forma de los perfiles de  $u_{cm}^{(2)}$  de un mismo punto de fondeo son muy similares entre sí, lo que permite obtener el correspondiente mapa espacial de  $u_{cm}^{(2)}$  en la sección transversal que se muestra en la Figura 3.14, utilizando datos no simultáneos. La estructura transversal no es muy evidente, aunque sí se observa que en el fondeo N la zona de  $u_{cm}$  negativas es más ancha y las  $u_{cm}^{(2)}$  en superficie son un poco menores que en las otras dos subsecciones.

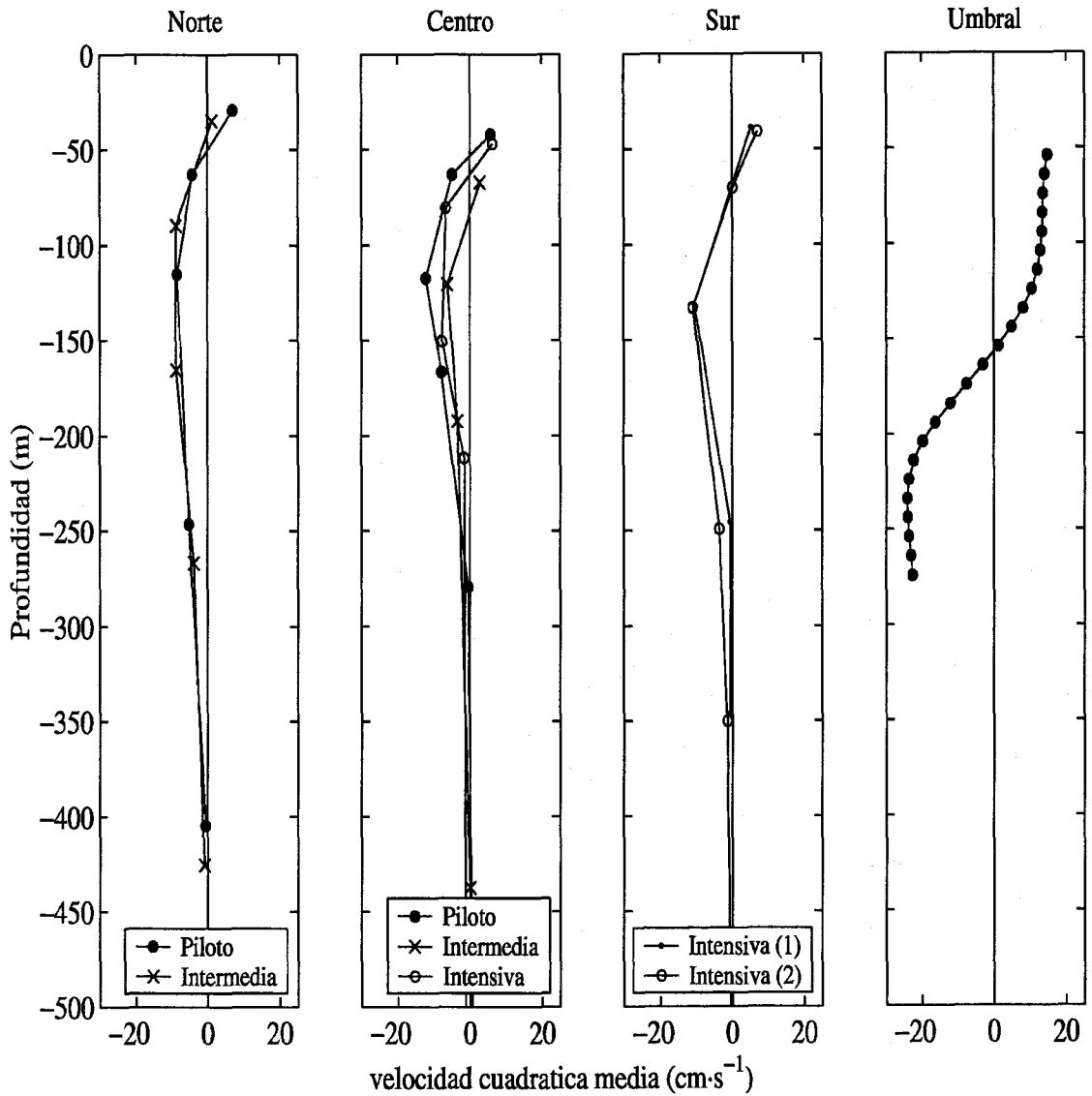


Figura 3.13: Perfiles verticales del segundo modo empírico de corrientes subinerciales en los fondeos N, C y S (Sección Este) y U (Sección de Camarinal).

La Tabla 3.8 muestra cómo se ven modificadas la profundidad de la “interfaz”, los flujos, la cizalla vertical y la vorticidad del flujo de entrada cuando a los perfiles medios de corriente

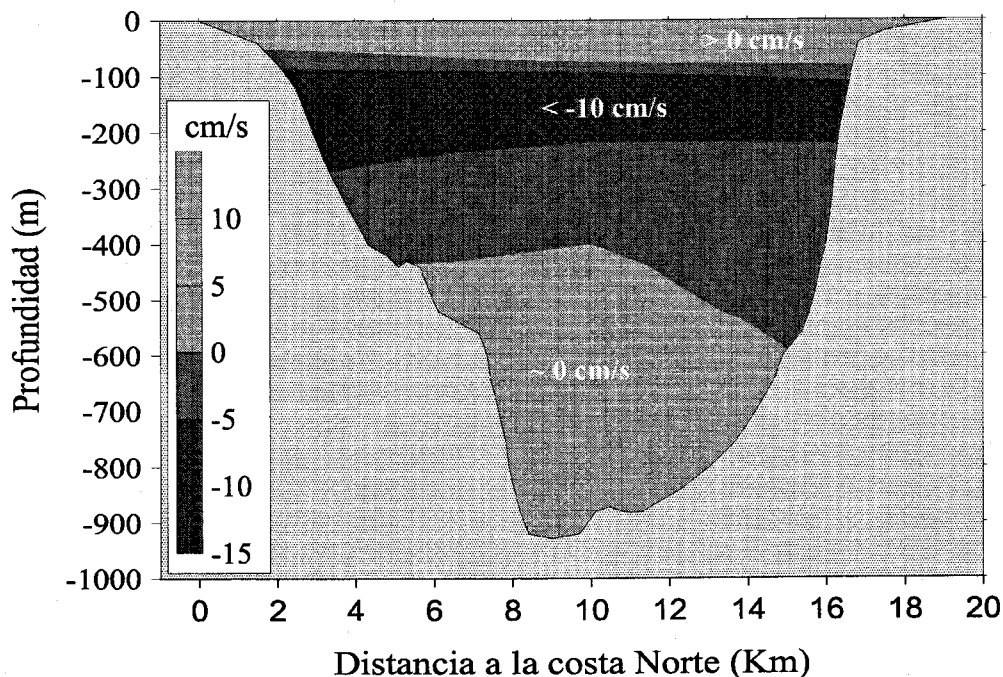


Figura 3.14: Sección transversal del segundo modo empírico de corrientes subinerciales (Sección Este).

de la Figura 3.1 se les superpone la fluctuación asociada al modo 2:

$$u(z_i) = u_{med}(z_i) \pm u_{cm}^{(2)}(z_i) \quad (3.8)$$

La estructura de esta tabla es análoga a la de la Tabla 3.7. En cada celda, la primera estimación es la obtenida con el signo positivo en (3.8) la segunda estimación (en negrita) es el valor medio presentado en la Tabla 3.1 y que se reproduce aquí por comodidad; finalmente, la tercera es la correspondiente al signo negativo en (3.8).

Al coincidir mayores valores absolutos de  $u_{cm}^{(2)}$  aproximadamente con la profundidad de la “interfaz”, es de esperar que las fluctuaciones de ésta asociadas al segundo modo sean mayores que las asociadas al modo 1. Esto es cierto en los fondeos N y S, donde el rango estimado de variación de la profundidad de la “interfaz” es de unos 100 y 70 m, pero no es tan claro en el fondeo C, donde es de unos 30 metros.

El flujo de entrada en la Sección Este es prácticamente insensible a las fluctuaciones de corriente asociadas a este modo. Por el contrario el flujo de salida presenta una variación de

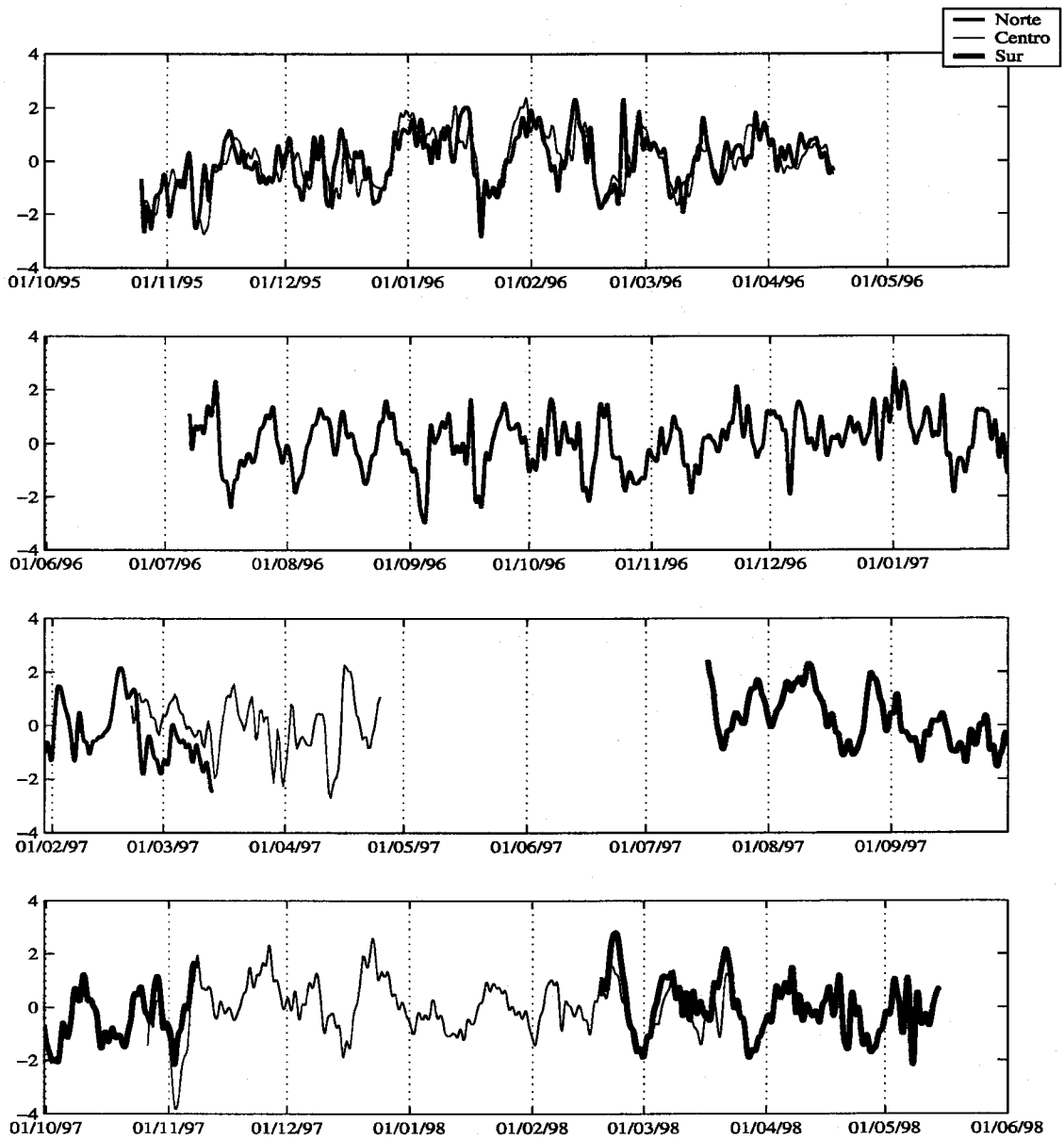


Figura 3.15: Series temporales de las distintas realizaciones del modo 2.

	N	C	S	Total/Promedio
Profundidad	80 ± 5	105 ± 5	140 ± 10	—
de la “interfaz”	<b>90 ± 10</b>	<b>115 ± 5</b>	<b>170 ± 20</b>	—
(m)	180 ± 10	140 ± 5	210 ± 5	—
	0,10 ± 0,01	0,30 ± 0,05	0,40 ± 0,01	0,80 ± 0,10
$Q_1$ (Sv)	<b>0,10 ± 0,01</b>	<b>0,30 ± 0,05</b>	<b>0,40 ± 0,05</b>	<b>0,80 ± 0,10</b>
	0,15 ± 0,01	0,30 ± 0,05	0,35 ± 0,02	0,80 ± 0,10
	0,15 ± 0,01	0,60 ± 0,10	0,15 ± 0,05	0,90 ± 0,20
$Q_2$ (Sv)	<b>0,10 ± 0,01</b>	<b>0,55 ± 0,10</b>	<b>0,10 ± 0,01</b>	<b>0,75 ± 0,20</b>
	0,05 ± 0,01	0,60 ± 0,20	0,01 ± 0,01	0,60 ± 0,20
Cizalla	6,0 ± 1,0	13,5 ± 0,5	9,0 ± 1,0	—
vertical	<b>4,5 ± 0,5</b>	<b>11,0 ± 0,5</b>	<b>7,5 ± 0,5</b>	—
( $\cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ )	3,5 ± 0,5	8,5 ± 0,5	5,5 ± 0,5	—

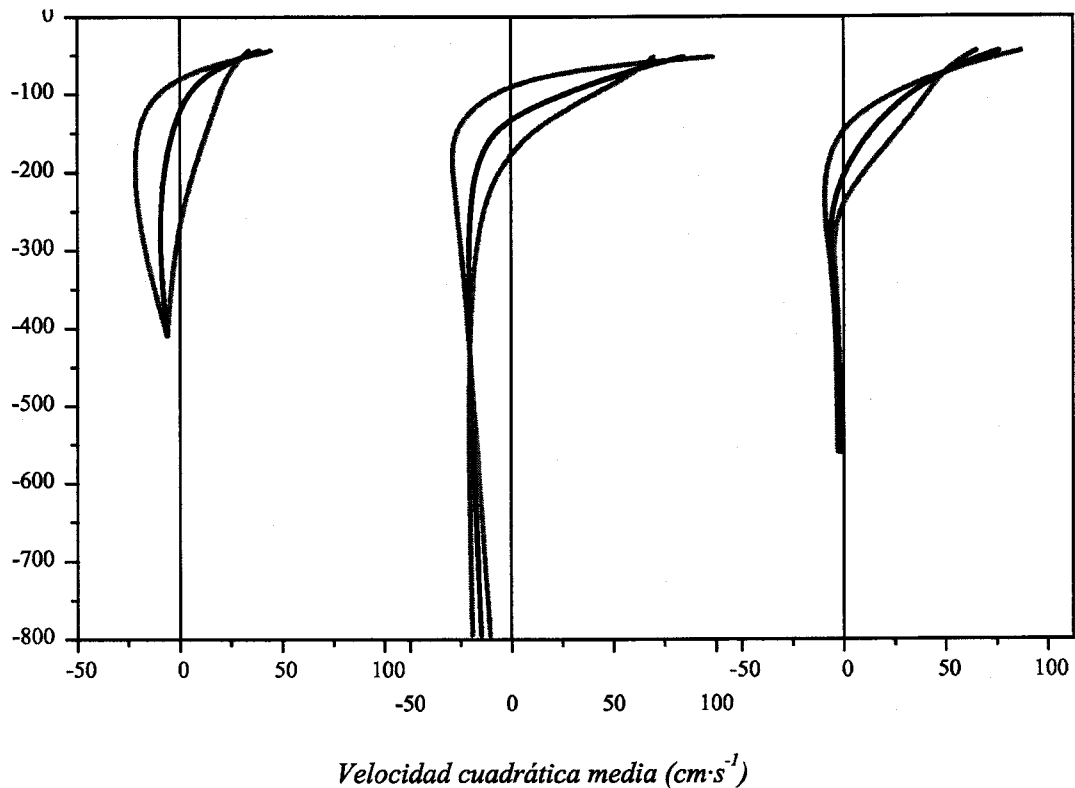
**Tabla 3.8:** Estimación del rango de variación de las fluctuaciones subinerciales asociadas al modo 2 de diversas propiedades del flujo (profundidad de la “interfaz”, flujos de entrada y salida, cizalla de velocidad entre los 50 y los 100 m y vorticidad relativa).

amplitud de unos 0,30 Sv. Las variaciones de la cizalla verticales de corriente asociadas a este modo son del mismo orden de magnitud que las observadas con el primer modo.

La Figura 3.15 muestra las series temporales de las distintas realizaciones del modo 2, en las que destaca la existencia de un claro patrón de variación quincenal y mensual, que es analizado en el siguiente Subepígrafe. En la Figura 3.16 se muestra un esquema de la variación del perfil de velocidad por efecto de las fluctuaciones asociadas a este segundo modo empírico. Como era de esperar a la vista de las Figuras 3.13 y 3.14, la mayor variabilidad tiene lugar en torno a la profundidad de la interfaz.

### 3.3.4. Señales quincenal y mensual en los modos 1 y 2

Dentro del estudio de la variabilidad subinercial, otra cuestión a analizar es el de las posibles señales quincenal y mensual presentes en los dos primeros modos de corrientes subinerciales. Como ya se ha mencionado, el origen de estas señales puede no ser meteorológico sino astronómico, asociado al ciclo marea viva–marea muerta.



**Figura 3.16:** Esquema de las variaciones que el perfil medio de corrientes en la Sección Este sufre bajo las fluctuaciones asociadas al segundo modo de corrientes subinerciales. Los perfiles modificados (en gris) se obtienen sumando y restando  $2 \cdot u_{cm}$  del modo 2 a los correspondiente perfiles medios (en negro).

La Tabla 3.9 muestra las amplitudes y fases mensual y quincenal (constituyentes  $Mm$  y  $Msf$ ) de las series temporales del primer modo,  $\Psi_1(t)$ , para las distintas fases de medida. Las características de dichas constituyentes y los detalles del análisis armónico fueron expuestos en el Epígrafe 2.2.1.

La señal mensual del modo 1 tiene amplitudes poco significativas, su error asociado es del mismo orden o mayor que la amplitud, y tan sólo explica entre un 2% y un 7% de la varianza de la serie temporal correspondiente. Debe recordarse que las series temporales tienen varianza unidad. Además, la fase es poco estable y sujeta asimismo a gran incertidumbre. Por su parte la señal quincenal explica entre un 3% y un 15% de la varianza temporal y presenta amplitudes algo más significativas. Sin embargo, su fase tampoco es excesivamente estable.



Fase	$A_{Mm}$	$\phi_{Mm}(\circ)$	$A_{Msf}$	$\phi_{Msf}(\circ)$	% de varianza
N, piloto	$0,3 \pm 0,3$	$250 \pm 60$	$0,5 \pm 0,3$	$130 \pm 40$	15
C, piloto	$0,4 \pm 0,3$	$230 \pm 50$	$0,4 \pm 0,3$	$120 \pm 50$	15
C, intensiva	$0,1 \pm 0,4$	$140 \pm 280$	$0,5 \pm 0,4$	$140 \pm 40$	15
S, intensiva(1)	$0,2 \pm 0,3$	$60 \pm 80$	$0,3 \pm 0,3$	$70 \pm 60$	10
S, intensiva(2)	$0,2 \pm 0,4$	$70 \pm 120$	$0,3 \pm 0,4$	$30 \pm 70$	5

**Tabla 3.9:** Constantes armónicas de las especies  $Mm$  y  $Msf$  en las series de tiempo del primer modo empírico de corrientes subinerciales. La última columna indica el porcentaje de varianza de la serie subinercial explicado por el ajuste.

Fase	$A_{Mm}$	$\phi_{Mm}(\circ)$	$A_{Msf}$	$\phi_{Msf}(\circ)$	% de varianza
N, piloto	$0,5 \pm 0,2$	$280 \pm 30$	$0,7 \pm 0,2$	$160 \pm 20$	35
C, piloto	$0,5 \pm 0,3$	$300 \pm 40$	$0,7 \pm 0,3$	$160 \pm 30$	40
C, intensiva	$0,4 \pm 0,2$	$200 \pm 40$	$0,9 \pm 0,2$	$230 \pm 20$	45
S, intensiva (1)	$0,2 \pm 0,5$	$210 \pm 150$	$0,7 \pm 0,4$	$220 \pm 40$	25
S, intensiva(2)	$0,5 \pm 0,2$	$210 \pm 20$	$0,9 \pm 0,2$	$210 \pm 10$	50

**Tabla 3.10:** Constantes armónicas de las especies  $Mm$  y  $Msf$  en las series de tiempo del segundo modo empírico de corrientes subinerciales. La última columna indica el porcentaje de varianza de la serie subinercial explicado por el ajuste.

La combinación de poca significación e inestabilidad de fase parece indicar que no se trata de señales deterministas sino estocásticas. En principio, estas señales podrían explicarse por la existencia de cierta varianza en torno a esas frecuencias en la respuesta de los flujos a los cambios de presión atmosférica en el Mediterráneo. La comprobación de esta hipótesis no entra dentro de los objetivos del presente trabajo de investigación, aunque ciertamente debería ser explorada en el futuro.

Por el contrario, el ajuste de las series de tiempo del segundo modo,  $\Psi_2(t)$ , a señales armónicas de periodicidad mensual y quincenal (Tabla 3.10) muestra, en general, amplitudes significativas y fases relativamente estables, al menos para el caso de la señal quincenal. La constituyente  $Mm$  explica entre un 5% y un 12%, y la constituyente  $Msf$  entre un 20% y un 40% de la varianza del modo 2.

La señal quincenal sí parece ser determinista en el modo 2. Su fase, de alrededor de unos  $180^\circ$ , indica que, alrededor de mareas muertas, la "interfaz" de velocidad se hace más somera

y la cizalla de corriente entre ambas capas aumenta. Lo contrario tiene lugar poco después de mareas vivas, que ocurren a 0°.

**3.3.5. Correlaciones de corrientes subinerciales en la Fase Piloto**

Aunque el grado de correlación de las corrientes subinerciales, no se haya abordado explícitamente hasta ahora, sí se ha hecho de manera indirecta, ya que la existencia de un reducido número de modos empíricos temporales dominando la varianza implica que deben existir fuertes correlaciones entre las medidas de corriente en distintos puntos.

Para corroborar la existencia de dichas correlaciones, se han calculado coeficientes de correlación en la Sección Este durante dos períodos. El primero es la Fase Piloto, y en ella sólo se utilizaron datos de los fondeos Norte y Centro. En la Tabla 3.11 se muestran aquellos coeficientes que resultan significativos al 95 %. El segundo período es la Fase Intensiva y los resultados están en la Tabla 3.12. De igual modo, se calcularon coeficientes de correlación entre las velocidades medidas durante la fase intensiva utilizando todos los datos simultáneos entre pares de correntímetros. En líneas generales existe una buena correlación, tanto horizontal

	N1	N2	N3	N4	N5	C1	C2	C4	C5	C6	C7
N1	1	0,5				0,9	0,8				0,3
N2		1				0,5	0,7	0,6	0,6		
N3			1	0,5				0,6	0,6		
N4				1	0,3			0,5	0,5	0,4	
N5					1					0,4	0,5
C1						1	0,9	0,4	0,3	0,3	0,2
C2							1	0,7	0,5	0,3	
C4								1	0,8		
C5									1	0,4	
C6										1	0,4
C7											1

**Tabla 3.11:** Coeficientes de correlación entre corrientes  $u_{15}$  subinerciales durante la Fase Piloto. Sólo se muestran los coeficientes significativos al 95 %.

como vertical, en la parte superior de la columna de agua, disminuyendo con la profundidad

	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	S1	S2	S3	S4	S5	S6
C1	1	0,8	0,5	0,5	0,6			0,7	0,8	0,5	0,3		
C2		1	0,8	0,5				0,5	0,8	0,8	0,3		
C3			1	0,6		0,3		0,5	0,6	0,8			
C4				1				0,4		0,36			
C5					1					-0,5			
C6						1					-0,3		
C7							1			0,5			
S1								1	0,9	0,4			
S2									1	0,7			
S3										1	0,3	0,3	
S4											1	0,6	
S5												1	0,4
S6													1

**Tabla 3.12:** Coeficientes de correlación entre corrientes  $u_{15}$  subinerciales durante la Fase Intensiva. Sólo se muestran los coeficientes significativos al 95 %.

hasta el punto de que las correlaciones encontradas entre correntímetros situados claramente en la capa de salida son, en general, menores que 0.5.

Estas correlaciones en las fluctuaciones de corrientes subinerciales pueden explicarse en función de las correlaciones entre los principales modos empíricos. Del análisis realizado con anterioridad, esta afirmación es clara para correntímetros situados en un mismo fondeo. Sin embargo, aunque se ha supuesto implícitamente que existe un cierto grado de correlación entre las realizaciones de un mismo modo obtenidas en distintos fondeos, ya que su forzamiento es común (ver también el panel superior de la Figura 3.11, para el modo 1, y de la Figura 3.15, para el modo 2), esta cuestión no ha sido abordada explícitamente.

Si se obtienen los modos empíricos (temporales) de las corrientes subinerciales en cada uno de los tres fondeos de la Fase Piloto (C, N y U), se observa que los coeficientes de correlación entre las realizaciones del modo 1 son del orden de 0,8, y del orden de 0,7 para las realizaciones del modo 2, mientras que para el resto de modos son del orden de 0,4 o menores (Tabla 3.13). Este resultado se mantiene en otros periodos de medida y es una indicación de que los dos primeros modos representan fluctuaciones de corriente coherentes en todo el Estrecho, o al menos entre la Sección Este y la de Camarinal, mientras que el resto de modos empíricos reflejan variaciones más locales del flujo.

## 108 Caracterización de corrientes subinerciales e hidrología en la Sección Este

modo	% varianza			r(C-N)	r(C-U)	r(N-U)
	Centro	Norte	Umbral			
1	84	62	62	0,88	0,90	0,76
2	11	24	35	0,75	0,70	0,66
3	2	8,5	2	0,53	0,30	0,33

**Tabla 3.13:** Varianza explicada por los tres primeros modos empíricos en los fondeos C, N y U durante la Fase Piloto, y correlaciones entre ellos.

Las mayores correlaciones entre corrientes subinerciales tienen lugar en la parte superior de la columna de agua, porque es ahí donde la varianza está dominada por el modo 1 y/o el modo 2. La correlación cae sin embargo para los correntímetros más profundos, pues ahí los modos dominantes no son ya los dos principales, sino otros cuyo grado de correlación es considerablemente menor.

En definitiva, se puede afirmar que los dos primeros modos empíricos explican la mayor parte de las fluctuaciones coherentes a lo largo del Estrecho en la banda subinercial. Debido a ello, constituyen una base ortogonal adecuada sobre la que proyectar otras series de tiempo (flujos, profundidad de la interfaz, etc), para entender el origen de su variabilidad subinercial. La proyección sobre esta base conjunta de funciones empíricas se realiza en el Capítulo 4, para un período limitado de la Fase Piloto, que se denominará *Fase Común*.

### 3.4. fluctuaciones subinerciales del nivel de mar

En este último epígrafe del Capítulo 3 se analizan dos aspectos relacionados con las fluctuaciones subinerciales del nivel del mar en el Estrecho:

- La correlación con las fluctuaciones subinerciales de corriente,
- La determinación del estado hidráulico del intercambio, siguiendo el análisis realizado en Garrett et al. (1989).

#### 3.4.1. Relación de las corrientes subinerciales con los desniveles

La primera cuestión a estudiar es la correlación entre las medidas de corrientes superficiales en la sección Este y los desniveles longitudinal y transversal, especialmente éste último, de la superficie del mar. La relevancia del estudio de las fluctuaciones subinerciales del desnivel transversal radica en la posibilidad de monitorizar indirectamente las fluctuaciones del flujo superficial utilizando únicamente las medidas de nivel del mar en dichos puertos, como se explicó en el epígrafe 2.1.4.

Se utilizaron las series de tiempo del correntímetro superior de cada uno de los períodos de muestreo definidos en la Tabla 3.1. Tanto estas series como la del desnivel transversal fueron filtradas con el filtro  $F_{B1}$  y muestreadas a dos datos diarios. A continuación se calculó el coeficiente de correlación  $r(\alpha)$  entre la serie de desnivel transversal, y las series de corrientes rotadas a distintos ángulos  $\alpha$  en pasos de  $10^\circ$ . El ángulo  $\alpha$  se define como el formado por el sentido positivo del eje Este-Oeste y la dirección dada. De este modo  $\alpha = 0^\circ$  se corresponde con la componente Este-Oeste positiva de la corriente, y  $\alpha = 90^\circ$  con la componente Norte-Sur positiva. Este procedimiento nos permite identificar la dirección de máxima correlación.

En general existe una correlación significativa del desnivel transversal con las corrientes subsuperficiales para ángulos cercanos al eje principal de la corriente de entrada. Se observa una tendencia al aumento de la correlación de Norte a Sur. Este resultado no es concluyente, al no disponerse de series simultáneas en los tres puntos de fondeos, pero al menos sí se observa esta tendencia entre en fondeo Norte y el Centro en la Fase Piloto.

La característica más destacable de estas curvas de correlación es la existencia de un máximo de  $r(\alpha)$  para un ángulo  $\alpha_{m\acute{a}x}$  aproximado de  $\alpha_{m\acute{a}x} \approx 90^\circ$ . Es decir, la máxima correlación

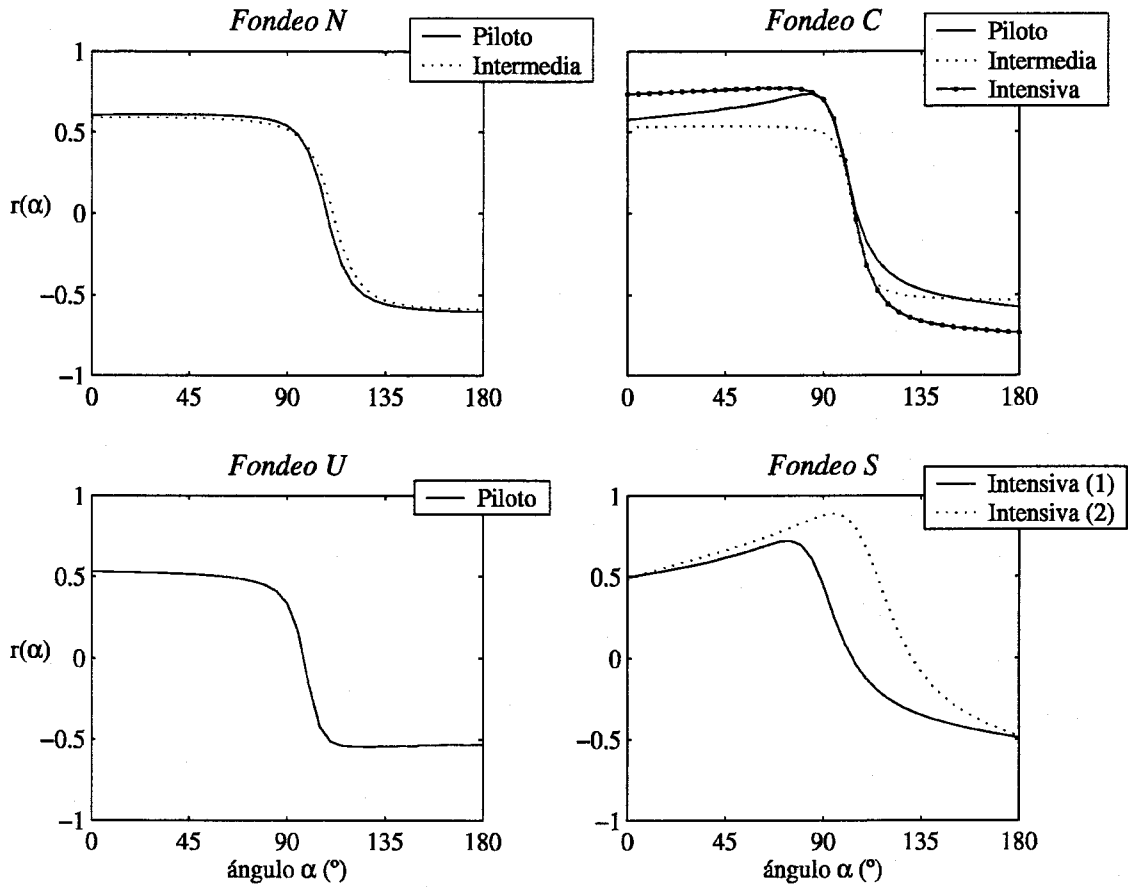


Figura 3.17: Coeficientes de correlación  $r(\alpha)$  entre el desnivel transversal  $\Delta T$  y la corriente en el correntímetro o bin más superficial disponible, en los fondeos Norte, Centro, Umbral y Sur.

entre el desnivel transversal y las corrientes subsuperficiales tiene lugar en una dirección casi transversal al eje del Estrecho. Este máximo se observa sobre todo en las curvas de correlación del fondeo Centro, durante las Fases Piloto e Intensiva, y especialmente en el fondeo Sur, durante ambas partes de la Fase intensiva.

La dirección de máxima correlación es la opuesta de la que se esperaría encontrar para las corrientes transversales superficiales en el caso de equilibrio geostrófico. En efecto, un aumento de la velocidad de la corriente de entrada debe producir un aumento del nivel del mar en Ceuta relativo al de Algeciras, como consecuencia del apilamiento de agua en la costa

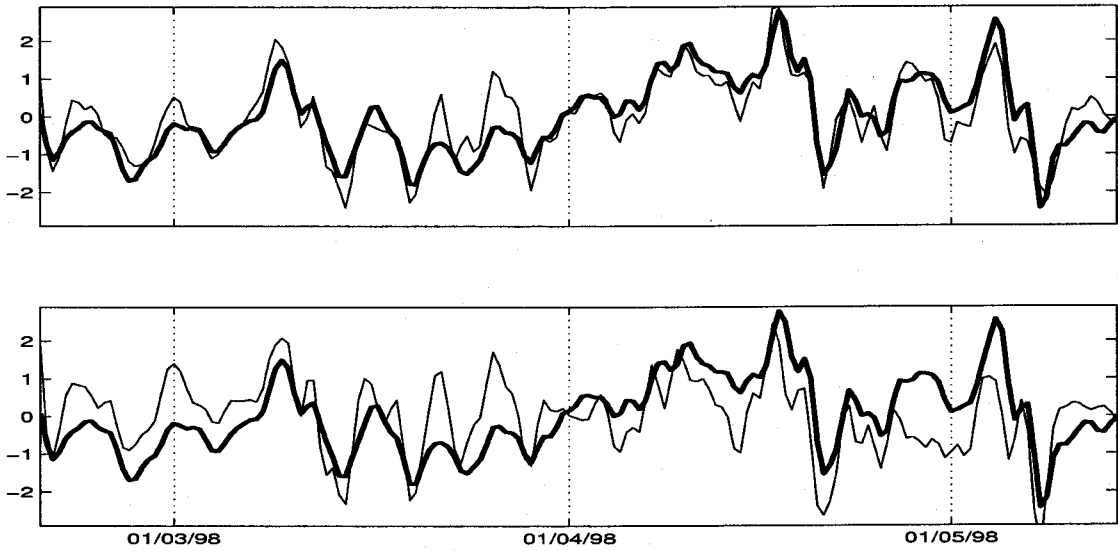


Figura 3.18: Comparación del desnivel transversal  $\Delta T$  (línea fina) y la corriente en el correntímetro superior en el fondeo Sur durante la segunda parte de la Fase Intensiva (línea gruesa) con (a)  $\alpha = 95^\circ$  y (b)  $\alpha = 15^\circ$ .

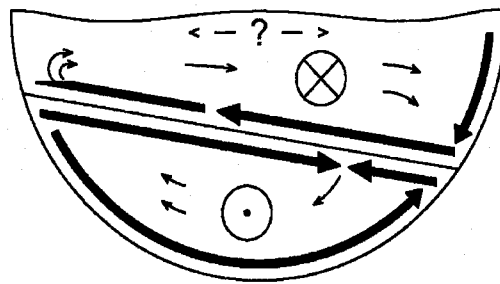


Figura 3.19: Esquema de flujo bicapa con fricción de experimentos de laboratorio de Johnson y Ohlsen (1994).

sur, que genere un gradiente transversal de presión que compense el citado aumento de la velocidad de la corriente de entrada. Este apilamiento de agua en la costa sur sería compatible con una aumento de la velocidad en la corriente transversal hacia el Sur, pero no hacia el Norte. El valor de  $\alpha_{m\acute{a}x} \approx 90^\circ$  obtenido puede sugerir la existencia de una contracorriente subsuperficial. Debe recordarse que la profundidad nominal de los correntímetros superiores

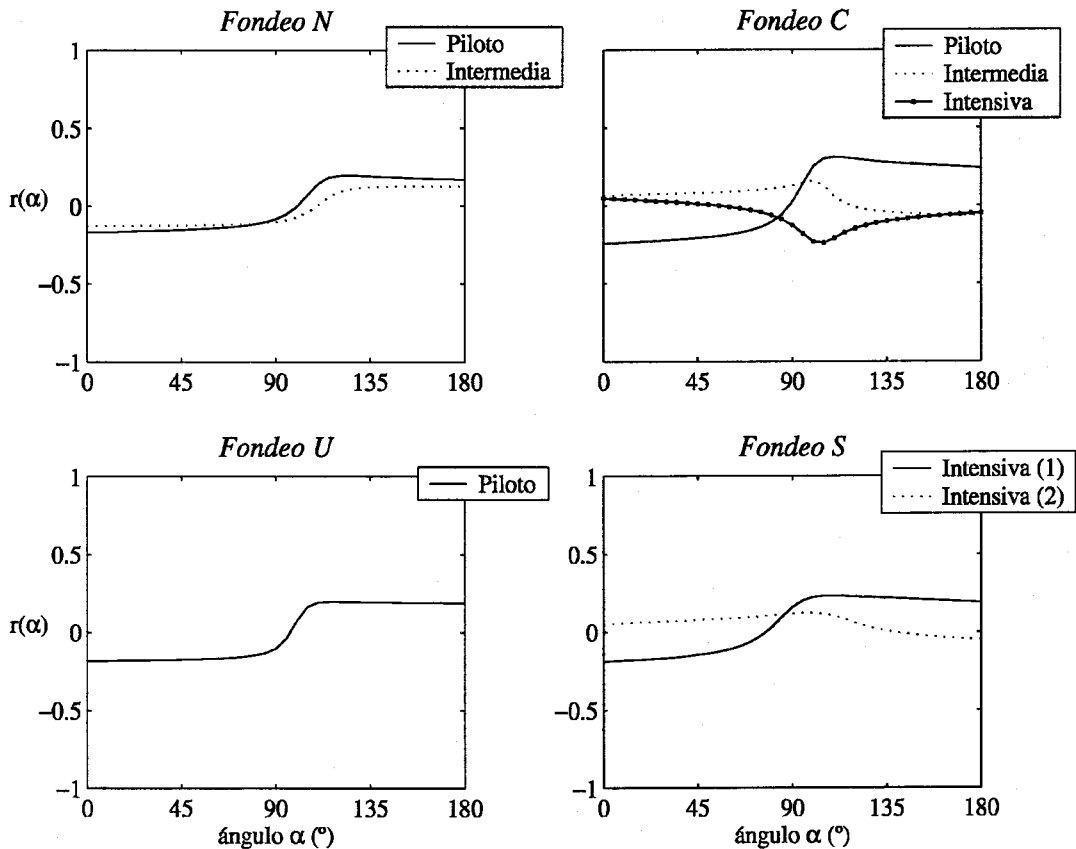


Figura 3.20: Coeficientes de correlación  $r(\alpha)$  entre el desnivel longitudinal  $\Delta L$  y la corriente en el correntímetro o, en su caso, bin más superficial disponible, en los fondeos Norte, Centro, Umbral y Sur.

no es nunca inferior a 30 m.

En la Figura 3.18 se muestra un ejemplo: la comparación de las series de tiempo normalizadas a varianza unidad de la serie de desnivel transversal durante la Fase Intensiva (2) con la velocidad de la corriente medida en el correntímetro superior del fondeo Sur. El panel superior muestra la serie de  $\Delta T$  junto con la de la velocidad de la corriente girada un ángulo  $\alpha = 95^\circ$  ( $r_{95^\circ} = 0,89$ ), mientras que el panel inferior muestra igualmente a  $\Delta T$  frente a la serie de velocidad de la corriente en la dirección principal,  $\alpha = 15^\circ$ , ( $r_{15^\circ} = 0,55$ ). Aunque en ambos casos la similitud de las series es alta, es mayor en el panel superior.

El efecto de la fricción sobre un intercambio bicapa ha sido examinado en experimentos



de laboratorio por Johnson y Ohlsen (1994). Su esquema del flujo muestra la existencia de una capa de Ekman interfacial, a la que se asocian unas corrientes de retorno en las cercanías de la interfaz. Estos flujos de retorno podrían explicar que la dirección de las fluctuaciones de corriente subsuperficiales transversales sea la contraria a la esperada para las corrientes superficiales (Figura 3.19).

Finalmente, la correlación entre el desnivel longitudinal y las corrientes rotadas (Figura 3.20) es poco significativo para todos los ángulos, y no es posible extraer ningún patrón reseñable.

### 3.4.2. Fluctuaciones subinerciales del nivel del mar y estado hidráulico

#### Fundamento

Como se explica en el epígrafe 1.4.3, una de las predicciones del modelo hidráulico cuasiestacionario de Bormans y Garrett (1989b), se basa en el análisis de la razón entre las fluctuaciones subinerciales del desnivel transversal  $\Delta T$ , aproximado por la diferencia de nivel entre Ceuta y Algeciras, y el longitudinal,  $\Delta L$ , aproximado por la diferencia de nivel entre Tarifa y Algeciras. (Bormans y Garrett, 1989b; Garrett et al., 1989, 1990a,b).

Bormans y Garrett (1989b) utilizan su modelo unidimensional para estudiar las variaciones de  $\Delta T$  y  $\Delta L$  debidas a fluctuaciones subinerciales del flujo neto  $Q_0$  en un rango entre  $-1$  Sv y  $+1$  Sv. Tras corregir los resultados para tener en cuenta que las medidas se efectúan a lo largo de la costa norte, encuentran que, para intercambio máximo,  $\Delta T$  y  $\Delta L$  deben correlacionarse positivamente, con una pendiente de aproximadamente  $m = 1,4$ . Por contra, para intercambio submáximo la pendiente es negativa y de valor absoluto grande (en torno a  $m \approx -5$ ). Estos resultados se corresponden con valores razonables de los coeficientes de fricción, aunque variar estos últimos no cambia en gran medida las predicciones. En resumen, valores positivos en torno a 1,4 de la razón  $m = \frac{\Delta T}{\Delta L}$  se corresponderían con intercambio máximo, mientras que valores negativos en torno a 5 indicarían intercambio submáximo.

La interpretación física es la siguiente: para un canal que se ensancha, como ocurre entre Tarifa y Gibraltar, una capa superior cada vez más supercrítica, al aumentar  $u_1$ , se acelera hacia el Este, la interfaz se eleva y el nivel del mar baja en consecuencia, de modo que se obtiene  $\frac{\Delta T}{\Delta L} > 0$ . Por contra, en estado submáximo, una capa superior subcrítica se desacelera

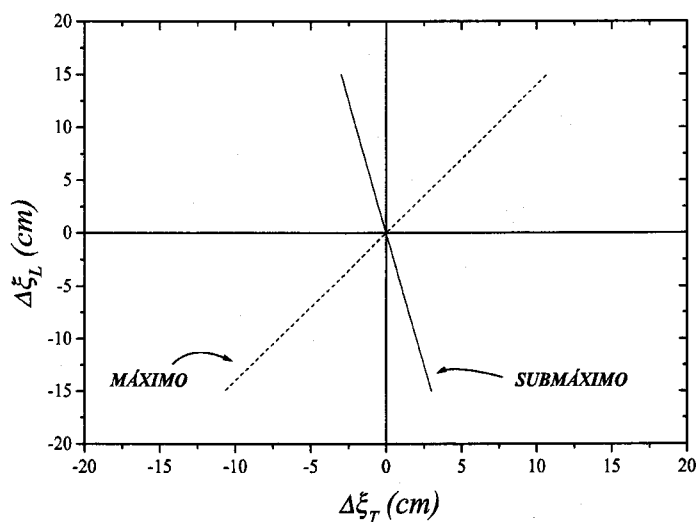


Figura 3.21: Predicción para las fluctuaciones de nivel del mar, según Bormans y Garrett (1989b).

hacia el Este, produciendo una elevación del nivel del mar en la Sección Este en relación a la de Tarifa, mayor cuanto mayor sea  $u_1$ , y por tanto  $\frac{\Delta T}{\Delta L} < 0$ .

