

TESIS DOCTORAL

**Intercambios a través del Estrecho de
Gibraltar y su respuesta a forzamientos de
distintas escalas temporales**

Antonio Jesús Sánchez Román

Málaga, 2008

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA II

Intercambios a través del Estrecho de Gibraltar y su respuesta a forzamientos de distintas escalas temporales

Memoria presentada por Antonio Jesús Sánchez Román
para optar al grado de Doctor por la Universidad de Málaga.

Fdo. Antonio Jesús Sánchez Román

Los directores:

Fdo. Dr. Jesús M. García Lafuente

Catedrático de Escuela Universitaria
Universidad de Málaga

Fdo. Dr. Javier Delgado Cabello

Profesor del Dpto. de Física Aplicada II
Universidad de Málaga



D. JESÚS MANUEL GARCÍA LAFUENTE, Catedrático de Escuela Universitaria de la Universidad de Málaga, y D. JAVIER DELGADO CABELLO, profesor contratado del Departamento de Física Aplicada II de la Universidad de Málaga,

HACEN CONSTAR:

Que el trabajo recogido en la presente memoria, titulada “Intercambios a través del Estrecho de Gibraltar y su respuesta a forzamientos de distintas escalas temporales”, presentada por D. Antonio Jesús Sánchez Román, ha sido realizada bajo nuestra dirección y tiene, a nuestro juicio, contenido científico suficiente, de lo que informamos favorablemente en orden a su presentación y defensa para optar grado de Doctor por la Universidad de Málaga.

Para que así conste a los efectos oportunos firmamos la presente en Málaga, a 10 de Septiembre de 2008.

Fdo. Dr. Jesús M. García Lafuente

Fdo. Dr. Javier Delgado Cabello

La presente Tesis Doctoral ha sido realizada gracias a la concesión de una Beca de Formación de Personal Investigador del Ministerio Educación y Ciencia (Actualmente Ministerio de Ciencia e Innovación) en el marco del Proyecto REN2003-01608/MAR “Intercambios en el Estrecho de Gibraltar y su respuesta a forzamientos meteorológicos y climáticos”. El trabajo se ha desarrollado en el Departamento de Física Aplicada II de la Universidad de Málaga y parcialmente, gracias a las ayudas para la realización de estancias breves concedidas por el Ministerio, en el Institut Mediterrani d’Estudis Avançats (IMEDEA) en las Islas Baleares bajo la supervisión del Dr. Damià Gomis Bosch y en el Ente per la Nuove Tecnologie, l’energia e l’ambiente (ENEA), centro de investigación Casaccia en Roma (Italia) bajo la supervisión del Dr. Vincenzo Artale y el Dr. Gianmaria Sannino.

Agradecimientos

Sólo si miro atrás en el tiempo, y recuerdo mi vida cuatro años antes, soy capaz de darme cuenta lo mucho que ésta ha cambiado. Ahora puedo decir que el venir a Málaga para trabajar en el Grupo de Oceanografía de esta Universidad fue una decisión acertada.

En primer lugar quisiera expresar mi agradecimiento a Jesús, mi director de tesis, por ofrecerme la posibilidad de formar parte de este Grupo y poder ser partícipe, de ese modo, de los proyectos INGRES, cuya parte experimental se ha desarrollado a bordo de los Buques Oceanográficos Francisco de Paula Navarro y Odón de Buen, pertenecientes al Instituto Español de Oceanografía, a cuyas tripulaciones agradezco el trabajo realizado en las diferentes campañas oceanográficas. Gracias a todos ellos, los trabajos de mantenimiento de la línea se han desarrollado con normalidad y sin contratiempos, incluso cuando las condiciones meteorológicas eran desfavorables.

Recuerdo con especial cariño a Manolo Calafat y Toni por la atención que siempre tuvieron hacia nosotros a bordo y sobre todo a Vicente, el antiguo cocinero del Odón de buen, por las comidas que nos preparaba y sus fantásticos postres. Además, no quisiera olvidarme de otros participantes eventuales de las campañas que han ayudado a realizar el trabajo planificado: Luís Arévalo, Juan Manuel Cestino, Guillermo Díaz del Río, David Marcote, María José González Moro y Ramón Paredes Larrucea. María José, nos conocimos en una de las campañas INGRES y, aunque no empezamos con muy buen pie, has llegado a convertirme en una de mis mejores amigas. Gracias por escucharme y apoyarme; y sobre todo, muchas gracias por soportarme.

La mayor parte del trabajo recogido en esta tesis se ha realizado, lógicamente, en la Universidad, donde he estado rodeado del resto de miembros del Grupo de Oceanografía, a los cuales quiero agradecer su cálida acogida, así como la ayuda que me han brindado durante todos estos años. La mayor parte de ellos han participado en la mayoría de las campañas realizadas, y les agradezco igualmente su labor realizada a bordo. Agradezco a Juan Miguel, mi antiguo codirector de la tesis, su ayuda inicial con la programación en Matlab y el cálculo de flujos, además de sus explicaciones sobre el control hidráulico en el Estrecho. Agradezco enormemente a Javier que se hiciera cargo de la codirección de la tesis cuando Juan Miguel no pudo continuar con ella, así como sus comentarios y consejos, que

siempre he seguido. Me alegré mucho cuando nació tu hijo Javier y espero que no perdamos nunca el contacto y poder así verlo crecer.

Agradezco a José Carlos su ayuda para resolver mis dudas sobre los aspectos matemáticos de los cálculos realizados y, sobre todo, los buenos momentos que hemos pasado juntos fuera del trabajo; a los que se ha unido Francis en alguna ocasión. De todos mis compañeros de trabajo, él es si duda la persona con la que más estrechamente he trabajado durante estos años, quizás porque hemos compartido despacho desde mi llegada al Grupo o simplemente por afinidad de caracteres...sea como fuere, le agradezco su ayuda y apoyo.

Agradezco a Michel su ayuda con los innumerables problemas informáticos que he padecido, pero le agradezco, sobre todo, su amistad; al igual que al resto de miembros del Grupo de fotovoltaica, con quienes compartimos laboratorio: Javi, Pedro, Lydía y Bea. Nos hemos reído mucho durante el tiempo que hemos coincidido; dentro, y sobre todo, fuera del trabajo.

El poco tiempo libre del que últimamente dispongo procuro pasarlo en Cádiz con mis padres y sobre todo con mis amigos de siempre. Carolina, eres mi mejor amiga y se podría decir que mi confidente. Eres la única persona que sabe absolutamente todo de mí. Muchas gracias por escucharme. Sabes que te quiero mucho y siempre me tendrás para cualquier cosa que necesites. Junto a Rojo, Gemma y Juanjo hemos pasado muy buenos momentos, sobre todo durante nuestras “rutitas” por la sierra de Cádiz.

Parte del trabajo realizado durante estos cuatro años ha sido desarrollado en diversos Centros de Investigación nacionales y extranjeros. Tenc un record molt especial de la meva estada a l'Institut Mediterrani d'Estudis Avançats (IMEDEA), a les Illes Balears, on vaig estar sota la supervisió del Dr. Damià Gomis Bosch, a qui vull agrair la seva acollida i ajuda amb el paquet de programes *DatoObjetivo*. Agreixo també la seva ajuda a Mar Flexas en el tractament de dades però sobretot els bons moments que varem passar fora de la feina. Record les xerrades amb n'Antonio, el conserge, i amb na Ramona, la dona de fer net, i molt especialment, record els dies passats amb el meu amic Tolo i la seva al lota Sònia, amb qui encara mantenc el contacte. El meu agraiment més sincer per na Maria i en Tomeu, els propietaris de la casa on vaig viure, perquè ells em van acollir i em van fer sentir com un més de la família. Mai oblidaré els berenars dels diumenges o els horabaixes al jardí.

I t'agraeixo a tu, Macu, ajudar-me a escriure aquestes paraules. Encara no entenc com no ens vam veure durant la meva estada a IMEDEA; perquè estic ben segur que ho recordaria. De totes formes, estic content que en Damià ens va presentar a Viena i esper mantenir el contacte amb tu molts anys més.

Del tempo che sono stato a Roma rimangono solo dei belli ricordi. Lì ho trovato delle bellissime persone che mi hanno aiutato tantissimo. Vorrei ringraziare a Vincenzo e Gianmarina il loro invito per lavorare all'ENEA con il loro modelo numerico. Più da un compagno di lavoro, Gianmaria, ti considero un mio amico. Vi ringrazio a Lucrezia e te per le belle serate a casa vostra; ti prego di salutarla e dare un baccione al mio nipotino Corrado. Ringrazio anche ad Adriana per la sua dedizione al nostro lavoro insieme. Adri, sei una bellissima persona. Magari ci incontriamo presto.

Non avrei mai potuto fare il mio lavoro all'Enea senza di te, Lele. Ti ringrazio per il tuo aiuto con il "server". Ti ricordo sempre allegro ed spero che sia ancora così. Saluto anche ad Andrea, il mio compagno di stanza la prima volta che sono stato lì, Ernesto, Paolo, Sandro, Toni, Roberto, Sandro e gli altri del corridoio:... non vi dimenticherò mai. Ringrazio anche a Sara, Lorella, Domènico, Enmanuele, Marialuisa, Ilenia...per le serate a Roma le fine settimane e soprattutto ringrazio a Mauro per le serate di martedì nel Lian Club. A volte ricordo come ci siamo conosciuti in quella festa dopo una bella serata nel Liam ed ancora mi fa sorridere.... Quando torno a Roma ti faccio una visita senz'altro!. Élena, ti ringrazio per le lezioni d'italiano nel pullman e per essere la mia amica. Sei una bellissima persona e ci saremo sempre in contatto! Y no podría olvidarme de ti, Rene, la "mia moglie". Creo que, de todas las personas a las que conozco, eres con quien más he discutido; y por ese mismo motivo eres una de las personas a las que más quiero. Te agradezco tu apoyo en los malos momentos y los innumerables paseos que dimos juntos por Roma para descubrir hasta el más ínfimo rincón de la ciudad.

Non vorrei finire questo ringraziamento senza ricordare a *Te*, Alessandro. Ho passato il meglio dei giorni a Roma grazie a *Te*. Dopo Rene, sei stato il secondo nel ranking a litigare.. e già sai cosa vuol dire.... Io non ti lo ho mai detto, ma tu, senza volerlo, e sicuramente senza saperlo, mi hai fatto capire come sono in realtà; e cosa voglio veramente; e ti sono grato per quello. Ci sarà un posto per *Te* nel mio pensiero, e nel mio cuore, per sempre.

A todos vosotros, muchísimas gracias.

From childhood's hour I have not been as others were, I have not seen
as other saw, I could not bring my passions from a common spring,
From the same source I have not taken my sorrow, I could not awaken
my heart to joy at the same tone, And all I loved, I loved alone.

Edgar Allan Poe

Alone, 1829

*A las personas que más quiero:
mis padres, mi hermano y Ale*

Índice

Objetivos de la Tesis Doctoral	1
Estructura de la Tesis Doctoral	3
Capítulo 1:	
Breve descripción geográfica y oceanográfica del Estrecho de Gibraltar	
1.1- MARCO GEOGRÁFICO Y MORFOLÓGICO	7
1.2- DINÁMICA DEL INTERCAMBIO DE MASAS DE AGUA A TRAVÉS DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR	9
1.2.1. El intercambio medio	9
1.2.2. Variabilidad temporal	11
1.3- IMPORTANCIA GLOBAL DE OBSERVACIONES LOCALES: PAPEL DESEMPEÑADO POR LAS AGUAS MEDITERRÁNEAS	14
Capítulo 2:	
Observaciones en el umbral de Espartel	
2.1- MEDIDAS REALIZADAS EN EL ESTRECHO DE GIBRALTAR: RETROSPECTIVA HISTÓRICA	19
2.2- DESCRIPCIÓN DE LAS OBSERVACIONES EN ESPARTEL	20
2.2.1. El umbral de Espartel como punto de monitorización del flujo mediterráneo de salida	20
2.2.2. La estación permanente de Espartel	23
2.2.3. Campañas INGRES	24
2.2.4. Descripción de las medidas realizadas	27
2.2.5. Preprocesado de las series de velocidad	30
2.3- VELOCIDADES OBSERVADAS EN ESPARTEL	34
2.3.1. Estructura vertical media de la velocidad horizontal	34
2.3.2. Variabilidad de la estructura vertical	37
Capítulo 3:	
Distribución espacial de la marea en el Estrecho de Gibraltar	
3.1- INTRODUCCIÓN	43
3.1.1 La marea en las cuencas adyacentes al Estrecho: Atlántico y Mediterráneo	43
3.1.2. La marea en el Estrecho	45
3.2- DATOS Y METODOLOGÍA	47
3.2.1. Datos	47
3.2.2. Metodología	50
3.3- ESTRUCTURA ESPACIAL DE LA MAREA EN EL ESTRECHO	56
3.3.1. Descripción de las elipses de marea	56
3.3.1.a Especie semidiurna	56
3.3.1.b Especie diurna	62
3.3.2. Relaciones entre las constituyentes de marea	67
3.3.2.a Especie semidiurna	67

	3.3.2.b Especie diurna	72
	3.3.2.c Desigualdad diurna	73
3.4-	MODELO NUMÉRICO	77
	3.4.1. Validación del modelo	78
	3.4.1.a Constituyentes semidiurnas	78
	3.4.1.b Constituyentes diurnas	79
	3.4.2. Análisis de las salidas de alta resolución	82
3.5-	CONCLUSIONES	84

Capítulo 4:

Vertical structure of tidal currents over Espartel and Camarinal sills, Strait of Gibraltar

4.1.1	INTRODUCTION	89
4.1.2	DATA AND METHODS	92
	5.2.1 ADCP data	92
	5.2.2 CTD data	93
4.3	RESULTS AND DISCUSSION	93
	4.3.1. Mean along-Strait currents	93
	4.3.2. Tidal ellipses	95
	4.3.3. Harmonic analysis	95
	4.3.3.a Semidiurnal constituents	95
	4.3.3.b Diurnal constituents	99
	4.3.4. Stability of the tidal constituents	101
	4.3.5. Normal mode decomposition	102
	4.3.6. Normal mode solutions for Espartel and Camarinal stratification	103
4.4-	SUMMARY AND CONCLUSIONS	110

Capitulo 5:

El flujo Mediterráneo de salida en Espartel

5.1-	INTRODUCCIÓN	113
5.2-	ESTIMACIÓN DEL FLUJO INSTANTÁNEO DE SALIDA	114
	5.2.1. Definición de la interfase de intercambio y cálculo de flujos	115
	5.2.1.a Superficie de velocidad cero	116
	5.2.1.b Rango de profundidad asociado a una propiedad hidrológica	118
	5.2.1.c Maximización de flujos	119
	5.2.1.d Máximo de la cizalla vertical de la velocidad horizontal	125
	5.2.2. Análisis comparativo del transporte	127
5.3.	FLUJOS DE BAJA FRECUENCIA	129
	5.3.1 La interfase de baja frecuencia	129
	5.3.2 Flujo de salida de baja frecuencia	130
5.4.	FLUJOS RECTIFICADOS DE MAREA EN ESPARTEL	133
5.5.	OBSERVACIONES DE CICLOS ESTACIONALES EN LOS FLUJOS DE MUY BAJA FRECUENCIA	135
5.6.	MODELO NUMÉRICO	137
	5.6.1. Cálculo del transporte en el canal principal de Espartel y	

Comparación con las observaciones	138
5.6.2. Efecto de la estructura transversal de la velocidad en el cálculo del Transporte	141
5.7. CONTROL HIDRÁULICO SOBRE EL FLUJO MEDITERRÁNEO EN EL UMBRAL DE ESPARTEL	146
5.7.1. Estado hidráulico en el Estrecho de Gibraltar y variabilidad temporal del intercambio	146
5.7.2. Estimación del número de Froude en la capa mediterránea	149
5.8. CONCLUSIONES	158

Capítulo 6:

Recent observations of seasonal variability of the Mediterranean outflow in the Strait of Gibraltar

6.1- INTRODUCTION	165
6.2- DATA AND DATA PROCESSING	168
6.2.1. The original data sets	168
6.2.2- Climatic data	169
6.2.3- Particle Trajectories	169
6.2.4. The Mediterranean water time series	171
6.2.5. Observations in ES versus observations in CS	173
6.3.- SEASONAL SIGNALS	176
6.3.1. Harmonic analysis	176
6.3.2. Seasonal signal of the outflow	177
6.3.3. Seasonal variation of the composition of the outflow	177
6.4.- DISCUSSION AND CONCLUSIONS	180
6.4.1. The annual cycle of θ_{min} and the deep water formation	180
6.4.2. Some hints about interannual variability	182
6.5.- MORE RECENT OBSERVATIONS	185

Conclusiones	191
---------------------	------------

Summary of the PhD. Memory	197
-----------------------------------	------------

Anexos:

ANEXO A. El filtro Butterworth	215
ANEXO B. Descripción del modelo numérico	219

Referencias Bibliográficas	227
-----------------------------------	------------

Listado de Figuras

Figura 1.1.	Mapa del Estrecho de Gibraltar con las características batimétricas y geográficas más notables	8
Figura 1.2.	Batimetría a lo largo del eje principal del Estrecho	10
Figura 2.1.	Esquema de la línea de fondeo	25
Figura 2.2.	Mapa del Estrecho mostrando los transectos CTD realizados	29
Figura 2.3.	Serie total de la componente u de la velocidad para la celda 3 del ADCP	31
Figura 2.4.	Unión de las series parciales de velocidad obtenidas en las campañas INGRES0105 e INGRES0205	32
Figura 2.5.	Porcentaje de datos “aceptados” en las distintas celdas del ADCP	33
Figura 2.6.	Distribución vertical de la velocidad (a) y la dirección, medida respecto al Este, (b) de las corrientes medias en el umbral de Espartel.	35
Figura 2.7.	Detalle de las velocidades ADCP registradas en el umbral de Espartel	38
Figura 3.1.	a-Mapa regional de la constituyente M_2 en las latitudes de la península Ibérica. b- mapa local de la constituyente M_2 para el Estrecho de Gibraltar	44
Figura 3.2.	Mapa del Estrecho de Gibraltar donde se muestra la batimetría y la localización de los puntos de muestreo	46
Figura 3.3.	Esquema de las líneas de fondeo	48
Figura 3.4.	Test de calidad para el correntímetro convencional GC1.	51
Figura 3.5.	Distribución espacial de las elipses de marea de las constituyentes semidiurnas de la marea analizadas	58
Figura 3.6.	Distribución espacial de la excentricidad de las constituyentes M_2 (a) y S_2 (b)	60
Figura 3.7.	Distribución espacial de las elipses de marea de las constituyentes diurnas de la marea analizadas	63
Figura 3.8.	Esquema del intercambio medio a través del Estrecho de Gibraltar según descripción de <i>Bray et al.</i> , [1990]	66

Figura 3.9.	Distribución espacial de la ratio M_2/S_2 .	67
Figura 3.10.	Localización de las estaciones mostradas en la tabla 3.4.	69
Figura 3.11.	Distribución espacial de la edad de la desigualdad de fase.	70
Figura 3.12.	Distribución espacial de la ratio O_1/K_1 .	72
Figura 3.13.	Distribución espacial del parámetro F, indicador del tipo de la marea	75
Figura 3.14.	Fragmentos de las series de velocidad longitudinal registradas por los correntímetros puntuales más profundos situados en la capa mediterránea.	76
Figura 3.15.	Análisis armónico escalar de las principales constituyentes semidiurnas de la marea a lo largo del eje del Estrecho.	80
Figura 3.16.	Análisis armónico escalar de las principales constituyentes diurnas de la marea a lo largo del eje del Estrecho.	81
Figura 3.17.	Distribución espacial del semieje menor de las constituyentes semidiurnas M_2 (a) y S_2 (b).	83
Figura 4.1.	Map of the Strait of Gibraltar showing the main topographic features.	90
Figura 4.2.	Mean vertical profiles for the two mooring line locations at ES and CS	94
Figura 4.3.	M_2 tidal constituent ellipses at different depths for ES and CS	96
Figura 4.4.	Vertical structure of the semidiurnal tidal constituents M_2 and S_2 both for winter and summer periods at ES.	97
Figura 4.5.	Vertical structure of the main semidiurnal and diurnal tidal constituents for winter period at CS.	98
Figura 4.6.	Vertical structure of the diurnal constituents O_1 and K_1 both for winter and summer periods at ES	100
Figura 4.7.	Vertical structure of the mean/std ratio for amplitude of each tidal velocity constituent both for ES and CS.	102
Figura 4.8.	A) density profiles for all the stations selected for ES. B) Brunt-Väisällä mean profiles for winter and summer periods at ES. C) density profiles for all the stations selected for CS. D) Brunt-Väisällä mean profiles for wintertime at CS.	104

Figura 4.9.	First four baroclinic “horizontal” normal modes for winter (panel A) and summer (panel B) periods at ES and for wintertime at CS (panel C) normalised to maximum amplitude.	106
Figura 4.10.	Reproduction of amplitude (panel A) and phase (panel B) profiles of the semidiurnal tidal constituents from the combination fo the barotropic and the first five baroclinic modes.	108
Figura 5.1.	Cálculo de la anchura del umbral de Espartel para el cómputo del transporte de salida.	115
Figura 5.2.	Perfil de velocidades (ADCP y correntímetro puntual) de Espartel.	116
Figura 5.3.	Datos de salinidad de la base de datos Medar-MedAtlas recopilados durante el Gibraltar Experiment (1985-1986) en la parte occidental del Estrecho de Gibraltar.	121
Figura 5.4.	Profundidad de la interfase que maximiza la diferencia de flujos por velocidades en ES.	123
Figura 5.5.	Transporte instantáneo de salida (Q_2) a partir de las series de velocidad registradas por el ADCP y el correntímetro puntual en Espartel utilizando como interfase la profundidad de maximización de flujos por velocidades.	124
Figura 5.6.	a) profundidad de la interfase de máxima cizalla vertical de la velocidad horizontal en ES para los tres años analizados. b) perfil medio de la velocidad along-strait en el umbral de Espartel.	125
Figura 5.7.	Transporte instantáneo de salida (Q_2) a partir de las series de velocidad registradas por el ADCP y el correntímetro puntual en Espartel utilizando como interfase la profundidad de máxima cizalla.	126
Figura 5.8.	Series de velocidad de baja frecuencia. a) series de velocidad ADCP subinercial en Espartel. b) transporte subinercial estimado a partir del campo de velocidades anterior.	132
Figura 5.9.	Transporte rectificado de marea en el umbral de Espartel entre Septiembre de 2005 y Septiembre de 2006.	134
Figura 5.10.	Series de velocidad de muy baja frecuencia. a) contornos de velocidad longitudinal en el umbral de Espartel. b) flujo calculado a partir del campo de velocidades anterior.	136
Figura 5.11.	Transecto latitudinal en la sección de Espartel donde se observan los canales principal y secundario.	138
Figura 5.12.	Transporte obtenido a partir de las observaciones de Abril de 2005.	139

Figura 5.13.	Perfil medio de velocidad en ES	140
Figura 5.14.	Velocidad along-strait simulada por el modelo en la sección de Espartel durante mareas vivas.	142
Figura 5.15.	Velocidad along-strait simulada por el modelo en la sección de Espartel durante mareas muertas.	143
Figura 5.16.	Transporte calculado a partir de las salidas del modelo e integrado meridionalmente a través del canal principal y secundario de la sección de Espartel.	144
Figura 5.17.	Medias mensuales del transporte observado en el umbral de Espartel.	145
Figura 5.18.	Número de Froude instantáneo para la capa inferior en el umbral de Espartel.	150
Figura 5.19.	Perfiles instantáneos de velocidad ADCP en el umbral de Espartel para (a) un ciclo de mareas vivas de 1.4 m de amplitud, (b) un ciclo de mareas vivas de 1.1 m de amplitud, (c) un ciclo de mareas muertas de 0.7 m de amplitud y (d) un ciclo de mareas muertas de 0.4 m de amplitud.	153
Figura 5.20.	Presencia de región supercrítica a través de toda la sección en (a) Estrechamiento de Tarifa, (b) umbral de Camarinal, (c) umbral de Espartel. En (d) se indica la presencia simultánea en los tres lugares.	155
Figura 5.21.	Control hidráulico en la parte central del canal principal del umbral de Espartel. (a) espesor de la capa mediterránea, (b) nivel medio del mar registrado en Tarifa.	156
Figura 6.1.	Percentage of particles that crossed Camarinal sill within 4 days after they were released at uniformly distribution depths in the section running along 5° 12'W in the Mediterranean Sea.	170
Figura 6.2.	(a) Time series of potential temperature, (b) salinity, and (c) sigma-theta recorder around 10 m above the sea floor.	171
Figura 6.3.	(a) Series of θ_{\min} found in each semidiurnal tidal cycle. (b) Same as in (a) for S_{\max} . (c) Same as in (a) for $\sigma_{\theta, \max}$.	172
Figura 6.4.	Scatter plot of potential density versus along strait velocity at 10 m above the seafloor in Camarinal Sill.	174
Figura 6.5.	time series of θ_{\min} in ES and CS from February to May 2006.	175

Figura 6.6.	(a) Potential temperature / salinity diagram of the observations in CS (blue dots) and ES (pale blue) dots. (b) Same as (a) showing the pairs corresponding to the series of the densest ($\sigma_{\theta, \max}$) samples	178
Figura 6.7.	Fraction of the different water masses defined in the $\sigma_{\theta, \max}$ in ES.	180
Figura 6.8.	Monthly air temperature anomaly over the Gulf of Lions area from the CRUTEM3v database (University of East Anglia). (a) since 1950 to 2006; (b) detail of the period 1998-2006.	183
Figura 6.9.	(a) Presently available Series of θ_{\min} found in each semidiurnal tidal cycle. (b) Same as in (a) for S_{\max} . (c) Same as in (a) for $\sigma_{\theta, \max}$. Black thick lines are the low-pass series filtered with the F_{BS} filter.	186
Figura 6.10.	Fraction of the different water masses defined in the text for the whole period analysed in the $\sigma_{\theta, \max}$ in ES.	187
Figura 6.11.	Monthly air temperature anomaly over the Gulf of Lions area from the CRUTEM3v database (University of East Anglia) since 1998 to early 2008.	188

Listado de Tablas

Tabla 2.1.	Información de las campañas INGRES	26
Tabla 2.2.	Características técnicas y configuración de los ADCPs utilizados en las campañas INGRES.	27
Tabla 2.3.	Características técnicas y configuración del correntímetro puntual doppler AANDERAA/NORTEK utilizado en las distintas campañas.	28
Tabla 2.4.	Características técnicas y configuración de los SEACATs SBE-37 utilizados en las distintas campañas.	29
Tabla 3.1.	Localización y características de las líneas de fondeo.	49
Tabla 3.2.	Procesado de los datos correspondientes a los correntímetros convencionales.	52
Tabla 3.3.	Elipses de marea de las principales constituyentes semidiurnas de la marea en los cinco puntos de control a lo largo del eje longitudinal del Estrecho.	54
Tabla 3.4.	Elipses de marea de las principales constituyentes diurnas de la marea en los cinco puntos de control a lo largo del eje longitudinal del Estrecho.	55
Tabla 3.5.	Datos históricos de mareógrafos fondeados en el Estrecho de Gibraltar y sus cuencas adyacentes.	69
Tabla 4.1.	Amplitude a_n , phase θ_n and percentage of energy (inside parenthesis) for the barotropic mode and first five baroclinic modes normalised to (5.7) over ES during summer time.	109
Tabla 4.2.	Amplitude a_n , phase θ_n and percentage of energy (inside parenthesis) for the barotropic mode and first five baroclinic modes normalised to (5.7) over ES during winter time.	109
Tabla 4.3.	Amplitude a_n , phase θ_n and percentage of energy (inside parenthesis) for the barotropic mode and first five baroclinic modes normalised to (5.7) over CS during winter time.	109
Tabla 5.1.	Fluctuaciones de los flujos intercambiados en el Estrecho de Gibraltar y su transporte medio asociado.	149
Tabla 6.1.	Results of fitting the different series of extremes in Espartel to the annual and semiannual model of equation 6.3 and the 95 % confidence interval for each parameter. Column 'b' shows the sign of the trend computed in the fitting, whose meaning is arguable due to	

the shortness of the series. In the case of S_{\max} , the trend is non-significative at 95 % confidence level. Last column gives the regression coefficient of the fitting.

Objetivos de la Tesis Doctoral

El objetivo general que se plantea en esta Tesis Doctoral es:

Caracterizar el transporte de Agua Mediterránea en el límite occidental del Estrecho de Gibraltar (umbral de Espartel) y su variabilidad como consecuencia del forzamiento ejercido por procesos físicos de distintas escalas temporales

Para alcanzar este objetivo general se plantean los siguientes objetivos más específicos:

- Elaborar series temporales largas del flujo de Agua Mediterránea saliente por Gibraltar y de sus propiedades hidrológicas a partir de observaciones directas tomadas en una estación de medida en el umbral de Espartel.
- Verificar si el umbral de Espartel ejerce control hidráulico sobre el flujo de salida, es decir, si actúa como el verdadero cuello de botella para la renovación de las aguas del Mediterráneo.
- Analizar la contribución mareal al flujo de Agua Mediterránea y estudiar la respuesta del flujo saliente a forzamientos de más baja frecuencia (subinercial), investigando posibles episodios de interrupción del flujo saliente y las circunstancias en las que ocurren.
- Determinación de la señal estacional y la variabilidad interanual en el flujo de salida a partir de sus propiedades hidrológicas como primer intento para mostrar tendencias en dicho flujo y/o sus propiedades.

Estructura de la Memoria

A continuación, y con el propósito de dar una visión general del contenido de este trabajo, se describe brevemente cada uno de los capítulos presentados en esta memoria.

En el **Capítulo 1** se realiza una breve descripción de las características morfológicas del Estrecho de Gibraltar y del intercambio medio de masas de agua establecido entre el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo. Además, se ofrece una breve reseña sobre la influencia de las Aguas Mediterráneas en la circulación general de los océanos del planeta y su contribución a la cinta transportadora de calor o “Conveyor Belt”.

En el **Capítulo 2** se recopila la información sobre la estación de medida ubicada en el canal principal del umbral de Espartel (límite occidental del Estrecho de Gibraltar) y los datos registrados en el transcurso de las campañas oceanográficas desarrolladas en el marco de los proyectos INGRES. Además se realiza el preprocesado de las series de velocidad con el objetivo de eliminar las observaciones espurias. A continuación se describe la estructura bicapa del campo de velocidades y la variabilidad a la que se encuentra sujeto, dominada fundamentalmente por el rango de frecuencias de la marea.

Dada la importancia e influencia de la marea en los flujos intercambiados, en el **Capítulo 3** se realiza un análisis de la contribución de las principales constituyentes diurnas y semidiurnas en el intercambio medio a través del Estrecho de Gibraltar mediante la recopilación de registros históricos de velocidad a lo largo del eje longitudinal del Estrecho. Estos datos son, además, utilizados para validar el modelo numérico de alta resolución CEPOM, que será utilizado en el Capítulo 5 para estimar el transporte a través de la sección de Espartel.

La resolución vertical de las observaciones (registros de velocidad ADCP) en los umbrales de Camarinal y Espartel, donde se dan los fenómenos hidrodinámicos más interesantes, permite estudiar en detalle la estructura vertical de las corrientes asociadas a la marea mediante una descomposición en modos dinámicos de la misma. Este análisis se realiza en el **Capítulo 4** y permite estimar la energía contenida en las bandas diurna y semidiurna de la marea que repercute en los flujos intercambiados. Este capítulo mantiene la misma estructura con la que ha sido publicado en la revista *Journal of Marine Systems*.

En el **Capítulo 5**, y una vez definido el papel de la marea en los flujos intercambiados, se calcula el transporte del Agua Mediterránea que accede al Océano Atlántico a través del canal principal del umbral de Espartel. Dada la complejidad de los procesos físicos que actúan sobre el intercambio medio en el Estrecho, el transporte se calcula para distintos rangos de frecuencia (de marea, subinercial y estacional) con el objetivo de cuantificar la contribución de cada uno de los agentes que actúa sobre los flujos intercambiados. Además, se utiliza una simulación numérica de un mes realizada con el modelo numérico CEPOM para estimar el posible error cometido al calcular el transporte a partir de las observaciones y determinar el transporte a través del canal secundario de Espartel, donde no hay observaciones disponibles.

Mientras que el forzamiento provocado por la marea y por el paso de frentes atmosféricos (variabilidad subinercial) puede ser analizado con cierto grado de detalle a partir de observaciones de pocos meses, la variabilidad estacional e interanual, en cambio, necesita de series temporales más largas que permitan observar las posibles tendencias de los flujos como consecuencia del ciclo anual de calentamiento/enfriamiento provocado por la radiación solar. Este ciclo, además, provoca cambios en las propiedades hidrológicas del flujo de salida. Por este motivo, en el **Capítulo 6** se analizan las propiedades hidrológicas de las Aguas Mediterráneas que fluyen hacia el Océano Atlántico, en las proximidades del fondo marino, en el umbral de Espartel con el objetivo de cuantificar, no sólo la variabilidad estacional del volumen de agua intercambiado, sino la propia composición de dichas aguas.

Por último se presentan las **conclusiones** obtenidas a partir del trabajo desarrollado durante la tesis doctoral y las **referencias bibliográficas** usadas en esta memoria. Se incluyen dos **anexos** donde se recogen las características del filtro de paso-baja aplicado a las series de velocidad y una breve descripción del modelo numérico utilizado para calcular el transporte en la sección de Espartel.

CAPÍTULO PRIMERO

BREVE DESCRIPCIÓN GEOGRÁFICA Y OCEANOGRÁFICA DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR

1.1- MARCO GEOGRÁFICO Y MORFOLÓGICO

El estrecho de Gibraltar siempre ha despertado un gran interés en el ser humano debido a sus peculiares características, las cuales llegaron a convertirlo, en la antigüedad, en la puerta marítima de salida del mundo conocido. En la época de las colonias fenicias y griegas, el Estrecho fue conocido como las columnas de Melkart (fenicios), las columnas de Heracles (griegos) y posteriormente como las columnas de Hércules, el nombre romano de Heracles. Su nombre actual procede, sin embargo, de la invasión musulmana de la península Ibérica y significa Montaña de Tarik (*Djebel Tarik* equivale a *Gibraltar*) por ser el caudillo *Tarik* el que inició dicha invasión.

El estrecho de Gibraltar es la única conexión importante que tiene el mar Mediterráneo con el océano Atlántico y el resto de los océanos del planeta. Su formación está relacionada con procesos geotectónicos entre las placas Euroasiática y Africana, lo cual explica su

abrupta batimetría caracterizada por la alternancia reiterada de zonas profundas y elevaciones submarinas a lo largo de su eje principal, que se encuentra inclinado unos 15 grados en el sentido contrario al de las agujas del reloj respecto a la dirección este-oeste. El límite occidental del Estrecho se localiza entre el Cabo Trafalgar (España) y Cabo Espartel (Marruecos) mientras que el límite oriental lo establece la sección entre Punta Almina (continente Africano) y Punta Europa (península Ibérica). Ambos límites se encuentran separados una distancia de 60 kilómetros, que constituye la longitud total del Estrecho (ver figura 1.1). Su origen geodinámico propicia la existencia de otras dos peculiaridades que lo caracterizan: una sección de mínima anchura (~14 kilómetros) localizada en la sección entre Tarifa (España) y Punta Cires (Marruecos), y una profundidad mínima, de 290 metros, en la sección entre Punta Camarinal (España) y Punta Altares (Marruecos), conocida como umbral principal de Camarinal, que define la sección de área mínima y es por tanto el cuello de botella potencial para el intercambio de aguas. Ambas secciones se encuentran separadas unos 22 kilómetros aproximadamente.

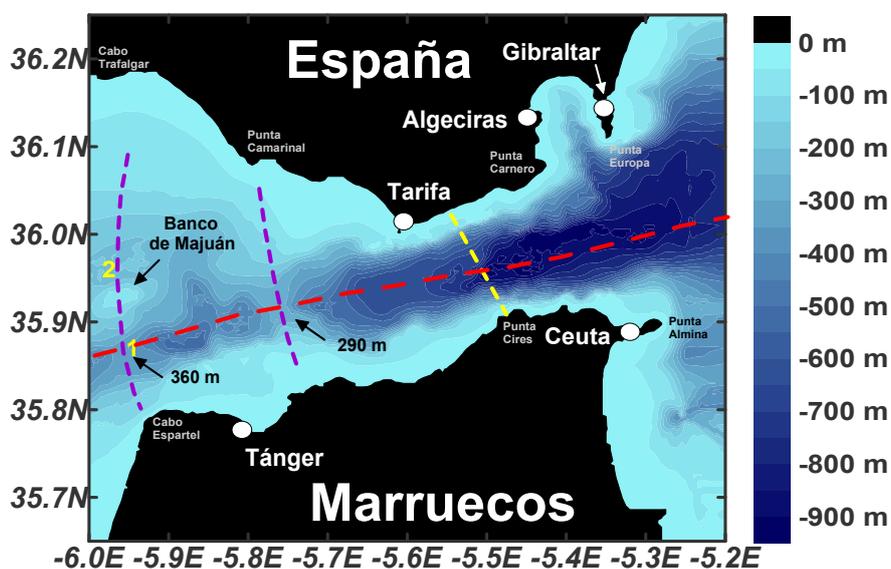


Figura 1.1. Mapa del Estrecho de Gibraltar con las características batimétricas y geográficas más notables. La línea de puntos central indica la sección de mínima profundidad de Camarinal cuyo punto más profundo se encuentra a 290 m. Al Oeste se encuentra el umbral de Espartel (línea de puntos izquierda) cuya profundidad máxima supera escasamente los 360 m. En esta sección se encuentra el Banco de Majuán, bajo submarino cuya cima está a 60 m de profundidad, al sur del cual se encuentra el canal principal del flujo saliente y el umbral de Espartel. Existe otro canal secundario al norte del bajo por donde fluye también un pequeño volumen de agua mediterránea. La línea de puntos de la derecha indica la sección de mínima anchura (14 km). El punto “1” indica la posición del fondeo ES situado en el canal principal del umbral de Espartel y el punto “2” indica la posición del fondeo en el canal secundario de Espartel. La línea de puntos discontinua roja indica el transecto longitudinal presentado en la figura 1.2

Hacia el Este del umbral principal, la profundidad aumenta hasta la sección de Tarifa, permaneciendo a continuación casi constante hasta la sección Gibraltar-Ceuta, superándose los 900 metros de profundidad al sur de la Bahía de Algeciras en la parte oriental del Estrecho (ver figura 1.2). Hacia el oeste de Camarinal, en cambio, no se presenta una dependencia tan regular con la distancia a lo largo del Estrecho, lo que propicia la existencia de una segunda elevación submarina conocida como umbral de Espartel, de 360 metros de profundidad aproximadamente, situada en el canal sur del límite occidental. Entre ambos umbrales se encuentra la cuenca de Tánger cuya profundidad máxima supera los 600 m y constituye un pequeño reservorio de agua mediterránea con un papel importante en la dinámica de mareas. Un hecho fundamental para la hidrodinámica del intercambio es que los umbrales están hacia el lado de la cuenca menos densa (Atlántico) respecto a la sección de mínima anchura.

1.2- DINÁMICA DEL INTERCAMBIO DE MASAS DE AGUA A TRAVÉS DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR

1.2.1. El intercambio medio

El intercambio entre el Mar Mediterráneo y el océano Atlántico se encuentra limitado por la topografía del Estrecho descrita. Dicho intercambio presenta, además, una variabilidad temporal que afecta a un amplio rango de frecuencias (diferentes escalas temporales); sus repercusiones no sólo tienen alcance local (velocidades elevadas, del orden de 1 m s^{-1}) o regional (salinidad elevada en el Mediterráneo, que lo sitúa entre los más salinos del planeta), sino también a escala planetaria, afectando a la circulación termohalina global [Reid, 1979].

El estudio del intercambio se suele plantear en pasos sucesivos, el primero de los cuales es el denominado *intercambio secular* en el que no hay fluctuaciones y donde la dinámica del intercambio se analiza en términos de un modelo de dos capas, la atlántica entrante y la mediterránea saliente, con temperatura, salinidad y densidad homogéneas en cada una de ellas. Los valores medios (los correspondientes a un hipotético intercambio estacionario) de las velocidades de las dos capas en diferentes secciones aumentan en el sentido del flujo (disminuye la sección y permanece constante el caudal). Si se utiliza la conservación

simultánea de masa y sal del Mediterráneo, que conducen a las clásicas relaciones desarrolladas por *Knudsen* [1899], es posible realizar una estimación sencilla de los flujos intercambiados y de su diferencia. La verificación experimental de estas relaciones resulta, en general, difícil debido a la incertidumbre con la que se conocen las magnitudes involucradas, especialmente la evaporación neta, descrita como las pérdidas evaporativas reales E y los aportes fluviales y precipitaciones P , que resultan ser la razón última de este intercambio debido a la diferencia de densidad entre las aguas intercambiadas. El valor real promedio de la evaporación neta no se conoce con exactitud. En la literatura aparecen citados valores que oscilan entre los 0.47 m/año [*Carter*, 1956] y los 1.31 m/año citados por Schott y mencionados por *Bryden et al.*, [1994]. Actualmente se acepta una evaporación neta promedio próxima al límite inferior dado por *Carter*, [1956], alrededor de 0.6 m/año [*Bryden et al.*, 1989], equivalente a unos $1.6 \times 10^{12} \text{ m}^3/\text{año}$ ó 0.05 Sv ($1 \text{ Sv} = 1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Obviamente este promedio sufre importantes oscilaciones interanuales [*Garrett et al.*, 1992].

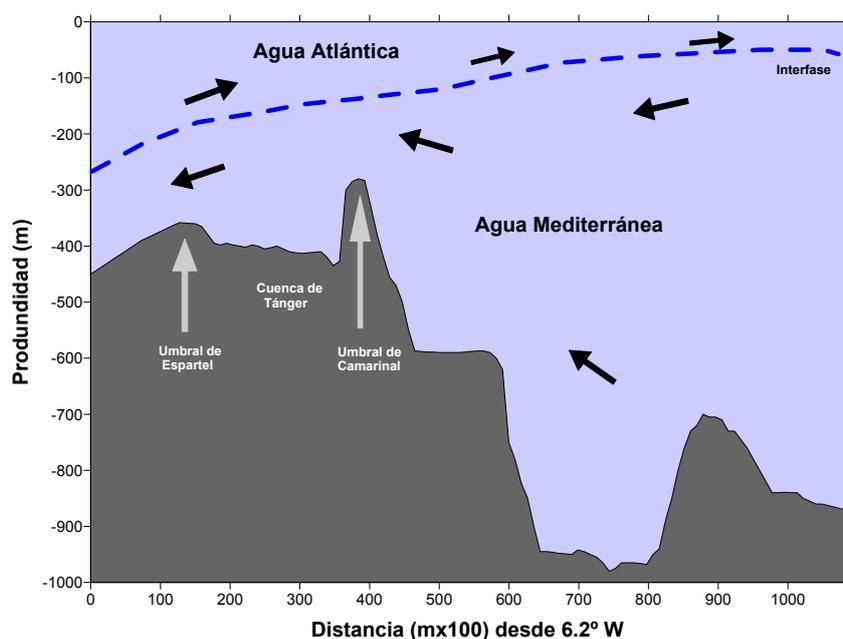


Figura 1.2. Batimetría a lo largo del eje principal del Estrecho (línea discontinua roja en la figura 1.1) donde se muestra la sección de mínima profundidad correspondiente al umbral de Camarinal (290 m) y el umbral secundario de Espartel (360 m) situado al oeste del primero. En medio se encuentra la cuenca de Tánger, con una profundidad media de 400 m. Además se muestra la profundidad media de la interfase de separación entre el agua atlántica y la mediterránea (línea discontinua azul).

La evaporación neta produce un doble efecto: un déficit hídrico y un flujo negativo de flotabilidad en el Mediterráneo. El primero es responsable de la existencia del flujo neto promedio de entrada a través del Estrecho que ha de suplir el déficit hídrico del Mediterráneo [Reid, 1979; Price *et al.*, 1993, 1994]. El segundo produce movimientos convectivos verticales de gran escala cuando la pérdida de flotabilidad acumulada en las aguas superficiales hace inestable la columna de agua, lo que ocurre a mediados o finales del invierno meteorológico en ciertos lugares de la cuenca mediterránea bien identificados: cuenca levantina, donde se producen las aguas Levantinas intermedias (LIW de su denominación inglesa) y los Mares Adriático y Egeo donde se forman las aguas profundas del Mediterráneo Occidental [Perkins y Pistek, 1990]

La presencia de las aguas más densas mediterráneas en las inmediaciones del Estrecho crea gradientes horizontales de presión responsables de la salida de dichas aguas hacia el Atlántico; mientras que el desnivel del mar en ambos lados del Estrecho (unos 16 cm, Garrett *et al.*, [1989]) crea un segundo gradiente que propicia la entrada del agua Atlántica en el Mediterráneo. Por otro lado, el equilibrio secular exige que la cantidad de agua mediterránea formada en el interior del Mediterráneo iguale a la que escapa por Gibraltar. La primera es inversamente proporcional a la diferencia de salinidad ΔS entre las aguas original (atlántica) y transformada (mediterránea) en tanto que el agua que escapa hacia el Atlántico es proporcional a la raíz cuadrada de ΔS y depende también de las condiciones hidráulicas del Estrecho [García-Lafuente y Criado, 2001]. Las posiciones relativas del umbral principal y de la sección de mínima anchura hacen posible que esas secciones ejerzan control hidráulico sobre los flujos intercambiados [Farmer y Armi, 1986], controlando el umbral de Camarinal el flujo saliente y la sección de mínima anchura el entrante. La existencia de control hidráulico significa que existe un valor máximo para los flujos que se intercambian y ese valor está determinado, además de por ΔS , por la geometría de esas secciones, es decir, por la topografía del Estrecho [Bryden y Kinder, 1991].

1.2.2. Variabilidad temporal

El Estrecho presenta una importante condición de contorno no sólo desde el punto de vista del intercambio secular sino también para otros procesos dinámicos que ocurren en el interior del Mediterráneo. La variabilidad temporal de los flujos es muy importante, ya que

en ocasiones las fluctuaciones llegan a superar el intercambio medio (~ 1 Sv) [Candela *et al.*, 1990; Bryden *et al.*, 1994; García-Lafuente *et al.*, 2002c; García-Lafuente y Vargas, 2003], y pueden (potencialmente) llegar a invertir el sentido de la corriente en alguna de las dos capas, e incluso, en casos extremos, en ambas [Vargas *et al.*, 2006].

Las fluctuaciones alrededor del flujo medio se dividen en tres categorías [Lacombe y Richez, 1982; García-Lafuente y Vargas, 2003]:

- Fluctuaciones de marea, con periodos de 12 y 24 horas aproximadamente
- Fluctuaciones subinercialesⁱ (periodos de algunos días a varias semanas o pocos meses)
- Fluctuaciones de muy baja frecuencia, es decir, señales estacionales e interanuales

La banda de marea es la que posee mayor energía en el Estrecho. Las fluctuaciones de tipo mareal tienen su origen en la marea del Atlántico Norte y afecta tanto a la dirección e intensidad de las corrientes como a la superficie de separación de las capas de agua atlántica y mediterránea (interfase). 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 semidiurnas y diurna respectivamente [Candela *et al.*, 1990]. Las corrientes de marea son especialmente intensas en el Umbral de Camarinal [Bruno *et al.*, 1999], donde son capaces de invertir el flujo de cada una de las capas con periodicidad semidiurna, de modo que en ciertos momentos de marea toda la columna de agua fluye en la misma dirección [Bryden *et al.*, 1994; Vargas *et al.*, 2006].

Por otro lado, las fluctuaciones subinerciales, con periodos comprendidos entre algunos días a varias semanas, se dividen en tres tipos: el primero, básicamente barotrópico (contribución baroclina poco importante), se origina por las variaciones de presión atmosférica, y de la tensión del viento asociada, sobre el Mediterráneo y la diferente respuesta del océano Atlántico a dichas variaciones [García Lafuente, 1986; Garret, 1989; Candela, 1991; García Lafuente, 2002b]. El segundo tiene su origen en las variaciones

ⁱ Se denominan subinerciales por tener períodos superiores al periodo de inercia, que para una latitud media de 36° N es de 22.4 horas

quincenales y mensuales asociadas a los ciclos de marea viva-marea muerta, dando lugar a fluctuaciones de corriente de carácter fuertemente baroclino [Candela *et al.*, 1989; Bryden *et al.*, 1994; García-Lafuente *et al.*, 2000; Tsimplis y Bryden, 2000]. Candela *et al.*, [1989] encontraron que la cizalla de velocidad instantánea en Camarinal aumenta en periodos de mareas muertas, mientras que se ve reducida en periodos de mareas vivas, concluyendo que el origen de esta señal es mareal siendo su carácter baroclino tal que no lleva asociada una variación en el flujo neto. 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 en la región interfacial. 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”ⁱⁱ. Se trata de una contribución a los flujos intercambiados debida a una correlación positiva entre las corrientes y las variaciones de la profundidad de la interfaz en la banda de marea, siendo el reflejo del carácter baroclino de la marea en el Estrecho como consecuencia de su interacción con la topografía [Vargas, 2004].

Por último, existe una variabilidad interanual vinculada a la variabilidad climática de corta escala; y otra de menor escala temporal, la estacional, vinculada al ciclo de calentamiento/enfriamiento de las aguas producido por el ciclo anual solar. La primera evidencia empírica de señales estacionales en el flujo a través del Estrecho es puesta de manifiesto por Bormans *et al.*, [1986], aunque utilizaron una medida indirecta: la diferencia del nivel del mar entre los puertos de Ceuta y Algecirasⁱⁱⁱ. Estos autores obtuvieron una notable señal anual en el desnivel, con una amplitud que estimaron en torno al 6% de la magnitud del flujo de entrada, que se traduce en un mayor flujo neto en la primera mitad del año respecto a la segunda. Las medidas de corriente durante el proyecto *Gibraltar Experiment* fueron las primeras que permitieron obtener series de tiempo con una longitud apropiada para hacer alguna estimación directa de señales estacionales. Bryden *et al.*, [1994] ajustaron 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 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

ⁱⁱ Eddy fluxes en la literatura anglosajona

ⁱⁱⁱ Es un buen indicador de las fluctuaciones del flujo si se aceptan dos hipótesis: 1- que las fluctuaciones de las corrientes son barotrópicas; y 2- que existe un ajuste geostrófico de las mismas.

su máximo valor a finales del verano, en total desacuerdo con la citada predicción. Más recientemente, y a partir de medidas de corriente registradas durante el proyecto CANIGO, *Candela* [2001] encontró una señal estacional pequeña de carácter mixto entre anual y semianual para el flujo de entrada y puramente anual para el flujo de salida en el umbral de Camarinal. Estos resultados, sin embargo, se contradicen con los obtenidos por *García-Lafuente et al.*, [2002c] en la zona Este del Estrecho, donde el patrón parece invertirse.

1.3- IMPORTANCIA GLOBAL DE OBSERVACIONES LOCALES: PAPEL DESEMPEÑADO POR LAS AGUA MEDITERRÁNEAS

La importancia de los flujos intercambiados a través del Estrecho de Gibraltar trasciende el ámbito local de sus cuencas adyacentes: el Golfo de Cádiz en el lado Atlántico y el mar de Alborán en el Mediterráneo, para influir sobre dimensiones espaciales muy superiores. El agua mediterránea (AM) parece ser responsable de la alta salinidad de las aguas superficiales en los marea de Noruega y Groenlandia, factor necesario para la formación del Agua Profunda del Atlántico Norte [*Reid*, 1979]. Por tanto, el papel del AM en la circulación general de los océanos y en el contexto del clima global, aunque aún no es bien conocido, no puede ser ignorable.

El AM que fluye hacia el océano Atlántico se caracteriza por poseer una temperatura y salinidad superiores a cualquier otra masa de agua del Atlántico Norte a esa misma latitud (36° N) y profundidad. La dispersión de la anomalía de salinidad asociada a la presencia del flujo de AM en el océano Atlántico, cuya profundidad de equilibrio se estima en unos 1000 metros aproximadamente, se realiza principalmente en forma de una lengua de agua salada que se desplaza hacia el oeste que, aunque presenta una señal clara, aún suscita incógnitas respecto a su difusión en el Atlántico. Una segunda forma de dispersión del AM en el Atlántico se realiza gracias a unas estructuras mesoescalares anticiclónicas de AM llamadas Meddies, aisladas de las aguas que la circundan (*McDowell y Rossby*, [1978]). Estas estructuras, de 40 - 150 km de diámetro por 600 m de altura, se forman en la región comprendida entre Cabo San Vicente y Lisboa (Portugal) y comienzan a viajar por el océano Atlántico hacia el norte en el rango de profundidades comprendidas entre 800 y 1400 m a una velocidad media comprendida entre 3 – 8 cm s⁻¹ (*Armi y Zenk*, [1984]; *Käse y Zenk*, [1987] y *Richardson et al.*, [2000]) actuando como fuentes de calor y sal en el Atlántico

Norte medio. Estos últimos autores hicieron un censo de la población de Meddies en el Atlántico, a partir del cual se estima que alrededor de 29 de estas estructuras cohabitan en el océano, con una vida media de 1.7 años.

El Océano Atlántico participa de manera decisiva al transporte de calor desde los trópicos hacia las regiones polares gracias a su contribución en la denominada circulación termohalina a escala global (MOC, del inglés Meridional Overturning Circulation) o “Conveyor Belt” pero, ¿qué papel desempeñan las AM en dicha circulación a escala planetaria? En la literatura existen diferentes teorías al respecto. *Hecht et al* [1997] establecen que sin la aportación del AM la MOC sería mucho menos intensa y estable. El AM es fundamental en la MOC proporcionando la anomalía salina necesaria para favorecer la convección vertical en el Atlántico Norte. Sin embargo, *Rahmstorf*, [1998] postula que la importancia de las AM es marginal en dicha circulación global mientras que *Artale et al.*, [2005] establecen que aunque el AM no influye excesivamente en el volumen del Agua Atlántica Profunda formada, sí lo hace en la estabilidad y permanencia de la MOC siendo, por tanto, una síntesis de los dos puntos de vista anteriores. *Rogerson et al.*, [2006] afirman que el AM es un hecho crítico para re-establecer la MOC tras la última glaciación y por último, *Kabana et al.*, [2007] establecen que las AM no modifican en modo alguno la circulación termohalina global.

Tal vez el polémico trabajo de *Johnson* [1997] que proponía la conveniencia de construir una presa en el Estrecho de Gibraltar que limitase el flujo de AM saliente para prevenir el crecimiento de las placas de hielo en Canadá y frenar así un nuevo episodio de glaciación, exagere el papel protagonista del flujo Mediterráneo saliente. Aunque las conclusiones de este trabajo fueron refutadas por otros donde se argumentaba en contra de estas predicciones sensacionalistas [*Rahmstorf*, 1998], el mero hecho de plantearlas y que la comunidad científica se cuestione su plausibilidad, refleja la importancia que se concede al AM en el contexto del cambio climático. Cambios en las propiedades del flujo de AM saliente por Gibraltar han de tener reflejo en la circulación global del océano. Citando a *Julio Candela* [2001] “Close monitoring of the Gibraltar Exchange will certainly render valuable information for climate studies of the Mediterranean Sea and the Global Circulation”.

La breve descripción de carácter general sobre la morfología y la dinámica del Estrecho de Gibraltar hecha aquí se completarán en cada uno de los capítulos de esta memoria con una introducción más específica al objeto de profundizar en los distintos aspectos de la dinámica del intercambio y los factores que la influyen.

CAPÍTULO SEGUNDO

OBSERVACIONES EN EL UMBRAL DE ESPARTEL

2.1- MEDIDAS REALIZADAS EN EL ESTRECHO DE GIBRALTAR: RETROSPECTIVA HISTÓRICA

La singularidad que presenta el Estrecho de Gibraltar en el contexto global de los océanos ha sido objeto de atención por la comunidad científica internacional desde hace décadas. Algunos hitos de este interés y cooperación han sido el Año Internacional de Geofísica (IGY 1957-58) continuado en 1960-61 [*Lacombe y Richez*, 1982], el Gibraltar Experiment [GIBEX 1985–86, *Kinder y Bryden*, 1987] y el Canary Islands Azores Gibraltar Observations [CANIGO 1996-99, *Parrilla et al.*, 2002] que junto a otras iniciativas de alcance más limitado en cuanto a cooperación internacional pero de interés científico indiscutible como la observación continuada de corrientes en el umbral de Camarinal entre 1994 y 1996 emprendida bajo los auspicios del Office of Naval Research [ONR, UCA; *Candela* 2001], han permitido adquirir un conocimiento satisfactorio de la dinámica del intercambio de aguas a través de él. Todos estos programas de investigación previos

coinciden en su línea de acción con la promovida desde el CIESM^{iv} 2002 con el programa Hydro-changes, de establecer una red permanente de monitorización en puntos estratégicos del Mediterráneo para verificar y cuantificar los cambios que se están produciendo en la cuenca.

La climatología del Mediterráneo fuerza en última instancia los flujos en el Estrecho [Garrett, 1996; García-Lafuente y Criado-Aldeanueva, 2001] y cambios en ésta producirán cambios en aquél con un cierto desfase debido a la inercia termohalina de las aguas [Robling y Bryden, 1992]. Desde hace más de una década se tiene constancia de cambios tendenciales en las características hidrológicas de las aguas mediterráneas (AM), particularmente en las Levantina y Profunda del Mediterráneo Occidental [Bethoux et al., 1990; Leaman y Schott, 1991; Robling y Bryden, 1992; Roether et al., 1996; Bethoux et al., 1998; Rixen et al., 2005], que han constituido históricamente casi el 100% del flujo saliente. Estos cambios, como se verá en el capítulo 6, ya han dejado su impronta en las aguas vertidas hacia el Atlántico por el Estrecho [Potter y Lozier, 2004; Millot et al., 2006; García-Lafuente et al., 2007], lo que evidencia la importancia estratégica de este lugar para hacer un diagnóstico de los cambios en el Mediterráneo.

2.2- DESCRIPCIÓN DE LAS OBSERVACIONES EN ESPARTEL

2.2.1. El umbral de Espartel como punto de monitorización del flujo mediterráneo de salida

El problema del intercambio entre cuencas de diferente densidad tiene bastante simetría en cuanto al comportamiento del flujo entrante y saliente siempre y cuando el umbral se encuentre hacia el lado del mar menos denso con respecto al estrechamiento [Farmer y Armi, 1986]. Esta condición se da en el Estrecho de Gibraltar, con una sección de mínima profundidad (umbral de Camarinal) 22 kilómetros al oeste de la sección de mínima anchura (Tarifa, ver figura 1.1). Este intercambio se complica en la práctica:

En primer lugar, por la topografía: por un lado la existencia de umbrales “secundarios” hacia el lado del mar menos denso (oeste) del principal, y por otro la brusca caída del fondo del mar desde Camarinal hacia el lado Mediterráneo, que

^{iv} Commission Internationale pour l'Exploration de la Mer Méditerranée

convierte la capa de AM en pasiva en esa zona con respecto a la capa superior de agua atlántica (AA) [Baschek *et al.*, 2001].

En segundo lugar, por la dinámica debido al considerable tamaño de los flujos de marea intercambiados. El Estrecho y sus inmediaciones se ubican cerca de la línea antinodal de la onda cuasi-estacionaria que es la débil marea en la cuenca Mediterránea [García Lafuente *et al.*, 1990]. La oscilación de esta onda hacia el Atlántico debe acoplarse a la onda progresiva de la marea en el Océano Atlántico (que es el forzamiento real de aquella) la cual tiene una considerable amplitud. Por ejemplo, la diferencia de nivel entre el lado Atlántico y el lado Mediterráneo del Estrecho en la pleamar es del orden de 0.5 m [García Lafuente, 1986]. Ello provoca corrientes de marea que en la zona del umbral principal superan 1 m s^{-1} de amplitud, el doble de las velocidades medias en el caso de un hipotético intercambio estacionario.

La combinación de ambas circunstancias provoca una dinámica de marea realmente complicada que modifica drásticamente la imagen del intercambio medio.

Al Este del umbral principal de Camarinal, el gran aumento de sección transversal que ofrece el Estrecho para el AM permite que la interfase experimente considerables excursiones verticales almacenando de ese modo gran cantidad de agua atlántica cuando la marea se dirige hacia el Mediterráneo (descenso de la interfase) y de AM cuando invierte el sentido (ascenso de la interfase) [Bray *et al.*, 1990]. Con mucha probabilidad, este comportamiento está vinculado a la existencia del control hidráulico en la sección de mínima anchura. La señal de marea en la capa atlántica en la parte oriental del Estrecho se reduce enormemente de modo que la amplitud de 1 m s^{-1} arriba mencionada se reduce a pocos cm s^{-1} , insuficientes para invertir el flujo entrante de AA. En la capa mediterránea y en esa misma posición las amplitudes son tres o cuatro veces superiores, del orden de 0.5 m s^{-1} [García Lafuente *et al.*, 2000; Vargas, 2004]. Las corrientes medias que se observan en la capa mediterránea en esta sección son además relativamente pequeñas lo que da lugar a que el flujo mediterráneo cambie allí de dirección con la periodicidad de la marea. El resultado final es que, a pesar de la gran magnitud de los flujos de marea en el Estrecho, en la parte oriental estos flujos se observan en gran medida en la capa mediterránea, y con muy poca

amplitud en la atlántica. Ya que en esta última las corrientes medias son del orden de $0.5 - 1 \text{ m s}^{-1}$, los flujos de marea no pueden producir por sí solos inversiones del flujo de entrada. Esta es la razón por la cual se considera que la parte oriental del Estrecho es el lugar idóneo para monitorizar el flujo de entrada^v [Garrett, 1996; García Lafuente et al., 2000].

Al Oeste de Camarinal hay razones para suponer que puede darse un resultado similar, pero ahora para el flujo saliente y por distintas causas. En este caso la clave es la presencia del umbral de Espartel. A grandes rasgos, este umbral supone un cuello de botella para el flujo de marea que sale del Estrecho por la capa mediterránea, de modo que el AM se acumula en la cuenca de Tánger, situada entre el umbral de Espartel y el de Camarinal levantando la interfase y desbordando eventualmente el control en este último cuando alcanza la altura suficiente [Armi y Farmer, 1988]. Es entonces cuando se libera el salto hidráulico que progresa hacia el mar Mediterráneo como un frente interno con el tren de ondas internas asociado. La cuenca de Tánger, al Oeste de Camarinal, desempeña un papel similar al de la región entre Tarifa y Gibraltar, al Este de Camarinal, comentada antes. En ambas, las amplias fluctuaciones de la interfaz permiten acumular AA o AM según sea el flujo de marea. El resultado final es también similar: en la capa mediterránea en el umbral de Espartel también se observan amplitudes de marea mucho menores que la corriente media.