En Garrett et al. (1989) se analiza un conjunto de 13 meses de datos de desniveles transversales y longitudinales, obtenidos entre Septiembre de 1981 y Septiembre de 1982. Tras realizar diversas correcciones, para tener en cuenta los fuertes gradientes longitudinales de presión atmosférica que suelen darse en el Estrecho y para eliminar la posible influencia del viento local en los datos de nivel, obtienen que, durante ese período, la razón  $\frac{\Delta L}{\Delta T}$  toma un valor aproximado de 1,7, bastante cercano al valor de 1,4 predicho en Bormans y Garrett (1989b) para intercambio máximo.

### Aplicación

Los datos de nivel del mar disponibles se extienden durante tres años y medio, desde comienzos de 1995 hasta mediados de 1998, es decir, durante el período de mediciones de *CANIGO*. La metodología seguida es similar a la utilizada en Garrett et al. (1989). Se filtraron los datos de nivel del mar y presión atmosférica con un filtro Butterworth con unas frecuencias de paso y rechazo correspondientes a periodos de 10 y 5 días respectivamente, y se

$x$	$y$	$m$	$r$	$N$
$(\Delta L)_a$	$\Delta P_{at}$	$1,1 \pm 0,2$	0,48	169
$\Delta T$	$\Delta P_{at}$	$1,3 \pm 0,3$	0,31	169

**Tabla 3.14:** Regresión de los desniveles sobre la diferencia longitudinal de presión atmosférica.  $m$  es la pendiente de la regresión,  $r$  el coeficiente de correlación y  $N$  el número de puntos.

submuestrearon a un dato semanal. A continuación se construyeron los desniveles transversal  $\Delta T$  y longitudinal  $\Delta L$ , así como el desnivel longitudinal ajustado  $(\Delta L)_a$ , obtenido al corregir el desnivel longitudinal por el efecto del gradiente de presión atmosférica:

$$(\Delta L)_a = \Delta L + \frac{\Delta P_{at}}{g\rho}, \quad (3.9)$$

siendo  $\rho$  un valor de referencia de la densidad del agua y  $\Delta P_{at}$  la diferencia de presión atmosférica en la dirección longitudinal al eje del Estrecho. Al no disponer de datos de presión en Algeciras, éstos han sido sustituidos por los de Ceuta. Ello es posible debido a que la diferencia de presión atmosférica en la dirección transversal es menor que en la dirección longitudinal (Garrett et al., 1989). Finalmente, siguiendo a Garrett et al. (1989), para corregir

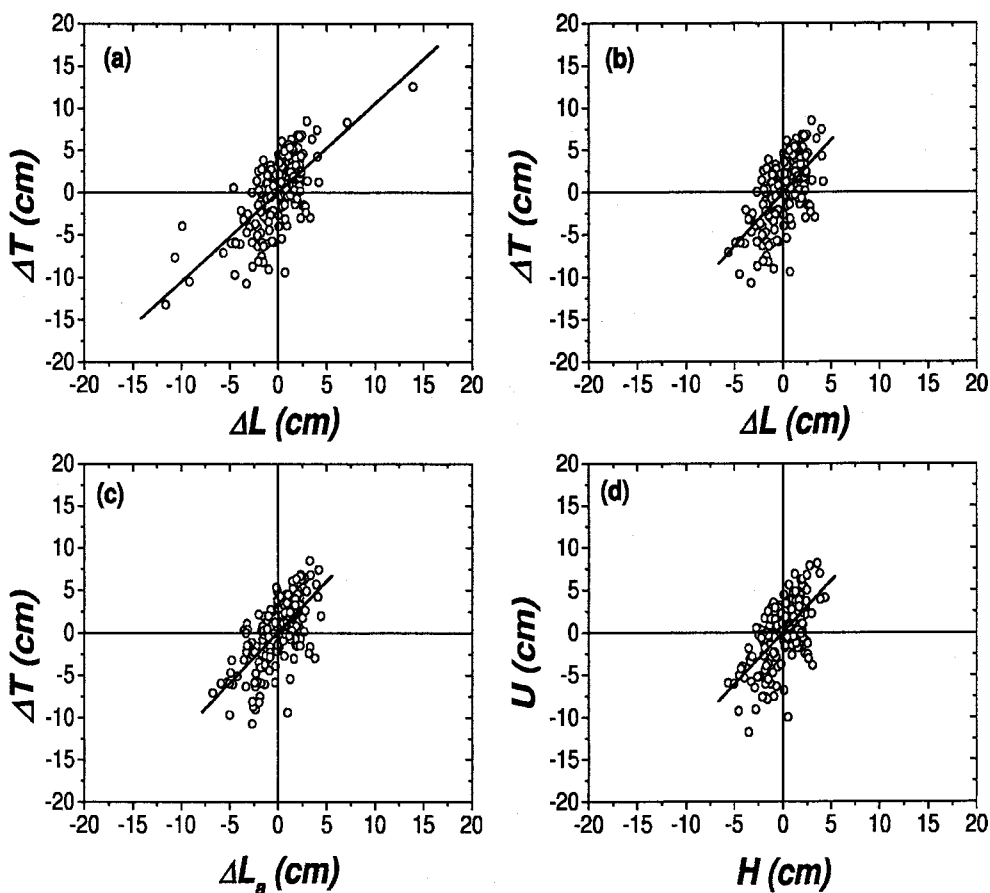
$x$	$y$	$B$	$r$	$N$
$\Delta L$	$\Delta T$	$1,05 \pm 0,09$	0,68	176
$\Delta L$	$\Delta T$	$1,26 \pm 0,12$	0,62	169
$(\Delta L)_a$	$\Delta T$	$1,20 \pm 0,10$	0,67	169
$H$	$U$	$1,22 \pm 0,12$	0,63	169

**Tabla 3.15:** Correlaciones entre desniveles, y entre variables derivadas de los desniveles.

las series por la posible influencia del viento a lo largo del Estrecho, que en principio debe estar altamente correlacionado con  $\Delta P_{at}$ , se obtuvieron las variables

$$H = (\Delta L)_a - 1,1 \frac{\Delta P_{at}}{g\rho}, \quad (3.10)$$

$$U = \Delta T - 1,3 \frac{\Delta P_{at}}{g\rho}, \quad (3.11)$$



**Figura 3.22:** Fluctuaciones subinerciales de los desniveles longitudinales (nivel en Tarifa menos nivel en Algeciras) y transversales (nivel en Ceuta menos nivel en Algeciras). (a) Desniveles originales. (b) Desniveles originales sin datos “sospechosos”. (c) Desnivel longitudinal ajustado frente a desnivel transversal. (d) Variable  $H$  frente a variable  $U$

donde los coeficientes que multiplican a  $\frac{\Delta P_{at}}{g\rho}$  son las pendientes de las respectivas regresiones lineales de  $(\Delta L)_a$  y  $\Delta T$  sobre  $\frac{\Delta P_{at}}{g\rho}$  (Tabla 3.14). Los resultados se muestran en la Figura 3.22 y en la Tabla 3.15. La Figura 3.22.a y la primera línea de la Tabla 3.15 se corresponden con el conjunto completo de datos, en los que existen algunos datos “sospechosos”, posiblemente

erróneos, pues se corresponden con valores extremadamente altos, y que han sido eliminados en el análisis posterior.

En todos los casos los diagramas de puntos muestran una correlación positiva entre los distintos pares de variables. Las rectas de regresión en la Figura 3.22 dan un valor de la pendiente en torno a  $m \approx 1,2$ . Se observa también que se tiende a subestimar la pendiente de la nubes de puntos.

La conclusión que parece desprenderse de estos resultados es que los datos de desniveles de la superficie marina indicarían, a la luz de la consideraciones teóricas de Bormans y Garrett (1989b), que el Estrecho se encontraba mayoritariamente en un estado de intercambio máximo en el período Enero 1995-Junio 1998. Además, no se observa en los datos ninguna nube de puntos superpuesta con pendiente negativa que pudiera indicar situaciones de intercambio submáximo.

Sin embargo, es conveniente realizar ciertas objeciones a esta conclusión. En primer lugar, como se indica en el subepígrafe 3.1.1, la profundidad de la “interfaz media” en la Sección Este indica que en ella el flujo es subcrítico. En el marco de THFB inmisible un flujo subcrítico en la Sección Este es indicativo de intercambio *submáximo*, lo que contradice el resultado anterior. Es posible, tal y como se describe en Garrett (2002), que en el marco de un modelo hidráulico del intercambio que contemple la mezcla entre ambas capas, las predicciones anteriores se modifiquen, de tal modo que la pendiente positiva que siempre parece obtenerse, tanto en el presente estudio como en los anteriores de Garrett y colaboradores, no tenga por qué ser indicativa de intercambio máximo.

En resumen, el análisis de la pendiente entre  $\Delta T$  y  $\Delta L$  para determinar el estado del intercambio en el Estrecho es compatible, durante todo el período de observación, con la predicción de intercambio *máximo* en la THFB de fluidos no miscibles. Sin embargo, evidencias ya expuestas, y otras que se expondrán en el Capítulo 5, ponen en duda que el intercambio sea permanentemente *máximo*. La diferencia entre predicciones directas e indirectas parece apuntar al hecho de que los procesos de mezcla en la mitad Este del Estrecho tienen una influencia en el intercambio de la que las teorías hidráulicas de fluidos no miscibles no pueden dar cuenta. Una posible prueba de consistencia para un hipotético modelo hidráulico del intercambio con fluidos miscibles podría ser, quizá, la de que fuera capaz de explicar de la constancia del valor de la pendiente entre  $\Delta T$  y  $\Delta L$ .

## Capítulo 4

### *Fase Común*

En el Capítulo anterior se han realizado estimaciones, en la Sección Este, de diversas variables asociadas al intercambio. Sin embargo, se han manejado únicamente valores medios representativos, si acaso, de un hipotético estado estacionario secular. Las fluctuaciones subinerciales de dichas magnitudes se han tratado, con especial interés en la Sección Este, desde un punto de vista estadístico y mediante la descomposición en FEOs.

Sin embargo, no se ha abordado explícitamente la evolución temporal de las diversas magnitudes. En este Capítulo se emplean los datos correspondientes al período en el que se dispone de mejor cobertura espacial para analizar explícitamente la variabilidad temporal del intercambio en la banda subinercial. Este análisis se va a realizar en el marco del intercambio bicapa, es decir, se obtendrán y analizarán series de tiempo subinerciales de magnitudes que tienen sentido en dicho marco, como por ejemplo la profundidad de la interfaz, el flujo de entrada o el flujo de salida. El objetivo es que los resultados puedan ser comparados con predicciones de modelos bicapa del intercambio.

La época de mejor muestreo, que se denotará como *Fase Común*, tiene una longitud de 147 días (del 24 de Octubre de 1995 al 19 de Marzo de 1996). Durante ese período se dispone de datos de corriente y salinidad en el fondeo U en Camarinal y en los fondeos N y C en la sección Este, dos correntímetros fueron situados en el fondeo S a gran profundidad, pero la información es escasamente utilizable.

La estimación de los flujos intercambiados depende en gran medida del criterio con el que se identifique la interfaz de separación ambas capas. En el epígrafe 4.1 se revisan distintas definiciones operativas de la interfaz de separación existentes en la literatura. En el epígrafe 4.2 y se aplica la metodología expuesta en el epígrafe 4.1 para obtener series de tiempo de la profundidad de la interfaz y otras variables relacionadas con ella, como la profundidad y el grosor de la región interfacial, y a continuación se analiza su variabilidad subinercial. Finalmente, en el epígrafe 4.3 se obtienen las series de tiempo de los flujos intercambiados y se pasa a analizar en detalle las sus fluctuaciones subinerciales, prestando especial atención al papel de los flujos rectificadas de marea y a la señal quincenal.

## 4.1. Estimación de flujos e interfaz en la *Fase Común*

### 4.1.1. Definiciones de la interfaz en la literatura

Para realizar la estimación de los transportes de entrada y salida a partir de datos reales utilizando las ecuaciones (2.47) y (2.48), es necesario establecer un criterio operativo para definir la interfaz  $\eta(t)$ . A continuación se exponen diversas definiciones de interfaz que han sido propuestas en la literatura y se discuten las ventajas e inconvenientes de cada una de ellas.

#### Superficie de velocidad cero.

En principio el criterio más obvio para separar dos corrientes de sentidos opuestos es el de utilizar, en cada instante, la superficie en la que la velocidad en la dirección longitudinal al eje del estrecho se anula. Sin embargo, este criterio no es aplicable cuando se producen inversiones de corriente en una o en ambas capas y toda la columna de agua fluye en la misma dirección. De hecho, las corrientes de marea son suficientemente intensas para dar lugar a inversiones periódicas de la corriente en una de las capas, o en ambas, en gran parte del Estrecho, especialmente en mareas vivas (Candela et al., 1990; Bryden et al., 1994; Garcia-Lafuente et al., 2000). Las inversiones de flujo de carácter subinercial son menos frecuentes: en el epígrafe 3.3.2 se han discutido las condiciones bajo las que pueden tener lugar este tipo de inversiones en el flujo de entrada en la Sección Este y se ha comprobado que suelen ser poco frecuentes y localizadas en el tiempo.

Por tanto, utilizar la superficie de velocidad cero como interfaz no resulta una elección operativa, especialmente en la Sección de Camarinal y por culpa fundamentalmente de las corrientes de marea. Si se aplica un filtrado de paso de baja, por ejemplo el filtro  $F_{B1}$ , que excluya la marea, es posible entonces utilizar la superficie de "velocidad subinercial" cero como criterio de separación de ambas capas, al menos mientras no se produzcan las inversiones forzadas meteorológicamente, en principio poco frecuentes (Garcia-Lafuente et al., 2002b). Sin embargo, esta metodología no es del todo satisfactoria por dos motivos: en primer lugar, se estiman transportes de subinerciales sin la contribución de las corrientes rectificadas de marea (ecuación 1.6). La segunda razón es de tipo conceptual. Si, por ejemplo, bajo la acción de un forzamiento meteorológico aguas de carácter atlántico (baja salinidad) se ven forzadas a recircular hacia el Oeste, no por ello dejan de formar parte de la capa superior, como se interpretaría si se adoptara esta definición de interfaz. La interpretación correcta es sencillamente que las aguas de la capa superior fluyen en la dirección contraria a la que suelen.



### Rango de profundidades asociado a una propiedad hidrológica

Desde un punto de vista de las características de las masas de agua, la separación entre aguas Atlánticas y Mediterráneas puede situarse en una región interfacial, entendida como la zona de transición entre los valores de salinidad, densidad, o cualquier otra propiedad típicos de una capa a los valores típicos de la otra. Con esta definición se admite que la interfaz pueda extenderse a través de un rango apreciable de profundidades. Esto es especialmente cierto en la zona Este del Estrecho, en la que la halocina y la picnoclina presentan unos gradientes suavizados en comparación con, por ejemplo, la zona del umbral de Camarinal (Lacombe y Richez, 1982; Armi y Farmer, 1988).

Como se ha expuesto anteriormente, en la Sección Este la región interfacial se extiende en un rango de varias decenas de metros (Figura 3.4). Algunos autores han argumentado que la región interfacial tiene entidad dinámica propia como tercera capa: además de ser una zona de transferencia de masa y cantidad de movimiento entre las capas puramente atlántica y mediterránea la región interfacial constituye en sí misma una capa activa puesto que parte de flujo de entrada y/o salida tiene lugar a través de esta región intermedia y no únicamente a través de las dos capas homogénea (Bray et al., 1995).

Sin embargo, definir la interfaz como un rango de profundidades o salinidades no es operativo en el contexto de un modelo bicapa. Por ello, algunos autores definen la interfaz como la profundidad de una superficie material dada, situada en el interior de la región interfacial, ya sea una isohalina (Bryden et al., 1994) o isopicna (Armi y Farmer, 1988), dando asimismo argumentos para justificar dicha elección particular.

### Máximo de la cizalla vertical de velocidad.

Otro criterio de elección de la interfaz es el de situarla a la profundidad del máximo gradiente de alguna propiedad. En ciertos casos se suele optar por definir la interfaz a partir de la profundidad de máxima cizalla de velocidades (Tsimplis, 2000; Tsimplis y Bryden, 2000): para cada instante  $t$ , la interfaz  $\eta(t)$  se hace coincidir con la interfaz del máximo de la cizalla:

$$\left[ \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial u(z, t)}{\partial z} \right) \right]_{z=\eta(t)} = 0 ; \quad \left[ \frac{\partial^2}{\partial z^2} \left( \frac{\partial u(z, t)}{\partial z} \right) \right]_{z=\eta(t)} < 0 \quad (4.1)$$

Esta elección es la más razonable cuando no se disponen de información sobre el perfil vertical de salinidad, densidad o temperatura, pero sí de datos de corriente de gran resolución vertical obtenidos mediante fondeos de correntímetros *ADCP*. Sin embargo, precisamente por esa falta de datos hidrológicos simultáneos, no existe hasta el momento ninguna comparación entre los transportes obtenidos mediante esta metodología y otras más clásicas de definición de la interfaz mediante una superficie material.

### Isohalina que maximiza los flujos medios

Recientemente se ha comenzado a utilizar un procedimiento que combina la información del perfil de corriente con el de salinidad (García-Lafuente et al., 2000; Baschek et al., 2001). Se basa en equiparar la profundidad de la interfaz a la de una isohalina convenientemente elegida combinando la información de corriente y salinidad medida por correntímetros convencionales. A partir de los datos de salinidad se obtienen las series temporales de profundidad de varias isohalinas. A continuación se estiman los transportes de entrada y de salida bajo la suposición de que la interfaz coincide con cada una de esas isohalinas, obteniéndose un conjunto de series de tiempo de los flujos de entrada y salida,  $Q_{1S}(t)$  y  $Q_{2S}(t)$ . Aquella isohalina para la que los transportes de entrada y salida promediados temporalmente sean máximos es considerada como la interfaz. Es decir, se escoge la isohalina  $S$  que cumpla que

$$\frac{\partial \langle Q_{jS} \rangle}{\partial S} = 0; \quad \frac{\partial^2 \langle Q_{jS} \rangle}{\partial S^2} < 0; \quad (j = 1, 2) \quad (4.2)$$

donde los paréntesis triangulares indican promediado temporal. Es importante entender que la maximización se refiera a los flujos medios. No significa, por tanto, que la isohalina finalmente elegida maximice los flujos en cada instante de medida, pero sí que los maximiza en promedio respecto al resto de isohalinas.

Este procedimiento ha sido ya aplicado a datos estudiados en el presente trabajo: en García-Lafuente et al. (2000), por ejemplo, se obtiene que la isohalina que maximiza los transportes tiene un valor en torno a  $S = 37,9$  y se corresponde con aguas con fuerte influencia mediterránea, lo que evidencia que en esta sección las aguas “interfaciales” fluyen en promedio hacia el Mediterráneo, como ya fue anteriormente propuesto por Bray et al. (1995) a partir de datos de CTD únicamente.

#### 4.1.2. Criterio de elección de la interfaz en la *Fase Común*

Llegados a este punto, es necesario elegir una de las definiciones mencionadas, o en el caso de que no se consideren totalmente satisfactorias, proponer una nueva. Esa definición "satisfactoria" de la interfaz durante la *Fase Común* debería cumplir, a nuestro entender, las siguientes condiciones:

1. Dado que durante cierto período se disponen tanto de datos de corriente como hidrológicos, es natural elegir una definición que los combine.
2. La interfaz no tiene necesariamente que corresponderse en todo momento con la misma superficie material (isohalina, picnoclina), aunque al menos sí debe encontrarse en el interior de la región interfacial.
3. Las posibles inversiones del flujo no deben producir, en general, el colapso o desaparición de una de las capas. Es decir la interfaz debe estar bien definida (no intersectar la superficie o el fondo), salvo cuando realmente una de las capas desaparezca.

De todas las definiciones propuestas anteriormente, la última es la que mejor cumple estas condiciones, aunque es excesivamente restrictiva con respecto a la segunda de ellas. Sin embargo, es posible modificarla convenientemente para que la cumpla:

Defínase la región interfacial, en cada instante de tiempo, como el rango de profundidades comprendido entre dos valores dados de salinidad. Sea  $S_l$  el valor de salinidad correspondiente a la parte más profunda de la interfaz y  $S_u$  el correspondiente a la parte más somera. Por tanto, si  $Z_{S_l}(t)$  y  $Z_{S_u}(t)$  son las correspondientes series temporales de profundidad de esas isohalinas y  $\eta(t)$  es la profundidad de la interfaz, todas positivas medidas desde la superficie hacia el fondo, debe cumplirse que

$$Z_{S_u}(t) < \eta(t) < Z_{S_l}(t) \quad (4.3)$$

Sea  $S$  una isohalina situada entre estos dos valores límites, es decir  $S_u < S < S_l$ , y sean  $Q_{1S}(t)$  y  $Q_{2S}(t)$  los transportes de entrada y salida obtenidos substituyendo  $\eta(t)$  por  $Z_S(t)$  en (2.47) y (2.48). Para cada instante  $t$ , la profundidad de la interfaz  $\eta(t)$  se obtiene como la profundidad de la isohalina  $S$  que maximice la diferencia entre flujo de entrada y flujo de salida, es decir  $\eta(t) = Z_s(t)$  tal que

$$\frac{\partial}{\partial S} [Q_{1S}(t) - Q_{2S}(t)]_t = 0 \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial^2}{\partial S^2} [Q_{1S}(t) - Q_{2S}(t)]_t < 0 \quad (4.5)$$

Recuérdese que tanto  $Q_1(t)$  como  $Q_2(t)$  son positivos si fluyen hacia el Mediterráneo y negativos si fluyen hacia el Atlántico. Este método comparte las bondades del procedimiento basado en el cálculo de transportes medios con distintas isohalinas de interfaz (primera condición), pero introduce una mejora substancial respecto a aquel: no presupone que la interfaz está definida por una isohalina únicamente. De esta forma se permiten distintas posiciones relativas de la interfaz dentro de la región interfacial (segunda condición), fenómeno que ha sido observado por Winters y Seim (2000) en simulaciones numéricas del intercambio de fluidos miscibles. Por otro lado, la restricción (4.3) impide que la interfaz se encuentre fuera del rango de salinidades característico de la región interfacial, asegurando que las inversiones de flujo no produzcan artificialmente la desaparición de una de las capas estimadas (tercera condición). En el caso en que para todo instante  $t$  la isohalina que maximizara los flujo fuera siempre la misma, entonces esta definición coincidiría exactamente con última de las definiciones consideradas anteriormente.

#### 4.1.3. Definición de flujos rectificados de marea y flujos de *baja frecuencia*

Las series de tiempo de las corrientes medidas y la profundidad de las isohalinas  $Z_S(t)$  en una determinada sección admiten la siguiente descomposición<sup>1</sup>:

$$u(x, z, t) = \bar{u}(x, z, t) + \hat{u}(x, z, t), \quad (4.6)$$

$$Z_S(x, z, t) = \bar{Z}_S(x, z, t) + \hat{Z}_S(x, z, t), \quad (4.7)$$

De nuevo la línea horizontal indica parte cuasiestacionaria y el sombrero triangular parte con periodicidad de marea (y, en este caso, media cero).

$$\bar{u}(x, z, t) \equiv F_{B1}[u(x, z, t)] \quad (4.8)$$

$$\bar{Z}_S(x, z, t) \equiv F_{B1}[Z_S(x, z, t)] \quad (4.9)$$

<sup>1</sup>Por simplicidad se despreciará en este desarrollo la variación transversal de las corrientes

Para obtener los flujos  $Q_j$  ( $j = 1, 2$ ) se aplica la metodología expuesta en el epígrafe 4.1.2 a las series de tiempo de  $u(x, z, t)$  y  $Z_S(x, z, t)$ :

$$Q_1 = \int_{z=-\eta}^{z=0} u W dz \quad (4.10)$$

$$Q_2 = \int_{z=-b}^{z=-\eta} u W dz \quad (4.11)$$

Aplicando la citada metodología a las series de tiempo  $\bar{u}(x, z, t)$  y  $\bar{Z}_S(x, z, t)$ , se obtienen unos series de tiempo de flujos y de profundidad de la interfaz que se denotan como  $Q_j^{bf}(t)$  ( $j = 1, 2$ ) y  $\eta^{bf}(t)$ , y que se denominarán flujos de *baja frecuencia* e interfaz de *baja frecuencia*, respectivamente:

$$Q_1^{bf} = \int_{z=-\eta^{bf}}^{z=0} \bar{u} W dz \quad (4.12)$$

$$Q_2^{bf} = \int_{z=-b}^{z=-\eta^{bf}} \bar{u} W dz \quad (4.13)$$

Estos flujos de *baja frecuencia* deben entenderse como los flujos que se obtienen si tanto en las corrientes como en la profundidad de la interfaz se eliminan las señales de marea diurnas, semidiurnas y de mayor frecuencia, pero no las señales de marea de menor frecuencia como posibles señales quincenales o mensuales. Estos flujos de *baja frecuencia* también incluyen, por tanto, las fluctuaciones forzadas por la variabilidad meteorológica subinercial.

Desarrollando las ecuaciones (4.10) y (4.11):

$$Q_1 = \int_{z=-\eta}^{z=-\eta^{bf}} \bar{u} W dz + \int_{z=-\eta^{bf}}^{z=0} \bar{u} W dz + \int_{z=-\eta}^{z=-\eta^{bf}} \hat{u} W dz + \int_{z=-\eta^{bf}}^{z=0} \hat{u} W dz \quad (4.14)$$

$$Q_2 = \int_{z=-b}^{z=-\eta^{bf}} \bar{u} W dz + \int_{z=-\eta^{bf}}^{z=-\eta} \bar{u} W dz + \int_{z=-b}^{z=-\eta^{bf}} \hat{u} W dz + \int_{z=-\eta^{bf}}^{z=-\eta} \hat{u} W dz, \quad (4.15)$$

se obtiene una versión más detallada de las ecuaciones (1.5). Aplicando el promediado temporal y reordenando:

$$\langle Q_1 \rangle = Q_1^{bf} + \overbrace{\left\langle \int_{z=-\eta}^{z=-\eta^{bf}} \bar{u} W dz + \int_{z=-\eta}^{z=-\eta^{bf}} \hat{u} W dz \right\rangle}^{Q_1^r} + \left\langle \int_{z=-\eta^{bf}}^{z=0} \hat{u} W dz \right\rangle (\approx 0) \quad (4.16)$$

$$\langle Q_2 \rangle = Q_2^{bf} + \underbrace{\left\langle \int_{z=-\eta^{bf}}^{z=-\eta} \bar{u} W dz + \int_{z=-\eta^{bf}}^{z=-\eta} \hat{u} W dz \right\rangle}_{Q_2^r} + \left\langle \int_{z=-b}^{z=-\eta^{bf}} \hat{u} W dz \right\rangle (\approx 0) \quad (4.17)$$

Donde se ha introducido los flujos rectificados de marea,  $Q_j^r$ , ( $j = 1, 2$ ). Nótese que el último término de (4.15) y (4.17) es equivalente al término  $\langle \hat{u}_j \bar{A}_j \rangle$  de (1.6). Por el mismo razonamiento que el dado para (1.6), se puede afirmar que este término se cancela de forma aproximada. Sin embargo, ya que la magnitud  $\eta - \eta^{bf}$  no tiene porqué ser de media cero, los términos del tipo  $\left\langle \int_{z=-\eta}^{z=-\eta^{bf}} \hat{u} W dz \right\rangle$  no tienen necesariamente que ser nulos y deben conservarse como parte de los flujos rectificados.

Las ecuaciones (4.15) y (4.17) pueden escribirse, de forma equivalente como:

$$Q_1^r = \langle Q_1 \rangle - Q_1^{bf}, \quad (4.18)$$

$$Q_2^r = \langle Q_2 \rangle - Q_2^{bf}, \quad (4.19)$$

Tanto (4.18) como (4.19) pueden utilizarse para la estimación práctica de los flujos rectificados de marea. Por otro lado, de (4.16) y (4.17) se observa que los flujos rectificados de marea son iguales en valor absoluto pero de signo contrario, es decir  $Q_2^r = -Q_1^r$ .

En resumen, se propone la siguiente relación entre las magnitudes en (1.6) y las series de tiempo de la ecuaciones (4.16) y (4.17):

ecuación/es	(1.6)	(4.16) y (4.17)
Flujos subinerciales:	$\bar{Q}_j$	$\langle Q_j \rangle$
Flujos de <i>baja frecuencia</i> :	$\bar{u}_j \bar{A}_j$	$Q_j^{bf}$
Flujos rectificados:	$\langle \hat{u}_j \bar{A}_j \rangle$	$Q_j^r$

#### 4.1.4. Proyección sobre los modos empíricos de corrientes subinerciales

##### Modos empíricos de corrientes subinerciales en la *Fase Común*

Como se ha descrito en el Capítulo 3, los dos primeros modos empíricos subinerciales tienen unas características conocidas y relativamente invariantes. Las características de los modos estimados para la *Fase Común* son también similares a las descritas en ese Capítulo, tanto en su estructura espacial (Figura 4.1) como en su variabilidad temporal (Figura 4.2). Igualmente, la señales quincenal y mensual del primer modo empírico es poco significativa, a diferencia de las del segundo modo empírico, cuyas amplitudes son significativas y que se combinan para dar lugar a valores positivos en mareas muertas, negativos en mareas vivas y una cierta desigualdad mensual (Tabla 4.1 y Figura 4.2).

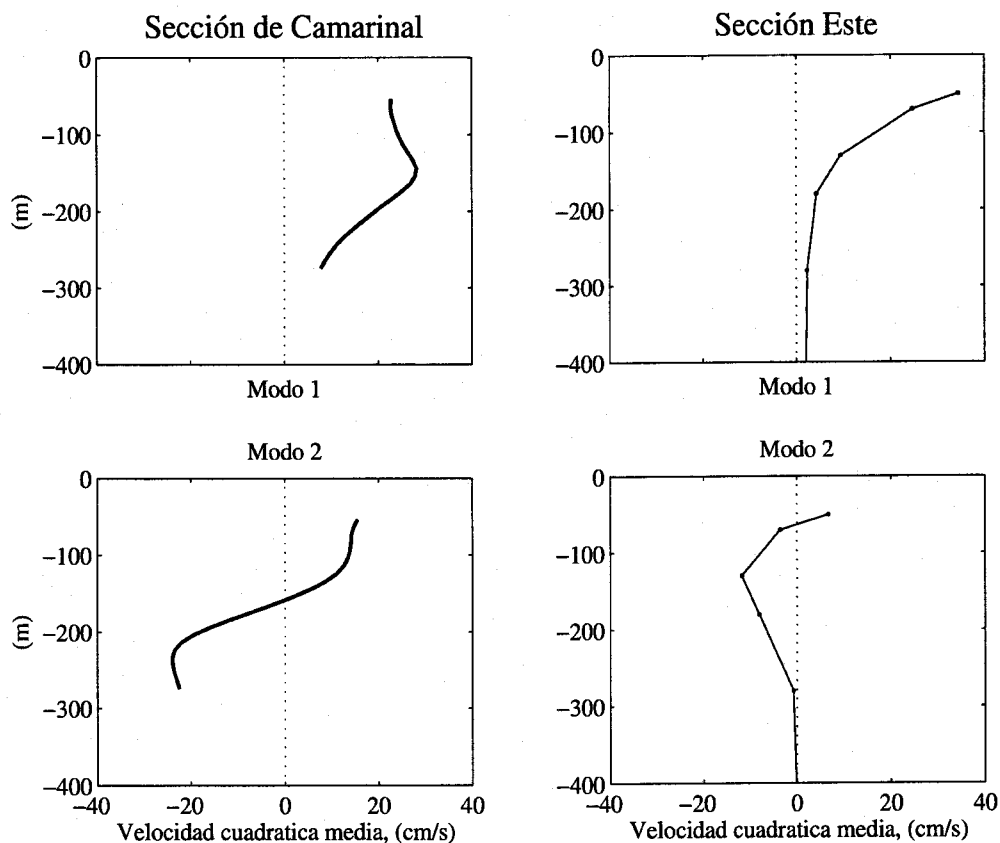
	$A_{Mm}$	$\phi_{Mm}$	$A_{Msf}$	$\phi_{Msf}$
Modo 1	$0,4 \pm 0,4$	$90 \pm 55$	$0,1 \pm 0,4$	$150 \pm 160$
Modo 2	$0,6 \pm 0,3$	$185 \pm 25$	$1,0 \pm 0,3$	$210 \pm 20$

Tabla 4.1: Constantes armónicas de las constituyentes  $Mm$  y  $Msf$  para los dos primeros modos empíricos ortogonales de corrientes subinerciales.

##### Proyección

Sea  $\{\Psi_n(t)\}$ ,  $n = 1, \dots, N$ , el conjunto de modos empíricos subinerciales de corriente obtenidos al realizar una descomposición análoga a la del epígrafe 3.3.5 en el intervalo de tiempo de la *Fase Común*. Y sea  $\{y_k\}$ ,  $k = 1, \dots, K$ , el conjunto de series temporales cuyas correlaciones se pretenden estudiar normalizadas a varianza unidad y media cero. Se propone descomponer estas series temporales en las componentes resultantes de proyectarlas sobre una base de  $N$  modos empíricos, más un residuo:

$$y_k = \sum_{n=1}^N B_{kn} \cdot \Psi_n(t) + C_k \cdot r_k \quad (4.20)$$

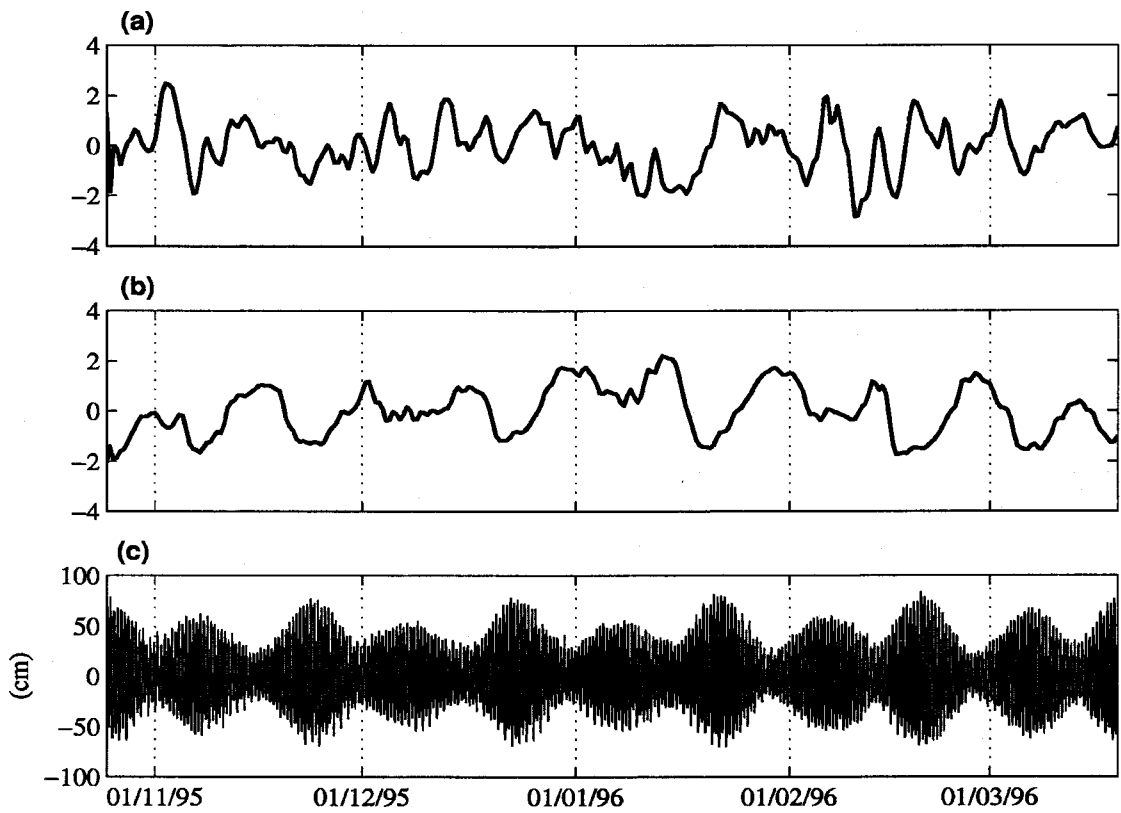


**Figura 4.1:** Perfiles verticales de velocidad cuadrática media de los dos primeros modos empíricos de corrientes subinerciales durante la *Fase Común*.

donde  $B_{kn}$  es la amplitud de la proyección de la  $k$ -ésima señal sobre el  $n$ -ésimo modo y  $C_k$  la correlación entre la  $k$ -ésima señal y el  $k$ -ésimo residuo. Los residuos  $r_k$  tienden a ser aproximadamente ortogonales a los modos empíricos. La aportación del  $n$ -ésimo modo a la varianza de la serie  $y_k$  es  $\|B_{kn}\|^2$  y la contribución del residuo  $\|r_k\|^2$ . La raíz cuadrada de las anteriores cantidades representa el valor cuadrático medio asociado a la proyección.

La aplicación de esta metodología permite, de manera sistemática, evaluar qué parte de la varianza de cada serie es coherente con las fluctuaciones asociadas a los dos primeros modos empíricos de corriente, cuyo forzamiento y características son conocidos, y qué parte es debida a señales no coherentes con las principales fluctuaciones subinerciales de corriente.





**Figura 4.2:** Series de tiempo de los modos empíricos de corrientes subinerciales durante la *Fase Común*: (a) Modo 1 (b) Modo 2 (c) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa.

## 4.2. La interfaz en la *Fase Común*

Ya se ha comentado que la época de mejor muestreo es el período denominado *Fase Común*, entre el 24 de Octubre de 1995 y el 19 de Marzo de 1996. Se eligió este período para aplicar la metodología descrita en el subpígrafe 4.1.2 a cada uno de los tres fondeos U, N y C para estimar las cantidades  $Q_{1S}(t) - Q_{2S}(t)$  asociados a las distintas isohalinas.

El ajuste de los datos horarios de salinidad a las funciones sigmoidales (2.60) se realiza incorporando como restricciones la información mostrada en la Tabla 3.4. Con los datos suministrados por dichos ajustes se reconstruye la serie temporal de la profundidad de las isohalinas situadas entre dos valores límites  $S_l$  y  $S_u$  a intervalos de 0,1. Los valores de salinidad límite de la región interfacial utilizados son  $S_u = 37,0$  y  $S_l = 38,0$ . Para describir la profundidad media de la región interfacial se utiliza la profundidad de la isohalina  $S = 37,5$ :

$$Z_{\bar{S}}(t) = Z_{(S=37,5)}, \quad (4.21)$$

mientras que para describir su grosor se utiliza la diferencia entre las profundidades de las isohalinas límite:

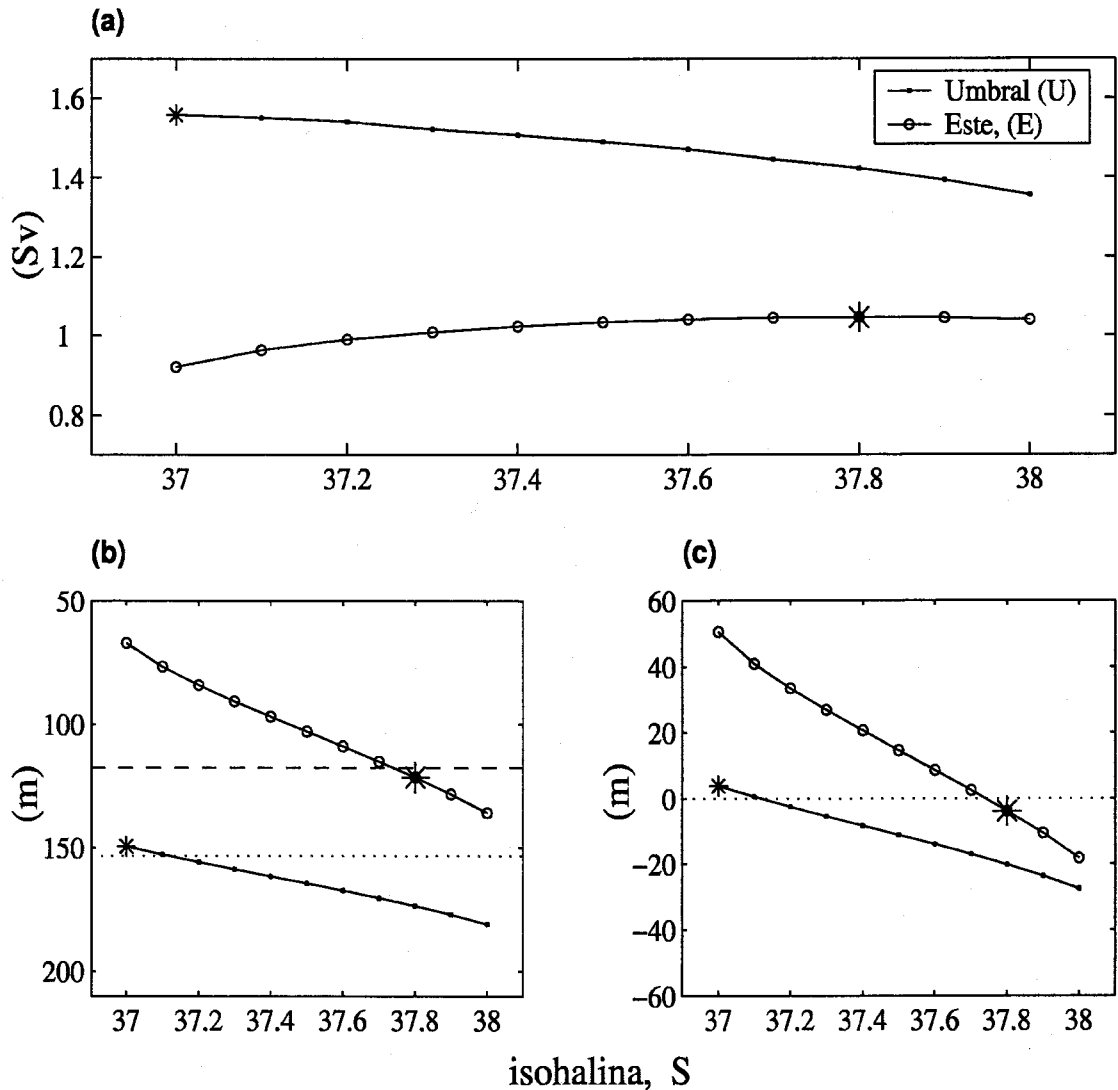
$$\Delta Z_S(t) = Z_{(S=38)}(t) - Z_{(S=37)}(t). \quad (4.22)$$

La región interfacial así definida es diferente a la que se ha manejado en el Capítulo 3 en relación a los datos de hidrología en la Sección Este. En el epígrafe 3.1.2 se propusieron un límite inferior en salinidad de  $S = 36,5$  y otro superior de  $S = 38,0$  para la región interfacial. La razón para esta diferencia es puramente práctica y se debe a que la isohalinas menores que  $S = 37,0$  son muy someras en la Sección Este, de manera que han sido escasamente muestreadas por los sensores de los correntímetros. Por tanto, la región interfacial con la que se trabajará en este Capítulo tiene una extensión menor que la región interfacial completa.

### 4.2.1. Valores medios y variabilidad de marea

La Figura 4.3 muestra la comparación del promedio temporal de la suma de los flujos  $\overline{\Delta Q_S} = \overline{Q_{1S}} - \overline{Q_{2S}}$  en los fondeos U y C<sup>2</sup>. Los resultados en el fondeo N son muy similares a los del C y no se incluyen. En el fondeo C la isohalina que maximiza el promedio temporal  $\overline{\Delta Q_S}$  es  $S = 37,8$  (Figura 4.3.a). Por su parte, la isohalina que maximiza el promedio temporal  $\overline{\Delta Q_S}$  en U es la de salinidad límite mínima,  $S = 37,0$ . Se realizaron pruebas adicionales

<sup>2</sup>La doble barra horizontal sobre una variable denotará su promedio temporal.



**Figura 4.3:** *Fase Común:* (a) Promedio temporal de  $Q_{1S}(t) - Q_{2S}(t)$  para distintas isohalinas en los fondeos U (línea punteada) y C (línea con círculos, cálculos efectuados con la "caja" central únicamente, es decir, con el segundo sumando de (2.56) y (2.57)). La estrella marca en cada caso el valor de la isohalina que maximiza  $\overline{Q}_{1S} - \overline{Q}_{2S}$ . (b) Profundidad media de las distintas isohalinas. La línea punteada señala el promedio temporal de la profundidad de la interfaz en el fondeo U y la línea discontinua el mismo promedio en el fondeo C. (c) Diferencia entre la profundidad de las distintas isohalinas y la interfaz. La estrella tiene el mismo significado y el criterio de líneas es el mismo que en los anteriores paneles.

extendiendo la región interfacial hasta  $S = 36,6$ . Los resultados de estas pruebas indican que el flujo promedio es prácticamente constante en el rango entre  $S = 36,6$  a  $S = 37,0$ . En el epígrafe 4.3 se continúa el estudio de los flujos durante la *Fase Común*.

La profundidad media de la interfaz en fondeo U es muy similar a la de la isohalina  $S = 37,0$  (en acuerdo con los resultados de Bryden et al., 1994), mientras que en el fondeo C<sup>3</sup> es similar a la de la isohalina de  $S = 37,8$  (Figura 4.3.a), resultado similar a los de Garcia-Lafuente et al. (2000) o Baschek et al. (2001). La interfaz es, en promedio, 35 m más profunda en U que en C (Tabla 4.3). La profundidad de las distintas isohalinas es también mayor en U. La diferencia de profundidad de cada isohalina entre U y C varía casi linealmente con la salinidad: es de aproximadamente 45 m para la isohalina  $S = 38,0$  y de unos 80 m. para la correspondiente a  $S = 37,0$  (Figura 4.3.b). Es decir, la región interfacial no sólo es más somera en la Sección Este que en el Umbral (unos 60 m) sino también más gruesa, pasando de algo más de 30 m en Camarinal hasta casi 70 m en la Sección Este (Tabla 4.2). Simultáneamente, la interfaz cambia su posición en el interior de la región interfacial: En Camarinal se encuentra en la parte superior de la misma, mientras que la Sección Este pasa a situarse en su parte inferior.

Estos resultados concuerdan cualitativamente con la descripción del intercambio propuesto por Bray et al. (1995), expuesta en el epígrafe 1.5. Por tanto, los valores promedio del grosor y la profundidad de la región interfacial y de la profundidad de la interfaz apuntan que se producen importantes procesos de mezcla interfacial entre Camarinal y la Sección Este.

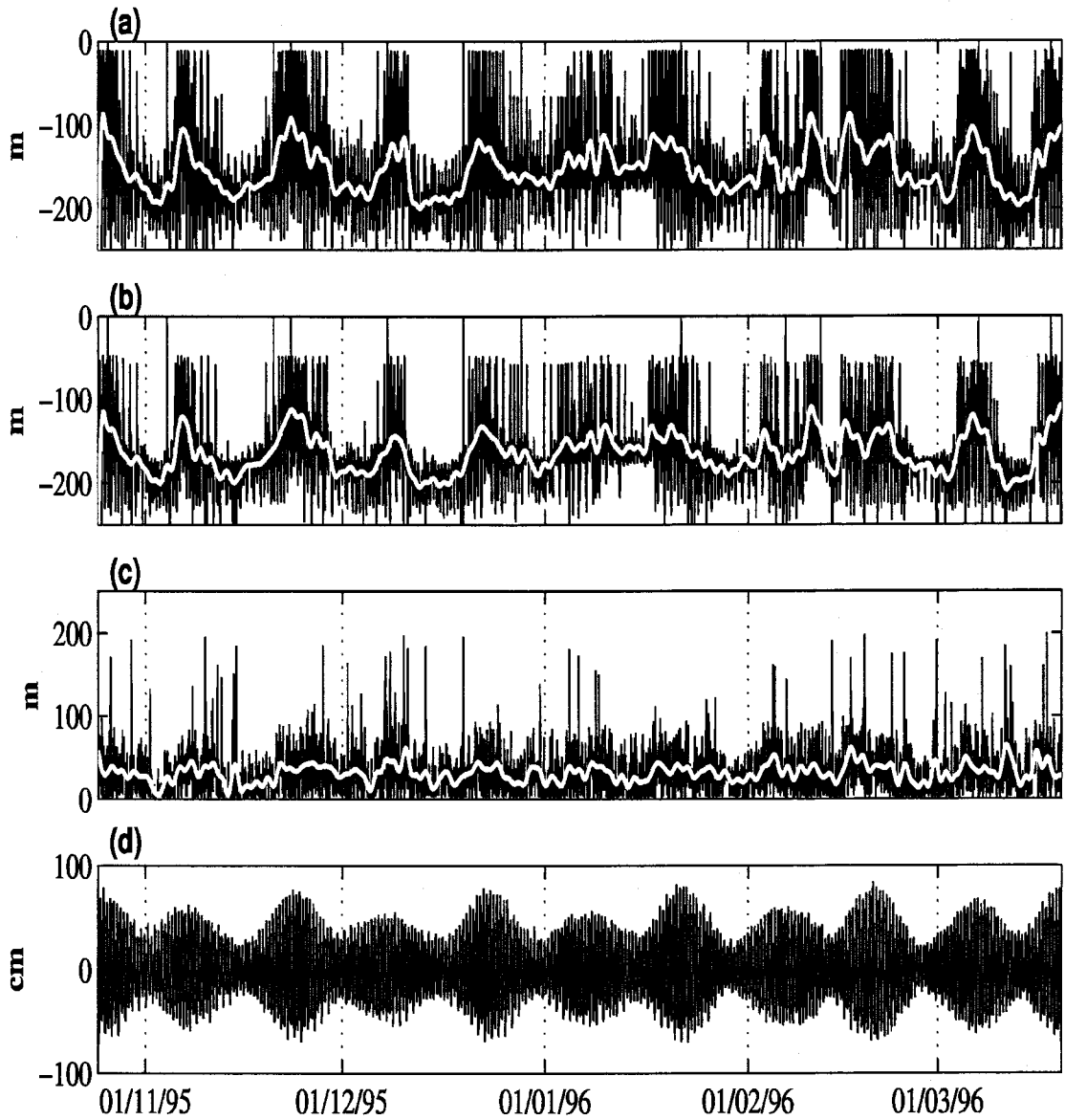
Tanto la profundidad de la interfaz como la del punto medio de la región interfacial poseen mayor varianza de marea en Camarinal que en la Sección Este (Figuras 4.4 y 4.5, Tabla 4.2). Durante mareas vivas la interfaz en Camarinal tiende a situarse, durante una parte del ciclo de marea, en profundidades muy cercanas a la superficie, y durante otra parte del ciclo en profundidades de más de 200 m. Estas tremendas oscilaciones de marea parecen estar asociadas a su vez, en la banda subinercial, a una variación quincenal (Figura 4.4.a, línea blanca). El grosor de la región interfacial también muestra una mayor varianza en Camarinal.

#### 4.2.2. Variabilidad subinercial. Señales quincenal y mensual

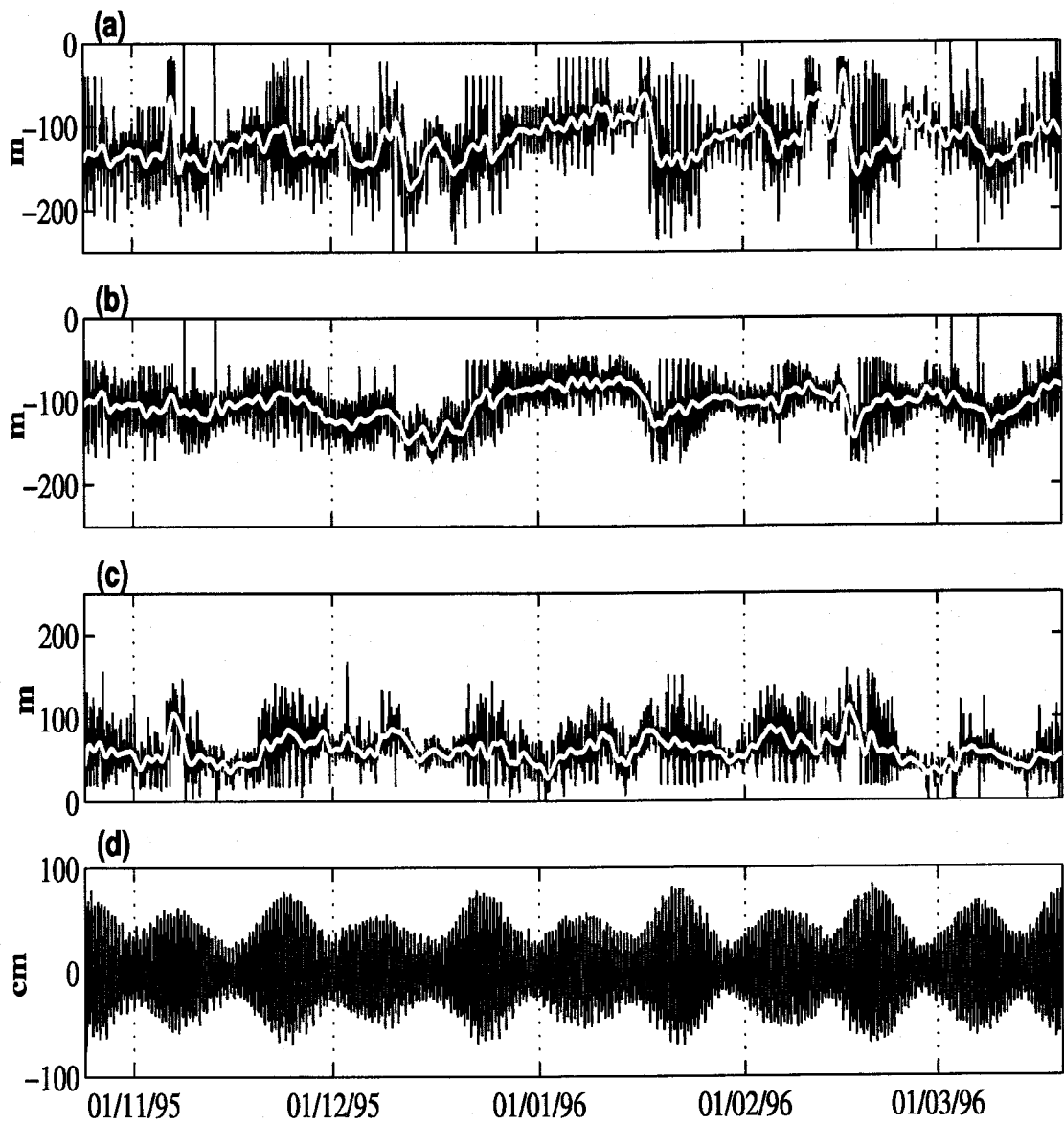
##### Series subinerciales

La profundidad de la interfaz de *baja frecuencia* resulta ser muy similar a la de la interfaz

<sup>3</sup>La profundidad de la interfaz en el fondeo C, denotada como  $\eta_E(t)$ , se va a tomar como la profundidad de la interfaz característica de la Sección Este, para compararla con la profundidad de la interfaz en la Sección de Camarinal,  $\eta_U(t)$



**Figura 4.4:** *Fase Común*, Sección de Camarinal: (a) Profundidad de la interfaz  $\eta_U$  (b) Profundidad media de la región interfacial,  $Z_{\bar{S}U}$  (c) Grosor de la región interfacial,  $\Delta Z_{SU}$  (d) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa. Las líneas blancas en los paneles (a) (b) y (c) son las correspondientes series subinerciales.



**Figura 4.5:** Fase Común, Sección Este: (a) Profundidad de la interfaz  $\eta_E$  (b) Profundidad media de la región interfacial,  $Z_{SE}$  (c) Grosor de la región interfacial,  $\Delta Z_{SE}$  (d) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa. Las líneas blancas en los paneles (a) (b) y (c) son las correspondientes series subinerciales.

	Valor medio (m)	Desviación estándar (m)	Desviación estándar subinercial (m)
$\eta_U$	155	60	25
$\eta_U^{bf}$	145	30	30
$\eta_E$	120	40	20
$\eta_E^{bf}$	120	30	30
$\eta_E - \eta_U$	-35	55	30
$Z_{\overline{SU}}$	165	50	25
$Z_{\overline{SE}}$	105	25	15
$\Delta Z_{SU}$	30	30	10
$\Delta Z_{SE}$	70	25	15

**Tabla 4.2:** Fase Común: Características generales (valor medio y desviación estándar, total y subinercial) de la profundidad de la interfaz y de la región interfacial, y del grosor de la región interfacial.

En Camarinal las series subinerciales de la profundidad de la interfaz  $\langle \eta_U(t) \rangle$  y de la interfaz de *baja frecuencia*  $\eta_U^{bf}$  son muy similares entre sí (Figura 4.6.a) y ambas poseen la citada variabilidad quincenal. También en la Sección Este  $\langle \eta_E(t) \rangle$  y  $\eta_E^{bf}$  son casi coincidentes (Figura 4.6.b), aunque no posee señal quincenal, y como consecuencia, la señal quincenal de la diferencia  $\langle \eta_E - \eta_U \rangle$  es muy acusada (Figuras 4.6.c y 4.7.c).

En concordancia con el análisis de sus valores medios, las series subinerciales de la profundidad de la interfaz y de la isohalina  $S = 37,0$  son muy similares. Sin embargo, la profundidad de máxima cizalla vertical es mayor que la de la interfaz (unos 30 m. de diferencia entre sus profundidades medias) y, en general difiere apreciablemente de aquella, especialmente a frecuencias quincenales y mensuales (Figura 4.7.a). Por tanto, no parece conveniente utilizar la cizalla vertical de velocidad, (método propuesto en Tsimplis, 2000; Tsimplis y Bryden, 2000; Bryden, 2000, para soslayar la falta de datos de hidrología<sup>4</sup>), como indicador de la profundidad de la interfaz, al menos durante el período analizado.

La serie temporal de la profundidad de la interfaz en el centro de la Sección Este,  $\eta_E(t)$  muestra una menor variabilidad quincenal que  $\eta_U(t)$ . La serie temporal de la isohalina  $S = 37,8$  aproxima mejor la serie de la interfaz que la profundidad de velocidad cero como puede verse en la Figura 4.7.b. Esta figura ejemplifica las limitaciones de ésta última para ser utilizada

<sup>4</sup>Bryden (2000) realiza una corrección al reducir la profundidad media de la interfaz de máxima cizalla en 20 m, lo que al menos mejoraría la estimación de su profundidad media

como la interfaz: 1) la existencia de episodios esporádicos en los que la superficie de velocidad cero intersecta la superficie marina, a comienzos de Noviembre de 1995 y a mediados de Enero y Febrero de 1996; 2) Durante mareas vivas especialmente intensas, la profundidad de esta superficie puede ser hasta 50 m. mayor que la de la interfaz durante períodos de varios días de duración; y 3) Como consecuencia principalmente del punto anterior, su profundidad media es unos 15 m. mayor que la de la interfaz. A pesar de todo, y teniendo presente estas limitaciones, la profundidad de velocidad cero no es una mala elección para la interfaz en la Sección Este y se utiliza en, por ejemplo, Garcia-Lafuente et al. (2002a) o Garcia-Lafuente et al. (2002c).

### Proyección sobre los modos empíricos de corriente

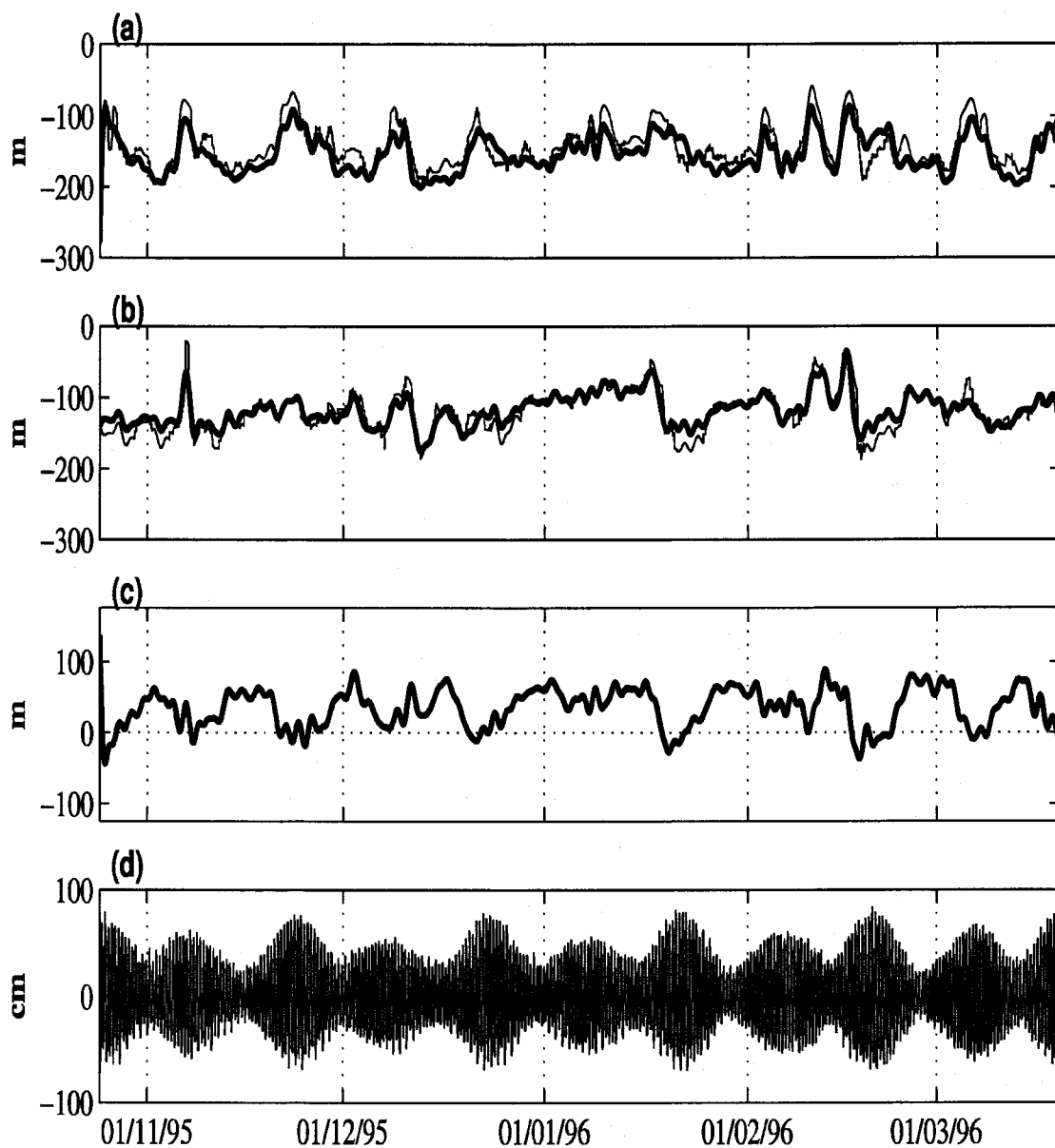
Una primera idea general de la variabilidad subinercial se puede obtener proyectando las series de tiempo subinerciales sobre los modos empíricos de corriente. Para ello, se aplica la descomposición (4.20) con  $N = 2$  a las variables de profundidad y grosor de la interfaz y región interfacial siguientes:  $\eta_U$ ,  $\eta_U^*$  (profundidad de la interfaz en Camarinal tras extraerle la señal armónica quincenal-mensual),  $Z_{\overline{SU}}$ ,  $\Delta Z_{SU}$ ,  $\eta_E$ ,  $Z_{\overline{SE}}$ ,  $\Delta Z_{SE}$ ,  $(\eta_E - \eta_U)$  y  $(\eta_E - \eta_U)^*$  (diferencia de profundidades de interfaz tras extraer de la interfaz en Camarinal la señal armónica quincenal-mensual).

En general, la varianza de estas variables no está claramente asociada a un único modo o residuo. La variabilidad de la interfaz, especialmente si se le extrae la variabilidad quincenal-mensual, es explicada en un 40 % – 50 % por el modo 1. El modo 2 es relativamente importante ( $\approx 30\%$  de varianza) en las variables estimadas en la Sección de Camarinal y en la pendiente de la interfaz  $(\eta_E - \eta_U)$ . Finalmente, llama la atención el pequeño porcentaje de varianza que ambos modos explican para la profundidad de la región interfacial en la Sección Este.

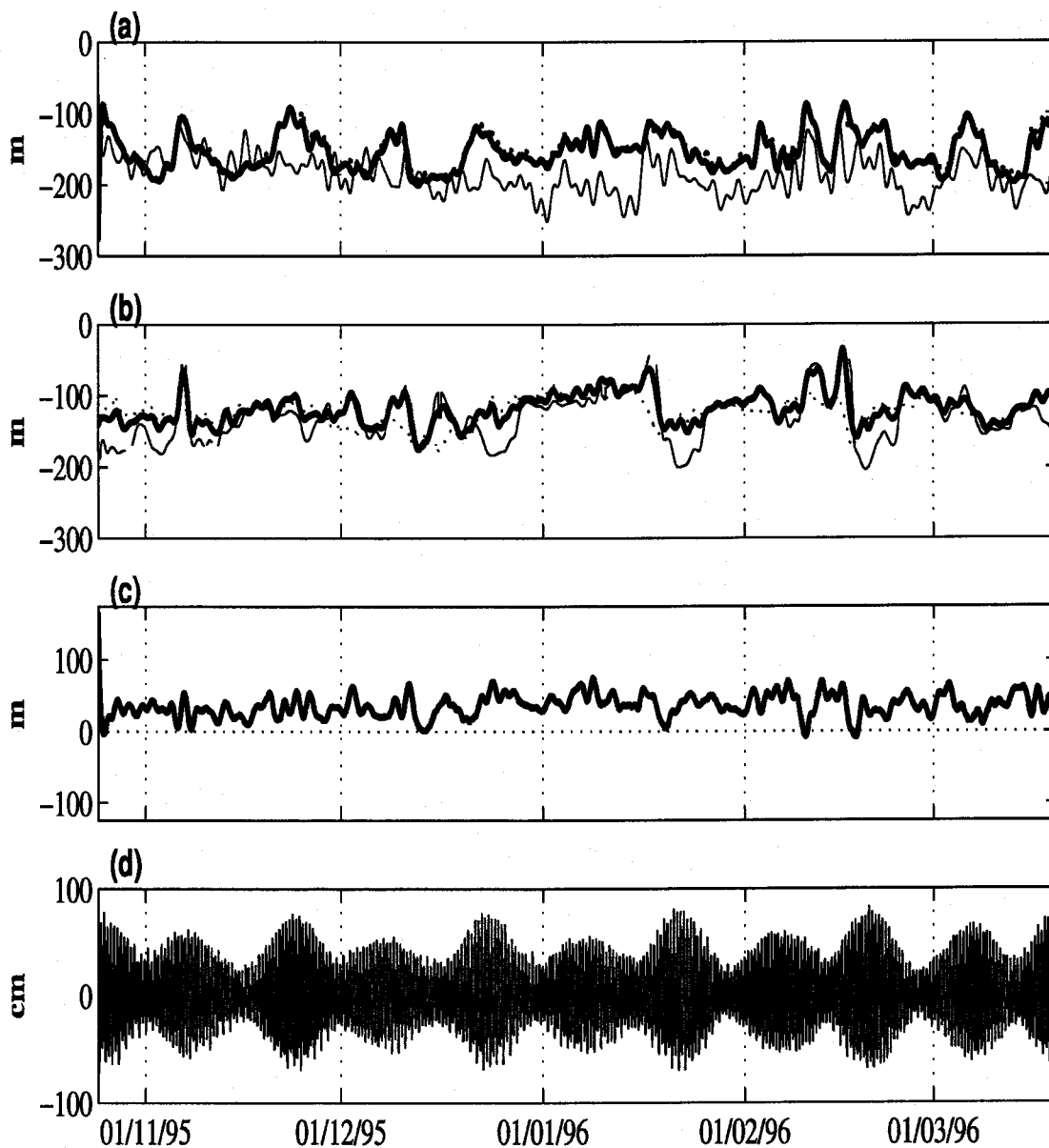
### Señales quincenal y mensual

Las series de tiempo de profundidad de la interfaz (y su diferencia entre ambas secciones), de profundidad de la región interfacial (y su diferencia entre ambas secciones) y de grosor de la región interfacial se han analizado por las técnicas estándar de análisis armónico (ver epígrafe 2.2.1). El análisis se centra en las componentes quincenal  $Msf$  y mensual  $Mm$ , por ser las de mayor importancia en la banda subinercial. En este contexto se entenderá que una señal es significativa si al menos el ratio señal/error de su amplitud es mayor que la unidad.

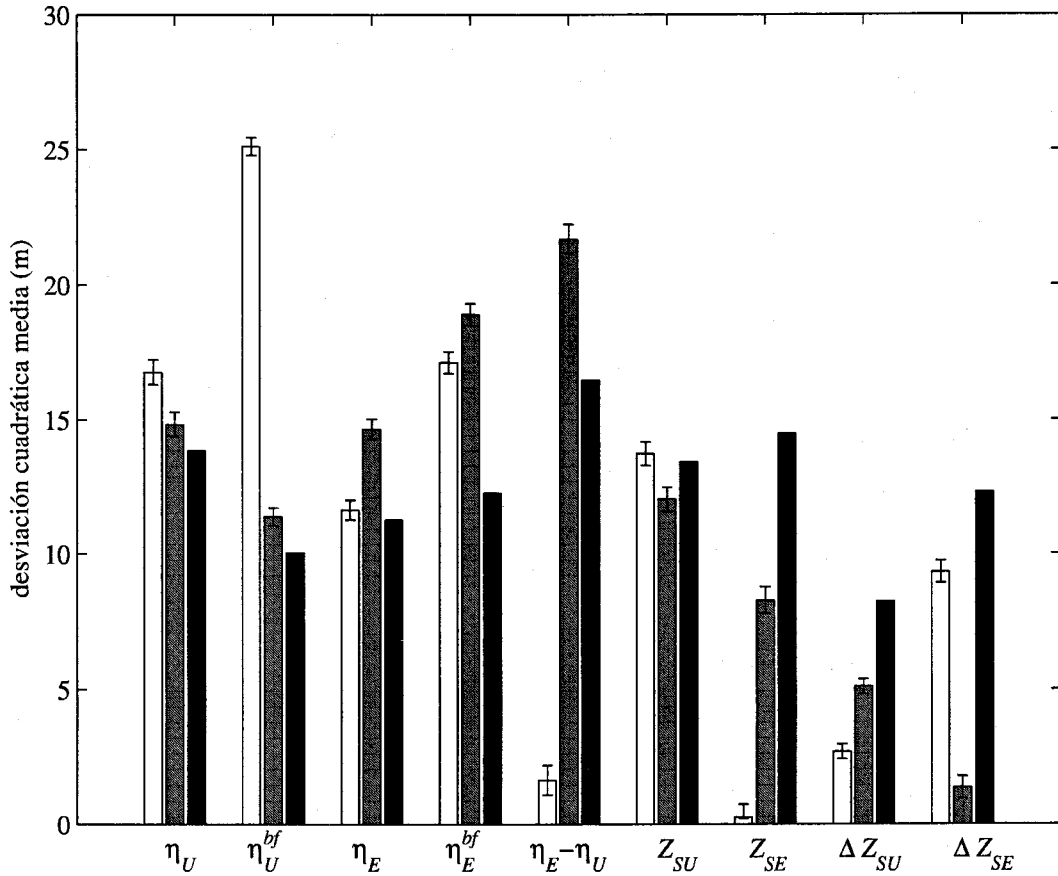




**Figura 4.6:** Profundidad de la interfaz en las secciones Este y de Camarinal durante la *Fase Común* (I):(a) Sección de Camarinal: Profundidad de la interfaz (línea gruesa) y profundidad de la interfaz de *baja frecuencia* (línea fina). (b) Sección Este: Profundidad de la interfaz (línea gruesa) y profundidad de la interfaz de *baja frecuencia* (línea fina). (c) Diferencia entre la profundidad de la interfaz en ambas secciones. (d) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa. La escala vertical es la misma en los paneles (a) (b) y (c), con objeto de facilitar comparaciones.



**Figura 4.7:** Profundidad de la interfaz en las secciones Este y de Camarinal durante la *Fase Común* (II): (a) Sección de Camarinal : Profundidad de la interfaz (línea gruesa), profundidad de máxima cizalla (línea fina), y de la isohalina  $S = 37,0$  (línea punteada). (b) Sección Este: Profundidad de la interfaz (línea gruesa), profundidad de la superficie de velocidad cero (línea fina), y profundidad de la isohalina  $S = 37,8$  (línea punteada). (c) Diferencia de la profundidad de la interfaz a la que se le ha sustraído la predicción armónica quincenal-mensual. (d) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa. La escala vertical es la misma en los paneles (a) (b) y (c), con objeto de facilitar comparaciones.



**Figura 4.8:** Descomposición de las variables explicadas en el texto en los dos primeros modos empíricos más dos residuos.  $Z_{SU}$  y  $Z_{SE}$  denotan las profundidades de la región interfacial  $Z_{\bar{S}U}$  y  $Z_{\bar{S}E}$ , respectivamente.

En general, los ajustes armónicos son más significativos en la Sección de Camarinal que en la Sección Este (Tabla 4.3). En Camarinal, las fases de *Msf* y *Mm* indican que tanto la interfaz como la región interfacial son más profundas en mareas vivas que en mareas muertas. Las señales quincenal y mensual en la Sección Este son poco significativas, pero a la vista del panel (b) de la Figura 4.7 y de los propios resultados de la Tabla 4.3 se podría decir que ocurre aproximadamente lo contrario que en Camarinal: tanto la interfaz como la región interfacial tienden a ser más someras en mareas vivas y más profundas en mareas muertas.

Las diferencias entre las series de profundidad de la interfaz en U y C ( $\eta_U - \eta_E$ ) y entre las series de profundidad promedio de la región interfacial ( $Z_{\bar{S}E} - Z_{\bar{S}U}$ ) muestran una variabilidad

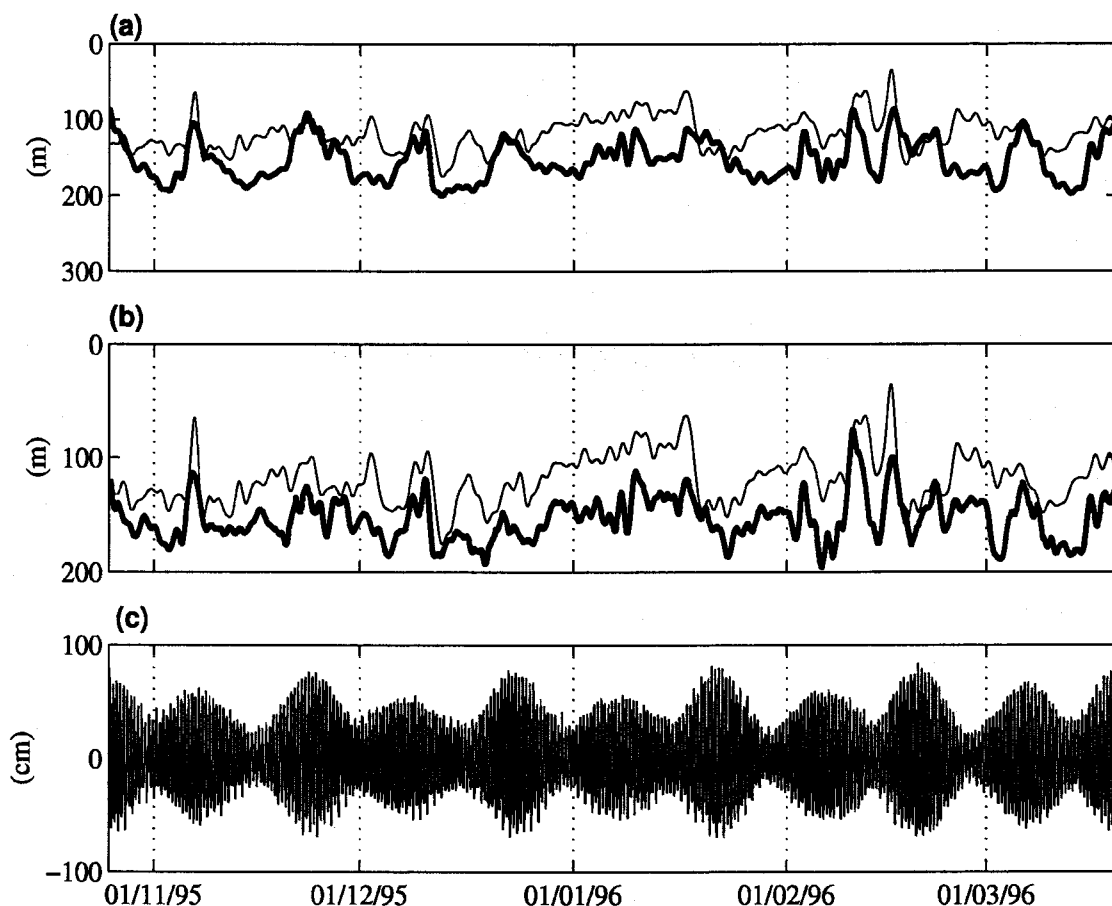
	Promedio (m)	$A_{Mm}$ (m)	$\phi_{Mm}$ (°)	$A_{Msf}$ (m)	$\phi_{Msf}$ (°)	% varianza
$\eta_U$	155	10±10	170±40	25±10	200±20	45
$\eta_E$	120	5±10	60±100	10±10	70±60	11
$\eta_U^{bf}$	145	10±10	120±50	20±10	190±30	23
$\eta_E^{bf}$	120	10±10	60±50	15±10	70±30	22
$\eta_E - \eta_U$	35	15±5	10±20	29±5	35±10	68
$Z_{\bar{S}U}$	165	10±5	170±40	20±5	200±20	45
$Z_{\bar{S}E}$	105	5±10	330±300	5±10	300±300	10
$Z_{\bar{S}E} - Z_{\bar{S}U}$	60	15±5	350±30	25±5	20±20	50
$\Delta Z_{SU}$	30	5±5	10±40	7±2	40±15	27
$\Delta Z_{SE}$	70	10±2	0±20	17±4	40±15	23

**Tabla 4.3:** Valores medios y constantes armónicas de las constituyentes  $Mm$  y  $Msf$  para la profundidad de la interfaz ( $\eta_U$ ,  $\eta_E$ ), en ambas secciones, de la diferencia entre ambas profundidades de la interfaz ( $\eta_E - \eta_U$ ), de la profundidad de la región interfacial ( $Z_{\bar{S}U} = [Z_{(s=37,5)}]_U$ ,  $Z_{\bar{S}E} = [Z_{(s=37,5)}]_E$ ), la diferencia entre ambas profundidades de la región interfacial ( $Z_{\bar{S}E} - Z_{\bar{S}U}$ ) y el grosor de la región interfacial ( $\Delta Z_{SU} = [Z_{(s=38,0)} - Z_{(s=37,0)}]_U$ ,  $\Delta Z_{SE} = [Z_{(s=38,0)} - Z_{(s=37,0)}]_E$ ) en ambas Secciones. La última columna relaciona el porcentaje de varianza de las series subinerciales (sin marea) explicada por el ajuste.

quincenal–mensual significativa (Figura 4.7.c y Tabla 4.3), con amplitudes de unos 15 m. para  $Mm$  y de 25 – 30 m. para  $Msf$ : En mareas muertas  $\eta$  y  $Z_{\bar{S}}$  son unos 50 m–70 m y 70 – 90 m. más profundas en Camarinal que en el Este, respectivamente. Sin embargo, durante mareas vivas esta diferencia se reduce notablemente, hasta el punto de que durante los períodos de mareas vivas más intensas la situación se invierte en el caso de  $\eta$ , que pueden llegar a ser más profundas en el Este que en Camarinal, mientras que  $Z_{\bar{S}E} - Z_{\bar{S}U}$  pasa a ser de unos 30–40 m.

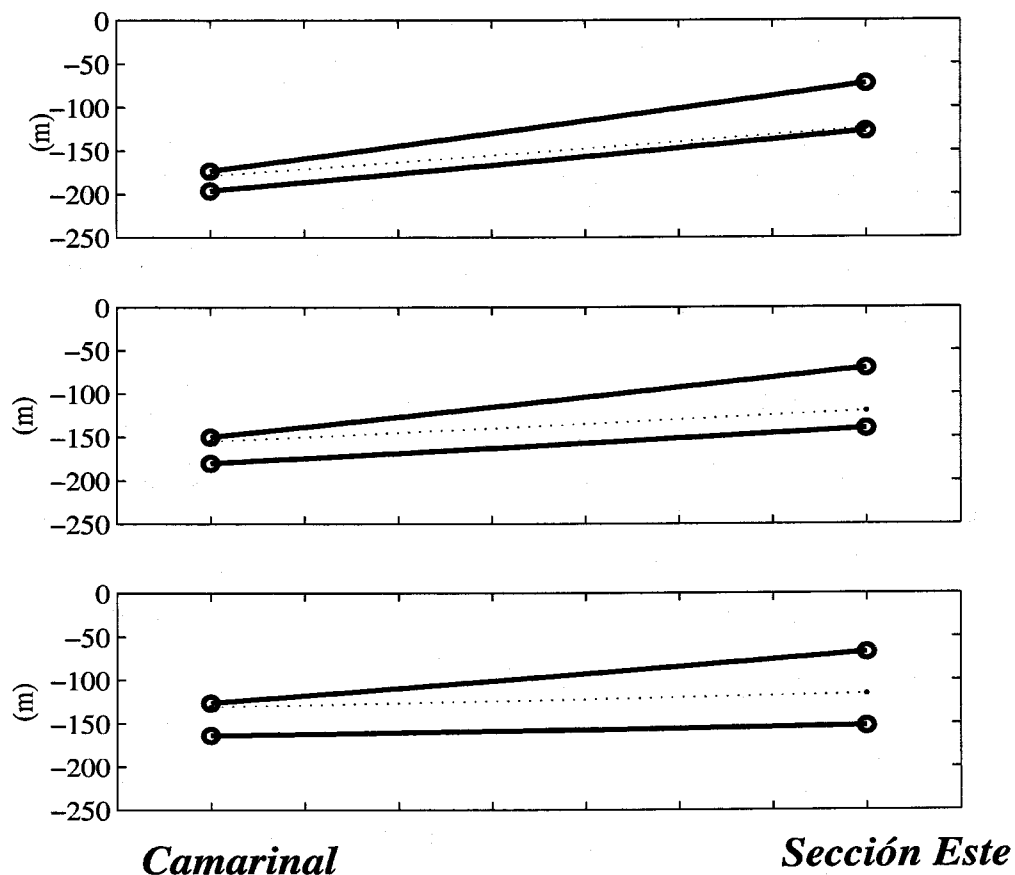
Como consecuencia de ello, la correlación entre las series de tiempo de  $\eta_U$  y  $\eta_E$  es baja ( $r \simeq 0,4$ ). Sin embargo, si se extrae la señal armónica quincenal–mensual de la serie de  $\eta_U$ , la serie resultante es muy similar a  $\eta_E$  (Figura 4.9) y la correlación entre ellas es sensiblemente mayor ( $r \simeq 0,7$ ). Esto indica que, una vez extraída la variación quincenal–mensual de la interfaz en Camarinal la interfaz tiende a oscilar “rígidamente” a frecuencias subinerciales.

La variación quincenal del grosor de la región interfacial se produce prácticamente en fase en ambas Secciones. El grosor es máxima después de mareas vivas (hasta unos 100 m en la Sección Este y unos 40 m en Camarinal), y mínima tras mareas muertas. Este comportamiento era esperable ya que sus variaciones deben ser en parte consecuencia del grado de mezcla entre las capas superior e inferior, que lógicamente debe ser mayor en mareas vivas.



**Figura 4.9:** (a) Profundidad de la interfaz en la Sección Este  $\eta_E$  (línea fina) y en Camarinal  $\eta_U$  (línea gruesa) durante la *Fase Común* (b) Igual que en (a), pero a  $\eta_U$  se le ha sustraído la señales armónicas quincenal y mensual (c) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa.

En resumen, las señales quincenales y mensuales tanto de la interfaz como de la profundidad de la región interfacial son más significativas y de mayor amplitud en la Sección de Camarinal que en la Sección Este. En Camarinal ambas son más profundas en mareas muertas y más someras en vivas. Su comportamiento en la Sección Este parece ser el inverso, aunque las amplitudes son menores y menos significativas que en Camarinal. El grosor de la región interfacial, mayor en promedio en el Este (70 m) que en Camarinal (30 m), es máxima aprox-



**Figura 4.10:** Esquema de la variabilidad quincenal de la interfaz y la de la región interfacial. Las líneas continuas representan los límites superior e inferior de la región interfacial y la línea punteada la profundidad de la interfaz

inmadamente un día y medio después de mareas vivas en ambas Secciones. La amplitud de la señal quincenal del grosor interfacial es también mayor en la Sección Este (17 m) que en Camarinal, (7 m). Finalmente, la diferencia de la profundidad de la interfaz en ambas secciones, de unos 35 m en promedio, muestra también una variabilidad quincenal y mensual muy significativa ( $29 \pm 5$  m para *Msf* y  $14 \pm 5$  m para *Mm*). La Figura 4.10 muestra de manera esquemática la posición media de la interfaz y de la región interfacial y su variación en el ciclo marea viva-marea muerta. La característica más reseñable que en mareas muertas la interfaz en la Sección Este tiende a situarse en el límite inferior de la región interfacial.

### 4.3. Flujos durante la *Fase Común*

#### 4.3.1. Estimación

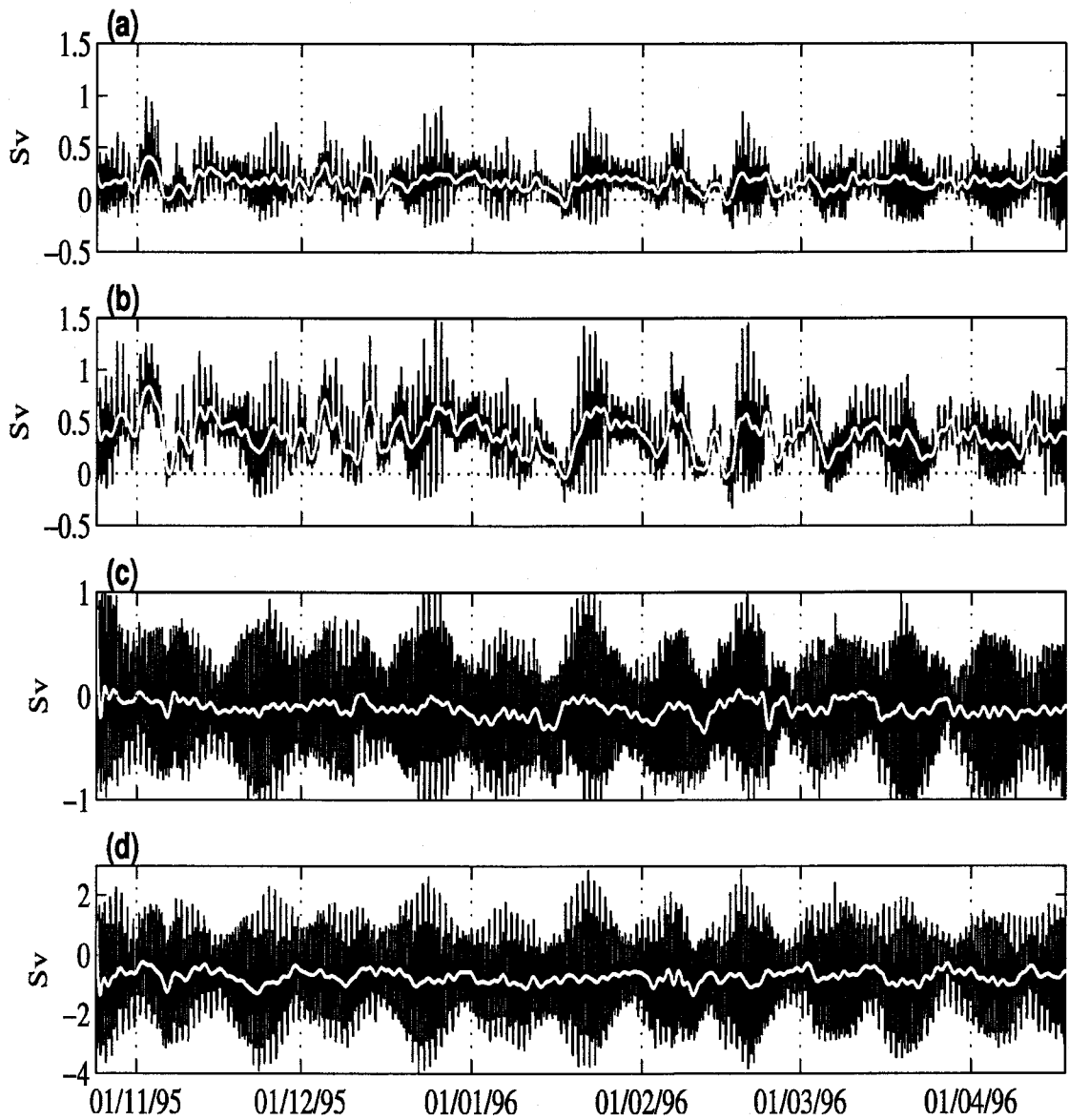
La estimación de series de tiempo de flujos de entrada y salida con promedios temporales razonables es una cuestión no exenta de complicaciones. La causa principal de estas complicaciones es la limitación que el tipo de muestreo realizado impone en la resolución espacial de las medidas.