Una sola estación, por tanto, no sería suficiente para una monitorización de ambos flujos e, históricamente, esa ha sido la idea que ha inspirado otras iniciativas de monitorización durante periodos limitados [García Lafuente et al., 2000; Candela, 2001]. Sin embargo, se ha escogido el umbral principal de Camarinal en vez del umbral secundario de Espartel como lugar para monitorizar el flujo de salida, lo cual no es la mejor elección por la influencia determinante que tienen las mareas sobre ambos flujos en la primera posición. Pese a ello y tras considerables esfuerzos de procesamiento, se han obtenido series valiosas del intercambio basadas en observaciones en este lugar [Candela et al., 1989; Bryden et al., 1994] las cuales ofrecen una confianza limitada en cuanto a los valores medios o lentamente variables que proporcionan.

^v Aunque sí pueden producirse inversiones a escala subinercial muy esporádicamente y de duración limitada a un par de días [García-Lafuente et al., 2002; Vargas, 2004]

Los dos enormes “depósitos” fluctuantes (la cuenca de Tánger y la región entre Tarifa y Gibraltar) actúan como filtros efectivos de la señal de marea del flujo saliente (entrante) en el límite occidental (oriental) del Estrecho. Las evidencias experimentales de estos comportamientos, sin embargo, son más abundantes en la parte oriental que en la occidental. En tanto que las conclusiones extraídas para la parte oriental están avaladas por mediciones que abarcan periodos de varios meses [García Lafuente *et al.*, 2000; Vargas, 2004] para la parte occidental de Espartel sólo estaban apoyadas en unas pocas semanas de observación [Armi y Farmer, 1988]. Pese a ello, la regularidad que exhibían las mediciones en este lugar hacía pensar en un fenómeno de naturaleza permanente, razón por la cual se justificaría adoptar como hipótesis de trabajo que el control efectivo y permanente del agua saliente se encuentra en el umbral de Espartel o en una sección cercana. Ello significa que: (a) la señal de marea, la gran enemiga a la hora de estimar flujos a partir de corrientes, no representa un serio inconveniente en este punto. (b) por la misma razón, no se producirían grandes oscilaciones mareales de la interfase, facilitando el cálculo preciso de flujos subinerciales. (c) la corriente de AM alcanza valores considerables (del orden de 2 m s^{-1}) mientras que la capa superior se comporta “pasivamente”. Esto permite correlacionar de forma fiable la interfase con la superficie de máxima cizalla vertical de la velocidad horizontal, circunstancia necesaria para poder determinarla a partir de datos de perfilador ADCP (cita para todo lo anterior: García-Lafuente *et al.*, [2007]).

2.2.2. La estación permanente de Espartel

La hipótesis de que el umbral de Espartel es el control permanente del AM convierte este lugar en el idóneo para establecer una estación de medida (punto “1” en la figura 1.1) cuyo instrumento básico sea un perfilador de corrientes ADCP. Este propósito conforma el núcleo principal de la fase operacional de los proyectos INGRES, cuyo objetivo técnico ha sido la instalación y el mantenimiento de una estación de medida en el Estrecho que permita hacer estimaciones directas del flujo de salida de AM hacia el atlántico e indirectas del de entrada de AA en el Mediterráneo y de sus propiedades.

La mayor dificultad técnica para el establecimiento de esta estación de medida es minimizar los efectos de los hundimientos producidos por arrastre de la corriente. Para ello la solución es instalar una línea de dimensiones reducidas (figura 2.1). Este diseño deja el

instrumental próximo al fondo, en la vena mediterránea donde las corrientes son las más intensas. Las propias corrientes, que exceden los 2 m s^{-1} con frecuencia y a veces sobrepasan los 2.5 m s^{-1} , disuaden incluso a los pescadores para intentar arrastrar en esos lugares. De hecho, gráficas del fondo marino en las inmediaciones de la posición de la estación tomadas mediante ecosonda durante una de las campañas INGRES no muestran indicio alguno de los surcos profundos que dejan las puertas de arrastre de los barcos que usan este arte.

La línea apenas mide 15 m desde el fondo del mar hasta la boya de cabecera, longitud mínima para (1).-separar unos pocos metros (sobre 2 m) el liberador acústico del fondo a fin de evitar la acumulación de limo en el mecanismo de liberación (2).-dar cabida a la flotabilidad de emergencia o “backup buoyancy” (3).-ubicar el sensor de conductividad-temperatura CT (4).-colocar un correntímetro puntual que haga las veces de la “celda” más profunda del perfilador ADCP, (5).- colocar este perfilador junto con la boya de tensión subsuperficial y el localizador ARGOS y, finalmente, (6).-se deben dejar unos 5 metros de cabo (Kevlar) entre la boya y el primer instrumento para que ningún aparato dificulte el volteo^{vi} de la boya.

2.2.3. Campañas INGRES

Hasta Diciembre de 2007, dentro de los proyectos INGRES, se han realizado 11 campañas oceanográficas (tabla 2.1) por la Universidad de Málaga en colaboración con el Instituto Español de Oceanografía (IEO). El objetivo era la instalación y el posterior mantenimiento de una estación de medida permanente en el umbral principal de Espartel (figura 2.1) en las coordenadas $35^{\circ} 51.73' \text{ N} / 05^{\circ} 58.57' \text{ W}$ en un fondo de 360 metros (punto “1” en la figura 1.1). Durante la campaña INGRES0204 se procedió a la instalación de la estación y en el resto de campañas se han realizado trabajos de mantenimiento.

El diseño original de la línea depositada en el canal principal del umbral de Espartel ha sufrido modificaciones en el transcurso de las diferentes campañas de mantenimiento en la

^{vi} dado que el centro de empuje del sistema ADCP-boya está por debajo del de gravedad, la boya voltear quedando el ADCP mirando hacia abajo cuando emerge a superficie. Si esto ocurre accidentalmente, para que el localizador ARGOS cumpla su misión en esta circunstancia crítica, la baliza tiene que quedar apuntando en dirección contraria al ADCP con lo que quedará mirando hacia arriba cuando la boya voltee en superficie.

medida en que han surgido problemas estructurales como consecuencia de procesos corrosivos en los elementos de unión y de las tensiones soportadas por la estructura, provocadas por el arrastre de la corriente, que han obligado a cambiar el sistema de sujeción de algunos instrumentos.

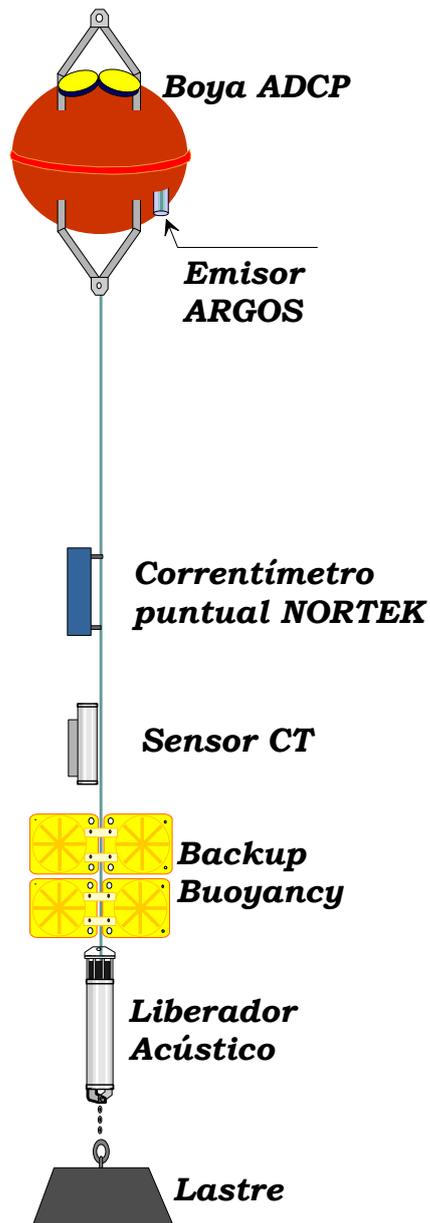


Figura 2.1. Esquema de la línea de fondeo. De abajo a arriba: lastre de unos 700 kg unido al liberador acústico situado a 2 metros sobre el fondo (el elemento que los une es mixto, siendo la parte inferior cadena y la superior cabo de polipreno de 16-18 mm). Por encima del liberador se coloca una flotabilidad de emergencia ("backup buoyancy"): cuatro boyas de vidrio de 25 kg de flotabilidad cada una para dar un total de 100 kg. El siguiente elemento es un sensor CT colocado a 4 metros sobre las boyas, un correntímetro puntual encargado de medir la corriente donde el ADCP no puede hacerlo y, finalmente, el ADCP con su boya de flotabilidad (unos 220 kg netos) y un localizador ARGOS.

Además de estas modificaciones puntuales en la línea, los trabajos de mantenimiento han consistido en el volcado de la información registrada por los instrumentos y la sustitución de las baterías de los mismos, elemento decisivo a la hora de planificar los tiempos de barco. La tabla 2.1 muestra el periodo de datos registrado en las distintas campañas realizadas. Este periodo se contabiliza como tiempo de trabajo desde el momento en que se fondea la línea hasta el momento en que se recoge; por tanto, se restringe a las campañas de mantenimiento en exclusiva ya que en la primera campaña, INGRES0204, se considera que no se han registrado datos (campaña de instalación de la línea).

Durante la campaña INGRES0104 se instaló una línea de aproximadamente 90 m de longitud en el canal secundario de Espartel (punto “2” en la figura 1.1), al norte del Bajo Majuán, con el objetivo de medir la corriente en la capa mediterránea para evaluar el porcentaje del flujo saliente de agua mediterránea (MOW) que fluye por la zona norte de Espartel; pero los arrastres sufridos como consecuencia de la actividad pesquera hicieron que el experimento fracasase, pues la línea fue enganchada varias veces, la primera a las pocas horas de haberse fondeado. Finalmente se partió y se perdió gran parte de la instrumentación, siendo los datos recuperados de validez muy limitada (casi nula) a efectos de estimar flujos.

CAMPAÑA	FECHA	BUQUE	periodo de registro
INGRES0104	01 – 03/Jun/2004	Odón de Buen	—
INGRES0204	27 – 30/Sep/2004	Odón de Buen	—
INGRES0105	11 – 14/Feb/2005	Francisco de P. Navarro	30/Sep/2004 – 12/Feb/2005
INGRES0205	06 – 12/Jun/2005	Francisco de P. Navarro	14/Feb/2005 – 09/Jun/2005
INGRES0305	09 – 12/Sep/2005	Odón de Buen	12/Jun/2005 – 11/Sep/2005
INGRES0106	23 – 27/Ene/2006	Odón de Buen	12/Sep/2005 – 05/Feb/2006
INGRES0206	05 – 08/May/2006	Francisco de P. Navarro	05/Feb/2006–08/May/2006
INGRES0306	22 – 23/Sep/2006	Odón de Buen	08/May/2006–22/Sep/2006
INGRES0107	26/Ene/2007–01/Feb/2007	Odón de Buen	23/Sep/2006–28/Ene/2007
INGRES0207	17 – 19/Jun/2007	Francisco de P. Navarro	11/Feb/2007 – 18/Jun/2007
INGRES0307	28 – 31/Oct/2007	Odón de Buen	19/Jun/2007 – 29/Oct/2007

Tabla 2.1. Información de las campañas INGRES. Los intervalos entre los conjuntos de datos de la última columna se corresponden con los trabajos de mantenimiento de la estación (ver figura 2.3 más adelante).

CARACTERÍSTICAS	CAMPAÑAS	
	Ingres0105 – Ingres0306	Ingres0107 – Ingres0307
Fabricante	RDI	RDI
Frecuencia (KHz.)	76.8	153.6
Ángulos haces	20°	20°
Transductores	4	4
Tamaño celdas (m)	8	8
Número celdas	40	35
Intervalo (min)	30	30
Water pings	45	80
Distancia primera celda (m)	16.8	12.7
Rango máximo (m)	426	280
Precisión en la velocidad	$\pm 1\%$ ó $\pm 5\text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$	$\pm 1\%$ ó $\pm 5\text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$
Resolución en la velocidad	$1\text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$	$1\text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$
Modo	High resolution	Long range
Profundidad (m)	345	345
Orientación	Up	Up

Tabla 2.2. Características técnicas y configuración de los distintos ADCP utilizados en las campañas INGRES

2.2.4. Descripción de las medidas realizadas

Series temporales de velocidad medidas con perfilador

Las series temporales de velocidad medidas con perfilador constituyen el grueso de la información registrada por la estación de Espartel y fueron obtenidas mediante un perfilador doppler (*Acoustic Doppler Current Profiler*, en adelante ADCP) de RD Instruments que mide la velocidad de la corriente en la columna de agua. Entre Septiembre de 2004 y Septiembre de 2006 (campañas INGRES0105 a INGRES0306) se utilizó un ADCP RDI modelo “Workhorse Long Ranger” (ver tabla 2.2), que trabaja a una frecuencia de 75 KHz. y a partir de esa fecha se usa el modelo “WorkHorse Quartermaster” (ver tabla 2.2), también de RDI, con una frecuencia de trabajo de 150 KHz. debido a la indisponibilidad del primero a partir de ese momento.

Series temporales de velocidad medidas con correntímetro puntual

El correntímetro puntual situado bajo la boya del ADCP registró también medidas de corriente, actuando como “celda” más profunda del mismo a una profundidad de 352 m. Entre Septiembre de 2004 y Enero de 2007 (campañas INGRES0105 a INGRES0306) se utilizó un correntímetro puntual RCM-9 de Aanderaa (tabla 2.3) que al igual que el ADCP

registra la velocidad de la corriente mediante el efecto Doppler, aunque en este caso sólo utiliza una celda situada aproximadamente a 1 metro de distancia en la horizontal. A partir de Enero de 2007 (campañas INGRES0107 a INGRES0307) se ha utilizado un correntímetro puntual NORTEK modelo Aquadopp (tabla 2.3) que presenta una mayor resolución y es capaz de registrar la componente vertical de la velocidad a diferencia del correntímetro puntual Aanderaa.

CARACTERÍSTICAS	CAMPAÑAS	
	INGRES0105 – INGRES0306	INGRES0107 – INGRES0307
Fabricante	AANDERAA	NORTEK
Modelo	RCM-9	Aquadopp
Frecuencia (MHz.)	2	2
Inclinación máxima	—	30 °
Precisión/resolución del compás	± 5° / 0.35°	± 2° / 0.1°
Rango velocidad (m · s ⁻¹)	± 3	± 5
Precisión velocidad horizontal (m · s ⁻¹)	± 0.015	± 0.015
Precisión velocidad vertical (m · s ⁻¹)	—	± 0.025
Tamaño celda de medida (m)	1.80	0.75
Intervalo muestreo (min.)	30	30
Intervalo promedio (s)	—	60
Distancia celda de medida (m)	0.40	0.37
Profundidad (m)	352	352

Tabla 2.3. Características técnicas y configuración del correntímetro puntual doppler AANDERAA / NORTEK utilizado en las distintas campañas

Series temporales de temperatura y salinidad

La temperatura y salinidad de la masa de agua en las inmediaciones del fondo son registradas por un MicroCAT SBE-37 de SEABIRD (tabla 2.4) ubicado a 356 m de profundidad. Estos datos se han obtenido de manera simultánea a los datos de velocidad medidos por el ADCP y por el correntímetro puntual y serán utilizados en el capítulo sexto para describir la variabilidad estacional del flujo mediterráneo.

Secciones de temperatura y salinidad

Durante las campañas oceanográficas necesarias para hacer el mantenimiento de la línea y en la medida en que las condiciones meteorológicas lo han permitido, se han realizado transectos hidrológicos a lo largo de dos secciones: la sección transversal de Espartel donde

se ubica la estación de medida permanente (transecto T-E en figura 2.2) y una sección a lo largo del Estrecho entre los umbrales de Camarinal y Espartel (transecto LE-C). Estos transectos se han realizado con el objetivo de determinar la estructura de los campos de temperatura y salinidad a distintas escalas temporales mediante una SEALOGGER CTD SBE-25 de SEABIRD. Estos datos se han considerado secundarios^{vii} puesto que la prioridad en las campañas de mantenimiento ha sido el recuperar la línea y su posterior fondeo en la misma posición en el menor intervalo de tiempo posible para no perder la continuidad en la serie de datos.

Características	Temperatura (° C)	Conductividad (S/m)
Rango de medida	-5 a + 35	0 a 7
Precisión inicial	0.002	0.0003
Estabilidad típica (mensual)	0.0002	0.0003
Resolución	0.0001	0.00001
Intervalo muestreo (min)		30
Medidas por muestra (NAVG)		4
Fabricante		SEABIRD

Tabla 2.4. Características técnicas y configuración de los SEACATs SBE-37 utilizados en las distintas campañas

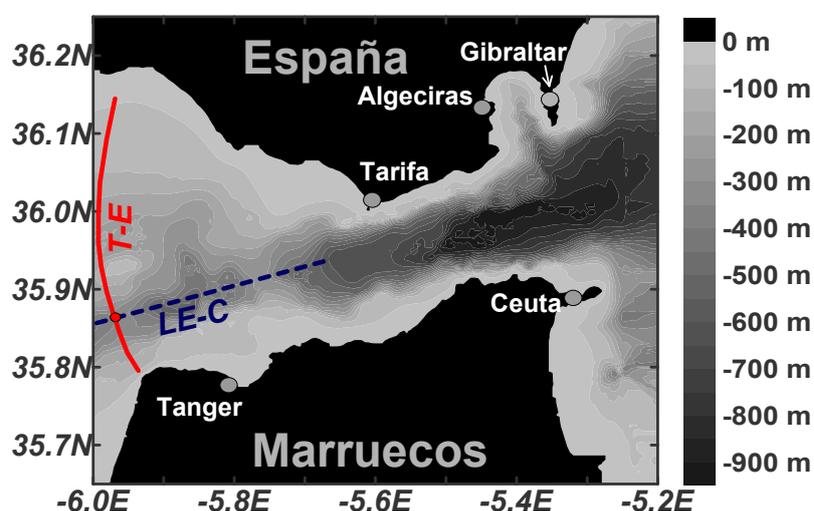


Figura 2.2. Mapa del Estrecho mostrando los transectos CTD realizados. T-E sección transversal de Espartel realizada durante la campaña INGRES0105; LE-C sección longitudinal entre los umbrales de Espartel y Camarinal realizada en la campaña INGRES0207. En cada uno de los transectos se han realizado un total de 12 estaciones

^{vii} Secundarios en el sentido de que si por falta de tiempo de barco debido a condiciones meteorológicas adversas hubiese que sacrificar actividades programadas, los perfiles de CTD eran menos prioritarios que el mantenimiento de las líneas

2.2.5. Preprocesado de las series de velocidad

Las series de velocidad obtenidas en cada una de las campañas de mantenimiento de la estación tienen una longitud aproximada de cuatro meses (ver tabla 2.1). Estas series han sido concatenadas para obtener una única serie temporal de velocidad en la que lógicamente han quedado huecos sin información como consecuencia de los períodos de tiempo comprendidos entre el final de una campaña y el comienzo de la siguiente en los que los instrumentos no han registrado datos (ver huecos en la figura 2.3). El tiempo medio empleado en los trabajos de mantenimiento de la línea se estima en unas 24 horas aproximadamente, ya que se prefiere trabajar en las condiciones de resguardo que ofrece el puerto en lugar de hacer el mantenimiento en las inmediaciones de la estación donde el mar suele estar movido para trabajar en barcos de dimensiones pequeñas. Las condiciones meteorológicas adversas en algunas ocasiones han imposibilitado a veces la salida del buque del puerto base provocando una dilatación de este periodo de tiempo mientras que en alguna rara ocasión la bondad meteorológica ha permitido realizar el trabajo de mantenimiento en una zona próxima al punto de fondeo no siendo necesarias más de unas pocas horas para preparar la línea. Además de las condiciones meteorológicas, los incidentes son la otra causa que provoca un aumento en el periodo de transición entre campañas. El ejemplo más significativo lo encontramos en el intervalo entre las campañas INGRES0107 e INGRES0207 (Enero - Febrero de 2007) en el que los instrumentos estuvieron 14 días sin registrar datos como consecuencia de un problema con el lastrado de la línea que obligó a regresar a puerto y posponer la campaña.

Para rellenar los huecos de velocidad entre las distintas campañas se realiza un análisis armónico estándar [Foreman, 1978; Pawlowicz *et al.*, 2002] a la serie parcial de velocidad inmediatamente anterior al intervalo sin datos. De este modo se obtienen las constantes armónicas de velocidad para ese periodo. La serie original tiene una cobertura temporal de unos cuatro meses, lo que permite resolver adecuadamente las constantes armónicas más significativas que se utilizan posteriormente para realizar una predicción de la velocidad en el intervalo sin datos. Para obtener una serie de velocidad total continua en el tiempo se selecciona el conjunto de datos que contenga los dos últimos días de la serie precedente al intervalo sin datos y los dos primeros días de la serie posterior, se calculan los valores medios de velocidad en ambas distribuciones, se determina la recta de regresión que se

ajuste a esas medias y finalmente se suma la predicción de corriente de marea realizada. La figura 2.4 muestra un ejemplo del procedimiento aplicado en el hueco entre las campañas INGRES0105 e INGRES0205 para la celda número 3 del ADCP, localizada a 312 m de profundidad.

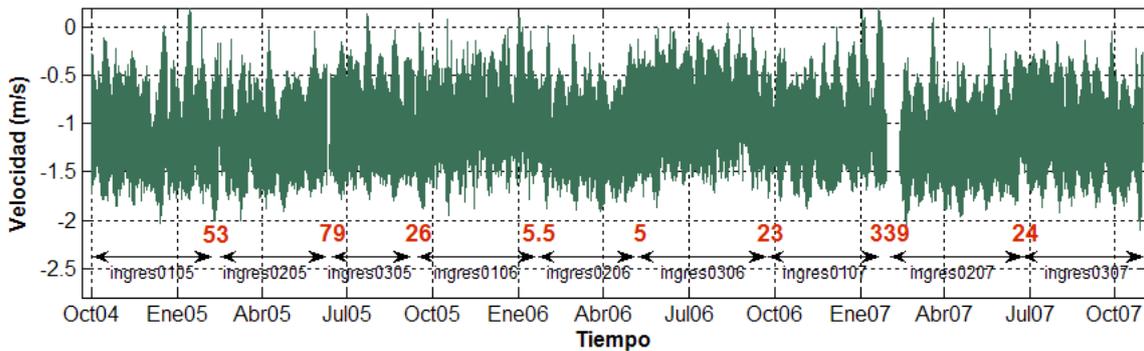


Figura 2.3. Serie total de la componente u de la velocidad ($m s^{-1}$) para la celda número 3 del ADCP localizada a una profundidad de 312 m, resultado del concatenado de las series parciales obtenidas en las distintas campañas INGRES. Los espacios en blanco entre las series parciales de velocidad se corresponden a los periodos de mantenimiento de la línea en los que el ADCP no ha registrado datos. Los números de color rojo sobre las flechas indican los intervalos de tiempo (horas) en los que los instrumentos no han registrado datos y que se corresponden con los periodos de recogida de la línea para realizar los pertinentes trabajos de mantenimiento y su posterior fondeo en la misma posición.

El intervalo entre las campañas INGRES0107 e INGRES0207 (casi un ciclo completo de mareas vivas/mareas muertas) es sensible al forzamiento meteorológico provocado por el paso de sistemas de altas/bajas presiones. La unión de las series parciales mediante el procedimiento descrito introduce valores espurios en la banda subinercial durante ese intervalo de tiempo. Por este motivo se ha decidido incluir la predicción armónica sólo cuando se analicen las velocidades instantáneas, donde el forzamiento más importante es el ejercido por la marea, y dejar el hueco preexistente cuando se consideran las series de velocidad de baja frecuencia, como se verá en el epígrafe 5.3.

Por otro lado, el rango de medida establecido para el ADCP en la columna de agua se configura a partir del número de celdas proyectadas y del espesor de las mismas (tabla 2.2) pero este rango, en la práctica, se reduce como consecuencia del ruido provocado por la

superficie del mar^{viii}, que emite un eco más intenso que el proveniente de las partículas suspendidas en el agua provocando medidas erróneas de velocidad. El rango final de medida en el caso del ADCP Long Ranger de 75 KHz está comprendido entre 21 – 328 m. El ADCP Quartermaster de 150 KHz. no presenta este problema localizándose la celda más superficial a 48 m de profundidad.

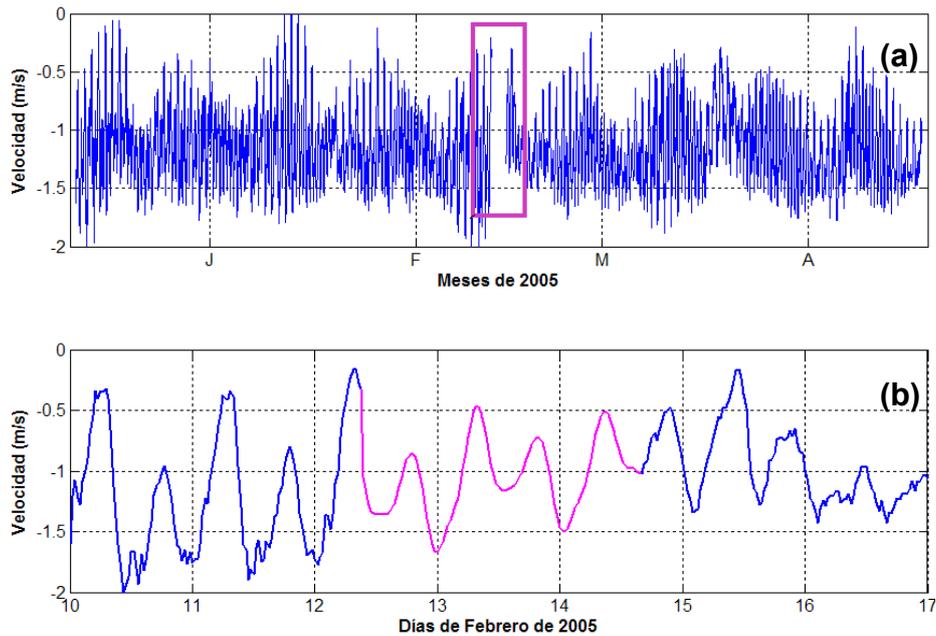


Figura 2.4. Unión de las series parciales de velocidad ($m s^{-1}$) obtenidas en las campañas INGRES0105 e INGRES0205. (a)- serie temporal de velocidad registrada por el ADCP a una profundidad de 312 m entre Diciembre de 2004 y Abril de 2005. El rectángulo representa la zona de unión de las series, que en un principio se encuentra vacía. (b)- detalle de la serie entre los días 10 y 17 de Febrero de 2005 en la que se observa la zona de unión entre ambas series. La parte magenta se corresponde con la predicción armónica de la velocidad realizada entre los días 12 – 14 de Febrero de 2005 a partir de los datos obtenidos en la campaña INGRES0105, más la tendencia que sugieren los valores medios antes y después de los trabajos de mantenimiento

La figura 2.5 muestra el tanto por ciento de datos “aceptados”, es decir, que han pasado el control de calidad del software propio del instrumento, obtenidos en las distintas celdas de los dos ADCP utilizados en las campañas INGRES. Si se observa la gráfica, a medida que uno se aleja del instrumento el error cometido en la estimación de la velocidad aumenta

^{viii} El rango máximo R_{MAX} de datos sin contaminar puede calcularse a partir de la expresión $R_{MAX} = D \cdot \cos \theta$, (D es la distancia entre el ADCP y la superficie del mar y θ es la inclinación de los transductores respecto a la vertical). Para una distancia media de 345 m y una inclinación de los haces emitidos por los transductores de 20 grados (tabla 2.2), el rango máximo obtenido es de 324 m aproximadamente.

como consecuencia de la dispersión de la energía contenida en el pulso emitido por el instrumento. Para evitar introducir valores cuestionables de velocidad, sólo las celdas en las que el porcentaje de datos “aceptados” supera el 70 % han sido tenidas en cuenta. Como consecuencia, el rango final de registro se reduce considerablemente en la zona superior, estando comprendido entre 80 – 328 m para el ADCP de 75 KHz. y entre 120 – 328 m para el ADCP de 150 KHz.

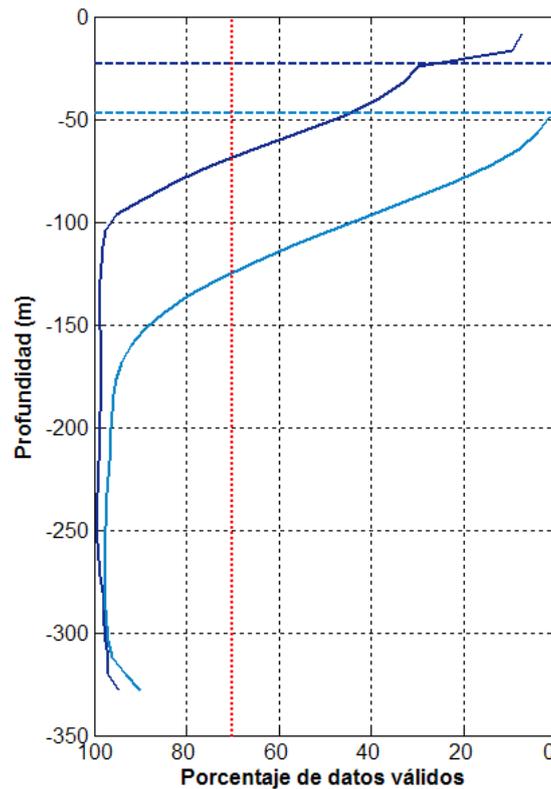


Figura 2.5. Porcentaje de datos “aceptados” en las distintas celdas del ADCP. La línea azul oscura se corresponde con el ADCP de 75 KHz, y la línea azul celeste se corresponde con el ADCP de 150 KHz. Con trazos discontinuos se muestran las profundidades mínimas a los distintos instrumentos podrían dar una medida aceptable a priori. La línea de puntos indica el porcentaje de datos válidos utilizado.

2.3- VELOCIDADES OBSERVADAS EN ESPARTEL

Las series de velocidad del ADCP y del correntímetro puntual abarcan tres años de datos ininterrumpidos: desde Septiembre de 2004 hasta Octubre de 2007. En este epígrafe serán utilizados para analizar la estructura vertical de la velocidad en el canal principal del umbral de Espartel, así como su variabilidad temporal. Se presentará una primera aproximación de cómo se realiza el intercambio de masas de agua en Espartel, además de la variabilidad de dicha estructura por el efecto de la marea.

2.3.1. Estructura vertical media de la velocidad horizontal

La distribución vertical de la corriente media, presentada en la figura 2.6, muestra una estructura bicapa típica, con una capa superficial (flujo entrante de agua atlántica) y una capa profunda (flujo saliente de agua mediterránea, MOW), distinguibles tanto por el módulo de la velocidad media (figura 2.6a) como por la dirección media (figura 2.6b).

El módulo de la velocidad media (figura 2.6a) en la capa de agua atlántica decrece lentamente de 30 a 20 cm s^{-1} para el rango de profundidades comprendido entre 80 y 160 m aproximadamente. La parte más superficial de la columna de agua no se considera al no superar los datos de velocidad los tests de calidad establecidos (ver figura 2.5). La dirección de la corriente media (figura 2.6b), medida respecto al Este, en esta región oscila entre 13 – 14°, coincidiendo con la orientación natural del Estrecho. A partir de esta profundidad y hasta 186 metros, la velocidad media se reduce más rápidamente indicando que nos adentramos en la región interfacial. La corriente rota en sentido horario hasta alcanzar valores comprendidos entre 9 – 10° en las proximidades de la interfase media definida mediante la profundidad de velocidad nula y localizada a 186 m, para pasar rápidamente a -176°, indicando un cambio de dirección en el flujo, que se dirige a partir de esta profundidad hacia el océano Atlántico con velocidades medias crecientes con la profundidad.

La variabilidad de la velocidad en la columna de agua, expresada como la desviación típica del conjunto total de datos y de las series de velocidad de baja frecuencia (ver apartado 5.3 para una descripción más detallada), representadas en la figura 2.6.a por las

líneas magenta y verde discontinuas respectivamente, muestran en la capa superior unos valores próximos a 0.4 m s^{-1} para el conjunto total de datos debido principalmente a la acción de las mareas y 0.05 m s^{-1} para las series de baja frecuencia como consecuencia del forzamiento subinercial, ambas con tendencia a aumentar a medida que se desciende a través de la región interfacial. La diferencia apreciable entre los valores asociados a frecuencias de marea (línea magenta) y los de frecuencias más bajas (línea verde) pone de manifiesto la importancia que la marea tiene en los flujos intercambiados, y el hecho de que la desviación típica de la velocidad sea superior en la región interfacial respecto a la parte más superficial de la capa atlántica, es indicativo de la mayor energía contenida en esta zona. De ello se habla en detalle en el Capítulo 4.

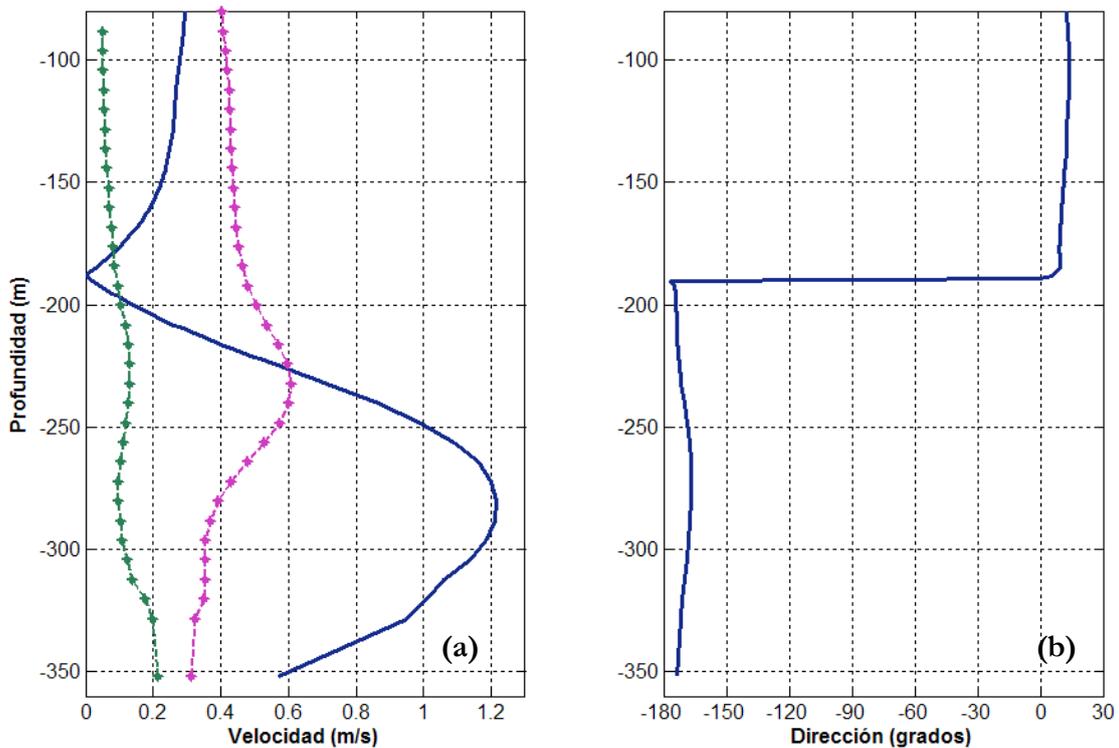


Figura 2.6. Distribución vertical del módulo de la velocidad (a) y la dirección, medida respecto al Este, (b) de las corrientes medias en el umbral de Espartel obtenidas mediante un perfilador ADCP y un correntímetro puntual que actúa como celda más profunda del mismo. La línea magenta discontinua representa la desviación típica del conjunto total de datos y la línea verde discontinua muestra la desviación típica de las series de velocidad de baja frecuencia (ver apartado 2.3.2 para más detalles)

El aumento progresivo del módulo de la velocidad con la profundidad se mantiene hasta alcanzar 280 m de profundidad aproximadamente. En esta región la dirección rota en sentido antihorario a medida que se desciende en la columna de agua hasta alcanzar un

valor mínimo de -167° en dicha profundidad. Destacar que la desviación típica de la velocidad total y de baja frecuencia aumenta (la primera de forma más acentuada) justo debajo de la profundidad de 186 m hasta alcanzar una variabilidad máxima a 230 m aproximadamente, que coincide con la profundidad media de la máxima cizalla vertical de la velocidad horizontal (ver figura 5.6 más adelante).

Entre 260 y 310 m de profundidad se localiza el núcleo de aguas salientes, caracterizado por un máximo en el módulo de la velocidad media de 120 cm s^{-1} y un máximo local en la dirección media de la corriente a 280 m de profundidad aproximadamente, que coincide con un mínimo de la desviación típica total. La variabilidad de dicho núcleo se encuentra 3-4 veces por debajo de los valores medios; esto es, un núcleo incapaz de invertir. Las series de tiempo completas (tres años de duración) indican la existencia de una región próxima al fondo marino y de espesor variable en función momento del ciclo de marea considerado, donde la velocidad tiene carácter negativo permanente con independencia de dicho ciclo de marea. En esta región la marea no tiene la intensidad necesaria para invertir la corriente de agua mediterránea, que se dirige siempre hacia el océano Atlántico. En el epígrafe 5.2 se ofrece una descripción más detallada de este proceso.

A partir de 310 m de profundidad la velocidad media decrece progresivamente hasta alcanzar un valor próximo a 60 cm s^{-1} , registrado por el correntímetro puntual a 352 m de profundidad. El mecanismo físico de este comportamiento es la fricción con el fondo. Esta disminución de velocidad lleva asociada una disminución de la desviación típica para el conjunto total de datos que alcanza valores próximos a 0.3 m s^{-1} en las proximidades del fondo debido a la menor influencia de la marea. En el caso de las series de baja frecuencia se observa un comportamiento contrario, con un aumento de la desviación típica a partir de 280 m siendo indicativo de una mayor influencia de los fenómenos de baja frecuencia. En esta región la dirección rota en sentido horario hasta alcanzar los valores encontrados en la parte superior de esta capa en las proximidades del fondo. Es de destacar que, aunque esta rotación es muy tenue (apenas 10° en 70 m), el sentido de giro es el contrario al esperado en una capa Ekman de fondo, lo que indica que las constricciones topográficas en el canal tienen más importancia que la rotación.

A partir del perfil medio de velocidades de la figura 2.6 y la posición media de la interfase (186 m) se obtiene un valor medio para el transporte de -0.79 Sv. Este valor debe considerarse como provisional puesto que es bien sabida la importancia que tienen en el Estrecho las correlaciones positivas entre velocidad de corriente de marea y oscilación mareal de la interfase, que producen rectificación de flujos mareales (*Bryden et al.*, [1994], *Vargas et al.*, [2006]) que contribuye al flujo medio. El problema del cálculo del transporte, de evidente interés, es específicamente analizado en el Capítulo 5.

2.3.2. Variabilidad de la estructura vertical

La figura 2.7a muestra las series temporales de velocidad instantánea registradas en el umbral de Espartel durante el mes de Marzo de 2005. Se aprecia con claridad la variabilidad introducida por la marea, que provoca inversiones de corriente en la capa superior mientras que en la capa profunda no se registran dichas inversiones.

Si se aplica a las series temporales de velocidad un filtro Butterworth^{ix} de paso baja con una frecuencia de paso $F_1 = 0.0263$ cph (38 horas) y una frecuencia de corte o rechazo $F_2 = 0.0357$ cph (28 horas) (estos parámetros conforman el filtro de octavo orden F_{B1} [*Vargas et al.*, 2006]) se consigue atenuar los efectos de la marea y resaltar la estructura del intercambio medio descrita en el epígrafe anterior. La serie de velocidad filtrada resultante (panel inferior en la figura 2.7) muestra el campo de velocidades “subinerciales” en el que se observa la capa superior de velocidades positivas dirigidas permanentemente hacia el mar Mediterráneo y la inferior de velocidades negativas hacia el océano Atlántico, separadas por una superficie de velocidad nula (línea amarilla en la figura 2.7b) localizada a una profundidad media de 186 m para el periodo total analizado (ver figura 2.6a). Esta superficie se encuentra definida en todo momento debido a que ya no se producen inversiones de corriente originadas por la marea. Es interesante notar aquí la correlación que existe entre la posición de la interfase y la intensidad de la corriente de salida, de forma que cuanto mayor es ésta (tonalidades más azules) más alta está la interfase, lo que es claro indicativo del ajuste hidráulico del flujo.

^{ix} Para más detalles sobre este filtro ver Anexo A

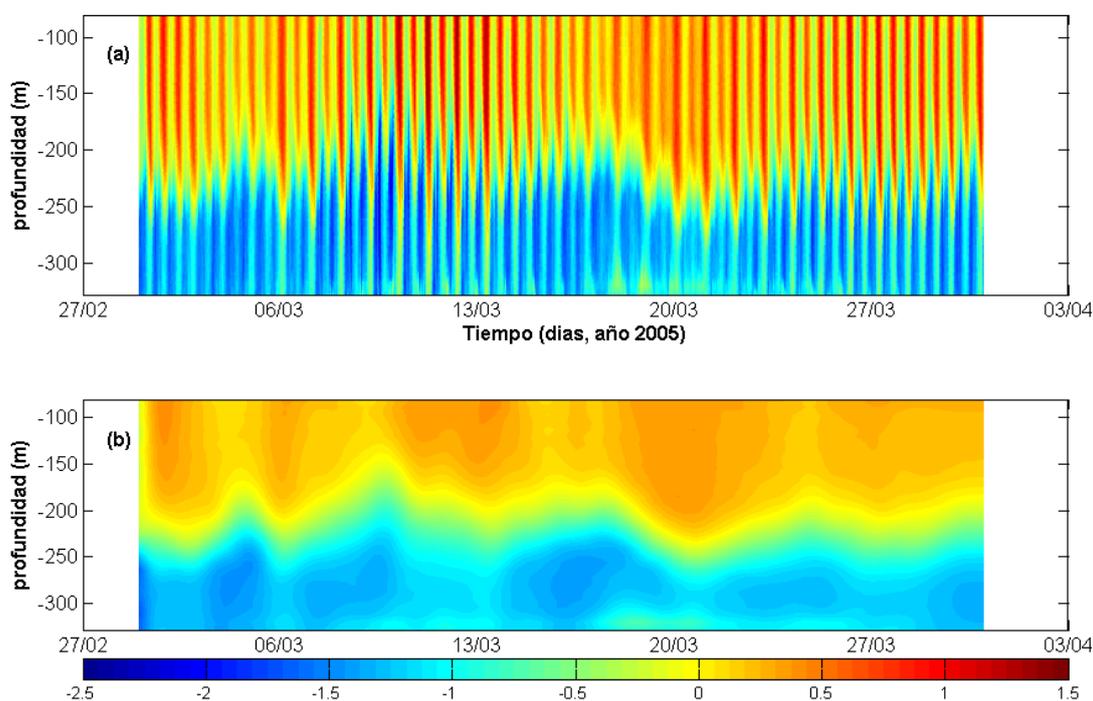


Figura 2.7. Detalle de las velocidades ADCP registradas en el umbral de Espartel ($m s^{-1}$) para el año 2005. El panel superior (a) muestra la velocidad “instantánea” muestreada cada media hora y recoge toda la variabilidad presente. Notar la inversión de corriente que se produce en la capa superior muestreada. La periodicidad quincenal mareas vivas/muertas se observa bien con la profundidad mínima/máxima de la interfase (seguir la superficie de velocidad nula, color amarillo). El panel inferior (b) es la serie “subinercial” filtrada paso-baja de la anterior. La línea amarilla es la de velocidad nula o interfase de velocidades. Los colores rojos indican velocidades positivas (hacia el este) y los azules negativas (hacia el oeste).

Esta variabilidad del campo de velocidades (figura 2.7b) sigue un patrón bastante más simple que el originado por las mareas y responde tanto a forzamientos de origen meteorológico como a los efectos de la marea no cancelados con el filtro anterior (constituyentes de la especie 0). Un aumento de presión atmosférica sobre la cuenca mediterránea^x fuerza una salida de agua a través del Estrecho que se realiza disminuyendo el flujo entrante y aumentando el flujo saliente en proporciones similares (lo contrario si la presión disminuye). Es importante notar que este mecanismo está ligado a cambios de presión, es decir, sólo ocurre cuando la presión aumenta o disminuye y no cuando permanece estable. Este fenómeno afectará, lógicamente, a la profundidad relativa de la interfase además de al volumen intercambiado entre la cuenca atlántica y la mediterránea.

^x Un milibar (mb) de presión es equivalente a la presión que ejerce una columna de agua de 1mm de altura de modo que si la presión atmosférica aumenta 1 mb sobre su valor medio el nivel del mar tiende a disminuir 1 mm por debajo de su valor medio.

Por otro lado, las interacciones no lineales de la marea con el flujo medio generan una fluctuación quincenal asociada al ciclo de mareas vivas / mareas muertas, presente en la señal subinercial, que provoca una variación de la intensidad de la velocidad tanto de entrada como de salida además de un desplazamiento en la vertical de la interfase de velocidad nula.

Es evidente, por tanto, la modificación que ejerce la marea sobre la estructura bicapa del intercambio medio. Por este motivo, en el capítulo 3 se describe la distribución de la marea a lo largo del eje longitudinal del Estrecho, en el capítulo 4 se estudia en detalle la distribución vertical de las corrientes de marea en Espartel para las principales constituyentes de la marea y la variabilidad temporal observada, responsables en última instancia de gran parte de la variabilidad observada en el transporte, que será tratado en detalle en el Capítulo 5.

CAPÍTULO TERCERO

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA MAREA EN EL ESTRECHO DE GIBRALTAR

3.1- INTRODUCCIÓN

3.1.1. La marea en las cuencas adyacentes al Estrecho: Atlántico y Mediterráneo

El ascenso y descenso de las mareas es un fenómeno que ha sido observado desde que las regiones costeras de los continentes fueron habitadas por primera vez. Las mareas son un fenómeno característico que aparece en cualquier distribución finita de masa que se mueva dentro de un campo de fuerza variable espacialmente y provocan un forzamiento barotrópico en toda la columna de agua. Por tanto, tienen un efecto sobre los procesos oceánicos de mayor alcance que los meramente observados en la superficie del mar.

Laplace [1778] fue el primero en sugerir una *teoría dinámica* en la cual las mareas son tratadas como ondas producidas por la fluctuación periódica de las fuerzas generadoras de las mismas. Esta teoría predice, para el hemisferio norte y en el océano abierto, un desplazamiento rotacional antihorario de la onda de marea alrededor de puntos donde el

rango de marea es nulo: los puntos anfidrómicos, cuyo ejemplo más representativo lo encontramos en el océano Atlántico norte (coordenadas $50^{\circ} \text{ N} / 39^{\circ} \text{ W}$ aproximadamente) para la marea semidiurnas (la figura 3.1 muestra la amplitud y fase para la constituyente M_2 en las proximidades del Estrecho). La onda de marea viaja alrededor de esta posición en forma de onda Kelvin que se desplaza desde Portugal hacia Islandia a lo largo del contorno nor-occidental europeo y desde allí viaja hacia el suroeste más allá de Groenlandia y Terranova. Dos sistemas anfidrómicos antihorarios secundarios se forman además entre las islas Feroe e Islandia y entre Islandia y Groenlandia. Esto da lugar a una circulación completa de la fase semidiurna alrededor de Islandia en sentido horario.

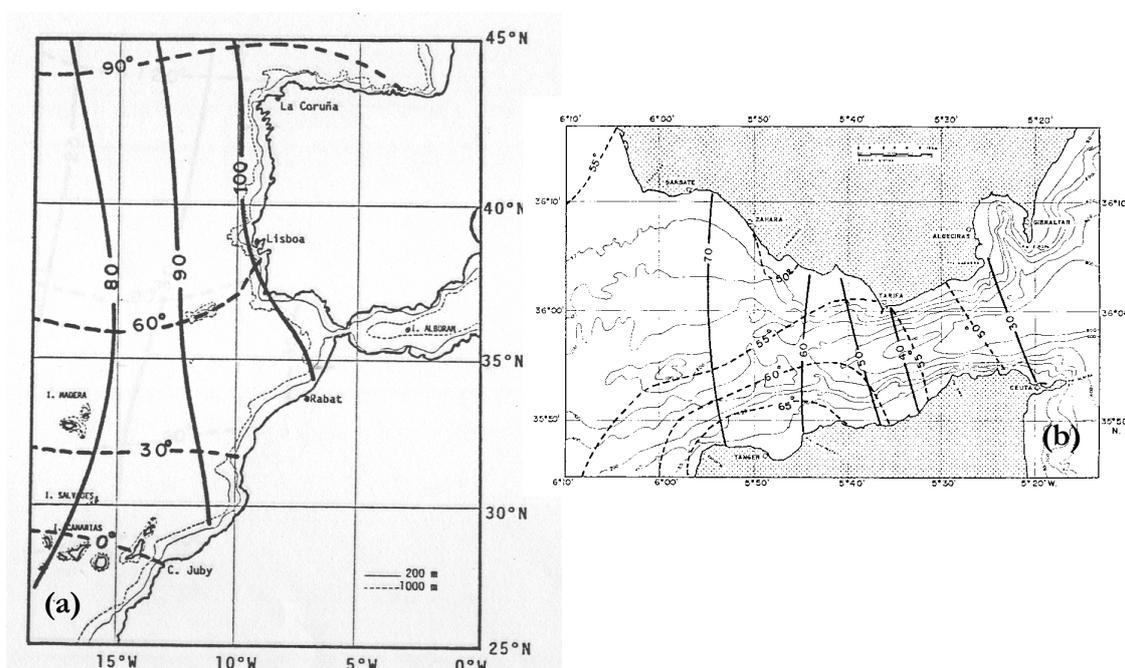


Figura 3.1. (a)- Mapa regional de la constituyente M_2 en las latitudes de la Península Ibérica. Las líneas continuas indican líneas de igual amplitud y las discontinuas líneas de igual fase (grados). (b)- Mapa local de la constituyente M_2 para el Estrecho de Gibraltar.

En el océano Atlántico nororiental el rango de marea para las costas europeas en las latitudes del Golfo de Cádiz es superior a los dos metros [Cartwright, 1968]; mientras que en el mar Mediterráneo, el rango de marea no alcanza siquiera el metro de amplitud [Tsimplis, 2000]. Si este último fuese completamente cerrado, debido a sus pequeñas dimensiones, la marea en él sería muy débil puesto que las fuerzas generadoras de marea en un instante

dado no serían muy diferentes de un punto a otro y es precisamente esa diferencia la que origina la marea. Sin embargo este mar no está cerrado. Se conecta con el océano abierto a través del Estrecho de Gibraltar, dónde existe una fuerza periódica (la marea real en el Atlántico) del mismo periodo que las fuerzas generadoras de marea, y por tanto, del mismo periodo que esa débil marea independiente. La presencia de esta segunda fuerza obliga al Mediterráneo a oscilar en fase con ella (marea co-oscilante) y finalmente este mar acabará por acoplar las dos oscilaciones de origen distinto para formar una única marea observable. Este ajuste, de considerables proporciones, tiene lugar básicamente en el Estrecho de Gibraltar y de ahí la importancia que las mareas tienen en el intercambio.

3.1.2. La marea en el Estrecho

La marea en el Estrecho mueve volúmenes importantes de agua [Candela *et al.*, 1990; Bryden *et al.*, 1994; García Lafuente *et al.*, 2000] y genera una intensa marea baroclina al interaccionar con la batimetría del Estrecho [Armi y Farmer, 1988]. La menor escala espacial característica de esta última hace que el patrón de corrientes en puntos relativamente cercanos cambie considerablemente.

El proyecto más importante desarrollado en el Estrecho de Gibraltar hasta la fecha es posiblemente el *Gibraltar Experiment* (1985 – 1986) [Kinder y Bryden, 1987,1988]. Su Principal objetivo era mostrar que la cantidad de agua intercambiada entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo se encuentra determinada por las características topográficas del Estrecho de Gibraltar en lo que se conoce como teoría del control hidráulico, que conduce al resultado de intercambio máximo [Armi y Farmer, 1988]. Los datos registrados en este proyecto han sido en parte utilizados por distintos autores para analizar la marea sobre todo en la zona occidental del Estrecho. Por ejemplo, Candela *et al.*, [1990] resolvió la componente barotrópica M_2 para todo el Estrecho, descrita previamente por García Lafuente, [1986], basándose en medidas del nivel del mar. Candela observó, por ejemplo, que su amplitud decrece más de 50 % desde el Atlántico al Mediterráneo pero que sin embargo se comporta de forma uniforme cuando se analizan secciones transversales al Estrecho; encontrando que en frecuencias semidiurnas, el gradiente de presión a lo largo del eje principal del Estrecho se compensa por la aceleración local del flujo, mientras que el gradiente de presión en la sección transversal estaría compensado por el propio flujo

mediante geostrofia. Además analizó la estructura vertical en el umbral del Camarinal a partir de registros de velocidad, sugiriendo que en las frecuencias de marea la interfase que separa el agua atlántica de la mediterránea en Camarinal actúa como una membrana entre las dos masas de agua de manera que cuando el agua atlántica fluye hacia el estrecho, la interfase desciende forzando al agua mediterránea a regresar hacia el Este.

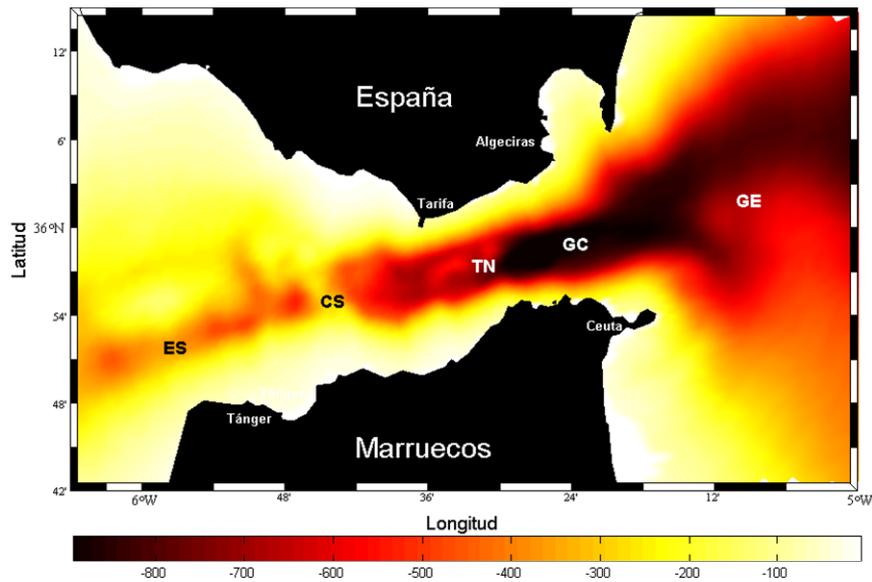


Figura 3.2. Mapa del Estrecho de Gibraltar dónde se muestra la batimetría y la localización de los puntos de muestreo. ES – umbral de Esparte; CS – umbral de Camarinal; TN – Tarifa Narrows; GC – Gibraltar Centro; GE – Gibraltar Este.

Diez años después del Gibraltar Experiment, en el ámbito del proyecto CANIGO (1996 – 1998), se muestreó en el umbral de Camarinal con un ADCP que suministraba información mucho más detallada de la estructura vertical de las corrientes de marea. *Tsimplis* [2000] analizó en detalle esta estructura vertical para las principales constituyentes de las especies de orden 1 y 2 encontrando que las corrientes de la marea semidiurna son las dominantes, con una velocidad asociada a M_2 de 120 cm s^{-1} en gran parte de la columna de agua. Comparando estos valores de velocidad con los flujos medios de entrada ($\sim 23 \text{ cm s}^{-1}$) y salida ($\sim 67 \text{ cm s}^{-1}$) en esta zona, dedujo que el flujo debía invertirse en toda la columna de agua de acuerdo con la fase de la marea.

Observaciones en la zona oriental del Estrecho [*García Lafuente et al., 2000*] evidencian un comportamiento de las corrientes semidiurnas, en un transecto transversal al eje

principal del Estrecho, con una estructura muy baroclina en la parte superior de la columna de agua y barotrópico en la parte inferior. El flujo de entrada en la zona Este presenta sólo una pequeña variabilidad debida a la marea cuya importancia es sólo secundaria en la capa superior en esta zona.

Los estudios realizados hasta el momento se centran en lugares específicos del Estrecho pero se echa en falta una visión global de los mismos en la zona. En este capítulo se pretende dar respuesta a esta laguna analizando toda la información histórica existente hasta la fecha en el Estrecho de Gibraltar para describir la distribución espacial de las elipses de marea de las principales constituyentes de las especies diurnas y semidiurnas a lo largo del eje longitudinal del Estrecho. También se analizarán los resultados del modelo numérico CEPOM (descrito en el apéndice B) con el propósito de (i) complementar la información proporcionada por los datos, ya que el modelo tiene una mayor resolución espacial que éstos, y de (ii) comparar predicciones y observaciones, en particular en lo que se refiere al semieje menor de las elipses de marea que, adelantando resultados, tiene un tamaño del orden del error asociado a su determinación.

3.2- DATOS Y METODOLOGÍA

3.2.1. Datos

En este capítulo se hace uso del conjunto de datos, históricos y de nueva adquisición, recopilado en los distintos programas que se han desarrollado en el Estrecho de Gibraltar durante la última década para describir el patrón de distribución de la marea en la zona. Dichos datos proceden de tres Proyectos y se distribuyen en cinco puntos localizados a lo largo del eje principal del Estrecho (figura 3.2). De Oeste a Este, estos puntos son: 1- Umbral de Espartel (ES)^c, 2- Umbral de Camarinal (CS)^d, 3- Tarifa Narrows (TN)^b, 4- Gibraltar Centro (GC)^a, y 5- Gibraltar Este (GE)^b. La configuración de las líneas y los detalles del muestreo se presentan en la tabla 3.1. La figura 3.3 muestra además un esquema de las localizaciones de los distintos fondeos y de los instrumentos que los componen.

^(a) Canary Islands Azores Gibraltar Observations (CANIGO, 1996-1998)

^(b) Procesos de mezclas en el Estrecho de Gibraltar y su influencia en los procesos biológicos del entorno (GIMIX, 2002-2004)

^(c) Intercambios en el Estrecho de Gibraltar y su respuesta a forzamientos meteorológicos y climáticos (INGRES, 2004-2007)

^(d) Datos ADCP cedidos por el Dr. Julio Candela, de CICESE, Ensenada, Méjico.

Las series temporales, procedentes tanto de datos obtenidos mediante ADCP como mediante correntímetros convencionales, fueron sometidas a un análisis armónico estándar [Foreman, 1978; Pawlowicz *et al.*, 2002] con el propósito de obtener las elipses de marea de las principales constituyentes diurnas (O_1 , K_1) y semidiurnas (M_2 , S_2) de la marea en el Estrecho. Estas son las constituyentes de mayor amplitud de sus respectivas especies y además resultan ser las más estables cuando se analiza la ratio señal/ruido (snr), siendo por tanto las más adecuadas para describir el flujo de marea en esas frecuencias.

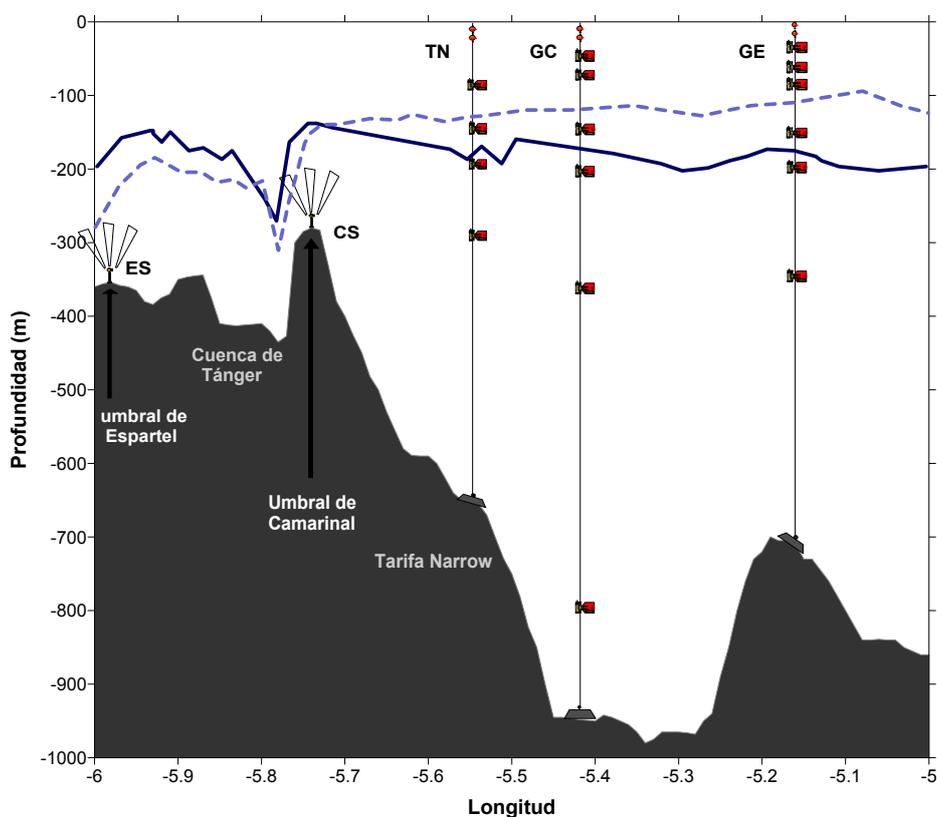


Figura 3.3. Esquema de las líneas de fondeo. ES y CS corresponden a líneas formadas por un ADCP como instrumento principal posicionado sobre el lecho marino; TN, GC y GE corresponden a líneas formadas por correntímetros convencionales puntuales situados a distintas profundidades en la columna de agua. Debido a la naturaleza del intercambio de flujos a través del Estrecho también se incluye la profundidad media de la interfase, con objeto de facilitar la interpretación de las observaciones, obtenida mediante una simulación de un mes realizada con el modelo numérico CEPOM, una versión modificada del POM (Princeton Ocean Model, ver anexo B para una descripción detallada) desarrollada por la unidad del Proyecto Global Especial de cambio climático CLIM-MOD del ENEA (Ente Italiano para las Nuevas Tecnologías, la Energía y el Medioambiente Por otro lado, cuando se considera el forzamiento provocado por la marea en el Estrecho, la superficie de velocidad nula, representada por la línea continua, no se encuentra definida en todo instante debido a las inversiones del flujo que produce la marea. En estas circunstancias se ha sustituido la interfase “dinámica” por una superficie material definida por la isobalina de 37.5, representada por la línea discontinua en la figura.