En la Sección de Camarinal la resolución vertical disponible es de 8 m, gracias a la utilización del sensor *ADCP*, resulta adecuada. Sin embargo, sólo se dispone de medidas en un único punto de fondeo, por lo que la resolución horizontal resulta pobre. Un caso similar se tiene en Candela (2001) a partir de datos similares<sup>5</sup>, quien considera que el flujo de entrada obtenido está sobreestimado y reduce en un 10% las corrientes en los primeros 100 m. de la columna de agua para hacer una corrección *ad hoc*. Bryden et al. (1994) obtienen que los cálculos de flujos de entrada y salida realizados con datos de únicamente una línea de fondeo, de correntímetros convencionales, en el centro de la Sección sobreestiman en aproximadamente un 40% y un 15% los estimados con 3 fondeos: el anterior más otros dos situados uno a cada lado del mismo.

En la Sección Este es la falta de resolución vertical la que, en principio, puede lastrar más las medidas. La limitación en la resolución horizontal proviene de que sólo se dispone de dos puntos de fondeo durante la *Fase Común*. Sin embargo, debido a las importantes correlaciones a frecuencias subinerciales en la Sección, al menos en la capa superior, se puede utilizar alguna estrategia para reconstruir series de tiempo razonables de los flujos en la subsección Sur a partir de las obtenidas para la subsección Centro. Las series de tiempo de los flujos de entrada y de salida estimados en las subsecciones C y N de la Sección Este se muestran en la Figura 4.11.

Finalmente, se deben reseñar dos cuestiones. La primera es que los flujos se han estimado a partir de las corrientes rotadas  $u_{15}$ . La segunda, que la extrapolación hacia superficie de las corrientes se ha realizado en todos los casos suponiendo que desde el correntímetro o bin más superficial la corriente permanece constante hasta superficie.

<sup>5</sup>De hecho los datos utilizados en este Capítulo son un subconjunto de los utilizados por Candela (2001)



**Figura 4.11:** *Fase Común*, Sección Este: Flujos de entrada estimados en las subsecciones N (a) y C (b), en Sv, y flujos de salida estimados en las subsecciones N (c) y C (d), en Sv. Nótese el mayor rango en la escala vertical del panel (d).



### Inferencia de flujos en la subsección Sur

Para poder calcular los flujos a través de toda la Sección Este es necesario realizar una estimación indirecta de los flujos a través de la subsección Sur, para así aplicar las expresiones (2.56) y (2.57), que dan el flujo total. El procedimiento seguido consiste en:

1. Calcular los flujos a través de las subsecciones C y S durante otro período en el que las medidas a través de ambas subsecciones fueran lo suficientemente buenas. Se ha elegido para ello un período de 65 días al comienzo de la Fase Intensiva, entre el 16 de Julio y el 19 de Septiembre de 1997.
2. Realizar una regresión lineal de las series estimadas del flujo subinercial en la subsección Sur sobre las estimadas en la subsección Centro durante ese período. Así, la relación entre los flujos de entrada subinerciales es, (expresada en Sv):

$$\langle Q_{1S} \rangle = 0,9 \langle Q_{1C} \rangle - \bar{Q}_{1C} + 0,4 \quad (r = 0,64), \quad (4.23)$$

donde a la serie de tiempo del flujo de la subsección centro se le ha restado su promedio temporal. Por otro lado, la correlación entre los flujos de salida en ambas subsecciones no es significativa y una regresión lineal entre ambas tiene poco sentido. Sin embargo, ya que la desviación estándar subinercial del flujo de salida en la subsección Sur es poco importante (del orden de 0,1 Sv), no se comete un error importante si se estiman sus fluctuaciones escalando convenientemente la serie de flujo de salida en la subsección Centro para que tenga la misma desviación estándar y valor medio que la de flujo de salida en la subsección Sur, con lo que se obtiene la siguiente relación, (expresada igualmente en Sv):

$$\langle Q_{2S} \rangle = 0,7 \langle Q_{2C} \rangle - \bar{Q}_{2C} - 0,1 \quad (4.24)$$

3. La estimación de los flujos a través de la subsección Sur durante la *Fase Común* se ha realizado utilizando (4.23) y (4.24) para reconstruir la parte subinercial, (suponiendo implícitamente que la relación entre los flujos estimados en ambas subsecciones es la misma durante la *Fase Común* que durante el comienzo de la Fase Intensiva), y generando la señal de marea a frecuencias no subinerciales (diurnas, semidiurnas, y componentes de alta frecuencia) mediante técnicas estándar de análisis armónico.

### Reescalado de las estimaciones

Los valores medios y desviaciones estándar de las series subinerciales se muestran en la Tabla 4.4. Una vez realizada la estimación de los flujos, el siguiente paso consiste en contrastarlas y, en su caso, corregirlas. El criterio utilizado generalmente es el siguiente: el flujo medio neto  $\overline{Q}_0 = \overline{Q}_1 + \overline{Q}_2$  debe ser positivo y del orden de 0,05 Sv-0,1 Sv, para ser compatible con estimaciones históricas de evaporación neta en el Mediterráneo (Bryden et al., 1994; Garcia-Lafuente et al., 2000; Candela, 2001; Garcia-Lafuente et al., 2002c).

	Camarinal	Este
$\overline{Q}_1$ (Sv)	1,08	0,90
$\overline{Q}_2$ (Sv)	-0,79	-0,78
$\overline{Q}_0$ (Sv)	0,29	0,12

**Tabla 4.4:** Valor medio de los flujos de entrada, salida y neto estimados en las Secciones de Camarinal y Este durante la *Fase Común*.

Es habitual que las estimaciones preliminares de flujos no cumplan este criterio y que se proceda a corregirlos de manera más o menos justificada (Bryden et al., 1994; Candela, 2001). Las estimaciones de flujo en la *Fase Común* no resultan ser una excepción. El flujo neto estimado en la Sección de Camarinal es de 0,29 Sv y en la Sección Este de 0,12 Sv. Ambos valores son algo mayores de lo esperado, aunque el valor en la Sección Este puede considerarse aceptable. No ocurre lo mismo con el obtenido en la sección de Camarinal, al que se debe realizar una corrección.

De los valores medios de los flujos (Tabla 4.4) se deduce que el anómalamente alto valor de  $\overline{Q}_0$  en Camarinal se debe principalmente a la contribución del flujo de entrada, que parece estar sobreestimado respecto al obtenido en la Sección Este. Por el contrario, los flujos de salida en ambas Secciones son muy similares. Por consiguiente, se ha optado por mantener el valor de los flujos en la Sección Este y del flujo de salida en Camarinal, y ajustar el valor del flujo de entrada en esta última Sección, con un factor multiplicativo adimensional  $R$ , para que se cumplan dos condiciones: que 1) el valor medio y 2) la desviación estándar de la diferencia de los flujos netos no filtrados, es decir, incluyendo la banda de marea, sean mínimos. En la Figura 4.12 se muestran ambas cantidades en función del parámetro  $R$ . De la figura se deduce que el valor  $R = 0,83$  proporciona un compromiso aceptable entre ambas condiciones. Por tanto, se reescala con ese factor el flujo de entrada en Camarinal, de modo que su valor medio

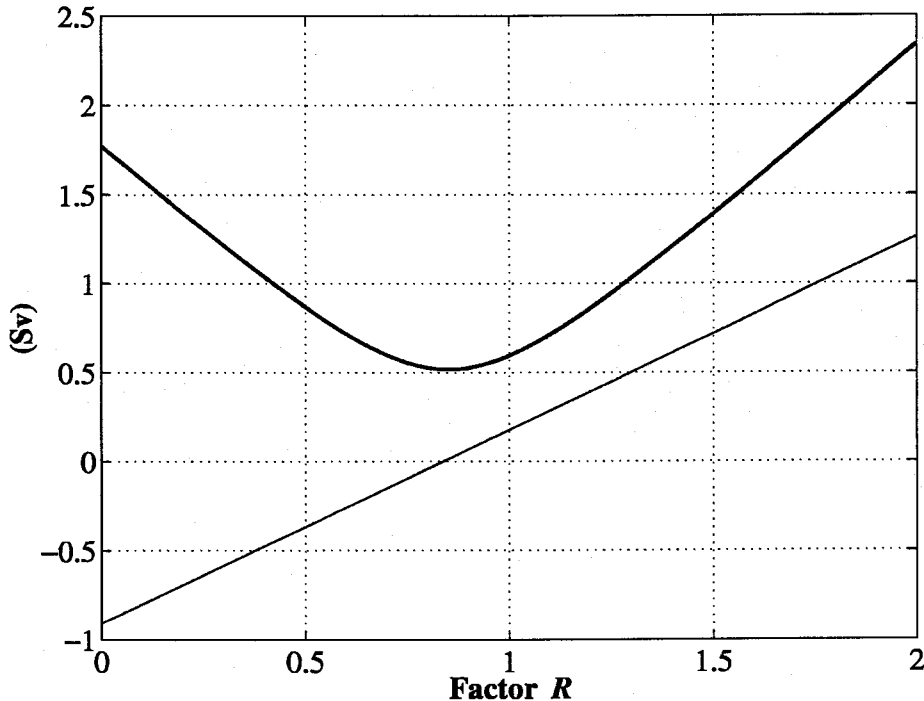
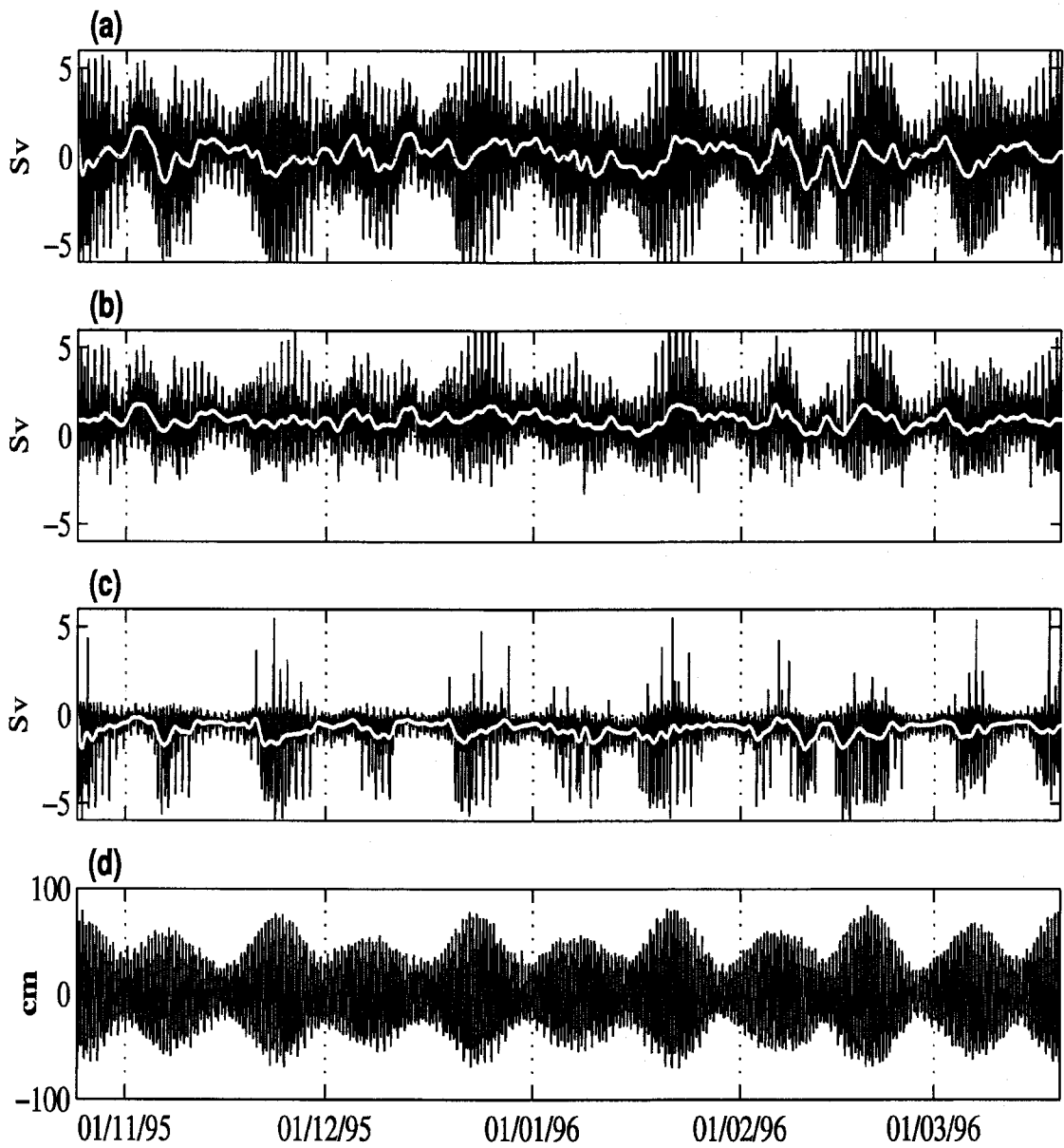


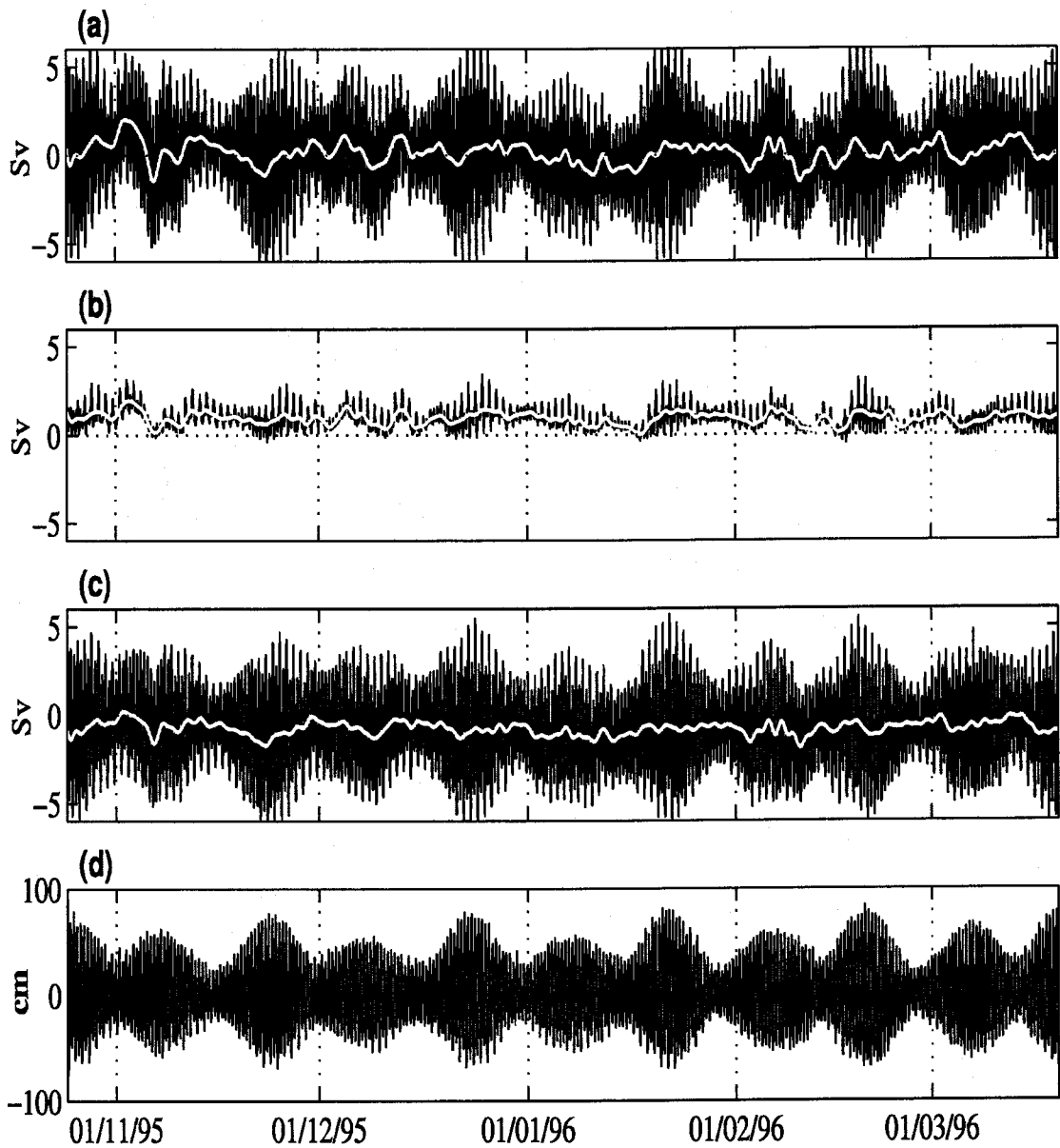
Figura 4.12: Valor medio (línea fina) y desviación estándar (línea gruesa) de la diferencia entre los flujos netos estimados en las Secciones de Camarinal y Este durante la *Fase Común*, en función del parámetro  $R$  de ajuste del flujo de entrada en Camarinal

pasa a ser de 0,90 Sv, y el flujo neto en Camarinal del orden de 0,1 Sv. Los valores medios de las estimaciones de los flujos  $Q_1$  y  $Q_2$  en la Sección Este son mayores que los obtenidos en el epígrafe 3.1.1. El flujo de entrada de *baja frecuencia* y, por consiguiente, el rectificado, se reescalán con el mismo factor.

El hecho de que el factor  $R$  sea menor que la unidad es razonable. Las corrientes en la Sección de Camarinal se han medido en la parte central del canal, donde son en general de mayor intensidad que en el resto de la sección, especialmente en el caso de la capa superior, para la cual el grosor de la sección da lugar a apreciables diferencias. Por ello, es razonable que haya habido una sobreestimación del flujo de entrada.



**Figura 4.13:** *Fase Común*, flujos estimados en la Sección de Camarinal: (a) Flujo neto  $Q_{0V}$  (b) Flujo de entrada,  $Q_{1V}$  (c) Flujo de salida,  $Q_{2V}$  (d) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa. Las líneas blancas en los paneles (a) (b) y (c) son las correspondientes series subinerciales.



**Figura 4.14:** *Fase Común*, flujos estimados en la Sección Este: (a) Flujo neto  $Q_{0E}$  (b) Flujo de entrada,  $Q_{1E}$  (c) Flujo de salida,  $Q_{2E}$  (d) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa. Las líneas blancas en los paneles (a) (b) y (c) son las correspondientes series subinerciales.

#### 4.3.2. Valores medios y variabilidad de marea

Así pues, se adopta como mejor estimación de los flujos unos valores aproximados de 0,9 Sv para los flujos de entrada, 0,8 Sv para los de salida y, por tanto, 0,1 Sv para el flujo neto. Estos valores son similares a los obtenidos en trabajos anteriores (Bryden et al., 1994; Garcia-Lafuente et al., 2000; Tsimplis y Bryden, 2000; Candela, 2001; Baschek et al., 2001; Garcia-Lafuente et al., 2002c). Sin embargo, estas estimaciones son las primeras que se realizan simultáneamente en estas dos secciones durante un período tan prolongado (unos cinco meses), y con una definición espacial en el muestreo relativamente adecuada. Son, por tanto, de gran valor, y su análisis puede revelar características importantes del intercambio.

Un rasgo que se observa en las Figuras 4.13 y 4.14 y que conviene resaltar es que en las series de flujo, al igual que en las de nivel del mar, se observa una desigualdad mensual en la modulación quincenal de la amplitud de marea, es decir, dos mareas vivas separadas un mes son más similares que dos mareas vivas consecutivas.

Es bien conocido que, a frecuencias de marea, tanto los flujos de ambas capas en una misma sección como entre los flujos de una misma capa, pero en distintas secciones son muy diferentes entre sí (Garcia-Lafuente et al., 2000). En las Figuras 4.13 y 4.14 se aprecia también esta diferencia y, en contraste, la esperable semejanza del flujo neto en ambas secciones. En Camarinal el flujo de entrada posee mayor varianza a frecuencias de marea que el flujo de salida, aunque ambas sean comparables. En la Sección Este, por el contrario, la señal de marea de  $Q_{0E}$  está dominada casi totalmente (un 90 % de varianza, aproximadamente) por el flujo de salida  $Q_{2E}$  y, consecuentemente, la varianza de las fluctuaciones de marea del flujo de entrada  $Q_{1E}$  son relativamente pequeñas (Figura 4.14). Esta diferencia tan acusada a frecuencias de marea, parece está relacionada con el comportamiento de la interfaz entre Camarinal y el estrechamiento de Tarifa: La interfaz se deprime con marea entrante dando lugar a una especie de “embalse” interno para la capa de entrada que desaparece y con la saliente, cuando la interfaz se hace somera (Candela, 1991; Garcia-Lafuente et al., 2000)

Es interesante observar en la Figura 4.13 que, en mareas vivas, los picos de marea hacia valores positivos de  $Q_{OU}$  están asociados a picos de marea en  $Q_{1U}$ , mientras que los picos hacia valores negativos de  $Q_{OU}$  lo están con picos de  $Q_{2U}$ . Más adelante se mostrará que estos eventos guardan relación con los flujos rectificadas de marea. Las líneas de color blanco en la Figuras 4.13 y 4.14 representan los correspondientes flujos subinerciales y permiten comparar la varianza subinercial con la de la banda de marea. En estos flujos subinerciales se pueden observar señales de tipo quincenal y mensual que serán analizados con profundidad más adelante.

## 4.3.3. Variabilidad subinercial. Señales quincenal y mensual

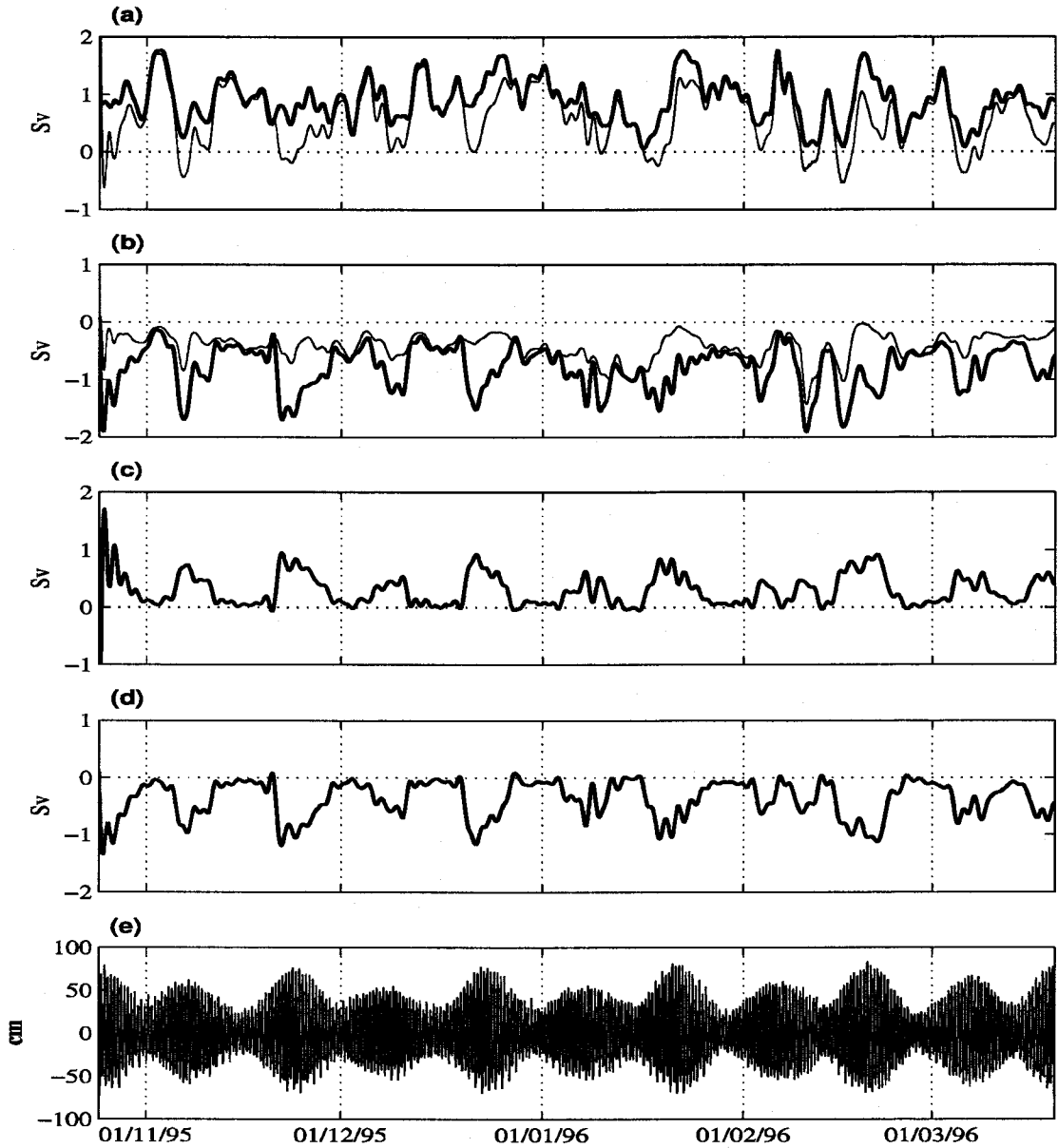
## Series subinerciales

Las series subinerciales, de *baja frecuencia*, y rectificadas, tanto del flujo de entrada como de salida, se muestran en las Figuras 4.15 (en Camarinal) y 4.16 (en la Sección Este), mientras que en la Tabla 4.5 se muestra el valor medio, desviación estándar y desviación estándar subinercial de cada uno de ellos.

	Valor medio (Sv)	Desviación estándar (Sv)	Desviación estándar subinercial (Sv)
$Q_{1U}$	0,9	1,7	0,4
$Q_{1E}$	0,9	0,6	0,4
$Q_{2U}$	-0,8	1,3	0,4
$Q_{2E}$	-0,8	2,6	0,4
$Q_{0U}$	0,1	2,7	0,7
$Q_{0E}$	0,1	2,7	0,6
$Q_{1U}^{bf}$	0,6	0,5	0,5
$Q_{2U}^{bf}$	-0,4	0,2	0,2
$Q_{1E}^{bf}$	> 0,8	0,4	0,4
$Q_{2E}^{bf}$	< -0,7	0,4	0,4
$Q_{1U}^r$	0,3	0,3	0,3
$Q_{2U}^r$	-0,4	0,4	0,4
$Q_{1E}^r$	< 0,1 (en valor absoluto)		
$Q_{2E}^r$	< 0,1 (en valor absoluto)		

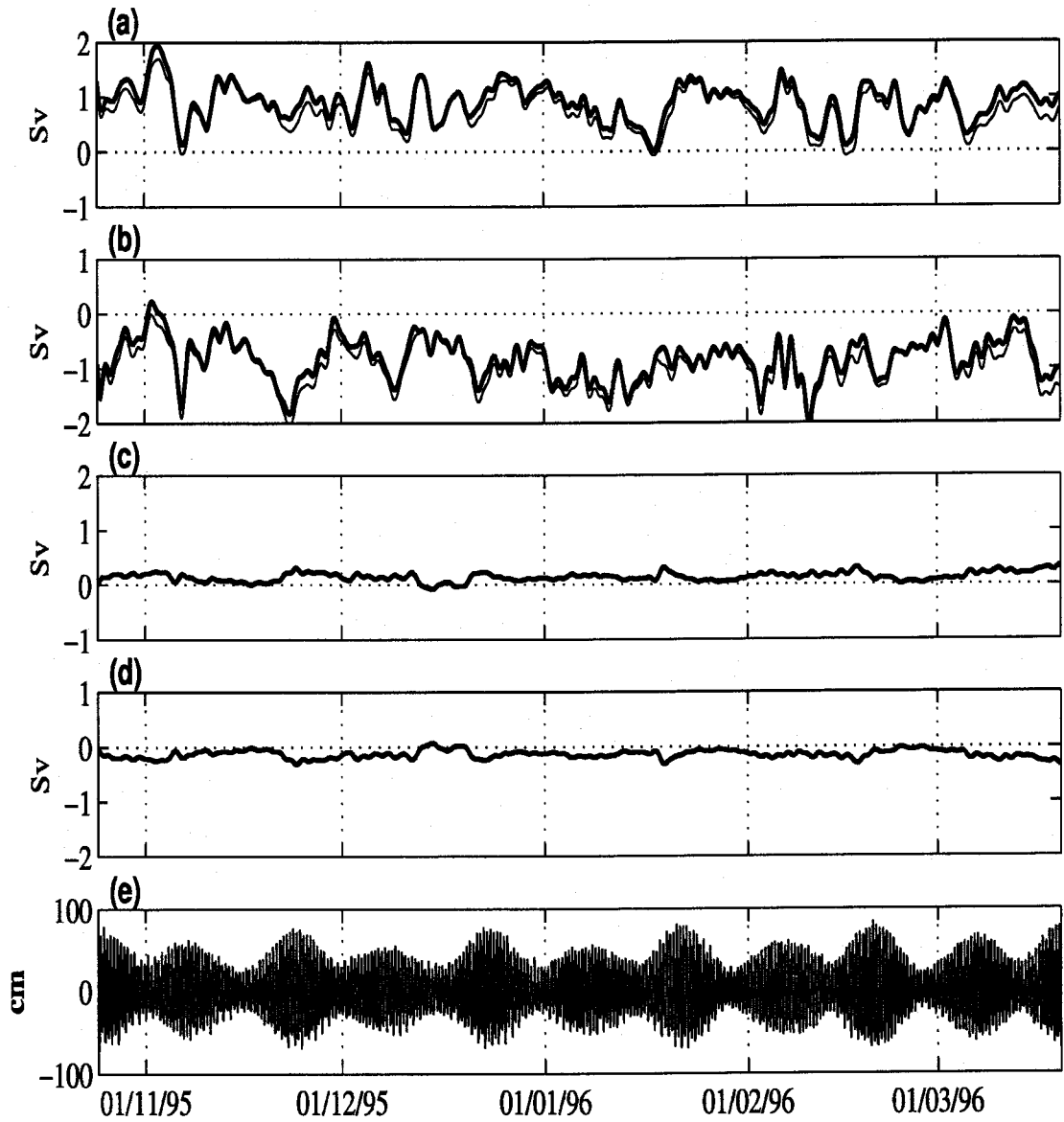
**Tabla 4.5:** *Fase Común:* Características generales (valor medio y desviación estándar, total y subinercial) de los flujos estimados. Nótese que, por definición, toda la varianza de los flujos de *baja frecuencia* y rectificadas se encuentra en la banda subinercial.

A diferencia de las señales que incluían la marea, las series de tiempo subinerciales de los flujos, tanto de entrada como de salida, estimados en ambas secciones son muy similares entre sí (Figuras 4.15, 4.16, paneles a y b, líneas gruesas). El coeficiente de correlación de las series subinerciales de flujo de entrada es  $r \simeq 0,9$ , mientras que el de los flujos de salida es algo menor,  $r \simeq 0,7$ . Este relativamente bajo valor del coeficiente de correlación para los flujos de salida se debe a que, en la Sección Este, la coherencia espacial de las corrientes medidas en la capa inferior es relativamente pequeña. De este modo las interpolaciones y extrapolaciones



**Figura 4.15:** *Fase Común*, series subinerciales de los flujos estimados en la Sección de Camarinal: (a) Flujo de entrada subinercial  $\langle Q_{1U} \rangle$ , (línea gruesa) y de baja frecuencia  $Q_{1U}^{bf}$ , (línea fina) (b) Flujo de salida subinercial  $\langle Q_{2U} \rangle$ , (línea gruesa) y de baja frecuencia  $Q_{2U}^{bf}$ , (línea fina) (c) Flujo rectificado en la capa de entrada,  $Q_{1U}^r$ . (d) Flujo rectificado en la capa de salida,  $Q_{2U}^r$ . (e) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa.





**Figura 4.16:** Fase Común, series subinerciales de los flujos estimados en la Sección Este: (a) Flujo de entrada subinercial  $\langle Q_{1E} \rangle$ , (línea gruesa) y de baja frecuencia  $Q_{1E}^{bf}$ , (línea fina) (b) Flujo de salida subinercial  $\langle Q_{2E} \rangle$ , (línea gruesa) y de baja frecuencia  $Q_{2E}^{bf}$ , (línea fina) (c) Flujo rectificado en la capa de entrada,  $Q_{1E}^r$ . (d) Flujo rectificado en la capa de salida,  $Q_{2E}^r$ . (e) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa.

espaciales tienden a introducir cierto error en las estimaciones realizadas en la capa inferior en esa Sección.

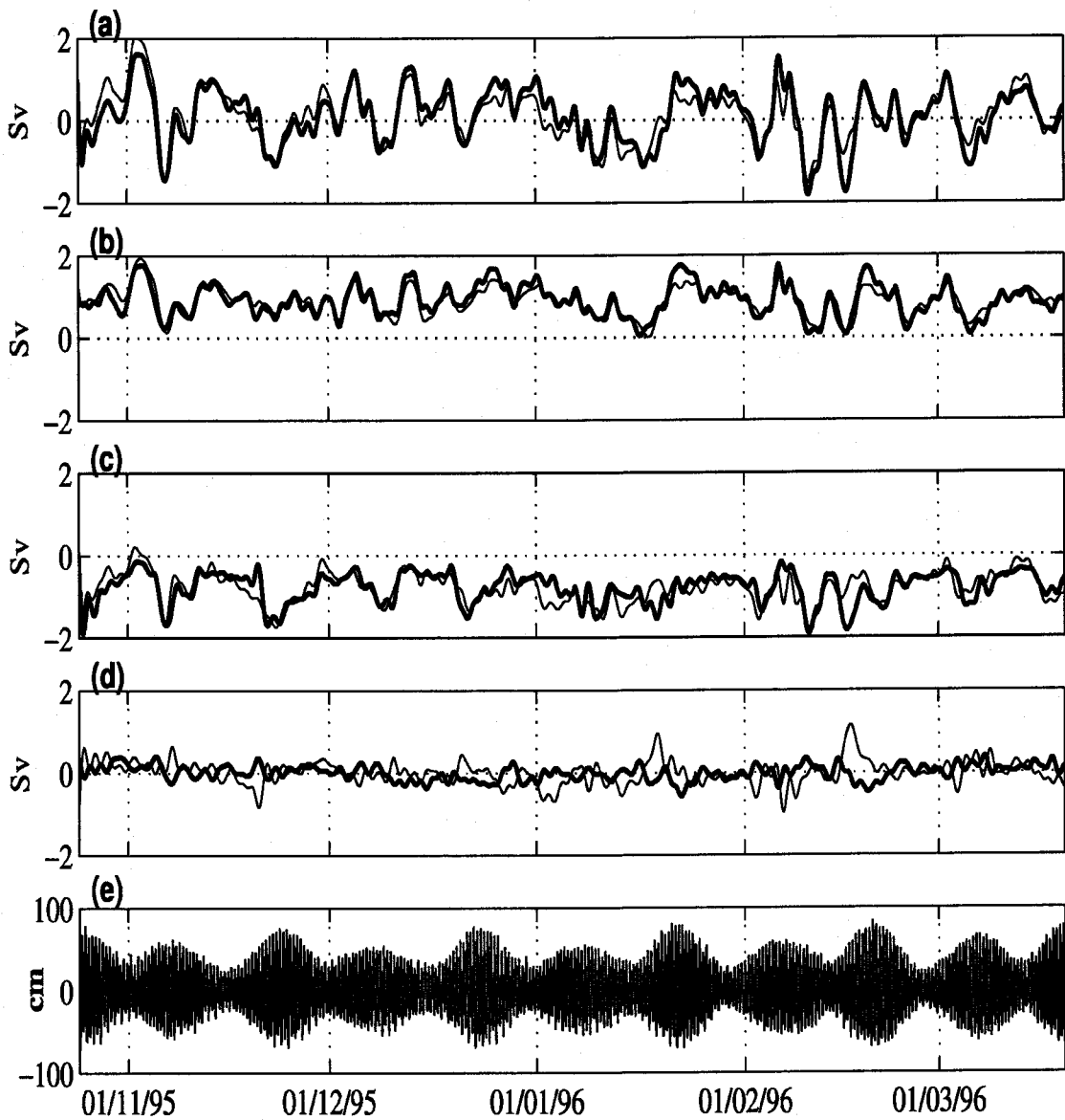
En general, los flujos subinerciales aportan una reducida parte de la varianza de los flujos de entrada y salida, a excepción del flujo de entrada en la Sección Este. La desviación estándar subinercial del flujo neto estimada es similar en ambas secciones (0,6 – 0,7 Sv) y algo superior a la estimación de 0,4 Sv de Candela et al. (1989).

Los flujos rectificados de marea (paneles c y d de las Figuras 4.15 y 4.16) tienen una gran importancia relativa en Camarinal, donde contribuyen casi a la mitad del valor medio y de la varianza subinercial de los flujos (Tabla 4.5). Muestran una variabilidad quincenal y mensual muy acusada, con valores absolutos de hasta 1 Sv en las mareas vivas más intensas, de unos 0,5 Sv en las menos intensas y del orden de 0,1 Sv en mareas muertas. Por otro lado, en la Sección Este la contribución de los flujos rectificados es mucho menor y son prácticamente despreciables.

De forma complementaria, las series de flujos de *baja frecuencia* son prácticamente iguales a las series subinerciales en la Sección Este (Figura 4.16, paneles a y b). Por el contrario, en Camarinal los flujos de *baja frecuencia* son muy diferentes a los correspondientes flujos subinerciales. Cabe resaltar que en mareas vivas en flujo de entrada de *baja frecuencia* se invierte: en promedio, las corrientes subinerciales de la capa superior en Camarinal pueden fluir hacia el Atlántico en mareas vivas intensas. En la capa inferior no se produce esta inversión de las corrientes subinerciales, aunque si sufren una importante atenuación.

La notable diferencia existente entre los flujos rectificados en una y otra Sección, indica que el intercambio medio se realiza en cada una de ellas de diferente forma: En la Sección Este, por un lado, a través de la existencia de unas corriente medias persistentes. En Camarinal, por otro, el régimen del intercambio depende del ciclo de mareas vivas-muertas. La consistencia de los datos y procesos de estimación queda patente en el hecho de que, a pesar de esta diferencia entre los modos del intercambio, las estimaciones independientes en ambas secciones de los flujos subinerciales de entrada, salida y neto son muy similares (Figura 4.17).

El panel (a) de la Figura 4.17 muestra las estimaciones subinerciales del flujo neto en ambas Secciones. Ambas series deberían ser idénticas, idealmente. El que no lo sean se debe achacar a errores de muestreo y de la estimación. El coeficiente de correlación de las series subinerciales es  $r \simeq 0,89$  ( $r \simeq 0,98$  si no se filtra la marea). La desviación estándar de la diferencia entre ambas series es de 0,3 Sv. Esta diferencia parece tener una cierta ondulación estacional, de



**Figura 4.17:** Fase Común: Series subinerciales de (a) Flujos netos subinerciales en la Sección Este (línea gruesa) y en la Sección de Camarinal (línea fina) (b) Idem para los flujos subinerciales de entrada. (c) Idem para los flujos subinerciales de salida (d) Divergencia horizontal del flujo en la capa de entrada (línea gruesa) y en la de salida (línea fina). (e) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa.

difícil explicación. Si se extrae la predicción armónica anual-semianual a esa serie de tiempo, su desviación estándar baja a 0,25 Sv. Esta cantidad puede tomarse como una indicación del error cometido en la estimación de las fluctuaciones del flujo neto, lo que a su vez implicaría un error en la estimación de las fluctuaciones de los flujos de entrada y salida del orden de 0,15 – 0,20 Sv.

El panel (d) de la Figura 4.17 muestra las series temporales de la estimación de la divergencia horizontal del flujo en cada capa, que se obtienen simplemente como:

$$\langle \Delta Q_{jL} \rangle = \langle Q_{jE} \rangle - \langle Q_{jU} \rangle \quad (j = 1, 2) \quad (4.25)$$

donde los índices E y U indican que se trata de flujos evaluados en la Sección Este y en la de Camarinal, respectivamente.

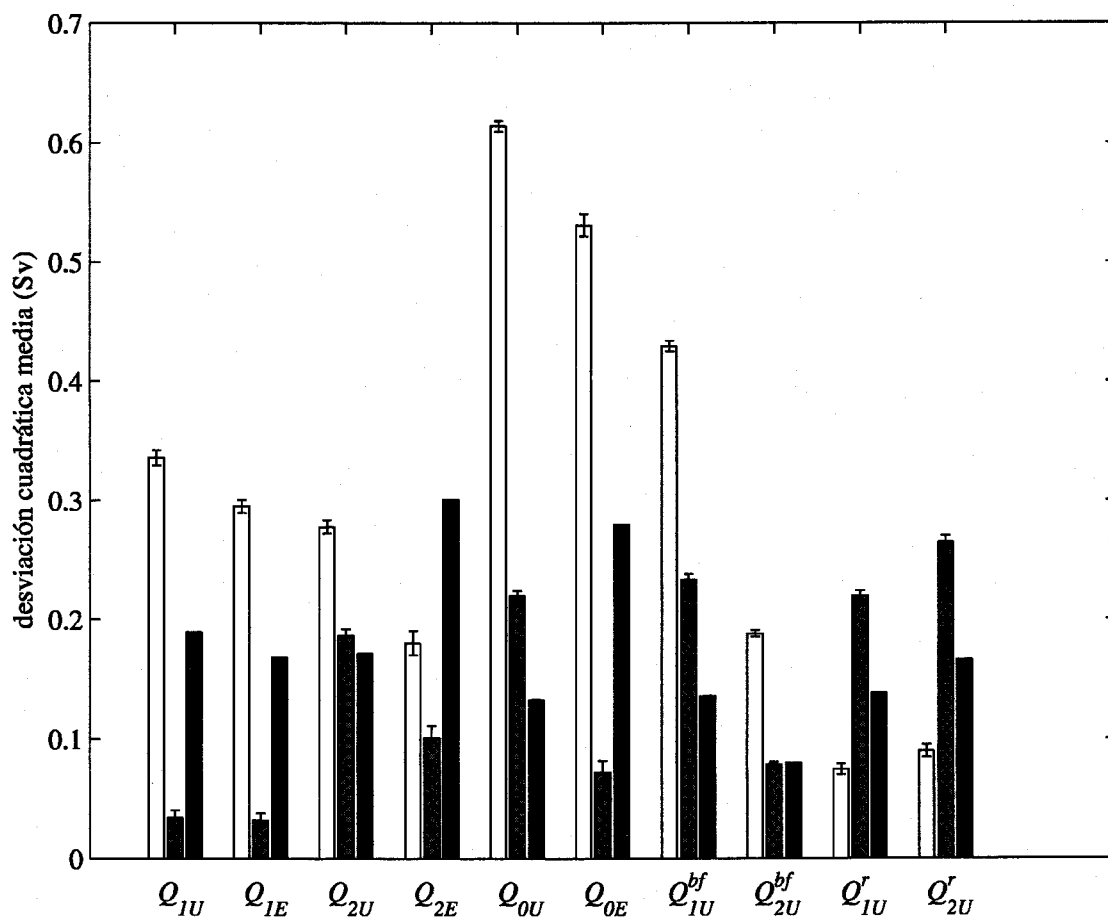
Las series de divergencia horizontal no están correlacionadas significativamente con el flujo de entrada o el de salida, ni muestran periodicidades de tipo quincenal o mensual importantes.