Línea de fondeo (fondo)	Instrumento	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (m)	Longitud de la serie (días)	Intervalo muestreo (min)	Disponibilidad de datos
ES (360)	ADCP	35 ° 51.70 ′	05 ° 58.60 ′	345	493.02	30	Si
CS (290)	ADCP	35 ° 54.80 ′	05 ° 44.70 ′	~ 285	176.50	60	Si
TN (600)							
TN1	Correntímetro	35 ° 57.58 ′	05 ° 32.99 ′	30	23.37	2	No
TN2	Correntímetro	35 ° 57.58 ′	05 ° 32.99 ′	60	23.37	2	No
TN3	Correntímetro	35 ° 57.58 ′	05 ° 32.99 ′	90	23.37	2	Si
TN4	Correntímetro	35 ° 57.58 ′	05 ° 32.99 ′	140	23.37	2	Si
TN5	Correntímetro	35 ° 57.58 ′	05 ° 32.99 ′	190	23.37	2	Si
TN6	Correntímetro	35 ° 57.58 ′	05 ° 32.99 ′	290	23.37	2	Si
GC (960)							
GC1	Correntímetro	35 ° 59.97 ′	05 ° 22.67 ′	40	176.50	60	Si
GC2	Correntímetro	35 ° 59.97 ′	05 ° 22.67 ′	70	176.50	60	Si
GC3	Correntímetro	35 ° 59.97 ′	05 ° 22.67 ′	140	176.50	60	Si
GC4	Correntímetro	35 ° 59.97 ′	05 ° 22.67 ′	200	176.50	60	Si
GC5	Correntímetro	35 ° 59.97 ′	05 ° 22.67 ′	360	176.50	60	Si
GC6	Correntímetro	35 ° 59.97 ′	05 ° 22.67 ′	800	176.50	60	Si
GE (750)							
GE1	Correntímetro	36 ° 03.35	05 ° 10.09 ′	30	11.98	2	Si
GE2	Correntímetro	36 ° 03.35	05 ° 10.09 ′	60	32.99	2	Si
GE3	Correntímetro	36 ° 03.35	05 ° 10.09 ′	90	32.99	2	Si
GE4	Correntímetro	36 ° 03.35	05 ° 10.09 ′	140	32.99	2	Si
GE5	Correntímetro	36 ° 03.35	05 ° 10.09 ′	190	32.99	2	Si
GE6	Correntímetro	36 ° 03.35	05 ° 10.09 ′	340	32.99	2	Si

Tabla 3.1. Localización y características de las líneas de fondeo. La **Estación de Espartel (ES)** se localiza en las coordenadas 35 ° 51.70'N / 05 ° 58.60'W y pertenece al proyecto INGRES. Esta línea está formada por un perfilador acústico de corrientes por efecto doppler (ADCP) situado a 20 m sobre el lecho marino (360m); un correntímetro convencional RCM-9 Aanderaa y un CT autónomo situados a 15 y 10 metros sobre la superficie del fondo respectivamente. Solamente los datos registrados por el ADCP han sido utilizados, el cual mide la velocidad en la columna de agua entre 50 y 328 metros de profundidad con un tamaño de celda de 8 metros y un intervalo de muestreo de 30 minutos. Esta estación fue ocupada por primera vez en Septiembre de 2004 y desde entonces ha estado registrando ininterrumpidamente (fue visitada por última vez en Octubre de 2007). La **Estación de Camarinal (CS)** se localiza en las coordenadas 35 ° 55.00'N / 05 ° 45.00'W. Esta línea está formada por un ADCP fondeado en las proximidades del fondo que registra la velocidad en la columna de agua entre 54 y 274 metros cada 60 minutos, con un tamaño de celda de 10 metros. Para este trabajo se ha usado la Fase Tres del proyecto que comenzó en Octubre de 1995 y finalizó en Abril de 1996. La **Estación Tarifa Narrows (TN)** se localiza en las coordenadas 35 ° 57.58'N / 05 ° 32.99'W y consiste en una línea de fondeo formada por 6 correntímetros convencionales (RCM 7 & 8 Aanderaa) localizados a 30, 60, 90, 140, 190 y 290 metros de profundidad. Estos correntímetros registran la velocidad de la corriente a dichas profundidades es un intervalo de 2 minutos. La línea fue fondeada durante un mes; desde el 29/04/2003 hasta el 22/05/2003, y pertenece al proyecto GIMIX. La **Estación Gibraltar Centro (GC)** pertenece al proyecto CANIGO y fue muestreada entre Octubre de 1995 y Mayo de 1998 en las coordenadas 35 ° 59.97'N / 05 ° 22.67'W. Se divide en tres fases: Fase Piloto (desde Octubre de 1995 hasta Mayo de 1996), Fase Intermedia (desde Julio de 1996 hasta Julio de 1997) y la Fase Intensiva (desde Julio de 1997 hasta Mayo de 1998). Para este trabajo solo se ha usado la Fase Piloto. La línea está formada por 6 correntímetros convencionales (RCM Aanderaa) localizados a 40, 70, 140, 200, 360, y 800 metros de profundidad. El intervalo de medida fue de 60 minutos. Por último, la **Estación Gibraltar Este (GE)** consiste en una línea formada por 6 correntímetros (RCM 7 & 8 Aanderaa) localizada en las coordenadas 36 ° 03.35'N / 05 ° 10.09'W y pertenece al proyecto GIMIX. Fue ocupada desde el 1 de Mayo de 2003 hasta el 3 de Junio de 2003. Las profundidades dónde los instrumentos registraron datos son 30, 60, 90, 140, 190 y 340 metros con un intervalo de muestreo de 2 minutos.

Los resultados del análisis armónico se representan en el corte longitudinal mostrado en la figura 3.2. Espacialmente, el conjunto de datos disponibles es reducido y con una distribución irregular. La interpolación realizada (método *Kriging*^{xii}) produce resultados aceptables [Cressie, 1991] aunque se debe tomar con cautela los patrones espaciales resultantes. En lo que sigue, estos mapas con los datos interpolados incluirán la ubicación de los aparatos utilizados y mostrados en la figura 3.3.

3.2.2. Metodología

Los datos ADCP corresponden a los fondeos en los umbrales de Camarinal y Espartel, (CS & ES respectivamente). En ambos casos, el instrumento se encontraba a pocos metros sobre el fondo marino, y los desplazamientos verticales que sufre el instrumento debido al empuje de la corriente son mínimos; por tanto no resulta necesario corregir la profundidad de medida.

Las líneas de correntímetros convencionales son muchos más largas que las líneas de ADCP (ver figura 3.3) y por tanto son sensibles a los efectos de los arrastres producidos por las fuertes corrientes de la zona, que son capaces de hundir los instrumentos más de 200 metros. En este caso, las medidas registradas por un instrumento dado se encontrarán contaminadas por valores correspondientes a otras profundidades diferentes de las inicialmente previstas.

Para eliminar estas observaciones espurias, se hace necesario establecer un rango de profundidades límite fuera del cual las observaciones son rechazadas. El procedimiento seguido para realizar estas correcciones y depurar los datos de velocidad es el siguiente:

1-Test de calidad y selección del rango de hundimiento admisible de un aparato.

Primero se obtienen las constates armónicas del conjunto total de datos que, obviamente, contienen datos erróneos en el sentido de que no se corresponden con la profundidad programada; a continuación se repite el análisis armónico de manera iterativa eliminando progresivamente del conjunto de datos las observaciones que han sido registradas cuando

^{xii} Se trata de un método de mado geoestadístico que genera mapas a partir de datos distribuidos de manera irregular en el espacio mediante la estimación de los valores de los puntos situados en los nodos de la malla considerando las posibles tendencias presentes en los datos.

el instrumento se encontraba fuera de la profundidad asignada inicialmente. Para ello dividimos la columna de agua en celdas de 10 metros de espesor y se eliminan los datos registrados por el sensor de presión del instrumento en el transcurso de su desplazamiento vertical que están en celdas sucesivas. O en otras palabras; consideremos que Z_{\max} es la máxima profundidad registrada por el sensor de presión. En un primer paso eliminamos las observaciones registradas entre $Z_{\max}-10$ y Z_{\max} y realizamos el análisis armónico para la nueva serie temporal obtenida, anotando además el porcentaje de datos que contiene esta nueva serie respecto a la serie original. A continuación eliminamos las observaciones registradas entre $Z_{\max}-20$ y Z_{\max} y repetimos el cálculo. Continuamos con la eliminación sucesiva cada diez metros de los datos registrados hasta que los datos contenidos en la serie temporal modificada no sean suficientes para resolver las constituyentes de la marea de manera satisfactoria mediante el análisis armónico.

La figura 3.4 muestra este procedimiento aplicado sobre el correntímetro fondeado inicialmente a una profundidad de 40 metros que las fuertes corrientes consiguieron hundir hasta los 277 metros de profundidad. Como parámetro de control del proceso se usa el valor del semieje mayor de M_2 .

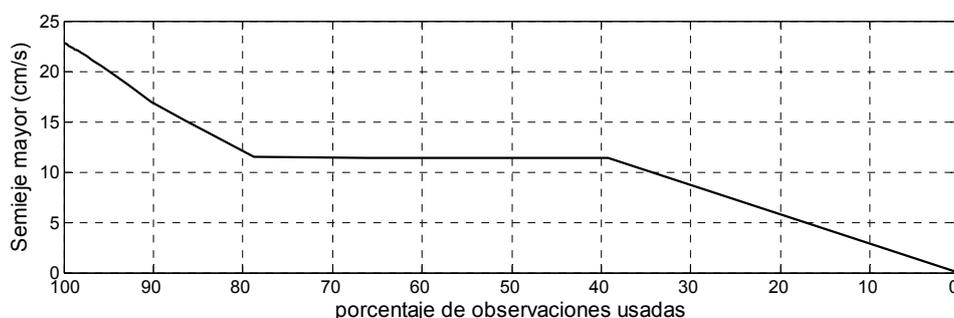


Figura 3.4. Test de calidad para el correntímetro convencional GC1. En el eje de ordenadas se presenta el valor del semieje mayor de M_2 ($cm s^{-1}$) obtenido en las iteraciones sucesivas realizadas a los datos. En el eje de abscisas se muestra el porcentaje de datos utilizados en cada iteración.

Cuando se realiza el análisis armónico a la serie original obtenemos un valor máximo del semieje mayor de 23 cm/s, que disminuye de forma progresiva a medida que reducimos el porcentaje de datos analizados; o lo que es lo mismo, a medida que reducimos el rango de profundidades aceptable. Este valor máximo, obtenido con el 100 % de datos

disponibles, está contaminado con datos registrados en la capa de agua mediterránea, puesto que el correntímetro descendió hasta 277 m de profundidad. La disminución consecutiva del valor del semieje en cada iteración es indicativa de la pérdida progresiva de las propiedades del agua mediterránea, con la consiguiente incursión del correntímetro en la zona de transición entre el agua atlántica y la mediterránea. Cuando analizamos el 78 % de los datos se obtiene un valor del semieje mayor de 11.5 cm/s, que permanece constante hasta alcanzar el 39 % de datos disponibles. El hecho que no cambie el valor del semieje a medida que ascendemos en la columna de agua, y disminuye el porcentaje de datos usados, indica que nos encontramos ante una capa de agua homogénea respecto al comportamiento de la velocidad asociada a M_2 , es decir, para ese intervalo del porcentaje de datos el correntímetro se encontraba registrando la velocidad en la capa de agua atlántica, fuera del alcance de la zona de transición con el agua mediterránea.

Correntímetro	Profundidad de fondeo diseñada (m)	Profundidad alcanzada (m)	Desplazamiento vertical permitido después del test (m)	profundidad de registro media (m)
TN3	90	111 – 161	111 – 150	122
TN4	140	145 – 220	161 – 200	172
TN5	190	212 – 314	213 – 280	228
TN6	290	309 – 370	318 – 360	322
GC1	40	40 – 277	40 – 60	51
GC2	70	63 – 300	63 – 80	71
GC3	140	117 – 338	117 – 135	126
GC4	200	168 – 370	168 – 180	174
GC5	360	284 – 397	284 – 299	291
GC6	800	775 – 882	775 – 803	789
GE1	30	—	—	51
GE2	60	—	—	85
GE3	90	—	—	115
GE4	140	—	—	165
GE5	190	229 – 245	—	231
GE6	340	348 – 350	—	349

Tabla 3.2. Procesado de los datos correspondientes a los correntímetros convencionales. La profundidad de fondeo diseñada es la profundidad teórica a la que los instrumentos debían registrar datos (si no hubieran sufrido hundimientos) en función del diseño de cada línea de fondeo; la profundidad alcanzada es la oscilación vertical de cada correntímetro debido a los hundimientos sufridos; el desplazamiento vertical permitido después del test es el movimiento vertical máximo permitido a cada correntímetro una vez realizado el test de calidad correspondiente; la profundidad de registro media es la nueva profundidad media de registro de datos en función del rango permitido a cada correntímetro. En el caso de la línea Gibraltar Este, al no existir invasiones del rango de profundidades y no estar por tanto las medidas contaminadas, la profundidad de registro media es la obtenida directamente de las series temporales.

A partir de ese porcentaje su valor desciende hasta anularse como consecuencia de la ausencia progresiva de información necesaria para resolver las constituyentes de marea de forma satisfactoria. El rango de profundidades para este correntímetro viene definido por el porcentaje del 78 % de los datos disponibles, ya que es aquí donde se estabiliza el valor para el semieje mayor. Este porcentaje se corresponde con una profundidad de 60 metros; por lo que este correntímetro es representativo del rango de profundidades 40 — 60 metros.

El procedimiento se ha repetido para cada uno de los correntímetros convencionales en las líneas de Tarifa Narrows (TN) y Gibraltar Centro (GC).

2- Cambio de las series registradas por los instrumentos a series a una profundidad dada. Durante ciertos intervalos de tiempo y como consecuencia de las excursiones verticales, algunos correntímetros registraron la velocidad de la corriente en profundidades diseñadas en un principio para otros correntímetros que estaban a su vez midiendo a una mayor profundidad de la debida. Estos datos han sido sustituidos en las series de tiempo de los correntímetros adecuados atendiendo a su rango de medida y los datos espurios han sido eliminados. En el caso que el correntímetro no fuese el primero (menos profundo) de la línea, el proceso se mejora al incluir las observaciones registradas por los correntímetros que se encuentren encima en la columna de agua y que invadan el rango de profundidades del mismo en el transcurso de su movimiento vertical.

Los detalles de los rangos de profundidades alcanzados por los correntímetros convencionales de las distintas líneas, las sustituciones realizadas, así como los resultados obtenidos tras aplicar este test de calidad a los datos, se muestran en la tabla 3.2.

St.	M_2				S_2			
	A	a	g	θ	A	a	g	θ
ES ^{xiii}								
-40	29.24±0.01	-1.39±0.01	20±3	143±4	11.62±0.01	-0.39±0.01	15±6	167±13
-72	44.69±0.01	-0.68±0.01	14±1	136±1	14.01±0.01	-0.10±0.01	15±2	158±5
-104	48.12±0.01	-1.32±0.01	12±1	137±1	15.42±0.01	-0.40±0.01	14±2	162±4
-136	48.96±0.01	-1.80±0.01	13±1	144±1	15.64±0.01	-0.49±0.01	14±2	167±4
-168	45.98±0.01	-0.79±0.01	13±1	153±2	15.61±0.01	-0.12±0.01	12±2	181±4
-200	45.40±0.01	2.17±0.01	12±1	172±2	16.90±0.01	1.04±0.01	11±2	199±4
-232	53.78±0.01	7.40±0.01	13±1	173±1	18.09±0.01	2.06±0.01	10±2	198±5
-264	44.73±0.01	4.28±0.01	11±1	153±1	14.59±0.01	0.90±0.01	10±3	182±7
-296	33.59±0.01	-0.32±0.01	11±2	140±2	11.01±0.01	-0.17±0.01	11±4	175±6
-328	17.91±0.01	-0.91±0.01	27±3	131±4	5.14±0.01	-0.88±0.01	17±9	175±16
CS								
-54	109±3	0.8±1.3	3.1±0.8	156±2	44±3	-0.7±1.8	9±2	166±4
-84	113±3	0.5±1.3	4.6±0.7	156±2	45±3	-0.4±1.6	10±2	166±4
-114	116±3	0.5±1.5	6.9±0.7	157±1	45±3	-0.1±1.5	13±2	168±4
-144	121±4	-0.3±2	11±1	162±1	42±3	-0.2±2.1	15±3	166±5
-174	126±4	-2.6±2.6	16±2	164±2	35±5	-1.3±2.4	16±4	157±7
-204	116±5	-7.3±2.4	20±1	159±3	30±6	-1.3±2.4	19±6	150±11
-234	98±5	-4±3	25±2	149±3	29±4	-0.3±2.7	20±5	148±10
-264	87±4	2.1±2.5	29±3	144±2	28±4	1.0±2.6	25±6	143±7
TN								
-122	53.7±6.8	-2.2±4.8	23±5	165±8	11±6	0.8±4.8	29±23	191±41
-172	52±11	-0.8±9.0	21±10	133±12	16±10	2±7	25±33	174±42
-228	55±9	-1.7±3.4	13±3	127±10	16±10	-1.9±2.5	8±10	157±40
-322	60±10	-3.1±3.5	13±3	114±10	18±11	-2±3	9±10	135±32
GC								
-51	11.6±3.2	-4.0±1.5	18±10	252±19	6.5±3.1	-1.8±1.1	7±14	187±35
-71	18±4	-5.2±1.5	17±16	250±13	7±4	-1.5±1.6	8±16	171±35
-126	19±2	-0.3±1.5	16±4	204±6	8±2	-0.5±1.5	8±11	135±16
-174	30±1	0.9±1.3	11±2	136±2	9.3±1.1	-0.7±1.7	8±9	139±7
-291	41±1	3.5±0.9	24±1	141±1	13±1	1.4±0.9	22±4	147±5
-789	41±1	0.3±0.7	21±1	142±2	12±1	0.4±0.9	24±4	155±5
GE								
-51	16.3±0.3	-1.6±10.7	4±11	175±74	—	—	—	—
-85	12.5±2.9	-2.3±2.5	6±14	124±16	4.1±2.6	-1.2±2.2	-6±46	140±60
-115	12.6±1.6	-1±2	3±9	126±7	4.2±1.5	-1.5±1.6	-17±9	128±30
-165	15.0±1.6	-1.7±1.6	18±6	140±5	5.1±1.5	-0.4±1.8	11±18	137±18
-231	16.0±0.7	-1.7±0.7	20±2	141±2	5.4±0.8	-0.6±0.7	21±7	149±7
-349	16.3±0.6	-1.6±0.7	16±2	142±2	5.3±0.5	-0.9±0.6	20±8	158±7

Tabla 3.3. Elipses de marea de las principales constituyentes semidiurnas de la marea en los cinco puntos de control a lo largo del eje longitudinal del Estrecho. A indica la amplitud del semieje mayor en $cm s^{-1}$; a indica la amplitud del semieje menor en $cm s^{-1}$; g indica la inclinación de la elipse en sentido antihorario respecto al Este y se expresa en grados; θ indica el retraso en fase respecto al tránsito de la Luna por el meridiano de Greenwich. Se expresa en grados. En el caso de las estaciones de Espartel (ES) y Camarinal (CS) se han seleccionado varias profundidades del total registradas por el ADCP. Los datos de las líneas formadas por correntímetros convencionales han sido obtenidos una vez se han realizado los test de calidad correspondientes y se les ha reducido su rango de movimientos vertical.

^{xiii} La longitud de la serie analizada en ES es de tres años mientras que la de CS es de apenas unos meses. Por este motivo el error en ES es mucho menor que el obtenido para CS.

St.	O_1				K_1			
	A	a	g	θ	A	a	g	θ
ES								
-40	11.50±0.01	0.29±0.01	14±4	23±7	10.62±0.01	0.47±0.01	8±5	104±8
-72	10.38±0.01	0.37±0.01	18±2	11±2	9.63±0.01	0.46±0.01	15±2	93±2
-104	10.62±0.01	0.84±0.01	16±2	8±2	9.28±0.01	0.58±0.01	12±2	88±2
-136	12.01±0.01	1.16±0.01	16±1	10±2	10.21±0.01	0.64±0.01	12±2	88±2
-168	15.80±0.01	0.89±0.01	17±1	19±2	13.53±0.01	0.70±0.01	14±1	96±2
-200	19.46±0.01	-1.51±0.01	14±1	34±2	16.45±0.01	-1.31±0.01	12±1	112±2
-232	24.32±0.01	-0.81±0.01	9±1	45±1	21.97±0.01	-1.23±0.01	7±1	124±2
-264	17.76±0.01	0.37±0.01	16±2	35±2	17.25±0.01	0.04±0.01	15±2	120±3
-296	11.14±0.01	0.65±0.01	9±2	19±4	10.71±0.01	0.36±0.01	9±2	11±15
-328	6.83±0.01	1.20±0.01	11±6	18±13	5.11±0.01	0.19±0.01	20±8	128±18
CS								
-54	32±5	1.7±2.5	13±4	16±9	28±4	2.4±2.2	11±4	78±10
-84	32±4	0.7±2.5	14±5	15±9	28±4	1.6±1.9	12±4	78±9
-114	31±4	-0.2±2.3	14±4	17±7	28±4	1±2	14±4	79±8
-144	30±3	-0.9±1.5	15±3	24±7	28±3	0.2±1.4	16±3	85±6
-174	27±4	-0.9±1.5	15±3	37±7	27±3	-0.8±1.3	16±3	93±7
-204	26±3	-0.±1.3	17±2	50±5	26±3	-1.2±1.2	18±3	101±5
-234	26±2	-0.±1.3	20±3	49±5	24±2	-0.8±1.1	21±3	102±5
-264	23±2	1±1.5	26±3	44±5	20±2	0.5±1.6	29±3	100±5
TN								
-122	15±4	-2.7±2.6	12±10	38±14	18±4	-1.7±2.6	12±9	101±13
-172	7±6	-0.5±2.7	16±20	13±54	13±6	-1.5±3.7	21±15	66±33
-228	10±3	-0.4±1.2	13±7	-20±17	11±3	0.2±1.2	10±6	42±17
-322	12±3	-0.4±1.3	14±5	-33±14	14±3	-0.5±1.2	9±5	34±12
GC								
-51	11±3	-0.01±1.9	36±9	56±17	10±2	-2.9±1.5	17±11	155±16
-71	12±3	-1.8±1.4	35±7	34±14	12±3	-3.9±1.5	2±8	130±13
-126	4±1	1.2±1.5	48±31	18±30	4±1.3	1.3±1.1	25±19	52±21
-174	6±1	2±1	12±15	-4±14	6±1	2±1	14±12	35±12
-291	9±1	0.7±0.8	22±6	-8±8	9±1	0.8±0.8	26±5	42±8
-789	9±1	-0.7±0.8	25±5	-12±6	10±1	-0.7±0.7	24±5	36±5
GE								
-51	—	—	—	—	—	—	—	—
-85	4.6±1.5	0.3±1.3	58±18	50±22	4.1±1.8	-0.6±1.3	81±18	121±22
-115	2.3±1.1	0.5±1.4	29±43	24±35	3.3±1.3	-0.01±1.3	48±23	110±25
-165	2.8±1.2	0.8±1.4	14±28	-4±26	3.9±1.2	-0.5±1.3	21±18	55±23
-231	3.6±0.6	-0.3±0.5	26±8	-4±9	3.7±0.6	-0.2±0.5	12±7	53±8
-349	3.9±0.3	-0.6±0.6	15±9	-6±5	4±3	-0.3±0.6	11±9	60±5

Tabla 3.4. Elipses de marea de las principales *constituyentes diurnas* de la marea en los cinco puntos de control a lo largo del eje longitudinal del estrecho. A indica la amplitud del semieje mayor en $cm s^{-1}$; a indica la amplitud del semieje menor en $cm s^{-1}$; g indica la inclinación de la elipse en sentido antihorario respecto al Este y se expresa en grados; θ indica el retraso en fase respecto al tránsito de la Luna por el meridiano de Greenwich. Se expresa en grados. En el caso de las estaciones de Espartel (ES) y Camarinal (CS) se han seleccionado varias profundidades del total registradas por el ADCP. Los datos de las líneas formadas por correntímetros convencionales han sido obtenidos una vez se han realizado los test de calidad correspondientes y se les ha reducido su rango de movimientos vertical.

Las series así corregidas fueron analizadas para calcular las constantes armónicas [Foreman, 1978; Pawlowicz, et al., 2002]. Las tablas 3.3 y 3.4 muestran las elipses de marea de cada uno de los correntímetros convencionales así como de algunas de las profundidades en las que se han registrado datos ADCP en las estaciones más occidentales (ES y CS). La herramienta de análisis armónico empleada da ángulos referenciados al Este geográfico para la inclinación de la elipse de marea comprendidas entre 0 – 180 grados (primer y segundo cuadrante) de manera que cualquier solución física que se encuentre entre 180 – 360 grados (tercer y cuarto cuadrante) se trasladada a los dos primeros cuadrantes de la circunferencia. Las características geográficas y topográficas del Estrecho de Gibraltar, cuyo eje longitudinal presenta una inclinación media de 17 grados respecto al Este, impiden inclinaciones grandes de las elipses de marea. Por conveniencia, cuando las inclinaciones calculadas estaban próximas a 180 grados se las ha restado esta cantidad a fin de tener todos los ejes orientados en la dirección Este. Al hacerlo, se obtienen valores negativos que en la práctica se traducen en una medición del ángulo en sentido horario respecto al Este. Lógicamente, las fases asociadas a estas elipses de marea se corrigen del mismo modo para referirlas a la nueva orientación del semieje mayor.

3.3- ESTRUCTURA ESPACIAL DE LA MAREA EN EL ESTRECHO

3.3.1. Descripción de las elipses de marea

4.3.1.a *Especie semidiurna*

Las figuras 3.5a-b muestran el semieje mayor de las constituyentes M_2 y S_2 . La máxima amplitud del semieje se observa en la sección de Camarinal, lo que es un resultado esperado dado que ésta es la sección de mínima área transversal, es decir, el cuello de botella donde el forzamiento topográfico y la aceleración espacial del flujo son más intensos. Al este y al oeste de esta sección el semieje mayor disminuye su amplitud con relativa rapidez sugiriendo radiación de energía hacia los límites oriental y occidental del Estrecho. Las líneas de igual amplitud se organizan verticalmente entre ES–TN apuntando el comportamiento barotrópico de la marea señalado por Candela, [1990]. Además, se revelan patrones baroclinos en los dos contornos laterales del Estrecho, con una disminución de la amplitud en la capa superficial en el límite oriental [García Lafuente et al., 2000] y en la capa profunda en el límite occidental, sobre el umbral de Espartel. En estos dos lugares

curiosamente las velocidades medias de los flujos entrante (contorno Este) y saliente (contorno Oeste) alcanzan sus máximos valores. Esto apoya la existencia de doble control hidráulico en Espartel y Tarifa Narrows.

Las figuras 3.5c-d muestran el semieje menor de M_2 y S_2 respectivamente. Puede apreciarse que su valor es mucho menor que el mayor, lo que indica elipses de marea de una excentricidad muy alta. El signo del semieje menor indica el sentido de giro de la hodógrafa, es decir, el seguido por la corriente de marea cuando invierte su sentido. En el hemisferio norte, y en un océano ideal, la marea barotrópica debe seguir un giro horario (semieje negativo). Cuando existen constricciones topográficas, como en el caso del Estrecho, o mareas internas importantes, que también es el caso en ciertos lugares del Estrecho [*Candela et al.*, 1990; *García Lafuente et al.*, 2000] el sentido de giro cambia de un lugar a otro e, incluso, en un mismo lugar de una profundidad a otra. En aquellos lugares donde el muestreo vertical es satisfactorio, es decir, Espartel y Camarinal; el patrón de distribución vertical del semieje menor es coherente en el sentido que alterna regiones de distinto signo. En la práctica, esto significa que cuando las corrientes de marea están invirtiendo, las velocidades transversales al Estrecho van en sentido diferentes. Por ejemplo, durante la transición entre vaciantes (corrientes hacia el mar Mediterráneo) y crecientes (corrientes hacia el océano Atlántico), en las zonas azules de la figura 3.5c-d la corriente va dirigida hacia el sur en tanto que en esos mismos momentos, en las zonas magenta lo hace hacia el norte. Esta estructura baroclina, que domina en la dirección transversal al Estrecho pero no en la longitudinal (semieje mayor), está forzada por la topografía e induce celdas de circulación transversal que transportan agua de norte a sur y viceversa. La interpretación más inmediata de este comportamiento es que está relacionado con el reajuste interno del volumen total de agua, puesto que si el signo del semieje menor fuese el mismo en toda la columna de agua, habría un transporte neto de cierta importancia en dirección norte o sur, según el cambio de marea (de creciente a vaciante o viceversa).

Esta alternancia del sentido de giro es la opuesta en Camarinal y Espartel: positiva en la parte central de la columna de agua en Espartel, negativa encima y debajo; lo contrario en Camarinal. Esto evidencia una pobre coherencia espacial a lo largo del Estrecho, posiblemente relacionada con la existencia de saltos hidráulicos y otros fenómenos energéticos en la cuenca de Tánger entre ambos umbrales. En cualquier caso, los datos

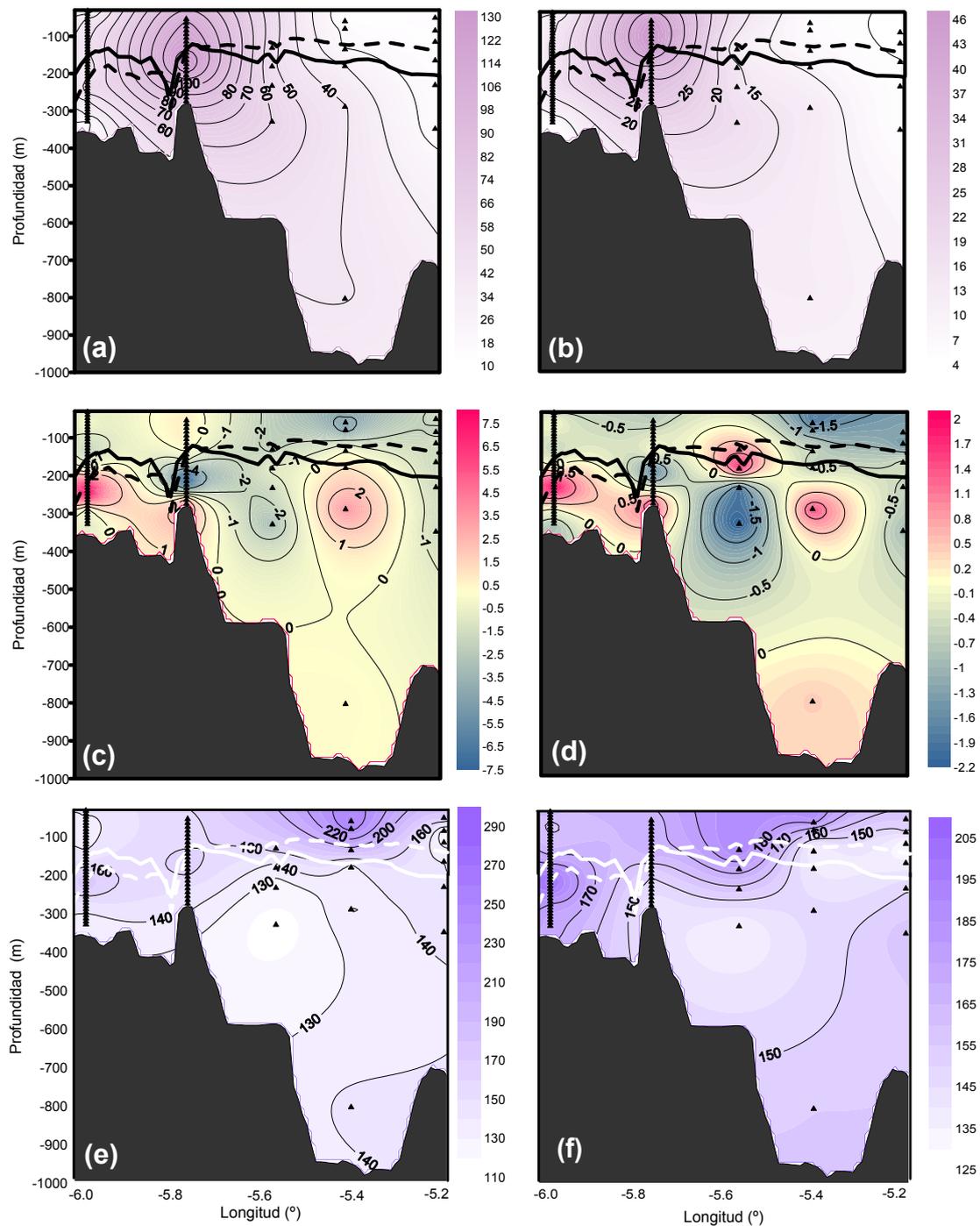


Figura 3.5. Distribución espacial de las elipses de marea de las constituyentes semidiurnas analizadas. (a) semieje mayor ($cm s^{-1}$) de M_2 , (b) semieje mayor ($cm s^{-1}$) de S_2 , (c) semieje menor ($cm s^{-1}$) de M_2 , (d) semieje menor ($cm s^{-1}$) de S_2 . Los valores color magenta indican un giro antihorario de la elipse y los valores azules son indicativo de un giro horario. (e) fase de M_2 , (f) fase de S_2 . Los triángulos representan la profundidad en la que se han registrado los datos (ADCP y correntímetro convencional) que conforman las cinco líneas de fondeo. La línea negra discontinua muestra la profundidad de la superficie material definida por la isobalina de 37.5. Por último, la línea negra continua indica la profundidad media de la interfase dinámica definida mediante la profundidad de velocidad media nula. En el caso de la fase, ambas líneas son de color blanco. Ambos resultados provienen del modelo numérico CEPOM, una versión modificada del POM (Princeton Ocean Model) desarrollada por la unidad del Proyecto Global Especial de cambio climático CLIM-MOD del ENEA.

registrados en Camarinal deben tomarse con cierta cautela debido al error asociado a las medidas (ver tabla 3.3).

La excentricidad se define:

$$\varepsilon = \sqrt{1 - \frac{A^2}{a^2}} \quad (3.1)$$

donde A representa el semieje mayor de la elipse y a el semieje menor. En un océano ideal homogéneo, de profundidad constante y sin contornos laterales, la excentricidad teórica de la elipse de marea para las constituyentes semidiurnas, cuya frecuencia ω es mayor que f , viene dada por:

$$\varepsilon = \sqrt{1 - \frac{f^2}{\omega^2}} \quad (3.2)$$

donde f es el parámetro de Coriolis ($f = 0.049$ ciclos/hora para una latitud de 36° N) y ω la frecuencia de la constituyente. Para M_2 ($\omega = 0.0805$ ciclos/hora) y S_2 ($\omega = 0.0833$ ciclos/hora), las excentricidades teóricas son 0.79 y 0.81 respectivamente. La figura 3.6 muestra que las excentricidades de las elipses de marea semidiurna son siempre claramente mayores que ese valor teórico para toda el área del Estrecho, lo que evidencia la importancia de la topografía que inhibe el movimiento transversal. Este resultado se aplicará en el capítulo siguiente, donde se considera que los detalles generales de la marea en el Estrecho quedan bien explicados por el comportamiento de la componente longitudinal. Pese a ello, las figuras 3.5c-d y 3.7 muestran algunos rasgos interesantes que deben ser mencionados.

La excentricidad de las elipses tiende a ser menor en la parte superficial del límite oriental del Estrecho, sobre la isohalina de 37.5, debido sobre todo a la disminución notable del semieje mayor y a un ligero aumento del menor. Algo parecido ocurre también en la capa mediterránea de la parte oriental así como en el contorno de Espartel (parte occidental).

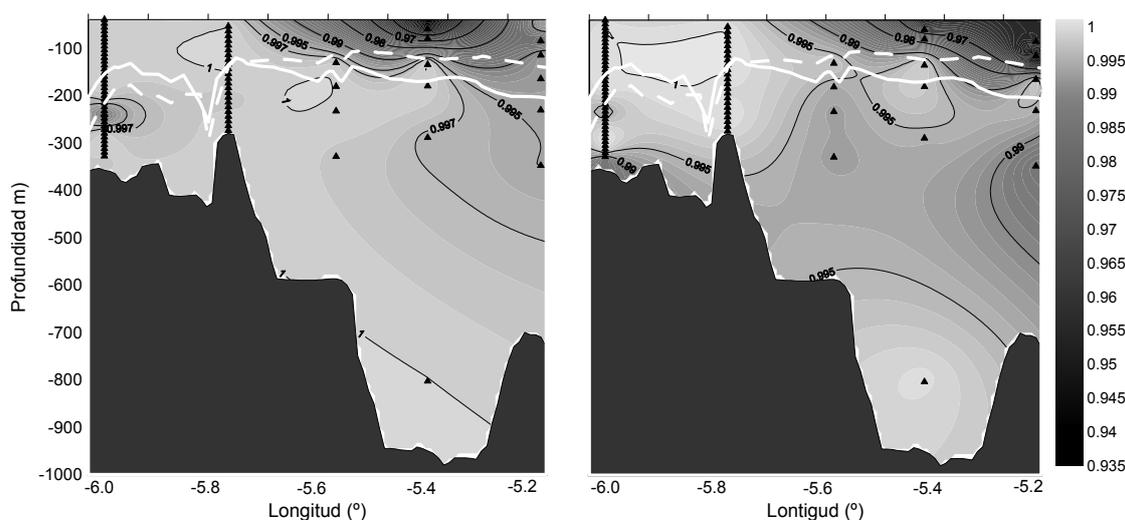


Figura 3.6. Distribución espacial de la excentricidad de las constituyentes semidiurnas M_2 (a) y S_2 (b). La línea blanca discontinua muestra la profundidad media de la superficie material definida por la isobalina de 37.5 y la blanca continua indica la profundidad de la interfase dinámica definida mediante la profundidad de velocidad media nula. Resto: ídem que el pie de la figura 3.5.

Por último, la fase indica el retraso entre el momento en el que se alcanza la velocidad máxima asociada a una constituyente registrada en un lugar concreto, cuando el cuerpo celeste que la genera (ficticio o no) se encuentra en su cenit, respecto al momento en que se alcanzaría si la midiésemos sobre el meridiano de Greenwich.

El patrón de distribución espacial de fases de la figura 3.5e-f es bastante complejo dada la variabilidad espacial tanto horizontal como verticalmente. El rasgo más notable es probablemente el comportamiento antisimétrico con respecto al umbral de Camarinal. Tanto para una como otra constituyente la fase tiende a aumentar desde el umbral hacia el lado en que se desplaza la capa rápida, es decir, hacia el Este en la capa superficial y hacia el Oeste en la capa profunda, lo que de nuevo es indicativo de fenómenos vinculados con el control hidráulico. Fuera de esas zonas, es decir, en la capa Atlántica al Oeste de Camarinal y en la Mediterránea al Este, las fases se sitúan alrededor de $140 \pm 10^\circ$ para M_2 y de $160 \pm 10^\circ$ para S_2 . Teniendo en cuenta que las fases de la marea vertical u oscilación del nivel del mar están próximas a 50° (M_2) y 70° (S_2) en la zona del Estrecho [García Lafuente et al., 1990] y la naturaleza de onda estacionaria que tiene allí la marea semidiurna, los valores de fase para las corrientes de marea de M_2 y S_2 son respectivamente 140 y 160° en muy buen acuerdo con los que indica la figura 3.6e-f fuera de las regiones de flujo rápido. Desde este

punto de vista, las figuras 3.6e-f sugiere muy claramente que el umbral de Camarinal es un lugar donde se genera una intensa marea interna que tiende a contrarrestar los efectos de la marea barotrópica en la capa superficial al Este del umbral y en la profunda al Oeste, disminuyendo así la amplitud del semieje mayor en estas zonas en la manera que muestran la figuras 3.5a-b.

Dado que la frecuencia semidiurna ω es mayor que f , es decir, se sitúa en el rango $N > \omega > f$, pueden aplicarse los resultados de la teoría lineal de ondas internas (en el supuesto que esta teoría pueda ser aplicable al Estrecho, lo que parece ser así en ciertos aspectos—*Bruno et al.*, [2002]; *Sánchez Garrido et al.*, [2007]) en cuanto a propagación vertical. Entre el umbral de Camarinal y la sección de GE la fase aumenta hacia la superficie indicando propagación de la misma en esa dirección y por tanto propagación de energía hacia el fondo.

Al oeste del umbral de Camarinal se observa un patrón algo diferente al encontrado en la zona oriental (figura 3.5e-f). En el umbral de Espartel se da una propagación de fase desde la capa de agua atlántica hacia la región intermedia próxima a la interfase, localizándose un máximo local de fase entre 180 — 270 m de profundidad aproximadamente para M_2 y S_2 que implica una propagación de energía desde las inmediaciones de la interfase hacia la superficie, donde se alcanza la velocidad máxima 40 minutos antes respecto a la zona de aguas intermedias. En esta zona se produce además un ligero incremento de la velocidad de la corriente (figura 3.5a-b) en una región de velocidades transversales inversas, el momento en que se invierte la marea, respecto al resto de la columna de agua (figura 3.5c-d) sugiriendo posibles ajustes internos de la onda de marea en respuesta al forzamiento de la topografía. A partir de 270 m de profundidad se produce una disminución progresiva de la fase a medida que se desciende en la columna de agua indicando un adelanto de la velocidad máxima de hasta 50 minutos en las inmediaciones del fondo marino respecto a la zona intermedia para M_2 y una propagación de energía hacia la zona más profunda. Este comportamiento se observa además en el umbral de Camarinal para esta misma constituyente. *Candela et al.*, [1990] encontró en esta zona un adelanto de 40 minutos en la velocidad máxima en el fondo respecto a la zona central de la columna de agua. La presencia de fases inferiores en las proximidades del fondo se explica por la presencia de capas límite con fricción en un flujo en un canal

forzado por un gradiente de presión periódico [Yasuda, 1987]. S_2 en cambio presenta una distribución homogénea de la fase (~ 170 grados) en la capa de agua atlántica en Camarinal y una disminución progresiva en la capa de agua mediterránea a medida que se desciende en la columna de agua que provoca un adelanto en la velocidad máxima de 40 minutos en las inmediaciones del fondo respecto a las inmediaciones de la interfase media, localizada a 150 m aproximadamente.

3.3.1.b *Especie diurna*

Las constituyentes diurnas contribuyen de manera significativa a las corrientes de marea en el Estrecho de Gibraltar, a pesar de que su contribución a la marea vertical es despreciable debido a que el Estrecho tiende a comportarse como una línea nodal para la oscilación estacionaria de las especies diurnas [García Lafuente *et al.*, 1990, 2000].

Las figuras 3.7a-b muestran el semieje mayor de las constituyentes O_1 y K_1 . La máxima amplitud del semieje se observa, como en el caso de la especie semidiurna, en la sección de Camarinal disminuyendo desde este punto hacia ambos límites del Estrecho. La distribución vertical es sensiblemente diferente a la encontrada para las constituyentes semidiurnas. En el umbral de Espartel se aprecia un aumento de la velocidad de la corriente asociada a ambas constituyentes en la capa de agua mediterránea en las inmediaciones de la interfase media definida por la isohalina de 37.5, mostrando un comportamiento baroclino más acusado. Además, al Este del umbral de Camarinal los máximos locales de amplitud se localizan en la capa atlántica por encima de la interfase media a diferencia de lo que ocurre con las constituyentes semidiurnas que los presentan en la capa mediterránea. Los mínimos locales se localizan en las inmediaciones de la profundidad de la interfase media. Resulta curioso el hecho que se encuentren en esta zona, donde se producen fenómenos de mezcla entre la capa Atlántica y la Mediterránea, pudiendo estar relacionado con la conversión de parte de la energía cinética de la marea en energía potencial como consecuencia de la oscilación permanente de la interfase en la vertical.

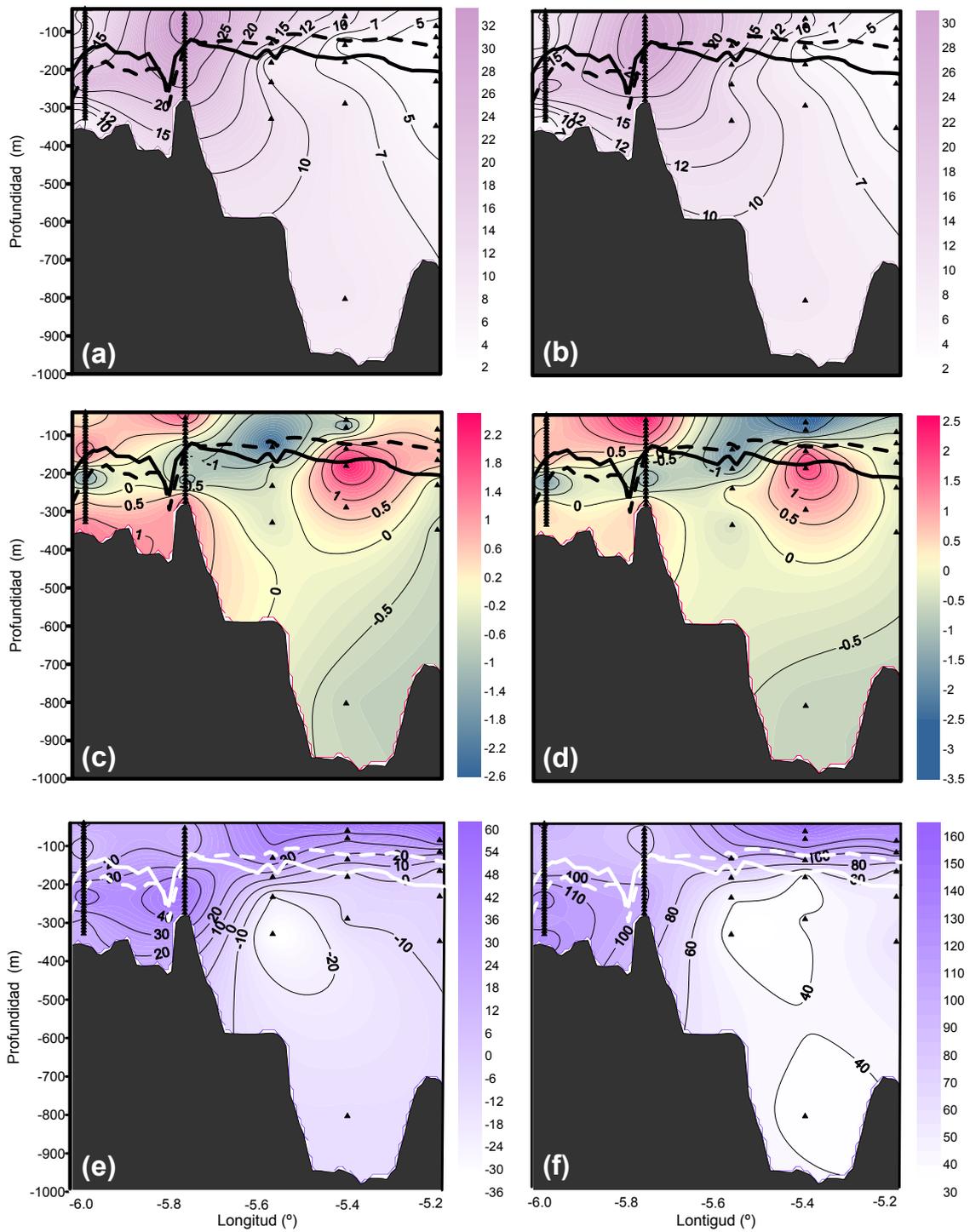


Figura 3.7. Distribución espacial de las elipses de marea de las constituyentes diurnas analizadas. (a) semieje mayor ($cm s^{-1}$) de O_1 , (b) semieje mayor ($cm s^{-1}$) de K_1 , (c) semieje menor ($cm s^{-1}$) de O_1 , (d) semieje menor ($cm s^{-1}$) de K_1 . Los valores color magenta indican un giro antihorario de la elipse y los valores azules son indicativo de un giro horario. (e) fase de O_1 (grados), (f) fase de K_1 (grados). Resto: ídem que el pie de la figura 3.6.

Por otro lado, y como se muestra en la figura 3.7c-d, en esta zona se dan los máximos valores locales, en términos absolutos, de velocidad transversal de la corriente produciéndose una transferencia de parte de la energía cinética contenida en la componente longitudinal hacia la componente transversal. Esta transferencia de energía, en cualquier caso, se da en menor medida que la originada por el desplazamiento vertical de la interfase debido a que la velocidad transversal es, y como en el caso de las constituyentes semidiurnas, un orden de magnitud inferior a la velocidad longitudinal, lo que indica elipses de marea de una excentricidad alta; dicha excentricidad es similar a la obtenida para las constituyentes semidiurnas con valores menores en la capa superficial oriental, sobre la interfase media, debido al descenso del valor del semieje mayor y al aumento del menor (figuras no mostradas).

En los umbrales de Espartel y Camarinal el patrón de distribución vertical del semieje menor (figuras 3.7c-d) muestra una estructura baroclina con regiones de alternancia de signo que, en esta ocasión, coinciden para ambos umbrales mostrando una coherencia espacial horizontal mayor que la encontrada en las constituyentes semidiurnas. Esta alternancia de signo indica que las velocidades transversales al Estrecho van en sentido diferente. Valores negativos del semieje menor implican un giro horario de las elipses de marea de forma que cuando las corrientes de marea están invirtiendo, por ejemplo durante la transición entre crecientes (corrientes hacia el Atlántico) y vaciantes (corrientes hacia el mediterráneo), la corriente se dirigirá hacia el norte en la región interfacial y hacia el sur en el resto de la columna de agua provocando un transporte de agua en esa dirección.

En la constricción de Tarifa (TN) la constituyente O_1 tiene un semieje menor con valores negativos para todos los puntos muestreados que coincide además con la distribución encontrada para la constituyente M_2 (figura 3.5) de manera que cuando la corriente de marea invierte se producirá un transporte neto hacia el norte o hacia el sur en función del momento de la marea tanto en la capa de agua atlántica como en la mediterránea. GC, en cambio, presenta una mayor variabilidad para ambas constituyentes con un cambio en el sentido de giro de la hodógrafa que coincide con la profundidad media de la interfase definida por la isohalina de 37.5 lo que implica un transporte de agua en sentido contrario durante las inversiones de las corrientes de marea en la capa atlántica respecto a la mediterránea. Estos resultados, en cualquier caso, no pueden ser tomados con

la misma consideración que los obtenidos para la zona occidental del Estrecho dónde el muestreo vertical es satisfactorio, ya que en la zona oriental las medidas se centran en la capa intermedia de la columna de agua por ser ésta la más interesante desde el punto de vista dinámico al encontrarse aquí la interfase media, aunque dan una visión bastante aproximada del comportamiento del semieje menor de la elipse de marea para ese rango de profundidades.

Al igual que ocurría con las componentes semidiurnas, se observa una tendencia a que las fases (figuras 3.7e-f) aumenten considerablemente en la capa Mediterránea al oeste de Camarinal y en la Atlántica al Este, es decir, en las regiones donde el flujo saliente y entrante aceleran espacialmente, dando la impresión visual de propagación antisimétrica desde el umbral. En las regiones de flujo lento (capa Mediterránea al Este del umbral, Atlántica al Oeste) las fases tienden a ser más parecidas entre sí que con la capa rápida de su misma zona. En particular, la capa Mediterránea al Este del Umbral, donde se dan los valores mínimos, muestra un comportamiento bastante homogéneo para las dos constituyentes. Por encima de esta capa la fase aumenta rápidamente hasta alcanzar los máximos valores en la capa Atlántica. Entre ambas la diferencia de fase supera los 60 grados (tabla 3.3) o unas 4 horas, alcanzando los máximos valores antes en la capa Mediterránea. Al Oeste de Camarinal la situación es la inversa.

De esta descripción se deducen similitudes entre los patrones espaciales asociados a la dinámica de la marea semidiurna y diurna. Hay sin embargo algunas diferencias que conviene resaltar, la más obvia de todas es la mayor amplitud de las primeras. En segundo lugar, la distribución vertical de las amplitudes del semieje menor es la opuesta en ambas especies. En la semidiurna, y en la parte oriental, la capa Atlántica tiene amplitudes menores que la Mediterránea, lo contrario en la región occidental en las inmediaciones del umbral de Espartel (Figura 3.5a-b). Para las constituyentes diurnas el patrón está menos definido pero aún así se intuye el comportamiento contrario (figura 3.7a-b).

Comentar también el curioso comportamiento antisimétrico a uno y otro lado de Camarinal para ambas especies de marea. Es como si la dinámica de las capas lentas o pasivas (Atlántica al Oeste del umbral de Camarinal, Mediterránea al Este) estuviese conectada de alguna manera. *Bray et al.*, [1990] sugerían un modelo conceptual de reservorios separados por una membrana virtual (la interfase) que permite la transición de

energía entre ambas (figura 3.8). La misma idea fue analizada en más detalle en *Garvía Lafuente et al.*, [2000] en términos de una superposición de una marea barotrópica y una baroclina lineal.

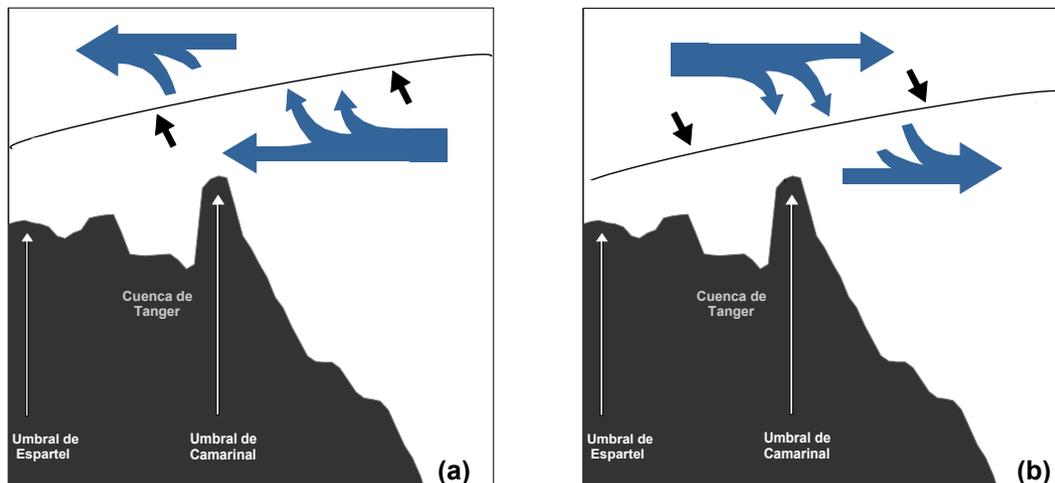


Figura 3.8. Esquema del intercambio medio a través del Estrecho de Gibraltar según descripción de *Bray et al.*, [1990]: a- corriente de marea barotrópica dirigida hacia el Océano Atlántico; b- corriente de marea barotrópica dirigida hacia el Mar Mediterráneo.

La discusión de *Bray et al.*, [1990] resulta más adecuada aquí: la figura 3.8a muestra una situación en la que la corriente de marea barotrópica va hacia el Atlántico. La presencia de control hidráulico sobre Camarinal impide el paso de todo el flujo por lo que no consigue traspasar el umbral, se acumula y levanta la interfase. Al hacerlo se ha de evacuar agua de la capa Atlántica que retrocede hacia el Atlántico como sugieren las flechas en la figura. Esto hace que los regímenes de marea en esas dos capas y en esas dos zonas estén conectados. Al invertir la marea, el proceso también se invierte, en este caso porque el control hidráulico en Tarifa Narrows no deja pasar toda el agua que la marea mueve en la capa Atlántica. Las figuras 3.5e,f y 3.7e,f apoyan razonablemente bien ese modelo conceptual.

3.3.2 Relaciones entre las distintas constituyentes de la marea

3.3.2.a *Especie semidiurna*

Ratio M_2/S_2

La figura 3.9 muestra la distribución espacial del cociente entre las amplitudes de M_2 y S_2 para los datos observados. El valor teórico predicho por la teoría de equilibrio^{xiv} para el Estrecho (2.2) lo encontramos al este del umbral de Camarinal en la zona superficial de la columna de agua (línea negra más gruesa en la figura). En el resto del dominio los valores de la ratio se encuentran por encima del valor teórico, lo que implica en principio una amplificación de la componente M_2 respecto a S_2 .

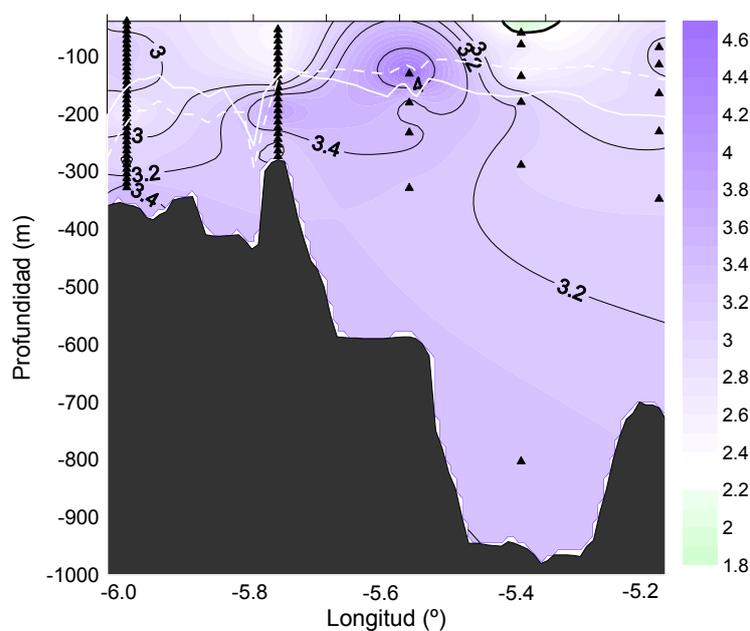


Figura 3.9. Distribución espacial de la ratio M_2/S_2 . La línea negra gruesa se corresponde con el valor de la ratio (2.2) predicho por la teoría de equilibrio.

^{xiv} Las alturas de la “marea en equilibrio” son calculadas teóricamente (ver Pugh [1987], por ejemplo), y por tanto la ratio de amplitudes M_2/S_2 es conocida y vale 2.2 en el Estrecho. A nivel global se alcanza un valor de 2.7; pero en la mayor parte de las estaciones de medida globales esta ratio se encuentra comprendida entre 2.5 y 2.9. Los continentes obstaculizan la propagación de la onda de marea y provocan que los valores obtenidos a partir de las observaciones disten de los predichos.

En la capa mediterránea su valor crece de manera continuada a medida que nos desplazamos hacia la parte occidental del Estrecho desde Gibraltar, hasta alcanzar valores máximos en Tarifa Narrows (TN) en la profundidad de la interfase media definida por la isohalina de 37.5 debido a un aumento considerable en la amplitud de M_2 . Este punto presenta la ratio más alejada del valor predicho por la teoría de equilibrio para todo el dominio implicando que los efectos ejercidos por la topografía del Estrecho en la onda de marea son aquí más intensos. En general, la zona más angosta del Estrecho favorece la amplificación de esta ratio que, a la vista de la figura 3.5a-b, parece tener origen en el aumento de M_2 como cabía esperar en un principio.

Los datos históricos del nivel del mar (tabla 3.5) muestran también valores superiores al predicho, con valores próximos a 2.85 en el Golfo de Cádiz y 2.60 en el Mar de Alborán. Los valores obtenidos implican una amplificación de M_2 respecto a S_2 al igual que sucede en el Estrecho, donde la ratio oscila entre 2.60 y 2.95, manifestándose una mayor importancia de la amplitud relativa de M_2 en la costa norte respecto a la costa sur en la zona oriental (tabla 3.5).

Edad de las mareas

La combinación de las constituyentes semidiurnas solar (S_2) y lunar (M_2) produce el ciclo quincenal de mareas vivas – mareas muertas de 14.8 días de periodo correlacionado con las fases de la Luna. El concepto de marea de equilibrio, propuesto por primera vez por Newton en 1687, implica que las mareas de mayor rango (mareas vivas) han de ocurrir con las fases de Luna nueva / llena y que las mareas muertas ocurren cuando la Luna se encuentra en cuadratura respecto al Sol. Sin embargo, en muchos lugares existe retraso entre las fases lunares y la respuesta que éstas producen sobre las mareas como consecuencia de la disipación de la energía en los océanos. Esto es lo que se conoce con el nombre de *Edad de la marea*. Newton atribuyó este fenómeno a la inercia de las partículas de agua y Laplace [1799] señaló que esta edad se puede expresar en términos de la diferencia en el retraso de la fase de las mareas lunar y solar. Una edad de una hora se corresponde a una diferencia del retraso de fase de 1.016 grados y por tanto, el problema consistiría en explicar porqué el retraso en la fase de S_2 es generalmente mayor que el obtenido para M_2 . Young [1823] parece ser el primero en señalar la analogía entre la edad de la marea y el

incremento del retraso en la fase de un oscilador armónico forzado con la frecuencia, cuantificable sólo si dichas frecuencias son de resonancia. Proudman [1928] postuló que la fricción, de alguna manera, es la causante de la edad de las mareas siempre que exista alguna frecuencia resonante en el océano próxima a las frecuencias de la marea semidiurna.

DATOS	GC1	GC2	EG1	EG2	EG3	EG4	EG5*	EG6*	EG7*	EG8	MA1	MA2
M_2 / S_2	2.85	2.82	2.72	2.93	2.91	2.73	2.67	2.58	2.59	2.95	2.63	2.32
O_1 / K_1	0.95	1.03	0.31	0.21	0.49	0.90	0.50	0.37	0.63	0.78	0.52	0.59
F	0.10	0.10	0.07	0.05	0.06	0.05	0.14	0.08	0.10	0.10	0.20	0.20
Edad de la marea	1.11	1.06	0.95	1.16	1.02	0.97	0.97	1.12	0.89	1.02	1.04	0.69

Tabla 3.5. Datos históricos de mareógrafos fondeados en el Estrecho de Gibraltar y sus cuencas adyacentes. En orden descendente: cociente de amplitudes de las principales constituyentes semidiurnas; cociente de amplitudes de las principales constituyentes diurnas, parámetro F (ecuación 3.4) indicador de la desigualdad diurna y edad de la marea expresada en días. Ver localizaciones de las estaciones en el mapa de la figura 3.11

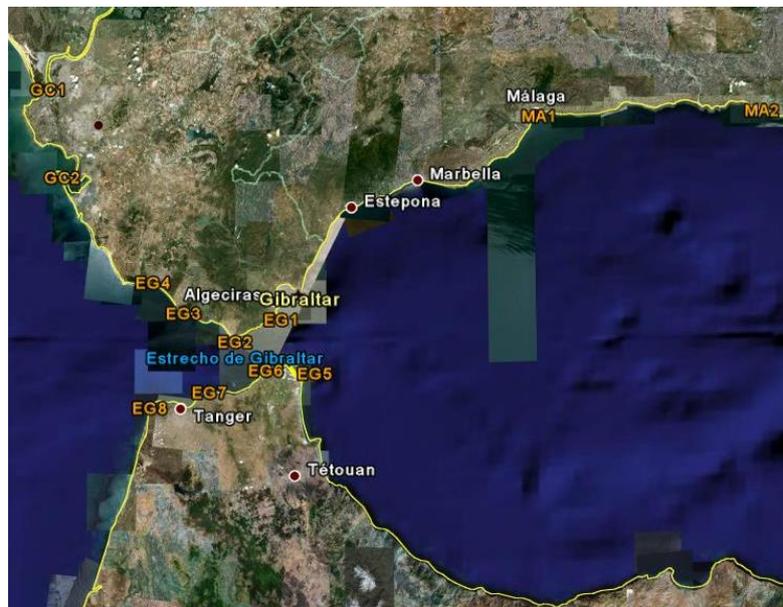


Figura 3.10. Localización de las estaciones mostradas en de la tabla 3.5

La edad de la marea se la conoce también como *edad de la desigualdad de fase*, definida como el intervalo de tiempo entre la aparición de la luna nueva/llena y el efecto máximo de estas fases de la luna sobre el rango de marea o la velocidad de la corriente asociada. La “edad de las mareas” está definida como:

$$E(\text{horas}) = \frac{\theta_{S_2} - \theta_{M_2}}{\omega_{S_2} - \omega_{M_2}} = 0.984 \cdot (\theta_{S_2} - \theta_{M_2}) \quad (3.3)$$

dónde θ representa las fases (grados) y ω son las frecuencias de las constituyentes (grados hora⁻¹). Para la práctica totalidad de los océanos del planeta esta edad es positiva; y concretamente en el océano Atlántico Norte oriental, a la misma latitud que el Estrecho de Gibraltar (36° N), tiene el valor de 1 día aproximadamente que se corresponde con una diferencia de fases entre S_2 y M_2 próxima a 30 grados (Tabla 3.5, figura 3.10).

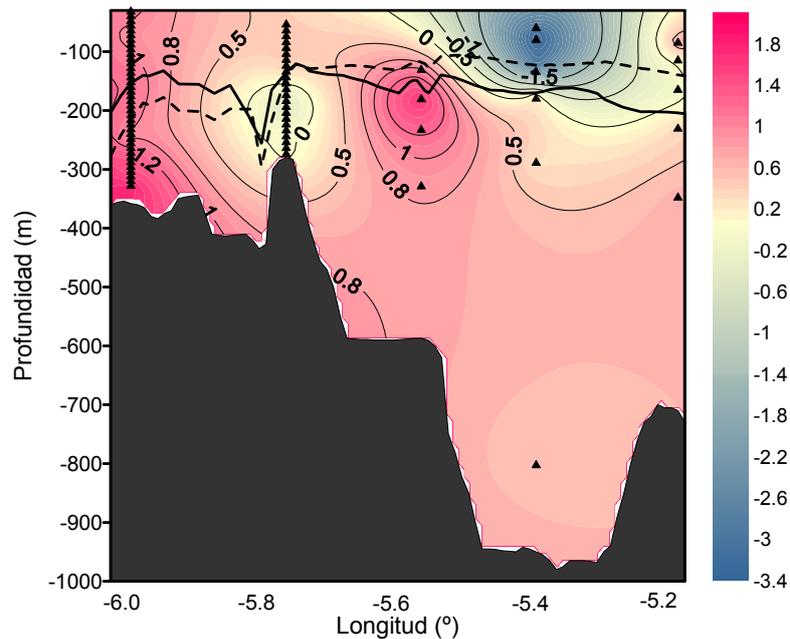


Figura 3.11. Distribución espacial de la edad de la desigualdad de fase (días).

La edad de las mareas, en general, se calcula para niveles y nuestras observaciones proceden de datos de corrientes, existiendo en este caso un buen acuerdo entre unos y otros en el Estrecho de Gibraltar. La edad, calculada a partir de las observaciones de corriente, se presenta en la figura 3.11. El retraso medio encontrado oscila entre 0.50 y 1.00

días aproximadamente, algo menor que el valor medio del océano Atlántico norte. Los valores máximos están comprendidos entre 1.30–1.80 días de retraso y se localizan en dos focos distribuidos en la capa de agua mediterránea: el primero de ellos en el umbral de Espartel (ES) en las proximidades del fondo, y el segundo en Tarifa Narrows (TN) bajo la interfase media. Ambos puntos presentan una diferencia de fase $\theta_{S_2} - \theta_{M_2}$ comprendida entre 32–45 grados aproximadamente como consecuencia del aumento de la fase de S_2 respecto a M_2 (figura 3.5e-f), que permanece con valores más estables. Por otro lado el umbral de Camarinal muestra un núcleo negativo justo bajo la interfase media (a 200 m aproximadamente) con una diferencia de fase $\theta_{S_2} - \theta_{M_2}$ de -10 grados, lo que implica un adelanto en el momento en el que ocurre la máxima velocidad asociada a la marea respecto a la fase de luna nueva/llena de 0.40 días producido por una disminución de la fase de S_2 , que es menos estable que M_2 y un ligero aumento de la fase de esta última; mientras que en la capa de agua atlántica encontramos un retraso constante de 0.45 días originado por una diferencia de fase $\theta_{S_2} - \theta_{M_2}$ de 11 grados. Éste es un resultado inesperado relacionado probablemente con la topografía del umbral de Camarinal y la turbulencia que allí se genera (ocurre en la zona en que se observa una mayor constricción del flujo). Como resultado se observa un comportamiento inverso en la dinámica de aguas mediterráneas respecto a las aguas atlánticas con una diferencia neta de 0.85 días en alcanzar la velocidad máxima entre ambas capas respecto al tránsito de la Luna nueva/llena.

Los valores máximos negativos los encontramos en la zona oriental del Estrecho, sobre la interfase media, en las estaciones de GC y GE donde existe un adelanto de 3.40 días aproximadamente como consecuencia de un aumento considerable de la fase de M_2 (alcanza un valor de 252 grados en GC; tabla 3.3) que provoca una diferencia de fase $\theta_{S_2} - \theta_{M_2}$ de -70 grados. Que el límite de esta región de valores negativos se encuentre en las proximidades de la profundidad de la interfase media parece no ser una coincidencia y provoca una diferencia neta de 3.90 días en el momento en que se alcanza la velocidad máxima de la corriente entre la capa atlántica y la mediterránea, donde la edad es de 0.50 días de media.

3.3.2.b *Especie diurna*

Ratio O_1/K_1

La teoría de equilibrio predice un valor teórico para el cociente entre las principales constituyentes diurnas de la marea de 0.71. Cuando se estudian los valores provenientes de los registros históricos del nivel del mar (ver tabla 3.5), encontramos de nuevo valores por encima del valor teórico en el Golfo de Cádiz próximos a la unidad; mientras que en el mar de Alborán se encuentran en torno a 0.50.

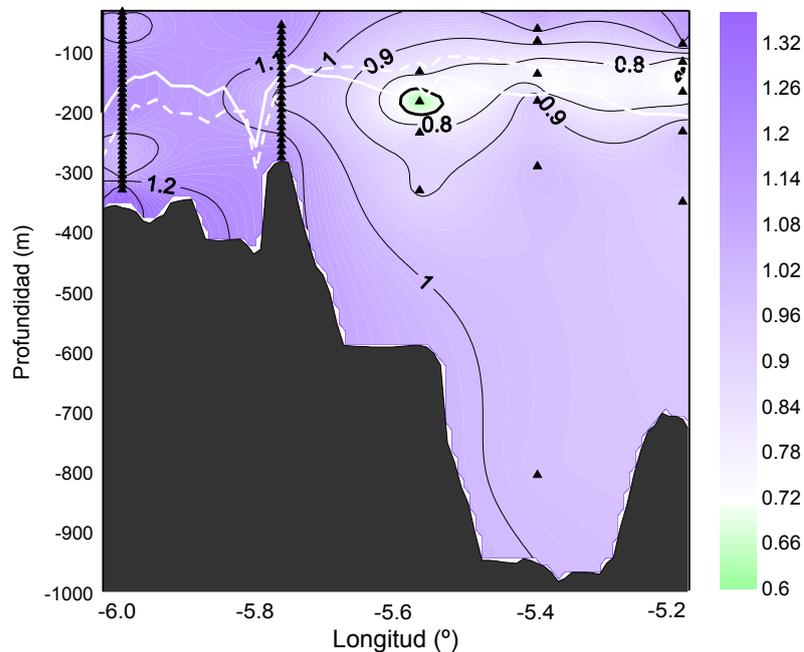


Figura 3.12. Distribución espacial de la ratio O_1/K_1 . La línea negra gruesa se corresponde con el valor de la ratio predicho por la teoría de equilibrio.

Los resultados de las observaciones (figura 3.12) muestran valores superiores en todo el dominio, excepto para una pequeña zona situada bajo la interfase de velocidad media nula en Tarifa Narrows (TN). Esto indica que la ratio para el Estrecho de Gibraltar está por encima del valor teórico como consecuencia de una amplificación de la componente O_1 respecto a la K_1 (figura 3.7a-b).

Los valores mínimos (~ 0.8) se encuentran próximos al valor teórico predicho por la marea en equilibrio y se localizan en las inmediaciones de la interfase media en la zona

oriental del Estrecho y se dan por una disminución acusada de las amplitudes tanto de O_1 como K_1 , mayor para la primera, que puede estar relacionado, como se dijo cuando se analizaron los valores del semieje mayor, con la conversión de parte de la energía cinética de la marea en energía potencial como consecuencia del desplazamiento vertical de la interfase, que oscila permanentemente en la columna de agua. La zona occidental en cambio presenta valores más alejados del predicho en la teoría de equilibrio en buena correspondencia con los mayores valores de la ratio encontrados en la parte occidental del Estrecho y Golfo de Cádiz en los niveles del mar (tabla 3.5, figura 3.10). Este acuerdo hace pensar que la ratio está afectada especialmente por la dinámica del Estrecho sino que es consecuencia de una dinámica de mayor escala, posiblemente del ajuste que han de experimentar esas ondas de distinta frecuencia para oscilar estacionariamente en la cuenca Mediterránea. El análisis de esta hipótesis cae fuera de los objetivos de este trabajo.

3.3.2.c *Desigualdad diurna*

En los registros de marea y en aquellos lugares donde ésta es semidiurna (los más frecuentes en el planeta) en general se observa que la altura de cada pleamar y/o bajamar es diferente de la precedente, siendo este fenómeno conocido como la *desigualdad diurna*. Este concepto se hace extensivo a la distinta velocidad máxima entre las dos corrientes de llenado consecutivas o las dos corrientes de vaciado de la marea semidiurna que tienen lugar cada día. Estas diferencias están asociadas a la declinación de la Luna, y en menor grado a la del Sol. La desigualdad tiende a incrementarse con el aumento de la declinación, bien norte o bien sur, y disminuye a medida que la Luna se aproxima al Ecuador. Este patrón general es sensible a factores de carácter no-astronómico que lo modifican y complican de manera notable. Entre estos factores se encuentran el tamaño, profundidad y topografía de las cuencas oceánicas; la configuración de la línea de costa; y las condiciones meteorológicas. Como consecuencia de esta interacción se originan varios tipos de mareas, descritas por *Courtier* [1938], en función de la relación entre las sumas de las amplitudes de las principales constituyentes diurnas (O_1 , K_1) y semidiurnas (M_2 , S_2). Este cociente se denomina Parámetro F

$$F = \frac{A_{O_1} + A_{K_1}}{A_{M_2} + A_{S_2}} \quad (3.4)$$

y divide las mareas en cuatro categorías:

- *Marea semidiurna* ($F < 0.25$). Se producen dos pleamares y dos bajamares cada día lunar con alturas similares entre pleamares y bajamares sucesivas. El periodo de marea es de 12 horas y 25 minutos.
- *Marea mixta semidiurna* ($0.25 < F < 1.5$). Se producen dos pleamares y dos bajamares cada día, pero las alturas entre pleamares y bajamares sucesivas son diferentes. Las constituyentes semidiurnas predominan sobre las diurnas; el periodo de marea es de 12 horas y 25 minutos.
- *Marea mixta diurna* ($1.5 < F < 3$). Se produce una pleamar y una bajamar cada día con alturas entre pleamares y bajamares sucesivas diferentes. Las constituyentes diurnas predominan sobre las semidiurnas; el periodo de marea es de 24 horas y 50 minutos.
- *Marea diurna* ($F > 3$). Se produce una pleamar y una bajamar al día. El periodo de marea es de 24 horas y 50 minutos.

El parámetro F determina el intervalo entre las mareas y es además un indicador del tiempo disponible por la costa para evacuar el agua tras la pleamar. Esto tendrá influencia en los procesos meteorológicos costeros y en la actividad biológica.

La distribución espacial del parámetro F calculada a partir de los semiejes mayores de las elipses de corriente deducidas de las observaciones se presenta en la figura 3.13. Resulta curioso que su patrón se asemeje más a la distribución de fases de las dos especies analizadas que a la distribución de amplitudes a partir de las cuales se obtiene. En general el valor medio oscila entre 0.35 y 0.40 mostrando un patrón típico de marea mixta con predominancia semidiurna para los campos de velocidad asociados a la marea. Esto implica la existencia de dos corrientes de llenado y dos de vaciado al día con picos de máximo diferentes. Esta diferencia, además, varía a lo largo del Estrecho de forma que éste puede ser dividido en zonas en función del comportamiento del parámetro F . La antisimetría respecto al umbral de Camarinal que se ha comentado al describir la fase de las constituyentes semidiurnas y diurnas se ve enfatizada al representar el patrón espacial de F . Puesto que amplitudes del semieje mayor de M_2 y S_2 disminuían en las zonas de flujo rápido (capa Mediterránea en la parte occidental, Atlántica en la oriental) en tanto que las

constituyentes K_1 y O_1 aumentaban en esas mismas zonas, el cociente (3.4) se ve doblemente aumentado, dando lugar a una marea mixta semidiurna con una desigualdad diurna acentuada. En las zonas de flujo lento (capa Atlántica en la parte occidental, Mediterránea en la oriental) ocurre justamente lo contrario de modo que allí la marea tiende a ser mas semidiurna aunque el valor de F que se obtiene las clasificaría en el rango bajo de las mareas mixtas semidiurnas.

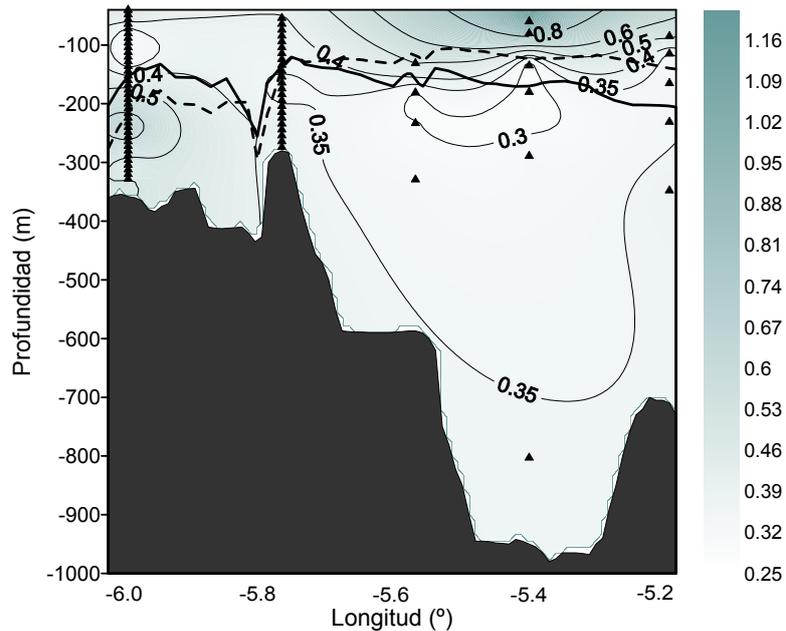


Figura 3.13. Distribución espacial del parámetro F , indicador del tipo de marea. Resto: ídem que el pie de la figura 3.6.

El umbral de Camarinal, en cambio, presenta valores próximos a 0.40 en la mayor parte de la columna de agua, es decir una diferencia entre las corrientes de llenado o vaciado consecutivas similar en toda la columna de agua. Esto ocurre porque en esta zona se dan los máximos absolutos de velocidad para todas las constituyentes como consecuencia de las características particulares de este punto. El pequeño descenso de valor de F en torno a 200 metros de profundidad (~ 0.35) en Camarinal se da porque los máximos absolutos de las constituyentes O_1 , K_1 y S_2 se localizan a 115 metros aproximadamente (sobre la interfase media) mientras que el máximo absoluto de M_2 lo encontramos a 175 metros bajo la interfase (figuras 3.5a-b y 3.7a-b). En consecuencia la contribución de las constituyentes de orden 2 será más importante para esta profundidad (175 m) respecto al resto de la columna de agua.

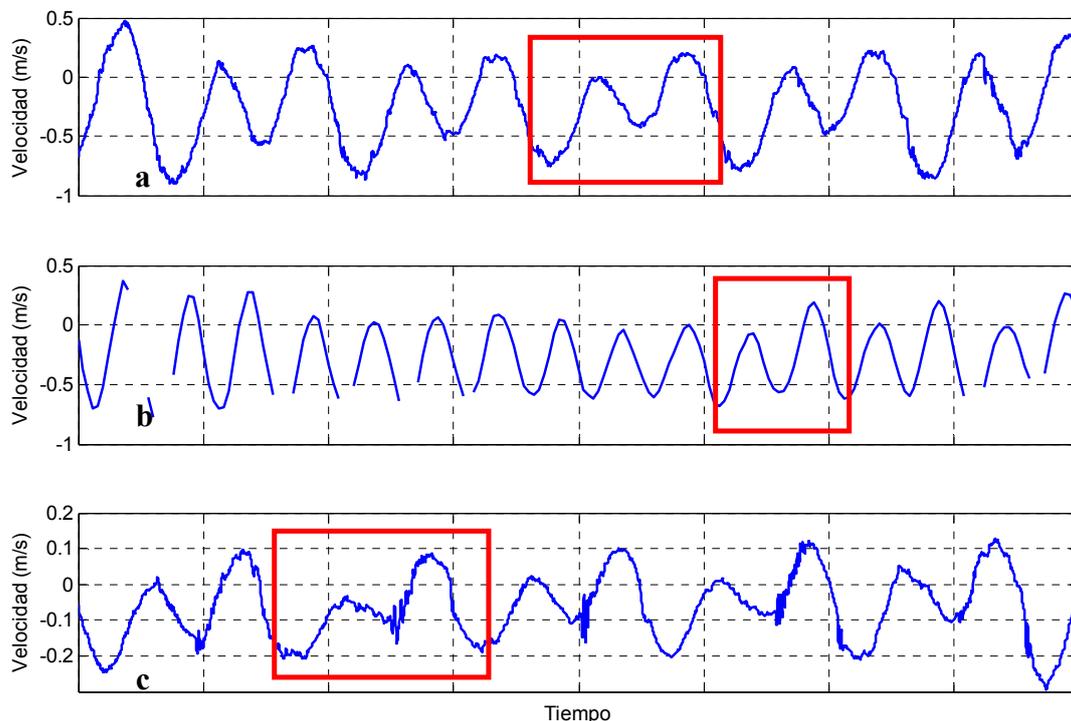


Figura 3.14. Fragmentos de las series de velocidad longitudinal registradas por los correntímetros puntuales más profundos, situados en la capa Mediterránea, en periodos de mareas muertas en: a- Tarifa Narrows (TN6); b- Gibraltar Centro (GC6); c-Gibraltar Este (GE6). El cuadro rojo muestra un ciclo completo de marea en el que sólo se produce una inversión de la corriente total debido a los efectos de la desigualdad diurna.

Los valores de F para las corrientes contrastan con los deducidos a partir de los datos de nivel del mar (tabla 3.5) que son siempre $F < 0.20$, es decir, mareas muy claramente semidiurnas. En la figura 3.13, $F > 0.25$ para las corrientes, incluso en las regiones donde F tiene sus valores más pequeños. La razón de esta falta de acuerdo es el carácter de onda estacionaria que tiene la marea en el Estrecho [García Lafuente et al., 1990]. Para la especie 2, el Estrecho de Gibraltar en su conjunto se ubica entre la línea nodal de Alicante y el antinodo que se localiza en la parte central del Golfo de Cádiz. Ello conduce a que la oscilación del nivel del mar (marea vertical) semidiurna sea relativamente importante y las corrientes asociadas también. Para la especie 1 la marea tiende a ser nodo de onda estacionaria [García Lafuente, 1986], razón por la que la amplitud de la oscilación vertical es muy pequeña y las corrientes grandes. La primera circunstancia implica F pequeño para la marea vertical, la segunda lleva a valores de F relativamente grandes para las corrientes.

En la práctica, la existencia de esta desigualdad diurna en las corrientes significa que, durante mareas muertas, la corriente total (marea + secular) no llegue a invertir más que una vez al día en lugares donde normalmente lo hace dos veces (figura 3.14). Esta circunstancia hace que ciertos fenómenos energéticos que ocurren en el Estrecho, como la radiación de ondas internas de corto periodo asociadas a la liberación de solitones en Camarinal, sólo se observen una vez al día en épocas de mareas débiles [Sánchez Garrido *et al.*, 2007], cuando lo usual es que lo hagan con periodicidad semidiurna.

3.4- MODELO NUMÉRICO

En el epígrafe 3.3 se ha analizado la distribución espacial de las elipses de marea a partir de cinco estaciones de medida distribuidas a lo largo de todo el Estrecho. Estas observaciones, sin embargo, presentan una baja resolución espacial y no permiten realizar un análisis en detalle de las estructuras asociadas a la marea. Como complemento a la información suministrada por los datos observados, en este epígrafe se analizan los resultados obtenidos a partir de una simulación numérica de un mes realizada con el modelo numérico CEPOM (ver anexo B para una descripción detallada), que presenta una mayor resolución espacial.

Inicialmente, el modelo fue lanzado sin el forzamiento de la marea durante 240 días con el objetivo de obtener un sistema de intercambio bicapa estacionario. A continuación se procedió a introducir las principales constituyentes diurnas (O_1 , K_1) y semidiurnas (M_2 , S_2) de la marea y se prolongó la simulación otros siete días hasta alcanzar una solución periódica estable en el tiempo. El forzamiento de marea se introduce como condición de contorno en los extremos abiertos del dominio, donde se impone una oscilación (para cada constituyente) de amplitud y fase prescritas y obtenidas del módulo OTIS desarrollado por Egbert y Erofeeva [2002]. Por último, el modelo se lanzó durante un mes tropical completo (27.321 días) con unas condiciones de contorno iniciales (temperatura y salinidad) típicas del mes de Abril (ver anexo B). Esta última simulación constituye el experimento principal que será utilizado para complementar las observaciones.

3.4.1. Validación del modelo

En un primer paso, las salidas del modelo son validadas mediante una comparación directa de las amplitudes y las fases, observadas y modeladas, de las principales constituyentes armónicas diurnas (O_1 , K_1) y semidiurnas (M_2 , S_2) del campo de la velocidad a lo largo del eje principal del Estrecho. Para ello se han seleccionado del conjunto total de observaciones, únicamente los datos registrados en el mes de Abril^{xv} y además se han localizado los nodos de la malla del modelo que se corresponden con las estaciones de medida, de forma que la resolución espacial de las observaciones y del modelo coincida. A continuación se ha realizado un análisis armónico escalar y se han comparado los resultados obtenidos. Evidentemente, el modelo tiene mucha mayor resolución espacial y dada la alta variabilidad espacial de la dinámica de mareas, lo deseable es elaborar mapas con la resolución que proporciona el modelo. Esto se ha hecho también (columna de la derecha en las figuras 3.15 y 3.16) pero es evidente que tales mapas no pueden compararse con los patrones obtenidos de las observaciones, que son de mucha menor resolución. Por esta razón se han elaborado los mapas de menor resolución con datos del modelo. El epígrafe 3.4.2 discute los mapas de alta resolución en tanto que el siguiente apartado compara los de baja resolución y el modelo a efectos de validar este último.

Dada la elevada excentricidad de las elipses de marea, comentada en el epígrafe anterior, en esta validación se utilizará únicamente la amplitud y la fase obtenida a partir de la componente longitudinal de las series de velocidad.

3.4.1.a *Constituyentes semidiurnas*

La distribución espacial de la amplitud de M_2 y S_2 (observaciones y modelo) se muestra en las figuras 3.15a-b,e-f respectivamente. A simple vista, el patrón de velocidades para las dos constituyentes en ambas distribuciones (observaciones y modelo) es similar, con valores máximos de velocidad en el umbral de Camarinal (debido al forzamiento de la

^{xv} Los mapas de amplitud y fase presentados en el epígrafe 3.3 no tienen por qué coincidir exactamente con los que aquí se validan con el modelo. En cualquier caso, y como se estudiará en el capítulo cuarto, la variabilidad de la dinámica de mareas presente en el Estrecho varía poco de unas épocas del año a otras, y los patrones de las observaciones en 3.3 y 3.4 resultan prácticamente iguales.

topografía local) que disminuyen a medida que uno se desplaza hacia los límites del Estrecho. No obstante, existen algunas diferencias que conviene resaltar: el máximo absoluto de velocidad para ambas constituyentes en el modelo es más somero (~ 60 m), con un orden de magnitud similar a las observaciones; mientras que en el umbral de Espartel el modelo presenta valores máximos de velocidad para M_2 y S_2 superiores (~ 10 m s^{-1}). Estas diferencias pudieran tener su origen en la topografía utilizada en el modelo, que no puede recoger todos los detalles en esta zona del Estrecho. En la parte oriental, donde la constricción topográfica no es tan marcada, existe un mayor acuerdo entre ambas distribuciones para ambas constituyentes. Una disminución, con la distancia respecto a Camarinal, de la amplitud de velocidad predicha de la constituyente S_2 más lenta respecto a las observaciones origina valores superiores de velocidad en el extremo oriental del Estrecho, debido probablemente al esquema de advección utilizado en el modelo.

La distribución espacial de la fase de M_2 y S_2 (figuras 3.15c-d, g-h) presenta, en general, un buen acuerdo con una diferencia máxima de 15° (intervalo de tiempo de 30 minutos); esta diferencia (obs-mod) es positiva en ES y CS mientras que en el resto de las localizaciones tiene un carácter negativo. La causa podría estar relacionada con los fuertes efectos no lineales provocados por la topografía local, al oeste del umbral de Camarinal, no resueltos adecuadamente por el modelo. La variabilidad vertical en ambas distribuciones presenta una disminución de la fase en las proximidades del fondo; originado por la presencia de capas de contorno que generan fricción en un canal cuyo flujo se encuentra forzado por un gradiente de presión periódico [Yasuda., 1987].

3.4.1.b *Constituyentes diurnas*

La distribución espacial de la amplitud de O_1 y K_1 (observaciones y modelo) se muestra en las figuras 3.16a-b,e-f respectivamente. De nuevo se aprecia que el patrón general de velocidades es similar en ambas distribuciones y respecto al patrón descrito para las constituyentes semidiurnas, si bien los valores de velocidad son inferiores por el carácter semidiurno mixto que presenta la marea en el Estrecho (ver figura 3.13). En general, el modelo subestima la velocidad para ambas constituyentes en todo el dominio con una diferencia (obs-mod) que llega a ser de 10 cm s^{-1} en el umbral de Camarinal.

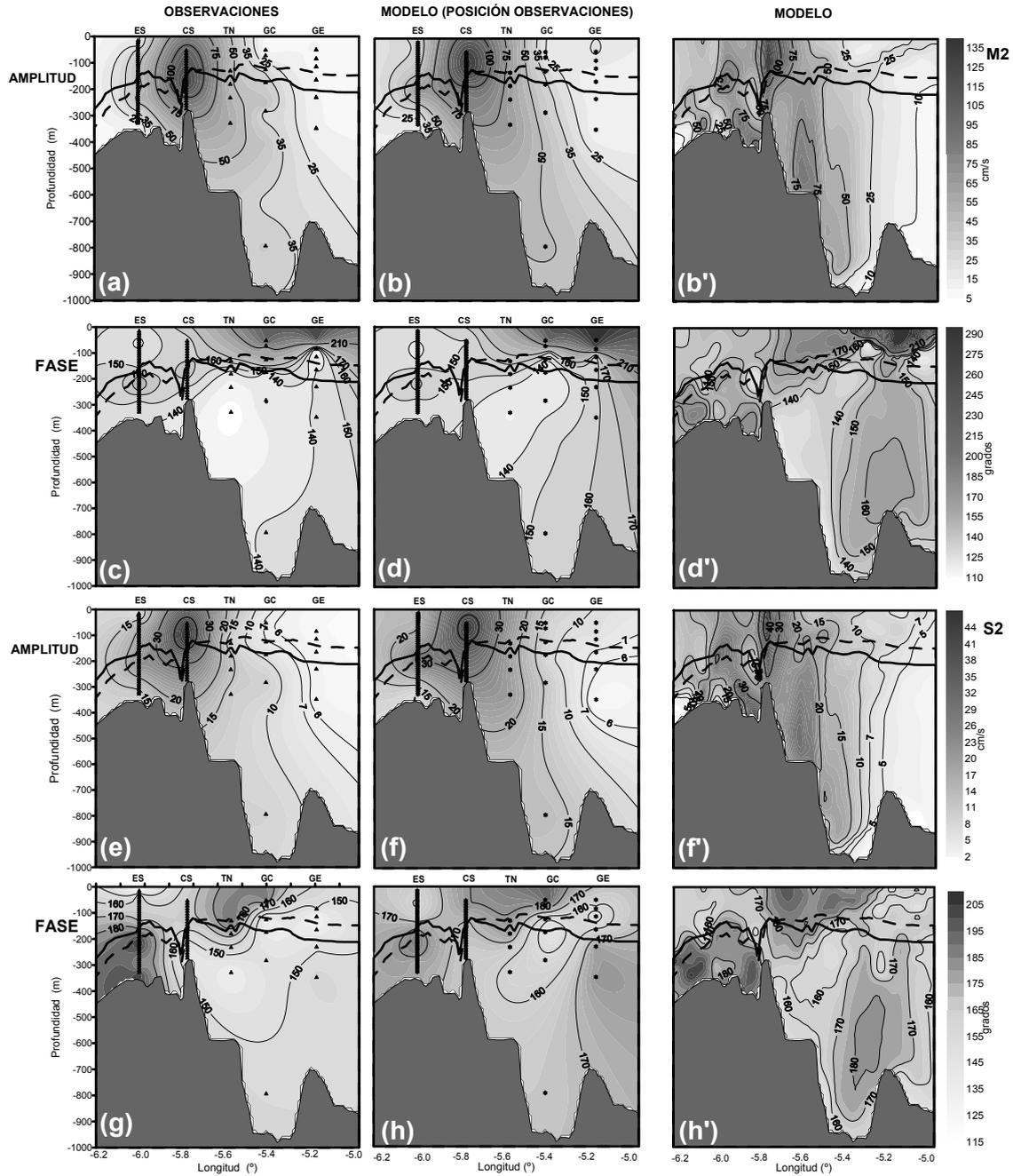


Figura 3.15. Análisis armónico escalar de las principales constituyentes semidiurnas de la marea a lo largo del eje longitudinal del Estrecho. La columna de la izquierda muestra las observaciones y los triángulos negros indican la profundidad de registro de los datos. Las columnas del centro y la derecha (alta resolución) muestran las salidas del modelo y las estrellas indican los puntos de la malla que coinciden con las observaciones. a- amplitud de M_2 observada ($cm\ s^{-1}$); b,b'- amplitud de M_2 modelada ($cm\ s^{-1}$); c- fase de M_2 observada (grados) d, d'- fase de M_2 modelada (grados); e-amplitud de S_2 observada ($cm\ s^{-1}$); f,f'- amplitud de S_2 modelada ($cm\ s^{-1}$); g- fase de S_2 observada (grados); h,h'- fase de S_2 modelada (grados). La línea continua muestra la profundidad media de la superficie de velocidad cero y la línea discontinua indica la profundidad media de la isobalina de 37.5.

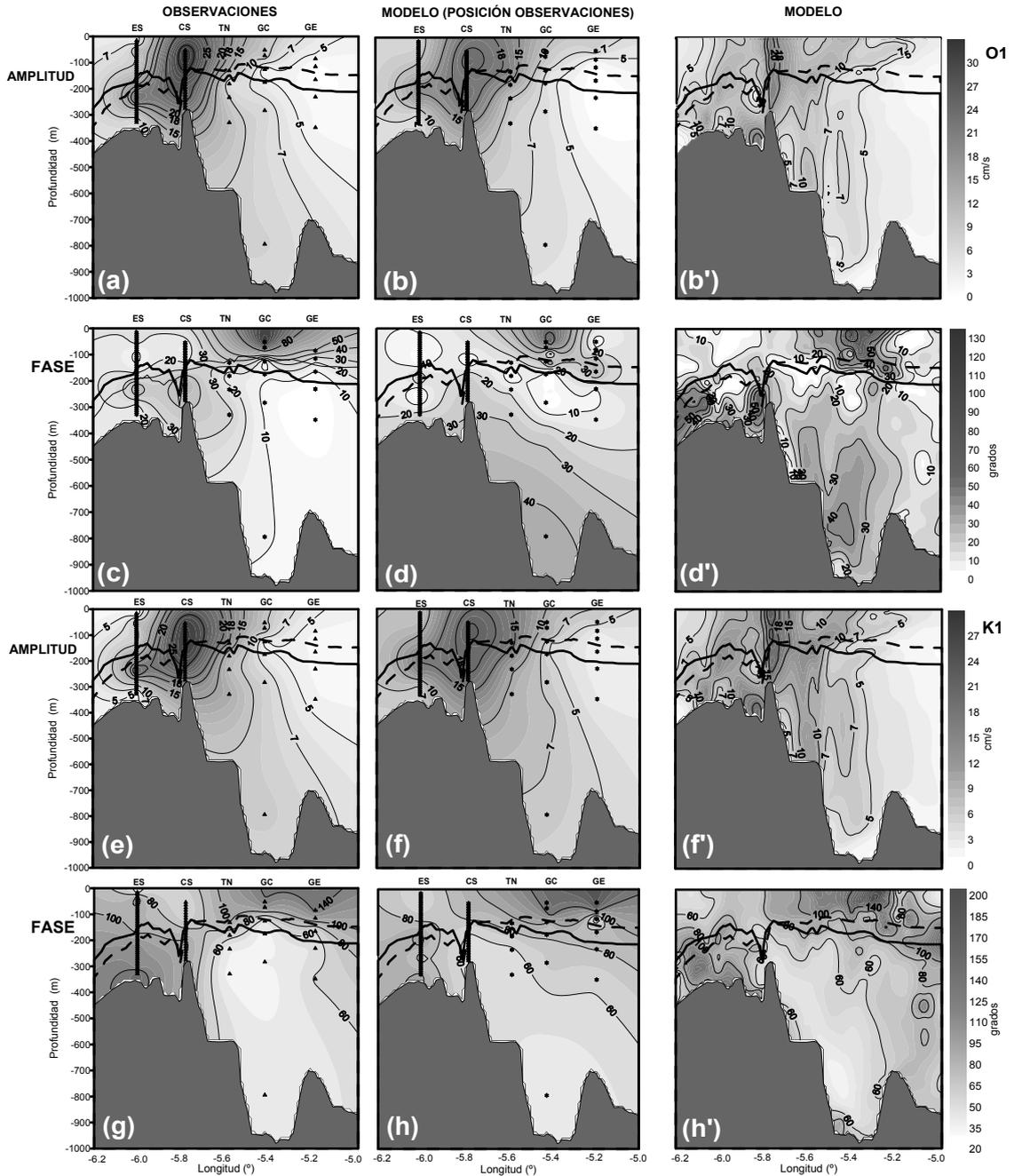


Figura 3.16. Análisis armónico escalar de las principales constituyentes diurnas de la marea a lo largo del eje longitudinal del Estrecho. La columna de la izquierda muestra las observaciones y los triángulos negros indican la profundidad de registro de los datos. Las columnas del centro y la derecha (alta resolución) muestran las salidas del modelo y las estrellas indican los puntos de la malla que coinciden con las observaciones. a- amplitud de O_1 observada ($cm\ s^{-1}$); b,b'- amplitud de O_1 modelada ($cm\ s^{-1}$); c- fase de O_1 observada (grados); d, d'- fase de O_1 modelada (grados); e- amplitud de K_1 observada ($cm\ s^{-1}$); f,f'- amplitud de K_1 modelada ($cm\ s^{-1}$); g- fase de K_1 observada (grados); h,h'- fase de K_1 modelada (grados). La línea continua muestra la profundidad media de la superficie de velocidad cero y la línea discontinua indica la profundidad media de la isobalina de 37.5.

Esta diferencia, sin embargo, se reduce en los límites oriental y occidental del Estrecho debido al menor decrecimiento de la velocidad del modelo respecto a las observaciones; que provoca incluso que la diferencia (obs-mod) se anule en GC en profundidades intermedias e incluso sea positiva para K_1 en GE (sobrestima del modelo).

La distribución de la fase de O_1 (figuras 3.16c-d) en el modelo presenta, al este de Camarinal, fases menores a profundidades intermedias y superiores a las observadas en el resto de la columna de agua; mientras que al oeste, el modelo muestra fases inferiores a las observadas en toda la columna de agua dando como resultado una diferencia (obs - mod) media de 15° (intervalo de tiempo de 60 minutos). El modelo reproduce bien las fases en el propio Camarinal y el núcleo de fases altas en la capa superficial en TN. No lo hace tan bien en ES. En el caso de la constituyente K_1 (ver figuras 3.16g-h), el patrón de distribución de la fase en ambas distribuciones (observado y modelo) es más parecido al mostrado para O_1 ; Existe una diferencia (obs - mod) de 20° aproximadamente, que en la zona occidental del Estrecho es positiva mientras que en la zona oriental es negativa, y que provoca que las velocidades máximas, en la parte occidental, se alcancen antes en el modelo mientras respecto a las observaciones; lo contrario para la parte oriental del Estrecho

3.4.2. Análisis de las salidas de alta resolución

Las salidas del modelo presentan una resolución espacial mayor que las observaciones; por tanto, es posible analizar con un mayor grado de detalle el patrón de distribución de las constituyentes de marea a lo largo del eje longitudinal del Estrecho.

Las figuras 3.15 y 3.16 (columna de la derecha) muestran la distribución en alta resolución de la amplitud y la fase de las cuatro constituyentes de la marea analizadas. La velocidad máxima se obtiene en Camarinal pero, a diferencia de los mapas de baja resolución, el pico de velocidad se alcanza justo en el umbral, para decrecer de forma brusca en cuanto nos alejamos del mismo, lo que evidencia la clara constricción que dicho umbral ejerce sobre los flujos intercambiados. Este aumento repentino de velocidad se produce en toda la columna de agua, mostrando la marea un mayor carácter barotrópico respecto a los mapas de baja resolución analizados en el epígrafe anterior. Este carácter se observa, sobre todo, en la capa mediterránea al este de Camarinal, donde las líneas de igual

amplitud descienden en vertical hasta las proximidades del fondo y se distribuyen de forma paralela para las cuatro constituyentes consecuencia evidente de la reducción de área transversal a medida que nos aproximamos a Camarinal. En el capítulo cuarto se analizará con más detalle el carácter barotrópico de la marea en los umbrales de Espartel y Camarinal.

Al oeste de Camarinal se aprecia un núcleo de altas velocidades en las proximidades del fondo que lleva asociado un aumento de la fase para todas las constituyentes excepto K_1 . Este aumento de energía, que en el caso de las constituyentes semidiurnas se transfiere hacia la parte superior de la columna de agua, se vincula a fenómenos de control hidráulico del flujo, y provoca un retraso en el momento en que se alcanza la velocidad máxima asociada a las constituyentes en las proximidades del fondo, que llega a ser de hasta una hora para M_2 .

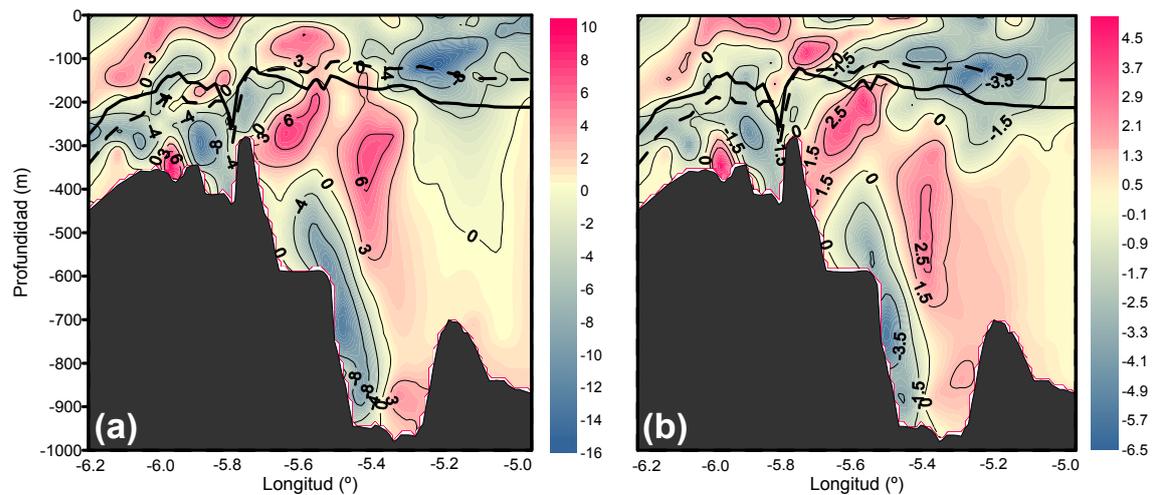


Figura 3.17. Distribución espacial del semieje menor ($cm\ s^{-1}$) de las constituyentes semidiurnas M_2 (a) y S_2 (b) deducida del modelo (ver anexo-B). Los valores color magenta indican un giro antihorario de la elipse y los valores azules son indicativo de un giro horario.

Las constituyentes semidiurnas presentan, además, un núcleo de fases altas localizado en la capa mediterránea, entre 400 y 800 metros de profundidad, en las proximidades del límite oriental del Estrecho que no se aprecia en las distribuciones de baja resolución. Esto provoca un retraso del momento en que se alcanza la velocidad máxima asociada a ambas

constituyentes y además una propagación de energía hacia la región interfacial; más acusada en el caso de S_2 .

Finalmente y a modo de curiosidad, en la figura 3.17 se ha representado la distribución espacial del semieje menor de las elipses de marea de alta resolución para M_2 y S_2 deducido del modelo. En ella se observa una coherencia espacial mucho menor, tanto vertical como horizontal, y un parecido más bien escaso con los resultados provenientes de las observaciones (ver figura 3.6). En cierta manera, este resultado es esperable dado los valores tan pequeños del semieje menor deducibles del análisis armónico, en bastantes casos en el límite del error de cálculo. Pequeñas modificaciones de las condiciones iniciales del modelo o de la batimetría local pueden producir cambios notables en el patrón de distribución de señales tan débiles como ésta. El modelo numérico no proporciona soporte consistente para contrastar/complementar las deficiencias presentes en las observaciones.

3.5- CONCLUSIONES

En este capítulo ha presentado una recopilación de las principales observaciones realizadas en el Estrecho de Gibraltar en los últimos diez años con objeto de analizar la distribución espacial de las elipses de las distintas constituyentes diurnas y semidiurnas de la marea a lo largo del eje longitudinal del Estrecho.

El patrón de comportamiento observado para las constituyentes analizadas dista del predicho por la Teoría de Equilibrio debido a la constricción ejercida por la topografía del Estrecho. Como consecuencia, se observa una clara componente baroclina que da como resultado picos máximos de velocidad en el umbral de Camarinal y valores mínimos en los límites del Estrecho.

Para estudiar la influencia que ejerce la marea sobre los flujos intercambiados a través del Estrecho, se han incorporado los resultados de una simulación de un mes realizada con el modelo numérico CEPOM. Entre otros resultados, esta simulación permite ubicar la profundidad media de la interfase de separación entre el Agua Atlántica y el Agua Mediterránea.

Se observa un comportamiento antisimétrico de la marea respecto al umbral de Camarinal, de forma que las capas rápidas (capa atlántica al Este de Camarinal y capa mediterránea al Oeste) se encuentran conectadas entre sí y presentan un comportamiento similar y contrario al de las capas pasivas (capa mediterránea al Este de Camarinal y capa atlántica al Oeste). Este comportamiento se refleja especialmente en la distribución de la fase de las constituyentes, que aumenta desde Camarinal hacia los límites del Estrecho en las capas rápidas y disminuye en las lentas, siendo indicativo de fenómenos vinculados con el control hidráulico. Por otro lado, en el rango de frecuencias semidiurnas, donde pueden aplicarse los resultados de la teoría lineal de ondas internas respecto a propagación vertical, se observa una propagación de energía desde la capa Atlántica hacia la Mediterránea en el umbral de Camarinal y al oeste del mismo, excepto en el límite oriental donde se invierte el proceso. En el umbral de Espartel, en cambio, se produce una propagación de energía desde la interfase, localizada a 190 m aproximadamente, tanto hacia la superficie como hacia el fondo marino como consecuencia de posibles ajustes internos de la onda de marea en respuesta al forzamiento de la topografía.

Dicho ajuste interno es, por otro lado, el responsable del patrón de distribución del semieje menor de las elipses de marea. En las zonas donde el muestreo vertical es satisfactorio (Espartel y en menor medida Camarinal) la columna de agua presenta valores del semieje menor de distinto signo. Además, el cambio de signo coincide con la región en la que se localiza la interfase media. Esto implica que cuando las corrientes de marea están invirtiendo, las velocidades transversales al Estrecho van en sentido diferentes. Esta estructura baroclina está forzada por la topografía e induce celdas de circulación transversal que transportan agua de norte a sur y viceversa. La alternancia del sentido de giro en ambos umbrales es la opuesta para las constituyentes semidiurnas: positiva en la parte central de la columna de agua en Espartel, negativa encima y debajo; lo contrario en Camarinal. Esto indica una pobre coherencia espacial a lo largo del Estrecho, que podría estar relacionada con la existencia de un salto hidráulico y otros fenómenos energéticos en la cuenca de Tánger. Las constituyentes diurnas, en cambio, presentan una mayor coherencia espacial de forma que en la región oriental presentan valores positivos en la capa mediterránea y negativos en la atlántica. En cualquier caso, estos resultados hay que tomarlos con cautela debido a que la elevada excentricidad de las elipses de marea en el Estrecho da como

resultado unos valores pequeños de velocidad transversal, en el límite del error del procedimiento utilizado.

Por otro lado, el Estrecho presenta un patrón típico de marea mixta con predominancia semidiurna para los campos de velocidad asociados a la marea. Esto provoca dos corrientes de llenado y de vaciado cada día con picos de máximo diferentes que varían además a lo largo del Estrecho encontrándose el mismo patrón antisimétrico que el observado para la distribución de la fase de las constituyentes analizadas. El origen se encuentra en la amplificación de la constituyente M_2 respecto a S_2 y de O_1 respecto a K_1 en ciertos lugares del Estrecho como resultado del forzamiento provocado por la topografía. En las zonas de flujo rápido (capa Mediterránea en la parte occidental, Atlántica en la oriental) se origina una marea mixta semidiurna con una desigualdad diurna acentuada como consecuencia de una disminución de amplitud de las constituyentes semidiurnas y un aumento de la de las diurnas mientras que en las zonas de flujo lento (capa Atlántica en la parte occidental, Mediterránea en la oriental) ocurre justamente lo contrario de modo que allí la marea tiende a ser mas semidiurna.

Por último, se han utilizado los resultados de una simulación numérica de un mes para validar el modelo numérico CEPOM (ver capítulo 5) y complementar las observaciones utilizando la mayor resolución espacial que ofrece dicho modelo. En general, el modelo reproduce con bastante exactitud el patrón de distribución de la amplitud y fase de las distintas constituyentes de marea analizadas, con diferencias de menos de 10 cm s^{-1} para la amplitud y 15° para la fase en la mayor parte del Estrecho. Las distribuciones de alta resolución subraya el papel que desempeña la topografía en las proximidades de Camarinal y Espartel. Los rápidos cambios en las amplitudes que se detectan en ambos umbrales son indicativos del forzamiento topográfico ejercido sobre el flujo que tiende a sufrir transiciones hidráulicas (saltos hidráulicos) que provocan cambios notables en distancias muy pequeñas.

CAPÍTULO CUARTO

VERTICAL STRUCTURE OF TIDAL CURRENTS OVER ESPARTEL AND CAMARINAL SILLS, STRAIT OF GIBRALTAR

Sánchez-Román, A; Criado-Aldeanueva, F; García-Lafuente, J.; and Sánchez, J.C.

4.1. INTRODUCTION

The Strait of Gibraltar connects the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean through a rather complicated system of sills and narrows. It has a length of nearly 60 km and a mean width of 20 km. Its shallower depth, less than 300m, is found in the main sill of Camarinal, CS (west of Tarifa) and its minimum width of around 14 km coincides with the contraction of Tarifa Narrows (see Figure 4.1). The Strait is the scenario of a well-studied baroclinic exchange between two basins with different densities. The net loss of freshwater in the Mediterranean Sea, due to the excess of evaporation over precipitation and river runoff, represents the main driving force of the circulation through the Strait, which is inverse estuarine with two counter flowing currents: in the upper layer warm and relatively fresh Atlantic water ($S_A \sim 36.2$) flows eastward, spreads into the Mediterranean Sea and is ultimately transformed in colder and saltier ($S_M \sim 38.5$) water that flows westward as an

undercurrent. The influence of this extends far away from the strait in the Atlantic ocean [Reid, 1979; Lacombe and Richez, 1982].

The mean flow through the Strait of Gibraltar is modified by various processes at different time scales. It shows seasonal [Garrett *et al.*, 1990; García-Lafuente *et al.*, 2002a] and interannual variability, subinertial ($O(10)$ days) modifications driven by winds and, mainly, by atmospheric pressure differences between the Atlantic ocean and Mediterranean Sea [Candela *et al.*, 1989; García Lafuente *et al.*, 2002b] and diurnal and semidiurnal variations due to strong tidal currents. The topographic interaction of tidal flow with CS gives rise to either internal hydraulic jumps [Armi and Farmer, 1988] or arrested topographic waves [Bruno *et al.*, 2002] which are eventually released as internal bores progressing towards the Mediterranean Sea with a train of energetic internal waves on its wake [Richez, 1994]. They occupy the high frequency range and, along with the strong tidal flow, are the most noticeable hydrodynamic feature of the area.

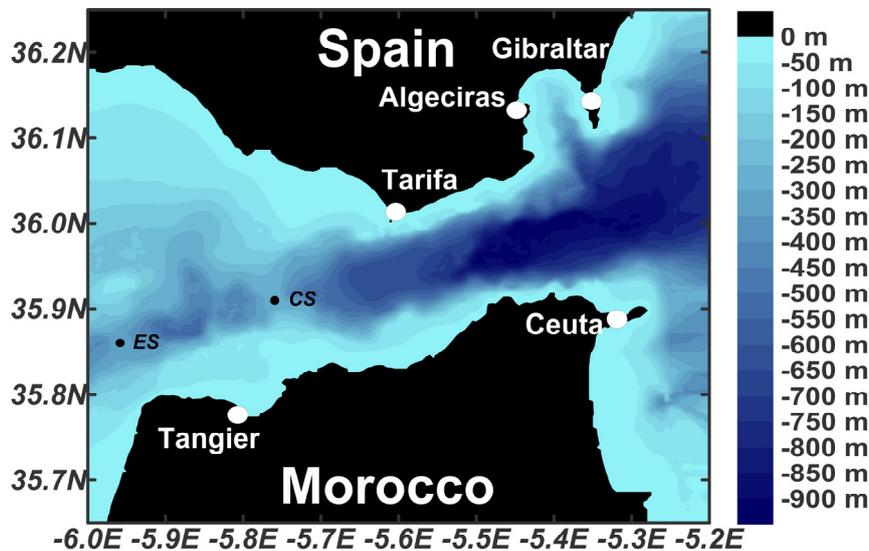


Figure 4.1: Map of the Strait of Gibraltar showing the main topographic features. ES and CS indicates the locations of the sills of Camarinal and Espartel, respectively, and also the mooring lines location of the observed data.

The tidal signal in the Strait has been extensively studied and analysed in the past. García-Lafuente *et al.* [1990] described the structure of the barotropic (vertical) tide in the Strait and Candela *et al.* [1990] extended the analysis of the barotropic tide to M_2 tidal currents. The vertical tide behaves basically as a standing wave with amplitudes increasing

towards the Atlantic Ocean [García-Lafuente *et al.*, 1990]. At the semidiurnal frequency, the pressure gradient along the strait is mainly balanced by the acceleration of the flow, while the cross-strait momentum balance appears to be mostly geostrophic [Candela *et al.*, 1990]. At this frequency, there is also a strong correlation between the depth of the interface and the strength of the tidal currents.

The tidal transport through the Strait was studied by Bryden *et al.* [1994] and García-Lafuente *et al.* [2000]. Bruno *et al.* [2000] have described the vertical structure of the semidiurnal tide at CS and, in accordance with previous estimations [Candela *et al.*, 1989; Mañanes *et al.*, 1998], have reported that the semidiurnal variance at CS is mainly due to the barotropic mode, with less than 10% accounted by baroclinic modes. Tsimplis [2000] has performed a similar analysis in CS by means of 100 days (18/01/97-29/04/97) series of ADCP data registered with a vertical resolution of 8 meters every 30 min. Wang [1993] studied the tidal flows, internal tide and fortnightly modulation by mean of a numerical model and Tsimplis and Bryden [2000] have estimated the water transports through the strait; García Lafuente *et al.* [2000] have analysed the tide in the eastern section of the strait and Baschek *et al.* [2001] have estimated the transport with a tidal inverse model. Recently, Sannino *et al.* [2002, 2004] have implemented a numerical model for analysing the mean exchange through the Strait and the semidiurnal tidal exchange respectively. In contrast to CS, there are no studies on the vertical structure of tidal currents over Espartel sill (ES), which also plays an important role in the exchange as it represents the westernmost shallow constraint before the Mediterranean flow sinks into the Gulf of Cadiz. This work describes the vertical profile of the main diurnal (O_1 and K_1) and semidiurnal (M_2 and S_2) tidal constituents at ES from observed data in two different periods of the year. For comparison purposes, winter data from CS have also been analysed.

Tidal velocities can be separated into barotropic and baroclinic components by employing either empirical orthogonal function (EOF) decomposition [Kundu *et al.*, 1975; Candela *et al.*, 1990; Mañanes *et al.*, 1998; Bruno *et al.*, 2000] or a dynamical mode decomposition, DMD [Marchuk and Kagan, 1970; Kundu *et al.*, 1975; Schott, 1977; Siedler and Paul, 1991; Müller and Siedler, 1992; Bruno *et al.*, 2000, Tsimplis, 2000]. In the EOF decomposition, the resulting EOFs are solely determined by the statistics of the data in use. The eigenfunctions, therefore, are sometimes difficult to interpret in terms of their physical

origin. In addition, this decomposition allows barotropic and baroclinic components of the tidal velocity to be separated only if they are orthogonal; otherwise, their separation with different temporal weights is impossible even when high vertical resolution data are available (such as data collected by Acoustic Doppler Current Profilers, ADCP). With DMD, a set of vertical dynamical modes of pressure (or another flow variable) is obtained from the hydrodynamic equations for given density profiles. A least-square estimation procedure is then used to determine the modal amplitudes and phases from the observed values of tidal velocities at different depths. In this work, the decomposition through DMD, which makes use of physical constraints, has been preferred.

The paper is organized as follows: section 2 describes the data set and methodology. In section 3, the main results on vertical structure of tidal currents over ES and CS are presented and discussed. Dynamical mode decomposition (DMD) results are also interpreted. Finally, section 4 summarises the conclusions.

5.2. DATA AND METHODS

ADCP data

ADCP data were collected in the two main sills of the Strait of Gibraltar (ES and CS, see Figure 4.1) at its western approach. The ES data comes from a monitoring station located at $35^{\circ} 51.70'N$, $05^{\circ} 58.60'W$ installed in September 2004. It consists of an up-looking moored ADCP at 340 m depth (20 m above the seafloor) that resolves 40 bins, 8-meter thick each one, and provided horizontal velocity at 40 levels every 30 min. The upper 30 or 40 m of the water column were missed. This work analyses the data collected in 2005.

CS data come from a monitoring station installed at $35^{\circ} 54.80'N$, $05^{\circ} 44.70'W$ within the frame of a special programme of Woods Hole Oceanographic Institution. The station consisted of an up-looking mooring ADCP that measured the water column velocity between 54 and 274 m depth with sampling interval of 60 minutes. The bin-size of the ADCP was 10 m and 23 bins were resolved. The time series in this sill spans from October 1995 to April 1996, covering the winter season.

CTD data

MEDATLAS database provided historical Conductivity-Temperature-Depth (CTD) profiles in the area of CS and ES in order to determine mean density profiles in these points. The area within $35^{\circ} 53.6'N - 35^{\circ} 55.1' N / 05^{\circ} 43.1'W - 05^{\circ} 45.3'W$ has been considered to be representative for CS and the area within $35^{\circ} 48.6'N - 35^{\circ} 53.9'N / 05^{\circ} 56.7'W - 06^{\circ} 00.8'W$, for ES. 40 and 48 CTD profiles have been identified for each area, respectively, most of them from the field work carried out during the Gibraltar Experiment (1986).

In order to account for seasonal variations of the density profiles, two representative periods have been selected: “winter” period corresponds to profiles between 01/02 and 30/04 and “summer period” corresponds to profiles between 01/06 and 31/10 (see section 4.3.6 for details). Although they do not exactly correspond to winter and summer months, we will refer to them as winter and summer periods, respectively. This selection relies on the vertical density stratification of the upper layer of the water column. From February to April, there is no signature of the seasonal thermocline that develops in summertime, whereas from June to October it is clearly established. The other months have been considered as transition periods, since they share characteristics of both periods and are not likely to be representative of a typical winter or summer pattern.

4.3. RESULTS AND DISCUSSION

4.3.1. Mean along-Strait currents

Similarly to the CTD data, velocity series have been divided into winter and summer periods according to the criterion of section 4.2. The vertical structure of the mean currents at ES showing the two-layer character of the flow is displayed in Figures 4.2A-B. The upper layer flows towards the Mediterranean Sea with a velocity of 25-30 cm s^{-1} above 120-130 m that diminishes to zero at 190 m (the mean depth of the interface). Below this depth, the water flows towards the Atlantic with gradually increasing velocity until about 270 m., where a maximum value of $\sim 130 \text{ cm s}^{-1}$ is reached. From this depth downwards, velocity decreases. Direction remains almost constant in the upper and lower layers (within

9°). There are slight differences between the winter and summer profiles: in summertime, velocity in the upper layer remains nearly constant until ~150 m, then decreasing to zero, whereas in wintertime, the decreasing starts at around 100m. Null velocity surface is around 10 m shallower in winter than in summer and maximum lower layer velocity is higher and is found deeper in winter.

The vertical structure of mean currents in CS during winter is displayed in Figure 4.2C-D. As expected, the zero velocity surface is shallower (around 135 m depth) and the outflowing

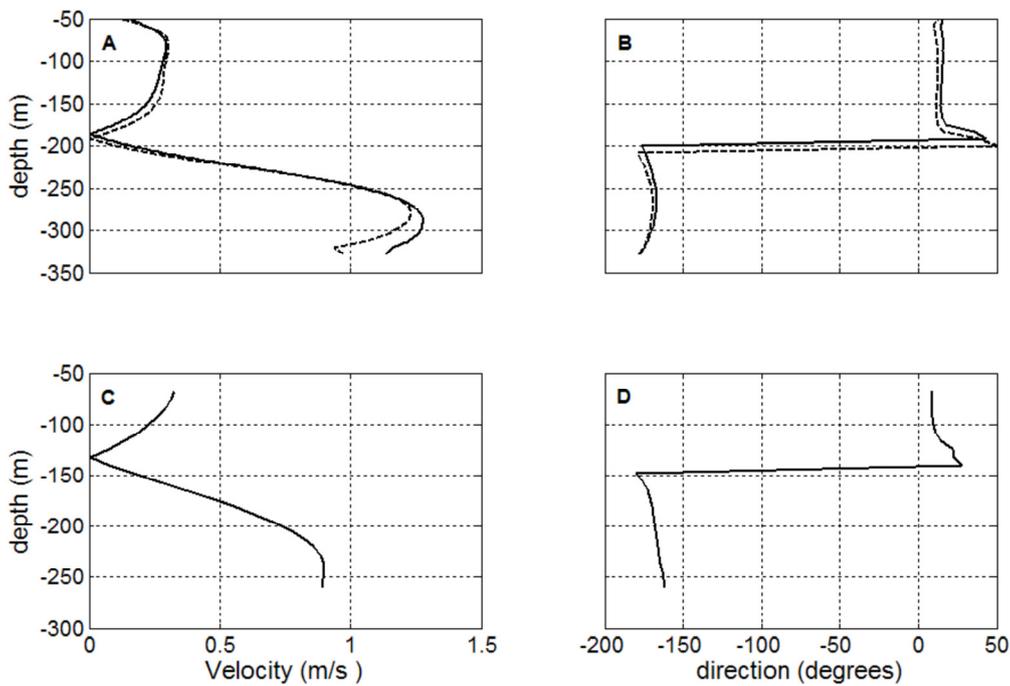


Figure 4.2: Mean vertical profiles for the two mooring line locations: mean absolute along-strait velocity in (A) ES (solid-line for winter time; dashed-line for summer time); and (C) CS. Direction (anticlock-gyre from East) is also showed in (B) for ES (solid-line for winter time; dashed-line for summer time) and (D) for CS.

velocity is less than in ES. Even so, the maximum velocity observed here is 15% higher than that reported by Tsimplis (2000) for the period 01/97-04/97. Discrepancies are probably due to interannual variations since the data analysed here (02/96-04/96) corresponds to a different year, although instrumental considerations cannot be disregarded at all. Similar to ES, direction remains almost constant (within 11°) in the upper

and lower layers. It is interesting to notice the spatial acceleration of the outflow from CS to ES, which is consequence of the progressive diminution of the outflow cross-section towards the west.

4.3.2. Tidal ellipses

ADCP time series were subjected to the standard harmonic analysis [Foreman, 1978; Pawłowicz *et al.*, 2002] to obtain the tidal ellipses of the main semidiurnal (M_2 , S_2) and diurnal (O_1 , K_1) tidal constituents in ES and CS. They exhibit the highest amplitudes and also turn out to be the most stable in terms of signal/noise ratio (snr). Therefore, they are the most suitable to describe the tidal flow at these frequencies.