### Descomposición en modos empíricos subinerciales

Como se vio con anterioridad para las variables de profundidad de la interfaz, es conveniente realizar una proyección sobre los modos empíricos de corrientes subinerciales de las variables de flujo. Las series que se han proyectado son:  $\langle Q_{1U} \rangle$ ,  $\langle Q_{2U} \rangle$ ,  $\langle Q_{1E} \rangle$ ,  $\langle Q_{2E} \rangle$ ,  $\langle Q_{OU} \rangle$ ,  $\langle Q_{OE} \rangle$ ,  $Q_{1U}^{bf}$ ,  $Q_{2U}^{bf}$ ,  $Q_{1U}^r$  y  $Q_{2U}^r$ .

La varianza de la mayor parte de las variables de flujo está dominada por el primer modo empírico de corrientes, que representa, como ya se ha explicado, las fluctuaciones debidas al forzamiento meteorológico. Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que este forzamiento no tiene, en principio, una influencia significativa en el valor medio de los flujos de entrada o salida.

Una excepción a ese dominio del primer modo empírico son los flujos rectificadas en Camarinal, cuya varianza está dominada por el segundo modo empírico aunque, como se discute más adelante, los flujos rectificados no sean el efecto sino probablemente la causa indirecta de las fluctuaciones subinerciales de corriente asociadas a este modo. A pesar de que la varianza del flujo de *baja frecuencia* de entrada en Camarinal,  $Q_{1U}^{bf}$ , está también dominada por el primer modo empírico, la contribución a la misma del segundo modo es del mismo orden de la observada en los flujos rectificados.



**Figura 4.18:** Descomposición de las variables de flujo explicadas en el texto en los dos primeros modos empíricos de corrientes subinerciales más un residuo. Las barras de error indican un nivel de confianza del 95%.

Otra excepción es el flujo de entrada en la Sección Este, en el que la varianza residual es del mismo orden que la asociada al primer modo empírico. Posiblemente como consecuencia de lo anterior, la varianza residual en el flujo neto en la Sección Este es también importante, aunque en este caso considerablemente menor que la asociada al primer modo.

En definitiva, aunque la varianza de las series subinerciales está asociada principalmente al primer modo empírico, la contribución del segundo modo empírico, especialmente en los flujos rectificadas y e *baja frecuencia* en Camarinal, y la varianza residual, especialmente en la Sección Este, contribuyen significativamente a las fluctuaciones subinerciales de los flujos.

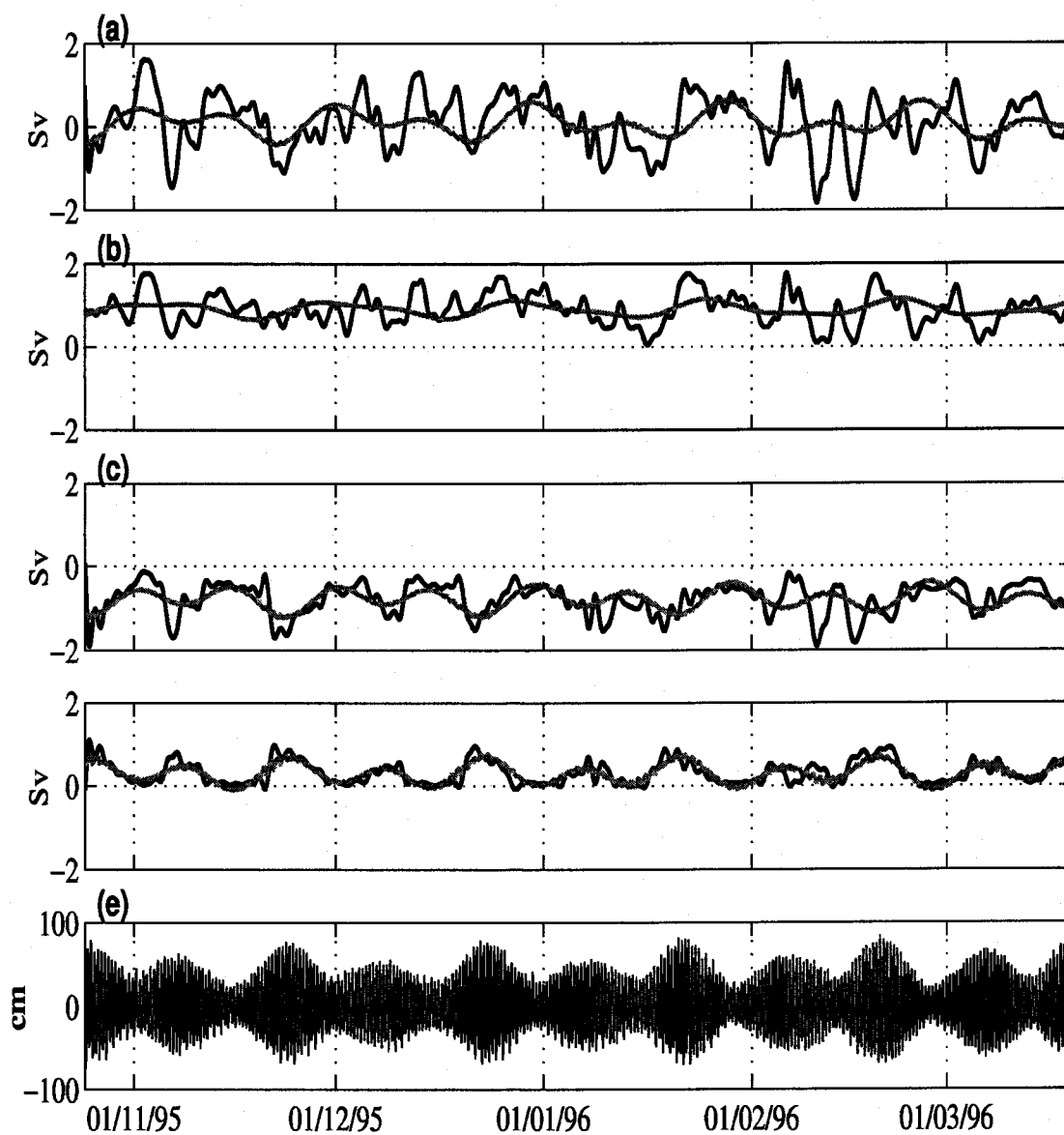
	$A_{Mm}(Sv)$	$\phi_{Mm}(^{\circ})$	$A_{Msf}(Sv)$	$\phi_{Msf}(^{\circ})$	% varianza
$Q_{1U}$	$0,20 \pm 0,10$	$90 \pm 40$	$0,10 \pm 0,10$	$100 \pm 90$	12
$Q_{1E}$	$0,20 \pm 0,10$	$90 \pm 30$	$0,10 \pm 0,10$	$140 \pm 70$	13
$Q_{2U}$	$0,15 \pm 0,10$	$160 \pm 40$	$0,25 \pm 0,10$	$200 \pm 20$	32
$Q_{2E}$	$0,10 \pm 0,10$	$100 \pm 70$	$0,20 \pm 0,15$	$200 \pm 40$	21
$Q_{0U}$	$0,30 \pm 0,20$	$120 \pm 40$	$0,25 \pm 0,20$	$180 \pm 50$	16
$Q_{0E}$	$0,30 \pm 0,20$	$90 \pm 40$	$0,25 \pm 0,20$	$180 \pm 50$	19
$Q_{1U}^{bf}$	$0,20 \pm 0,15$	$135 \pm 40$	$0,25 \pm 0,15$	$190 \pm 40$	20
$Q_{2U}^{bf}$	$0,10 \pm 0,10$	$60 \pm 50$	$0,10 \pm 0,10$	$60 \pm 50$	18
$Q_{1U}^r$	$0,15 \pm 0,05$	$10 \pm 10$	$0,30 \pm 0,05$	$30 \pm 10$	70
$Q_{2U}^r$	$0,20 \pm 0,05$	$190 \pm 10$	$0,35 \pm 0,05$	$210 \pm 10$	70

**Tabla 4.6:** Constantes armónicas de las constituyentes  $Mm$  y  $Msf$  para los flujos de entrada ( $Q_1$ ), salida ( $Q_2$ ) y netos ( $Q_0$ ) en ambas Secciones, para las series de flujos de *baja frecuencia* ( $Q_1^{bf}$  y  $Q_2^{bf}$ ) y rectificadas de marea ( $Q_1^r$  y  $Q_2^r$ ) en Camarinal. La ultima columna relaciona el porcentaje de varianza de las series subinerciales (sin marea) explicada por el ajuste.

### Señales quincenal y mensual

La existencia y el carácter de las señales quincenales en los flujos es un tema recurrente en el estudio de la dinámica del intercambio a través del Estrecho (Candela et al., 1989; Bryden et al., 1994; Tsimplis y Bryden, 2000; Garcia-Lafuente et al., 2000). Resulta conveniente sistematizar esta información a través de la realización de análisis armónicos que permitan cuantificar esta variabilidad y compararla estas señales con las de la interfaz y la región interfacial (Tabla 4.6). En primer lugar debe señalarse los importantes errores relativos tanto en amplitud como en fase para casi todas las variables, con la notable excepción de los flujos rectificadas de marea. A pesar de ello, en general las estimaciones para una misma variable realizadas independientemente en cada una de las secciones coinciden, lo que aporta un mayor grado de confianza en las mismas.

La señal mensual en el flujo de entrada  $Q_1$  es significativa y tiene una amplitud de unos  $0,2 Sv$ . La fase de  $90^{\circ}$  indica que el máximo del flujo de entrada se produce en las mareas muertas que siguen a las mareas vivas más intensas (Figura 4.19). Por el contrario, no existe una evidencia tan significativa de variabilidad quincenal en el flujo de entrada, pues la amplitud y error asociado son del orden de  $0,1 Sv$ . Este resultado coincide con los de Bryden et al. (1994) y Garcia-Lafuente et al. (2000), o la falta de evidencia de señal quincenal en los niveles del mar



**Figura 4.19:** *Fase Común*, Sección de Camarinal: Comparación con la correspondiente predicción armónica quincenal-mensual (línea gris) de (a) Flujo neto subinercial ( $Q_{0U}$ ), (b) Flujo de entrada subinercial ( $Q_{1U}$ ), (c) Flujo de salida subinercial ( $Q_{2U}$ ), y (d) Flujos rectificados en la capa de entrada,  $Q_{1U}^r$ . (e) Señal de marea del nivel del mar en Tarifa.

en el análisis de Garrett et al. (1989). Sin embargo, entra en contradicción con la amplitud estimada en Camarinal para la señal  $Msf$  de 0,46 Sv en el flujo de entrada de la que informan Tsimplis y Bryden (2000), quienes utilizan para el cálculo de flujos la profundidad de máxima cizalla como interfaz.

Por otro lado, la componente quincenal del flujo de salida tiene una amplitud de 0,25 Sv y parece implicar, con mayor claridad que en el flujo de entrada, la existencia de una señal determinista. En acuerdo con el análisis precedente, el mínimo del flujo de salida, es decir, el máximo de flujo hacia el Atlántico, tiene lugar en mareas vivas, coincidiendo con el máximo, en valor absoluto, de los flujos rectificados en la Sección de Camarinal. La componente mensual tiene una amplitud menor (0,1 Sv) y comparable a su error. Con ello, los flujos de salida muestran una variabilidad subinercial fundamentalmente quincenal (Figura 4.19).

Como consecuencia el flujo neto posee componentes quincenal y mensual de amplitudes apreciables (0,25 Sv y 0,30 Sv, respectivamente). La fase de la componente quincenal ( $200^\circ$ ) es tal que el máximo del flujo neto tiene lugar en mareas muertas, coincidiendo con el mínimo del flujo de salida. Garcia-Lafuente et al. (2002a) encuentran una señal quincenal de similar amplitud y fase en un período de cinco meses entre Octubre de 1997 y Marzo de 1998. La fase de la señal mensual ( $90^\circ$ ) indica que ésta refuerza el mínimo de flujo neto en las mareas vivas más intensas y el máximo en las mareas muertas inmediatamente posteriores (Figura 4.19.a).

Como ya se observó anteriormente los flujos rectificados en Camarinal presentan señales quincenales y mensuales (Figura 4.19.d y Tabla 4.6). Las correspondientes constantes armónicas y las de los flujos de *baja frecuencia* son consistentes con las constantes armónicas de los flujos subinerciales y con las ecuaciones (4.18) y (4.19). Pero, a pesar de la importante variabilidad quincenal tanto de los flujos rectificados como de *baja frecuencia* en Camarinal, la señal quincenal del flujo de entrada en esa Sección es poco significativa. De hecho se observa que se produce una cierta compensación entre las señales quincenales de los flujos rectificados y los *baja frecuencia* que merecen un análisis más detallado.

La pulsación quincenal en la diferencia de los flujos rectificados de una y otra Sección no se ve reflejada, sin embargo, en los flujos de entrada y salida, cuya diferencia, que se ha denominado divergencia horizontal, no presenta variabilidad quincenal ni mensual apreciable (Figura 4.17.d).



#### 4.3.4. Compensación entre flujos rectificadas y flujos de *baja frecuencia* en Camarinal

##### Sección de Camarinal

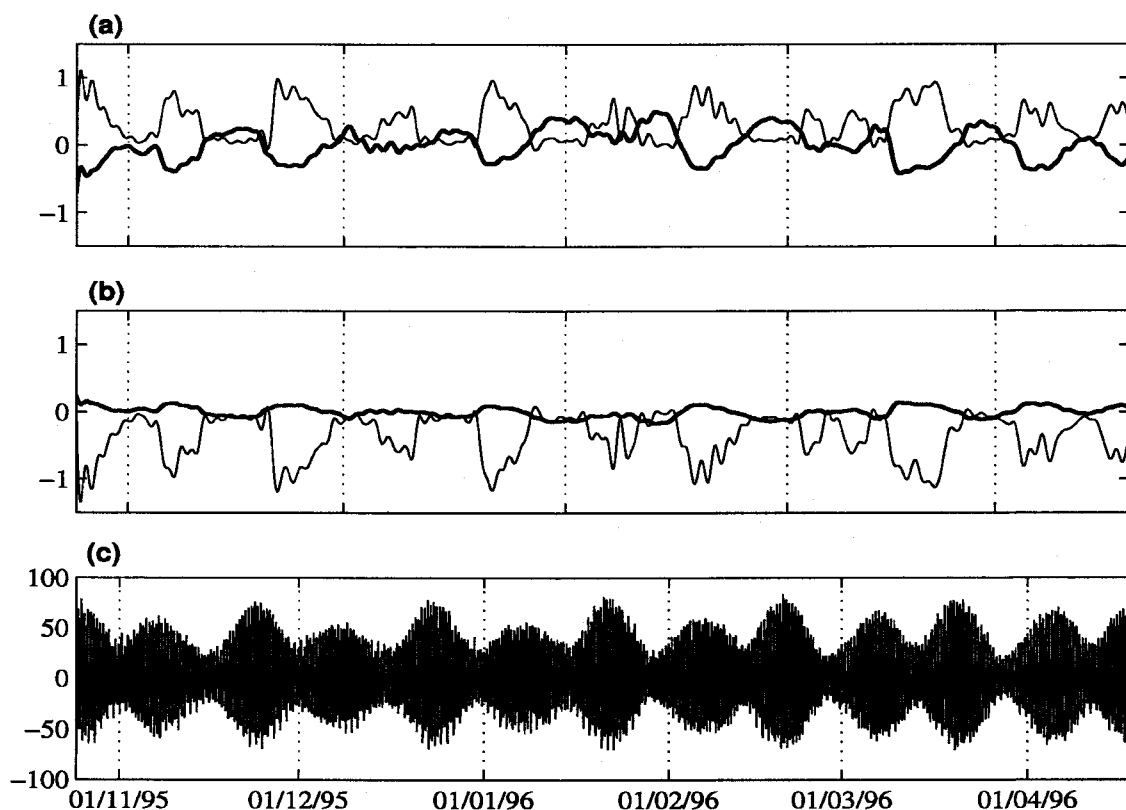
Los variabilidad de los flujos rectificadas en Camarinal está correlacionada con las fluctuaciones subinerciales de corriente representadas por el segundo modo empírico, como se muestra en la Figura 4.18. Ambos muestran, además, una dominante variabilidad quincenal y mensual (Figuras 4.2 y 4.19, Tablas 4.1 y 4.6). Así, el coeficiente de correlación entre los flujos rectificadas de marea en Camarinal y el segundo modo es  $r \simeq -0,81$ . Sin embargo, debe tenerse en cuenta que los flujos rectificadas tienen su origen en la correlación de las fluctuaciones de corriente y de la profundidad de la interfaz a frecuencias de marea y no están directamente relacionados con las fluctuaciones subinerciales de corriente asociadas al segundo modo empírico.

De hecho, para evaluar la contribución de las corrientes subinerciales a las fluctuaciones subinerciales de flujo en Camarinal se debe trabajar con las series de *baja frecuencia*,  $Q_{jU}^{bf}$  y no con las de flujos totales  $Q_{jU}$ , pues éstas incluyen la contribución de los flujos rectificadas. Las fluctuaciones de los flujos de *baja frecuencia* en Camarinal pueden aproximarse mediante su proyección sobre los dos primeros modos empíricos, es decir:

$$Q_{jU}^{bf} \approx \overline{Q_{jU}^{bf}} + [Q_{jU}^{bf}]_{m_1} + [Q_{jU}^{bf}]_{m_2}, \quad (4.26)$$

donde  $[Q_{jU}^{bf}]_{m_k}$  ( $k = 1, 2$ ) son las proyecciones de  $Q_{jU}^{bf}$  sobre los dos primeros modos empíricos subinerciales. De la Figura 4.18 se deduce que esta descomposición reconstruye en torno al 90% de la varianza de los flujos de *baja frecuencia* en Camarinal. Por tanto, (4.26) resulta ser una aproximación razonable.

Las fluctuaciones asociadas al término al primer modo empírico, relacionado con el forzamiento meteorológico y que no muestra señales quincenales o mensuales significativas, no son de interés en la presente discusión. La desviación estándar asociada al segundo modo empírico es de 0,2 Sv para  $[Q_{1U}^{bf}]_{m_2}$ , el término del flujo de entrada y 0,1 Sv para  $[Q_{2U}^{bf}]_{m_2}$ , el término del flujo de salida (Figura 4.2). El efecto de estas fluctuaciones es el de aumentar la cizalla  $[Q_{1U}^{bf}] - [Q_{2U}^{bf}]$  de los flujos de *baja frecuencia* en mareas muertas y disminuirlo en mareas vivas. Por tanto, producen sobre los flujos subinerciales  $\langle Q_{jU} \rangle$  el efecto contrario a los flujos rectificadas  $Q_{jU}^r$ .



**Figura 4.20:** *Fase Común*, Sección de Camarinal (a) Parte fluctuante (con media cero) de los flujos rectificadados de marea, (línea fina) y fluctuaciones de los flujos  $[Q_{1U}^{bf}]_{m2}$  asociadas al segundo modo, con el signo invertido (línea gruesa) en la capa de entrada. (b) Idem para la capa de salida. (c) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa.

La compensación entre ambos tipos de flujo en la capa superior queda patente en la Figura 4.20. En ella se muestran, para cada una de las capas, las series de tiempo de  $[Q_{jU}^{bf}]_{m2}$  junto con los flujos rectificadados de marea en ambas capas. Los flujos rectificadados de marea y los asociados a las fluctuaciones subinerciales correspondientes al segundo modo fluctúan con una periodicidad quincenal similar, pero en antifase, y tienden a compensarse mutuamente. Tanto la Figura 4.20 como la Tabla 4.6 muestran que en la capa superior esta compensación produce en la práctica una cancelación entre las señales quincenales, ya que las fluctuaciones son del mismo orden de magnitud. Como consecuencia la señal quincenal de  $Q_{1U}$  es pequeña y poco significativa (ver Tabla 4.6). En la capa de salida, por otro lado, las fluctuaciones asociadas al

segundo modo son de menor amplitud (desviación estándar menor de 0,1 Sv), la compensación no llega a producirse y el flujo rectificado domina la variabilidad quincenal-mensual del flujo de salida  $Q_{2U}$  (Figura 4.20 y Tabla 4.6).

### Sección Este

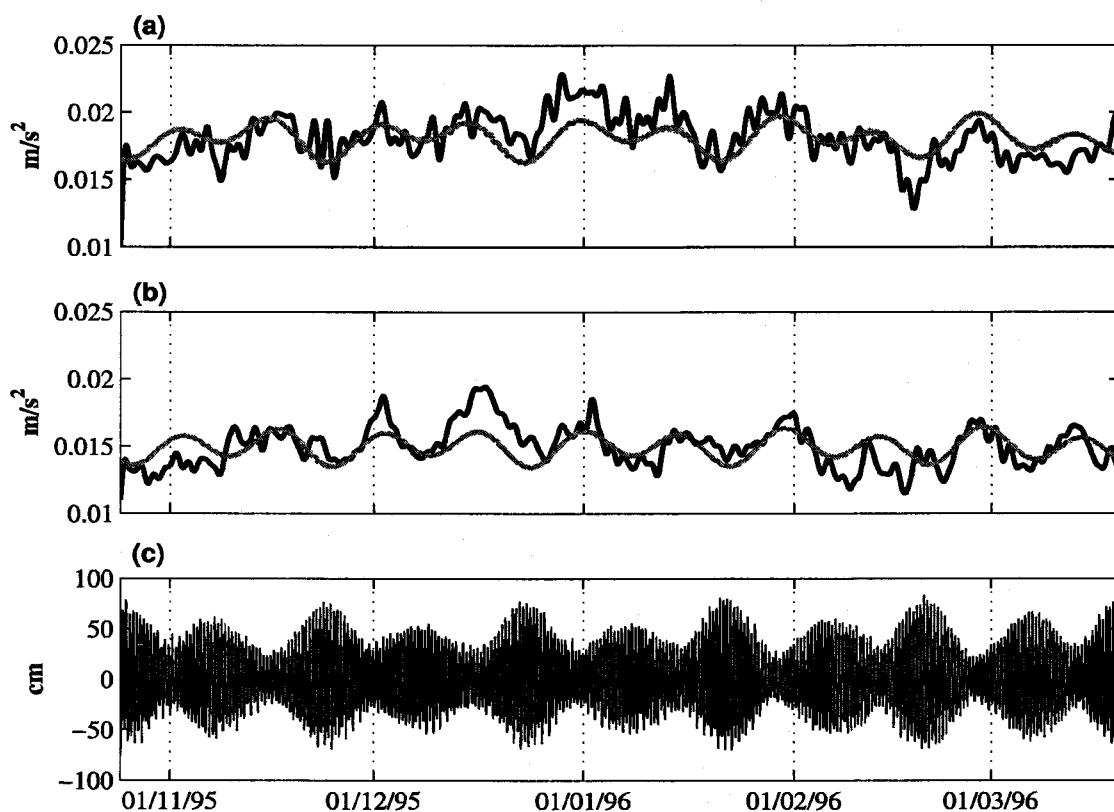
Como se observa al comparar las Figuras 4.15 y 4.16, la importancia relativa de los flujos rectificadas y de *baja frecuencia* en la Sección Este es muy diferente a la observada en Camarinal. Por un lado, los flujos rectificadas de marea en la Sección Este son prácticamente inexistentes, con un valor medio y una estándar menores que 0,1 Sv. Por el otro lado, los flujos de *baja frecuencia* son prácticamente iguales a los flujos subinerciales, tanto en valor medio como en variación (Tabla 4.5). No tiene sentido pues hablar de compensación en la Sección Este.

Las estimaciones en la *Fase Común* de las desviaciones estándar asociadas al segundo modo empírico son de menos de 0,1 Sv para  $Q_{1E}$  y de unos 0,2 Sv para  $Q_{2E}$ , en acuerdo con las estimaciones expuestas en el epígrafe 3.3.3, donde se estimó que la contribución del segundo modo a las fluctuaciones de los flujos de entrada y salida en la Sección Este es poco significativo para el flujo de entrada y del orden de 0,15 Sv para el de salida, aunque con un error considerable.

#### 4.3.5. Forzamiento por mezclas de marea y segundo modo empírico

El forzamiento por mezclas de marea es la hipótesis más aceptada en relación al origen de las fluctuaciones de corrientes subinerciales asociadas al segundo modo empírico (ver por ejemplo, Candela et al., 1989), que dan lugar a los flujos de *baja frecuencia*. Refuerza esta hipótesis la forma del perfil vertical del segundo modo empírico, que muestra la típica estructura baroclina de este tipo de procesos. Aunque no se pretende aquí construir un modelo detallado del forzamiento por mezclas de marea, sí se analizará si las magnitudes estimadas durante la *Fase Común* son compatibles con esta hipótesis.

En principio, las mezclas de marea influyen en el intercambio, a escala de tiempo subinercial, modificando el valor de la gravedad reducida  $g'$ . A partir de las ecuaciones (2.41) y (2.42) se puede estimar las series de tiempo subinerciales de la densidad de cada capa y de la gravedad reducida  $g'$ . La gravedad reducida presenta una señal quincenal-mensual (Figura 4.21 y Tabla



**Figura 4.21:** *Fase Común*, (a) Sección de Camarinal, gravedad reducida y ajuste armónico quincenal-mensual (línea gris). (b) Sección de Este, gravedad reducida y ajuste armónico quincenal-mensual (línea gris). (c) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa.

4.7) que da cuenta de un 30% de su variabilidad subinercial. Además la fase de la componente  $Msf$ , en torno a  $180^\circ$ , indica que el máximo de  $g'$ , es decir, el máximo contraste entra la densidad de las capas, se produce en mareas muertas; y el mínimo, el menor contraste de densidades, en mareas vivas, lo cual está en total acuerdo con la hipótesis expuesta.

Por otro lado, Bryden y Kinder (1991b) encuentran que, para intercambio máximo, los flujos medios de entrada y salida deben escalar como  $\sqrt{g'}$ :

$$q_1 \approx -q_2 \approx P \cdot \sqrt{g' b_c} \frac{W_c b_c}{2}, \quad (4.27)$$

	$A_0$	$A_{Mm}(\text{m/s}^2)$	$\phi_{Mm}(\text{°})$	$A_{Msf}(\text{m/s}^2)$	$\phi_{Msf}(\text{°})$
$g'_U$	0,018	$0,0010 \pm 0,0001$	$180 \pm 50$	$0,001 \pm 0,0001$	$210 \pm 40$
$g'_E$	0,015	$0,0015 \pm 0,0001$	$195 \pm 80$	$0,003 \pm 0,001$	$230 \pm 35$

**Tabla 4.7:** Valor medio y constantes armónicas de las constituyentes  $Mm$  y  $Msf$  para la gravedad reducida en Camarinal ( $g'_U$ ) y en la Sección Este ( $g'_E$ ).

siendo  $b_c \simeq 280\text{m}$  y  $W_c \simeq 22,7\text{km}$  la profundidad del fondo y la anchura del Estrecho en superficie en Camarinal, y  $P$  es un coeficiente adimensional,  $P \simeq 0,14$  (ver ecuación 1.12 y párrafos subsiguientes para más detalles). Sea el intercambio no sea *máximo* o moderadamente *submáximo*<sup>6</sup>, es razonable esperar que este escalado se cumpla de forma aproximada. Por tanto, a partir de la ecuación (4.27) se generan unas series de tiempo de los flujos de entrada  $q_1$  y salida  $q_2$ .

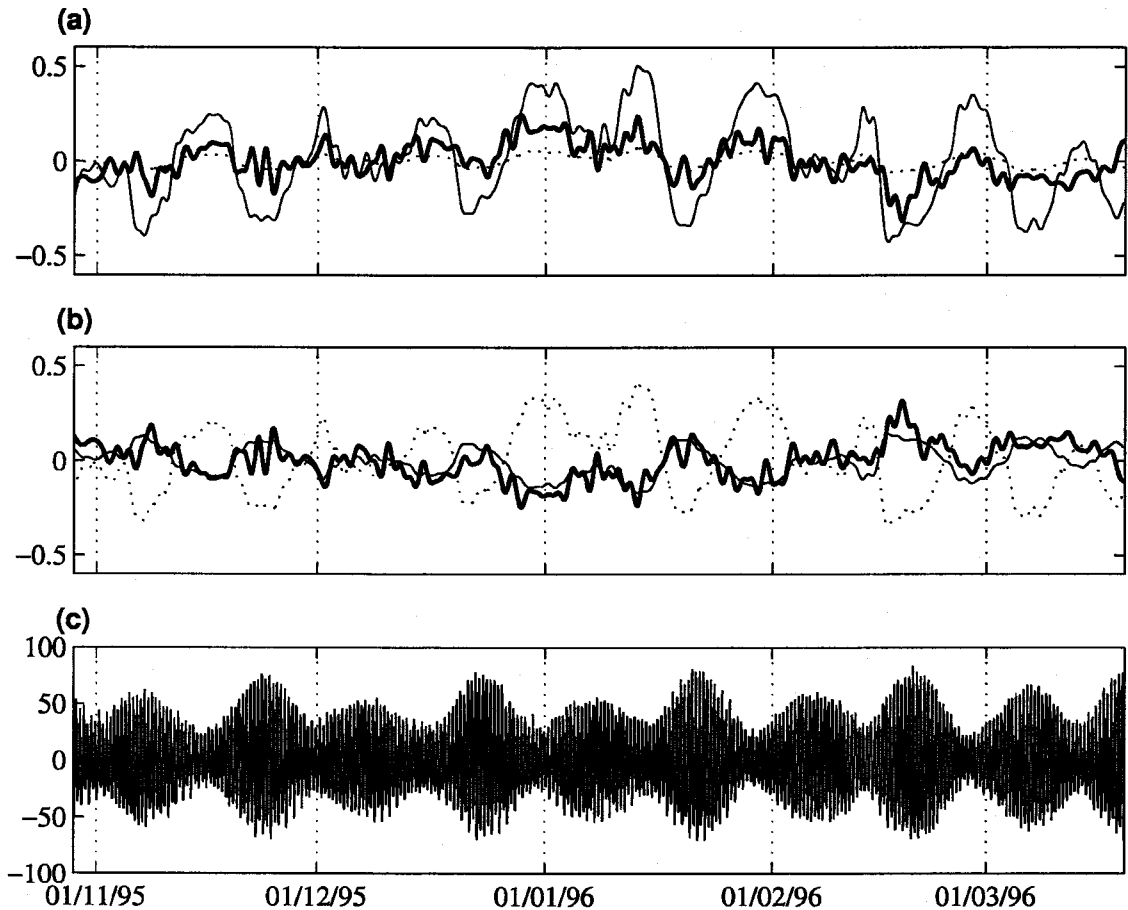
Al comparar estas series de tiempo con las proyecciones  $[Q_{jU}^{bf}]_{m_2}$  (Figura 4.22), se observa que  $q_2$  reproduce adecuadamente las fluctuaciones de los flujos de *baja frecuencia* asociadas al segundo modo empírico en el flujo de salida. Sin embargo, aunque  $q_1$  reproduce la forma de las fluctuaciones correspondientes al flujo de entrada, su varianza es significativamente menor: 0,1 Sv de  $q_1$  frente a 0,25 Sv de  $Q_{1U}^{bf}$  en desviación estándar.

Por tanto, en Camarinal el escalado de las fluctuaciones subinerciales de los flujos estimado a partir de la gravedad reducida y la condición dada por la ecuación (4.27) es compatible con la fluctuaciones, asociadas al segundo modo empírico del flujo de salida de *baja frecuencia*, pero no con las del flujo de entrada de *baja frecuencia*. El mecanismo concreto que produce la asimetría entre los flujos subinerciales de ambas capas, y su importancia para el intercambio y su estado hidráulico son desconocidos por el momento.

#### 4.3.6. Relación con los desniveles

Una cuestión frecuentemente tratada es la de la utilización de las diferencias de nivel del mar en la dirección transversal al eje del Estrecho (nivel en Ceuta menos nivel en Algeciras) y longitudinal (Tarifa menos Algeciras o Gibraltar) como descriptores indirectos de las fluctuaciones del flujo.

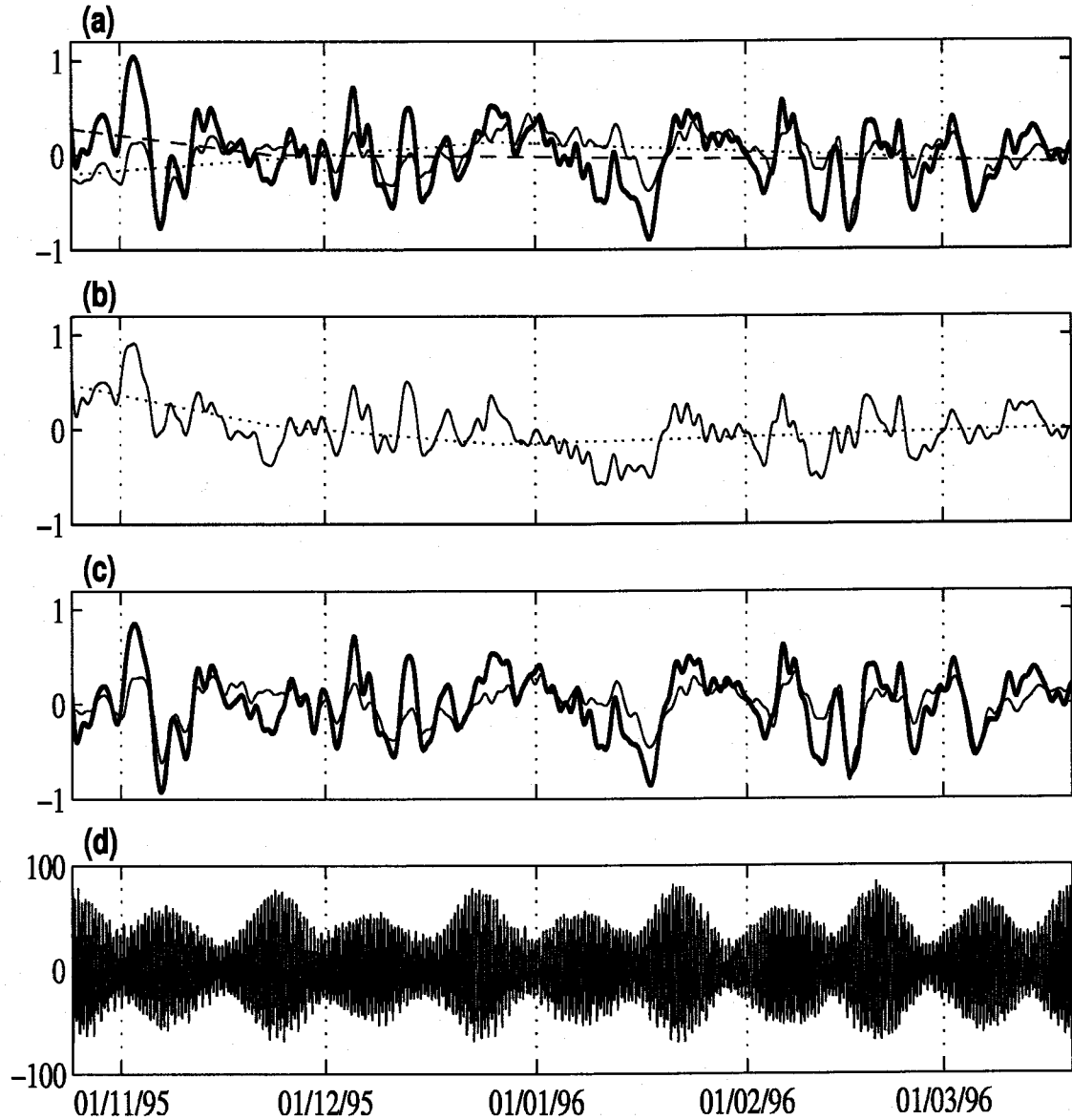
<sup>6</sup>Véase discusión al respecto en el Capítulo 5



**Figura 4.22:** *Fase Común*, Sección de Camarinal (a) Reconstrucción, a partir de la ecuación (4.27), de las fluctuaciones del flujo de entrada (línea gruesa). Fluctuaciones del flujo de entrada de *baja frecuencia* (línea fina) y del flujo de entrada  $Q_{1V}$  (línea fina) asociadas al modo 2, con el signo invertido. (b) Idem para flujos en la capa de salida. (c) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa.

Se han calculado correlaciones con desfase de las series subinerciales de los desniveles con las series subinerciales de flujos de entrada, salida, neto y de *baja frecuencia* en Camarinal. En general el máximo de correlación se obtiene para desfases menores de 0,5 días, con el flujo adelantando a los desniveles. Se puede, por ello, trabajar adecuadamente con el coeficiente de correlación a desfase nulo (Tabla 4.8).

El desnivel transversal  $\Delta T$  se correlaciona mejor con las series de transporte que  $\Delta L$ , para



**Figura 4.23:** (a) Serie de tiempo con media cero del flujo de entrada en la Sección Este  $Q_{1E}$  (Sv, línea gruesa) y de la diferencia de nivel transversal  $\Delta T$  (línea fina), multiplicada por el factor  $0,21 \text{ Sv/cm}^8$ . Las líneas rectas a tramos representan la estimación de tendencias de ambas series (línea a trazos para  $Q_{1E}$  y línea punteada para  $\Delta T$ ) (b) Diferencia entre las series de tiempo (línea continua) y entre las tendencias (línea a trazos) representadas en el panel (a). (c) Series de tiempo representadas en el panel (a), tras extraer de las mismas las tendencias indicadas (d) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa.

	$Q_{1U}$	$Q_{1E}$	$Q_{2U}$	$Q_{2E}$	$Q_{0U}$	$Q_{0E}$	$Q_{1U}^{bf}$	$Q_{2U}^{bf}$
$\Delta T$	0,60	0,63	0,41	—	0,58	0,32	0,61	—
$\Delta L$	—	-0,35	—	—	—	-0,33	—	-0,34

**Tabla 4.8:** Coeficiente de correlación lineal (a desfase cero) de los desniveles transversal y longitudinal con los flujos de entrada ( $Q_1$ ), salida ( $Q_2$ ) y neto ( $Q_0$ ) en ambas Secciones y con las series de flujos de *baja frecuencia* ( $Q_1^{bf}$  y  $Q_2^{bf}$ ) en Camarinal. No se muestran correlaciones menores que 0,3 en valor absoluto

el que la correlación es, en general, muy pobre. Las mayores correlaciones de  $\Delta T$  se obtienen con los flujos de entrada y netos. El desnivel transversal es capaz de capturar las fluctuaciones subinerciales de estos flujos. Como ejemplo, se muestra en el panel (a) de la Figura 4.23 la comparación entre el flujo de entrada en la Sección Este,  $Q_{1E}$  y el desnivel transversal, convenientemente reescalado.

Es interesante observar que ambas series de tiempo muestran tendencias de signos opuestos especialmente al comienzo del periodo de medida, que quedan de manifiesto en el panel (b) de la citada figura, donde se representa la diferencia entre ambas serie de tiempo. El origen de la tendencia en el flujo de entrada podría ser de tipo estacional (Garcia-Lafuente et al., 2002c). El origen de la tendencia, de signo opuesto, en el desnivel es desconocido. En cualquier caso si se extraen “artesanalmente” estas tendencias se obtienen las nuevas series del panel (c) cuya correlación mejora ( $r \simeq 0,78$ ).



## **Capítulo 5**

# **Implicaciones para el estado hidráulico del intercambio**

En el Capítulo 1 se señaló que la aplicación de la THFB al Estrecho de Gibraltar produce resultados que se encuentran en razonable acuerdo con los datos experimentales. Este acuerdo no deja de ser sorprendente a la vista de la importancia que tienen en el Estrecho precisamente dos aspectos que los modelos hidráulicos no están sino comenzando a abordar en toda su plenitud: los fenómenos de mezcla y la variabilidad temporal de marea.

En este Capítulo se expondrán algunas interpretaciones de los resultados deducidos de la observaciones del intercambio en relación con esos dos aspectos.

La consecuencia más relevante que la variabilidad temporal a escala de marea tiene sobre el intercambio es la rectificación de flujos originada en el Umbral de Camarinal, expuesta en el Capítulo 4. En el epígrafe 5.1 se analiza la posible criticidad del flujo en la sección de Camarinal y se explora la posibilidad de la existencia de estos flujos rectificados pueda explicarse desde la perspectiva de la teoría hidráulica.

Por otro lado, en los Capítulos anteriores se han recogido ciertas evidencias de que los procesos de mezcla y de fricción influyen en el intercambio en la región entre la Sección de Camarinal y la Sección Este. El fenómeno de las mezclas es difícilmente abordable en los modelos bicapa que se construyen en el marco de la THFB de fluidos no miscible. Sin embargo, en el epígrafe 5.2.4 se propone una interpretación, dentro el marco conceptual de la THFB de flujos miscibles pero utilizando un modelo bicapa muy simplificado de fluidos no miscibles, de las observaciones de profundidad de la interfaz y de la región interfacial en la Sección Este.

## 5.1. Teoría hidráulica y variabilidad temporal

### 5.1.1. introducción

En el tratamiento teórico del intercambio con flujos variables en el tiempo, una primera aproximación consiste en suponer que las fluctuaciones temporales tiene lugar de manera lo suficientemente lenta como para que, en cada instante, pueda asumirse que el sistema no se ha desviado de su posible estado estacionario: es la denominada aproximación cuasiestática. En la práctica esta suposición implica desprestigiar el término de aceleración temporal en las ecuaciones del movimiento, aunque manteniendo los términos de aceleración advectiva, que permiten describir las interacciones no lineales entre el flujo medio y las fluctuaciones del flujo.

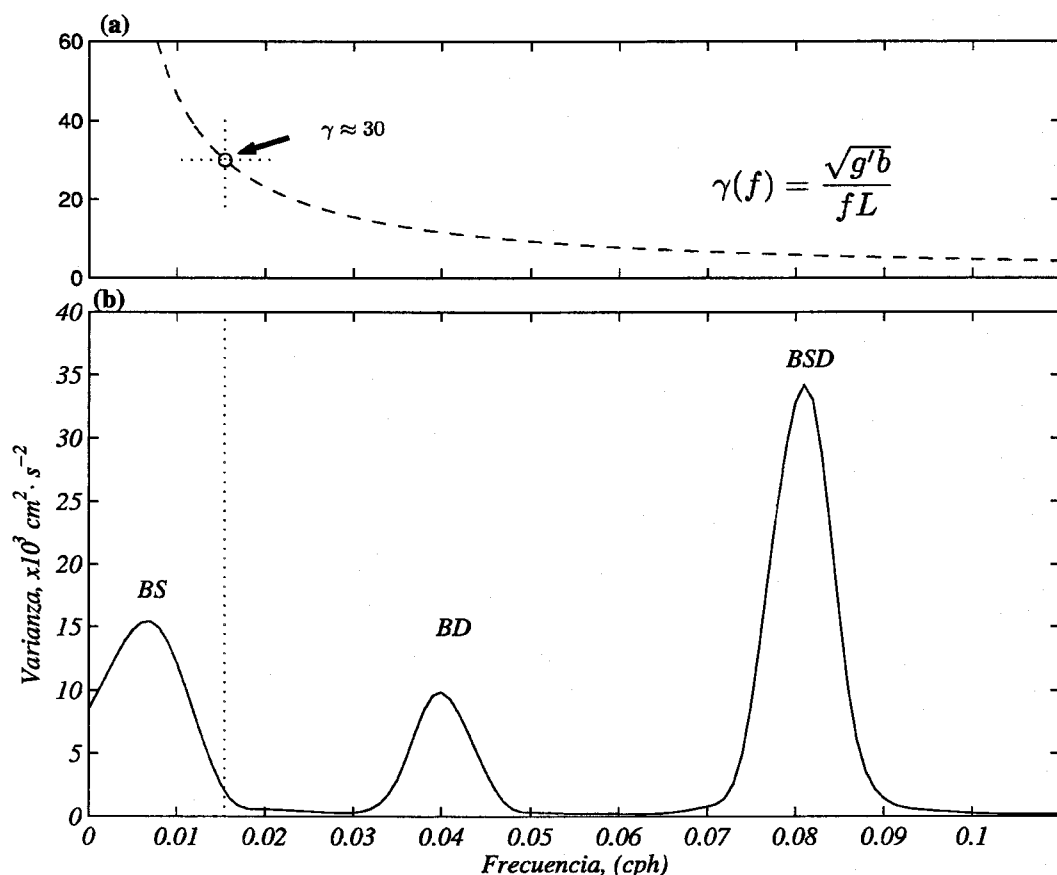
La aproximación cuasiestática no es, en principio, aplicable si el término de aceleración temporal en las ecuaciones del movimiento no es pequeño en relación con el término de aceleración advectiva o equivalentemente, si el tiempo que una onda interna "larga" tarda en propagarse a través del Estrecho es del mismo orden que la escala temporal de las fluctuaciones.