The tidal ellipses at selected depths, displayed in Figure 4.3, show the high polarization of the flow along the axis of the Strait. The minor semi-axis is always less than 15% of the major one, in agreement with previous results by Mañanes *et al.* [1998] and Tsimplis [2000]. The percentage decreases towards the sea surface. The highly rectilinear tidal flow justifies the use of the along-strait velocity component to accomplish a scalar analysis of the tidal currents. For this reason, ADCP velocity was rotated 17° anticlockwise to obtain the along-strait velocity and the scalar harmonic analysis of this component has been performed to calculate amplitude and phase of tidal constituents.

4.3.3. Harmonic analysis

4.3.3.a Semidiurnal constituents

The vertical pattern of the along-strait velocity of M_2 and S_2 in ES is shown in Figure 4.4. The amplitude of M_2 (panel A) reaches a maximum of $\sim 58 \text{ cm s}^{-1}$ at $\sim 240 \text{ m}$, 50m below the mean depth of the interface, inside of the Mediterranean layer (Figure 4.3A). Then, the amplitude decreases quickly towards the bottom. Only slight variations between winter and summer periods are found, one of them being the relative minimum of $\sim 47 \text{ cm s}^{-1}$ at 190m observed in summertime that is not evident in winter. Amplitude of S_2 (panel C) remains almost constant at $\sim 16 \text{ cm s}^{-1}$ for summertime until $\sim 240 \text{ m}$, where it starts decreasing with depth. In wintertime, the amplitude slowly increases from $\sim 18 \text{ cm s}^{-1}$

near the surface until $\sim 26 \text{ cm s}^{-1}$ at $\sim 220\text{m}$, then decreasing with depth. Discrepancies between both periods are evident, with winter values 30% higher on average and up to 50% higher at $\sim 220\text{m}$, level of the maximum difference.

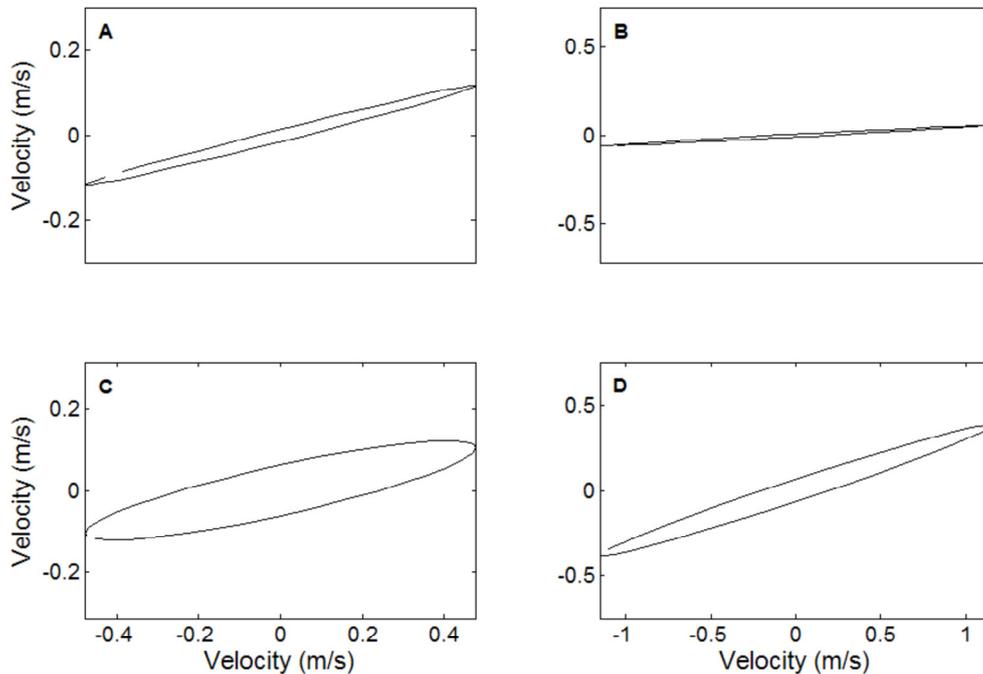


Figure 4.3: M_2 tidal constituent ellipses at 96 m (panel A) and 256 m (panel C) at ES and at 56 m (panel B) and 194 m (panel D) at CS. Relative importance of both semi-axis are clearly evidenced.

The phase of M_2 is maximum nearly, but slightly above, the depth of the maximum amplitude. It is more pronounced in summer, a fact that could be related to the different stratification of the upper water column. The dependence of the phase with depth implies downwards phase propagation above the depth of local maximum and upwards propagation below it. According to the linear theory of internal waves in a continuously stratified flow, the group velocity (that is, the energy) has a vertical propagation of different sign than phase, that is upwards (downwards) from the depth of maximum phase, which means a local divergence of energy towards the surface and the bottom. The maximum of M_2 amplitude found below this depth as well as the secondary local maximum around 150 m above this depth could be related to this vertical energy propagation.

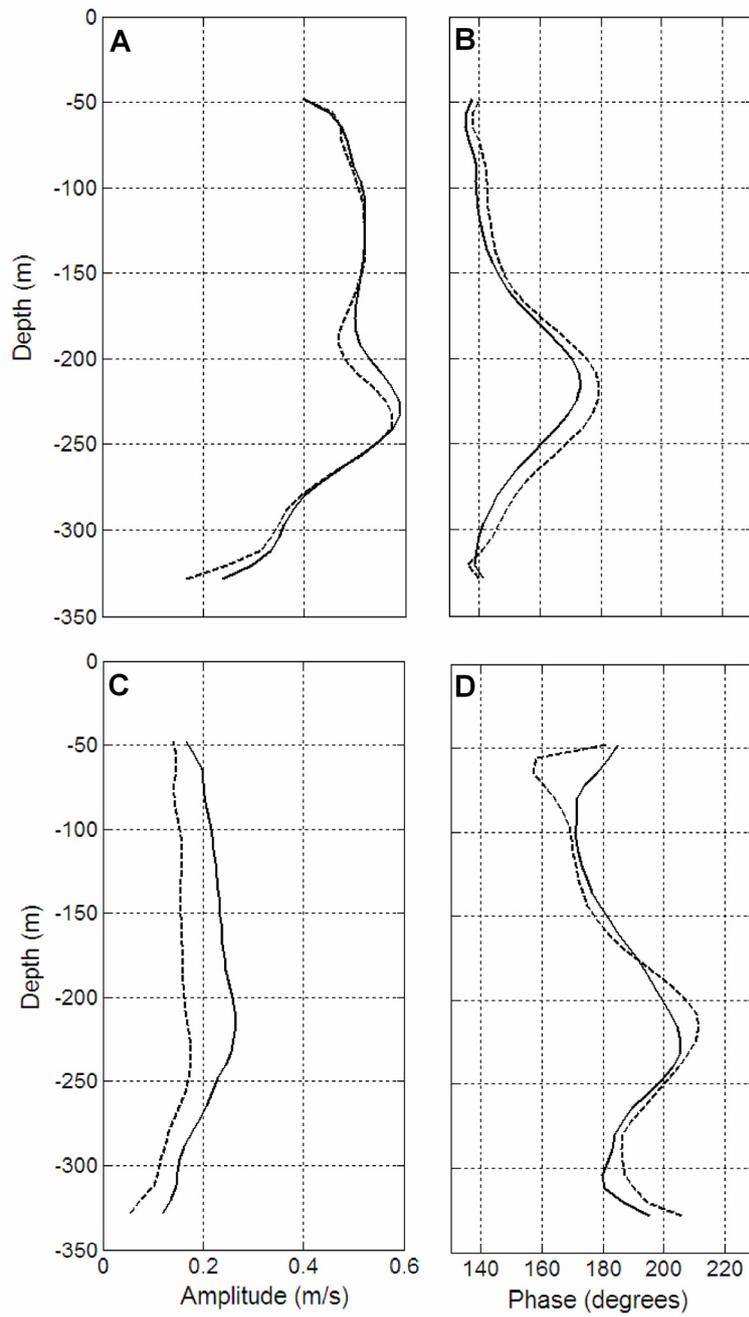


Figure 4.4: Vertical structure of the semidiurnal tidal constituents M_2 (amplitude, panel A; phase panel B) and S_2 (amplitude panel C; phase panel D) both for winter (solid line) and summer (dashed line) periods at ES.

S_2 constituent shows a similar vertical pattern, although the relative position in the water column of the amplitude and phase maxima in winter is different from the pattern of M_2 and also from that of S_2 in summer. The nearly constant phase difference of 30° between S_2 and M_2 (S_2 leading M_2) indicates an age of the tide of 1.2 days, that is, spring tide happens one day later than new or full moon. The increase of S_2 phase near the bottom implies greater age of the tide in this area. The greater S_2 amplitude in winter implies stronger (weaker) spring (neap) tides in this season, a feature enhanced between 170 and 230 m (around the depth of the mean interface) because of the increase of M_2 amplitude within this depth range in winter.

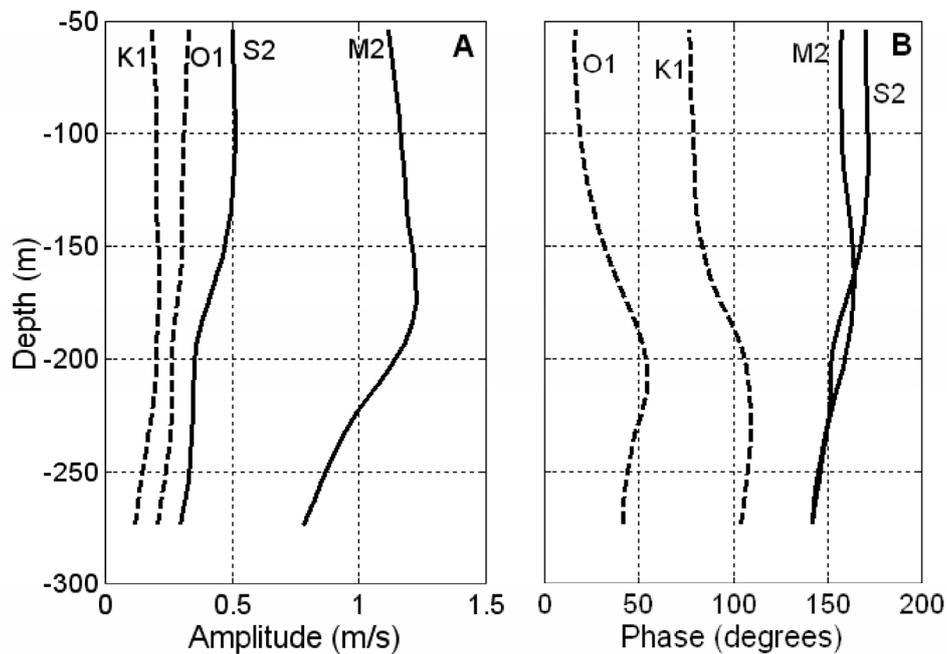


Figure 4.5: Vertical structure (amplitude, panel A; phase, panel B) of the main semidiurnal (solid line) and diurnal (dashed line) tidal constituents for winter period at CS.

However, following the Rayleigh criterion, the length of the time series does not allow a satisfactory resolution of the S_2 - K_2 constituent's couples, which demands a record length of at least six months. For this reason, S_2 estimations may be affected by its non-resolved companion and part of the differences in amplitude and phase between summer and winter could be explained by this coupling. To further investigate this topic, a 1-year (2005) tidal harmonic analysis has been performed to obtain the amplitude rate and phase difference

between both constituents that will lead to infer the S_2 - K_2 coupling and isolate the S_2 contribution. As a result, variations of S_2 amplitude is reduced $\sim 50\%$ but coupling between constituents do not significantly account for S_2 phase which is more likely related to seasonal variability.

The amplitude of M_2 in CS slightly increases from the first bins to ~ 175 m depth (40m below the mean depth of the interface, Figure 4.5), where a maximum over 120 cm s^{-1} is reached. The maximum is shallower and more than twice greater than in ES. Below 175m, the amplitude decreases moderately. This pattern agrees with that of *Tsimplis* [2000] from mid-January to April and of *Candela et al.* [1990] spanning different periods. S_2 amplitude remains almost constant at $\sim 50 \text{ cm s}^{-1}$ until ~ 150 m, then gradually decreasing with depth. The values are again greater than in ES.

The phase of M_2 in CS is maximum some tens meters below the surface of zero mean velocity, at around 175 m, the same depth in which the amplitude also reaches maximum. It is less pronounced than in ES and, as in this place, it implies phase propagation from above and below and, therefore, energy divergence upwards and downwards from this depth. Phase of S_2 is greater than phase of M_2 above 160 m in the upper layer but it is less or equal in the Mediterranean layer. It is interesting to emphasise the good agreement of these results and those reported by *Tsimplis* [2000] with data of the same season but different year. According to the values in Figure 4.5B, spring tides in CS delay 0.5 to 1 day the new/full moon in the upper layer while they happen simultaneously with or even shortly before new/full moon in the lower layer. The diminution of S_2 phase in the Mediterranean layer in CS contrasts with the increase in ES, where it reaches a noticeably relative maximum well below the interface (Figure 4.4). The depth averaged phase of M_2 in CS (156°) is quite similar to that in ES (150°) while the depth averaged phase of S_2 in ES (186°) is greater than in CS (160°).

4.3.3.b Diurnal constituents

The vertical distribution of K_1 and O_1 for winter and summer is shown in Figure 4.6. Amplitude of O_1 (panel A) reaches a maximum of 25 cm s^{-1} at 240 m, the same depth of M_2 maximum. There are no differences between summer and winter periods. In contrast,

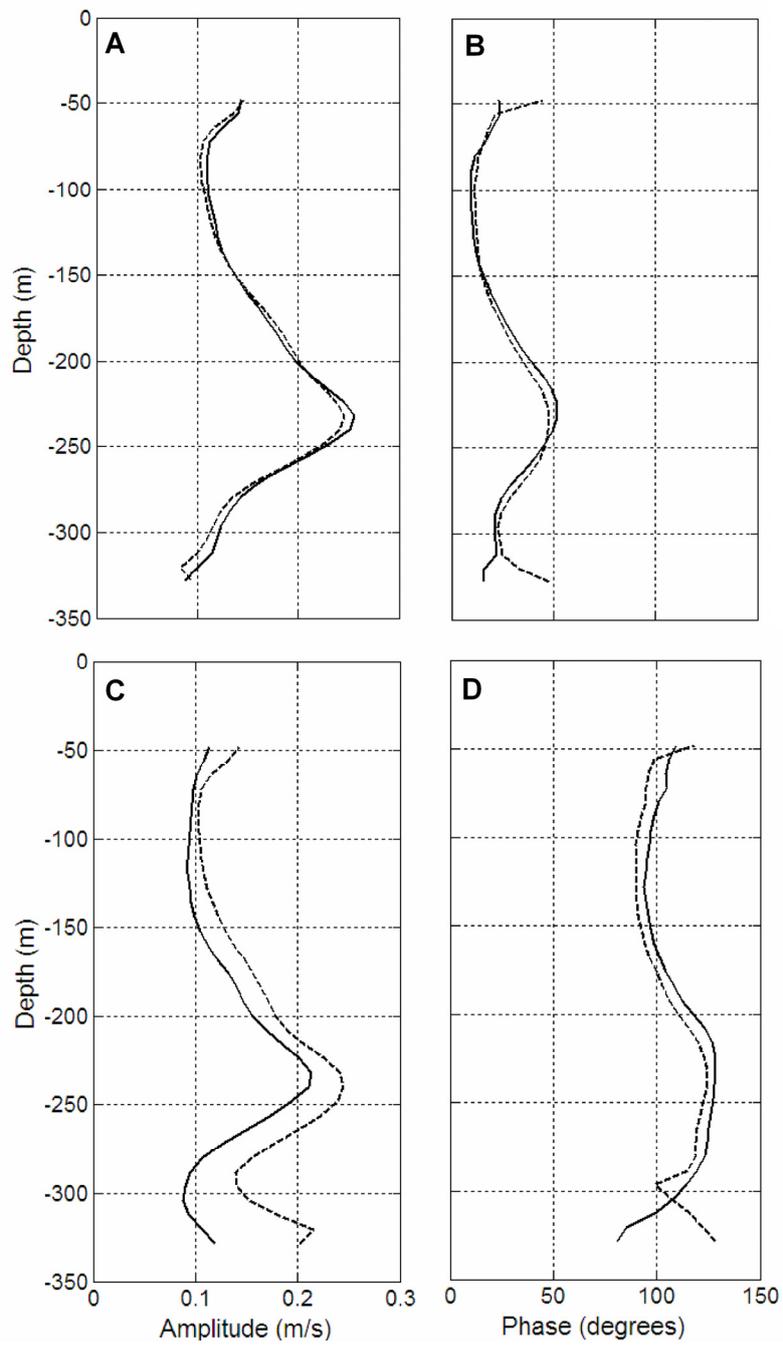


Figure 4.6: Vertical structure of the diurnal tidal constituents O_1 (amplitude, panel A; phase panel B) and K_1 (amplitude panel C; phase panel D) both for winter (solid line) and summer (dashed line) periods at ES.

K_1 amplitude is 2 to 4 cm s^{-1} greater in summer increasing to 6-7 cm s^{-1} in the lower bins (panel C). Similarly to O_1 , maximum value is observed at ~ 240 m in both periods. Phases of both constituents (Figure 4.6B-D) exhibit a similar behaviour with maxima at ~ 230 m and ~ 220 m, respectively. The phase of K_1 in summer leads by $\sim 8^\circ$ the phase in winter until the lower bins, where they diverge. Similarly to what happened to the S_2 constituent, K_1 - P_1 coupling must be considered as a possible source of seasonal variability. The procedure described for the S_2 constituent has also been performed to isolate the K_1 contribution. In contrast to S_2 , the coupling explains $\sim 50\%$ of the phase discrepancies but does not significantly affect the amplitude behaviour, which is more likely related to seasonal variability.

Amplitude of diurnal constituents is nearly depth-independent in CS (Figure 4.5). Rather constant values of $\sim 30 \text{ cm s}^{-1}$ (O_1) and $\sim 20 \text{ cm s}^{-1}$ (K_1) remains until ~ 200 m, then decreasing slightly to the bottom. The values are somewhat higher than in ES and match reasonably well those reported by *Tsimplis* [2000]. The vertical structure of the phases is very similar, with a rather constant difference of 50° and greater values in the lower layer that implies a delay in the occurrence of maximum diurnal tidal currents in this layer.

4.3.4.- Stability of the tidal constituents

Following *Tsimplis* [2000], stability of the tidal constituents has been estimated by splitting all the data available for each location into fortnightly periods. The results of the harmonic analysis for each of them allows for the estimation of a mean value and a standard deviation for the amplitude and phase of each tidal constituent. The ratio std/mean of the amplitude of each constituent is the stability criterion used. When the standard deviation for a given constituent is as large as the mean amplitude, the reliability of the harmonic constants is very poor. Figure 4.7 show that the ratio is always below 0.4 in ES, where S_2 is the noisiest signal. In CS, the ratio is very low except for K_1 constituent. As a rule, the smaller the amplitude, the greater the ratio and, hence, the noisier the signals. The larger amplitudes in CS compared with those of ES imply less noisy signals in that place.

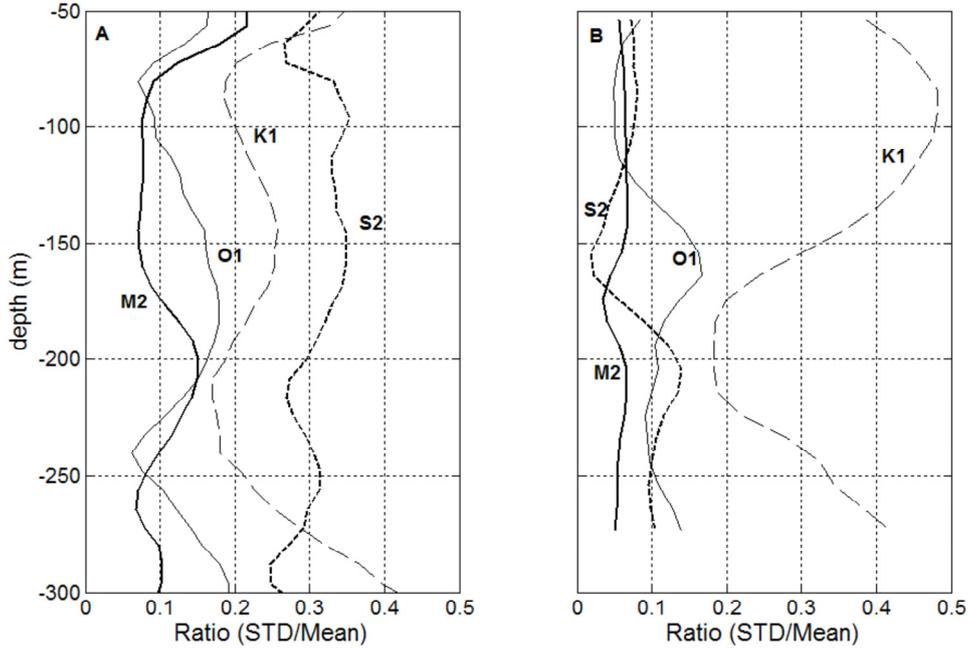


Figure 4.7: Vertical distribution of the mean/std ratio for amplitude of each tidal velocity constituent (M_2 , thick solid line; S_2 , thick dashed line; O_1 , thin solid line; K_1 , thin dashed line) both for ES (panel A) and CS (panel B).

4.3.5.- Normal mode decomposition

In order to separate tidal velocities into barotropic and baroclinic components, dynamical mode decomposition (DMD) technique has been used. DMD uses the linearized hydrodynamics equations with the Boussinesq approximation and the assumptions that dissipative and nonlinear advective effects are negligible.

DMD assumes that the solutions in all variables can be expressed as the sum of various vertical orthogonal normal modes. The vertical structure of each mode is described by $\psi_n(z)$ and the solutions of the velocity components (u, v, w) and pressure and density perturbations (p, ρ) are then written in the form:

$$w(x, y, z, t) = \sum_{n=0}^{\infty} w_n(x, y, t) \psi_n(z) \quad (4.1)$$

$$\{u(x, y, z, t), v(x, y, z, t), p(x, y, z, t) / \rho_0\} = \sum_{n=0}^{\infty} \{u_n(x, y, t), v_n(x, y, t), p_n(x, y, t)\} \frac{d\psi_n(z)}{dz} \quad (4.2)$$

$$\rho(x, y, z, t) = \sum_{n=0}^{\infty} \rho_n(x, y, t) \frac{d^2 \psi_n(z)}{dz^2} \quad (4.3)$$

Using the orthogonally condition of the different modes [Birkhoff and Rota, 1962; Gill, 1982]

$$\int_{-H}^0 N^2 \psi_n(z) \psi_m(z) dz = 0 \quad \text{if } m \neq n \quad (4.4)$$

and substituting equations (4.1)-(4.3) into the equation of motion leads to the classical eigenvalue equation:

$$\frac{d^2 \psi_n(z)}{dz^2} + \frac{N^2(z)}{c_n^2} \psi_n(z) = 0 \quad (4.5)$$

where c_n is the phase speed of mode n and N^2 is the buoyancy frequency. Equation (4.5) is solved using boundary conditions of flat bottom ($w_{-H} = 0$) and rigid lid free surface ($w_0 = 0$), which in terms of $\psi_n(z)$ are:

$$\psi_n(z) = 0 \quad \text{for } z = 0 \text{ and } z = -H \quad (4.6)$$

Equations (4.5)-(4.6) constitute a Sturm-Liouville problem for eigenvectors $\psi_n(z)$ with eigenvalues $1/c_n^2$.

4.3.6.- Normal modes solutions for Espartel and Camarinal stratification

Figure 4.8A shows the density profiles from MEDATLAS for all the stations selected for ES. In winter, the surface layer is rather homogeneous and density is nearly constant until ~ 150 m. In summer, a sub-surface pycnocline of thermal origin develops, but below 60 m depth the distribution of density is nearly independent of the time of the year. In CS, the density profiles selected from MEDATLAS correspond to winter (February-April, Figure 5.8C). The vertical distribution is similar to that of ES for the same period with a rather homogeneous water column until ~ 100 m and a shallower pycnocline (interface) due to its easternmost location.

The $N(z)$ profiles are shown in Figure 4.8B-D. The seasonal variation of density is evident in ES, where the winter profile has a sole peak at $\sim 210\text{m}$ whereas the summer profile also peaks at $\sim 50\text{m}$. In CS, the maximum in Brunt-Vaisalla frequency is founded at $\sim 140\text{m}$.

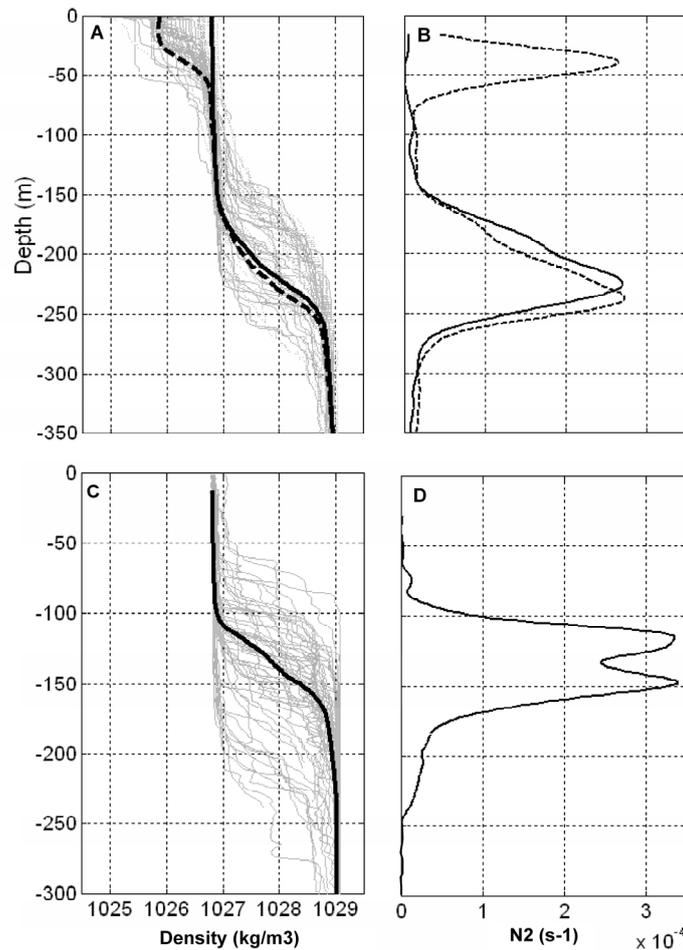


Figure 4.8: A) Density profiles for all the stations selected for ES (thin grey lines). Mean density profile for winter (black solid line) and summer (black dashed line) periods have been superposed. B) Brunt-Vaisalla (N^2) mean profiles for winter (solid line) and summer (dashed line) periods at ES. C) Density profiles for all the stations selected for CS (thin grey lines). Mean density profile for winter period have been superposed. D) Brunt-Vaisalla (N^2) mean profile for wintertime at CS.

The solution of equation (4.5) using these $N(z)$ profiles with boundary conditions (4.6) provides the vertical shape of the normal modes $\psi_n(z)$ for the vertical component of velocity. First derivative of $\psi_n(z)$ provides the vertical shape of the normal modes for the horizontal components $\phi_n(z)$, according to equation (3.2). Figure 4.9 shows the vertical

shape of the first four baroclinic modes, $\varphi_n(z)$ ($n = 1, \dots, 4$) for winter (panel A) and summer (panel B) periods in ES and for winter in CS (panel C) normalised to maximum amplitude. However, the normalisation

$$\int_{-H}^0 \varphi_n^2(z) dz = 1 \quad (4.7)$$

turns out to be more convenient and will be used henceforth as it allows for a direct interpretation of the relative importance of each mode in terms of the energy associated to it. Let us consider along-strait tidal currents of the form:

$$u_l = a_l \cos(\omega t - \theta_l) \quad (4.8)$$

where a_l , θ_l ($l = 1, 2, \dots, L$, number of bins sampled) are, respectively, the computed current amplitude and phase (harmonic constants) of the constituent of frequency ω . The above expression can be written:

$$u_l = A_l \cos(\omega t) + B_l \sin(\omega t) \quad (4.9)$$

with

$$A_l = a_l \cos \theta_l \quad ; \quad B_l = a_l \sin \theta_l \quad (4.10)$$

The next step is to reproduce the coefficients A_l and B_l through a linear combination of the theoretical modes:

$$A_l = \sum_{n=1}^K C_n \cdot \varphi_n + noise \quad ; \quad B_l = \sum_{n=1}^K S_n \cdot \varphi_n + noise \quad (4.11)$$

Coefficients C_n and S_n are determined by minimisation of the noise in (4.11) through least-squares fitting. The number of modes in the summation K cannot exceed the number of bins M and must be selected taking into account the number of degrees of freedom (NDF) in the fitting. *Schott* [1977] and *Siedler and Paul* [1991] recommended a minimum NDF of 11. The fitting was carried out using different NDF, the results being fairly insensitive to the NDF provided that it is greater than 11. Due to the negligible contribution of higher modes, K was fixed to 10 so that NDF is 30 for ES and 13 for CS. The vertical structure of each mode is obtained through the products $(C_n, S_n) \cdot \varphi_n(z)$,

where the coefficients are independent of depth. This vertical structure is often described in terms of amplitude a_n and phase θ_n of each mode, computed according to

$$a_n^2 = C_n^2 + S_n^2 \quad ; \quad \theta_n = \tan^{-1}\left(\frac{S_n}{C_n}\right) \quad (4.12)$$

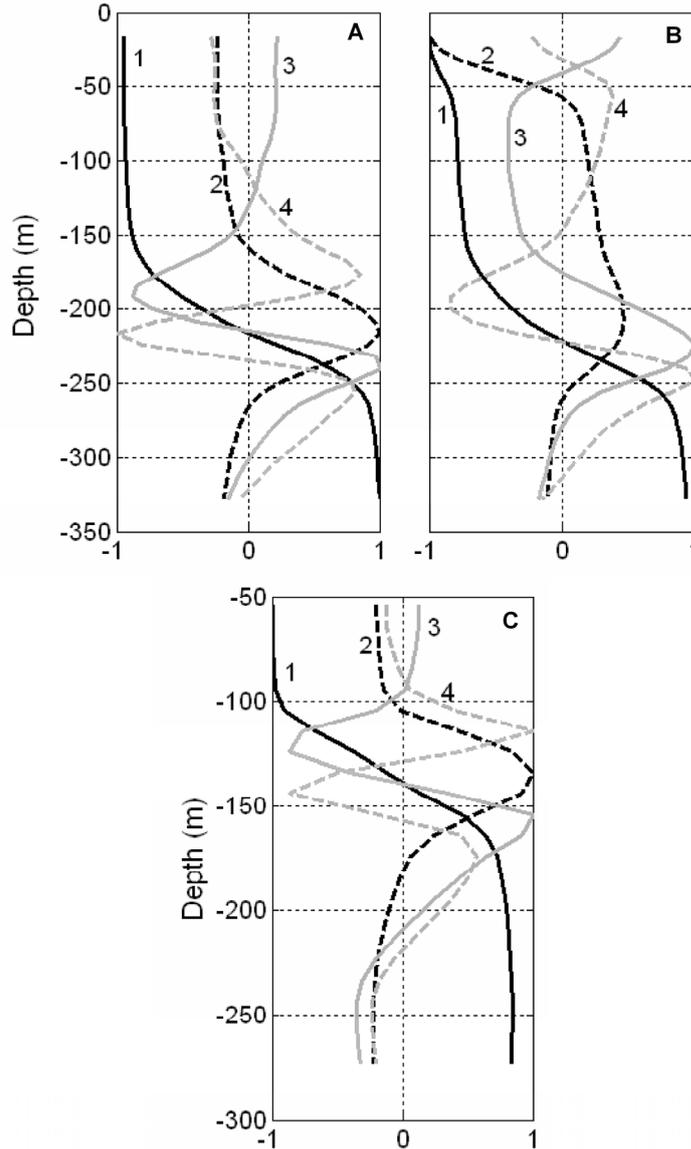


Figure 4.9: First four baroclinic “horizontal” normal modes (#1, black solid line; #2, black dashed line; #3, grey solid line; #4, grey dashed line), $\varphi_n(z)$ for winter (panel A) and summer (panel B) periods at ES and for wintertime at CS (panel C) normalised to maximum amplitude. An identificative number for each mode has also been labelled. Notice that this normalisation to maximum amplitude has only been used for this Figure for a better visualisation of the vertical shape. For calculations the more convenient (5.7) is preferred.

Tables 4.1-4.3 summarise the results of the fitting. In all cases, the combination of the barotropic and the first five baroclinic modes (normalised to (4.7)) reproduces accurately the amplitude and phase profiles of the tidal constituents, as shown in Figure 4.10 for semidiurnal constituents. Since ES data corresponds to summertime and CS data to wintertime, the fitting quality turns out to be rather insensitive to seasonal variations. Relative importance of each mode can be established in terms of the energy associated. Squaring equation (4.2) and then integrating between bottom and the surface, yields:

$$\int_{z=-H}^{z=0} u^2(x, y, z, t) dz = \sum_{n=0}^{\infty} u_n^2(x, y, t) \int_{z=-H}^{z=0} \varphi_n^2(z) dz = \sum_{n=0}^{\infty} u_n^2(x, y, t) \quad (4.13)$$

where the normalisation (4.7) has been used. The LHS is proportional to kinetic energy associated to horizontal movement. The coefficients u_n in (4.13) are the amplitudes a_n computed from (4.12) and each term on the summation of the RHS, which in practice extends from $n=0$ to $n=K$, indicates the amount of energy accounted by each mode. The quotient:

$$E_n = \frac{a_n^2(x_A, y_A)}{\sum_{n=0}^K a_n^2(x_A, y_A)} \quad (4.14)$$

represents the fraction of total energy explained by mode n .

Results of these calculations are summarised in tables 4.1-4.3. Barotropic mode is by far the most energetic in all cases. In ES, it is more energetic in winter than in summer for constituents M_2 (above 85% of total energy in winter and 77% in summer), S_2 (87.5% in winter and ~73% in summer) and O_1 (above 78% in summer and ~70% in summer). K_1 is more energetic in summer (almost 80%) than in winter (around 70%).

In CS (Table 4.3) the barotropic mode explains more than 93% for all constituents, a result previously reported by *Candela et al.* [1990], *Mañanes et al.* [1998] and *Tsimplis* [2000]. The small fraction of energy not explained by the barotropic mode is accounted by the first baroclinic one for all constituents analysed except M_2 . Both modes explain around 99% of the total energy. For M_2 constituent, modes 2 and 3 are more important than mode 1. The barotropic mode in ES explains a considerable less percentage of total energy, particularly

in summer. For M_2 constituent, the second baroclinic mode is more important than the first one in winter and comparable to the first one during summer. Summer stratification favours a first-mode internal oscillation but also, and particularly, the third mode. It is not a surprising fact if we consider the vertical structure of amplitude in Figure 4.4A with two well differentiated relative maxima in summer. The second shallower maximum is smoothed in winter and, consequently, the existence of a relevant third mode is not as necessary as in summer. The richer high mode structure in ES is thus consequence of the more complex vertical structure of the harmonic constants.

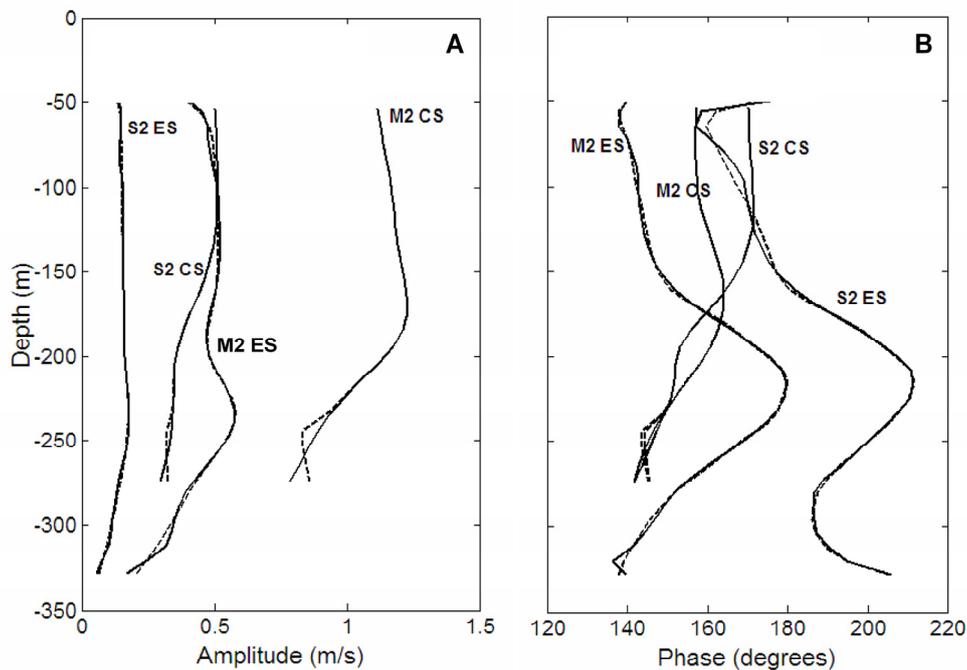


Figure 4.10: Reproduction of amplitude (panel A) and phase (panel B) profiles of the semidiurnal tidal constituents (dashed line) from the combination of the barotropic and the first five baroclinic modes (normalised to (5.7)). For comparison purposes, the real profiles have also been displayed (solid line). ES and CS labelled beside each tidal constituent stand for Espartel and Camarinal sill, respectively. ES data corresponds to summertime and CS data to wintertime. No significant seasonal variations are observed in the fitting quality.

	TIDAL CONSTITUENT			
	M_2	S_2	O_1	K_1
Barotropic	6.3, 152 (76.9)	2.0, 186 (73.2)	2.0, 36 (69.9)	2.7, 117 (79.8)
Baroclinic 1	1.5, 154 (4.4)	0.6, 141 (8.0)	0.2, -62 (0.4)	0.9, 134 (9.6)
Baroclinic 2	1.6, 171 (4.8)	0.6, 221 (6.5)	0.9, 11 (14.0)	0.7, 253 (4.9)
Baroclinic 3	2.0, 223 (8.0)	0.5, 239 (4.4)	0.7, 72 (9.2)	0.3, 181 (1.3)
Baroclinic 4	1.4, 152 (3.8)	0.4, 163 (3.9)	0.3, 30 (2.0)	0.1, 170 (0.1)
Baroclinic 5	0.9, 169 (1.6)	0.3, 169 (2.2)	0.2, -39 (0.7)	0.4, 141 (1.7)

Table 4.1: Amplitude a_n , phase θ_n and percentage of energy (inside parenthesis) for the barotropic mode and first five baroclinic modes normalised to (4.7) over ES during summer time.

	TIDAL CONSTITUENT			
	M_2	S_2	O_1	K_1
Barotropic	7.0, 149 (86.6)	3.1, 188 (87.5)	2.2, 28 (78.2)	2.1, 101 (71.1)
Baroclinic 1	1.0, 135 (1.7)	0.5, 141 (2.0)	0.1, -46 (0.2)	0.5, 236 (3.8)
Baroclinic 2	2.2, 203 (8.4)	0.9, 223 (7.1)	1.0, 62 (16.1)	0.8, 159 (10.1)
Baroclinic 3	0.6, 156 (0.7)	0.1, 160 (0.06)	0.4, 74 (2.8)	0.6, 194 (7.1)
Baroclinic 4	0.9, 152 (1.5)	0.4, 171 (1.6)	0.4, 18 (2.1)	0.3, 198 (1.9)
Baroclinic 5	0.2, 177 (0.09)	0.2, 228 (0.3)	0.02, 69 (0.07)	0.5, 226 (3.8)

Table 4.2: Amplitude a_n , phase θ_n and percentage of energy (inside parenthesis) for the barotropic mode and first five baroclinic modes normalised to (4.7) over ES during winter time.

	TIDAL CONSTITUENT			
	M_2	S_2	O_1	K_1
Barotropic	15.9, 156 (97)	6.3, 163 (94.1)	4.1, 31 (93.2)	2.7, 90 (93.3)
Baroclinic 1	1.1, 181 (0.4)	1.4, 204 (4.6)	1.0, -34 (5.9)	0.5, 15 (3.9)
Baroclinic 2	1.5, 199 (0.9)	0.6, 204 (1.0)	0.2, 5 (0.2)	0.3, 45 (1.1)
Baroclinic 3	1.6, 200 (1.0)	0.3, 197 (0.3)	0.2, 36 (0.2)	0.3, 65 (0.8)
Baroclinic 4	1.1, 192 (0.4)	0.2, 201 (0.05)	0.1, -75 (0.09)	0.2, -85 (0.35)
Baroclinic 5	0.6, 194 (0.1)	0.01, 138 (0.003)	0.1, -66 (0.07)	0.1, -54 (0.1)

Table 4.3: Amplitude a_n , phase θ_n and percentage of energy (inside parenthesis) for the barotropic mode and first five baroclinic modes normalised to (4.7) over CS during winter time.

4.4.- SUMMARY AND CONCLUSIONS

The observations of the exchange at the two main sills of the Strait of Gibraltar (ES and CS) analysed in this work have evidenced the noticeable spatial variability of the tidal flow as well as some minor seasonal differences that follow from the separation of the one-year long series into smaller pieces spanning summer and winter seasons.

The mean (time averaged) flow structure illustrates the well-known deepening of the interface (the surface of null along-Strait velocity) when moving to the west. In ES, the interface is around 40 m deeper than in CS. The outflowing velocity is greater in ES, where it shows a local maximum at around 100m below the interface, which is greater and deeper in winter. During this season, the interface is also slightly shallower giving rise to an increased outflow in winter, a fact pointed out by *García-Lafuente et al.* [2007].

Over ES, only slight variations between winter and summer periods are observed for M_2 tidal current, especially through the interface layer. For S_2 and K_1 discrepancies between both periods are clearly evident. Amplitude in CS reaches maximum at a shallower depth than in ES and its value is higher for all tidal constituents (more than twice for M_2). Phases of diurnal constituents near the bottom are delayed with regards to phases near the surface, in contrast to what happened to the semidiurnal constituents.

DMD has been carried out to separate tidal velocities into barotropic and baroclinic components and relative importance of each mode has been determined in terms of the energy associated. For ES, barotropic mode is more energetic during wintertime for M_2 , S_2 and O_1 constituents, K_1 being more energetic during summertime. In any case, total energy of barotropic mode is always above 70% (above 85% for semidiurnal constituents in winter) and baroclinic modes have smaller contributions. During wintertime, second baroclinic mode is more energetic than the first one and relatively high percentage of energy is accounted by third baroclinic mode for M_2 (8%) and O_1 (9%) constituents. Over CS, barotropic mode accounts for more than 90% of total energy in all the tidal constituents, the highest value (97%) observed for M_2 .

CAPÍTULO QUINTO

EL FLUJO MEDITERRÁNEO DE SALIDA EN ESPARTEL

5.1- INTRODUCCIÓN

Una vez analizados los efectos de la marea sobre las corrientes en Espartel y su implicación en la dinámica del intercambio, en este capítulo se procederá al cálculo del transporte de Agua Mediterránea de salida a partir de los registros de velocidad obtenidos en el canal principal del umbral de Espartel (ver figura 1.1) en el transcurso de las campañas INGRES, presentados en el capítulo 2.

La enorme complejidad y distinta escala temporal de los procesos físicos que actúan sobre el intercambio medio en el Estrecho, descrito tradicionalmente como un sistema bicapa en el que el Agua Atlántica accede al mar Mediterráneo por la superficie y el Agua Mediterránea fluye hacia el océano Atlántico en profundidad, recomienda calcular el transporte para distintos rangos de frecuencia (de marea, subinercial y estacional) con el objetivo de cuantificar la contribución de cada uno de los agentes que actúa sobre los flujos intercambiados. Los resultados obtenidos serán además comparados y

complementados con las salidas numéricas del modelo CEPOM, utilizado en el capítulo 3 y descrito en el Anexo B, con el objetivo de estimar el error cometido en el cálculo del transporte al utilizar las observaciones y cuantificar el transporte a través del canal secundario (ver figura 1.1), donde no hay registros de velocidad disponibles. Por último, se da una breve reseña sobre el estado hidráulico en el Estrecho y se presentan distintas metodologías para verificar la hipótesis de que el control permanente y efectivo del agua saliente se encuentra en el umbral de Espartel o en una sección cercana a dicho umbral.

5.2- ESTIMACIÓN DEL FLUJO INSTANTÁNEO DE SALIDA

El flujo en cada instante de tiempo, en un modelo bicapa, se define simplemente como una velocidad instantánea $\tilde{u}_i(t)$, en la dirección del eje longitudinal del Estrecho, representativa de la capa i , multiplicada por un área $A_i(t)$ representativa de dicha capa y perpendicular a dicha dirección^{xvi}. En el caso de la capa profunda, este área se calcula como un espesor (altura desde el fondo b hasta la profundidad de la interfase $\eta(t)$) por una anchura W . De esta manera se obtiene el flujo instantáneo de la capa inferior:

$$Q_2(t) = \tilde{u}_2(t) \cdot A_2(t) \quad (5.1)$$

Los registros de velocidad del ADCP permiten extender la definición anterior para dar cuenta de la estructura vertical de la velocidad, descrita en el epígrafe 2.3. Para ello, se definirá el transporte instantáneo de salida $Q_2(t)$ como:

$$Q_2(t) = \int_{z=-b}^{z=-\eta(t)} u_2(z,t) \cdot W(z) dz \quad (5.2)$$

con $u_2(z,t)$ la componente de la velocidad a lo largo del eje natural del Estrecho (velocidad rotada 17° en sentido antihorario respecto al Este).

En esta definición de flujo instantáneo la variabilidad proviene tanto de las variaciones registradas en las velocidades como de las variaciones de las secciones transversales $A_2(t)$,

^{xvi} Se sigue el convenio usual de etiquetar la capa superficial con un **1** y la capa profunda con un **2** en esta descripción simplificada bicapa del Estrecho de Gibraltar.

debidas a las excursiones verticales de la interfase $\eta(t)$. En este caso, nótese que este flujo de salida supone un promedio de los valores de velocidad ponderado por las secciones que representan (ver en la Figura 5.1 la dependencia del área con la profundidad), dando tanto más importancia al dato de velocidad, en este índice (flujo instantáneo de salida), cuanto más superficial es la medida de la velocidad. Por otro lado, las excursiones de la interfase incluyen o excluyen del cálculo registros de velocidad. Éstos datos, susceptibles de ser utilizados o no en el índice, presentan una variabilidad de marea importante (ver Figura 2.6a, entre los 190 y 230 m de profundidad) y caso de utilizarse contribuyen con un peso superior a cualquier velocidad de una celda más profunda, de forma que duplican e incluso triplican su importancia en relación con los datos del fondo.

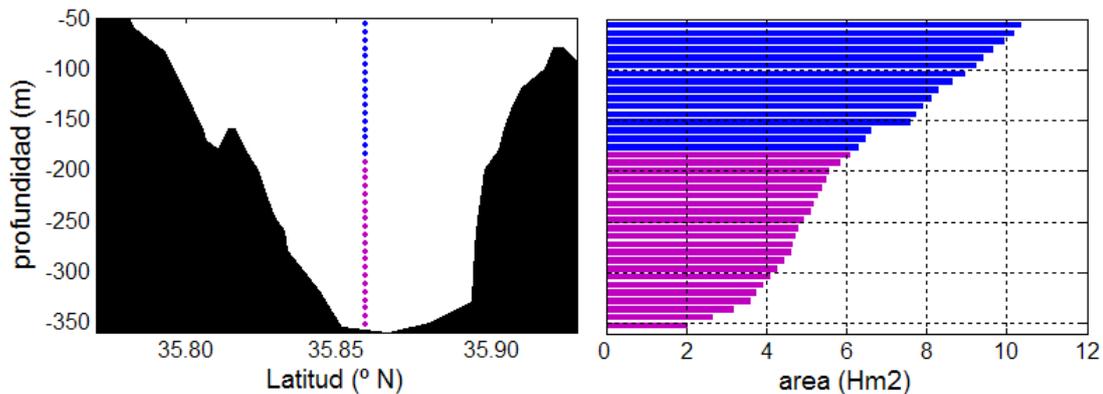


Figura 5.1. Cálculo de la anchura del umbral de Espartel para el cómputo del transporte de salida. (a) profundidad de las celdas en las que se han registrado los datos de velocidad mediante ADCP y correntímetro puntual. (b) área de la sección transversal del canal sur del umbral de Espartel para cada celda de medida. Las áreas de color azul se encuentran por encima de la profundidad media de velocidad nula (figura 2.6) mientras que las áreas de color morado se localizan por debajo de dicha profundidad

5.2.1. Definición de la interfase de intercambio y cálculo de flujos

Para realizar la estimación del transporte instantáneo de salida a partir de las medidas de velocidad es necesario establecer primero un criterio para definir la interfase $\eta(t)$ de separación entre el flujo superficial de agua atlántica que accede al mar Mediterráneo y el flujo de agua mediterránea evacuada hacia el océano Atlántico en profundidad. A continuación se exponen diversas definiciones de interfase propuestas en la literatura y se discuten las ventajas e inconvenientes de cada una de ellas. Una vez definido el criterio de elección de la interfase y establecida su profundidad en cada instante de tiempo, será

posible estimar el flujo instantáneo de salida en la sección del canal principal del umbral de Espartel a partir de (5.2).

5.2.1.a Superficie de velocidad cero

En principio el criterio más obvio para separar dos corrientes que se desplazan en sentido opuesto es el de utilizar, en cada instante de tiempo, 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 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 al menos una de las capas en todo el Estrecho, especialmente en mareas vivas [Candela *et al.*, 1990, Vargas, 2004], lo que significa que la superficie de velocidad nula no existe durante una fracción relativamente grande del ciclo de mareas.

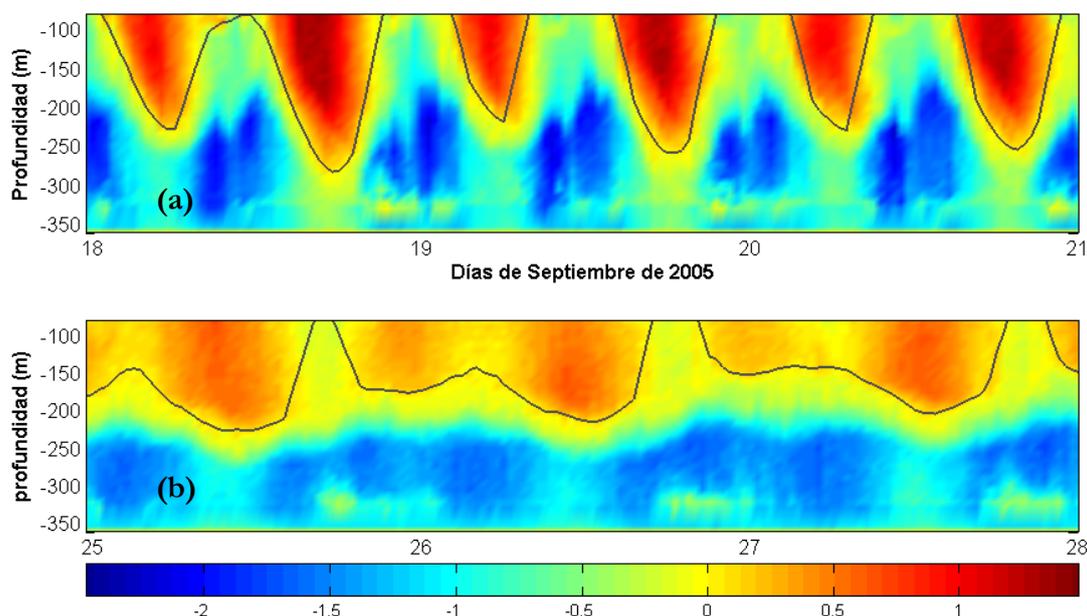


Figura 5.2. Perfil de velocidades (ADCP y correntímetro puntual) en el umbral de Espartel ($m s^{-1}$). El panel superior (a) muestra la velocidad instantánea muestreada cada media hora durante un periodo de mareas vivas y el panel inferior (b) muestra la velocidad durante un periodo de mareas muertas. Los colores rojos indican velocidades positivas (hacia el este) y los colores azules indican velocidades negativas (hacia el oeste). La línea gris continua muestra la profundidad de velocidad cero, que coincide aproximadamente con el color amarillo en la escala de velocidades utilizada.

La figura 5.2 muestra las velocidades instantáneas registradas en Espartel por el ADCP y el correntímetro puntual, situado más abajo en la columna de agua, para dos periodos de mareas: (a) vivas y (b) muertas. Se puede apreciar el carácter semidiurno de la misma que produce dos corrientes de llenado y dos corrientes de vaciado cada día.

En periodos de mareas vivas (panel superior) se producen inversiones de la corriente Atlántica que penetra en el Mediterráneo en cada ciclo de marea (durante los periodos de crecientes) que provocan la inversión del flujo en la capa Atlántica y el consiguiente levantamiento de la interfase (línea gris continua en la figura) al desplazarse la columna de agua hacia el océano Atlántico (tonalidades verde-azuladas en la figura) debido a que cuando sube el nivel del mar, entre la bajamar y la pleamar, las corrientes de marea transportan agua hacia el Atlántico para poder ajustar el mayor desnivel de la pleamar oceánica. Esto favorece e intensifica el flujo de salida e invierte el de entrada de modo que la superficie de velocidad nula sencillamente no existe. En periodos de vaciante, en cambio, la marea se dirige hacia el Mediterráneo evacuando del océano Atlántico el agua necesaria para ajustarse de nuevo a la más acentuada bajamar oceánica. Por tanto, en estos periodos la marea favorece el flujo entrante y se contrapone al flujo de salida, que sin embargo en la sección de muestreo sigue fluyendo hacia el océano Atlántico de forma ininterrumpida incluso en los periodos de máxima intensidad de la corriente de marea, manteniendo la presencia de la superficie de velocidad nula.

En la figura 5.2 es fácil observar la distinta velocidad máxima entre las dos corrientes de llenado o las dos corrientes de vaciado que se producen cada día, es decir, la *desigualdad diurna* discutida en el epígrafe 3.3.2.c. Su influencia sobre la interfase se aprecia sobre todo en los periodos de mareas muertas (panel inferior), donde las capas de agua Atlántica y Mediterránea se encuentran bien definidas la mayor parte del tiempo debido a que apenas se producen inversiones en la corriente por carecer la marea de la energía necesaria para contrarrestar el flujo medio. Las inversiones que se producen en estos periodos (una al día) son el resultado de la existencia de dicha desigualdad diurna, que suministra a la corriente de marea la energía necesaria para invertir el flujo de entrada, aunque con mucha menor intensidad que en los periodos de mareas vivas.

En resumen, el desplazamiento de la interfase hacia la superficie del mar (dónde el ADCP no llega a medir) en el umbral de Espartel se produce en periodos de mareas vivas, con periodicidad semidiurna, y en periodos de mareas muertas, con periodicidad diurna, en la capa de agua Atlántica. En estos periodos la superficie de velocidad cero no se encuentra definida. Si se aplica un filtro de paso-baja a la interfase, por ejemplo el filtro Butterworth de paso baja F_{B1} que cancele la variabilidad mareal, es posible entonces utilizar la superficie de velocidad cero como criterio de separación de ambas capas que ahora sí está siempre definida (al menos mientras no se produzcan inversiones forzadas meteorológicamente, en principio poco frecuentes [García-Lafuente *et al.*, 2002b]). Sin embargo, esta metodología debe ser contrastada y validada porque sólo estima transportes de la señal subinercial y se ignoran flujos rectificados de marea o eddie-fluxes [ver Vargas *et al.*, 2006].

5.2.1.b Rango de profundidades asociado a una propiedad hidrológica

Desde el punto de vista de las características de las masas de agua, la separación entre aguas Atlánticas y Mediterráneas puede situarse en una región interfacial definida como la zona de transición entre los valores de salinidad, densidad, o cualquier otra propiedad característicos de la capa superficial y los característicos de la capa profunda. Se admite, por tanto, que la interfase pueda extenderse a través de un rango apreciable de profundidades. Algunos autores han argumentado que la región interfacial tiene entidad dinámica propia como tercera capa constituyendo en sí misma una capa activa debido a que parte del flujo de entrada y/o salida tiene lugar a través de esta región intermedia y no únicamente a través de las dos capas homogéneas [Bray *et al.*, 1995]. Sin embargo, definir la interfase como un rango de profundidades o salinidades no es adecuado en el contexto de un modelo bicapa. Por ello algunos autores definen la interfase como la profundidad de una superficie material dada, situada en el interior de la región interfacial, ya sea una isohalina [Candela *et al.*, 1989; Bryden *et al.*, 1994] o isopicna [Armi y Farmer, 1988], dando así mismo argumentos para justificar dicha elección particular.

Las observaciones de la estación de Espartel no incluyen parámetros hidrológicos en la columna de agua (ver el epígrafe 2.2), por lo que esta definición de la interfase no es aplicable.

5.2.1.c Maximización de flujos

a- Isohalina que maximiza los flujos medios

En los últimos años se ha comenzado a utilizar un procedimiento que combina la información del perfil de corriente con el de salinidad [García-Lafuente *et al.*, 2000; Vargas *et al.*, 2006]. Se basa en equiparar la profundidad de la interfase 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 y se estiman los transportes de entrada y de salida bajo la suposición de que la interfase 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 interfase. Es decir, se escoge la isohalina S que cumpla:

$$\frac{\partial \langle Q_{is} \rangle}{\partial S} = 0 ; \quad \frac{\partial^2 \langle Q_{is} \rangle}{\partial^2 S} < 0 ; \quad (i = 1,2) \quad (5.3)$$

donde los paréntesis triangulares indican promedio temporal. Es importante entender que la maximización se refiere 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. En García-Lafuente *et al.*, [2000], por ejemplo, se obtiene que la isohalina que maximiza los transportes tiene un valor en torno a $S = 37.9$ en la parte oriental del Estrecho y se corresponde con aguas con fuerte influencia mediterránea, por 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 CTD únicamente. En cualquier caso, este método no puede ser aplicado por la falta de observaciones de salinidad.

b- Maximización de flujos por velocidades

Si no se dispone de datos de salinidad pero sí de datos de corrientes de gran resolución vertical, una alternativa al método anterior consiste en estimar la profundidad de la interfase a partir de los datos de velocidad y la información disponible por otras fuentes de la estructura de salinidad en las inmediaciones del punto de fondeo. Los flujos de entrada y salida se pueden escribir como:

$$q_1(\xi, t) = \int_{z=-\xi(t)}^{z=0} u(z, t)W(z)dz \quad (5.4)$$

$$q_2(\xi, t) = \int_{z=-b}^{z=-\xi(t)} u(z, t)W(z)dz \quad (5.5)$$

donde se permite que la profundidad $\xi(t)$ varíe entre un límite superior ξ_u y otro inferior ξ_l . Esta imposición es necesaria para evitar el efecto de las posibles inversiones de corriente en una o ambas capas. La profundidad de la interfase en cada instante de tiempo $\eta(t)$ se define como la profundidad $\xi(t)$ que maximiza la “diferencia de flujos”, definida como $\Delta q(\xi, t) = q_1(\xi, t) - q_2(\xi, t)$, en el rango $\xi_u \leq \xi(t) \leq \xi_l$, es decir:

$$[\Delta q(\xi, t)]_{\xi=\eta} \geq \Delta q(\xi, t), \quad \xi_u \leq \xi(t) \leq \xi_l \quad (5.6)$$

Las inversiones de corriente en Espartel se dan exclusivamente en la capa Atlántica, por lo que sólo se debe proporcionar un límite superior ξ_u que restrinja las excursiones verticales de la interfase y permita separar las aguas Atlánticas de las Mediterráneas cuando ambas capas se desplazan hacia el océano Atlántico. Para ello se hace uso de las propiedades hidrológicas del flujo.

El flujo atlántico está formado por el Agua Superficial Atlántica y de Agua Central Noratlántica, que se extiende bajo la primera en las latitudes medias del Atlántico Norte oriental. Esta agua, de baja salinidad, está inmediatamente por encima del flujo salino mediterráneo, formado en su mayor parte por Agua Levantina Intermedia, lo que resalta el gradiente vertical de salinidad. Ninguno de los dos flujos es homogéneo; tanto uno como otro son un añadido de masas de agua de densidades similares pero de características

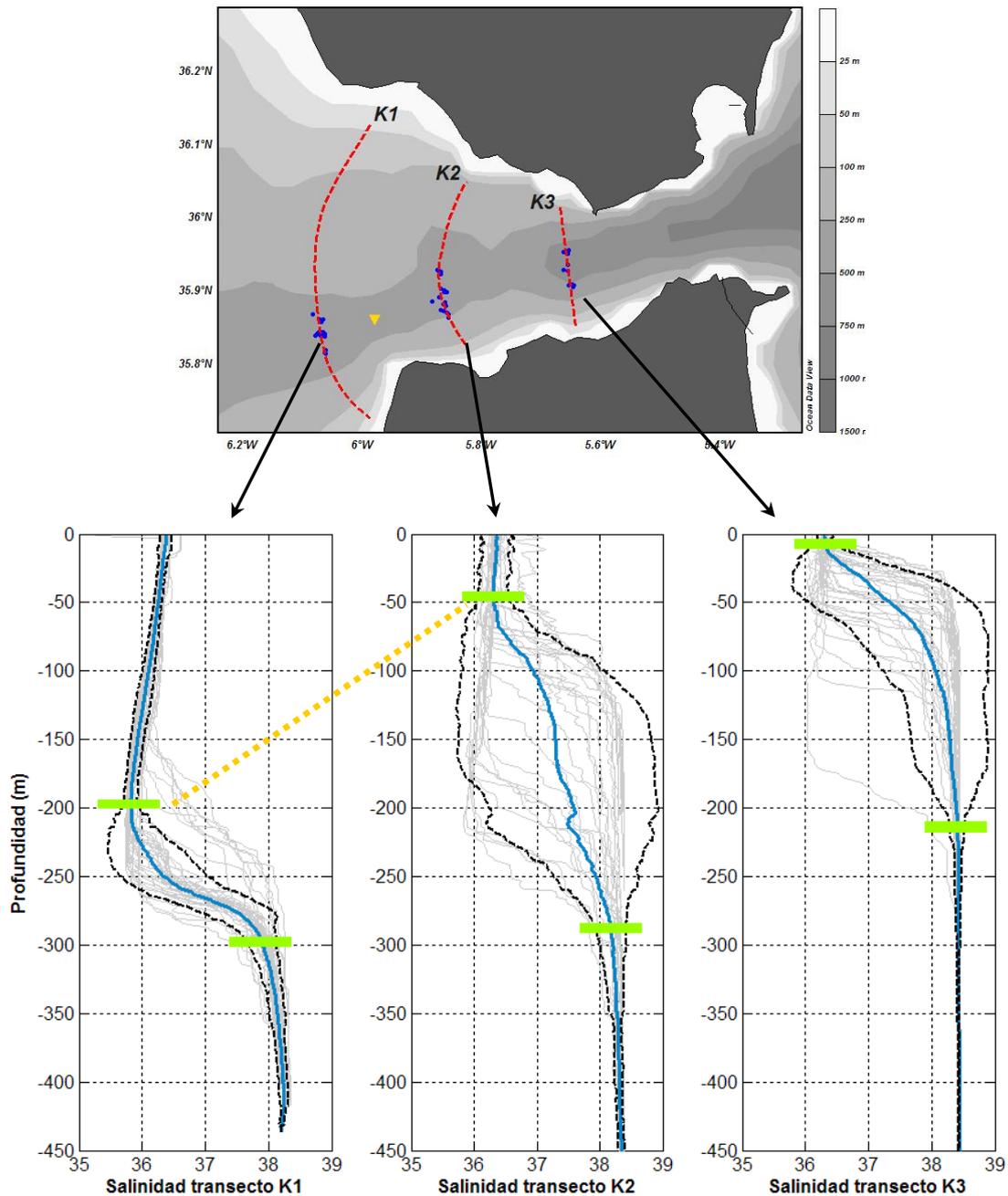


Figura 5.3. Datos de salinidad obtenidos de la base de datos Medar-MedAtlas recopilados durante el Gibraltar Experiment (1985 – 1986) en la parte occidental del Estrecho de Gibraltar. Se han utilizado los tres transectos latitudinales denominados K1, K2 y K3 indicados en el mapa superior. El número de estaciones representadas en cada transecto es 52 perfiles para el K1; 27 perfiles para el K2; y 36 perfiles para el K3. Las estaciones se encuentran repartidas a lo largo de todo el año, por lo que la dispersión de los perfiles incluye previsiblemente la variabilidad estacional de la zona. La línea azul representa el perfil medio de salinidad y las líneas discontinuas negras son el resultado de sumar al perfil medio de salinidad ± 1.5 la desviación típica de los datos. Las líneas verdes indican los límites de la región interfacial. El triángulo invertido amarillo muestra la ubicación de la línea de Espartel ($35^{\circ} 51.7' N / 05^{\circ} 58.5' W$).

hidrológicas (temperatura, salinidad) distintas. Como consecuencia la salinidad no varía bruscamente con la profundidad sino que sufre un cambio gradual (figura 5.3), formándose una región de transición en la que las propiedades pasan de valores típicamente atlánticos, con salinidades en el rango de 36.0 a 36.5, a otros típicamente mediterráneos (valores próximos a 38.5) en la zona profunda (figura 5.3). *Bray et al.*, [1995] fueron pioneros en la introducción del concepto de *capa interfacial* o de transición en la que las propiedades hidrológicas cambian de atlánticas a mediterráneas. Estos autores analizaron la estructura de la capa de transición entre las aguas Atlánticas y las Mediterráneas a lo largo del Estrecho de Gibraltar a partir de cinco transectos CTD transversales al eje principal del Estrecho registrados durante el Gibraltar Experiment (1985 – 1986). Tres de esos transectos (K_1 , K_2 y K_3 en la figura 5.3) se analizan ahora con el objetivo de obtener el límite superior de la zona interfacial en el canal principal del umbral de Espartel.

Partiendo de la hipótesis que en la capa de agua superficial atlántica apenas varía la salinidad (valores comprendidos entre 36.0 y 36.5), se pretende determinar el rango de profundidades que contiene una mayor dispersión de la salinidad a una profundidad dada. Esta dispersión se asocia a procesos de mezcla, los cuales varían en la columna de agua en función de la profundidad a la que se encuentre la interfase. Por tanto, la zona de mayor dispersión puede ser identificada como la región interfacial donde se produce la transición entre ambas masas de agua; mientras que las zonas de poca dispersión de datos se asocian con las capas de aguas sin mezclar, de características Atlánticas o Mediterráneas. Para determinar esta región se utilizan los perfiles CTD realizados en la parte central de los transectos, que coincide con el canal longitudinal principal del Estrecho. El rango de profundidades asociado a la región interfacial se analiza en términos de la varianza de las series (figura 5.3), cuyos valores máximos se localizan entre 200 y 300 m para K_1 ; entre 50 y 280 m para K_2 ; y entre 20 y 220 m para K_3 . El límite superior de esta región se puede considerar como el límite superior del recorrido vertical de la interfase, puesto que por encima de dicha profundidad se obtiene una dispersión mínima en los datos que se asocia al agua Atlántica sin mezclar.

Una vez obtenidos los límites superiores de la región interfacial en los tres transectos, es posible determinar dicho límite en la estación de medida de Espartel ($35^{\circ} 51.7' N / 05^{\circ} 58.8' W$) localizada entre los transectos K_1 y K_2 (ver figura 5.3). La disminución de la

profundidad en los límites superiores de la región interfacial entre ambos transectos se asume lineal obteniéndose una profundidad teórica para el límite superior ξ_u de la región interfacial en el umbral de Espartel de 120 m. La figura 5.4 muestra la profundidad de $\xi(t)$ para todo el periodo de estudio. Su desplazamiento vertical se ha restringido en su límite superior a una profundidad mínima de 120 m mientras que el límite inferior se ha dejado oscilar libremente. Bajo estas condiciones, la profundidad media resultante es 180 m con una desviación típica de 48 m. Esta profundidad media es similar a la obtenida para la velocidad nula en el intercambio medio (186 m), mostrado en la figura 2.6. El desplazamiento vertical tiene su origen, como ya se ha explicado, en el forzamiento de la marea barotrópica que provoca el hundimiento de la interfase entre 30 – 70 m durante la vaciante en periodos de mareas muertas llegando a ser este hundimiento de hasta 130 m sobre el valor medio en periodos de mareas vivas.

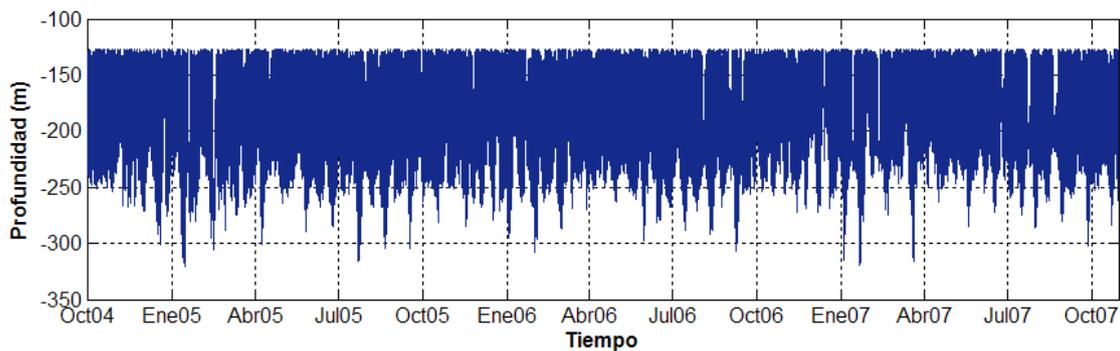


Figura 5.4. Profundidad de la interfase que maximiza la diferencia de flujos por velocidades en ES. El límite superior de la interfase se hace coincidir con el límite superior de la región interfacial obtenida a partir de perfiles climáticos de salinidad obtenidos de la base de datos Medar-MedAtlas.

El transporte instantáneo de salida Q_2 calculado a partir de (5.2) para el periodo total de datos se muestra en la figura 5.5. El flujo medio obtenido mediante el promediado de la serie es $Q_2(t) = -0.87$ Sv y su desviación típica 0.40 Sv. Las series de tiempo muestran importantes fluctuaciones de marea, principalmente en la banda semidiurna, que dan lugar a picos de flujo máximo en la fase de llenado de hasta -2.5 Sv en mareas vivas y de unos -1.5 Sv de pico en mareas muertas. El aumento del flujo de salida viene acompañado del ascenso de la interfase entre el agua atlántica y la mediterránea (figuras 5.2 y 5.4). En los periodos de vaciado, por el contrario, las corrientes de marea se oponen al flujo de salida

provocando una reducción del mismo, especialmente en mareas vivas, de manera que durante las mareas vivas más intensas el flujo de salida de agua mediterránea puede llegar a reducirse hasta valores muy próximos a cero, en torno a -0.06 Sv. Esta disminución del flujo de salida viene acompañada del descenso de la interfase entre el agua atlántica y la mediterránea hasta las proximidades del fondo del umbral. En periodos de mareas muertas, por el contrario, el flujo mínimo de salida se reduce a valores mínimos próximos a -0.25 Sv, lo que implica un menor desplazamiento vertical de la interfase.

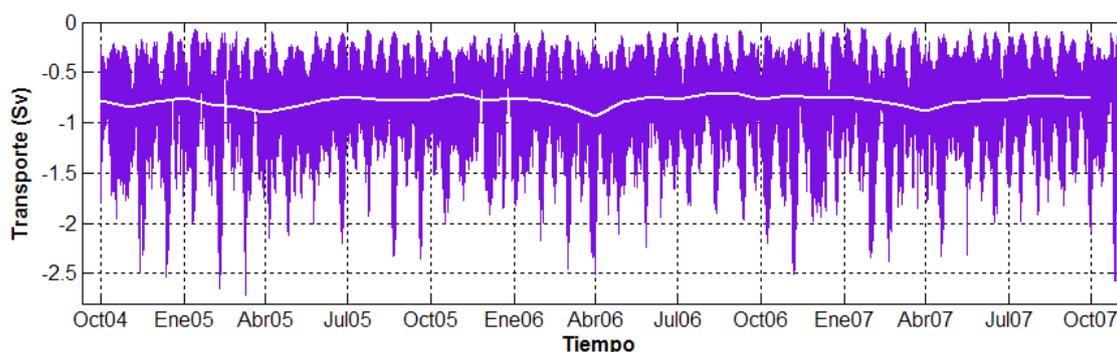


Figura 5.5. Transporte instantáneo de salida (Q_2) a partir de las series de velocidad registradas por el ADCP y el correntímetro puntual cada 30 minutos en el umbral de Espartel utilizando como interfase la profundidad de maximización de flujos por velocidades. La línea blanca representa el promedio mensual de transporte instantáneo.

Un aspecto destacable de este cálculo es el hecho de que no se den inversiones del transporte. Las series de tiempo utilizadas en este trabajo, de tres años de duración, indican la existencia de un flujo saliente ininterrumpido de agua mediterránea hacia el océano Atlántico, con independencia del ciclo de marea. Este hecho implica una diferencia notoria respecto a los flujos intercambiados en el umbral de Camarinal, donde, como ya se ha mencionado, se producen inversiones periódicas tanto del flujo entrante como del saliente con cada ciclo de marea [ver por ejemplo *Candela et al.*, 1989; *Tsimplis y Bryden*, 2000; *Vargas et al.*, 2006].

Para concluir, la serie del transporte muestra una cierta variabilidad que puede ser debida a la presencia de una posible señal estacional en las observaciones. Para averiguarlo se ha realizado, en una primera aproximación, un promediado mensual del transporte instantáneo (línea blanca en la figura) que muestra valores máximos en los meses de Abril,

mientras que valores mínimos se distribuyen entre los meses de Julio a Diciembre para los tres años analizados. En los epígrafes 5.3 y 5.5, y con especial detalle en el capítulo 6, se ofrece una descripción más extensa de esta señal y su posible origen.

5.2.1.d *Máximo de la cizalla vertical de la velocidad horizontal*

Otro criterio de elección de la interfase es la vinculada con la profundidad del máximo gradiente vertical de velocidad horizontal, es decir, con la profundidad de máxima cizalla de velocidades [Tsimplis, 2000; Tsimplis y Bryden, 2000]. Esta elección bastante razonable cuando no se disponen de información sobre el perfil de salinidad, densidad o temperatura, pero sí de datos de corriente de gran resolución vertical obtenidos mediante fondeos de correntímetros ADCP, como es el caso de la estación de medida de Espartel. Evidentemente, la bondad de esta elección depende de que las fluctuaciones de esa profundidad se correlacionen altamente con las de la superficie material de la interfase real.

La figura 5.6a muestra la profundidad de la interfase de máxima cizalla en Espartel para el periodo total analizado (línea discontinua de color magenta). La profundidad media obtenida es 226 m y la desviación típica 18 m, 3 veces inferior a la obtenida en el epígrafe anterior.

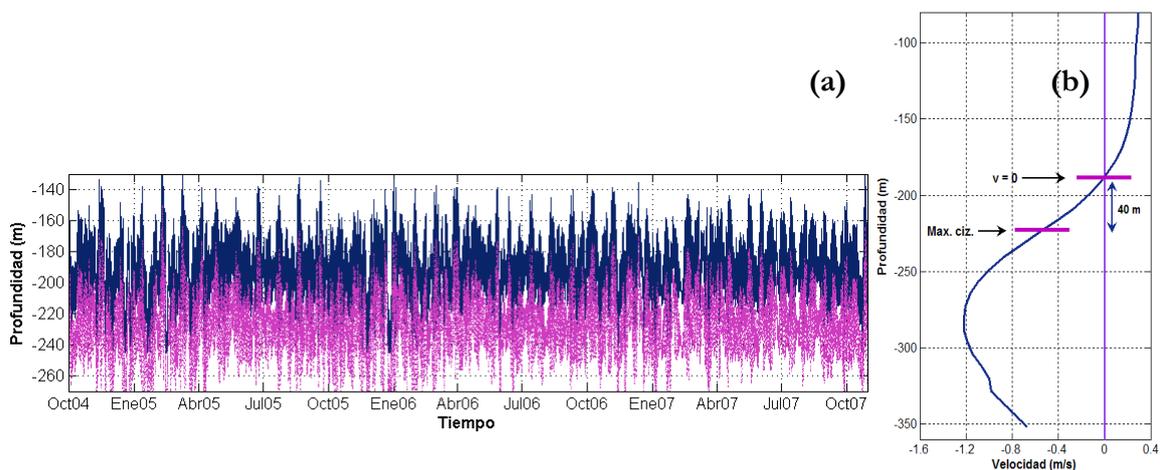


Figura 5.6. a) Profundidad de la interfase de máxima cizalla vertical de la velocidad horizontal en ES para los tres años analizados (línea de puntos magenta). La línea azul representa dicha interfase corregida por la diferencia respecto a la profundidad media de la superficie de velocidad cero. b) perfil medio de la velocidad along-strait en el umbral de Espartel donde se aprecia la profundidad media de la superficie de velocidad cero (186 m) y de la máxima cizalla vertical de la velocidad horizontal (226 m).

En el umbral de Camarinal la superficie media de velocidad cero y la profundidad de la máxima cizalla coinciden, por lo que son intercambiables. En Espartel, en cambio, la profundidad media de la interfase de máxima cizalla se localiza unos 40 m por debajo de la superficie de velocidad cero (ver figura 5.6b). Por tanto, si se utiliza esta interfase no se tendrá en cuenta la parte del flujo saliente localizada entre esta interfase y la superficie de velocidad cero. Para solventar este error se debe corregir la profundidad de la interfase de máxima cizalla en función de la profundidad media de la superficie de velocidad cero, es decir, se debe elevar 40 m la profundidad de la interfase calculada para equipararla a la interfase del intercambio medio. Como resultado se obtiene una nueva interfase de separación (línea continua azul en la figura 5.6a) situada a una profundidad media de 186 m que puede ser ahora utilizada para calcular el transporte de toda la capa inferior.

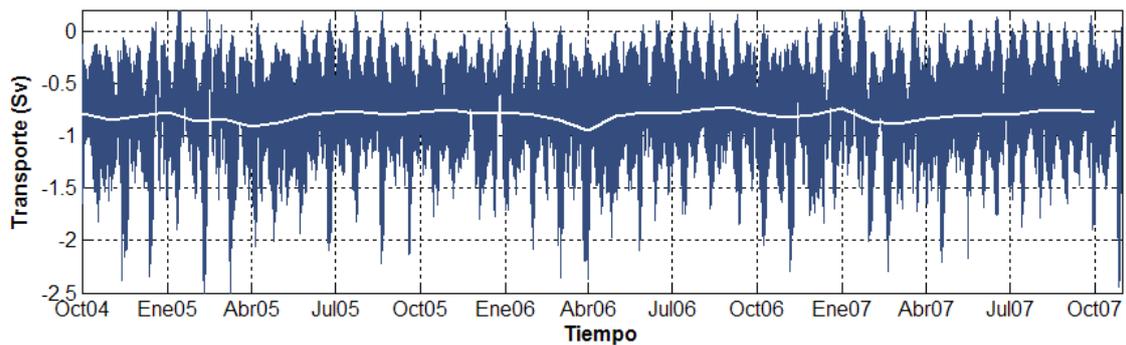


Figura 5.7. Transporte instantáneo de salida (Q_2) a partir de las series de velocidad registradas por el ADCP y el correntímetro puntual cada 30 minutos en el umbral de Espartel utilizando como interfase la profundidad de máxima cizalla vertical de la velocidad horizontal corregida por la profundidad media de la superficie de velocidad cero. La línea blanca representa el promedio mensual de transporte instantáneo.

El transporte instantáneo de salida Q_2 calculado a partir de (5.2) se muestra en la figura 5.7. El flujo medio obtenido mediante el promediado de la serie es $Q_2(t) = -0.82$ Sv y su desviación típica 0.37 Sv. La marea provoca fluctuaciones sobre el valor promedio que dan lugar a picos de flujo máximo en la fase de llenado de hasta -2.4 Sv en mareas vivas y de hasta -1.7 Sv en mareas muertas. En los periodos de vaciado de marea, en cambio, el flujo se reduce hasta -0.15 Sv aproximadamente durante las mareas muertas mientras que en mareas vivas alcanza valores positivos próximos a 0.20 Sv, lo que indica una inversión del flujo mediterráneo de salida.

5.2.2. Análisis comparativo del transporte

El valor promedio del transporte obtenido con ambos métodos es muy similar (0.05 Sv superior cuando se utiliza la interfase que maximiza los flujos por velocidades, como no podría ser de otra manera) y sucede lo mismo con la desviación típica, que recoge la variabilidad introducida por la marea. Visualmente se puede comprobar que la señal de muy baja frecuencia (promedio mensual) en el transporte obtenido al utilizar la interfase de máxima cizalla de velocidad (figura 5.7) mantiene el mismo patrón (ver máximos absolutos en Abril) que la señal mostrada en la figura 5.5 (línea blanca). Por tanto, ambos métodos podrían ser utilizados a priori de forma indistinta para calcular el transporte de la capa profunda en Espartel. Sin embargo, existen diferencias que conviene resaltar.

En primer lugar, los valores extremos provocados por la marea (en periodos de mareas vivas intensas) difieren en función de la definición de la interfase adoptada. Los valores máximos obtenidos muestran un flujo 0.10 Sv superior cuando se utiliza la interfase que maximiza la diferencia de flujos por velocidad (figura 5.4), aunque esta diferencia se observa, sobre todo, en los valores mínimos obtenidos cuando la marea transporta agua hacia el mar Mediterráneo y la interfase se desplaza hacia las proximidades del fondo (comparar figuras 5.5 y 5.7). En dichos periodos se observan flujos mínimos negativos de -0.06 Sv cuando se utiliza la interfase que maximiza la diferencia de flujos mientras que se obtienen valores positivos, en torno a 0.20 Sv, cuando se utiliza la interfase de máxima cizalla de velocidad. Éste es un resultado curioso puesto que se ha visto que existe una región de la columna de agua próxima al fondo en la que las observaciones de velocidad tienen un carácter negativo permanente y, por tanto, el flujo se dirige siempre hacia el océano Atlántico. La presencia de un flujo promedio positivo en la capa profunda en esos instantes de tiempo, que representan en cualquier caso menos del 1% del total, se explica por el hecho de utilizar una interfase situada en una profundidad más somera respecto a la superficie de velocidad cero como resultado de modificar la profundidad instantánea de máxima cizalla con la profundidad media de la superficie de velocidad cero, que computaría de ese modo parte del flujo entrante dando en promedio un valor positivo.

En segundo lugar, la propia definición de la interfase utilizada, y sobre todo las restricciones y modificaciones de la misma, son lógicamente otra fuente de variaciones

importantes en el cálculo posterior del transporte. Si se comparan ambas interfases (figuras 5.4 y 5.6a) es fácil observar las diferencias existentes sobre todo en el límite superior. Mientras que en la interfase de máxima cizalla de velocidad dicho límite oscila libremente con la marea, en la interfase que maximiza los flujos, en cambio, se encuentra fijado en una profundidad teórica de 120 m de manera que el patrón del desplazamiento vertical de la interfase en su límite superior resulta ser artificial y no se corresponde con el forzamiento propio de la marea. Este límite resulta ser decisivo para el cálculo del transporte de forma que, si se modifica, los flujos resultantes serán distintos, no tanto en el patrón general de la serie como en los valores instantáneos resultantes. En cambio, el transporte calculado a partir de la interfase de máxima cizalla de velocidad resulta ser más ajustado a la realidad puesto que no se añaden restricciones dinámicas al desplazamiento vertical de la interfase y, aunque dicha interfase se corrige por la profundidad media de la superficie de velocidad cero (ver figura 5.6), el transporte resultante es similar al obtenido al usar la interfase que maximiza los flujos, que recordemos se aproxima bastante a la superficie de velocidad cero. Por tanto, la profundidad de la máxima cizalla vertical de la velocidad horizontal, corregida por la profundidad media de la superficie de velocidad cero, resulta ser más adecuada para calcular el transporte a partir de las series de velocidad ADCP disponibles y se adopta como criterio para la definición de la interfase de intercambio.

El transporte medio obtenido para el flujo de salida (-0.82 Sv) es, en general, superior a la mayoría de los valores citados en la literatura para el umbral principal de Camarinal, punto tradicional de medida y control del flujo saliente del agua mediterránea (ver tabla 1.1). Tras analizar series temporales de velocidad de un año de longitud recogidas en el Gibraltar Experiment (1985-86) y procedentes de correntímetros convencionales, *Bryden et al.*, [1994] dieron un valor para el transporte medio del agua mediterránea hacia el océano Atlántico en el umbral de Camarinal de -0.68 Sv utilizando como definición de la interfase la superficie material definida mediante la profundidad de la isohalina de 37. Por su parte, *Tsimpis y Bryden* [2000] dan un valor medio de -0.67 Sv basándose en medidas registradas mediante ADCP durante un periodo de cuatro meses y el uso de una definición de la interfase análoga a la utilizada en este trabajo. Por otro lado, *Candela* [2001] obtiene un valor del transporte Q_2 de -0.97 Sv basándose en medidas ADCP registradas durante el proyecto CANIGO entre los años 1994 y 1996; y *Vargas* [2004] da un valor medio de -0.79 Sv basándose en el subconjunto de dichos datos recopilados entre los años 1995 y 1996,

pero aplicando una definición diferente para la interfase^{xvii}. La explicación de esta diferencia en el transporte estimado en ambos umbrales podría estar relacionada con una posible recirculación del agua Atlántica en la cuenca de Tánger (entre Camarinal y Espartel) que engrosaría de esa forma el flujo saliente durante los periodos de vaciado.

5.3- FLUJOS DE BAJA FRECUENCIA

5.3.1 La interfase de baja frecuencia

A partir de las series de velocidad de baja frecuencia es posible determinar los flujos subinerciales intercambiados mediante la aplicación de la metodología expuesta en el epígrafe 5.2, empleada para estimar los flujos instantáneos. El campo de velocidades de baja frecuencia no presenta inversiones de corrientes en la capa superior en el umbral de Espartel encontrándose la superficie de velocidad nula definida en todo momento (figura 2.7b y 5.8a más adelante). Esta superficie es obviamente la interfase para el análisis de la baja frecuencia. Por otro lado, las medidas de ADCP permiten resolver con gran detalle el perfil vertical de velocidades en general y el de baja frecuencia en particular y por tanto la profundidad a la que se localiza la interfase de velocidad nula $\eta^{bf}(t)$.

La profundidad media de dicha interfase se localiza a 186 m y su desviación típica es 21 m (panel superior en la figura 5.8). Las oscilaciones verticales de $\eta^{bf}(t)$ surgen como consecuencia del forzamiento meteorológico y del ejercido por las frecuencias de marea inferiores a la diurna, como las señales quincenales y mensuales. Estas oscilaciones verticales no se eliminan con el filtro de paso baja F_{BI} y provocan desplazamientos de hasta 150 metros en 6 días entre los meses de Diciembre y Enero (resultado del paso de sistemas de altas/bajas presiones muy energéticos), mientras que entre los meses de Mayo y Septiembre estas amplitudes oscilan entre 30 – 40 metros (asociadas a fluctuaciones menos importantes de la presión atmosférica) en los tres años analizados. A estas fluctuaciones de origen meteorológico hay que añadir las provocadas por las señales de marea de más baja frecuencia.

^{xvii} Todos estos valores de transportes encontrados en la bibliografía para Camarinal ponen de manifiesto la enorme complejidad del cálculo del transporte debido a la dinámica impuesta por la marea

5.3.2 Flujo de salida de baja frecuencia

El flujo calculado a partir de (5.2) viene condicionado tanto por la velocidad de la corriente como por la sección que atraviesa, que en última instancia queda en función de la posición de la interfase. Si un aumento de velocidad ocurre simultáneamente con un ascenso de la interfase, ambos efectos hacen que aumente el flujo que se calcula. Por el contrario, si una disminución de velocidad va acompañada con un descenso de la interfase, ambos efectos hacen que disminuya el flujo que se calcula. Esta correlación positiva de las fluctuaciones de la interfase y de la velocidad a escala temporal de marea produce en el Estrecho los denominados flujos rectificados de marea o Eddie-fluxes [Bryden *et al.*, 1994], fenómeno importante en el umbral principal de Camarinal donde tanto estos autores como Vargas *et al.*, [2006] asignan a dicho flujo valores próximos a -0.40 Sv. El mismo fenómeno ha sido descrito por Sannino *et al.*, [2004] quienes dan cifras del mismo orden aunque la mayor resolución del modelo sugiere que el fenómeno de la rectificación mareal es más notable en la parte oriental del umbral de Camarinal que sobre el propio umbral. Los datos recogidos en los proyectos INGRES permiten investigar este fenómeno en el umbral de Espartel.

Para estudiar estos flujos rectificados de marea las series de tiempo de velocidad y la sección transversal caracterizada por el flujo saliente se descomponen en una señal lentamente variable y en otras fluctuaciones:

$$u_2(z,t) = \langle u_2(z,t) \rangle + \hat{u}_2(z,t) \quad (5.7)$$

$$A_2(t) = \langle A_2(t) \rangle + \hat{A}_2(t) \quad (5.8)$$

En este caso, los corchetes indican la parte lentamente variable, es decir, la parte que contiene las fluctuaciones subinerciales y el sombrero triangular representa fluctuaciones frecuencia mayor, mareas principalmente, con media nula sobre el periodo característico de la parte entre corchetes. En la práctica, esta separación se lleva a cabo mediante filtrado:

$$\langle u_2(z,t) \rangle \equiv F_{B1}[u_2(z,t)] \quad (5.9)$$

donde F_{B1} es el filtro Butterworth de paso baja que cancela las frecuencias de marea. Si se sustituye esta velocidad filtrada (y su homóloga, sección transversal de baja frecuencia) en (5.1) se obtienen unos nuevos flujos que denominaremos de *baja frecuencia*. En el modelo bicapa se calcularía:

$$Q_2^{bf}(t) = \langle u_2(t) \rangle \cdot \langle A_2(t) \rangle, \text{ con } \langle A_2(t) \rangle = \int_{z=fondo}^{z=\eta^{bf}(t)} W(z) dz \quad (5.10)$$

donde $\langle u_2(t) \rangle$ es la velocidad filtrada paso baja^{xviii}, $\langle A_2 \rangle$ es el área transversal del flujo saliente con la interfase de baja frecuencia $\eta^{bf}(t)$. Para un flujo donde u depende de z ($\langle u(z,t) \rangle$) estos flujos deben ser expresados como:

$$Q_2^{bf}(t) = \int_{z=fondo}^{z=\eta^{bf}(t)} \langle u_2(z,t) \rangle \cdot W(z) dz \quad (5.11)$$

Cuando se introduce la descomposición (5.7) y (5.8) en (5.1) y usando una nomenclatura simplificada, el flujo $Q_2(t)$ vendrá dado por:

$$Q_2(t) = \langle u_2(z,t) \rangle \cdot \langle A_2(t) \rangle + \hat{u}_2(z,t) \cdot \hat{A}_2(t) + \langle u_2(z,t) \rangle \cdot \hat{A}_2(t) + \hat{u}_2(z,t) \cdot \langle A_2(t) \rangle \quad (5.12)$$

Si se realiza la operación $\langle \rangle$ sobre la expresión anterior quedaría:

$$\langle Q_2(t) \rangle = \langle \langle u_2(z,t) \rangle \cdot \langle A_2(t) \rangle \rangle + \langle \hat{u}_2(z,t) \cdot \hat{A}_2(t) \rangle \quad (5.13)$$

puesto que los términos 3º y 4º de la derecha en (5.12) serían nulos. El primer término de la derecha es $Q_2^{bf}(t)$ (ecuación 5.10) en tanto que el segundo término es la parte rectificada o eddie-fluxes $Q_2^r(t)$, comentado al principio de esta sección, que es el reflejo del carácter baroclino de la marea en el Estrecho como consecuencia de su interacción con la topografía [Vargas et al., 2006].

^{xviii} Contendría señales de marea de baja frecuencia como las quincenales o mensuales y las fluctuaciones forzadas por la variabilidad meteorológica subinercial

El flujo de baja frecuencia $Q_2^{bf}(t)$ calculado a partir de (5.11) para el periodo total de datos se muestra en la figura 5.8 (panel inferior). El valor medio obtenido es -0.79 Sv y la desviación típica es 0.13 Sv. Las oscilaciones observadas son el resultado del forzamiento meteorológico, y en menor medida del originado por las frecuencias más bajas asociadas a la especie 0 de marea. En conjunto, estas modulaciones provocan amplitudes máximas del flujo de hasta 0.80 Sv localizadas, como se ha mencionado, en los meses de Diciembre y Enero para los tres años analizados, lo que es claro reflejo de las condiciones meteorológicas más energéticas que se dan en este periodo del año y que se corresponden con los periodos de mayor actividad en la troposfera como consecuencia del paso de sistemas frontales de altas/bajas presiones. Las amplitudes mínimas del flujo se obtienen, en cambio, entre Mayo y Septiembre como consecuencia de una actividad menos energética en la parte baja de la atmósfera, que dan como resultado una amplitud en el flujo de 0.30 Sv aproximadamente.

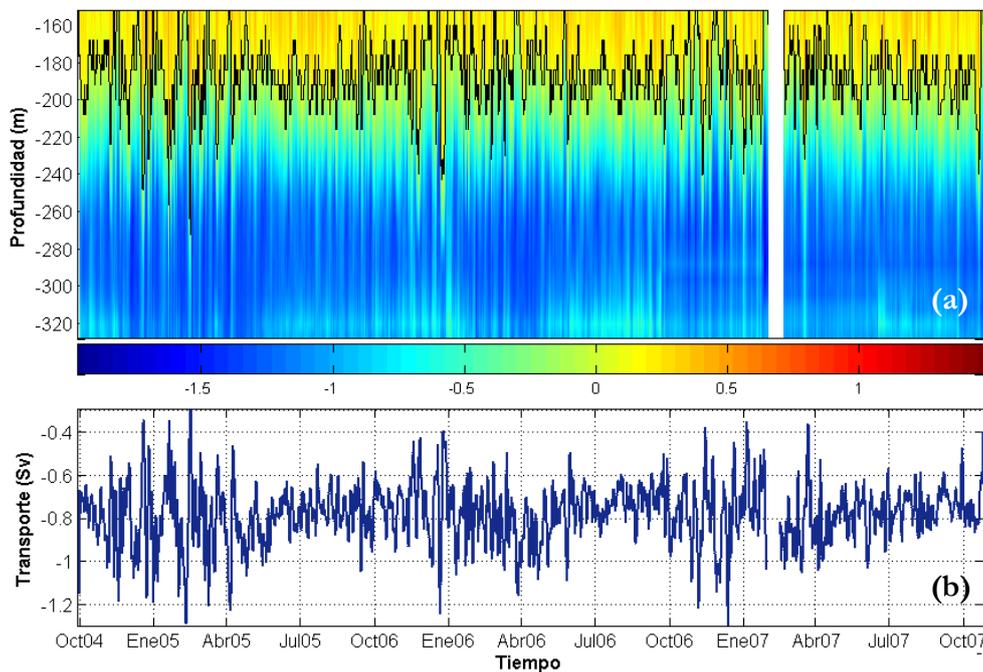


Figura 5.8. Series de velocidad de baja frecuencia. Panel superior (a). Series de velocidad ADCP subinercial registrada en el umbral de Espartel ($m s^{-1}$). La línea negra representa la profundidad de velocidad nula asociada a la interfase entre la capa de agua atlántica y la mediterránea. El panel inferior (b) muestra el transporte subinercial estimado a partir del campo de velocidades anterior. En Febrero de 1007 existe un intervalo sin datos debido a problemas técnicos con la estación de medida

La energía presente en la banda subinercial es claramente inferior a la contenida en la banda de marea, con una oscilación en el flujo instantáneo 3 veces superior a la obtenida para el flujo de baja frecuencia. *Candela et al.*, [1989] fija una respuesta al forzamiento atmosférico de unos 0.08 Sv/mb así, 10 mb de aumento sobre la presión media sobre el mar Mediterráneo fuerza un flujo neto de 0.80 Sv hacia el Atlántico que, al distribuirse al 50 % aproximadamente en cada capa, haría disminuir 0.40 Sv el flujo entrante y aumentar eso mismo el saliente.

Los datos utilizados no contemplan, por el momento, parámetros meteorológicos como el campo de presión atmosférica de manera que la respuesta al forzamiento atmosférico no puede ser analizada, quedando pendiente su estudio en un futuro trabajo.

5.4- FLUJOS RECTIFICADOS DE MAREA EN ESPARTEL

Los flujos rectificados de marea se obtienen a partir de la ecuación (5.13), que puede reescribirse de la siguiente manera:

$$Q_2^r(t) = \langle Q_2(t) \rangle - Q_2^{bf}(t) \quad (5.14)$$

donde $\langle Q_2(t) \rangle$ se obtiene de filtrar la serie $Q_2(t)$ calculada en el epígrafe 5.2 (ver figura 5.7 también).

El valor medio obtenido del flujo rectificado $Q_2^r(t)$ para todo el periodo de muestreo es -0.03 Sv y su desviación típica es 0.02 Sv. La figura 5.9 muestra el transporte calculado entre septiembre de 2005 y septiembre de 2006 apreciándose con claridad las oscilaciones del mismo como consecuencia del forzamiento provocado por la marea, que acentúa la rectificación en los periodos de mareas vivas debido a la mayor amplitud de los movimientos verticales de la interfase y, tal vez, a la pérdida del control hidráulico que pudiera ocurrir en ellas (epígrafe 5.6). En periodos de mareas muertas, en cambio, el valor medio de transporte disminuye considerablemente hasta alcanzar valores muy próximos a cero al no producirse unos movimientos verticales de la interfase acusados, lo que implica

en la práctica que el flujo instantáneo de salida $\langle Q_2(t) \rangle$ se iguale al de baja frecuencia $Q_2^{bf}(t)$.

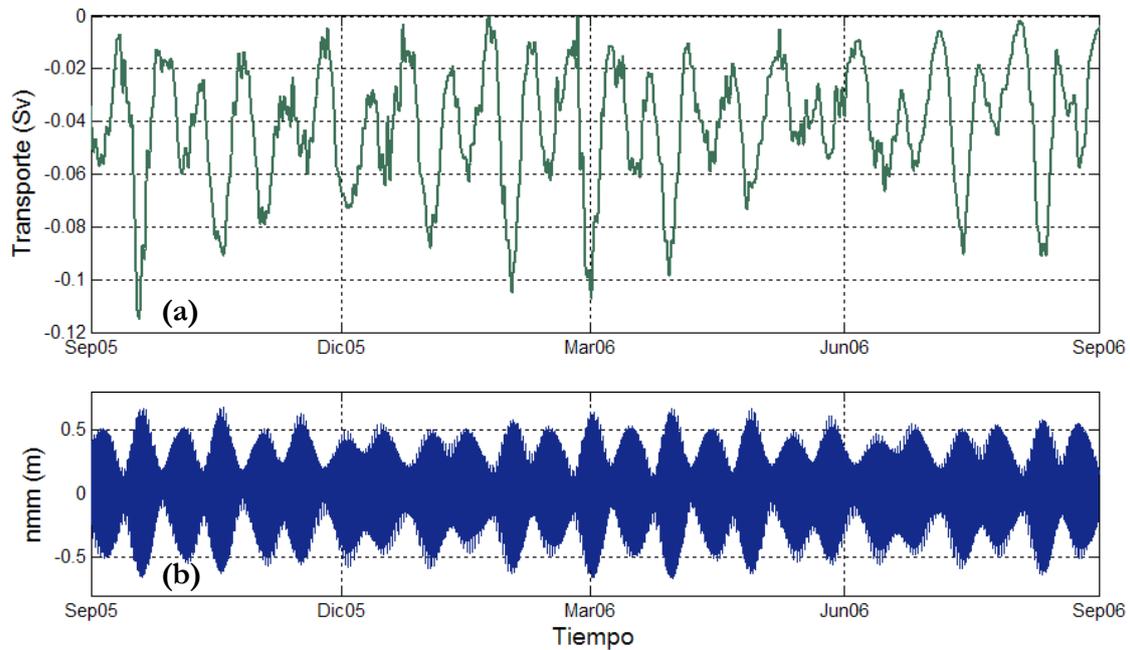


Figura 5.9. Transporte rectificado de marea (Sv) en el umbral de Espartel entre septiembre de 2005 y septiembre de 2006 (panel superior). El panel inferior muestra el nivel medio del mar registrado en Tarifa para el mismo periodo

$Q_2^r(t)$ representa sólo el 4 % en promedio del total del flujo instantáneo de salida $\langle Q_2(t) \rangle$ en Espartel y pone de manifiesto la escasa contribución no lineal de la banda de marea en la parte cuasiestacionaria de los flujos en la zona más occidental del Estrecho, a diferencia de lo que ocurre en el umbral principal de Camarinal. Si los resultados estimados aquí se comparan con los obtenidos para dicho lugar se observan diferencias notables puesto que los flujos rectificados en Camarinal contribuyen casi a la mitad del valor medio y de la varianza subinercial de los flujos; mostrando además una variabilidad quincenal y mensual muy acusada con valores absolutos de hasta 1 Sv los periodos de mareas vivas más intensas, de unos 0.5 Sv en las mareas vivas menos intensas, y del orden de 0.1 Sv en mareas muertas [Vargas, 2004]. Esta diferencia entre los flujos rectificados en ambos umbrales indica en última instancia que el intercambio medio en ambos se realiza de forma diferente: En el umbral de Camarinal domina la acción de las mareas y la pérdida de control

hidráulico sobre el flujo medio de manera que dicho flujo se invierte periódicamente dependiendo el régimen de intercambio del ciclo de mareas vivas - mareas muertas. En el umbral de Espartel, en cambio, el intercambio medio se realiza a través de unas corrientes medias persistentes que no se invierten como consecuencia de la acción de la marea. Esta misma situación se observa en la zona Este del Estrecho, donde existe una situación dinámica análoga e inversa a la existente en la sección de Espartel, puesto que en esta ocasión es el flujo atlántico de entrada el que no se invierte por la acción de la marea. Como consecuencia se observan valores medios en el flujo rectificado entrante [ver *Vargas, 2004, Vargas et al., 2006*] similares a los obtenidos para el flujo de salida en Espartel.

5.5-OBSERVACIONES DE CICLOS ESTACIONALES EN LOS FLUJOS DE MUY BAJA FRECUENCIA

Las variaciones estacionales del flujo están vinculadas a los intercambios de energía con la atmósfera. Por un lado, el ciclo de calentamiento solar aumenta en verano el contraste de densidad entre las aguas superficiales atlánticas, sensibles a este calentamiento, y las mediterráneas profundas donde no llega ese calor, mientras que en invierno lo reducen [*García-Lafuente et al., 2002b*]. Por otro, los procesos de formación de agua profunda afectan a las características y volumen del agua del flujo saliente, cómo se argumentará en el capítulo sexto.

Para observar las estructuras de muy baja frecuencia, presentes en las series de velocidad registradas en el umbral de Espartel, es necesario eliminar las señales de más baja frecuencia que perturban la señal estacional. Para ello se ha utilizado un filtro Butterworth de paso baja con una frecuencia de paso de banda $F_1 = 0.00104$ cph (40 días) y una frecuencia de corte o rechazo $F_2 = 0.00208$ cph (20 días). Estos parámetros conforman un filtro de tercer orden, denominado F_{BS} , que elimina la energía asociada a las frecuencias características de la marea y el forzamiento subinercial de más alta frecuencia, aunque deja pasar energía en torno al mes y periodos superiores.

El contorno de velocidades de muy baja frecuencia u_{FBS} se muestra en el panel superior de la Figura 5.10. La interfase de muy baja frecuencia se sitúa entre los 180-200 metros de profundidad, estando mas cerca de superficie en invierno (mayor sección para el flujo

saliente) y más profunda en verano (menor sección para el flujo saliente). La mayor variabilidad de esta interfase se observa en los meses de invierno, con desplazamientos verticales de hasta 20 metros en 20-30 días. Este comportamiento se aprecia realmente en toda la columna de agua (fluctuaciones de las isóneas de velocidad). Notar cómo los valores de velocidad máxima localizados entre 270 - 310 m de profundidad, justo antes y después de estas fluctuaciones, dejan un núcleo importante de aguas con velocidades por encima de los 1.2 m s^{-1} . Ambos fenómenos, ubicación más somera de la interfase y aumento de las velocidades de salida, están correlacionados positivamente y dan como resultado un aumento del flujo de salida durante el mes de Abril (panel inferior en la Figura 5.10). El valor medio obtenido es $Q_2^{mbf}(t) = -0.77 \text{ Sv}$, ligeramente inferior al transporte subinercial (-0.79 Sv) o al transporte instantáneo medio (-0.82 Sv). La desviación típica de 0.05 Sv refleja la escasa energía contenida en estas frecuencias, cuando se la compara con los 0.40 Sv de desviación típica observada en los transportes instantáneos.

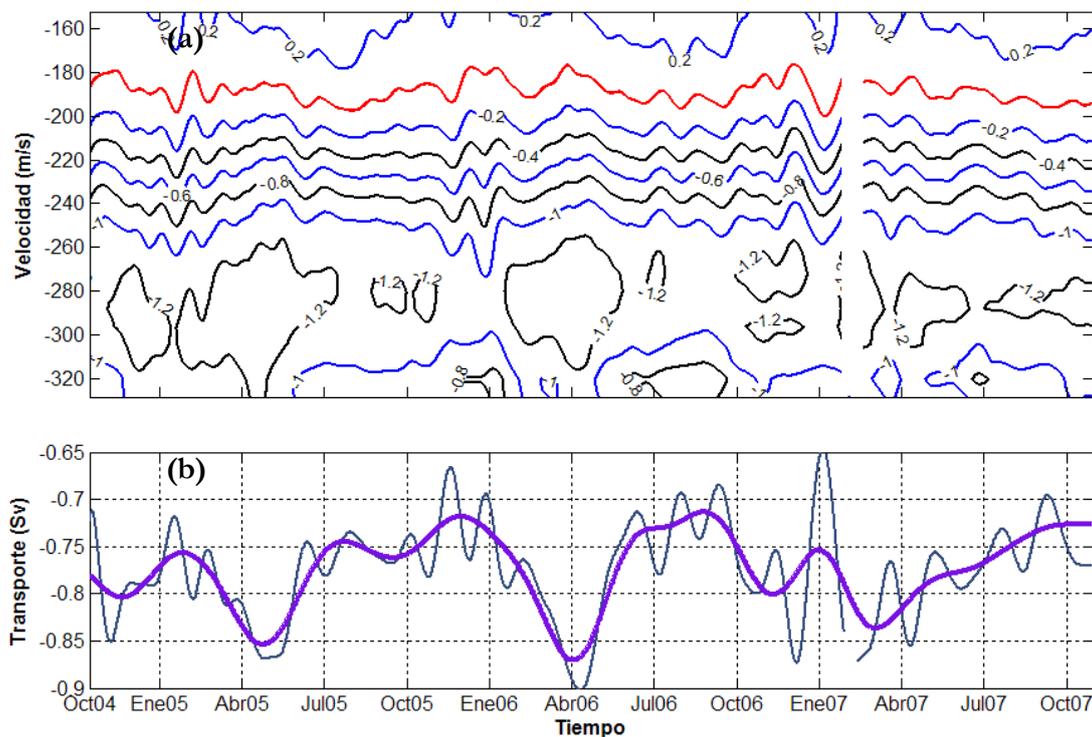


Figura 5.10. Series de velocidad de muy baja frecuencia. Panel superior (a): contornos de velocidad longitudinal ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) en el umbral de Espartel. La línea roja indica la superficie de velocidad nula, identificada con la interfase. El panel inferior (b) muestra el flujo calculado a partir del campo de velocidades anterior. La línea gruesa de color morado resalta la señal estacional.

Observaciones históricas sugieren que la señal estacional del flujo entrante hace pico hacia finales de verano [Bryden *et al.*, 1994; Candela, 2001; García-Lafuente *et al.*, 2002a]; por otro lado, indicadores indirectos [Bormans *et al.*, 1986] y observaciones en la parte Este del Estrecho [García-Lafuente *et al.*, 2002a], poco adecuadas para monitorizar el flujo saliente, corroboran este máximo del flujo saliente observado a principios de la primavera, tras la formación de las aguas mediterráneas en el interior del Mediterráneo.

En la figura 5.10b no se aprecia una tendencia generalizada en los tres años de datos aunque sí se aprecian discrepancias en el transporte entre máximos y mínimos anuales de los diferentes años, localizándose los valores máximos/mínimos en Abril 2006/Septiembre 2006. Esta fluctuación anual del flujo saliente tiene consecuencias en los fenómenos vinculados a la presencia de agua mediterránea en el Atlántico. En cualquier caso, las series obtenidas hasta el momento son aún cortas para establecer conclusiones definitivas respecto a la posible variabilidad interanual del flujo mediterráneo. No obstante, en el capítulo sexto de este trabajo, las propiedades hidrológicas de las masas de aguas más profundas permiten extender y completar esta cuestión.

5.6-MODELO NUMÉRICO

La estimación del transporte a partir de las observaciones se encuentra sujeta a una serie de limitaciones técnicas y operacionales que provocan que dicho transporte sea calculado a partir de un solo perfil de velocidades, ubicado en la zona central del canal. Por tanto, las velocidades horizontales en las diferentes profundidades muestreadas se consideran representativas de toda la sección en dichas profundidades. Esto puede provocar, a priori, una sobreestima en los flujos intercambiados. Para verificarlo, en este epígrafe se utilizan las salidas numéricas del modelo CEPOM (ver anexo B) con un doble objetivo: (1) evaluar el error cometido al utilizar un solo perfil de velocidad representativo de toda la sección y (2) estimar el porcentaje del flujo mediterráneo de salida a través del canal secundario situado al norte del Bajo de Majuan (ver figuras 1.1 y 5.11), donde no hay observaciones disponibles.

5.6.1. Cálculo del transporte en el canal principal de Espartel y comparación con las observaciones

El experimento principal utilizado para calcular el transporte se corresponde, como ya se ha explicado en el apartado 3.4, con una simulación de un mes tropical (27.321 días) forzada con las principales constituyentes diurnas y semidiurnas de la marea y con unas condiciones de contorno iniciales típicas del mes de Abril. Por tanto, para hacer un análisis comparativo del transporte es necesario eliminar primero las frecuencias subinerciales e inferiores presentes en las observaciones y que no se incluyen en la simulación numérica. Para ello se ha realizado una descomposición en modos empíricos (EMD, del inglés Empirical Mode Decomposition; *Huang et al.*, [1998]) que permite descomponer la señal del transporte en las distintas bandas de frecuencia para posteriormente reconstruir una señal con las bandas diurnas y semidiurnas de la marea (usadas en la simulación numérica) además de una tendencia de la serie en este mes de Abril de 2005.

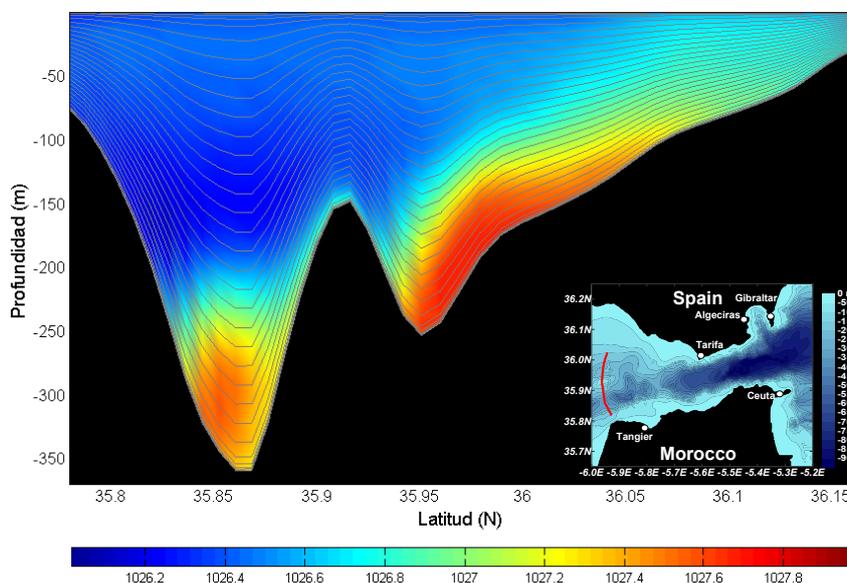


Figura 5.11. Transecto latitudinal en la sección de Espartel (línea roja en el mapa), donde se observan los canales principal y secundario y el campo medio de densidad (kg cm^{-3}) obtenido a partir de las salidas de la simulación mensual. Además, se muestran los 32 niveles de profundidad sigma correspondientes al mallado vertical.

Dado que el modelo fue forzado con datos climatológicos del mes de Abril, el análisis comparativo se ha realizado con el transporte observado en Abril de 2005 exclusivamente.

Para dicho mes se obtiene un transporte instantáneo $Q_{2A}(t) = -0.88$ Sv (donde el subíndice A indica Abril) con una desviación típica de 0.41 Sv, mientras que $Q_{2A}^{bf}(t) = -0.84$ Sv y $Q_{2A}^r(t) = -0.04$ Sv, que representa el 4.5% del transporte total (figura 5.12). Es importante destacar que $\overline{Q_{2A}(t)} > \overline{Q_2(t)}$ (en valor absoluto) debido a la estacionalidad encontrada en el transporte (ver figura 5.10b), pero la tasa $\frac{Q_{2A}^r(t)}{Q_{2A}(t)}$ es aproximadamente la misma que para la serie total, en buen acuerdo con los resultados de las secciones 5.3 y 5.4.

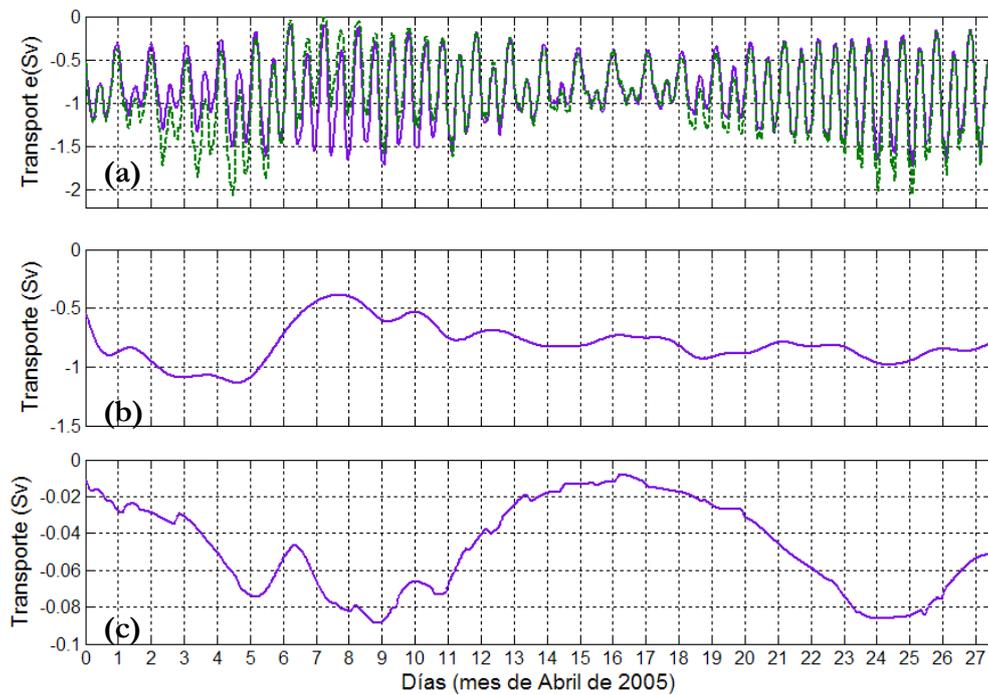


Figura 5.12. Transporte (Sv) obtenido a partir de las observaciones de Abril de 2005 (mes tropical). (a) La línea verde discontinua representa el transporte instantáneo forzado por la marea y los procesos subinerciales. La línea morada continua muestra el transporte cuando se considera sólo el forzamiento de la marea (b) transporte de baja frecuencia obtenido al aplicar el filtro FB1 a las series de velocidad. (c) Transporte rectificado de marea.

Para calcular el transporte a partir de las salidas del modelo se ha utilizado un sólo perfil de velocidad localizado en la parte central del canal principal de Espartel, que coincide con la posición de la estación de media, y se ha utilizado la misma metodología aplicada en las observaciones. El transporte resultante es $Q_{2\text{mod}}(t) = -1.03$ Sv con una desviación típica de 0.53 Sv, superior a la obtenida para las observaciones. El modelo sobreestima la energía (en términos de la varianza de la serie) asociada a la marea en Espartel como se infiere

directamente de los resultados discutidos en la sección 3.4.1a, Capítulo 3). Este valor de transporte es 0.15 Sv superior al obtenido experimentalmente en este mes de Abril. Esta discrepancia se debe a que, por un lado, la velocidad del modelo en la ubicación de la estación de medida es, en promedio, 0.15 m s^{-1} superior respecto a las observaciones en los niveles inferiores de la capa profunda (ver figura 5.13), donde se dan además los picos de velocidad máxima instantánea, que originan un mayor flujo de salida. Por otro lado, la profundidad media de la interfase de máxima cizalla en el modelo se localiza 15 metros más arriba en la columna de agua respecto a las observaciones, lo que contribuye a la sobreestima en el transporte respecto a las observaciones al aumentar el espesor de la capa inferior.

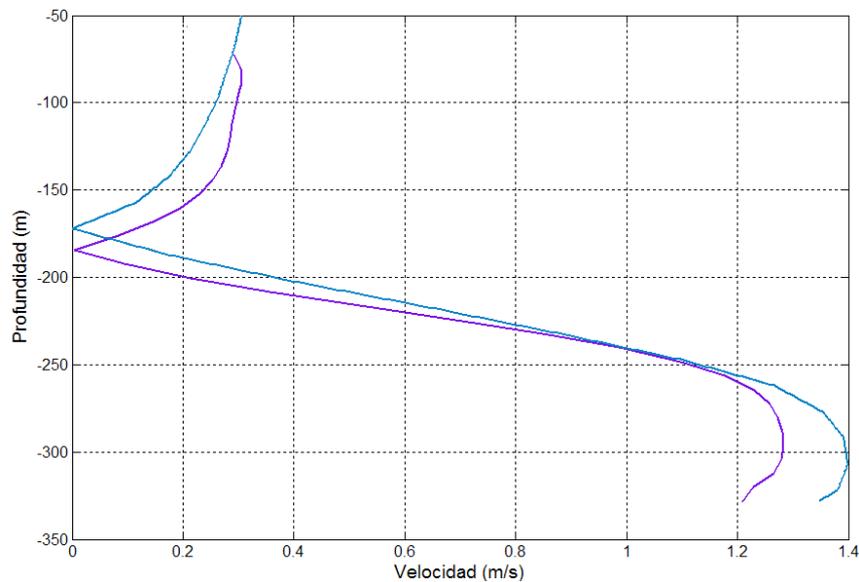


Figura 5.13. Perfil medio de velocidad en ES (m s^{-1}). La línea azul representa el perfil de velocidad obtenido a partir de la simulación numérica y la línea morada representa la velocidad media observada para el mes de Abril de 2005. Notar que la profundidad de la velocidad cero se encuentra unos 14 metros más profunda en las observaciones respecto a la simulación.

Una vez obtenido el transporte instantáneo se calculan las series de velocidad de baja frecuencia mediante la aplicación del filtro de paso-baja FB1 y se determina el transporte de baja frecuencia utilizando como interfase la superficie de velocidad cero, localizada a una profundidad media de 172 metros aproximadamente. El transporte resultante es $Q_{2\text{mod}}^{bf}(t) = -0.96 \text{ Sv}$, 0.07 Sv inferior que $Q_{2\text{mod}}(t)$. Esta diferencia puede ser considerada como la contribución de la marea al flujo de salida, es decir, constituye los flujos rectificadas de

marea $Q_{2\text{mod}}^r(t)$, y representa el 7% del transporte total; porcentaje similar al obtenido para las observaciones (4.5%).

El transporte observado de baja frecuencia para el mes de Abril (-0.84 Sv) es 0.12 Sv inferior al obtenido a partir de las salidas del modelo (-0.96 Sv). El motivo es el mismo que se ha argumentado para la comparación de los transportes instantáneos: velocidades máximas superiores y una interfase en el modelo más somera (ver figura 5.13).

5.6.2. Efecto de la estructura transversal de la velocidad en el cálculo del transporte

En el epígrafe anterior se ha calculado el transporte que proporciona el modelo a partir del perfil de velocidad en ES, por similitud con el esquema utilizado sobre las observaciones, tomando éste como representativo de toda la sección. Las salidas del modelo, sin embargo, proporcionan perfiles de velocidad a lo largo de toda la sección de Espartel por lo que el transporte puede ser calculado con una mayor resolución a partir de estos perfiles.

Las figuras 5.14 y 5.15 muestran las velocidades predichas para los canales principal y secundario de dicha sección durante un ciclo de mareas vivas y mareas muertas respectivamente. La velocidad máxima del flujo de salida se localiza en el canal principal del umbral, al sur de bajo de Majuan, para ambos ciclos de marea, siendo más intensa durante los periodos de llenado en mareas vivas, cuando la corriente de marea fluye hacia el océano Atlántico favoreciendo el flujo medio (velocidad próxima a 2.5 m s^{-1}) y desplazando toda la columna de agua en esa dirección (figuras 5.14e,f). En periodos de mareas muertas (figuras 5.15e,f), en cambio, la velocidad máxima alcanzada es algo inferior, próxima a 1.5 m s^{-1} , y además la interfase de separación entre el agua Atlántica y la Mediterránea se encuentra presente en la mayor parte de la sección debido a que la menor energía de la marea no contrarresta el flujo medio de entrada. El hecho de que la interfase desaparezca en los límites norte y sur de la sección, donde la profundidad es inferior a 150 m , es indicativo de la disminución de la velocidad del flujo de entrada por interacción con la batimetría, alcanzando valores inferiores a la corriente de marea, que logra invertir de ese modo el flujo de entrada.

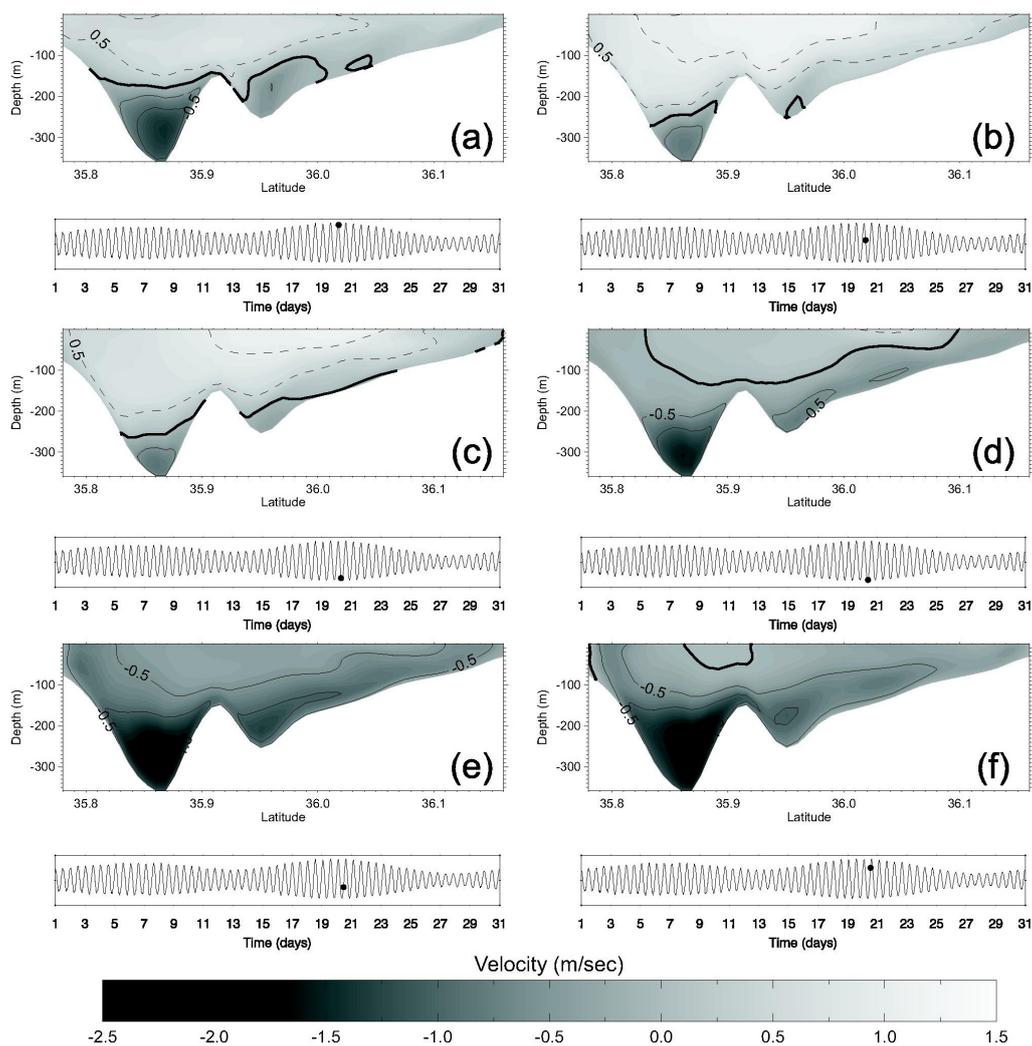


Figura 5.14. Velocidad longitudinal ($m s^{-1}$) simulada por el modelo en la sección de Espartel durante mareas vivas. Las líneas continuas indican valores negativos y las líneas discontinuas indican valores positivos. La línea gruesa muestra la superficie de velocidad cero. El intervalo de tiempo entre cada sección individual es de 2 horas. El momento al que se corresponde cada sección se muestra en la parte inferior de cada panel y se está referido a la elevación de la superficie del mar en Tarifa.