Según Helfrich (1995), dada la geometría del canal y bajo una fluctuación barotrópica del flujo de periodo de oscilación  $T$  y velocidad característica  $u_{b0}$ , las soluciones de las ecuaciones del movimiento dependen únicamente de dos parámetros adimensionales. El primero de estos parámetros, que se podría denominar "longitud dinámica"  $\gamma$ , mide la importancia relativa del término de aceleración local frente al resto de términos en las ecuaciones del movimiento, principalmente el término de aceleración advectiva:

$$\gamma = \frac{T\sqrt{g'b}}{L} \simeq \frac{\text{"término advectivo"}}{\text{"término aceleración local"}} \quad (5.1)$$

Si  $\gamma \rightarrow \infty$  el límite cuasiestático es válido y si  $\gamma \rightarrow 0$  las variaciones temporales son nulas y la solución inicial sin forzamiento no se ve alterada por este último. Es en los sistemas en los que  $\gamma$  toma valores intermedios en los que la existencia del flujo barotrópico periódico afecta significativamente al intercambio.

El significado del parámetro  $\gamma$  también puede entenderse en relación con la velocidad de propagación de una onda interna: representa el cociente entre la distancia que recorrería dicha onda interna durante un período de  $T$  y la longitud  $L$  del estrecho. Cuando  $\gamma \rightarrow \infty$  el estrecho



**Figura 5.1:** (a) Función  $\gamma(f)$  para el Estrecho de Gibraltar ( $g' \simeq 0,02 \text{ m/s}^2$ ,  $H \simeq 280 \text{ m}$  y  $L \simeq 23 \text{ km}$ , la distancia entre las sección de Camarinal y el estrechamiento de Tarifa). Se ha marcado el valor  $\gamma = 30$  como referencia. (b) Espectro de potencia de corriente característico de la capa superior en la Sección Este (Fondeo Centro, *Fase Piloto*). Los picos están etiquetado como Banda Subinercial (BS), Banda Diurna (BD) y Banda Semidiurna (BSD). De las tres, únicamente la banda subinercial cumple la condición para realizar la aproximación cuasiestacionaria,  $\gamma > 30$ .

resulta “dinámicamente corto” para fluctuaciones de período  $T$  ( $L \gg T\sqrt{g'b}$ ), la aproximación cuasiestática es aplicable. Por el contrario, si  $\gamma \rightarrow 0$ , el estrecho es “dinámicamente largo” y los términos de aceleración temporal dominan en las ecuaciones del movimiento.

El análisis de Helfrich (1995) indica que existe un amplio intervalo en el espacio de parámetros correspondiente a  $\gamma = O(1)$  en el que la dependencia temporal en las ecuaciones del movimiento debe ser considerada. En concreto, para un canal con un umbral y un estrechamiento

to, la aproximación cuasiestática no puede considerarse válida sino para valores de  $\gamma$  superiores a 30. En la Figura 5.1 se muestra un espectro de potencia de corrientes típico en Camarinal y, superpuesto a él, una estimación del factor  $\gamma$ , con  $g' = 0,02 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ , y una profundidad aproximada del Umbral de Camarinal de  $b \approx 300 \text{ m}$  y una distancia aproximada entre las secciones de Camarinal y del estrechamiento de Tarifa de  $L = 2 \times 10^4 \text{ m}$ . A la vista de la Figura, es razonable suponer que en el Estrecho de Gibraltar las fluctuaciones subinerciales cumplen la condición  $\gamma > 30$ . Las fluctuaciones de marea, sin embargo, se encuentran en el rango  $\gamma \simeq (1 - 10)$  y no la cumplen. Por tanto, la aproximación cuasiestática no puede, en principio, aplicarse.

El segundo parámetro adimensional cuantifica la importancia de las fluctuaciones barotrópicas en comparación con la velocidad de una onda larga interfacial:

$$q_0 = \frac{u_0}{\sqrt{g'b}} \quad (5.2)$$

donde  $u_0$  es un valor característico de la amplitud de la corriente barotrópica de marea. Helfrich (1995) estima que en el Estrecho de Gibraltar  $u_0 \approx 1,5 \text{ m/s}$ , que junto a los valores ya supuestos de  $g'$  y  $b$  arrojan un valor para este parámetro de  $q_0 \approx 0,6$ . Para estos valores de  $q_0$  y  $\gamma \simeq 30$  el modelo de fluidos inmiscibles de Helfrich (1995) indica un aumento de un 20% en los flujos intercambiados respecto a los predichos por un modelo estacionario o cuasiestacionario. Sin embargo, Helfrich indica que el efecto de las mezclas en el intercambio puede originar, en primera aproximación, una reducción en los flujos de en torno a un 20%. Su conclusión es que la hipotética estimación de los flujos medios intercambiados a partir de un modelo que combinara dependencia temporal y mezclas deberían ser muy similares a los estimados a partir de sencillos modelos estacionarios o cuasiestacionarios.

En cualquier caso, debe tenerse muy en cuenta lo siguiente: cualquier análisis de resultados experimentales, o cualquier modelo numérico, relacionado con el estudio del estado hidráulico del Estrecho que desprecie las fluctuaciones de marea no es completamente realista. Por tanto, aunque en el presente trabajo el enfoque principal se dirige sobre la banda subinercial, se hace necesario, en lo posible, estudiar el estado hidráulico incluyendo las frecuencias de marea.

### 5.1.2. Números de Froude y estado hidráulico en la Sección de Camarinal

La manera más directa de determinar experimentalmente el estado hidráulico en una determinada sección consiste en la estimación del número de Froude compuesto,  $G^2$ . Debe hacerse

notar que en esta estimación se acumulan los efectos de la deficiente resolución espacial del muestreo que afectan por separado a las magnitudes previamente estimadas y la idealización que supone aproximar el intercambio como un sistema bicapa. Estas limitaciones hacen que no tenga sentido introducir otro tipo de correcciones más refinadas como, por ejemplo, considerar la influencia de la pendiente transversal de la interfaz en la magnitud de las secciones transversales, que en cualquier caso tampoco se tuvo en cuenta a la hora de estimar los flujos. Ya que en Camarinal se encuentra la sección de mínimo área del Estrecho, resulta una buena candidata a ser una sección de control, y así es considerada generalmente en la literatura (por ejemplo, en Bormans y Garrett, 1989b). En principio, en una sección en la que el flujo está controlado se cumple la condición de control:

$$G^2 = F_1^2 + F_2^2 \Big|_{\text{Camarinal}} = 1 \quad (5.3)$$

Sin embargo, la intensa dinámica de mareas en Camarinal parece dar lugar a desbordamientos periódicos de ese control con la marea creciente en la fase de corrientes de marea dirigidas hacia el Atlántico, tal y como indican tanto observaciones directas (Armi y Farmer, 1988) como modelos numéricos (Izquierdo et al., 2001). Es conveniente, por tanto, investigar si las series de tiempo estimadas de flujos, profundidad de la interfaz y gravedad reducida en Camarinal son compatibles con el control hidráulico en la sección, tanto a frecuencias subinerciales como de marea.

### 5.1.3. Estimación directa de números de Froude

La Figura 5.2 muestra los números de Froude internos  $F_1^2$ ,  $F_2^2$  y el número de Froude compuesto  $G^2$ , estimados en la sección de Camarinal a partir de las series no filtradas, y las correspondientes series filtradas con el filtro  $F_{B1}$ .

Con las series filtradas se observa un comportamiento más ajustado al concepto de sección de control permanente: Por un lado, el número de Froude de la capa inferior es relativamente constante y de valor medio igual a 0,8. Por su parte, el número de Froude de la capa superior es prácticamente despreciable en mareas muertas, pero alcanza valores cercanos a 0,5 en mareas vivas. Como consecuencia de ello, la serie  $G^2$  resulta ser algo menor que la unidad en mareas muertas (en torno a 0,8 – 0,9) y alcanza valores entre 1 y 1,5 en mareas vivas. La conclusión que podría obtenerse es que en la banda subinercial el flujo es subcrítico en mareas muertas, aunque cercano a estar controlado, y supercrítico en mareas vivas.

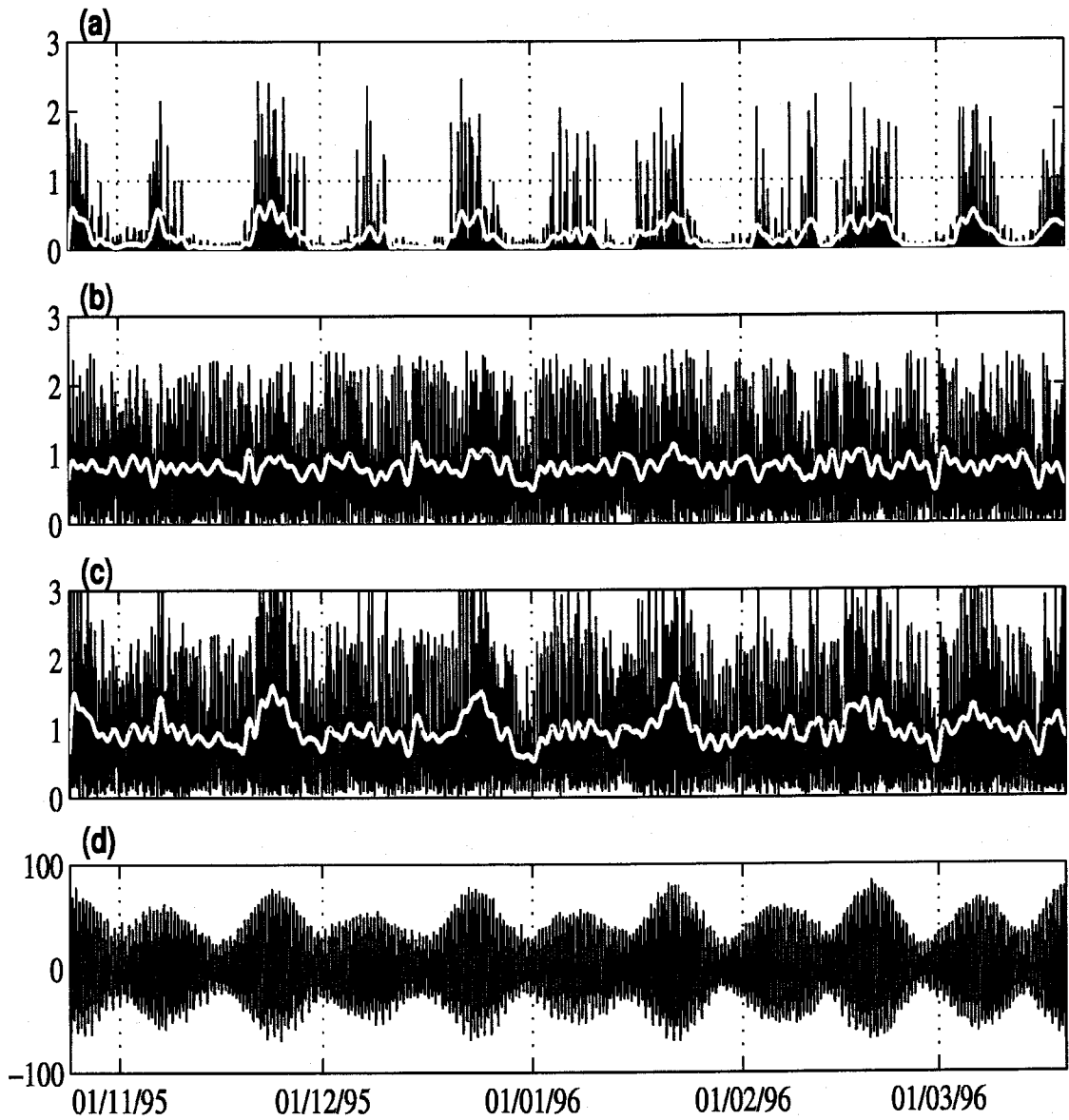


Figura 5.2: Números de Froude estimados en la sección de Camarinal durante la *Fase Común*: (a) en la capa superior ( $F_1^2$ ), (b) en la capa inferior ( $F_2^2$ ), y (c) número de Froude compuesto ( $G^2$ ). En negro las series sin filtrar y en blanco las mismas series filtradas con  $F_{B1}$ . (d) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa

#### 5.1.4. Estimación indirecta de números de Froude

##### Metodología de la estimación

Los anteriores resultados deben ser interpretados con cautela:  $G^2$  es extremadamente sensible a variaciones relativamente pequeñas de la profundidad de la interfaz y también, aunque en menor medida, a  $Q_1$ ,  $Q_2$  y  $g'$ . Esto puede corroborarse sin más que substituir en la definición de  $G^2$  las definiciones geométricas (2.36) a (2.38) que se proponen más adelante. En la Figura 5.3 se muestra tres ejemplos de la estimación de la función  $G^2(\eta)$  (ver ecuación 5.4) en el Umbral de Camarinal. La función presenta en todos los casos un mínimo, alrededor del cual la función  $G^2(\eta)$  es poco sensible a la variación de  $\eta$ . Sin embargo, si el valor  $G^2 = 1$  se produce lejos de ese mínimo, el valor absoluto de la pendiente  $|\frac{\partial G^2}{\partial \eta}|$  puede tomar valores significativos. En el ejemplo de la Figura 2.1.4 la pendiente toma valores en torno a  $0,05 m^{-1}$ . Si en la estimación de la interfaz se produjera un error de unos 10 metros, la estimación de  $G^2$  pasaría de un valor de la unidad a un valor de 1,5 con el resto de variables,  $[Q_1, Q_2, g']$ , fijas.

Dado que interesa comprobar la compatibilidad de la ecuación (5.3) con los datos experimentales, se ha afrontado el problema de la estimación de los números Froude desde otro punto de vista que permite soslayar estas dificultades. El procedimiento es el siguiente: dados los valores estimados en un instante de tiempo de las variables  $Q_1$ ,  $Q_2$  y  $g'$ , se estima el valor de la profundidad de la interfaz  $\hat{\eta}^1$  para el que se cumple que  $G^2 = 1$ :

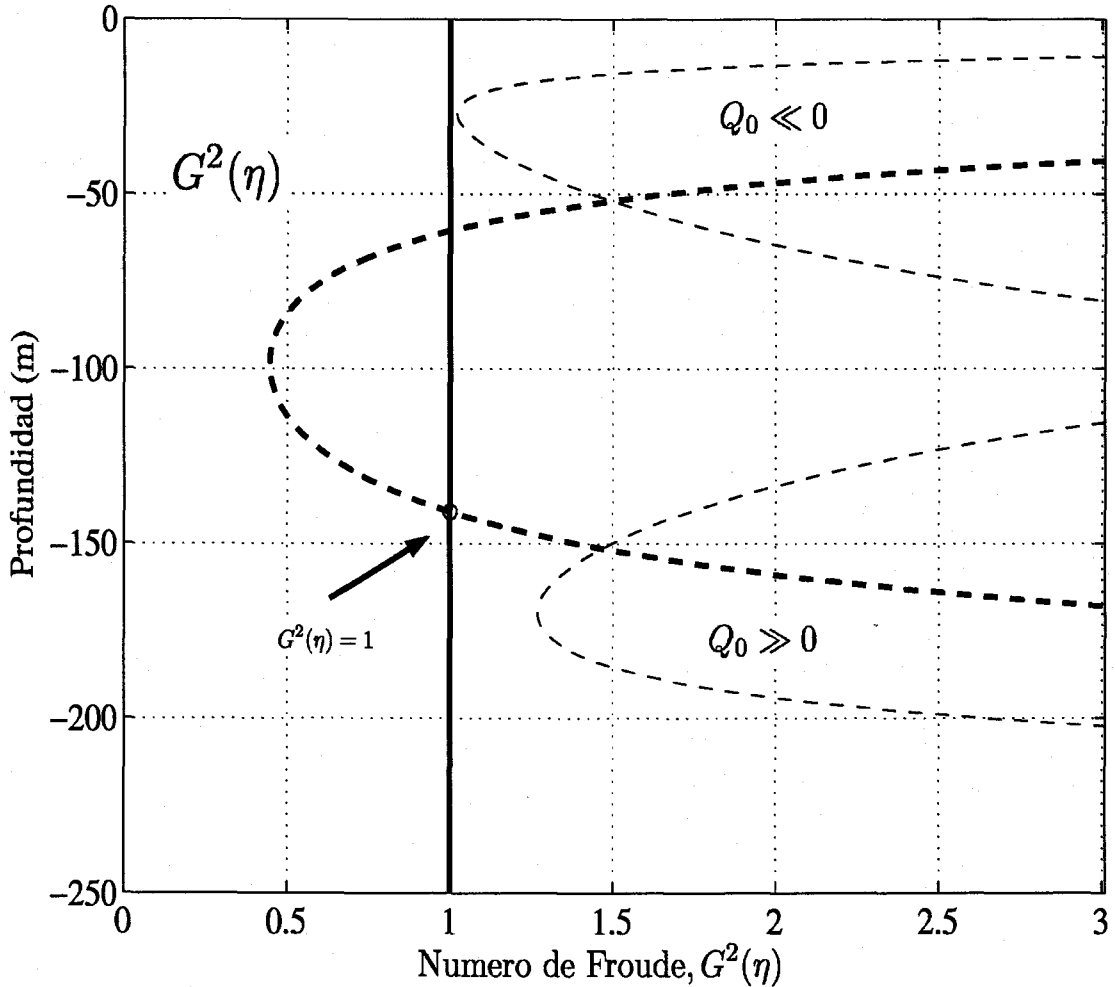
$$G_{g', Q_1, Q_2}^2(\eta) = \frac{Q_1^2 W_{int}(\hat{\eta})}{g' A_1^3(\hat{\eta})} + \frac{Q_2^2 W_{int}(\hat{\eta})}{g' A_2^3(\hat{\eta})} = 1 \quad (5.4)$$

Al resolver algebraicamente la ecuación (5.4) pueden darse tres casos diferentes:

1. Existen dos soluciones: Este caso se corresponde con la línea a trazos de la Figura 5.3. En la solución de menor profundidad de la interfaz, el control se ejerce principalmente sobre la capa superior y, en la solución de mayor profundidad de la interfaz, sobre la capa inferior. En Camarinal, donde se espera que el control sea ejercido sobre la capa inferior, se escoge esta última solución. Por otro lado, en caso de que el flujo pudiera estar controlado en la Sección Este, el control se ejercerá previsiblemente sobre la capa superior, ya que el gran área transversal de la capa inferior impide que  $F_2^2$  llegue a tener valores apreciables.

<sup>1</sup>En este Capítulo el sombrero sobre la variable  $\eta$  denota que está calculada a partir de la ecuación (5.4)





**Figura 5.3:** Ejemplos de la función  $G^2(\eta)$  a partir de valores estimados de  $Q_1$ ,  $Q_2$  y  $g'$ . La línea a trazos gruesos corresponde a un flujo barotrópico de marea moderado, mientras que las líneas a trazos finos se corresponden con flujos barotrópicos de marea intensos. Se indica con una flecha la profundidad de la interfaz  $\hat{\eta}_U$  para la que la curva de trazos cumple  $G^2(\eta) = 1$  debido principalmente a la contribución de  $F_2^2$ .

2. Existen una única solución. Se trata de un caso particular del anterior, en el que las dos soluciones colapsan a una sola.
3. No existe solución, con lo que,  $G^2(\hat{\eta}) > 1, \forall \hat{\eta}$ . Se corresponde con las líneas continuas de la Figura 5.3. En estas condiciones el flujo en la sección sólo puede ser supercrítico. Para

este caso se busca, en las inmediaciones de la sección de referencia, otra sección cercana en la que se encuentre una solución única (caso [2]). Es decir se busca la sección más cercana, aguas arriba de la dirección del flujo barotrópico, donde se cumpla la condición de control, (a la que Farmer y Armi, 1986, denominan sección de control virtual), y se asigna la correspondiente profundidad de la interfaz en esa sección a la serie de tiempo profundidad de la interfaz en Camarinal.

## Resultados

Al aplicar esta metodología a las series de tiempo de la *Fase Común*, se encuentra el caso [1] o el [2] en un 80 % del tiempo, y el caso [3] en el restante 20 %. La Figura 5.4 muestra la interfaz calculada por este método  $\hat{\eta}_U(t)$ , junto con la interfaz estimada  $\eta_U(t)$ . Aunque ambas series resultan ser muy similares, la varianza de  $\eta_U$  es mayor (60 m en desviación estándar frente a 50 m de  $\hat{\eta}_U$ ). Las mayores diferencias se dan durante mareas vivas en las que la interfaz estimada  $\eta_U$  es sistemáticamente más somera que  $\hat{\eta}_U$ .

La aparente similitud entre ambas series de tiempo parece indicar que la sección de control hidráulico *tiende* a mantenerse sobre el Umbral de Camarinal durante buena parte del ciclo de marea. Desde luego que no se puede asegurar que no se tengan nunca condiciones subcríticas sobre el Umbral de Camarinal, (véase, por ejemplo, la excelente figura 7.4 y comentarios relacionados en Armi y Farmer, 1988), pero sí que en tal caso la condición de control parece ser bastante robusta y, en general, recuperarse rápidamente.

Los números de Froude estimados con esta nueva interfaz  $\hat{\eta}_U(t)$ , que se muestran en la Figura 5.5, tienen una mayor regularidad que los estimados con anterioridad (compárense los paneles a y b de la Figura 5.5 con los de la Figura 5.2). Se observa que durante mareas muertas la situación es similar a las condiciones consideradas "estacionarias", es decir  $F_1^2 \approx 0$  y  $F_2^2 \approx 1$ . Durante periodos de mareas vivas la energía cinética del flujo es mucho mayor que en mareas muertas, y el sistema tiene más dificultades para acomodarse a la condición  $G^2 = 1$ . Como consecuencia  $F_2^2$  oscila en torno a la unidad y  $F_1^2$  tiende a tomar valores cercanos también a la unidad. El comportamiento de  $G^2$  es similar al de  $F_2^2$ , salvo que, por construcción, no se tienen valores menores que la unidad.

Como ya se ha adelantado, las situaciones correspondientes a condiciones supercríticas parecen corresponderse con lo que Armi y Farmer (1988) denominan "approach control" o

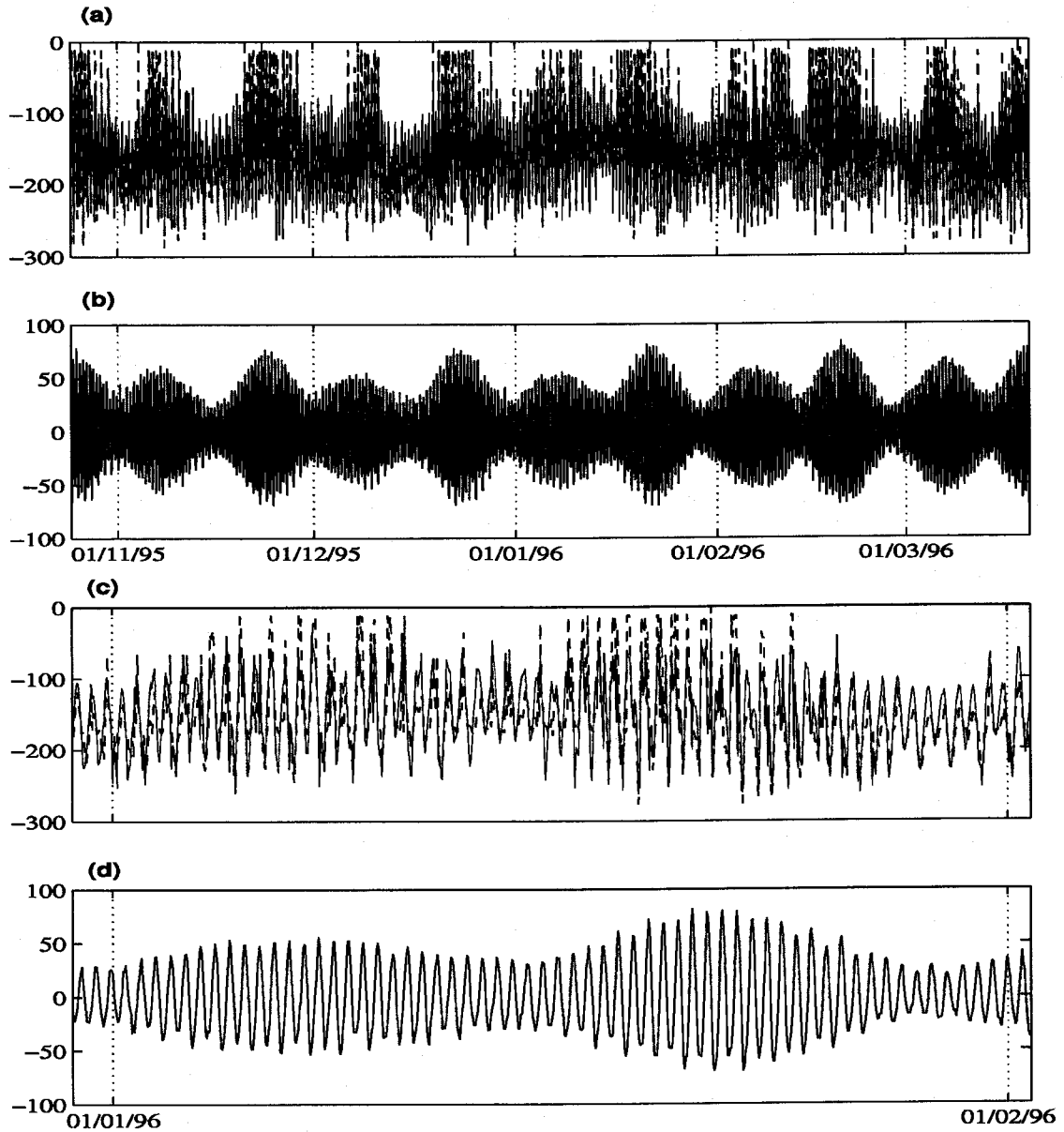
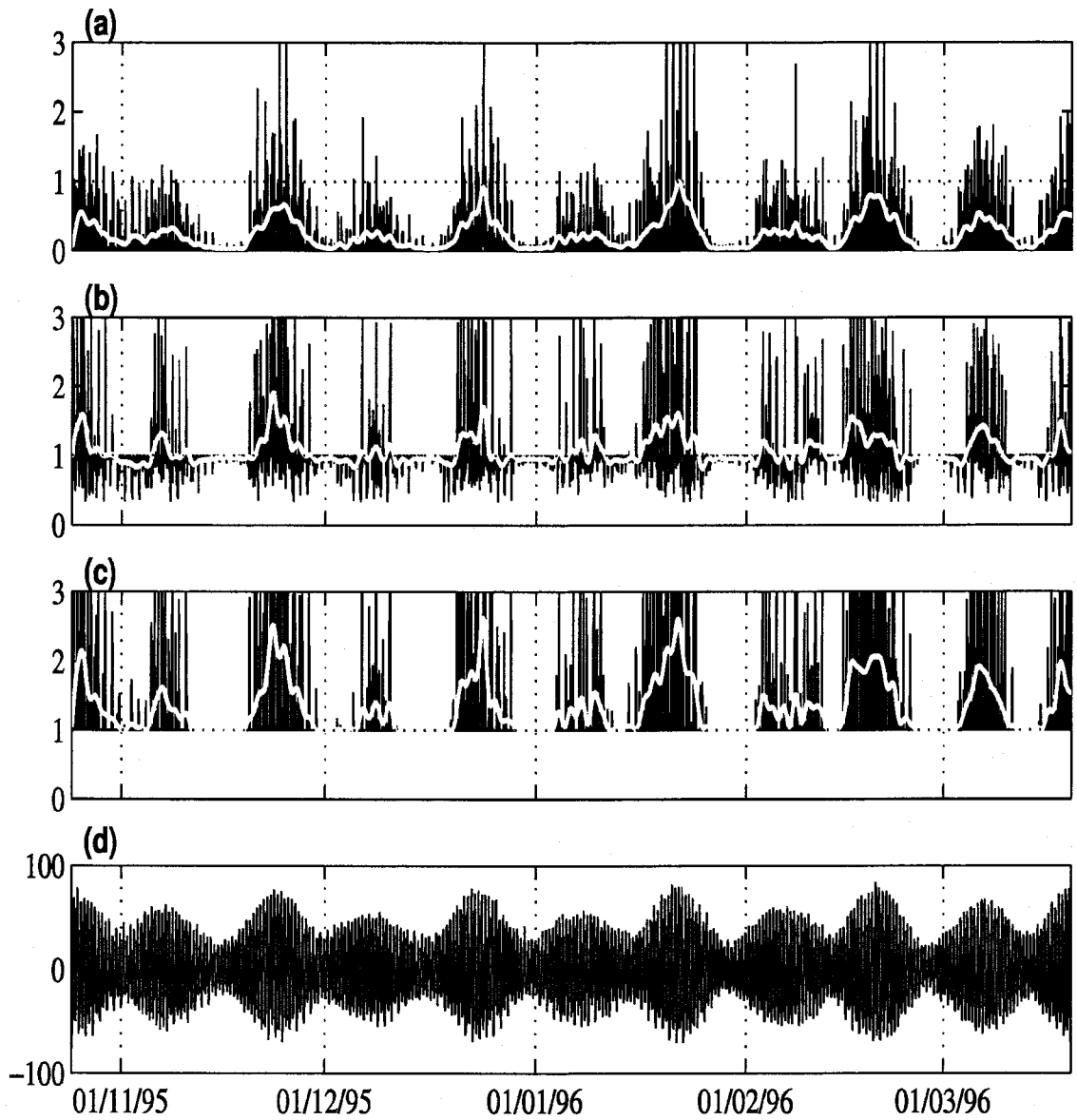


Figura 5.4: *Fase Común*, Sección de Camarinal: (a) Comparación de la interfaz estimada  $\eta_U$  (línea negra) y la interfaz calculada a partir de la condición de control (5.3),  $\widehat{\eta_U}$  (línea gris). (b) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa. (c) Igual que el panel (a) pero sólo durante el mes de Enero de 1996. (d) Igual que el panel (b) pero sólo durante el mes de Enero de 1996.



**Figura 5.5:** Números de Froude re-estimados en la sección de Camarinal durante la *Fase Común*, empleando la profundidad de la interfaz  $\hat{\eta}_V$ : (a) en la capa superior ( $F_1^2$ ), (b) en la capa inferior ( $F_2^2$ ), y (c) número de Froude compuesto ( $G^2$ ). En negro las series sin filtrar y en blanco las mismas series filtradas con  $F_{B1}$ . (d) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa

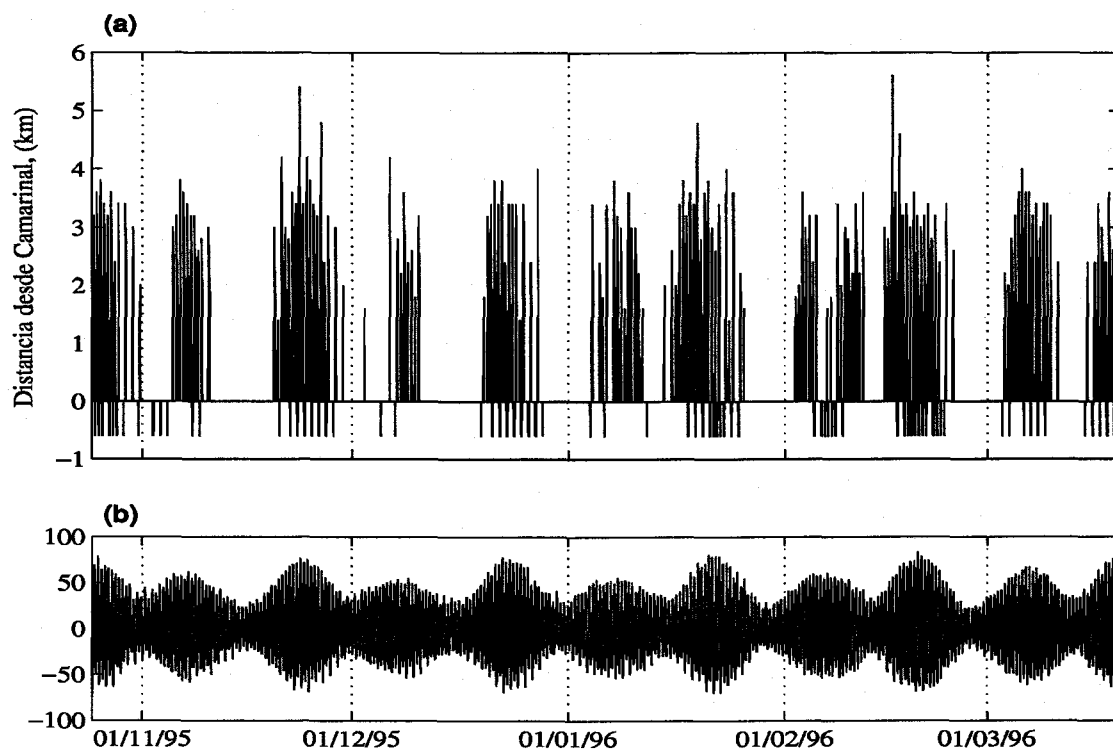


Figura 5.6: (a) Posición de la sección de control respecto a la Sección de Camarinal. (b) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa

“virtual control”, que podría traducirse como “control de aproximación” y “control virtual”. Este tipo especial de situaciones suelen producirse cuando el flujo neto ( $Q_0 = Q_1 + Q_2$ ) es especialmente intenso y se caracteriza por el hecho de que la sección de control se desplaza *aguas arriba* de la sección de área transversal mínima (Farmer y Denton, 1985). *Aguas arriba* es hacia el Oeste cuando  $Q_0 > 0$ , lo que ocurre un 15 % del tiempo, y hacia el Este cuando  $Q_0 < 0$ , el restante 5% del tiempo, hasta sumar el 20%. Además, según Armi y Farmer (1988), en el entorno del “control virtual” la interfaz es relativamente simétrica y su pendiente es pequeña. Al ser pequeña esta pendiente, se justifica la hipótesis de que la profundidad de la interfaz sea aproximadamente la misma en Camarinal que la sección del control virtual.

La posición de esta sección de “control de aproximación” se puede estimar calculando cuál es la primera sección, partiendo de la sección de mínimo área transversal y buscando *aguas*

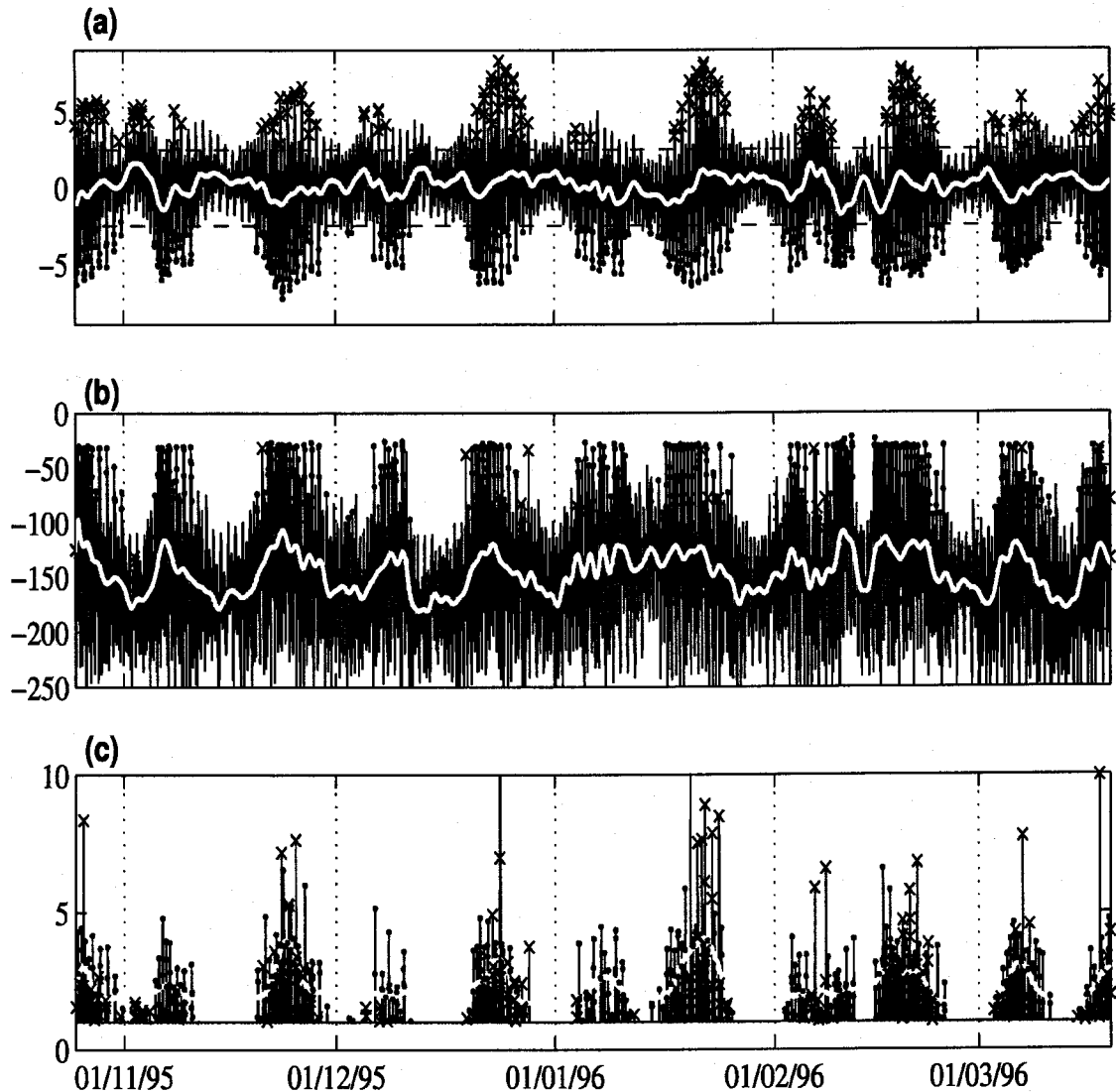
arriba, que cumple  $G^2 = 1$ . El resultado se muestra en la Figura 5.6. La sección de control puede trasladarse a una distancia de hasta 4 km, en eventos con  $Q_0 < 0$ , y a menores distancias (del orden de 0,5 km), para eventos con  $Q_0 > 0$ .

### Fluctuaciones de los flujos y de la interfaz: flujos rectificados

La Figura 5.7.a muestra la serie de tiempo de flujo neto en Camarinal, sobre los que se han marcado los eventos asociados a las citadas situaciones supercríticas. Se han resaltado mediante líneas horizontales los valores de flujo neto ( $Q_0 \approx \pm 2,5 \text{ Sv}$ ) que marcan de forma aproximada los límites a partir de los cuales la sección de control deja de estar situada en Camarinal y se traslada hacia otra sección situada aguas arriba, dando lugar a un control virtual. Estos eventos ocurren casi exclusivamente en mareas vivas. Las amplitudes de las componentes semidiurnas principales  $M_2$  y  $S_2$  para  $Q_0$  son 3,1 Sv y 1,1 Sv, respectivamente. Con estas amplitudes el valor  $Q_0 \approx \pm 2,5 \text{ Sv}$  puede ocurrir fácilmente en mareas vivas pero muy raramente en mareas muertas.

Comparando la serie de tiempo subinercial de  $Q_0$  (panel a, línea blanca) con la de  $\hat{\eta}_U(t)$  (panel b, línea blanca) se observa que existe cierta correlación entre ambas:  $Q_0 > 0$  se corresponde con una interfaz profunda, mientras que  $Q_0 < 0$  se corresponde con una interfaz somera. El coeficiente de correlación lineal entre las series subinerciales es del orden de  $r \approx -0,75$ . El panel c de la Figura 5.7 repite la Figura 5.5.c, el número de Froude compuesto  $G^2$  calculado con  $\hat{\eta}_U$ , pero marcando los instantes en que se pierde el control.

La correlación entre  $Q_0$  y  $\hat{\eta}_U$  es aún mayor a frecuencias mareales (Figura 5.8). A estas frecuencias la relación entre  $\hat{\eta}_U(t)$  y  $Q_0$  es prácticamente lineal, al menos en el citado rango  $-2,5 \text{ Sv} < Q_0 < 2,5 \text{ Sv}$ , con un coeficiente  $r \approx 0,90$ . También es aproximadamente lineal la relación de  $\hat{\eta}_U(t)$  con  $Q_1$ , mientras que la relación de  $\hat{\eta}_U(t)$  con  $Q_2$  es más compleja (Figura 5.8.c). Esta Figura 5.8.c es muy similar, de hecho es prácticamente equivalente, a la figura 4.b de Delgado et al. (2001), en la que se muestra la relación teórica entre  $\eta_U$  y  $Q_2$  para flujos controlados en Camarinal por la capa inferior. Sin embargo, hay una diferencia muy notable entre ambas: en los datos experimentales correspondientes a  $Q_2 > 0,8 \text{ Sv}$  son escasos, menos del 2% del total. Por el otro extremo, los datos correspondientes a  $Q_2 < -2,5 \text{ Sv}$  suponen más del 10% del total. En concreto cuando el flujo de salida disminuye hasta  $Q_2 = 0$ , la interfaz prácticamente intersecta el fondo, es decir, el espesor de la capa de salida se reduce prácticamente a cero. Esto es debido claramente a la necesidad de mantener la condición de control: cuando  $Q_2$  es prácticamente cero la anchura de la capa inferior debe ser prácticamente



**Figura 5.7:** *Fase Común*, Sección de Camarinal: (a) Serie de tiempo del flujo neto  $Q_0$ . Los puntos (las cruces) marcan los valores de flujo neto hacia el Atlántico (hacia el Mediterráneo) que dan lugar a números de Froude supercríticos. (b) Serie de tiempo de la profundidad de la interfaz  $\hat{h}_U$  (panel similar al 5.4.a). Los puntos (las cruces) marcan los valores asociados a números de Froude supercríticos, en función del signo del flujo neto. (c) Número de Froude compuesto calculado según la metodología expuesta en el texto (panel similar al 5.5.a). Los puntos (las cruces) marcan los valores supercríticos, con el mismo criterio que en los paneles anteriores.

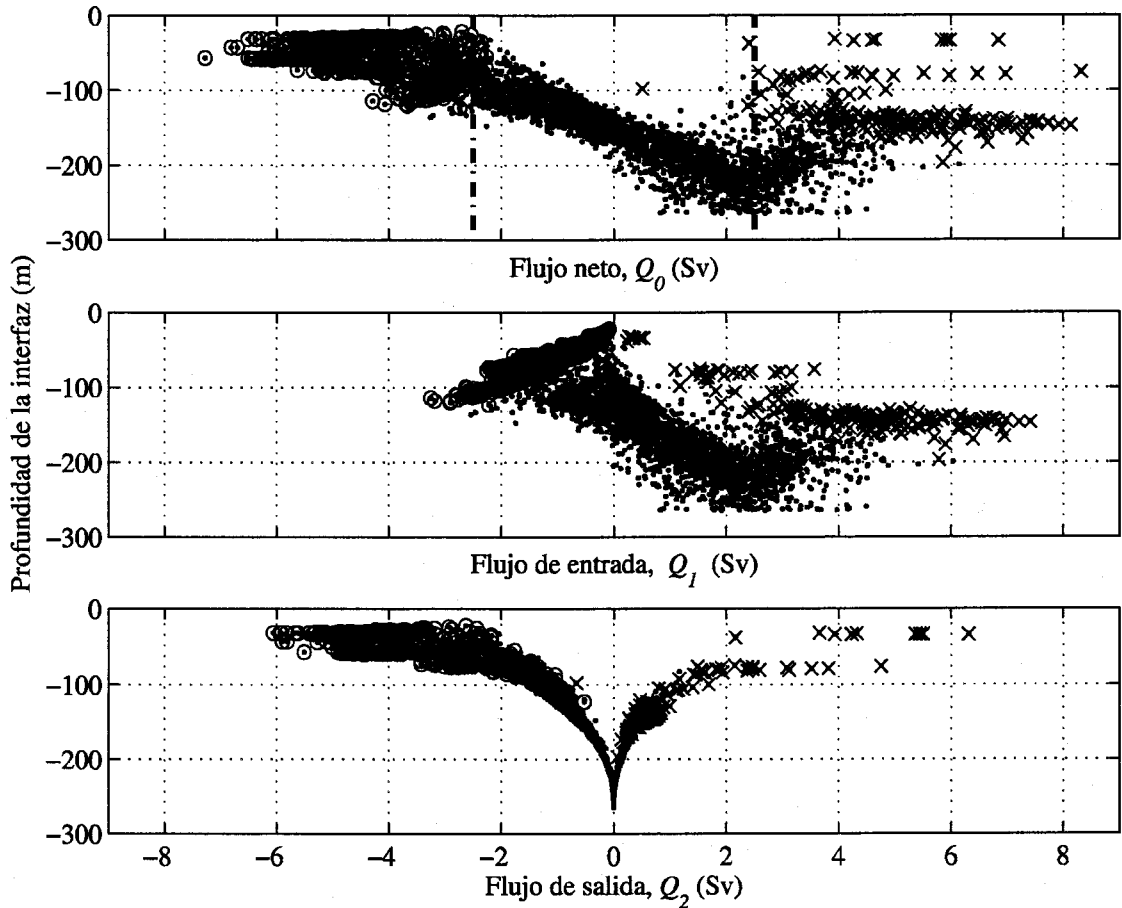


Figura 5.8: Fase Común, Sección de Camarinal. Profundidad de la interfaz frente al flujo neto  $Q_0$ , el flujo de entrada  $Q_1$  y el flujo de salida,  $Q_2$ . La escala numérica de los ejes horizontales es la misma en los tres paneles. Los círculos marcan los eventos de pérdida de la condición de control en Camarinal.

nula para que  $G^2 \approx F_2^2 \approx 1$ . Si el flujo neto sigue aumentando,  $Q_2$  pasa a tener valores positivos y la interfaz “rebota”, con lo que el espesor de la capa de salida aumenta con el valor absoluto de  $Q_2$ , que ahora circula en sentido contrario al usual.

Aunque menos evidente, la gráfica de  $\hat{\eta}_U$  frente a  $Q_1$  es también asimétrica: En un extremo, no hay prácticamente valores de  $Q_1$  menores que  $-2 Sv$ , mientras que por el otro extremo existe una cola de valores de  $Q_1$ , entre  $Q_1 \approx 3 Sv$  y  $Q_1 > 6 Sv$  para los que la interfaz tiene a mantenerse a unos 140 m de profundidad: Contrariamente a lo que un primer modelo intuitivo

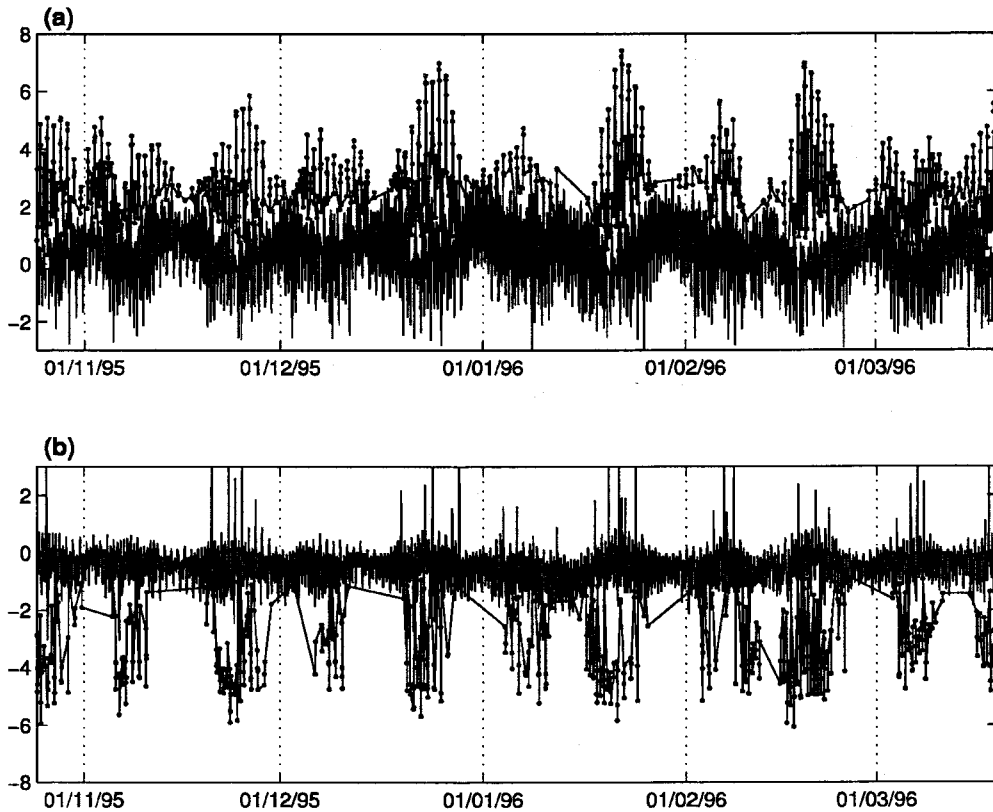


de la rectificación de marea podría hacer pensar, los mayores valores del flujos de entrada  $Q_1$  no tienen lugar cuando la interfaz está en su punto más profundo dentro del ciclo de marea, para permitir la mayor sección de entrada posible, sino que tienden a ocurrir con valores intermedios de la profundidad de la interfaz. Es evidente, por tanto, que estos máximos del flujo de entrada se producen por una aceleración del mismo. En efecto, se puede comprobar que son debidos a la ocurrencia de picos de corriente de casi 3 m/s en la zona más somera de la columna de agua.

Estas asimetrías parecen estar relacionadas con los flujos rectificados de marea. Debe recordarse que durante mareas muertas los flujos rectificados de marea son prácticamente inexistentes. Y que también en mareas muertas la condición de control (5.4) se cumple, prácticamente, en todo momento. Sin embargo, en mareas vivas, la condición de control parece fallar frecuentemente, en concreto para valores absolutos de  $Q_0$  mayores que unos 2,5 Sv, coincidiendo con la creciente contribución de los flujos rectificados a los flujos subinerciales. Los instantes en que (5.4) falla se caracterizan por un aumento súbito del valor absoluto de  $Q_1$  o  $Q_2$ . De forma aproximadamente simultánea al aumento repentino de  $Q_2$  la profundidad de la interfaz disminuye también súbitamente.

Un sencillo cálculo permite cuantificar la relación propuesta entre pérdida del control y existencia de flujos rectificados. Si se eliminan de las series de tiempo de  $Q_1$  y  $Q_2$ , los datos correspondientes a los instantes en los que se pierde el control, es decir, los correspondientes a los puntos en la Figura 5.7.a, que ocurren con periodicidad de marea en mareas vivas, y si se interpolan los huecos resultantes, se obtienen unas nuevas series de flujos de entrada y salida. Para estos flujos el control hidráulico en Camarinal no se perdería, prácticamente, en ningún momento, pues en el fondo se está limitando el flujo total  $Q_0$  para que tal cosa no pueda ocurrir. Los valores medios de estos flujos "artificiales" son de 0,8 Sv-0,9 Sv para el flujo  $Q_1$  y de entre -0,5 Sv y -0,6 Sv, según el tipo de interpolación utilizada, para  $Q_2$ . La pérdida de control se asociaría a una rectificación de marea de menos de 0,1 Sv para la capa superior y de unos 0,2 Sv-0,3 Sv para la capa inferior: los episodios de pérdida de control en Camarinal parecen estar relacionados con la rectificación del flujo de salida  $Q_2$ , pero no con la del flujo de entrada,  $Q_1$ .

¿Cual podría ser, entonces, el origen de los flujos rectificados de marea en la capa superior? Volviendo a la Figura 5.8.c, se debe notar que, si  $Q_2 > 0$ , algo que tiene lugar esencialmente en mareas vivas, el control hidráulico se ejerce sobre una capa inferior que está fluyendo hacia el Mediterráneo. De algún modo se puede afirmar que el sistema, desde el punto de vista hidráulico, es muy distinto al que se tiene cuando  $Q_2 < 0$ . ¿Podría este cambio de naturaleza



**Figura 5.9: Fase Común** (a) Separación propuesta del flujo de entrada  $Q_1$  en un flujo “de rectificación” (línea con puntos) y otro exento de la señal de rectificación (línea simple). (b) Idem para el flujo de salida  $Q_2$ . Los detalles de la separación se describen en el texto.

explicar la existencia de los flujos rectificados? Las series “artificiales” de flujos, construidas eliminando y rellenando por interpolación los datos correspondientes a instantes en los que  $Q_2 > 0$ , tienen valores medios de entre  $0,5 Sv$  y  $0,7 Sv$ , para  $Q_1$ , y entre  $0,95 Sv$  y  $0,8 Sv$ , para  $Q_2$ . Por tanto, la hipótesis de que los flujos rectificados en la capa superior se corresponden con episodios de  $Q_2 > 0$  parece ser correcta. En relación a este punto, resulta muy interesante representar la serie de tiempo de  $Q_1$  para los instantes en que  $Q_2 > 0$ , por un lado, y para  $Q_2 < 0$ , por otro (Figura 5.9), pues se asemejan a dos series estacionarias e independientes entre sí.

## 5.2. Números de Froude en la Sección Este: El estado del intercambio

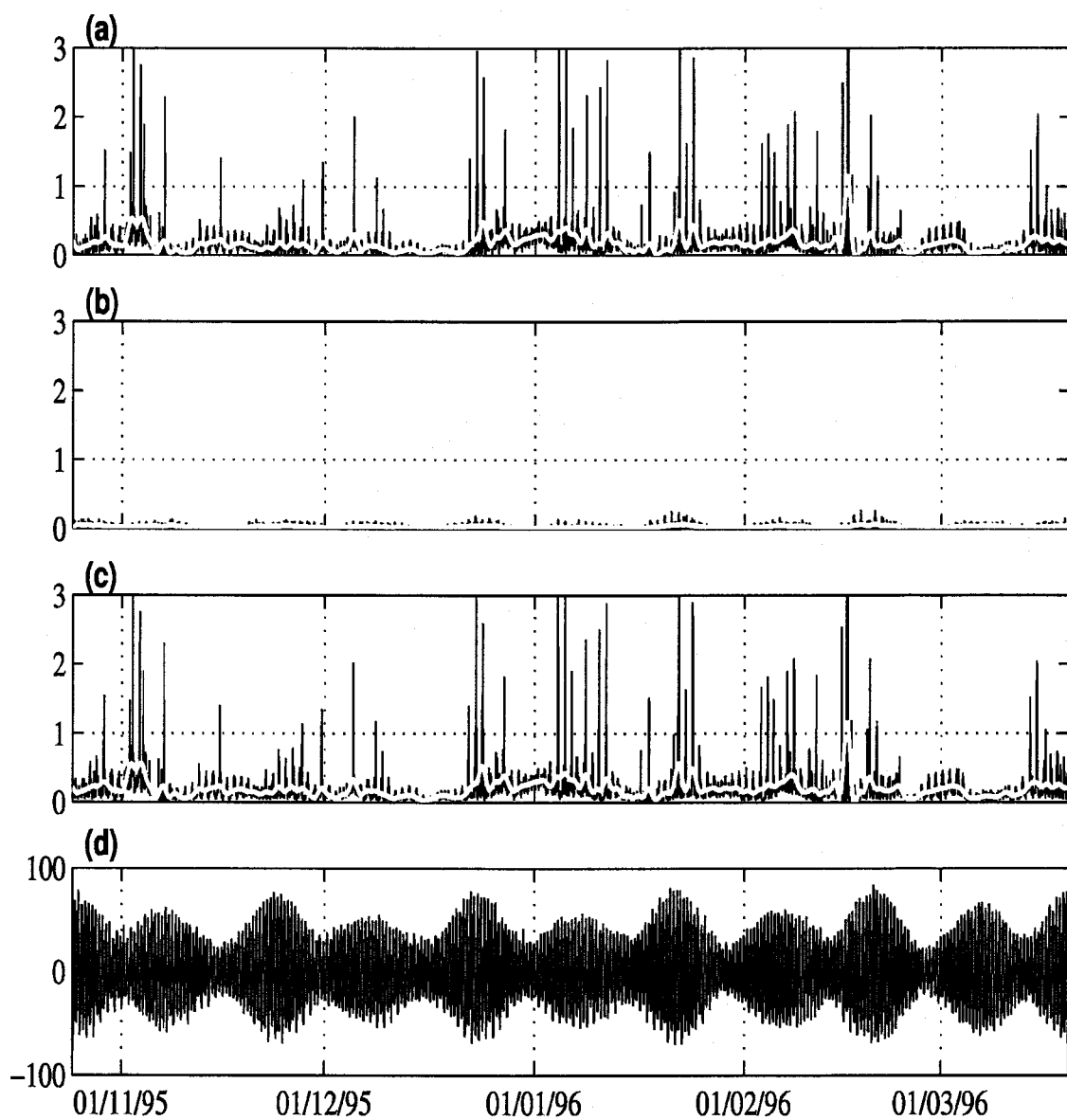
### 5.2.1. Estimación directa

La estimación directa de los números de Froude en la Sección Este (Figura 5.10) indican una situación muy diferente a la descrita en la Sección de Camarinal. Los números de Froude son, en general, muy reducidos: en promedio, valores menores de 0,2 para  $F_1^2$  y menores de 0,1 para  $F_2^2$ . La variabilidad de ambos parece responder a cierta periodicidad quincenal aunque de muy pequeña amplitud. Como consecuencia  $G^2$  no toma valores mayores que 0,5 salvo en ciertos momentos aislados, eventos que pueden atribuirse a la sensibilidad de  $G^2(\eta)$  a las variaciones de  $\eta$ . Por tanto, se puede concluir que el flujo es subcrítico en la Sección Este, al menos durante la *Fase Común*.

### 5.2.2. Estimación indirecta

Para la Sección Este la estimación indirecta no tiene demasiado sentido, pues no es factible que el flujo se encuentre cerca de la condición  $G^2 = 1$ . Sin embargo, sí es útil estimar la profundidad de la interfaz con la se tendría la condición de control,  $\hat{\eta}_E$  con idea de compararla con la interfaz estimada  $\eta_E$ . En la Figura 5.11 se muestran las series subinerciales, por claridad. Como se podía prever,  $\hat{\eta}_E$  es mucho más somera, con un valor medio aproximado de 60 m frente a los 115 m de  $\eta_E$  y, prácticamente en ninguna ocasión, ambas series de tiempo tienen valores similares. Algo más cercana a  $\hat{\eta}_E$  está la serie de tiempo de la isohalina  $S = 37,0$ , con una profundidad media de unos 70 m.

Estos resultados indican que, en el marco de la THFB de fluidos no miscibles, el flujo en la Sección Este es permanentemente subcrítico, al menos durante la *Fase Común*, tal como se obtuvo para el flujo promedio, en el Capítulo 3. Como consecuencia, y siempre en el citado marco, se deduce que el intercambio se encuentra en un estado *Submáximo* (ver discusión en el epígrafe 5.2.4, más adelante). Algunos modelos recientes que incluyen mezclas Winters y Seim (2000) abren, sin embargo, nuevas posibilidades de interpretación de estas observaciones, que se desarrollan a continuación.



**Figura 5.10:** Números de Froude estimados en la Sección Este durante la *Fase Común*: (a) en la capa superior ( $F_1^2$ ), (b) en la capa inferior ( $F_2^2$ ), y (c) Número de Froude compuesto ( $G^2$ ). En negro las series sin filtrar y en blanco las mismas series filtradas con  $F_{B1}$ . (d) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa

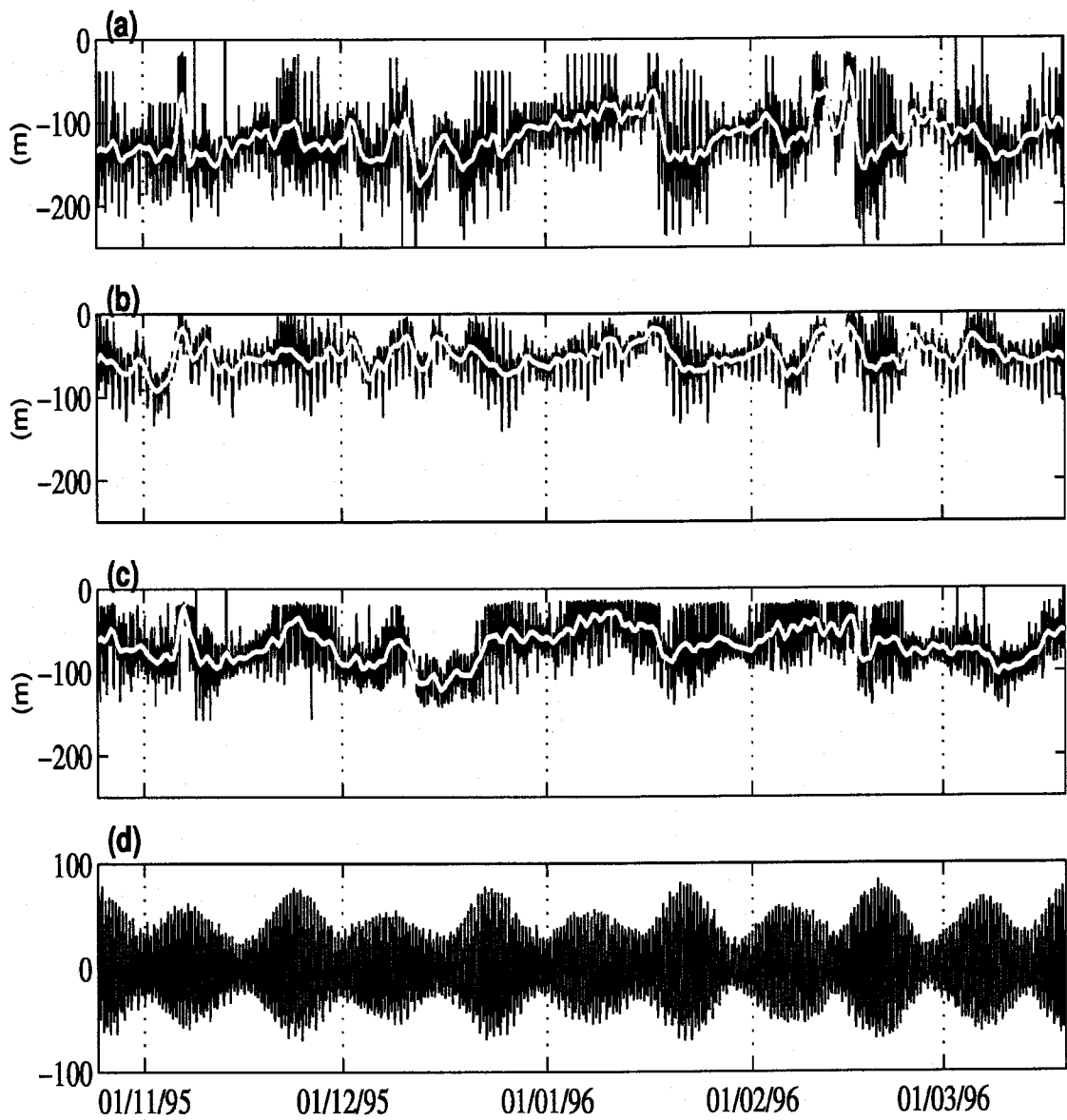


Figura 5.11: Fase Común, Sección Este: (a) Interfaz estimada  $\eta_U$  (b) Interfaz calculada a partir de la condición de control (5.3),  $\hat{\eta}_U$  (c) Profundidad de la isohalina  $S = 37,0$  (línea fina) (d) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa.

### 5.2.3. Un modelo numérico *cuasiestático* del intercambio

A continuación se muestran las líneas básicas del desarrollo de un modelo cuasiestático simplificado del intercambio, similar al utilizado en diversos artículos anteriores, como Bormans y Garrett (1989b), Delgado et al. (2001), o Garcia-Lafuente et al. (2002c). Se trata de un modelo sencillo que, tomando como entradas las condiciones de flujo, profundidad de la interfaz y gravedad reducida en una sección inicial, permite obtener el perfil de la interfaz por integración de la ecuación que determina la pendiente de la misma. Teniendo en cuenta las limitaciones que este tipo de modelos tienen al ser aplicados al Estrecho de Gibraltar, ya comentadas en el Epígrafe 5.1, se obtienen soluciones sencillas para la profundidad de la interfaz en la Sección Este, que pueden ser comparados con la profundidad de la interfaz estimada en el Capítulo 4.

#### Flujos

Se asume que el flujo real puede aproximarse adecuadamente como un flujo bicapa de densidades  $\rho_1$  y  $\rho_2$  que transportan flujos  $Q_1(x, t)$  y  $Q_2(x, t)$  (Figura 2.5). Sea  $u(x, z, t)$  la corriente en un punto determinado del canal. Entonces

$$Q_1(x, t) = \int_{z=-\eta(x,t)}^{z=0} u(x, z, t) W(z) dz \quad (5.5)$$

$$Q_2(x, t) = \int_{z=-b}^{z=-\eta(x,t)} u(x, z, t) W(z) dz \quad (5.6)$$

Mientras que la velocidad promedio de cada capa se define como

$$U_j(x, t) = \frac{Q_j(x, t)}{A_j(x, t)} \quad (j = 1, 2) \quad (5.7)$$

#### Ecuaciones del modelo

Las ecuaciones de continuidad y del movimiento para un flujo bicapa unidimensional, en el límite cuasiestático y en la aproximación de aguas someras son:

Ecuaciones de continuidad:

$$\partial_x Q_j = 0; \quad (j = 1, 2) \quad (5.8)$$

Ecuaciones del movimiento (ecuaciones de Saint-Venant)

$$U_1 \partial_x U_1 + g \partial_x h_1 + g \partial_x h_2 - g \partial_x (h_0 - b) = -\tau_1 \quad (5.9)$$

$$U_2 \partial_x U_2 + \left( \frac{\rho_1}{\rho_2} \right) g \partial_x h_1 + g \partial_x h_2 + g \partial_x (h_0 - b) = -\tau_2, \quad (5.10)$$

donde  $h_0$  es la altura de la superficie libre sobre un cierto nivel de referencia constante,  $\tau_j(x, t)$  ( $j = 1, 2$ ) representan los términos de fricción, (tanto interfacial como con las paredes sólidas del canal), en cada capa. Restando (5.10) de (5.9) y utilizando (2.30) se obtiene

$$\frac{1}{2} \partial_x [U_1^2 - U_2^2 + 2g'\eta] = -(\tau_1 - \tau_2); \quad (5.11)$$

teniendo en cuenta (5.7)

$$\frac{1}{2} \partial_x \left[ \frac{Q_1^2}{A_1^3} - \frac{Q_2^2}{A_2^3} + 2g'\eta \right] = -(\tau_1 - \tau_2), \quad (5.12)$$

y desarrollando las derivadas, con ayuda de (2.33) y (2.34):

$$\left[ -\frac{Q_1^2 W_{int}}{A_1^3} - \frac{Q_2^2 W_{int}}{A_2^3} + g' \right] \partial_x \eta = \frac{Q_1^2}{A_1^3} (\partial_x A_1)_\eta - \frac{Q_2^2}{A_2^3} (\partial_x A_2)_\eta - (\tau_1 - \tau_2) \quad (5.13)$$

La expresión para los números de Froude internos fue dada en (2.53). Substituyendo esta expresión en (5.13) y reordenando términos se llega a la siguiente ecuación para la pendiente media de la interfaz:

$$[F_1^2 + F_2^2 - 1] \partial_x \eta = \underbrace{-\frac{F_1^2}{W_{int}} (\partial_x A_1)_\eta + \frac{F_2^2}{W_{int}} (\partial_x A_2)_\eta}_{T_1(x,t)} + \underbrace{(\tau_1 - \tau_2)}_{T_2(x,t)} \quad (5.14)$$

o, de forma más compacta

$$\partial_x \eta = \frac{1}{G^2 - 1} \sum_{k=1}^2 T_k(x) \quad (5.15)$$

La ecuación(5.15) es una ecuación general para la pendiente longitudinal de la interfaz a frecuencias subinerciales que permite considerar la influencia promedio de las fluctuaciones de marea. Esta ecuación es además análoga a las propuestas en Bormans y Garrett (1989b), Delgado et al. (2001) o Garcia-Lafuente et al. (2002c). En estos trabajos se encuentra que el término de topografía  $T_1(x, t)$  es, en general, dominante sobre el de fricción  $T_2(x, t)$  en la determinación del estado hidráulico del intercambio. Las pruebas que se han realizado con los datos de la *Fase Común* coinciden en ello. Por tanto, los resultados que se exponen a continuación se han obtenido con  $T_2 = 0$ , es decir, se trabaja con un modelo sin fricción. Por otro lado, la ecuación diferencial (5.14) exige una condición inicial para su resolución. Dicha condición inicial debe proporcionar la profundidad de la interfaz en una sección inicial, a partir de la cual se integra la ecuación, utilizando un esquema de diferencias finitas fsimple.

### Término de topografía y estados del intercambio

El término de topografía determina la influencia que la variación de sección transversal de las capas con la posición a lo largo del Estrecho tiene en la pendiente de la interfaz, en función del estado hidráulico.

$$T_1(x) = - \left[ \frac{F_1^2}{W_{int}} (\partial_x A_1)_\eta - \frac{F_2^2}{W_{int}} (\partial_x A_2)_\eta \right] \quad (5.16)$$

Para flujo subcrítico, ( $G^2 < 1$ ), se tiene

$$\partial_x \eta \propto (\partial_x A_1)_\eta \quad \partial_x \eta \propto - (\partial_x A_2)_\eta \quad (5.17)$$

Por tanto, en régimen subcrítico ( $G^2 < 1$ ) el aumento de sección de la capa superior y/o la disminución de la sección de la inferior (a  $\eta$  constante) tienden a aumentar la profundidad de la interfaz. Por contra, en régimen supercrítico ( $G^2 > 1$ ):

$$\partial_x \eta \propto - (\partial_x A_1)_\eta \quad \partial_x \eta \propto (\partial_x A_2)_\eta \quad (5.18)$$

En este caso el aumento de sección de la capa superior y/o la disminución de la sección de la inferior, a  $\eta$  constante, tienden a reducir la profundidad de la interfaz.

De este modo es posible analizar cualitativamente el comportamiento de la pendiente de la interfaz en las cercanías de las secciones críticas, como podría ser el caso del estrechamiento



de Tarifa. Este análisis permite, además, caracterizar de manera precisa, el perfil de la interfaz en los casos de intercambio *Máximo*, *Submáximo* y *Marginalmente submáximo*.

En las cercanías de la sección del estrechamiento de Tarifa la profundidad de la capa inferior es mucho mayor que la de la capa superior, implicando que  $H_1 \gg H_2$  y, por lo tanto,  $F_1^2 \gg F_2^2$  y  $G^2 \simeq F_1^2$ . Entonces

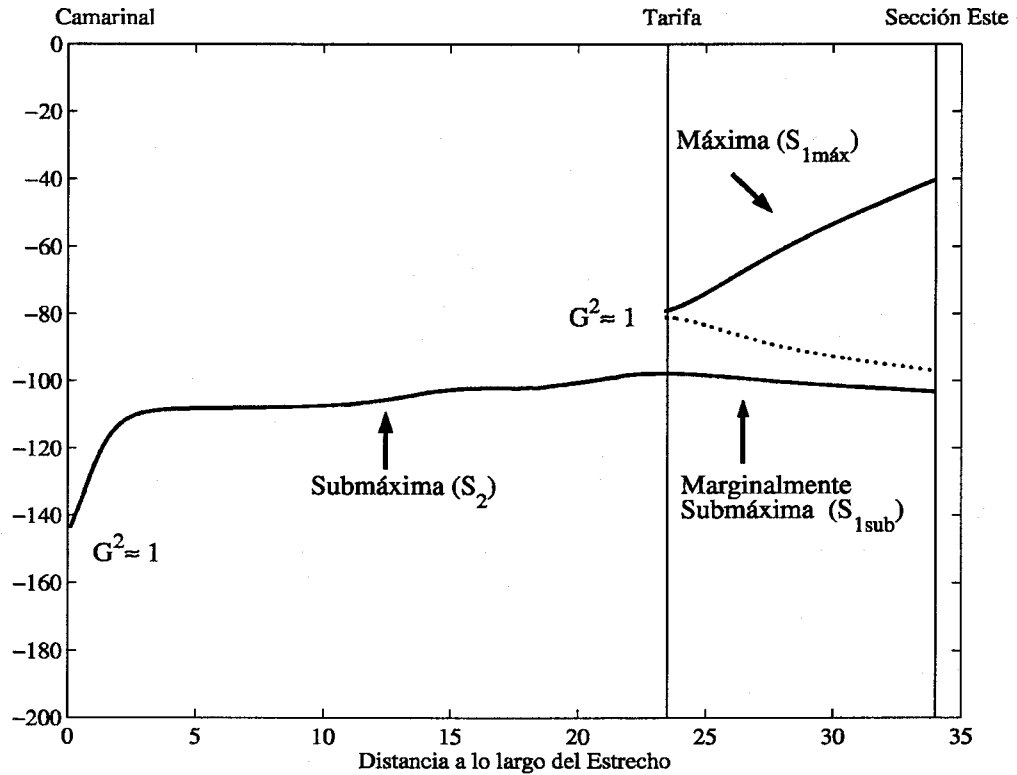
$$\partial_x \eta \simeq \frac{1}{[G^2 - 1]} \frac{F_1^2}{W_{int}} (\partial_x A_1)_\eta \quad (5.19)$$

En función de que las condiciones del flujo (valores de los flujos de entrada y salida, gravedad reducida), la interfaz en Camarinal puede ser tal que se cumpla o no la condición crítica o de control en Tarifa. Entonces:

1. Si en el estrechamiento se cumple la condición de control o crítica,  $G^2(\simeq F_1^2) = 1$ , puede ocurrir que:
  - El flujo pase a ser supercrítico [ $G^2(\simeq F_1^2) > 1$ ] al Este del estrechamiento. Además como en esa zona el Estrecho comienza a ensancharse de nuevo ( $(\partial_x A_1)_\eta > 0$ ), la interfaz tiende a hacerse más somera. En este caso se encuentra el resultado, poco intuitivo, de que un aumento de la sección disponible para la capa superior, debido al ensanchamiento del canal, produce una reducción de la sección de la misma a través de una reducción de su profundidad, con la consiguiente aceleración del flujo (intercambio *Máximo*, Figura 5.12). En estas condiciones, la interfaz en la Sección Este sería muy somera, en torno a 30-60 metros de profundidad.
  - El flujo pase ser subcrítico tras el estrechamiento [ $G^2(\simeq F_1^2) < 1$ ], con lo que  $\partial_x \eta > 0$ , la interfaz tenderá a volver a ser más profunda, (intercambio *Marginalmente Submáximo*, Figura 5.12). La interfaz en la Sección Este podría tener en estas condiciones una profundidad intermedia, de entre 60 m y algo más de 100 m.

En el marco de la THFB no miscibles, tanto en el caso de intercambio *Máximo* como de *Marginalmente submáximo*, el valor de los flujos intercambiados sería el máximo posible en el sentido expuesto por Armi y Farmer (1988).

2. Que el flujo no llegue a ser crítico en el estrechamiento. Puesto que al Oeste del mismo  $(\partial_x A_1)_\eta < 0$  y el régimen es subcrítico ( $G^2(\simeq F_1^2) < 1$ ), la interfaz tenderá a ser más somera ( $\partial_x \eta < 0$ ) al acercarse al estrechamiento. Tras él, seguirá siendo  $G^2 < 1$ , pero



**Figura 5.12:** Esquema de la profundidad de la interfaz para los tres estados posibles del intercambio: *Máximo*, *Marginalmente submáximo* y *Submáximo*, representados por los perfiles medios de las soluciones  $S_{1máx}$ ,  $S_{1sub}$  y  $S_2$ , respectivamente.

como  $(\partial_x A_1)_\eta < 0$  ahora la interfaz tenderá a hundirse. En este caso, la interfaz muestra un perfil similar a una cúpula en la cúspide en el estrechamiento (Figura 5.12). Este es el intercambio *Submáximo*, ya que el valor de los flujos intercambiados es menor de lo que podría admitir la geometría del Estrecho y los condicionantes externos del intercambio, en el sentido expuesto por Armi y Farmer (1988). La interfaz en la Sección Este en estas condiciones tendría una profundidad relativamente grande, entre 100 m y 150 m.

### 5.2.4. El estado hidráulico del intercambio

Se han probado tres tipos de soluciones. Todas ellas se han integrado a partir de los datos subinerciales, filtrados con el filtro  $F_{B1}$  de las series de flujos, gravedad reducida y posición de la interfaz en la sección inicial.

Dos conjuntos de soluciones se obtienen integrado (5.15) a partir de la Sección de Tarifa, suponiendo que el número de Froude estimados en Tarifa a partir de las series subinerciales de  $Q_1$ ,  $Q_2$  y  $g'$  cumple en todo instante que  $G_T^2 = 1$ . Es decir, se impone que la sección de Tarifa ha de ser un sección crítica para los flujos subinerciales y se estima la profundidad de la interfaz  $\hat{\eta}_T$  que cumple esa condición, de forma análoga al cálculo realizado en la Sección 5.1.2 para el Umbral de Camarinal. Tomando esa interfaz como valor inicial, se ha integrado la ecuación (5.15) hacia el Este (Figura 5.12).

Para las soluciones del tipo  $S_{1sub}$ , la integración se ha realizado imponiendo que  $G^2 < 1$  al Este de Tarifa, es decir, buscando un intercambio *Marginalmente submáximo*. La profundidad media de la interfaz en la Sección Este así calculada es unos 100 m. Por el contrario, para las soluciones que se denominarán del tipo  $S_{1máx}$ , se impone que  $G^2 > 1$  al Este de la sección de Tarifa y, por tanto, se ha encontrado una solución de tipo *Máximo* (Figura 5.12). Como indicación, la profundidad media de la interfaz en la Sección Este en este caso resulta ser de unos 40 m.

Finalmente, el conjunto de soluciones que se denominará  $S_2$  se obtiene colocando la sección inicial en Camarinal, forzando a que la interfaz en Camarinal sea igual a  $F_{B1}(\hat{\eta}_U)$  e integrando la ecuación (5.15) hacia el Este. Promediando todas las soluciones se obtiene el perfil medio de la interfaz que se muestra en la Figura 5.12, etiquetado como "Submáxima": el número de Froude promedio en Tarifa, es significativamente menor que la unidad  $G_T^2 \approx 0,2$ . La profundidad media de la interfaz que se obtiene en la Sección Este es de  $\eta_E \approx 110$  m, algo menor que los 120 m estimados para la interfaz en el Capítulo 3.

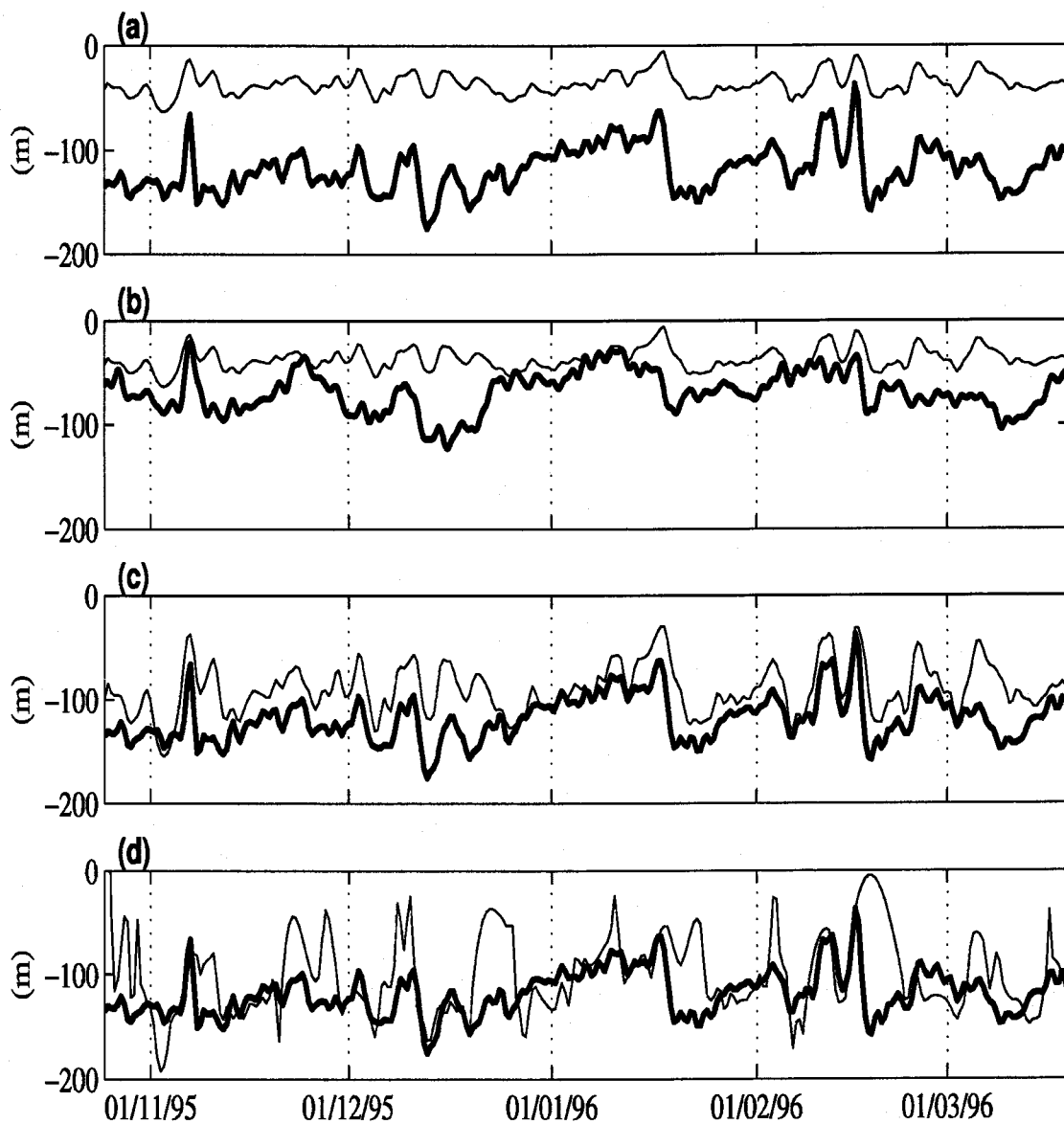
Recientemente, se empieza a estudiar mediante modelos numéricos la extensión de la THFB al intercambio de fluidos miscibles (por ejemplo Hogg et al., 2001a,b). Para geometrías relativamente simples como un único estrechamiento y para estado estacionario, se han modelado asimismo intercambio bicapa de fluidos miscibles Winters y Seim (2000). En este último trabajo se muestran soluciones del intercambio que son interpretadas como soluciones de estado "máximo" y "submáximo", en las que la configuración de la interfaz difiere de la de las soluciones inmiscibles. En general, estos autores encuentran "únicamente", dos tipos de soluciones al intercambio:

1. *(Posible) intercambio Máximo:* La “interfaz de velocidad cero”, que en el Estrecho puede identificarse convenientemente con  $\eta$ , y el punto medio de la picnoclina, o “interfaz hidrológica”, que en el Estrecho puede identificarse con la isohalina  $S = 37$ , en la parte superior de la “región interfacial” definida en el Capítulo 4) tienden a separarse al alejarse del estrechamiento, si el intercambio es máximo. En tal caso es la profundidad de la “interfaz hidrológica” la que coincide con la solución de intercambio máximo dado por la THFB de fluidos no miscibles, mientras que la “interfaz de velocidad cero” queda más profunda, es decir, tiende a situarse en la parte más profunda de la “región interfacial”. Según Winters y Seim (2000), las propiedades del flujo sugieren que la interfaz *clásica*, en el sentido de aquella con la que se calculan los números de Froude, debe identificarse con la “interfaz de velocidad cero”, (o sea, con  $\eta$ ).
2. *(Posible) intercambio Submáximo:* Para intercambio Submáximo “interfaz de velocidad cero” e “interfaz hidrológica” coinciden entre sí, es decir, no se separan y ambas coinciden con la predicción de la THFB de fluidos no miscibles.

A falta de un marco teórico más concreto, se admitirá que estos resultados puedan extenderse al intercambio a través del Estrecho de Gibraltar a frecuencias subinerciales y se compararán estas predicciones con los resultados. Si el Estrecho se encontrara en el estado de *intercambio Máximo* de fluidos miscibles, entonces, por un lado, la serie de tiempo de la interfaz correspondiente a las soluciones tipo  $S_{1máx}$  (Figura 5.12) deberían aproximar la “interfaz hidrológica” y, por otro lado, las soluciones  $S_{1sub}$  deberían ser similares a la “interfaz de velocidad cero o dinámica”. Esta identificación se justifica en el hecho de que, tras el estrechamiento, las mezclas, que retiran energía del flujo medio haciendo disminuir su energía cinética, con lo que el número de Froude interno  $G^2$  cae por debajo de la unidad. Esta situación se corresponde con el caso de intercambio marginalmente submáximo del modelo sin mezclas, es decir, con las soluciones tipo  $S_{1sub}$  de la Figura 5.12.

Por el contrario, si el intercambio fuera *Submáximo* (en el sentido de Winters y Seim, 2000), las soluciones tipo  $S_2$  deberían aproximar tanto la “interfaz hidrológica” como la “interfaz de velocidad cero”.

Las observaciones en la Sección Este se ajustan mejor al caso 1, es decir, a la hipotética situación de intercambio *Máximo* de flujos miscibles: Existe una separación entre el punto medio de la haloclina, marcada por la isohalina  $S = 37$ , y la interfaz  $\eta_E$ , siendo la primera más somera que la segunda. La serie de tiempo de la interfaz en la Sección Este calculada con las soluciones  $S_{1máx}$  es mucho más somera que la profundidad de la interfaz (Figura 5.13.a). Por



**Figura 5.13:** Fase Común, Sección Este: (a) Comparación entre las series de tiempo de la profundidad de la isohalina  $S = 37$  y la correspondiente a la de la interfaz  $\eta_E$  (b) Comparación entre las series de tiempo de la profundidad de la isohalina  $S = 37$  y la correspondiente a la de la solución  $S_{1max}$  (c) Comparación entre las series de tiempo de la profundidad de la interfaz  $\eta_E$  y la correspondiente a la solución  $S_{1sub}$  (d) Comparación entre las series de tiempo de la profundidad de la interfaz  $\eta_E$  y la correspondiente a la solución  $S_2$

otro lado, la serie de tiempo de la interfaz en la Sección Este calculada con las soluciones  $S_{1sub}$  es relativamente similar a la de la interfaz  $\eta_E$  (Figura 5.13.c), tanto en profundidad media (90 frente a 115 m), como en la correlación de ambas series subinerciales ( $r \approx 0,65$ ). Es cierto, sin embargo, que la serie de tiempo de la interfaz en la Sección Este, calculada con las soluciones  $S_{1máx}$ , es, en promedio, más profunda (35 m) que la isohalina  $S = 37$  (70 m) (Figura 5.13.b) y, además, la correlación entre sus fluctuaciones subinerciales no es significativa.

Cabe señalar, finalmente, que la serie de tiempo de la interfaz en la Sección Este calculada con las soluciones  $S_2$  es la que mejor aproxima la profundidad media de la interfaz (Figura 5.13.d), con un profundidad media de 100 m. Sin embargo, sus fluctuaciones subinerciales son de gran amplitud y con una marcada periodicidad quincenal, en fase con la importante señal quincenal de la interfaz en Camarinal: la condición inicial. Esta señal es un artificio del modelo, que se debe recordar que es cuasiestacionario y cuya validez en la región del entorno de Camarinal es dudosa, como consecuencia de las fuertes corrientes de marea allí existentes. Sin embargo, las soluciones tipo  $S_1$  parecen comportarse mejor frente a las fluctuaciones subinerciales. Esto puede ser una indicación, por un lado, de que este tipo de modelos puede ser de mayor aplicación en regiones alejadas de Camarinal. Por otro lado, también parece indicar que si el flujo está controlado en la sección de Tarifa, esta restricción “filtre” de algún modo estas fluctuaciones de la interfaz, confinándolas a la región entre Camarinal y Tarifa, confinamiento que ha sido descrito fenomenológicamente en la literatura (por ejemplo, en Candela et al., 1990; Garcia-Lafuente et al., 2000).