En periodos de vaciado, por el contrario, la corriente de marea se opone al flujo de salida y en consecuencia las velocidades encontradas en el canal principal y en el secundario son inferiores a las encontradas durante el periodo de llenado, tanto en periodos de mareas vivas (figuras 5.14a-c) como en mareas muertas (figuras 5.15a-c), con valores máximos próximos a 2 y $1.5 m s^{-1}$ respectivamente, conservando un carácter negativo permanente. Por otro lado, en estos periodos, al igual que ocurre durante el periodo de llenado, es fácil

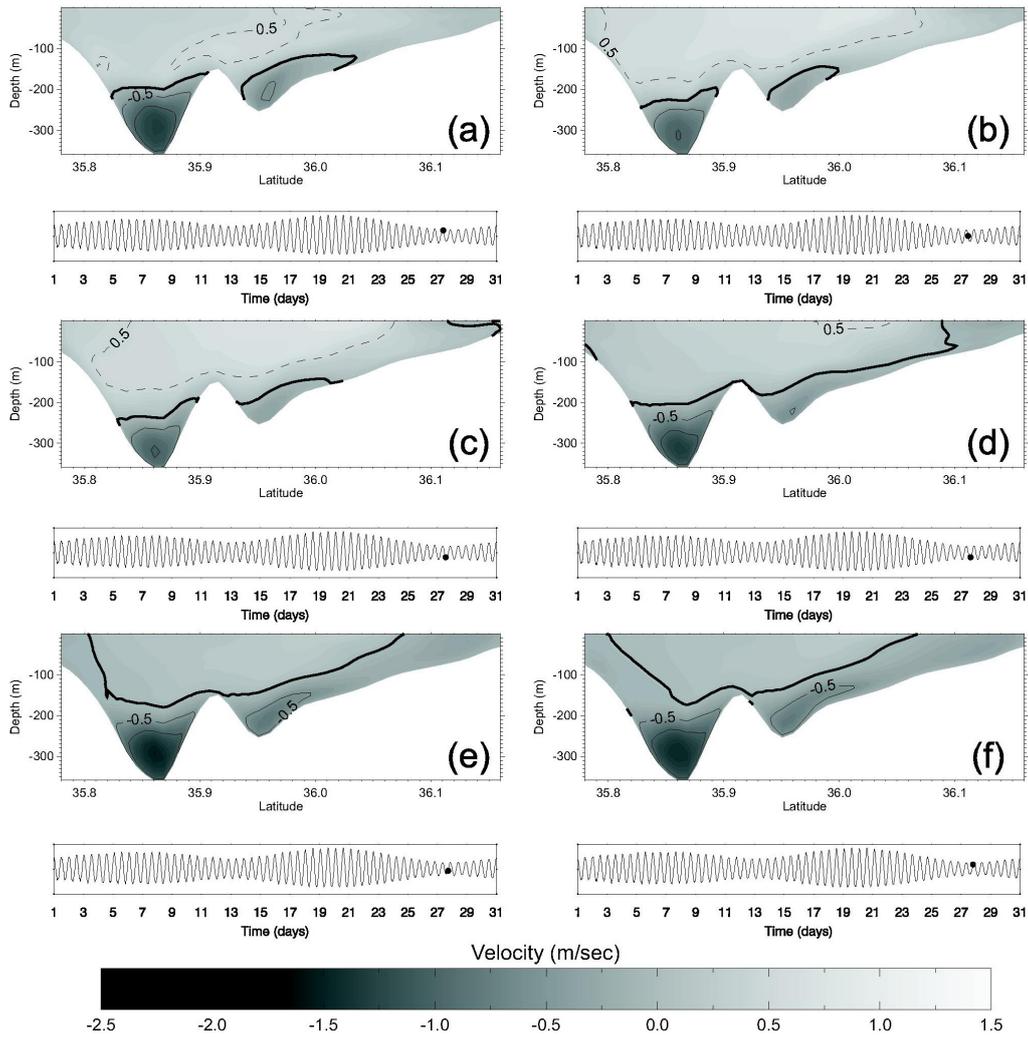


Figura 5.15. Velocidad longitudinal ($m s^{-1}$) simulada por el modelo en la sección de Espartel durante mareas muertas. Las líneas continuas indican valores negativos y las líneas discontinuas indican valores positivos. La línea gruesa muestra la superficie de velocidad cero. El intervalo de tiempo entre cada sección individual es de 2 horas. El momento al que se corresponde cada sección se muestra en la parte inferior de cada panel y se está referido a la elevación de la superficie del mar en Tarifa.

observar que dicha velocidad no es constante a lo largo de la sección, sino que presenta valores máximos en la parte central de ambos canales y decrece hacia los límites de los mismos. Esto apunta a una sobrestima en el cálculo del transporte cuando se utilizan las observaciones.

Por último, mencionar el gradiente de profundidad encontrado para la interfase de velocidad cero (ver figura 5.14c por ejemplo) que da como resultado una mayor

profundidad media de la interfase en la zona sur de la sección respecto a la zona norte como consecuencia de la fuerza de Coriolis sobre los flujos intercambiados.

$Q_{2\text{mod}}(t)$ ha sido calculado de nuevo integrando la velocidad a lo largo del eje principal del Estrecho desde el fondo hasta la profundidad de la superficie de máxima cizalla, y a continuación meridionalmente a través del canal principal de Espartel (figura 5.16). Como resultado, se obtiene un transporte medio instantáneo $Q_{2\text{modCPI}}(t) = -0.80$ Sv (el subíndice CPI indica canal principal integrado). Este transporte es 0.23 Sv inferior al obtenido a partir de un solo perfil de velocidad en la zona central del canal ($Q_{2\text{mod}}(t) = -1.03$ Sv), que sobrestima el transporte un 22% respecto a este nuevo cálculo más refinado.

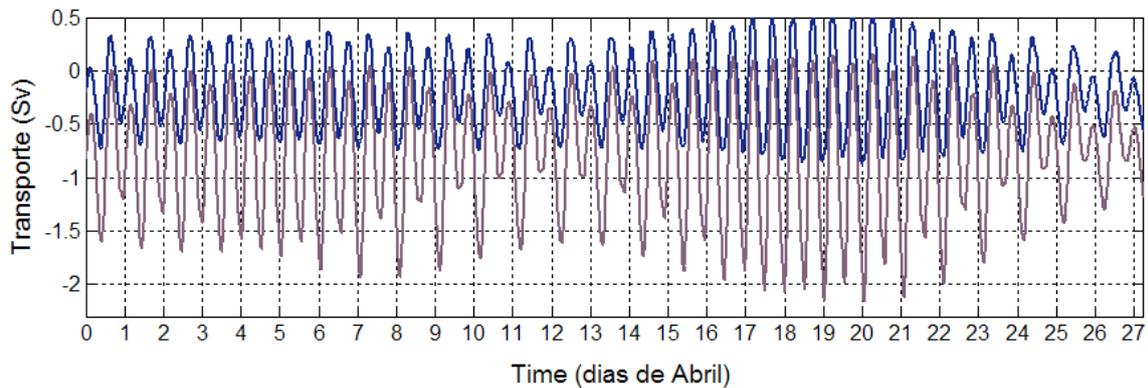


Figura 5.16. Transporte calculado a partir de las salidas del modelo e integrado meridionalmente a través del canal principal (línea morada) y secundario (línea azul) de la sección de Espartel.

Las salidas del modelo permiten, además, calcular la fracción del transporte de salida a través del canal secundario de Espartel al norte del banco Majuán (ver figuras 5.11 y 5.16). El transporte medio instantáneo es de $\bar{Q}_{2\text{modCSI}}(t) = -0.18$ Sv (el subíndice CSI indica canal secundario integrado). Por tanto, el transporte total a través de la sección de Espartel se estima en -0.98 Sv. El canal secundario es un 23% del transporte obtenido a través del canal principal, y representa el 18% del transporte total a través de toda la sección. Este porcentaje es el doble de la contribución estimada por *García-Lafuente et al.*, [2007], quienes indican que la contribución del canal secundario es del 10% aproximadamente. En cualquier caso, el resultado aquí obtenido hay que tomarlo con cautela dado que la batimetría usada por el modelo no se ajusta exactamente con la real. Nótese como el Bajo

de Majuan (ver figura 5.1a), que separa el canal principal del secundario, queda 70-80 metros bajo el nivel del mar mientras que en el modelo, por las restricciones que el gradiente de profundidad máximo representable impone, queda por debajo de los 140 metros.

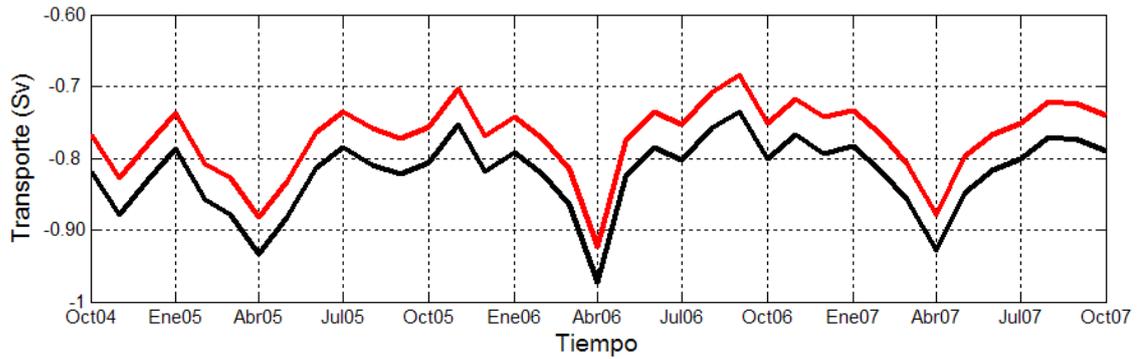


Figura 5.17. Medias mensuales del transporte observado en el umbral de Espartel. La línea negra representa el transporte obtenido a partir de un solo perfil de velocidad en la parte central del canal principal y la línea roja muestra el transporte total a través de toda la sección una vez se han aplicado las correcciones necesarias, obtenidas a partir de las salidas del modelo.

Para concluir, y una vez analizado tanto el efecto de la variación de la estructura transversal de la velocidad en el canal principal como la contribución del canal secundario al transporte total a partir de las salidas del modelo, es posible aplicar dichas correcciones al transporte observado, reduciéndolo en un 5%. Se obtiene un transporte total en toda la sección con valor medio es -0.77 Sv (figura 5.17). Este resultado se aproxima a los -0.76 Sv estimado por *Baschek et al.*, [2001] a partir de registros de velocidad ADCP corregidos por un modelo de marea inverso para la zona oriental del Estrecho.

5.7-CONTROL HIDRÁULICO SOBRE EL FLUJO MEDITERRÁNEO EN EL UMBRAL DE ESPARTEL

5.7.1. Estado hidráulico en el Estrecho de Gibraltar y variabilidad temporal del intercambio

Una de las preguntas formuladas inicialmente en el planteamiento de este trabajo era investigar hasta qué punto el umbral más occidental del Estrecho (el del Cabo Espartel) es la última y definitiva puerta de salida del Agua Mediterránea hacia el Atlántico. En el modelo bicapa de doble control hidráulico planteado por *Armi y Farmer* [1985] la pregunta equivale a la de si existe control hidráulico permanente en la sección de Cabo Espartel.

Es bastante frecuente aproximar el intercambio a través del Estrecho de Gibraltar como un sistema hidrodinámico bicapa [*Lacombre y Richez*, 1982; *Farmer y Armi*, 1986; *Bryden y Kinder*, 1991; *Vargas et al.*, 2006]. La aplicación de la teoría hidráulica bicapa en el Estrecho de Gibraltar resuelve de manera razonable las particularidades que condicionan los flujos intercambiados.

En los flujos reales, el modelo bicapa no es realista puesto que siempre existe región interfacial, una región de transición entre las propiedades de ambas capas. Cuando esta región no es excesivamente extensa en la vertical, la aproximación del flujo real al flujo bicapa esta justificada. En el caso del Estrecho de Gibraltar y a la vista de perfiles de salinidad como los de la figura 2.9, esta aproximación es válida. El valor que suele asignarse a una propiedad en una capa suele ser algún tipo de promedio vertical de dicha propiedad en la citada capa.

La manera de determinar de forma experimental el estado hidráulico en una cierta sección consiste en la estimación del número de Froude interno (o compuesto) $G^2 = F_1^2 + F_2^2$ [*Armi*, 1986]. El número de Froude F^2 es un número adimensional que relaciona la velocidad del flujo con la velocidad de una onda que viaja a través de él, o en otras palabras, establece una relación entre la fuerza de inercia con la fuerza de gravedad. Para el caso de un sistema bicapa se define como:

$$F_i^2 = \frac{u_i^2}{g' H_i} \quad (i = 1,2) \quad (5.15)$$

donde u_i y H_i son la velocidad y espesor de la capa i (superior e inferior respectivamente); y $g' = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} g$ es la gravedad reducida para este sistema bicapa.

Si en una sección el flujo está controlado se cumple que $G^2 = 1$. Si el flujo cumple $G^2 < 1$ ($G^2 > 1$) se habla de flujo supercrítico (subcrítico).

Los datos de velocidad recopilados en el umbral de Espartel presentan dos inconvenientes para calcular el número de Froude compuesto G^2 en esta sección: (i) no se dispone de datos hidrológicos en la columna de agua que permitan estimar la densidad de las capas atlántica y mediterránea; y (ii) el perfil de velocidad en la capa superior sólo es satisfactorio a partir de 80 m de profundidad debido al eco producido por la superficie del mar. Estas circunstancias impiden el cálculo F_1^2 . Sin embargo, dado el gran espesor (~ 190 m) que por lo general tiene la capa atlántica, la sección transversal de esa capa es muy grande con lo que las velocidades asociadas son generalmente pequeñas ($\sim 0.3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Ambas circunstancias, gran espesor de la capa atlántica y corrientes pequeñas en la misma, hacen que F_1^2 sea generalmente pequeño, de acuerdo con la definición (2.15). El problema se reduce por tanto a la estimación de F_2^2 . En otras palabras, en Espartel $G^2 \cong F_2^2$ y conociendo este último podremos conocer el estado del intercambio.

La teoría hidráulica bicapa presenta, sin embargo, problemas cuando se consideran flujos variables en el tiempo como consecuencia, por ejemplo, de la presencia de fuertes mareas barotrópicas que modifican la dinámica del intercambio predicha en la teoría estacionaria [Armi y Farmer, 1986; Farmer y Armi, 1986]. En este caso, una primera aproximación consiste en suponer que las fluctuaciones temporales ocurren muy lentamente de forma que pueda asumirse en cada instante que el sistema no se ha desviado de su posible estado estacionario. Esta es la denominada aproximación cuasiestacionaria y supone despreciar el término de aceleración temporal en las ecuaciones de movimiento manteniendo en cambio los términos de aceleración advectiva que permiten describir las

interacciones no lineales entre el flujo medio y sus posibles fluctuaciones [Armi y Farmer, 1986]. Esta aproximación, en cualquier caso, presenta inconvenientes si el tiempo que una onda interna larga tarda en propagarse a través del Estrecho es de un orden similar o superior a la escala temporal del flujo barotrópico o si las aceleraciones temporales $(\delta u / \delta t)$ no son despreciables respecto a las aceleraciones convectivas $(u \delta u / \delta x)$.

Helfrich [1995] desarrolló un modelo basado en un flujo hidrostático bicapa a través de un estrecho que separa dos cuencas infinitas donde en función de la geometría del canal y bajo una oscilación barotrópica del flujo con velocidad característica u_{bo} y periodo de oscilación T , las soluciones de las ecuaciones de movimiento dependen únicamente de dos parámetros adimensionales.

- parámetro adimensional q_{bo} cuantifica la importancia de las fluctuaciones barotrópicas en comparación con la velocidad de una onda larga interfacial:

$$q_{bo} = \frac{u_{bo}}{\sqrt{g'H^o}} \quad (5.16)$$

donde u_{bo} es un valor característico de la amplitud de la corriente barotrópica de marea.

- parámetro γ , que mide la importancia relativa del término de aceleración local respecto al término de aceleración advectiva:

$$\gamma = \frac{T\sqrt{g'H^o}}{L} \quad (5.17)$$

El parámetro γ es una medida de la longitud del estrecho (L) respecto a la distancia que recorrerá una onda interna de velocidad $\approx (g'H^o)^{\frac{1}{2}}$ en un periodo de oscilación T . Si $\gamma \rightarrow \infty$ el estrecho se considera “dinámicamente corto” para fluctuaciones de periodo T y por tanto la aproximación cuasiestacionaria puede ser aplicada. Por el contrario, si $\gamma \rightarrow 0$ el estrecho es “dinámicamente largo” y los términos de

aceleración temporal no pueden ignorarse en las ecuaciones de movimiento. En sistemas en los que γ toma valores intermedios [$\gamma = O(1)$], la existencia del flujo barotrópico afectará al intercambio de forma significativa debiéndose tener en consideración la dependencia temporal en las ecuaciones del movimiento.

Los valores típicos del parámetro γ para el caso del Estrecho se muestran en la tabla 5.1 y han sido calculados considerando una profundidad típica de $H^o \approx 500$ m, una longitud característica de $L \approx 60.000$ m, y $g' = 0.02$ m s⁻² (constante). Las fluctuaciones de marea muestran unos valores próximos a cero y por tanto, el Estrecho es dinámicamente largo respecto a dichas perturbaciones, es decir, es sensible al paso de ondas largas con periodos diurnos o semidiurnos. Como consecuencia, la aproximación cuasiestacionaria no podría aplicarse cuando se consideran las frecuencias asociadas a la marea y el análisis del estado hidráulico de Estrecho, a partir de resultados experimentales o salidas de modelos numéricos, que desprecie las fluctuaciones de marea distará de la realidad.

Tipo de Fluctuación	Tiempo T característico	Amplitud (Sv)	Máximo valor (Sv)	$\gamma = \frac{T\sqrt{g'H^o}}{L}$ (*)	Naturaleza Estrecho
Mareal	12 – 24 horas	3 Sv	> 5 Sv	2 – 4	D.L.
Meteorológica	5 – 20 días	0.6 Sv	> 1.6 Sv	20 – 90	D.C.
Estacional	0.5 – 1 año	0.1 Sv	¿?	800 – 1600	D.C.
Interanual	Bianual – decadal	¿0.1 Sv?	¿> 0.2 Sv?	3300 – 16000	D.C.
Tendencia	> decadal	¿?	—	> 16000	D.C.
Flujo medio	∞	1 Sv	—	∞	D.C.

Tabla 5.1. Fluctuaciones de los flujos intercambiados en el Estrecho y su transporte medio asociado. (*) es un número adimensional que compara la distancia recorrida por una perturbación interna durante el tiempo característico $(T(g'H^o)^{1/2})$ con la longitud del Estrecho L .

5.7.2. Estimación del número de Froude en la capa mediterránea

La figura 5.18 muestra el número de Froude F_2^2 calculado para la capa inferior. El espesor de esta capa se ha obtenido a partir de la profundidad de la interfase de máxima cizalla vertical de la velocidad horizontal (figura 5.6a), tomada como límite entre el agua Atlántica y Mediterránea; se ha utilizado un valor constante para la gravedad reducida de

$g' \approx 0.02 \text{ m s}^{-2}$, representativo del contraste de densidades entre las capas superior e inferior en el Estrecho de Gibraltar (agua atlántica: $\sigma_\theta \approx 27$; capa mediterránea: $\sigma_\theta \approx 29$). La velocidad de la capa se corresponde con la velocidad instantánea promediada verticalmente desde el fondo hasta la profundidad de la interfase.

El valor medio de F_2^2 es 0.25 ± 0.15 , claramente inferior al valor teórico para un flujo controlado, dando como resultado un flujo subcrítico la mayor parte del tiempo como consecuencia del amplio espesor de la capa inferior que llega a ser, en algunos instantes, de hasta 240 metros. Este valor medio se encuentra fuertemente influenciado por la dinámica de marea que provoca grandes variaciones de F_2^2 originando a su vez valores superiores al crítico durante las mareas vivas más intensas, cuando la interfase desciende hasta las proximidades del fondo durante los periodos de vaciado. Esto permite obtener un número de Froude superior a la unidad que no se manifiesta, sin embargo, en cada ciclo de mareas vivas — muertas. Como consecuencia, el análisis armónico de F_2^2 no presenta una señal quincenal significativa aunque revela, en cambio, una clara señal semidiurna con una amplitud de 0.13 asociada a la constituyente M_2 .

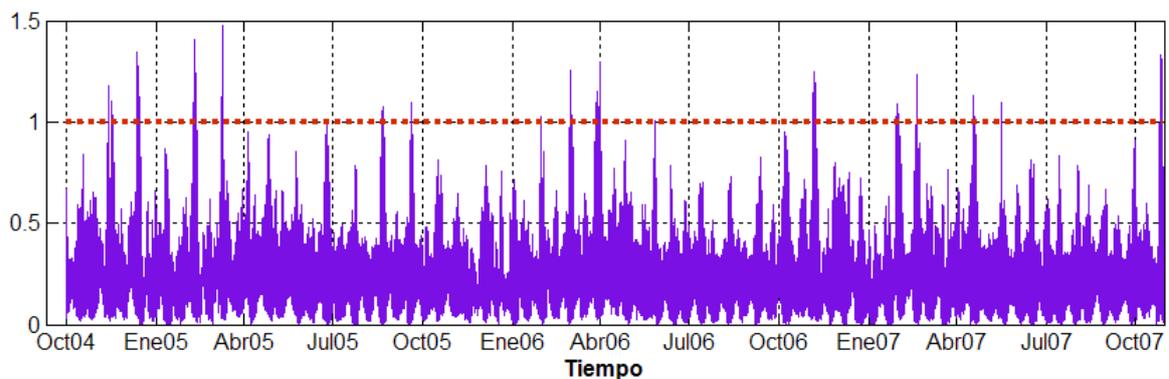


Figura 5.18. Número de Froude (F_2^2) instantáneo para la capa inferior en el umbral de Espartel. La línea roja discontinua muestra el valor de un flujo controlado hidráulicamente ($F_2^2 = 1$).

Sin embargo existen indicadores indirectos presentes en las series temporales de velocidad, como por ejemplo la no interrupción del flujo de salida en cada ciclo de marea, que sugieren la presencia de control hidráulico en el umbral de Espartel. Este hecho plantea el interrogante de si un sistema bicapa es la elección más acertada para definir la dinámica del Estrecho, puesto que se limita la estructura dinámica del mismo al poder existir sólo un

modo interno de oscilación. Por tanto, la aplicación directa de la teoría hidráulica de dos capas en el Estrecho de Gibraltar no resulta ser obvia [Winters y Seim, 2000], lo que permite considerar la existencia de una tercera capa interfacial originada por las mezclas entre la capa Atlántica superficial y la capa Mediterránea profunda [Bray *et al.*, 1995]. Para definir esta tercera capa es necesario conocer la variación vertical de las propiedades hidrológicas de la columna de agua, concretamente de la salinidad, de forma que la capa interfacial coincida con la región de máximo gradiente de esta variable. Los datos recopilados en la estación de Espartel, sin embargo, carecen de la información complementaria de salinidad salvo en la parte más profunda de la columna de agua, lo que hace inviable el desarrollo de este planteamiento.

Una forma alternativa de abordar este problema es mantener la estratificación continua real, ya que en ese caso existirán lógicamente infinitos modos dinámicos de oscilación. Si se considera el Estrecho como un sistema bicapa, el flujo en una sección se encontrará controlado, siempre que una de las capas se comporte pasivamente, como es el caso de la atlántica en Espartel, cuando la velocidad de la corriente iguale o supere la velocidad de fase c asociada al primer modo baroclino. En una estratificación continua, las velocidades de fase c de los distintos modos se obtienen al resolver un problema de Sturm-Liouville en el que los autovalores obtenidos se identifican con dichas velocidades. La ecuación a resolver es $\frac{d^2\psi_n(z)}{dz^2} + \frac{N^2(z)}{c_n^2}\psi_n(z) = 0$ donde c_n es la velocidad de fase del modo n y N^2 es la frecuencia de Brunt-Väisälä. Esta ecuación se resuelve utilizando condiciones de contorno rígido y constituye un problema de Sturm-Liouville para autovectores $\psi_n(z)$ con autovalores $1/c_n^2$.

La ecuación anterior, de la que se obtienen los modos normales de oscilación en un fluido estratificado, no incluye el campo medio de velocidades en los cálculos de c , pero la presencia de cizalla vertical en un flujo bidireccional, como es el caso del Estrecho de Gibraltar, afecta al valor de c [Hibiya, 1990] obteniéndose en consecuencia un número de Froude diferente al definido por Farmer y Armi [1986]. El hecho de que la presencia del flujo medio es importante para el cálculo de la velocidad de las ondas lineales fue confirmado por Lai *et al.*, [1985] tras analizar trenes de ondas internas en el mar de Sulu y

comprobar que la velocidad de fase se incrementaba de 2.05 m s^{-1} sin flujo medio a 2.17 m s^{-1} cuando se tenía en consideración.

En consecuencia, el problema de Sturm-Liouville no es adecuado para resolver la velocidad de fase c_e en el Estrecho siendo necesario incluir un nuevo término en la ecuación que represente el flujo medio. *Grimshaw et al.*, [1997] establecen que la velocidad de fase c_e de las ondas largas para un fluido estratificado en presencia de flujo medio $U(z)$ se corresponde con un autovalor del problema de Sturm-Liouville para un multiplicador $G(z)$ de la función de corriente $\Psi(x, z)$:

$$\frac{d}{dz} \left[(c_e - U(z))^2 \frac{dG}{dz} \right] + N^2(z)G = 0, \quad G(0) = G(-b) = 0 \quad (5.18)$$

donde $N^2(z) = \frac{-g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$ es la frecuencia de Brunt-Väisälä. Esta ecuación se denomina de

Taylor-Goldstein y describe el comportamiento de las perturbaciones en un flujo paralelo estratificado. Dicha ecuación ha sido utilizada para calcular la velocidad de fase c_e correspondiente al primer modo baroclino en cuatro ciclos de marea (dos de mareas vivas y dos de mareas muertas, todos ellos de diferente amplitud) considerando el flujo medio longitudinal al Estrecho en cada uno de los periodos seleccionados con el objetivo de comparar c_e con la velocidad registrada por el ADCP en esos mismos instantes para tener una estimación del posible control hidráulico sobre el flujo de salida. La frecuencia de flotación ha sido calculada mediante un perfil medio de densidad obtenido a partir de varios perfiles registrados en el umbral de Espartel en el transcurso de algunas de las campañas realizadas (ver Capítulo 2). Además se ha determinado la velocidad de fase c_e calculada sin considerar el flujo medio, para resaltar la influencia de dicho flujo en la velocidad de propagación de las ondas largas calculada para una y otra situación.

La figura 5.19 muestra los perfiles de velocidad ADCP registrados en los cuatro periodos seleccionados (dos de mareas vivas y dos de mareas muertas respectivamente), con un intervalo de muestreo de tres horas, así como el momento del ciclo de marea en el que se tomaron. La velocidad de fase c_e media obtenida para dichos periodos es $-0.58 \pm 0.05 \text{ m s}^{-1}$ y ha sido representada mediante una línea discontinua verde, mientras que la velocidad de

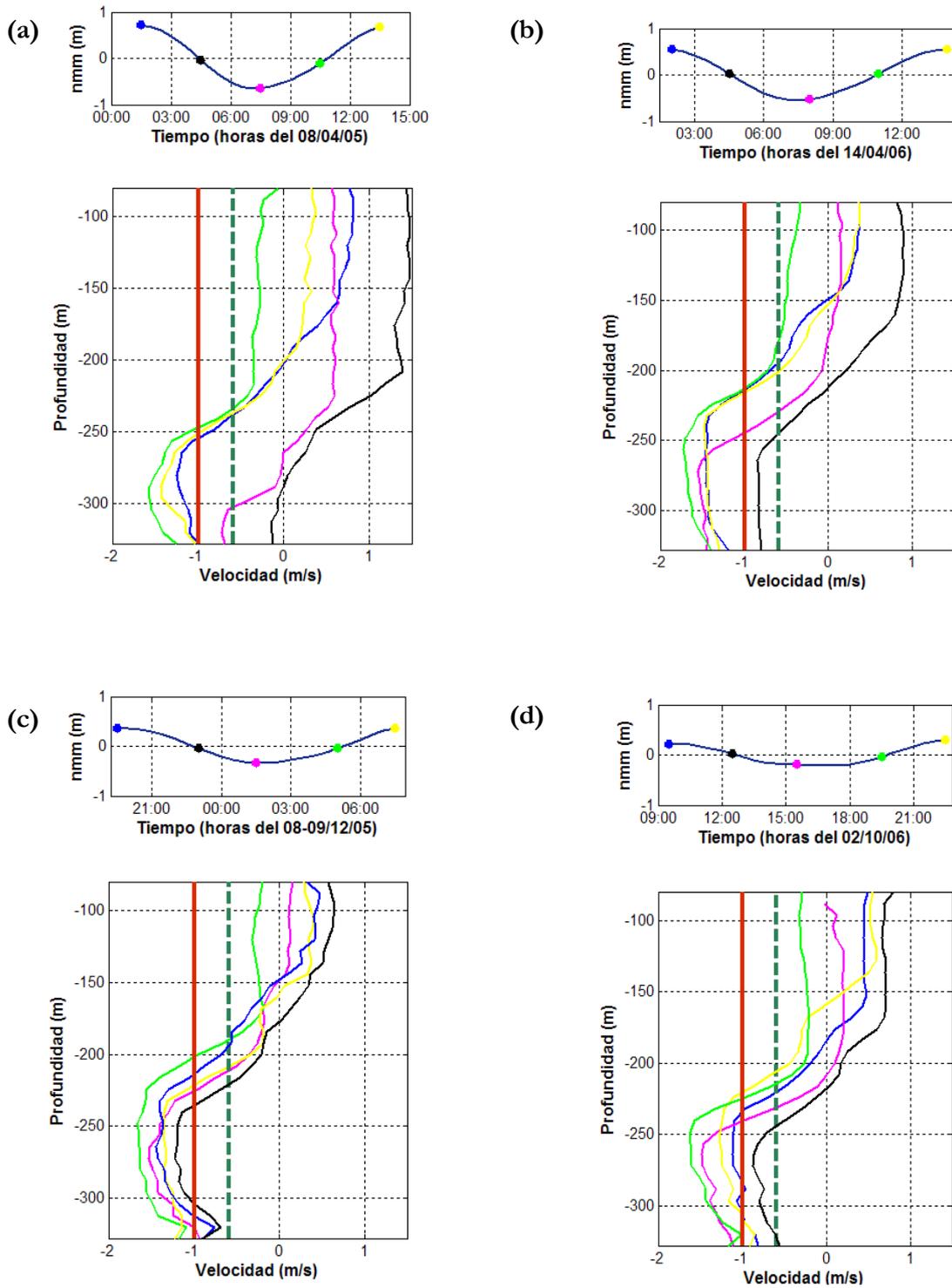


Figura 5.19. Perfiles instantáneos de velocidad ADCP en el umbral de Espartel para (a) un ciclo de mareas vivas de 1.4 m de amplitud, (b) un ciclo de mareas vivas de 1.1 m de amplitud, (c) un ciclo de mareas muertas de 0.7 m de amplitud y (d) un ciclo de mareas muertas de 0.4 m de amplitud registrados cada tres horas. La línea verde discontinua representa la velocidad de fase c_e del primer modo baroclino considerando el campo medio de velocidades y la línea roja continua muestra la velocidad de fase c del primer modo baroclino sin considerar el campo medio de velocidades.

fase c sin campo medio de velocidades asciende a $-0.99 \pm 0.03 \text{ m s}^{-1}$ y se ha representado mediante una línea continua roja. El que c sea mayor que c_e implica que el flujo medio dificulta la propagación de las ondas internas, que ven disminuida su velocidad un 40% aproximadamente. Por otro lado, el pico de máxima estratificación de la columna de agua, que implica una velocidad de fase mayor en términos absolutos, se localiza en la capa de agua mediterránea donde el flujo medio tiene signo negativo (se dirige hacia el Oeste) y contrarresta en cierta manera la velocidad de propagación de las ondas largas. Como resultado, dicha velocidad de fase es inferior (en términos relativos) cuando se considera el flujo medio respecto al cálculo en el que no se incluye. Esta velocidad de fase será comparada con la velocidad de los perfiles de velocidad longitudinal al Estrecho instantáneos para establecer la región de la columna de agua en la que el flujo de salida es mayor que dicha velocidad y por tanto bloquea la propagación aguas arriba de perturbaciones internas (la velocidad de fase de modos internos de orden $n > 1$ es menor que c_e y por tanto tampoco se propagarían). Es la misma situación que se encuentra en la sección de control de un flujo bicapa de intercambio en el que la sección crítica impide la propagación del modo interno aguas arriba. En este sentido, se podría admitir que el flujo saliente está controlado.

Si se analiza lo que ocurre durante los ciclos de marea seleccionados (figura 5.19), se observa a simple vista la fuerte dependencia del flujo respecto a la marea de tal manera que cuanto mayor es la energía contenida en ésta, mayor es la dispersión en los perfiles de velocidad instantánea correspondientes a un mismo ciclo de marea. Esto tendrá repercusión en el espesor de la capa de agua controlada. Todos los ciclos elegidos comienzan en situación de pleamar (perfiles de velocidad azules), donde la velocidad de la corriente de marea está próxima a cero debido a que la constituyente M_2 , que dicta el comportamiento de la marea en el Estrecho, se encuentra en cuadratura respecto al nivel medio del mar. En este momento del ciclo la velocidad de la corriente en la capa profunda es siempre superior a c_e (línea verde discontinua) para los distintos ciclos de marea analizados, lo que indicaría flujo supercrítico. Tres horas más tarde la fase de vaciante, que ya está bien desarrollada, produce un desplazamiento mareal de agua desde el océano Atlántico hacia el mar Mediterráneo que provoca un desplazamiento de los perfiles instantáneos hacia la derecha (perfil de color negro) y hace aumentar la profundidad de la interfase. En periodos de mareas vivas intensas (figura 5.19.a) este desplazamiento puede

provocar la pérdida del control al disminuir la velocidad del flujo hasta valores próximos a cero (flujo subcrítico) mientras que en periodos de mareas muertas o vivas de menor intensidad (figura 5.19.b,c,d) el control no se llega a perder manteniéndose el flujo supercrítico debido a que la marea no tiene la energía necesaria para debilitar lo suficiente al flujo de salida. El siguiente perfil corresponde a tres horas más tarde y coincide con la bajamar (perfil color magenta), momento en el que la velocidad asociada a la marea se reduce al mínimo, disminuyendo el flujo de entrada y aumentando la velocidad del flujo de salida. Esto provoca el ascenso de la interfase y la recuperación del control hidráulico perdido durante la vaciante en el ciclo de mareas vivas intensas (figura 5.19.a) y el aumento de la región de la columna de agua controlada en el caso del resto de ciclos analizados. A continuación comienza la fase de creciente en la que, tres horas más tarde, la corriente de marea se dirige hacia el océano Atlántico contrarrestando el flujo de entrada y favoreciendo el de salida (perfil de color verde). Como consecuencia, la parte de la columna de agua con velocidad $> c_c$ es la mayor posible de todo el ciclo alcanzando un espesor de hasta 180 m en función del ciclo de marea analizado. Por último, pasadas otras tres horas alcanzamos una situación análoga a la inicial (perfil de color amarillo) en la que se debilita el flujo de salida y se recupera algo el de entrada reduciéndose de nuevo el espesor de la capa controlada. La interpretación de las figuras 5.19b,c y d es similar a la descrita y no se insiste sobre ellas.

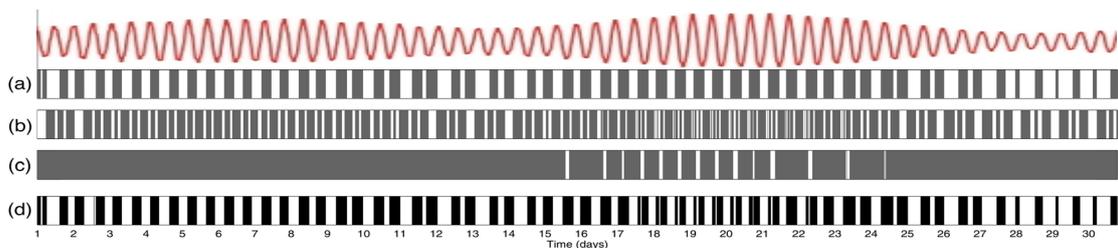


Figura 5.20. Presencia de región supercrítica a través de toda la sección en (a) Estrechamiento de Tarifa, (b) umbral de Camarinal y (c) umbral de Espartel (ver figura 1.1 para más detalles) para un periodo de 30 días, que incluye dos ciclos completos de mareas vivas-mareas muertas. En (d) se indica la presencia simultánea en los tres lugares (de Sannino, Carillo, Sánchez-Román, García-Lafuente y Artale, 2007, IUGG-LAPSO General Assembly)

Estos resultados coinciden con los obtenidos por Sannino *et al.*, [2007] para el umbral de Espartel mediante una simulación de 30 días producida por el modelo numérico de intercambio CEPOM (ver epígrafes 3.4 y anexo B). En la figura 5.20 se muestran los

momentos en los que el flujo es supercrítico en varios lugares del Estrecho, entre ellos el umbral de Espartel (panel c). Para la casi totalidad del periodo analizado (30 días) la velocidad del flujo es superior a la velocidad de fase c_e independientemente del momento del ciclo de marea o de la amplitud de la misma, excepto durante ciertos intervalos de la vaciante del ciclo de marea en el periodo de mareas vivas más intensas, cuando el flujo pasa a subcrítico por ser su velocidad inferior a la velocidad de fase. Este resultado coincide con la discusión cualitativa derivada de la figura 5.19. Nótese que aún cuando se pierde el control el flujo saliente no llega a invertir en el ejemplo discutido.

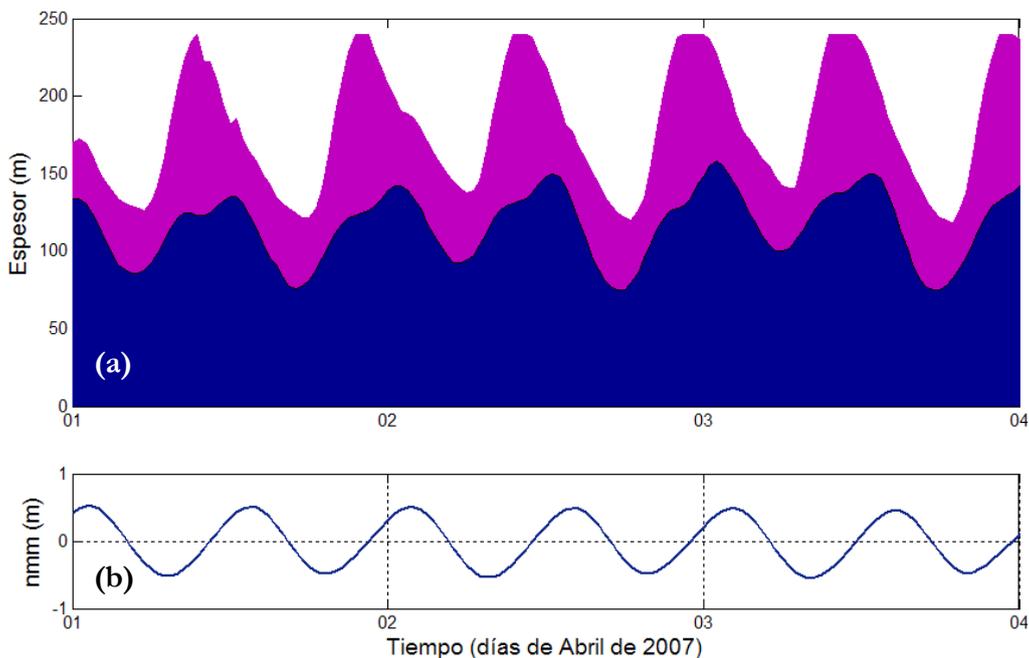


Figura 5.21. Control hidráulico en la parte central del canal principal del Umbral de Espartel a partir de observaciones. (a) espesor de la capa mediterránea estimado a partir de la profundidad de la interfase de máxima cizalla de la velocidad horizontal (magenta). La zona color azul oscuro representa la parte en la que existe control hidráulico. (b) nivel medio del mar (m) registrado en Tarifa para el periodo representado.

El espesor medio de la capa de agua mediterránea controlada en el sentido comentado en los párrafos anteriores (figura 5.21.a) asciende a 130 ± 32 m y sigue fluctuaciones de marea, que hace disminuir dicho espesor hasta valores próximos a 30 m en periodos de mareas vivas de gran amplitud, durante la vaciante de las cuales el flujo podría pasar a subcrítico durante cortos intervalos perdiéndose el control. Por otro lado, el espesor de la capa controlada es siempre inferior al espesor de la capa profunda definida mediante la

interfase de máxima cizalla de la velocidad horizontal (zona violeta de la figura 5.21a). La diferencia entre ambas puede ser considerada como la parte inferior de la región interfacial, donde las propiedades hidrológicas pasan de atlánticas a mediterráneas y el flujo es menos intenso. La parte inferior de la capa profunda, donde el flujo es supercrítico, puede considerarse como el núcleo de Agua Mediterránea propiamente dicha que fluye con una velocidad superior a la velocidad de las ondas largas la mayor parte del tiempo.

Desde otro punto de vista, la existencia de un control cuasi-permanente en la sección occidental del Estrecho establece una simetría en el intercambio de los flujos. En la parte oriental, las corrientes de marea tampoco son capaces de invertir el flujo medio de modo que existe una corriente permanente de entrada en el Mediterráneo [Candela *et al.*, 1989; García-Lafuente *et al.*, 2000, 2002b]^{xix}. El modelo de intercambio que surge combinando los resultados anteriores es que por la sección oriental del Estrecho está entrando permanentemente un flujo de agua atlántica hacia el Mediterráneo por la capa superior, a pesar de las intensas mareas que existen, y por la capa inferior y en la sección occidental (Espartel) está saliendo permanentemente AM hacia el Atlántico. Ambos flujos tienen importantes modulaciones debido a las mareas pero no interrupciones. Entre ambas secciones, la marea domina la dinámica del intercambio medio produciendo inversiones sistemáticas de los flujos [Candela *et al.*, 1989; Bryden *et al.*, 1994; Bruno *et al.*, 2002; Vargas *et al.*, 2006]. La presencia de esta sección de control permanente en Espartel convertiría a este umbral en el lugar idóneo para medir el flujo de AM y sus propiedades con vistas a determinar su papel en el Atlántico Norte y en el océano global.

^{xix} Las fluctuaciones subinerciales sí pueden en circunstancias excepcionales invertir ese flujo entrante debido a forzamiento meteorológico.

5.8- CONCLUSIONES

En este capítulo se han presentado las medidas registradas por la estación ES en el canal principal del umbral de Espartel, situado en la parte más occidental del Estrecho de Gibraltar. Esta estación fue instalada en septiembre de 2004 como parte experimental del proyecto INGRES y aún sigue operativa en la actualidad auspiciada por el proyecto INGRES-2. Como resultado, las series temporales de velocidad y propiedades hidrológicas de la parte más profunda de la columna de agua se extienden ya a tres años y ocho meses de datos ininterrumpidos, lo que las convierten en las series más largas hasta el momento recogidas en este estratégico lugar. De la serie total, sólo los datos registrados entre octubre de 2004 y octubre de 2007 han sido utilizados en este capítulo.

La estructura del intercambio medio en Espartel revela el flujo bidireccional característico, pero cuando se analiza el intercambio en la banda de mareas, la separación entre la capa superficial y la profunda no resulta ser obvia como consecuencia de las inversiones de corriente registradas en la capa superior. Como resultado, la superficie de velocidad nula no es una elección adecuada para separar el agua Atlántica de la Mediterránea siendo necesario recurrir a otra definición de la interfase de intercambio, basada siempre en las propias medidas realizadas (perfiles de velocidad ADCP).

Una posible definición es la profundidad a la que se localiza la máxima diferencia de los flujos intercambiados. Este artificio matemático, sin embargo, no basta para definir completamente la interfase, debido precisamente a la marea y las inversiones periódicas de la capa superior. Estas inversiones provocan un desplazamiento vertical de la interfase hasta las proximidades de la superficie del mar, donde el ADCP no alcanza a medir, cuando toda la columna de agua se desplaza hacia el oeste. Se añade un criterio complementario, basado en las propiedades hidrológicas del flujo, que contrarreste el efecto provocado por la marea y caracterice mejor las propiedades. Los datos recogidos en la estación ES no permiten establecer criterios de separación basados en dichas propiedades por lo que ha sido necesario recurrir a registros históricos de la zona para establecer un límite superior en base a datos de salinidad. De esta manera se establece un límite superior para las excursiones verticales de la interfase de 120 m que permite estimar los flujos intercambiados.

Un segundo criterio para definir la interfase consiste en utilizar el gradiente de una propiedad física del flujo: la máxima cizalla de velocidad. En Espartel, sin embargo, la profundidad media de esta interfase no se corresponde con la superficie media de velocidad cero, que se localiza 40 m más arriba en la columna de agua, y por tanto no son intercambiables. Para corregirlo se resta esta diferencia de profundidad media a la profundidad instantánea de la máxima cizalla de velocidad. Al no incluir un límite superior artificial en el desplazamiento vertical de la interfase, permite caracterizar en cualquier instante de tiempo el flujo de salida con los datos registrados.

La estación ES permite estimar el flujo mediterráneo de salida que accede al océano Atlántico en profundidad con un valor promedio de -0.82 Sv, que alcanza picos de hasta -2.5 Sv debido a la dinámica de marea. Por otro lado, la marea no llega a contrarrestar totalmente la corriente de salida en la parte inferior de la capa profunda, no existiendo por tanto inversiones en dicha zona. Una consecuencia directa de esta no-inversión periódica de la corriente de salida es la presencia de un flujo supercrítico permanente que se traduce en un flujo de salida controlado en todo momento, excepto en algunos momentos de algunos periodos de vaciante durante las mareas vivas más intensas, donde el flujo pasa a ser subcrítico y se pierde el control.

La estructura vertical de las velocidades subinerciales, obtenidas una vez cancelada la marea, reflejan un flujo bidireccional con una capa superior que accede al mar Mediterráneo y una capa profunda que escapa hacia el océano Atlántico cuyos espesores varían en el tiempo. En estas frecuencias no se producen inversiones de corriente por lo que la superficie de velocidad nula es utilizada como superficie de separación entre ambas masas de agua. Esta superficie presenta oscilaciones verticales producidas por el paso de frentes atmosféricos y por la interacción con las frecuencias de marea inferiores a la diurna.

El transporte de baja frecuencia calculado tras eliminar la marea de las observaciones de corriente tiene un valor medio de -0.79 Sv y presenta menos fluctuaciones que el calculado incluyendo marea. Las diferencias entre ambos transportes conforman los flujos rectificadas de marea, que suponen menos del 5% del flujo total, y surgen como consecuencia de la correlación positiva entre las fluctuaciones de la corriente y de la profundidad de la interfase a frecuencias de marea.

Se ha aplicado un segundo filtro a las series para cancelar la variabilidad subinercial y analizar las estructuras de muy baja frecuencia presentes en las series de velocidad. Como resultado se detecta la presencia de ciclos estacionales con máximos en el mes de abril para los tres años analizados. Estos máximos aparecen tras los periodos invernales en los que la actividad en la baja atmósfera es más intensa provocando una mayor fluctuación en los valores de velocidad que aumentan la profundidad de la interfase y reducen los flujos intercambiados durante estos periodos. En el capítulo 6, donde se analiza esta señal en más detalle, se aportan otras causas para estos ciclos estacionales con máximos en primavera.

Los resultados de un modelo de alta resolución del Estrecho han sido utilizados para abordar ciertos aspectos del cómputo del transporte a partir de las observaciones. La principal diferencia en el perfil medio de velocidad en ES consiste en una sobrestima de los valores en las proximidades del fondo que produce a su vez una sobrestima del transporte de 0.15 Sv aproximadamente.

La disponibilidad de datos tridimensionales de velocidad procedentes de una simulación de un mes da la posibilidad de calcular el transporte con una mayor exactitud y permiten cuantificar los errores cometidos debido a las limitaciones ligadas a las observaciones en lo referente a la estructura transversal de la velocidad en el canal principal de Espartel. El uso de un solo perfil de velocidad provoca una sobrestima del transporte del 23%. Además, el modelo permite calcular la contribución del canal secundario de Espartel, que supone el 22% del transporte a través del canal principal. Ambos resultados pueden ser aplicados a las observaciones para obtener el transporte total en la sección de Espartel con una precisión superior a la obtenida a partir de las observaciones. Como resultado se obtiene un transporte de -0.77 Sv.

Para comprobar si el umbral de Espartel es la puerta de salida del Agua Mediterránea hacia el océano Atlántico se ha analizado el estado hidráulico del intercambio en dicha sección. La aplicación directa de la teoría hidráulica de dos capas muestra un flujo subcrítico para la capa inferior la mayor parte del tiempo con fuertes fluctuaciones originadas por la marea, que genera valores supercríticos en ciertos momentos del ciclo de marea durante las mareas vivas más intensas. Esto contradice las evidencias indirectas que

sugieren la presencia de control hidráulico en Espartel y hace cuestionar si un sistema bicapa es la elección más acertada para definir la dinámica del Estrecho.

Un método alternativo de estimación del estado hidráulico consiste en mantener la estratificación continua real y obtener la velocidad de fase asociada al primer modo baroclino. En este cálculo se hace necesario incluir la velocidad asociada al flujo medio. Al comparar la velocidad de fase con los perfiles instantáneos de velocidad en diferentes periodos de marea se observa que en la región próxima al fondo, cuyo espesor varía en función del momento de marea, el flujo tiene carácter supercrítico siempre excepto durante los periodos de vaciante en los ciclos de mareas vivas intensas, donde el flujo se vuelve subcrítico al ser la velocidad de la corriente de salida inferior a la velocidad de fase. El espesor medio de la capa controlada es 130 ± 32 m, sigue fluctuaciones de marea y puede ser considerado como el núcleo de Agua Mediterránea que escapa hacia el Atlántico. Dicho espesor es inferior al espesor de la capa profunda de forma que la diferencia entre ambos puede ser considerada como la parte inferior de la región interfacial

CAPÍTULO SEXTO

RECENT OBSERVATIONS OF SEASONAL VARIABILITY OF THE MEDITERRANEAN OUTFLOW IN THE STRAIT OF GIBRALTAR

6.1- INTRODUCTION

The Strait of Gibraltar is the scenario of a well-studied baroclinic exchange driven by the net evaporative losses in the Mediterranean Sea [*Lacombe and Richez*, 1982; *Bryden and Kinder*, 1991; *Bryden et al.*, 1994; *García Lafuente et al.*, 2000]. A long term barotropic flow Q_0 of the order of 0.05 Sv, which is achieved as the difference of an inflow Q_1 and an outflow Q_2 one order of magnitude greater, is necessary to compensate for the evaporation in the Mediterranean. All these flows fluctuate at different timescales, the most important of which is the semidiurnal one. Other less important but non-negligible source of variability is the meteorological forcing that induces fluctuations in the range of few days of period [*Candela et al.*, 1989; *García Lafuente et al.*, 2002] and the seasonal and interannual variations. This chapter focuses on the seasonal variations of the outflow of the Mediterranean water by analysing recent observations collected in both Espartel and Camarinal Sills.

Historically, the outflowing Mediterranean water has been considered as a mixture of intermediate and deep waters residing in the Mediterranean Sea, basically Levantine Intermediate Water (LIW) formed in the eastern Mediterranean basin, which flows across the Strait of Sicily into the western basin, and the Western Mediterranean Deep Water (WMDW) formed in the Gulf of Lions in the western Mediterranean, which occupies its deepest part. Although the LIW is thought to contribute the bulk of the outflow, there has been historical interest to elucidate the question of whether or not WMDW might be uplifted and flow directly over the 300-m-depth sill of Camarinal (CS hereinafter, see Figure 4.1), a question of obvious practical importance regarding the renewal of abyssal waters. *Stommel et al.*, [1973] argued that Bernoulli suction in the sill was able to uplift water from about 700 to 1000 m depth and participate directly in the outflow, a reasoning also supported by laboratory [*Whitehead*, 1985] and numerical experiments (Figure 6.1, see next Section). Some years later, *Kinder and Parrilla* [1987] presented evidences of WMDW (identified as water with potential temperature below 12.90°C) to the Atlantic side of CS, giving a positive confirmation to the hypothesis of *Stommel et al.*, [1973]. The repeated finding of water with potential temperature below 12.90°C west of the sill during surveys carried out in the middle 80's led *Kinder and Bryden* [1990] to suggest that the WMDW is outflowing directly on nearly every semidiurnal tidal cycle regardless of the spring-neap cycle and of the time of the year. Since then, properties of the Mediterranean outflow appear to have changed. Recently *Millot et al.*, [2006] have shown that WMDW with the distinctive characteristics it had in the last decades of the last century was not flowing out in years 2003 and 2004. According to these authors, the densest Mediterranean water overflowing CS a few meters above the seafloor these years had recognisable characteristics of Tyrrhenian Dense Water (TDW), a water formed when the Eastern Overflow Water from the Eastern Mediterranean cascades from the depth of the Strait of Sicily sill down to near 2000 m and mixes with old resident WMDW in the Tyrrhenian Sea [*Millot*, 1999], and they have concluded that TDW has been progressively replacing WMDW in the outflow through the Strait of Gibraltar. A likely explanation for this replacement is that TDW in the Western Mediterranean occupies a layer of variable thickness between LIW and WMDW, the latter being found deeper than some decades ago.

Even if the long-term properties of the outflow had remained unchanged, the former assertion about the systematic suction of WMDW on nearly every tidal cycle is arguable.

The late winter deep convection processes that take place in the Gulf of Lions every year replenish the western Mediterranean reservoir with newly formed WMDW and raises the interface between WMDW and the waters above, whatsoever they are. The subsequent partial draining of the reservoir during the rest of the year when the WMDW is not being formed lowers the interface gradually, producing a saw-tooth pattern of the interface height, as discussed in *Bormans et al.*, [1986]. Under these circumstances, the signal of WMDW in CS area is expected to be clearer in spring when it is shallower in the Alborán basin and to be less clear or, even, to vanish out in the successive months as the WMDW level drops. The hydrological properties of the outflow will exhibit similar seasonal variability.

The expected seasonal fluctuations of the exchanged flows have been reported using different approaches. The most reliable source is *in situ* observations, although flows computed from observed currents must be considered cautiously due to the inherent difficulties of the volume transport computations, which arise from the necessity of determining the time-varying location of the interface as well as of extrapolating measurements collected at single points to the whole cross-section. *Bryden et al.*, [1994], using data from CS in years 1985-86, gave annual signals of 0.14 Sv and 0.03 Sv amplitude with maximum absolute values in September and January for the inflow and outflow, respectively. The length of the series from which these numbers were deduced is less than a year and, as authors indicate, their estimates have great uncertainty. *Candela* [2001], based on a nearly two-year long time series of Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) currents observed in CS from November 1994 to September 1996, gave a seasonal signal of around 0.14 Sv amplitude for the outflow, attaining its maximum in the early spring, and a poorly defined signal for the inflow, the maximum tending to occur in summer. *García Lafuente et al.*, [2002], using a set of intermittent observations collected in the eastern section of the Strait from October 1995 to May 1998, reported annual signals of 0.1 Sv for the inflow and 0.03 Sv for the outflow, both peaking in the late summer. They also reported a noticeable semiannual signal for the outflow that originates another maximum in the late winter. These references indicate a seasonal pattern with maximum outflow in the late winter or early spring, a result that is also supported by numerical models forced by realistic atmospheric forcing [*Beranger et al.*, 2004]. The agreement on when the inflow peaks is less good. Some direct observations points at late summer [*Bryden et al.*, 1994; *Candela*, 2001;

García Lafuente et al., 2002], but other indirect estimates [*Bormans et al.*, 1986] as well as the model by *Beranger et al.*, [2005] suggest maximum inflow in winter. The net flow has a seasonal cycle whose maximum is observed in summer [*Bryden et al.*, 1994; *Candela et al.*, 2001; *García Lafuente et al.*, 2002], whose likely origin resides in the fact that the seasonal cycles of inflow and outflow do not cancel each other on monthly time-scales. This seasonal input of mass-excess into the Mediterranean Sea is neither cancelled out by the evaporative cycle on monthly basis [*García Lafuente et al.*, 2002, 2004], giving rise to a seasonal cycle of mass content in the Mediterranean, which adds up to the steric one due to the solar heating, and that has been recently identified by *García et al.*, [2006] using gravity observations (Gravity Recovery And Climate Experiment –GRACE- Mission)

Two years of data collected in ES are analysed here. The results of the analysis are preliminary in the sense that the processed data form part of an ongoing time series aimed at monitoring the flows through the Strait on the long term. With a two-year long time series some issues related to seasonal and short term interannual variability are already affordable and their study makes up the scope of this chapter.

6.2- DATA AND DATA PROCESSING

6.2.1. The original data sets

Data were collected in the two main sills of the Strait of Gibraltar (Camarinal and Espartel sills, see Figure 1.1) at its western approach. The bulk of data comes from the monitoring station in ES at 35°51.7'N, 5°58.6'W (see section 2.2.2 for details) and the analysed time series is two-year long: from September 2004 until September 2006. From February to May 2006 a second mooring line with the same configuration as the ES line was deployed in CS at 35°54.8'N, 5°44.7'W with the aim of comparing simultaneous observations at both sills in order to elucidate whether or not the low frequency signals detected in both sills follow each other closely, that is, if these signals are equally well monitored in either site. *In situ* temperature recorded by the CTD probes were transformed into potential temperature (θ).

6.2.2- Climatic data

The variance adjusted version of the air temperature anomalies on a $5^\circ \times 5^\circ$ grid of the Climate Research Unit of the University of East Anglia (CRUTEM3v dataset, see <http://www.cru.uea.ac.uk>) has been used as a proxy for climatological conditions during the period of observations. The CRUTEM3v dataset is computed by reducing monthly average temperatures to anomalies from the period with best coverage (1961-90) in order to avoid biases that could result from the fact that different countries estimate average monthly temperatures using different methods and formulae [see *Rayner et al.*, 2003, 2006; *Brohan et al.*, 2006 for further details]. Anomalies in the cells covering the Gulf of Lions have been averaged to provide a representative value in the area. The winter interannual variability of these anomalies should be reasonably well related to the interannual variability of the Western Mediterranean deep convection processes, a fact that will be invoked later in order to interpret the low frequency variability of the hydrological dataset.

6.2.3- Particle Trajectories

The hydrodynamic numerical model of the exchange through the Strait of Gibraltar developed by Sannino et al. [2004,2007] has been used to produce virtual trajectories of particles in order to find out the depths from which dense Mediterranean water parcels in the eastern approach of the Strait can be uplifted and suctioned out over CS (see histogram in Figure 6.1). Details of the hydrodynamic numerical model can be found in *Sannino et al.* [2002, 2004, and 2007]. Particle tracking has been simulated off-line with a three dimensional second-order Runge–Kutta scheme that takes into account both advection and diffusion. The position of each particle, free to move in the 3-D space, is estimated in two steps through the following expressions:

$$\begin{aligned} x_{n+1/2} &= x_n + \mathbf{v}_n(x_n) \Delta t / 2, \\ x_{n+1} &= x_n + \mathbf{v}_{n+1/2}(x_{n+1/2}) \Delta t + \mathbf{w}_n \end{aligned} \quad (6.1)$$

where x_n represents the initial position of the particle at time $n\Delta t$, $x_{n+1/2}$ is the intermediate position at time $n\Delta t + \Delta t/2$ due to the advective component of velocity ($\mathbf{v}_n(x_n)$), which is

derived at time $n\Delta t$ from the 20 minutes mean velocity field of the hydrodynamic model, and x_{n+1} is the final estimated position of the particle at time $(n+1)\Delta t$ that takes into account the diffusion of velocity \mathbf{w}_n mimed through a random walk scheme:

$$\begin{cases} w_n^x = \gamma_n^x \sqrt{(2Am_n\Delta t)} \\ w_n^y = \gamma_n^y \sqrt{(2Am_n\Delta t)} \\ w_n^z = \gamma_n^z \sqrt{(2Km_n\Delta t)} \end{cases} \quad (6.2)$$

In these expressions, γ_n^x , γ_n^y and γ_n^z are random numbers distributed normally with zero mean and unit standard deviation, and Am_n and Km_n are the horizontal and vertical diffusion coefficients, respectively, at time $n\Delta t$ computed by the hydrodynamic model. Finally, a time-step $\Delta t=60s$ has been used in order to satisfy the Courant-Friedrich-Lewy stability criterion.

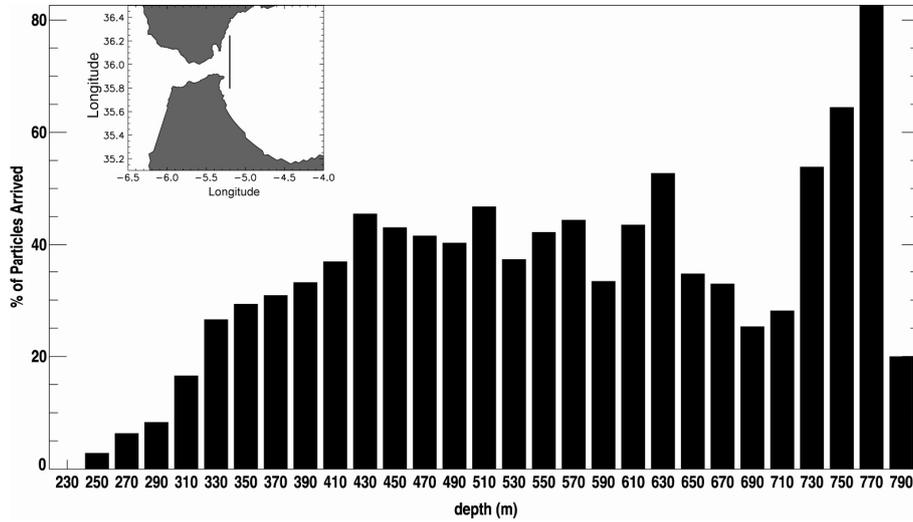


Figure 6.1. Percentage of particles that crossed Camarinal Sill within 4 days after they were released at uniformly distributed depths (from 230 m to the seafloor) in the section running along $5^\circ 12' W$ (insert in the upper left corner) in the Mediterranean Sea. The experiment is based on the numerical results of the Gibraltar Strait model by Sannino et al., [2004]. A total of 25479 particles uniformly distributed with z were tracked and only those particles crossing the sill in a bottom-layer 60 m thick have been counted in the graph. The highest percentage corresponds to particles initially released at 730 – 780 m, although particles from the whole range of depth do cross the sill.