Con cierta cautela, debido a la relativa incertidumbre de las estimaciones, la simplicidad de los modelos utilizados y la inexistencia de predicciones de la THFB de fluidos miscibles para el Estrecho de Gibraltar, este análisis parece indicar que el Estrecho se encontraba, al menos durante la *Fase Común*, en un estado *Máximo* en el sentido dado a éste término por Winters y Seim (2000). En el marco de la THFB no miscibles, el estado más similar sería el denominado *Marginalmente submáximo*. En cualquier caso, se puede afirmar que la observación del intercambio en la Sección Este no proporciona de modo inequívoco un diagnóstico del estado hidráulico del intercambio, al menos mientras no se desarrollen predicciones más precisas basadas en modelos hidráulicos de fluidos miscibles.

## Conclusiones y trabajo futuro

### 6.1. Conclusiones

Desde el punto de vista de la Oceanografía Física, el Estrecho de Gibraltar es un sistema extraordinariamente singular. Se observan infinidad de procesos muy energéticos a distintas escalas espaciales y temporales. Las dificultades para obtener datos de campo en este entorno no son menores que las que se encuentran en su posterior interpretación.

El presente trabajo de investigación tiene una orientación eminentemente experimental. Se han mostrado diversos aspectos, todos ellos relacionados con las fluctuaciones subinerciales del intercambio, que no necesariamente guardan una relación directa entre sí. Aunque la descripción que surge de este trabajo es en ocasiones fraccionaria, consideramos que supone una contribución importante en este campo. Queremos resaltar que el futuro contraste directo de las hipótesis e indicios aquí observados con otras fuentes, como modelos numéricos del intercambio, es indispensable para dotar a esta descripción de una mayor coherencia.

El conjunto de datos obtenido en la Sección Este durante el proyecto *CANIGO* es el más completo que se tiene hasta el momento en dicha localización. Este hecho justifica la realización del análisis general de la estructura de las corrientes del Capítulo 3.

En primer lugar, se ha descrito de forma general la importancia relativa de las fluctuaciones en las distintas bandas de frecuencia en relación a las corrientes medias. Se ha incidido especialmente en la caracterización de las señales subinerciales. La técnica de análisis mediante FEO permite separar las fluctuaciones en esta banda de frecuencia en función de su forzamiento.

De este modo se ha podido analizar de forma promediada el efecto que dichos forzamientos tienen sobre la estructura espacial de las corrientes subinerciales en la Sección Este. El forzamiento meteorológico domina la variabilidad subinercial y es más intenso en la capa superior. El flujo de entrada al Mediterráneo sufre escasas inversiones, y su vorticidad relativa es, casi de forma permanente, positiva. Por contrario, el forzamiento por mezclas de marea es más intenso en la capa inferior.

En relación con las fluctuaciones subinerciales de los desniveles transversales del nivel del mar, se ha encontrado que están correlacionados con una corriente transversal que fluye de Sur a Norte cuando el flujo de entrada al Mediterráneo aumenta por el forzamiento meteorológico. Por otro lado, en el marco de la THFB de fluidos no miscibles, los tests del estado del intercambio aplicados a los datos de desniveles se muestran poco coherentes con las observaciones directas del intercambio, poniendo de relieve ciertas limitaciones de la THFB de fluidos no miscibles.

Durante el período de medida de unos cinco meses de extensión denominado *Fase Común* se obtuvieron medidas de corrientes y salinidad tanto en la Sección de Camarinal como en la Sección Este. Se ha utilizado este importante conjunto de datos para estudiar con mayor detalle la variabilidad temporal de los flujos subinerciales. La simultaneidad de las medidas en ambas secciones ha permitido contrastar las estimaciones.

Se ha propuesto un nuevo método para estimar la profundidad de la interfaz y los flujos de entrada y salida. Las características de la profundidad de la interfaz estimada con este método son compatible con estimaciones anteriores. El método propuesto es muy flexible y consistente; su bondad queda patente en la similitud entre las series de tiempo subinerciales obtenidas en ambas secciones.

En la Sección de Camarinal se observa una significativa variabilidad quincenal y mensual, tanto de la interfaz como de la profundidad de la región interfacial, más profundas en mareas muertas y más someras en vivas. En la Sección Este estas señales son menos significativas, aunque en mareas muertas la interfaz tiende a situarse en el límite inferior de la región interfacial.

También se ha propuesto un método para extraer de los flujos la señal correspondientes a los flujos rectificadas de marea. Se basa en utilizar el método de estimación de flujos, no sólo a partir de las corrientes medidas para obtener los flujos y la profundidad de la interfaz, sino también a partir de las corrientes resultantes de filtrar la señal de marea de las mismas para



obtener los denominados flujos e interfaz de *baja frecuencia*. Los flujos rectificados de marea se obtienen entonces como la diferencia entre los flujos subinerciales y los de *baja frecuencia*.

Se ha encontrado que la contribución de los flujos rectificados de marea es poco significativa en la Sección Este, donde los flujos subinerciales y los de *baja frecuencia* son prácticamente equivalentes. Por el contrario, su contribución es muy importante en Camarinal, tanto al valor medio como a las fluctuaciones de los flujos subinerciales de entrada y salida. La varianza de los flujos rectificados en Camarinal está dominada por las señales quincenal y mensual: son de poca importancia (del orden de 0,1 Sv) en mareas muertas y de gran amplitud (del orden de 1 Sv) en mareas vivas.

En los flujos de *baja frecuencia* se observa que las señales quincenales se encuentran en contrafase a las observadas en los flujos rectificados, de forma que tienen a compensarse mutuamente. Esta compensación es prácticamente total para el flujo de entrada. Para el flujo de salida, por el contrario, la señal quincenal de los flujos rectificados es dominante.

La variabilidad quincenal-mensual en los flujos intercambiados se resume entonces como sigue:

- Se observa una señal mensual significativa en el flujo de entrada. El máximo de la señal se produce en las mareas muertas posteriores a las mareas vivas más intensas, y el mínimo en las posteriores a las mareas vivas menos intensas.
- En el flujo de una salida se observa una señal quincenal significativa. El mínimo (máximo valor absoluto) del flujo de salida ocurre, aproximadamente, en mareas vivas.
- En consecuencia el flujo neto tiene una mezcla de ambas señales. El máximo del flujo neto tiene lugar en mareas muertas. La señal mensual refuerza el mínimo de flujo neto en las mareas vivas más intensas, y el máximo en las mareas muertas inmediatamente posteriores.

La diferencia en el carácter de las señales quincenales y mensuales de los flujos de entrada y salida es consecuencia de una asimetría en los flujos de *baja frecuencia* en Camarinal, de mayor varianza en la capa de entrada que en la de salida.

La importante contribución de los flujos rectificados de marea tanto al valor medio de los flujos como a la varianza de sus series subinerciales justifica un análisis más detallado de su

forzamiento, que se produce a escala de marea. Los números de Froude calculados directamente a partir de las estimaciones muestran una gran variabilidad a frecuencias de marea, achacable en parte a la falta de precisión de las estimaciones.

La hipótesis de que la interfaz en Camarinal responde a las fluctuaciones del flujo manteniendo de forma aproximada las condición crítica permite obtener una profundidad de la interfaz "hipotética". La serie temporal de ésta resulta ser muy similar a la estimada directamente de los datos, lo que permite afirmar que los datos son compatibles con la hipótesis de que el flujo es crítico en Camarinal durante gran parte del ciclo de marea.

El hecho de que la interfaz se acomode de esa forma a las fluctuaciones del flujo introduce una cierta correlación entre las fluctuaciones de corriente y la profundidad de la interfaz, dando lugar a parte de la señal rectificada. Por otro lado, cuando el flujo neto excede un valor de en torno a 2,5 Sv, puede ocurrir que la condición de control deje de cumplirse en Camarinal. Asociados a estos eventos se producen importantes aceleraciones del flujo que parecen contribuir significativamente a la señal de los flujos rectificados.

Finalmente, se ha realizado un esfuerzo por aplicar las observaciones en la mitad Este del Estrecho, a la luz de las teorías existentes, a la determinación del estado hidráulico del intercambio. El paradigma de la teoría hidráulica de flujos bicapa no miscibles parece no ser aplicable. A pesar de que todavía no existe un marco teórico bien establecido que combine la teoría hidráulica con los procesos de mezcla, la interpretación de las observaciones apunta a que el sistema podría encontrarse en un estado cercano al intercambio *máximo*.

## 6.2. Trabajo futuro

Entre las posibles líneas de trabajo futuro para continuar la investigación realizada en el presente trabajo podríamos citar las siguientes:

- Se ha incidido, de forma general, en la tarea de depurado e interpretación de los datos. Sería de gran interés contrastar en el futuro esta información con la proveniente de otras fuentes, por ejemplo, modelos numéricos.
- Sería conveniente validar con nuevos datos de corrientes las estimaciones de flujos rectificados y de *baja frecuencia*, y las señales quincenales obtenidas.

- Aunque se ha supuesto que el origen de los flujos de *baja frecuencia* es la variación de  $g'$  inducida por las mezclas de marea en Camarinal, esta hipótesis debe todavía ser confirmada.
- El mecanismo concreto que produce los considerables flujos rectificados de marea que observados parece ser más complejo que la correlación entre corrientes y profundidad de la interfaz. Nuestra opinión es que la resolución de esta cuestión, posiblemente con la ayuda de simulaciones numéricas, establecerá definitivamente la relación entre rectificación de flujo e hidráulica esbozada en este trabajo.
- Finalmente, reconocemos que, en nuestra opinión, no se poseen herramientas para determinar sin ambigüedad el estado hidráulico del intercambio. Este objetivo ha demostrado ser de mayor complicación de lo supuesto hasta el momento. Para poder responder a esta pregunta creemos que será necesario desarrollar modelos numéricos del intercambio que contemplen la posibilidad de incluir los procesos de mezcla en el interior del fluido.

# Índice de figuras

1.1. Localización geográfica y mapa batimétrico del Estrecho de Gibraltar . . . . .	4
1.2. Ejemplo de perfiles de salinidad, temperatura y sigma-t, y diagrama T-S característicos del Estrecho de Gibraltar. . . . .	8
1.3. Esquema simplificado del intercambio bicapa a través del Estrecho. . . . .	12
1.4. Esquema de la rectificación de flujos en el Umbral de Camarinal. . . . .	19
1.5. Esquema de intercambio máximo en el Estrecho de Gibraltar propuesto en Armi y Farmer (1985), Armi y Farmer (1986), Armi y Farmer (1988), y Farmer y Armi (1986) . . . . .	27
1.6. Esquema de la profundidad de la interfaz entre las Secciones de Camarinal y Gibraltar, en las situaciones de intercambio medio <i>máximo</i> y <i>submáximo</i> . . . . .	30
1.7. Esquema del intercambio medio propuesto Bray et al. (1995) . . . . .	33
1.8. Winters y Seim (2000): interfaz predicha y simulada en el intercambio em-phMáximo de una contracción con fluidos miscibles . . . . .	34
2.1. Mapa batimétrico general del Estrecho de Gibraltar . . . . .	41
2.2. Distribución temporal de las medidas de corriente en la Sección Este. . . . .	43
2.3. Esquemas del despliegue de correntímetros en la Sección Este . . . . .	46

2.4. Distribución temporal de las medidas de altura de nivel del mar . . . . .	49
2.5. Esquema de una sección transversal de tamaño arbitrario. . . . .	61
2.6. Esquema de la profundidad de fondo $b(x)$ anchura en superficie $W_0(x) = W(x, 0)$ , sección transversal $A(x)$ y su derivada $\partial_x A$ en la dirección del eje del Estrecho . . . . .	62
2.7. Áreas asignadas a cada una de las tres subsecciones de la Sección Este. . . . .	66
2.8. Ejemplos de ajustes de perfiles de salinidad a una función sigmoïdal . . . . .	67
3.1. (a) Perfiles verticales de corrientes $u_{15}$ medias en los fondeos N, C y S (Sección Este) y U (Sección de Camarinal). . . . .	77
3.2. (b) Sección transversal de corrientes medias $u_{15}$ en la Sección Este. . . . .	78
3.3. Desviación estándar de salinidad, sigma-t y temperatura, obtenidos a partir de perfiles de <i>CTD</i> . . . . .	81
3.4. Perfiles verticales de salinidad obtenidos a partir de datos de <i>CTD</i> . . . . .	82
3.5. Perfiles verticales de temperatura obtenidos a partir de datos de <i>CTD</i> . . . . .	83
3.6. Perfiles verticales de densidad ( $\sigma_t$ ) obtenidos a partir de datos de <i>CTD</i> . . . . .	84
3.7. Espectros de potencia de las corrientes medidas en distintos fondeo . . . . .	88
3.8. Perfiles verticales de velocidad cuadrática media en cada una de las bandas de frecuencias propuestas en el texto . . . . .	90
3.9. Perfiles verticales del primer modo empírico de corrientes subinerciales en los fondeos N, C y S (Sección Este) y U (Sección de Camarinal). . . . .	95
3.10. Sección transversal del primer modo empírico de corrientes subinerciales (Sec- ción Este). . . . .	96
3.11. Series temporales del modo 1 de corrientes subinerciales . . . . .	98

3.12. Esquema de fluctuaciones de corriente en la Sección Este asociadas al primer modo de corrientes subinerciales . . . . . 100

3.13. Perfiles verticales del segundo modo empírico de corrientes subinerciales en los fondeos N, C y S (Sección Este) y U (Sección de Camarinal). . . . . 102

3.14. Sección transversal del segundo modo empírico de corrientes subinerciales (Sección Este). . . . . 103

3.15. Series temporales de las distintas realizaciones del modo 2. . . . . 104

3.16. Esquema de variación del perfil medio de corrientes en la Sección Este asociadas al segundo modo de corrientes subinerciales . . . . . 106

3.17. Coeficientes de correlación  $r(\alpha)$  entre el desnivel transversal  $\Delta T$  y la corriente en el correntímetro o bin más superficial disponible, en los fondeos Norte, Centro, Umbral y Sur. . . . . 112

3.18. Comparación del desnivel transversal  $\Delta T$  (línea fina) y la corriente en el correntímetro superior en el fondeo Sur durante la segunda parte de la Fase Intensiva (línea gruesa) con (a)  $\alpha = 95^\circ$  y (b)  $\alpha = 15^\circ$ . . . . . 113

3.19. Esquema de flujo bicapa con fricción de experimentos de laboratorio de Johnson y Ohlsen (1994). . . . . 113

3.20. Coeficientes de correlación  $r(\alpha)$  entre el desnivel longitudinal  $\Delta L$  y la corriente en el correntímetro o, en su caso, bin más superficial disponible, en los fondeos Norte, Centro, Umbral y Sur. . . . . 114

3.21. Predicción para las fluctuaciones de nivel del mar, según Bormans y Garrett (1989b). . . . . 116

3.22. Fluctuaciones subinerciales de los desniveles longitudinales y transversales. . . . 118

4.1. Perfiles verticales de velocidad cuadrática media de los dos primeros modos empíricos de corrientes subinerciales durante la *Fase Común*. . . . . 133

4.2. Series de tiempo de los modos empíricos de corrientes subinerciales durante la <i>Fase Común</i> : (a) Modo 1 (b) Modo 2 (c) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa. . . . .	134
4.3. Promedio temporal de $Q_{1S}(t) - Q_{2S}(t)$ y profundidad media de las isohalinas de la región interfacial durante la <i>Fase Común</i> . . . . .	136
4.4. <i>Fase Común</i> , Sección de Camarinal: (a) Profundidad de la interfaz $\eta_U$ (b) Profundidad media de la región interfacial, $Z_{\bar{S}U}$ (c) Grosor de la región interfacial, $\Delta Z_{SU}$ (d) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa. Las líneas blancas en los paneles (a) (b) y (c) son las correspondientes series subinerciales. . . . .	138
4.5. <i>Fase Común</i> , Sección Este: (a) Profundidad de la interfaz $\eta_E$ (b) Profundidad media de la región interfacial, $Z_{\bar{S}E}$ (c) Grosor de la región interfacial, $\Delta Z_{SE}$ (d) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa. Las líneas blancas en los paneles (a) (b) y (c) son las correspondientes series subinerciales. . . . .	139
4.6. Profundidad de la interfaz en las secciones Este y de Camarinal durante la <i>Fase Común</i> (I) . . . . .	142
4.7. Profundidad de la interfaz en las secciones Este y de Camarinal durante la <i>Fase Común</i> (II) . . . . .	143
4.8. <i>Fase Común</i> : Descomposición de las variables explicadas en el texto en los dos primeros modos empíricos más dos residuos. . . . .	144
4.9. Profundidad de la interfaz, con y sin señal quincenal, durante la <i>Fase Común</i> . . . . .	146
4.10. Esquema de la variabilidad quincenal de la interfaz y la de la región interfacial. Las líneas continuas representan los límites superior e inferior de la región interfacial y la línea punteada la profundidad de la interfaz . . . . .	147
4.11. Flujos de entrada y salida en las subsecciones C y N (Sección Este), durante la <i>Fase Común</i> . . . . .	150
4.12. <i>Fase Común</i> : Valor medio y desviación estándar de la diferencia entre los flujos netos estimados en ambas Secciones, en función del parámetro $R$ . . . . .	153

4.13. *Fase Común*, flujos estimados en la Sección de Camarinal: (a) Flujo neto  $Q_{0U}$  (b) Flujo de entrada,  $Q_{1U}$  (c) Flujo de salida,  $Q_{2U}$  (d) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa. Las líneas blancas en los paneles (a) (b) y (c) son las correspondientes series subinerciales. . . . . 154

4.14. *Fase Común*, flujos estimados en la Sección Este: (a) Flujo neto  $Q_{0E}$  (b) Flujo de entrada,  $Q_{1E}$  (c) Flujo de salida,  $Q_{2E}$  (d) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa. Las líneas blancas en los paneles (a) (b) y (c) son las correspondientes series subinerciales. . . . . 155

4.15. *Fase Común*, series subinerciales de los flujos estimados en la Sección de Camarinal: (a) Flujo de entrada subinercial ( $Q_{1U}$ ), (línea gruesa) y de *baja frecuencia*  $Q_{1U}^{bf}$ , (línea fina) (b) Flujo de salida subinercial ( $Q_{2U}$ ), (línea gruesa) y de *baja frecuencia*  $Q_{2U}^{bf}$ , (línea fina) (c) Flujo rectificado en la capa de entrada,  $Q_{1U}^r$ . (d) Flujo rectificado en la capa de salida,  $Q_{2U}^r$ . (e) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa. . . . . 158

4.16. *Fase Común*, series subinerciales de los flujos estimados en la Sección Este: (a) Flujo de entrada subinercial ( $Q_{1E}$ ), (línea gruesa) y de *baja frecuencia*  $Q_{1E}^{bf}$ , (línea fina) (b) Flujo de salida subinercial ( $Q_{2E}$ ), (línea gruesa) y de *baja frecuencia*  $Q_{2E}^{bf}$ , (línea fina) (c) Flujo rectificado en la capa de entrada,  $Q_{1E}^r$ . (d) Flujo rectificado en la capa de salida,  $Q_{2E}^r$ . (e) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa. . . . . 159

4.17. Series subinerciales de los flujos de entrada, salida y rectificadas durante la *Fase Común* . . . . . 161

4.18. *Fase Común*: Proyección de las variables de flujo explicadas en el texto en los dos primeros modos empíricos más un residuo. . . . . 163

4.19. *Fase Común*, Sección de Camarinal: Comparación con la correspondiente predicción armónica quincenal-mensual (línea gris) de (a) Flujo neto subinercial ( $Q_{0U}$ ), (b) Flujo de entrada subinercial ( $Q_{1U}$ ), (c) Flujo de salida subinercial ( $Q_{2U}$ ), y (d) Flujos rectificadas en la capa de entrada,  $Q_{1U}^r$ . (e) Señal de marea del nivel del mar en Tarifa. . . . . 165

4.20. *Fase Común*, Sección de Camarinal: Comparación de los flujos rectificadas de marea y la proyección de los flujos  $Q^{bf}$  sobre el modo 2. . . . . 168



4.21. <i>Fase Común</i> : Gravedad reducida en Camarinal y en la Sección Este. . . . .	170
4.22. <i>Fase Común</i> , Sección de Camarinal: . . . . .	172
4.23. <i>Fase Común</i> , Sección de Camarinal: Comparación del flujo de entrada en la Sección Este con su reconstrucción a partir del desnivel Algeciras-Ceuta . . . . .	173
5.1. Función $\gamma$ y espectro de potencia característico de la capa superior en la Sección Este . . . . .	180
5.2. Números de Froude estimados en la sección de Camarinal durante la <i>Fase Común</i> .183	
5.3. Ejemplos de la función $G^2(\eta)$ a partir de valores estimados de $Q_1$ , $Q_2$ y $g'$ . La línea a trazos gruesos corresponde a un flujo barotrópico de marea moderado, mientras que las líneas a trazos finos se corresponden con flujos barotrópicos de marea intensos. Se indica con una flecha la profundidad de la interfaz $\hat{\eta}_U$ para la que la curva de trazos cumple $G^2(\eta) = 1$ debido principalmente a la contribución de $F_2^2$ . . . . .	185
5.4. <i>Fase Común</i> , Sección de Camarinal: (a) Comparación de la interfaz estimada $\eta_U$ (línea negra) y la interfaz calculada a partir de la condición de control (5.3), $\hat{\eta}_U$ (línea gris). (b) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa. (c) Igual que el panel (a) pero sólo durante el mes de Enero de 1996. (d) Igual que el panel (b) pero sólo durante el mes de Enero de 1996. . . . .	187
5.5. Números de Froude re-estimados en la sección de Camarinal durante la <i>Fase Común</i> . . . . .	188
5.6. (a) Posición de la sección de control respecto a la Sección de Camarinal. (b) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa . . . . .	189
5.7. <i>Fase Común</i> , Sección de Camarinal: (a) Serie de tiempo del flujo neto $Q_0$ . Los puntos (las cruces) marcan los valores de flujo neto hacia el Atlántico (hacia el Mediterráneo) que dan lugar a números de Froude supercríticos. (b) Serie de tiempo de la profundidad de la interfaz $\hat{\eta}_U$ (panel similar al 5.4.a). Los puntos (las cruces) marcan los valores asociados a números de Froude supercríticos, en función del signo del flujo neto. (c) Número de Froude compuesto calculado según la metodología expuesta en el texto (panel similar al 5.5.a). Los puntos (las cruces) marcan los valores supercríticos, con el mismo criterio que en los paneles anteriores. . . . .	191

5.8. <i>Fase Común</i> , Sección de Camarinal. Profundidad de la interfaz $\hat{\eta}_U$ frente a flujos	192
5.9. Extracción de los flujos “de rectificación” a partir de las series de tiempo de los flujos $Q_1$ y $Q_2$ . . . . .	194
5.10. Números de Froude estimados en la Sección Este durante la <i>Fase Común</i> . . . . .	196
5.11. <i>Fase Común</i> , Sección Este: (a) Interfaz estimada $\eta_U$ (b) Interfaz calculada a partir de la condición de control (5.3), $\hat{\eta}_U$ (c) Profundidad de la isohalina $S = 37,0$ (línea fina) (d) Señal de marea en el nivel del mar en Tarifa. . . . .	197
5.12. Esquema de la profundidad de la interfaz para los tres estados del intercambio.	202
5.13. <i>Fase Común</i> , Sección Este: Comparación entre interfaz estimada y modelada. . . . .	205

# Índice de tablas

1.1. Estimaciones de flujos intercambiados a través del Estrecho, evaporación neta en el Mediterráneo y diferencia de salinidad entre éste y el Atlántico . . . . .	14
1.2. Resumen de las señales quincenales y mensuales de los flujos de entrada, salida y neto en el Estrecho existentes en la literatura. . . . .	21
2.1. Posición y profundidad del fondo nominales para las tres estaciones de fondeo en la Sección Este. . . . .	42
2.2. Datos relativos a los fondeos de la fase Piloto . . . . .	45
2.3. Datos relativos a los fondeos de la fase Intermedia . . . . .	45
2.4. Datos relativos a los fondeos de la fase Intensiva . . . . .	45
2.5. Datos relativos a los fondeos de ADCP en el Umbral de Camarinal . . . . .	47
2.6. Datos relativos al fondeo de correntímetros convencionales en el Umbral de Camarinal . . . . .	47
2.7. Localización de los puntos de extracción de datos de presión atmosférica . . . . .	50
3.1. Fechas de comienzo y final de los períodos de medida seleccionados en la Sección Este. . . . .	75

3.2. Estimación de magnitudes medias del flujo en los fondeos de la Sección Este . .	76
3.3. Profundidades y salinidades límites medias de la región interfacial en la Sección Este, obtenidas utilizando el criterio expuesto en el texto. . . . .	85
3.4. Características superficiales de los perfiles de las estaciones de <i>CTD</i> en los puntos de fondeo . . . . .	85
3.5. Características de los filtros Butterworth . . . . .	89
3.6. Varianza explicada por los modos empíricos. . . . .	94
3.7. Estimación del rango de variación de las fluctuaciones de diversas propiedades del flujo asociadas al modo 1 de corrientes subinerciales . . . . .	97
3.8. Fluctuaciones asociadas al segundo modo empírico de diversas magnitudes . . .	105
3.9. Constantes armónicas de las especies <i>Mm</i> y <i>Msf</i> en las series de tiempo del primer modo empírico de corrientes subinerciales. La última columna indica el porcentaje de varianza de la serie subinercial explicado por el ajuste. . . . .	107
3.10. Constantes armónicas de las especies <i>Mm</i> y <i>Msf</i> en las series de tiempo del segundo modo empírico de corrientes subinerciales. La última columna indica el porcentaje de varianza de la serie subinercial explicado por el ajuste. . . . .	107
3.11. Coeficientes de correlación entre corrientes $u_{15}$ subinerciales durante la Fase Piloto. Sólo se muestran los coeficientes significativos al 95%. . . . .	108
3.12. Coeficientes de correlación entre corrientes $u_{15}$ subinerciales durante la Fase Intensiva . . . . .	109
3.13. Varianza explicada por los tres primeros modos empíricos en los fondeos C, N y U durante la Fase Piloto, y correlaciones entre ellos. . . . .	110
3.14. Regresión de los desniveles sobre la diferencia longitudinal de presión atmosférica.	117
3.15. Correlaciones entre desniveles, y entre variables derivadas de los desniveles. . .	117

4.1. Constantes armónicas de las constituyentes $Mm$ y $Msf$ para los dos primeros modos empíricos ortogonales de corrientes subinerciales. . . . .	132
4.2. <i>Fase Común</i> : Características generales de la interfaz y de la región interfacial. .	140
4.3. <i>Fase Común</i> : Constantes armónicas de las constituyentes $Mm$ y $Msf$ de diversos parámetros asociados a la interfaz en ambas Secciones. . . . .	145
4.4. Valor medio de los flujos de entrada, salida y neto estimados en las Secciones de Camarinal y Este durante la <i>Fase Común</i> . . . . .	152
4.5. <i>Fase Común</i> : Características generales de los flujos estimados. . . . .	157
4.6. <i>Fase Común</i> : Constantes armónicas $Mm$ y $Msf$ para $Q_1$ , $Q_2$ y $Q_0$ en ambas Secciones, y para $Q_1^{bf}$ , $Q_2^{bf}$ , $Q_1^r$ y $Q_2^r$ en Camarinal. . . . .	164
4.7. Valor medio y constantes armónicas de las constituyentes $Mm$ y $Msf$ para la gravedad reducida en Camarinal ( $g'_U$ ) y en la Sección Este ( $g'_E$ ). . . . .	171
4.8. <i>Fase Común</i> : Coeficiente de correlación de los desniveles transversal y longitudinal $Q_1$ , $Q_2$ y $Q_0$ en ambas Secciones, y con $Q_1^{bf}$ , $Q_2^{bf}$ en Camarinal . . . . .	174

# Bibliografía

- L. Armi. The hydraulics of two flowing layers with different densities. *J. Fluid Mech.*, 163: 27–58, 1986.
- L. Armi y D. M. Farmer. The internal hydraulics of the Strait of Gibraltar and associated sills and narrows. *Oceanol. Acta*, 8(1):37–46, 1985.
- L. Armi y D. M. Farmer. Maximal two layer exchange through a contraction with barotropic net flow. *J. Fluid Mech.*, 164:27–51, 1986.
- L. Armi y D. M. Farmer. A generalization of the concept of maximal exchange in a strait. *J. Phys. Oceanogr.*, 92(C13):14679–14680, 1987.
- L. Armi y D. M. Farmer. The flow of Mediterranean water through the Strait of Gibraltar; the flow of Atlantic water through the Strait of Gibraltar. *Progr. Oceanogr.*, 21:1–105, 1988.
- B. Baschek, U. Send, J. G. Lafuente, y J. Candela. Transport estimates in the Strait of Gibraltar with a tidal inverse model. *J. Geophys. Res.*, 106(C12):31,033, 2001.
- M. Bormans y C. Garrett. The effect of rotation on the surface inflow through the Strait of Gibraltar. *J. Phys. Oceanogr.*, 19:1535–1542, 1989a.
- M. Bormans y C. Garrett. The effects of nonrectangular cross section, friction and barotropic fluctuations on the exchange through the Strait of Gibraltar. *J. Phys. Oceanogr.*, 19:1543–1557, 1989b.
- M. Bormans y C. Garrett. A simple criterion for gyre formation by the surface outflow from a strait, with application to the Alboran Sea. *J. Geophys. Res.*, 94((C9)):12637–12644, 1989c.
- M. Bormans, C. Garrett, y K. R. Thompson. Seasonal variability of the surface inflow through the Strait of Gibraltar. *Oceanol. Acta*, 9:403–414, 1986.

- N. Bray, C. D. Winant, T. H. Kinder, y J. Candela. Generation and kinematics of the internal tide in the Strait of Gibraltar. In *The Physical Oceanography of Sea Straits*, pages 477–491, L. J. Pratt, editor. Kluwer, Boston, 1990.
- N. A. Bray, J. Ochoa, y T. H. Kinder. The role of the interface in exchange through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 100:10755–10776, 1995.
- M. Bruno, J. J. Alonso, A. Cózar, J. Vidal, A. Ruiz Cañavate, F. Echevarría, y J. Ruiz. The boiling-water phenomena at Camarinal Sill, the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Res.*, 49: 4097–4113, 2002.
- M. Bruno, R. Mananes, J. J. Alonso, A. Izquierdo, L. Tejedor, y B. A. Kagan. Vertical Structure of the semidiurnal tidal currents at Camarinal Sill, the Strait of Gibraltar. *Oceanol. Acta*, 23:15–24, 1999.
- H. L. Bryden. Monitoring of the water exchange at the Gibraltar sill. In *II Jornadas de Análisis de Variables y Simulación Numérica del Intercambio de Masas de Agua a Través del Estrecho de Gibraltar*, 2000.
- H. L. Bryden, J. Candela, y T. H. Kinder. Exchange through the Strait of Gibraltar. *Progr. Oceanogr.*, 33:201–248, 1994.
- H. L. Bryden y T. H. Kinder. Recent progress in strait dynamics. *Rev. of Geophys., Suppl.*, 29:617–631, 1991a.
- H. L. Bryden y T. H. Kinder. Steady two layer exchange through the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Res.*, 38:S445–S463, 1991b.
- H. L. Bryden y H. Stommel. Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta*, 7(3):289–296, 1984.
- J. Candela. The Gibraltar Strait and its role in the dynamics of the Mediterranean Sea. *Dyn. Atmos. Oceans*, 15:267–300, 1991.
- J. Candela. Mediterranean water and global circulation. In *Ocean Circulation and Climate: Observing and Modeling the Global Ocean*, pages 419–429. Academic Press, Siedler, Gould and Church, ed., 2001.
- J. Candela y C. L. Lozano. Barotropic response of the Western Mediterranean to observed atmospheric pressure forcing. seasonal and interannual variability of the Western Mediterranean Sea. In P. E. L. Violette, editor, *Coastal Estuarine Studies, Vol. 46*, pages 325–359. AGU, Washington D. C., 1994.

- J. Candela, C. Winant, y H. L. Bryden. Meteorologically forced subinertial flows through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 94:12667–12674, 1989.
- J. Candela, C. Winant, y A. Ruiz. Tides in the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 95: 7313–7335, 1990.
- M. J. Castro, J. A. Garcia-Rodriguez, J. M. Gonzalez-Vida, J. Macias, C. Pares, y M. Vazquez Cendon. Numerical simulation of two-layer Shallow Water flows through channels with irregular geometry. *J. Computational Physics*, 195:202–235, 2004.
- M. Crepon. Influence de la pression atmospherique sur le niveau moyen de la Mediterranée Occidentale et sur le flux á travers le détroit de Gibraltar. *Cah. Oceanogr.*, 1((7)):15–32, 1965.
- J. Delgado, J. Garcia-Lafuente, y J. M. Vargas. A simple model for submaximal exchange through the Strait of Gibraltar. *Scient. Mar.*, 65(4):313–322, 2001.
- W. J. Emery y R. E. Thompson. *Data analysis methods in Physical Oceanography*. Pergamon Press, 1997.
- D. M. Farmer y L. Armi. Maximal two layer exchange over a sill and through the combination of a sill and a contraction with barotropic flow. *J. Fluid Mech.*, 164:53–76, 1986.
- D. M. Farmer y R. A. Denton. Hydraulic control of flow over the sill in observatory inlet. *J. Geophys. Res.*, 90:9051–9068, 1985.
- M. G. Foreman. Manual for tidal height analysis and prediction. *Pacific Mar. Sci. Rep.*, pages 77–10, 1977.
- M. G. Foreman. Manual for tidal current analysis and prediction. Technical report, Institute of Ocean Sciences, Sidney B. C., 1978.
- J. Garcia-Lafuente. Factor barométrico a ambos lados del Estrecho de Gibraltar: Su relación con las variaciones del flujo superficial. *Rev. Geofísica*, 40:291–302, 1984.
- J. Garcia-Lafuente. *Variabilidad del nivel del mar en el Estrecho de Gibraltar: Mareas y oscilaciones residuales*. PhD thesis, Universidad de Málaga, 1986.
- J. Garcia-Lafuente. Empirical orthogonal decomposition of low frequency sea level oscillations in the Strait of Gibraltar. *Rev. Geofísica*, 47:75–84, 1991.



- J. Garcia-Lafuente. Consideraciones sobre los flujos intercambiados a través del Estrecho de Gibraltar. Variaciones estacionales. In *II Jornadas de Análisis de Variables y Simulación Numérica del Intercambio de Masas de Agua a Través del Estrecho de Gibraltar*, 2000.
- J. Garcia-Lafuente, J. Aguiar, y I. Gomez. Un modelo lineal simple de la marea barotrópica en el Estrecho de Gibraltar. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 10 (1):51–61, 1994.
- J. Garcia-Lafuente, E. Alvarez-Fanjul, J. M. Vargas, y A. W. Ratsimandresy. Subinertial variability through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 107(C10), 2002a.
- J. Garcia-Lafuente, J. Delgado, y F. Criado. Meteorologically forced water inflow interruption in the Strait of Gibraltar. *Geophys. Res. Letters*, 29:20.1–20.4, 2002b.
- J. Garcia-Lafuente, J. Delgado, J. M. Vargas, M. Vargas, F. Plaza, y T. Sarhan. Low-frequency variability of the exchanged flows through the Strait of Gibraltar during CANIGO. *Deep. Sea. Res. I*, (49):4051–4067, 2002c.
- J. Garcia-Lafuente y J. M. Vargas. Recent observations of the exchanged flows through the Strait of Gibraltar and their fluctuations at different time scales. In *Recent Res. Devel. in Geophysics.*, pages 73–84. Research Signpost, 37/661 (2), Fort P. O., Trivandrum-695 023, Kerala, India, 2003.
- J. Garcia-Lafuente, J. M. Vargas, F. Plaza, T. Sarhan, J. Candela, y B. Bascheck. Tide at the eastern section of the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 105(C6):14,197–14,213, 2000.
- C. Garrett. Variable sea level and strait flow in the Mediterranean: a theoretical study of the response to meteorological forcing. *Oceanol. Acta*, 6:79–87, 1983.
- C. Garrett. The role of the Strait of Gibraltar in the evolution of Mediterranean water, properties and circulation. In F. Briand, editor, *Dynamics of Mediterranean straits and channels*, pages 1–19. CIESM, Monaco, 1996.
- C. Garrett. Frictional processes in Straits. In *The 2nd Meeting on the Physical Oceanography of Sea Strait, Villefranche*, pages 17–24, 15th–19th April 2002.
- C. J. Garrett, A. J., y K. R. Thompson. Low-frequency fluctuations in the Strait of Gibraltar from MEDALPEX sea level data. *J. Phys. Oceanogr.*, 19:1682–1696, 1989.
- C. J. Garrett, B. M., y K. R. Thompson. Is the exchange through the Strait of Gibraltar maximal o submaximal? In L. J. Pratt, editor, *The Physical Oceanography of Sea Straits*, pages 343–371. Kluwer, 1990a.

- C. J. Garrett, K. R. Thompson, y W. Blanchard. Se level flips. *Nature*, 3482:292, 1990b.
- K. R. Helfrich. Time-dependent two-layer hydraulic exchange flows. *J. Phys. Oceanogr.*, 25: 359–373., 1995.
- F. Henderson. *Open Channel Flow*. Macmillan, New York, 1966.
- T. Hibiya y P. H. Leblond. The control of fjord circulation by fortnightly modulation and tidal mixing processes. *J. Phys. Oceanogr.*, 23:2042–2052, 1993.
- T. Hibiya, M. Ogasawara, y Y. Niwa. A numerical study of the fortnightly modulation of basin-ocean water exchange across a tidal mixing zone. *J. Phys. Oceanogr.*, 28:1224–1235, 1998.
- A. Hogg, G. Ivey, y K. Winters. Hydraulic and mixing in controlled exchange flows. *J. Geophys. Res.*, 106(C1):959–972, 2001a.
- A. Hogg, K. Winters, y G. Ivey. Linear internal waves and the control of stratified exchange flows. *J. Fluid Mech.*, 447:357–375, 2001b.
- A. Izquierdo, L. Tejedor, D. V. Sein, J. O. Backhaus, P. Brandt, A. Rubino, y B. A. Kagan. Control variability and internal bore evolution in the Strait of Gibraltar: A 2-D two layer model study. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53:637–651, 2001.
- G. C. Johnson y D. R. Ohlsen. Frictionally modified rotat-. *J. Phys.*, 24:66–78, 1994.
- R. Johnson. Climate Control requires a dam at the Strait of Gibraltar. *Eos*, 78(27):277,280–81., 1997.
- T. H. Kinder y H. L. Bryden. The 1985-1986 Gibraltar Experiment: Data collection and preliminary results. *EOS*, 68:786–787 y 793–795, 1987.
- T. H. Kinder y H. L. Bryden. Gibraltar Experiment: Summary of the field program and initial results of the Gibraltar Experiment. Whoi-88-30, Woods Hole Oceanographic Institution Technical Report, 1988.
- T. H. Kinder y H. L. Bryden. Aspiration of deep waters through straits. In L. J. Pratt, editor, *The Physical Oceanography of Sea Straits*, pages 295–319. Kluwer Academics Publishers., 1990.
- M. Knudsen. De hydrografiske forhold i de danske farvande indefor Skagen i 1894-98. *Komm. Vidensk. Unders. Dan. Farvande*, 2(2):19–79, 1899.


- P. E. La Violette y R. A. Arnone. A tide-generated internal waveform in the western approaches to the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 93:15653–15667, 1988.
- P. E. La Violette y H. Lacombe. Tidal induced pulses in the flow through the Strait of Gibraltar. *Oceanol. Acta*, SP:13–27, 1988.
- H. Lacombe y C. Richez. The regime of the Strait of Gibraltar. In J. J. Nihoul, editor, *Hydrodynamics of Semi-Enclosed Seas*, pages 13–73. Elsevier, Amsterdam, 1982.
- G. Larnicon, P. Y. Le Trayon, N. Ayoub, y P. De Mey. Mean sea level and surface circulation variability of the Mediterranean Sea from 2 years of TOPEX/POSEIDON altimetry. *J. Geophys. Res.*, 100:25163–25177, 1995.
- G. A. Lawrence. Can mixing in exchange flows be predicted using internal hydraulics? In L. J. Pratt, editor, *The Physical Oceanography of Sea Straits*, pages 519–536. Kluwer Academic Publishers, 1990.
- P. Le Traon y P. Gauzelin. Response of the Mediterranean sea level to atmospheric pressure forcing. *J. Geophys. Res.*, 102(C1):973–984, 1997.
- J. N. Nielsen. Hydrography of the Mediterranean and adjacent waters. Technical report, Copenhagen, 1912.
- G. Parrilla, T. Kinder, y P. R. H. Deep and intermediate mediteranean water in the wester alboran sea. *Deep Sea Res.*, 33(1):55–88, 1986.
- G. Parrilla, S. Neuer, P. Y. Le Traon, y E. Fernandez. Canary Islands Azores Gibraltar Observations (CANIGO). vol. 2: studies of the Azores and Gibraltar regions. *Deep Sea Res II*, 49(19):3951–3955, 2002.
- P. Pistek y P. E. La Violette. Observations of the supression of tide-generated nonlinear internal wave packets in the Strait of Gibraltar. *J. Mar. Syst.*, 20:113–128, 1999.
- S. Rahmstorf. Influence of Mediterranean Outflow on Climate. *EOS*, 79(24), 1998.
- J. L. Reid. On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea. *Deep Sea Res.*, 26:1199–1223, 1979.
- G. Sanino, A. Barglari, y V. Artale. Numerical modeling of the mean exchange through the strait of gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 107(C8):9–1 – 9–24, 2002.
- Stommel y Farmer. Control of salinity in an estuary by a transition. *J. Marine Res.*, 12:13–20, 1953.


- H. Sverdrup, M. W. Johnson, y R. H. Fleming. *The Oceans*. Prentice Hall, Englewood Cliffs N. J., 1942.
- M. N. Tsimplis. Vertical structure of tidal currents over the Camarinal Sill at the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 105(C8):19709–19728, 2000.
- M. N. Tsimplis y H. L. Bryden. Estimation of the transports through the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Res. (I)*, 47:2219–2242, 2000.
- A. van Geen y E. A. Boyle. Atlantic water masses in the Strait of Gibraltar : Inversion of trace metal data. In J. L. Almazán, K. T. H., y G. Parrilla, editors, *Seminario sobre la Oceanografía Física del Estrecho de Gibraltar*, pages 68–81. SECEG, Madrid, 1989.
- J. M. Vargas, J. Garcia-Lafuente, J. Delgado, y F. Criado. Seasonal and wind induced variability of Sea Surface Temperature patterns in the Gulf of Cádiz. *J. Marine Sys.*, 38:205–219, 2003.
- M. Vargas, F. Plaza, J. Garcia-Lafuente, T. Sarhan, J. M. Vargas, y P. Velez-Belchi. About the seasonal variability of the Alboran Sea circulation. *J. Mar. Syst.*, 35:229–248, 2002.
- A. Viudez y R. L. Haney. On the relative vorticity of the Atlantic Jet in the Alboran Sea. *J. Phys. Oceanog.*, 27:175–185, 1997.
- A. Viudez, J. M. Pinot, y R. L. Haney. On the upper layer circulation in the Alboran Sea. *J. Geoph. Res.*, 103(C10):21653–21666, 1998.
- D. P. Wang. Model of mean and tidal flows in the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Res.*, 36: 1535–1548, 1989.
- D. P. Wang. The Strait of Gibraltar model: Internal tide, diurnal inequality and fortnightly modulation. *Deep-Sea Res.*, 40:1187–1203, 1993.
- K. B. Winters y H. E. Seim. The role of dissipation and mixing in exchange flow through a contracting channel. *J. Fluid Mech.*, 407:265–290, 2000.


JUAN MIGUEL VARELA DOMINGUEZ  
FUNCIONARIOS SUBORDINADOS Y ESTADOS PROBADORES DEL  
INTERCAMBIO A TRAVÉS DEL ESPLETO DE GIBRALTAR

Suficiente con laude

per responsabilidad  
27 de Septiembre de 2004

  
~~Perioste,~~

  
~~Perioste,~~

  
~~Perioste,~~