6.2.4. The Mediterranean water time series

The hydrological observations were taken near the bottom to observe the characteristics of the densest waters leaving the Mediterranean Sea. These properties are largely modified by tides at semidiurnal and fortnightly frequencies (Figure 6.2), the range of tidal fluctuations being higher in CS where all variables show lower minima and higher maxima than in ES. This follows from the strong mixing associated with the internal hydraulic jump and other undulatory features that form and evolve downstream of CS, in the Tangier basin [Wesson and Gregg, 1994; Bruno *et al.*, 2002]. Mixing not only smoothes out tidal fluctuations but also erodes the θ/S signatures of the Mediterranean water. The denomination Mediterranean water henceforth refers to the intermediate and deep water masses formed inside the Mediterranean Sea that leaves the basin flowing through the Strait of Gibraltar. Obviously this denomination includes LIW, WMDW and other water masses as the TDW recently detected in the Strait [Millot *et al.*, 2006].

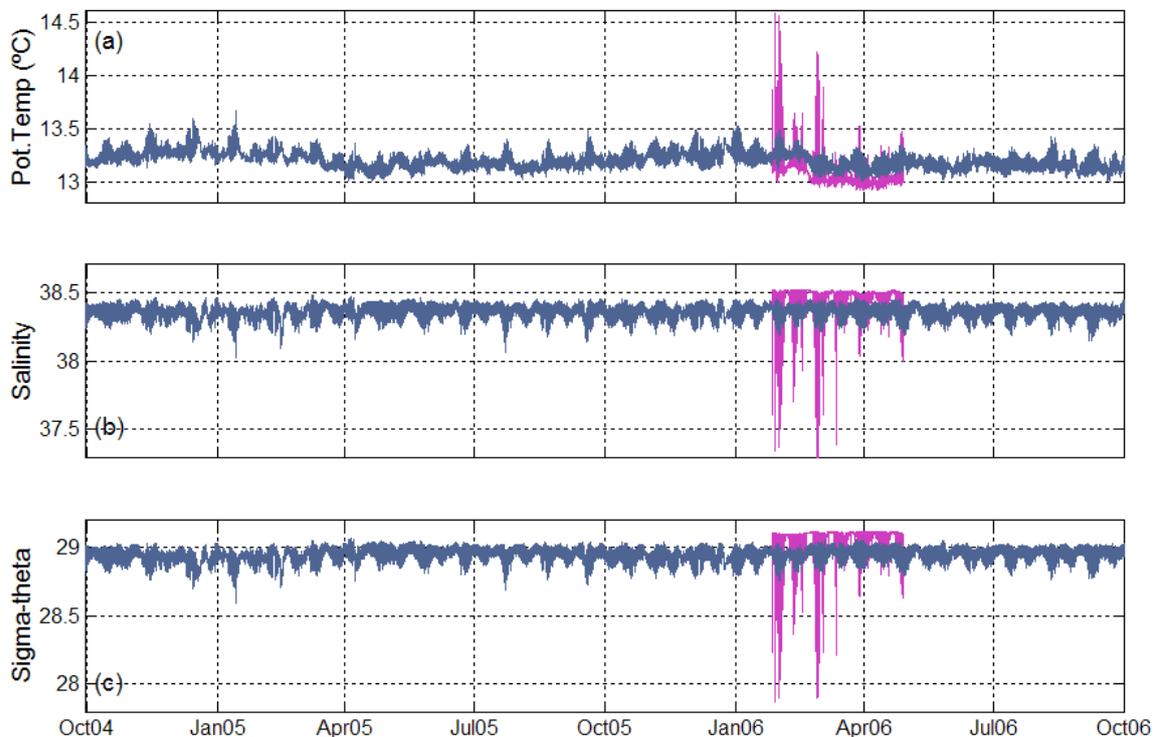


Figure 6.2. (a) Time series of potential temperature, (b) salinity and, (c) sigma-theta recorder around 10 m above the seafloor in ES (blue line) and CR (magenta line)

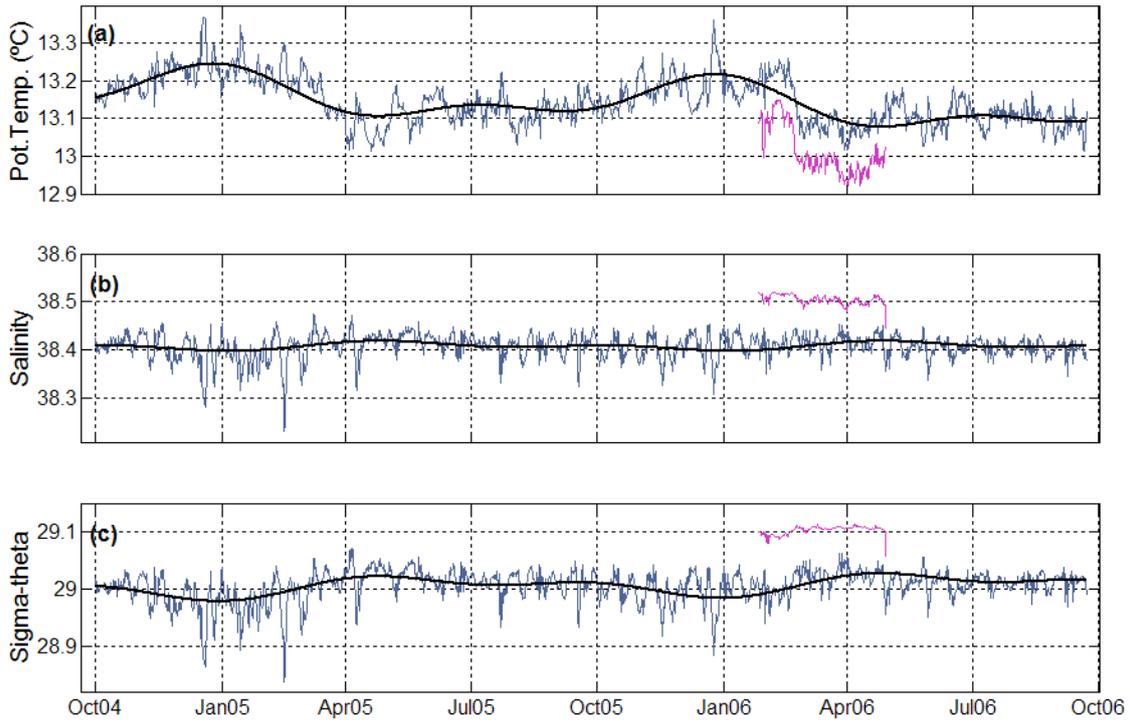


Figure 6.3. (a) Series of θ_{min} found in each semidiurnal tidal cycle. (b) Same as in (a) for S_{max} . (c) Same as in (a) for $\sigma_{\theta,max}$. Blue lines are for ES and magenta lines are for CS. Black thick lines are the fitting of the observations to the model of equation [6.3]

To investigate the low frequency variability of the outflow properties it is convenient to remove tidal fluctuations. The application of low-pass numerical filters is not suitable because, even if they remove the effect of tides, they stress the effect of mixing by smoothing the θ/S characteristics of the deeper water leaving the Mediterranean Sea. Instead of filtering, the available time series were divided into pieces one semidiurnal tidal cycle long and the absolute minimum of θ , and maxima of S and σ_{θ} within each piece were identified. The result is nearly tidal-free series (fortnightly signal is still recognisable) sampled at nearly regular intervals that, presumably, represent the properties of the less-mixed Mediterranean water overflowing the sills that are best suited for studies of seasonal variability (Figure 6.3). The series of extremes show less variability in CS than in ES, while θ_{min} and S_{max} in the latter are higher and lower, respectively, than in former due to the mixing with the overlying Atlantic water along the Tangier basin that erodes the θ/S signature of the Mediterranean outflow. Figure 6.3 shows better defined low frequency variability in θ_{min} and in $\sigma_{\theta,max}$ than in S_{max} . Interestingly, the low frequency signal of $\sigma_{\theta,max}$

is achieved through the corresponding signal in θ_{min} , as demonstrated by the fact that θ_{min} and $\sigma_{\theta,max}$ occurred simultaneously in 2 out of 3 tidal cycles and they occurred within ± 1 hour in more than 90% of them. Salinity has the less obvious seasonal signal. For this reason, most of our analysis will focus on the potential temperature records

6.2.5. Observations in ES versus observations in CS

The main topographic difficulty that a parcel of deep Mediterranean water must overcome in its way to the open ocean is CS. Once this parcel has definitely crossed CS, it would proceed westward towards ES and then to the North Atlantic Ocean. Obviously, the deepest water leaving the Mediterranean Sea is also the densest so that the series of $\sigma_{\theta,max}$ (that corresponds nearly exactly with the times of θ_{min}) are suitable to follow the deep water overflow. Before going ahead and because the flow over CS can be either eastwards or westwards due to tides, it is necessary to check that the selected water samples forming those series correspond to instantaneous westward flow. A second important step is to compare the series of extremes in ES and CS during the common period of observations and show that they are highly correlated, thus validating the data collected in ES for long-term studies.

Regarding the first issue, Figure 6.4 shows the scatter diagram of σ_{θ} versus the along-strait velocity in CS. Velocity values at the time of $\sigma_{\theta,max}$ fall near the upper right corner of the diagram where the outflowing velocity is high, but not at its maximum. The histogram on the lower left corner indicates that water with $\sigma_{\theta,max}$ is flowing out around two or three hours after the maximum outflow, a delay that can be interpreted as the time it takes the less-mixed available Mediterranean water in the eastern side of the Strait to reach CS. In ES $\sigma_{\theta,max}$ (or θ_{min}) occurs slightly before the time of maximum outflow and the histogram (not shown) is wider and somewhat flatter than in CS. This could be a result the tidal dynamics in the Tangier basin, which is filled with Mediterranean water through CS during flood tide and drained out towards the Atlantic through ES during the whole tidal cycle and also towards the Mediterranean through CS during the next ebb tide. During this process, mixing in the basin erodes the peaks of σ_{θ} (or θ) observed in CS and homogenises the

outflow, which favours the more random spreading of extremes over the tidal cycle in the outflow through ES.

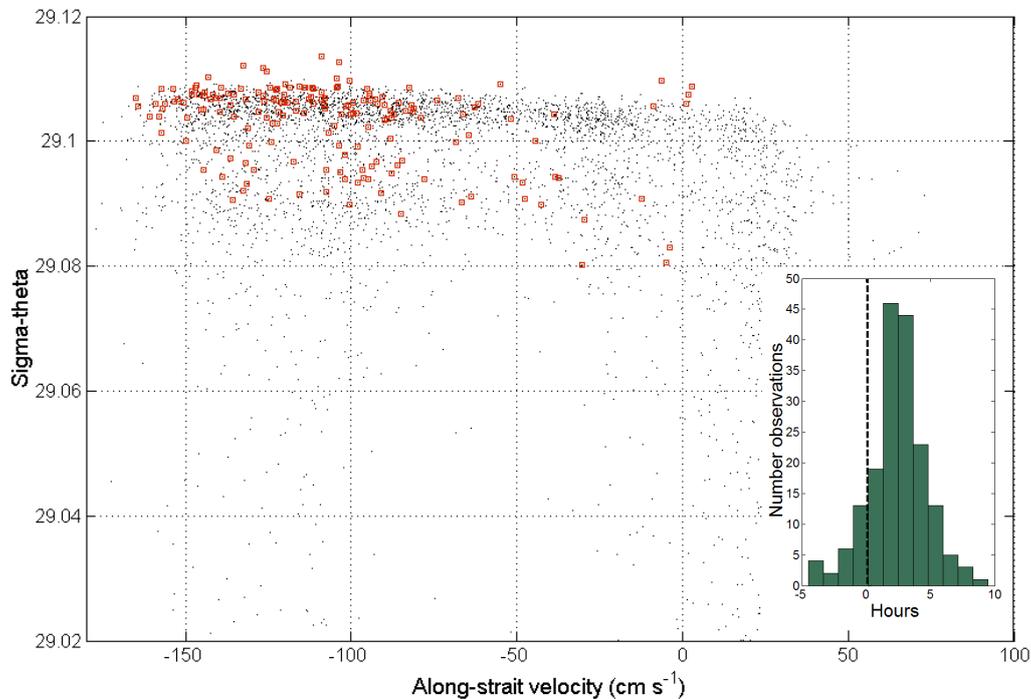


Figure 6.4. Scatter plot of potential density versus along strait velocity at 10 m above the seafloor in Camarinal Sill. Small red rectangles indicate the points with maximum potential density during each semidiurnal tidal cycle, which outcrop in the zone of negative (westwards) velocity between -80 and -160 cm s^{-1} . The insert in the lower left is the histogram of the time difference between the occurrence of $\sigma_{\theta, \max}$ and the maximum outflowing velocity (hour 0, dashed line), positive values meaning that $\sigma_{\theta, \max}$ occurs after the maximum

The flow over CS is able to suction water residing at 700 m or more in the eastern side of the Strait [Stommel *et al.*, 1973; Whitehead, 1985, see also Figure 6.1] where the Mediterranean water is less mixed and maintains purer θ/S characteristics. Maximum suction will happen at the time of the maximum outflow and, from this time onwards, the water crossing the sill will exhibit purer and purer Mediterranean characteristics until the internal hydraulic jump formed downstream of CS during flood tide is realised [Farmer and Armi, 1988; Sannino *et al.*, 2004,2007], triggering strong mixing. The realisation happens around one hour before high tide or, equivalently, 2 to 3 hours after maximum outflow due to the standing wave nature of the barotropic tide in the Strait [García Lafuente *et al.*, 1990]. The less mixed and, therefore, densest Mediterranean water observed in CS is expected to be flowing out just before the internal bore reaches the sill, in good agreement with the

observations (Figure 6.4). Once this water has crossed CS, it decelerates mixes as it moves through the internal hydraulic jump and, finally, passes through ES where it is detected around 8 to 9 hours later near the time of the maximum outflow of the next tidal cycle. Since ES is 20 km downstream of CS, the water parcel must move at an average speed of 0.6 or 0.7 m·s⁻¹ in the Tangier basin, which seems a reasonable value.

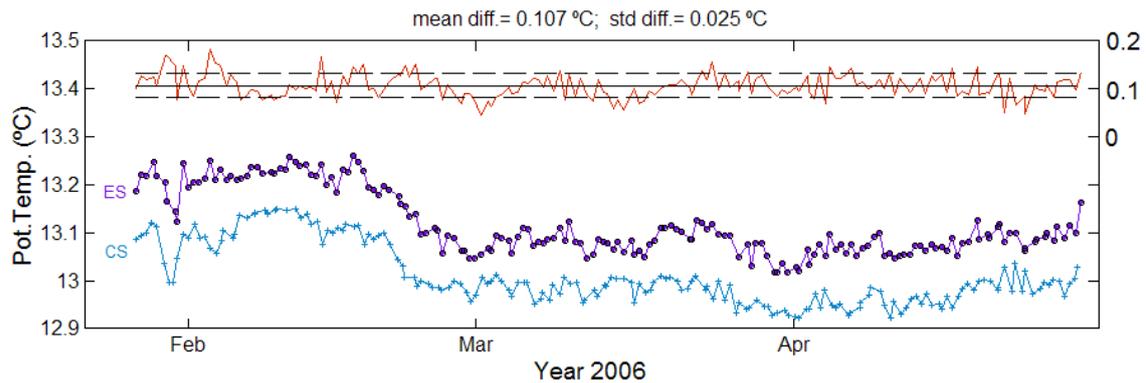


Figure 6.5. Time series of θ_{min} in Es and CS from February to May 2006. The graph on top is the difference between both series (right scale) with the solid line indicating the mean value and the dashed lines marking the mean \pm one standard deviation

With reference to the second issue and in spite of the fact that the original series behave differently in both sills (Figure 6.2), the time series of θ_{min} and $\sigma_{\theta,max}$ do not. Figure 6.5 shows not only that the θ_{min} series in ES and CS during the common period are very much alike (correlation coefficient 0.94) but also that they have a rather constant difference (0.107 ± 0.021 °C), suggesting that the range of the fluctuations is the same in both sills. In the case of $\sigma_{\theta,max}$, the correlation coefficient diminishes ($r=0.70$, Figure not shown) due to the poor correlation of the observed S_{max} in both sills, and the difference is 0.089 ± 0.018 , CS being higher than ES. The similitude of θ_{min} and $\sigma_{\theta,max}$ series in both sites is encouraging and ensures that low frequency signals can be equally well studied using observations of either CS or ES.

6.3.- SEASONAL SIGNALS

6.3.1. Harmonic analysis

To quantify the importance of the seasonal cycles, the time series of Figure 6.3 have been fitted to a function of the form

$$y(t) = y_0 + bt + A_a \cos(\omega_a t - \varphi_a) + A_s \cos(\omega_s t - \varphi_s) \quad (6.3)$$

where y_0 is the mean, b represents a trend, A_a and A_s are the amplitudes of the annual and semiannual signals of frequencies $\omega_a = 1$ cycle per year (cpy) and $\omega_s = 2$ cpy, respectively, and φ_a and φ_s their phases referred to day 0 of a generic year. With this criterion, the phase of the annual signal expressed in degrees roughly coincides with the day of the year. Table 6.1 gives the different parameters of the fitting and confirms the fact already suggested in Figure 6.3 that the clearest seasonality is found in θ_{min} series with warmer water flowing by the end of the year (phase of 345°). Another worth-mentioning fact is the existence of a significant semiannual signal of more than half the amplitude of the annual one, whose main role is to flatten the curve between the maxima (Figure 6.3). It arises from the fact that θ_{min} drops rapidly after reaching the seasonal maximum and then starts increasing slowly towards the next maximum, giving a saw-tooth appearance to the curve. Salinity hardly has significant seasonal signals (very low values of r^2 in Table 6.1), while $\sigma_{\theta,max}$ shows a signal induced by θ_{min} and is therefore out of phase with it.

	Annual				Semiannual		r^2
	y_0	b	$A_a \times 10^2$	φ_a (deg)	$A_s \times 10^2$	φ_s (deg)	
θ_{min} (°C)	13.145±0.012	-	4.92±0.38	345± 5	3.03±0.30	0±6	0.60
S_{max}	38.404±0.007	-	0.63±0.27	144±25	0.58±0.26	213±26	0.08
$\sigma_{\theta,max}$	29.005±0.007	+	1.42±0.25	158±10	1.01±0.22	193±13	0.24

Table 6.1. Results of fitting the different series of extremes in Espartel to the annual and semiannual model of equation 6.3 and the 95 % confidence interval for each parameter. Column 'b' shows the sign of the trend computed in the fitting, whose meaning is arguable due to the shortness of the series. In the case of S_{max} , the trend is non-significative at 95 % confidence level. Last column gives the regression coefficient of the fitting.

6.3.2. Seasonal signal of the outflow

The low-passed time series of along-strait velocity in ES (see section 2.3.2) present a more chaotic pattern (in terms of vertical excursions of water parcels) in winter due to the enhanced variability driven by the stronger meteorological forcing. The seasonal sign extracted from the outflow computed from these observations (see figure 5.8b) exhibits more outflow (in magnitude) in spring. The reduced length of the time series, the large meteorologically-driven mesoscale variability and the rather weak amplitude of the computed seasonal signal make us to be cautious, even if the result agrees with previously reported values based in time series of similar or less length [Bryden *et al.*, 1994; Candela, 2001; García Lafuente *et al.*, 2002]. It is interesting to notice that the time of the year of maximum outflow nearly coincides with the detection of the lowest values of θ_{min} in 2005 and 2006 years (see Figure 6.3 and Table 6.1).

6.3.3. Seasonal variation of the composition of the outflow

The θ/S diagram in Figure 6.6 shows all observations at ES and CS and suggests two different patterns of mixing. The dashed line would indicate mixing of Mediterranean with the overlying Atlantic waters, mostly North Atlantic Central water (NACW), which is the source of less saline water. This mixing is mainly forced by tides, spring tides to be more specific, as suggested by the fortnightly pattern of the large fluctuations of temperature and salinity in Figure 6.2. The diagram of Figure 6.6a also shows what could be interpreted as a second type of mixing between different water masses of Mediterranean origin (double headed arrow). However, the following analysis strongly suggests that the pattern distribution of θ/S points in this part of the diagram is partially determined by the different proportion of the water masses of Mediterranean origin that form the outflow through the Strait of Gibraltar along the year.

Figure 6.6b shows the θ/S pairs corresponding to the series of $\sigma_{\theta,max}$ in ES and CS. Three points representing water with predominant LIW, WMDW and NACW characteristics in the vicinity of the Strait of Gibraltar have been selected in the diagram

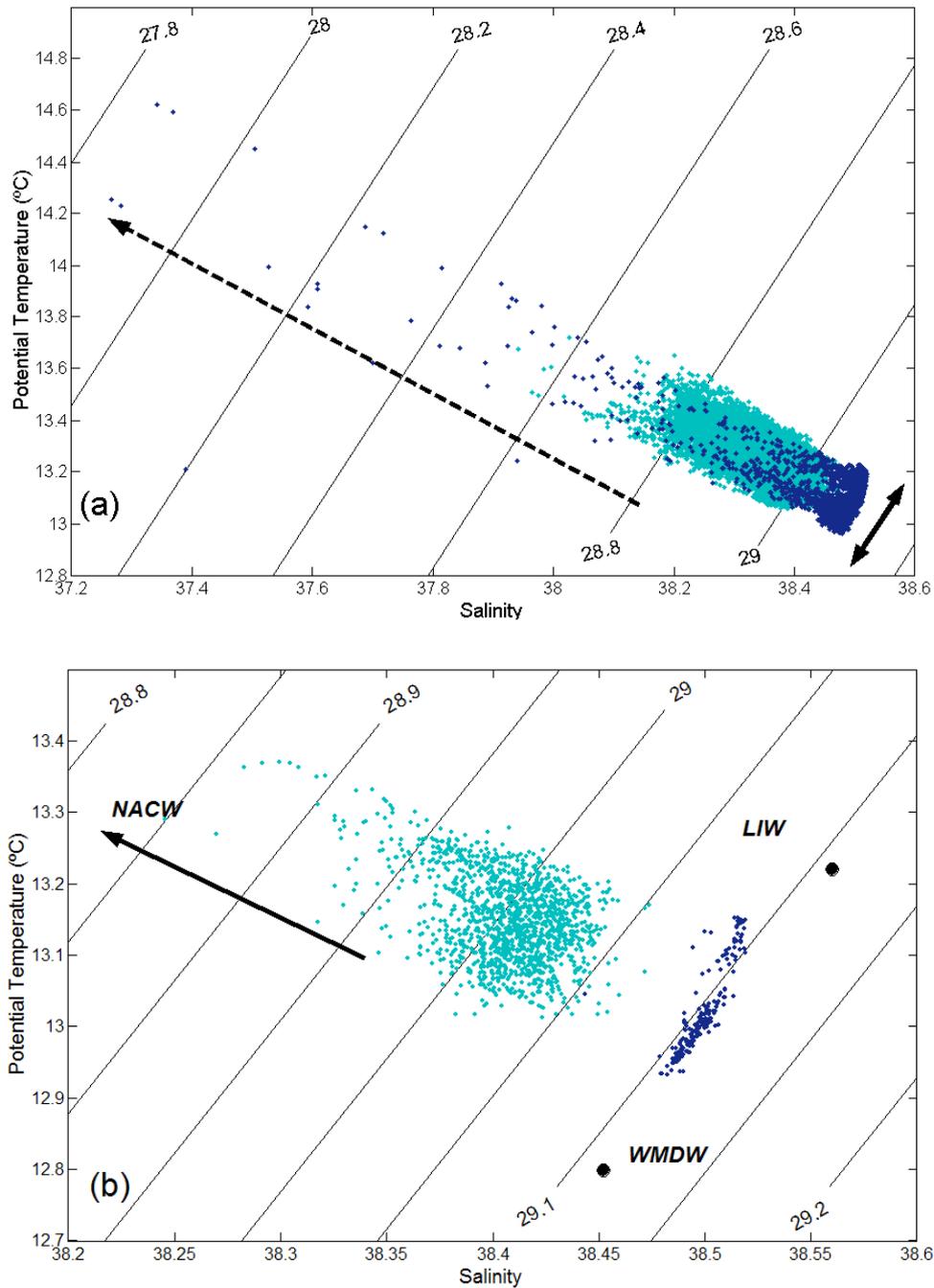


Figure 6.6. (a) Potential temperature / salinity diagram of the observations in CS (blue dots) and ES (pale blue) dots. (b) Same as (a) showing the pairs corresponding to the series of the densest ($\sigma_{\theta,max}$) samples. Dots labelled WMDW and LIW indicate the θ/S characteristics used to estimate the proportions of each water mass showed in figure 6.7.

with the aim of investigating seasonal variations in the composition of the less-mixed Mediterranean water flowing out. The selected numerical values are $\theta=13.22^{\circ}\text{C}$, $S=38.56$ for LIW, $\theta=12.80^{\circ}\text{C}$, $S=38.45$ for WMDW and $\theta=15.0^{\circ}\text{C}$, $S=36.2$ for NACW (which lies

outside the diagram in Figure 6.6b) and the triangle defined by these apices encircles all θ/S pairs. The points are not intended to reflect precisely the hydrological characteristics of LIW and WMDW, which, on the other hand, are spatially variable. But they represent reasonably well their properties in the Alborán Sea at the eastern approach of the Strait of Gibraltar according to *Parrilla et al.*, [1986] and the historical data [MEDAR Group, 2002]. The values of θ and S selected to characterise the NACW are harder to justify. NACW is a water mass whose signature in the θ/S diagram is not a point but a straight line and any other point on this straight line is equally justifiable (obviously the selected point belongs to the empirical line). However, the large distance between the cluster of points and the theoretical position of the NACW line in Figure 6.6b makes the coefficients of the water composition computed below be hardly sensitive to the specific point selected for the NACW.

The time series of the fraction of any of those water masses in each water sample of Figure 6.6b are shown in Figure 6.7. As anticipated, the very small percentage of NACW in either CS (0.4 % on average) or ES (4.5%) indicates that the choice of the point representing the NACW is not important and that any other choice within the NACW line would have provided almost identical results. According to this decomposition, the near-bottom, less-mixed Mediterranean water flowing out through CS is free of traces of NACW while it has a non-negligible, though very small, proportion of this water in ES, as a consequence of mixing in the Tangier basin. The very small proportion of NACW in ES exhibits a weak seasonal variability, the fraction diminishing in early spring. On the contrary and in addition to noticeable mesoscale variability, the proportion of LIW and WMDW follows a clear seasonal pattern in ES. Although the short series of available data in CS does not permit to extend the conclusion to this sill, the similitude of plots in Figure 6.2 and also in Figure 6.7b indicates the same variability in both sills (to this respect, it is important to remark that the sharp decrease of θ_{min} by the end of February 2006 is registered simultaneously and with the same scale of variation by both instruments). Thus, we can conclude that the proportion of WMDW leaving the Mediterranean Sea increased suddenly in March 2005, remained relatively high during summer to decreases to a minimum by the end of the year and the beginning of year 2006. It increased suddenly again by the end of February, 2006 and remained high during summer. LIW behaves like a mirror image due to the almost null influence of NACW.

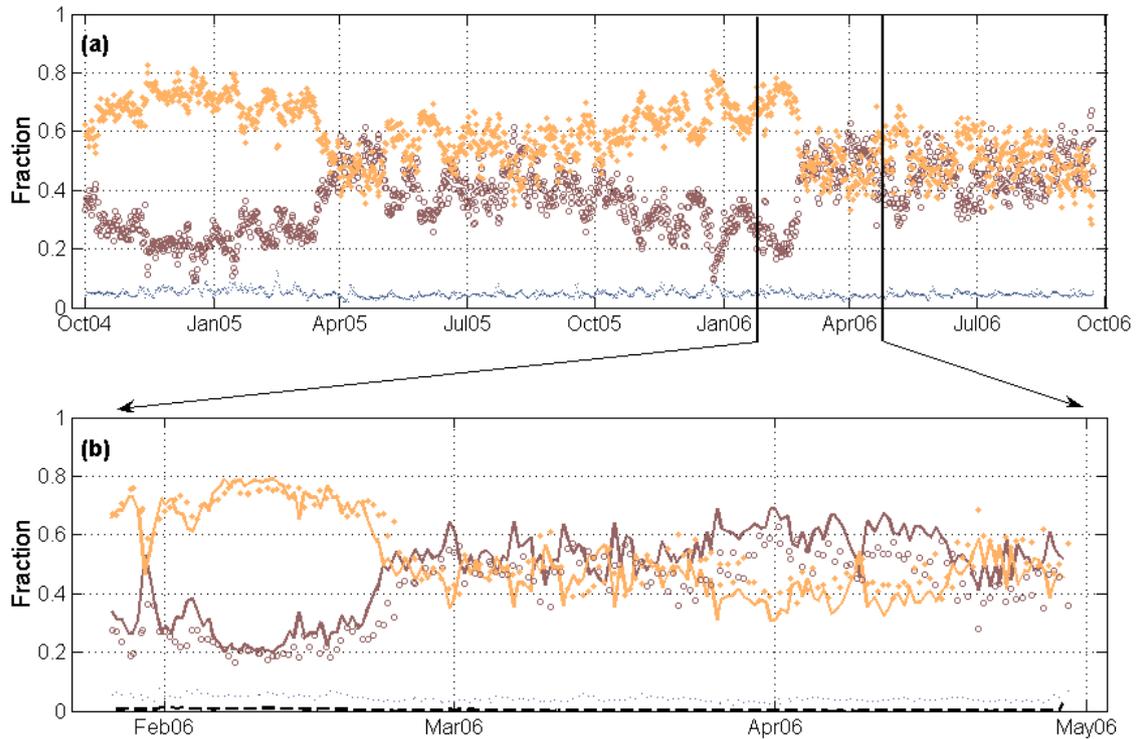


Figure 6.7. (a) Fraction of the different water masses defined in the text (see also Figure 6.7b) in the $\sigma_{0,max}$ in ES. Orange filled diamonds, brown open circles and blue dots represent the LIW, WMDW and NACW fractions, respectively. (b) Same as (a) for the common period of observations. Symbols have the same meaning as in (a); solid orange and brown lines represent fractions of LIW and WMDW, respectively, in CS. Dashed line is the fraction of NACW in this site, which is almost null.

6.4.- DISCUSSION AND CONCLUSIONS

6.4.1. The annual cycle of θ_{min} and the deep water formation

The variations of the proportion of the different water masses is clearly linked to the temporal variability of θ_{min} shown in Figure 6.3a. The coincidence of the maximum annual signal of the outflow and the minimum potential temperature (compare Figures 6.3a and 5.10b) or, equivalently, the appearance of water with greater proportion of WMDW in spring, suggests a common origin for both features, the most obvious reason being the winter formation of WMDW in the Gulf of Lions area [MEDOC Group, 1970; Schott and Leaman, 1991; Send et al., 1995; Testor and Gascard, 2006].

The seasonal composition of the less-mixed Mediterranean water overflowing the sills of the Strait can be explained by the different type of water existing at the maximum depth from which it can be suctioned out the Mediterranean Sea along the year. The simple analysis of the composition indicate a major presence of WMDW shortly after the expected epoch of the deep convection when the deep portion of the Western Mediterranean basin has been replenished and the interface of WMDW with whatever water above has been raised. The maximum depth from which water can be suctioned out the Mediterranean through the sills of the Strait is then occupied by cooler/denser water. As this water is drained out, it is progressively replaced by the slightly warmer overlying water, a fact that would be reflected by the smooth and also progressive warming of the water detected overflowing the sills. The sudden decrease of θ in the Strait should be the remote signature of the deep convection process in the Gulf of Lions delayed some ten days, which is the time an internal wave would take to reach the Alboran basin from the Gulf of Lions.

The outflow shows a seasonal component with maximum transport in spring (Figure 5.10b) coincidentally with the diminution of the potential temperature, which has been interpreted as the signature of the replenishment of the deep western Mediterranean basin with newly formed WMDW. Simultaneously, the density difference between the eastern and western part of the Strait at a given depth increases because this water is slightly denser than the water that was flowing previously (Figure 6.3c) and so will do the outflow as it is proportional to the squared root of the horizontal density gradient [Bryden and Kinder, 1991]. Moreover and according to Manzella *et al.*, [1988], the flow of LIW into the Western Mediterranean basin through the Strait of Sicily is maximum in winter, providing a new reason for the seasonal peak of the outflow during this time of the year. These facts along with the agreement with previous observations [Bryden *et al.*, 1994; Candela, 2001; García Lafuente *et al.*, 2002] and numerical models [Beranger *et al.*, 2005] support the seasonal peak of the outflow in early spring as a real feature. This maximum transport of slightly denser water would favour the existence of a concomitant seasonal signal in the properties of the Mediterranean plume in the North Atlantic Ocean. Low frequency variability of this plume has been sporadically observed [Ambar *et al.*, 2002, Díaz del Río, 2006] although a satisfactory explanation for the implications of this seasonality in the large scale circulation of the North Atlantic ocean is still lacking.

A question that must be addressed is whether or not the seasonal variations of the hydrological properties and, hence, of fractions of WMDW and LIW observed near the seafloor by the instruments can be extrapolated to the whole Mediterranean water layer, which is thicker than 150 m in ES (Figure 6.7a). Obviously, the upper we move in this layer, the more mixed with the overlying NACW the Mediterranean water will be. The mixing takes place along lines such as the solid arrow showed in Figure 6.6b, which starts in the zone of the Mediterranean waters near the lower right corner of the diagram. The starting point will be closer to the point representing WMDW or LIW depending on the time of the year, which in turn would imply a similar relative ratio of WMDW/LIW proportions throughout the whole Mediterranean layer. In this likely situation and using Figure 6.7a, we could make a rough estimation of the amount of WMDW that flows out associated to the seasonal cycle. In absence of any seasonal signal, the fraction of WMDW in the outflow would be around 0.3 (Figure 6.7). The seasonal signal increases this fraction to around 0.5 during approximately half a year, implying an excess of WMDW volume drained out to the Atlantic ocean of $Q_{out} \times 0.2 \times 6$ months which, if averaged over the whole year, would give an excess of $0.1 \cdot Q_{out}$ or nearly 0.1 Sv. This number is less than half the rate of formation of 0.3 Sv in the winter of 1992 reported by *Send et al.*, [1995] from acoustic tomography observations, but it is of the same order of magnitude.

6.4.2. Some hints about interannual variability

Two-year long time series is insufficient to draw reliable conclusions about interannual variability. However and as far as (quite probably) the observed seasonal signal has its origin in the formation of deep water in the Gulf of Lions, a process known to exhibit clear interannual variability [*Mertens and Schott*, 1998], it must be important in the outflow through the Strait as well.

In a recent study, *Millot et al.*, [2006] present data of potential temperature and salinity collected in CS from January 2003 to April 2004 at 10 m above the seafloor, the same depth as the observations presented in this study. The series of lowest values of potential temperature shown in Figure 3 of *Millot et al.*, [2006] suggest an annual cycle that reaches a minimum of hardly 13.0 °C in middle-late summer of 2003. Actually, only a few tens out of more than ten thousand observations in their study are below 13 °C. It contrasts with the

repeatedly observed $\theta < 13$ °C in the data collected between February and May of 2006 in –nearly- the same location (more than 25% of the observations were below this value). Moreover, during 2005 and 2006 the absolute minimum of θ_{min} was reached in April (Figure 6.3a) with values as low as 12.92°C (year 2006) while, according to the data shown in the mentioned figure of *Millot et al.*, [2006], the lowest θ in March-April of years 2003 and 2004 were clearly above 13 °C, close to 13.1 °C in fact, and they were temporally located in the warmer part of the annual cycle. If the sharp diminution of θ in early spring echoes the formation of WMDW in the Gulf of Lions, the conclusion should be that this water was hardly formed in years 2003 and 2004, not at least dense enough to reach the bottom of the basin.

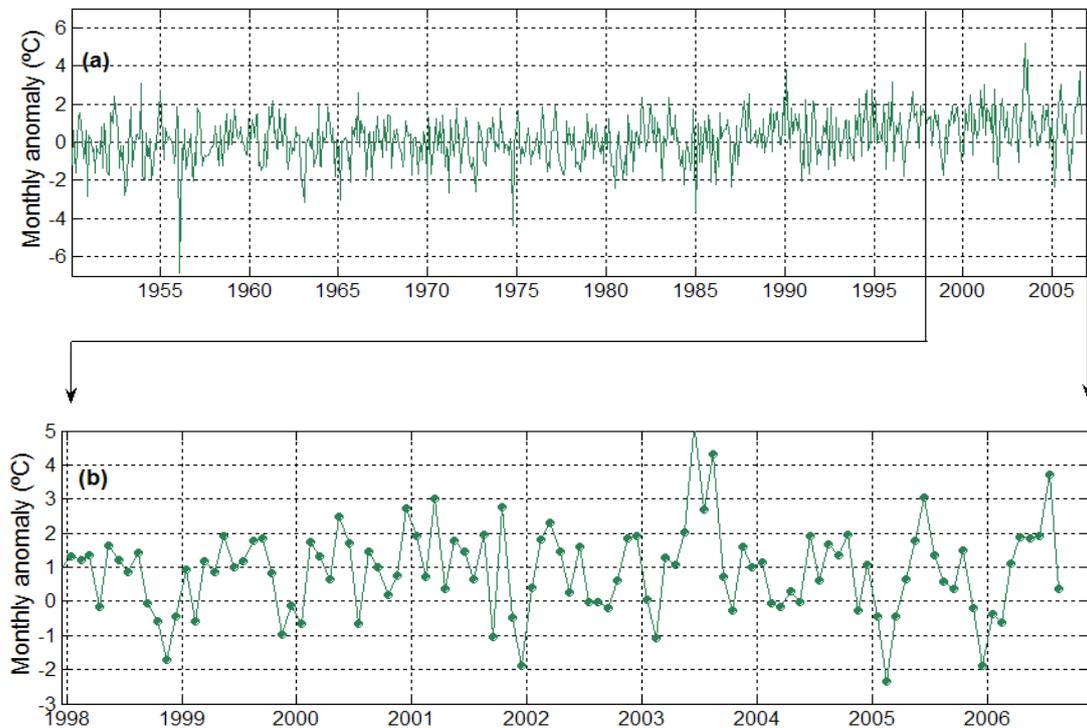


Figure 6.8. Monthly air temperature anomaly over the Gulf of Lions area from the CRUTEM3v database (University of East Anglia). (a) since 1950 to 2006; (b) detail of the period 1998-2006.

Figure 6.8 shows the time series of monthly anomalies of air temperature in this area between January 1950 and September 2006 and a zoom of the last nine years. The anomalies have been obtained from the CRUTEM3v database and they could be used as a proxy of the importance of the deep water convection. As expected, they show important

interannual variability, which in turn will induce similar variability in the volume and characteristics of the WMDW formed each year. For instance, the large positive anomaly in summer 2003, the year of the heat wave over Europe that endured the highest summer temperatures of the past 500 years [Luterbacher *et al.*, 2004; Ogi *et al.*, 2005], was followed by a mild 2004 winter with the quite probable final result of a limited production of deep water. On the contrary, winter 2005 (February) shows the greatest negative anomaly since 1985 and winter of 2006 is just as harsh, with important negative anomalies taking place earlier. Therefore these years gathered favourable winter climatic conditions to produce abundant WMDW. Figure 6.3a shows a quick decreases of θ_{min} in the outflow starting in early March 2005 and a much sharper diminution in late February 2006, which would be the consequence of the replenishment of the Western Mediterranean basin with the newly formed water these years. Figure 6.8b shows that year 2003 had a slight negative anomaly in late winter but a rather stable positive anomaly during early winter (November-December 2002), which would have hampered the preconditioning phase by limiting the buoyancy losses necessary for the deep convection in the late winter. Probably, the production of WMDW during this year was moderate and/or the water produced was lighter-than-average, thus suppressing the abrupt descent of θ in early spring (Figure 3 of Millot *et al.*, [2006]).

There are other open questions such as the reason that salinity series do not show an appreciable annual cycle, or how important is the interannual variability of the outflow through the Strait, or to what point the observations collected in the sills of Gibraltar can be used to quantify the amount of deep water formed each year. Some of these questions could be elucidated as the series being collected increase in length.

6.5.- MORE RECENT OBSERVATIONS

The data analysed above were collected within the frame of the INGRES-1 project (2004 – 2006), but the ES monitoring station is still acquiring information within the project INGRES-2, which is scheduled to finish in late 2009. Three and a half year long time series (from September 2004 until March 2008) are available at this moment. These data are used now to check whether or not the annual cycle exhibited during the 2005-2006 period is reflected in subsequent years, that is, whether the seasonal signal is a rather stable feature or, contrary, it undergoes important interannual variability, which will have impact on the interannual variability of the outflow.

The presently available θ/S time series (figure not shown) were subjected to the same procedure applied in 6.2.4 in order to investigate the low frequency variability of the outflow for the whole period (2004 – 2008) to obtain the extremes θ_{min} , S_{max} and σ_{max} of the series (figure 6.9). The F_{BS} low-pass filter (see section 5.4) was also applied to obtain the seasonal signal of the series. In contrast to the previous years, the 2007 – 2008 period exhibits less regular temporal pattern than the one found in 2005 – 2006. The clear seasonal sign (black thick line) detected for the θ_{min} in this first period, with a minimum in April close to 13.1° C and maximum values in winter ($\theta > 13.2^\circ$ C), is not detected in the second one, since a minimum ($\sim 13.1^\circ$ C) appears in late July 2007 and values higher than 13.2° C are observed around to April. The maximum values reached in 2007 and early 2008 (close to 13.2° C) are a bit lower than the ones obtained in the previous years but the minimum values of θ_{min} remain the same. As a result of this, a seasonal signal of $\Delta\theta_{min} \sim 0.1^\circ$ C is detected in 2007, 0.025° C lower than the one exhibited during 2005.

The mismatch of the pattern observed from October 2006 onwards with regards to that of the first two years of the time series suggests important interannual signal affecting the seasonal cycle of the outflow. The length of the new series analysed here is still not enough for drawing reliable conclusions about the nature of this forcing. However, some new aspects of this interannual forcing can be now investigated in order to verify the conclusions about the seasonal cycle of the outflow obtained for the first two years analysed, which probably will raise some new questions about the influence of the interannual variability.

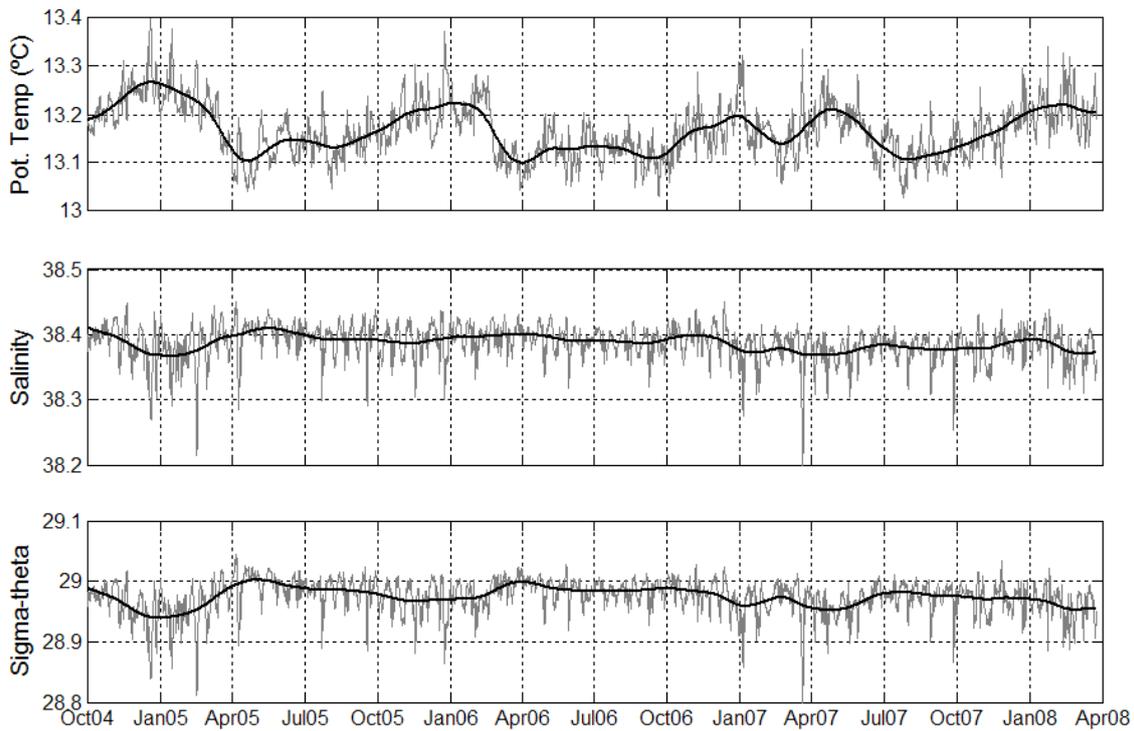


Figure 6.9. (a) Presently available Series of θ_{min} found in each semidiurnal tidal cycle. (b) Same as in (a) for S_{max} . (c) Same as in (a) for $\sigma_{\theta,max}$. Black thick lines are the low-pass series filtered with the F_{BS} filter (see section 5.5)

The complete time series of the fraction of the three water masses detected in each sample is presented in figure 6.10. The proportion of NACW in the whole period (late 2006, 2007 and early 2008) remain the same than the observed between 2005 and 2006 with values close to 4.5% and confirms that this fraction is not affected by either the seasonal or the interannual variability of the outflow. The proportions of LIW and WMDW instead show a different behaviour in the later two years according to the variability showed by the θ_{min} time series. In October 2006 the proportion of WMDW leaving the Mediterranean Sea still remained relatively high ($\sim 50\%$) in comparison with the same period of the previous year ($\sim 40\%$). There is no available information about the fraction of WMDW in summer 2004, but the trend of the series make us consider that it could be around 35 % in late September. The fact was also reflected in the θ_{min} time series (figure 6.9) that shows a value close to 13.12° C for early October 2006 whereas higher values were found in 2005 and 2004 (13.18 and 13.20° C respectively). Therefore, a consecutive delay in the decrease of the fraction of WMDW is observed in early autumn of

those three years and hence, more WMDW was available for suction during early autumn in 2006 respect to the previous years.

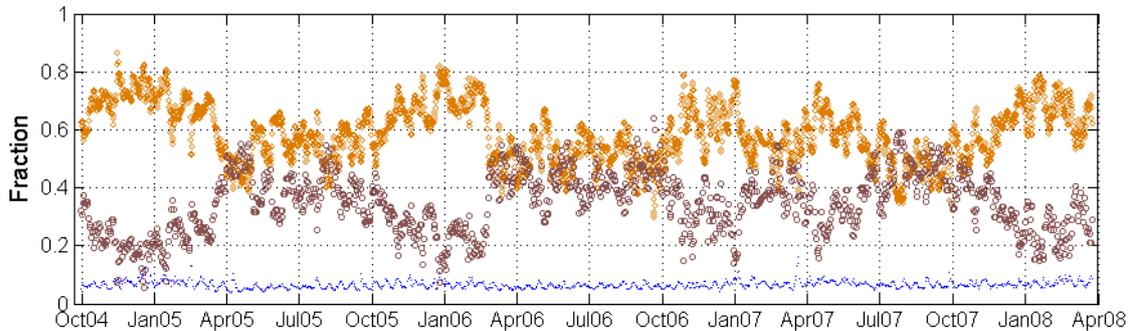


Figure 6.10. Fraction of the different water masses defined in the text for the whole period analysed (see also Figure 6.7) in the $\sigma_{\theta, \max}$ in ES. Orange filled diamonds, brown open circles and blue dots represent the LIW, WMDW and NACW fractions, respectively.

The sudden decrease of θ in the Strait by the early spring 2005 and 2006 (figure 6.9a) that is linked to the increase of the fraction of WMDW (figure 6.10) in the outflow, is not so clear in 2007. In this year a smooth and progressive cooling of the water overflowing Espartel sill took place between late spring and early summer (2 – 3 months later than in the previous years), whereas a faster and lower decrease of θ ($\sim 0.06^\circ \text{C}$) was detected in February 2007 that endured only one month to quickly disappear. In terms of water composition (figure 6.10) this anomaly is located between the double minimum of WMDW fractions in January and April 2007. The situation contradicts the pattern of previous years in the sense that 2005 and 2006 reached the maximum fraction of WMDW in April whereas the fraction was at its minimum in April 2007. As far as the April maximum is related to the replenishment of the Western Mediterranean deep basin with newly formed WMDW, the conclusion should be that 2007 was an anomalous year regarding deep water formation.

Turning back to the first event of February 2007, the decrease of θ (or, equivalently, the increase of WMDW fraction, see figure 6.10) could be the remote signature of the deep convection in the Gulf of Lions, as it was argued above for the previous years. It was detected one month before than in 2005 and 2006, and the temperature drop was lower

($\Delta\theta \sim 0.07^\circ\text{C}$). It could be linked to the climatological conditions that triggered the winter formation of WMDW in 2007. Figure 6.11 presents the CRUTEM3v monthly anomalies of air temperature in the Gulf of Lions, that spans the period showed in figure 6.8. The positive anomaly detected in summer 2006 was followed by a mild winter with positive anomalies between 0 and 2°C . Therefore, climatic conditions were not favourable to produce abundant WMDW. Even more, the slight buoyancy loss associated with this mild winter was surely unable to produce dense WMDW. As a consequence, the replenishment of the Western Mediterranean basin with newly formed water that year was probably poor and, in any case, much less than the deep water formed the two previous ones. The second event of minimum temperature (maximum WMDW fraction) in July 2007 is more intriguing. Obviously WMDW is not produced in summer and the reasoning provided to explain the increase of WMDW fraction in winter early spring cannot stand in summer. There must be another mechanism that forced the interface LIW-WMDW to move upwards and facilitate the draining of WMDW. Notice that an alternate explanation for the double θ minimum in 2007 (or the double WMDW fraction maximum) could be an anomalous intrusion of LIW in April – May 2007 that interrupted the “normal” outflow of water with high WMDW proportion that, seemingly, had started to flow in February. Whatever the reason, it is not clear and deserves further research.

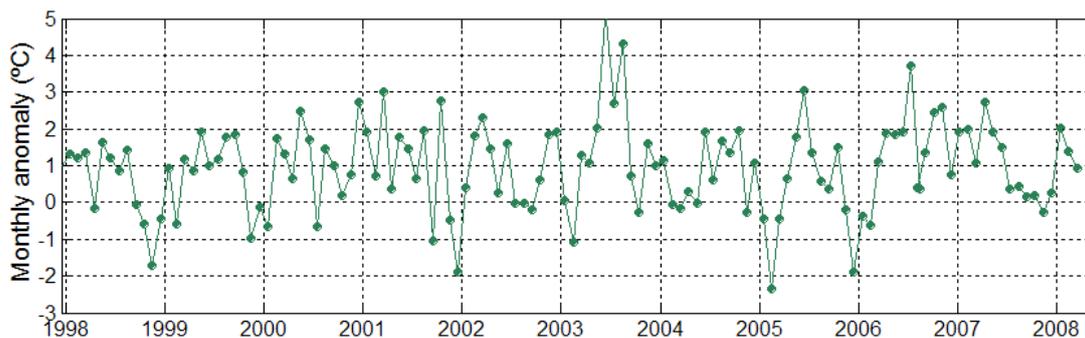


Figure 6.11. Monthly air temperature anomaly over the Gulf of Lions area from the CRUTEM3v database (University of East Anglia) since 1998 to early 2008.

The important point here is the potential that simple monitoring stations deployed in key points of the Strait of Gibraltar have in order to follow the undergoing changes in the Mediterranean basin at different time scales.

CONCLUSIONES

Conclusiones

1- Estructura vertical de las corrientes medias en Espartel

1.1- La distribución vertical de las corrientes medias en Espartel revela la estructura bicapa típica presente en el Estrecho. Allí, la capa superficial fluye hacia el mar Mediterráneo con una velocidad media de 25-30 cm s⁻¹ en los primeros 130 m, para disminuir hasta cero a 190 m, donde se localiza la interfase media de velocidad nula. A partir de esta profundidad el flujo medio se dirige hacia el océano Atlántico con una velocidad creciente hasta alcanzar un valor máximo de 130 cm s⁻¹ a 270 m de profundidad y decrecer de nuevo a medida que nos aproximamos al fondo. Esta estructura bicapa se ve afectada principalmente por la marea, que provoca inversiones de corriente en la capa superior, aunque no se registran en la inferior.

2- Estructura espacial de la marea

2.1- La marea en el Estrecho de Gibraltar (básicamente semidiurna, pero la contribución de la especie 1 no puede despreciarse) presenta amplitudes máximas para todas las constituyentes analizadas en el umbral de Camarinal y mínimas en las capas rápidas de los límites oriental (capa Atlántica) y occidental (capa Mediterránea) debido a la constricción ejercida por la topografía. El patrón general de la distribución de fases respecto a dicho umbral presenta un comportamiento antisimétrico; las capas rápidas exhiben una fase similar a uno y otro lado de Camarinal, que difiere de la fase de las capas lentas (capa mediterránea al Este de Camarinal y capa atlántica al Oeste) las cuales también tienen valores similares.

2.2- Las elipses de marea se encuentran muy polarizadas (elevada excentricidad) en la dirección del eje longitudinal del Estrecho. Los valores del semieje mayor son mucho mayores que los del semieje menor en todo el Estrecho. Aún cuando el semieje menor es de importancia secundaria, su patrón (signo) vertical en los umbrales de Espartel y Camarinal muestra un comportamiento baroclino (alternancia de signo) lo que induce celdas de circulación en la columna de agua que transportan agua de norte a sur y viceversa

durante los periodos de inversión de la marea. Esto genera velocidades transversales al Estrecho en sentido diferentes debido al reajuste interno del volumen total de agua.

2.3- Los campos de velocidad asociados a la marea presentan dos corrientes de llenado (la marea se dirige hacia el océano Atlántico) y de vaciado (marea hacia el Mediterráneo) cada día con máximos diferentes que varían además a lo largo del Estrecho. Esta desigualdad diurna, consecuencia de la influencia no despreciable de la especie 1, se acentúa en las zonas de flujo rápido debido a la disminución de amplitud de las constituyentes semidiurnas y al simultáneo aumento de la de las diurnas en esas zonas. Esto contrasta con el comportamiento del nivel del mar donde la desigualdad diurna es casi inapreciable. La explicación radica en el carácter de onda estacionaria de la marea en el Estrecho que es nodo para la especie 1.

2.4- Posiblemente el efecto más importante de la desigualdad diurna es que la corriente total invierte sólo una vez al día durante mareas muertas en lugares donde normalmente lo hace dos veces, debido a que la escasa energía contenida en el segundo máximo de velocidad no es capaz de contrarrestar el flujo medio. Esto implica que fenómenos energéticos como la radiación de ondas internas de corto periodo se observen con periodicidad diurna durante las mareas más débiles.

3- Estructura vertical de la marea

3.1- Los perfiles de velocidad asociados a las principales constituyentes de la marea muestra que, en el umbral de Espartel, el modo barotrópico es el más energético con una contribución media superior al 70% que llega a ser del 85% para las constituyentes semidiurnas durante el invierno, mientras que la contribución de los modos baroclinos es escasa. En el umbral de Camarinal, por el contrario, la componente barotrópica representa más del 90% de la energía total. Estos perfiles de velocidad en Espartel presentan poca variabilidad estacional asociada a la marea. Sin embargo, los modos baroclinos que cobran importancia varían en función del periodo considerado.

4- Cálculo de flujos en Espartel

4.1- El conjunto de datos disponibles no permite utilizar la superficie de velocidad instantánea nula o recurrir a propiedades hidrológicas como criterio para definir una superficie de separación entre las masas de agua entrante y saliente. Para calcular los flujos instantáneos se ha utilizado, como mejor opción, la máxima cizalla vertical de la velocidad horizontal. En Espartel esta interfase no es intercambiable con la superficie de velocidad nula, que se localiza 40 m más arriba en la columna de agua. Se ha tenido en cuenta esta diferencia a la hora de determinar la interfase a partir de los datos de cizalla de velocidad.

4.2- El flujo mediterráneo de salida instantáneo que accede al océano Atlántico en el límite occidental del Estrecho presenta un valor medio de -0.82 Sv, alcanzando picos de hasta -2.5 Sv favorecidos por la marea. La contribución no lineal de la banda de marea en la parte cuasiestacionaria del flujo de salida en Espartel no alcanza el 5% cobrando importancia en periodos de mareas vivas, a diferencia de lo que ocurre en el umbral de Camarinal donde los flujos rectificadas contribuyen casi a la mitad del valor medio del transporte. Esto convierte al umbral de Espartel en el lugar idóneo para muestrear el flujo de agua Mediterránea que se dirige hacia el océano Atlántico en profundidad.

4.3- Los datos del modelo permiten calcular el transporte con una mayor exactitud y cuantificar los errores cometidos debido a las limitaciones ligadas a las observaciones. El uso de un solo perfil de velocidad provoca una sobrestima del transporte del 22%. Además, el modelo permite calcular la contribución del canal secundario de Espartel, que supone el 23% del transporte a través del canal principal. Si se aplican estas correcciones a las observaciones se obtiene un transporte medio total en toda la sección de Espartel de -0.77 Sv.

4.4- La aplicación directa de la teoría hidráulica asumiendo un modelo bicapa (tomando de los datos únicamente un valor representativo de la capa superior y otro valor representativo de la capa inferior) indica un flujo subcrítico excepto en periodos de vaciante en mareas vivas intensas. Tomando como criterio de flujo supercrítico el que su velocidad sea mayor que la velocidad de fase asociada al primer modo baroclino (calculado a partir de la estratificación continua real e incluyendo el campo de velocidades medio, es decir, con la

ecuación de Taylor-Goldstein) se observa una región próxima al fondo, de espesor variable en función del ciclo de marea con mínimos en vaciadas y máximos en periodos de llenado, donde el flujo tiene carácter supercrítico. Sólo durante algunos periodos de vaciada en los ciclos de mareas vivas más intensas se pierde esa condición de supercrítico. El espesor medio de la capa controlada es 130 ± 32 m y puede ser considerado como el núcleo de Agua Mediterránea que escapa hacia el Atlántico.

5- Variabilidad estacional del flujo Mediterráneo de salida

5.1- El análisis de las propiedades hidrológicas del flujo Mediterráneo de salida revela que las dos masas de agua características que forman el outflow, LIW y WMDW, presentan una clara señal estacional que estaría muy ligada a los procesos de formación de aguas profundas durante el invierno en el Golfo de León. Como consecuencia, la proporción de WMDW aumenta en primavera. Ese aumento coincide con el incremento simultáneo del volumen de agua evacuada.

5.2- Este ciclo estacional está sujeto a una variabilidad interanual que provoca un retraso consecutivo en el descenso de la proporción de WMDW a comienzos de otoño que tiene influencia en los flujos intercambiados estando vinculado con variaciones en la formación de aguas profundas durante el invierno por las diferentes condiciones climatológicas en los distintos años analizados. Los tres años de datos disponibles hasta el momento son insuficientes para obtener conclusiones definitivas sobre la variabilidad interanual de los flujos intercambiados en el Estrecho, aunque es importante destacar el potencial que las estaciones de muestreo, como la ubicada en el umbral de Espartel, tienen en el estudio de los cambios que se producen en la cuenca mediterránea a diferentes escalas temporales.

SUMMARY

Summary of the doctoral thesis memory

WATER EXCHANGES THROUGH THE STRAIT OF GIBRALTAR AND THEIR RESPONSE TO THE FORCING AT DIFFERENT TIME-SCALES

1- INTRODUCTION

The present research work has been developed within the Framework of the Spanish research Project “Water Exchanges through the Strait of Gibraltar and their response to meteorological and climatic forcing” (REN2003-01608/MAR), which is referred to by the acronym INGRES. The work has been carried out under the support of a four year grant conceded by the Spanish Ministry of Science and Innovation and thanks to the brief exchange program associated with this grant. Part of the work has been developed in prestigious research centres as Institut Mediterrani d’Estudis Avançats (IMEDEA) in the Balearic Islands (Spain) under the supervision of Dr. Damià Gomis Bosch, and Ente per la Nuove Tecnologie, l’energia e l’ambiente (ENEA), Casaccia Research Centre, in Rome (Italy) under the supervision of Drs. Vincenzo Artale and Gianmaria Sannino.

2- OBJECTIVES

The general objective in the present doctoral thesis is:

The characterisation on the Mediterranean Water transport in the western limit of the Strait of Gibraltar (Espartel sill) and its response to the forcing at different time-scales.

This general objective may be divided into the following more specific objectives:

- To elaborate long-time series of the Mediterranean outflow and its hydrological properties through the Strait of Gibraltar from direct observations taken in a monitoring station over Espartel sill.
- To verify whether the Espartel sill exerts hydraulic control over the Mediterranean outflow, that is, if it is the truly point of control of the entire Mediterranean Sea.
- To analyse the effects of tides on the Mediterranean outflow and to study its response to the subinertial forcing, investigating the possibility of outflow interruption episodes and the circumstances that could make them possible.
- Identification of both seasonal and interannual signals of the Mediterranean outflow from the analysis of the hydrological properties of the Mediterranean waters as an attempt to show the outflow trends.

3- SUMMARY

The Strait of Gibraltar connects the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean through a rather complicated system of sills and narrows. It has a length of nearly 60 km and a mean width of 20 km. The bathymetry progressively decreases entering in the Strait, from 2000 m in the Alboran sea (the sub-basin adjacent to the Strait in the Mediterranean Sea side), to about 800-900 m in the eastern entrance of the strait, the section between Gibraltar and Ceuta. West of this section the Strait gets narrower in the so called Tarifa Narrows characterized by a bathymetry of more than 800 m until reaching the minimum width section next to Tarifa (about 14 km). Following to the west, the bottom abruptly raises reaching the minimum depth of the whole Strait (290 m) at the Pta. Camarinal section, determining the so called Camarinal Sill. More to the west, the presence of a submarine ridge called Majuan Bank (MB) divides the outflowing cross-section into two channels. The northern channel has a maximum depth of only 250 m; just south of the bank, the southern channel reaches the relative minimum depth of 360 m in the topographic point called Espartel Sill (ES). This channel represents the main passage, in the western side of the strait, for the Mediterranean outflow.

The excess of evaporation over precipitation and river runoff over the Mediterranean basin represents, together with the conservation of mass and salt, the main forcing mechanism of the mean circulation through the Strait of Gibraltar. This circulation is generally called “inverse estuarine” [*Stommel and Farmer, 1953*] and has been traditionally characterized as a two-layer system, where fresh and warm Atlantic Water (AW) flows eastward spreading into the Mediterranean Sea in the upper layer, while the colder and saltier Mediterranean Water (MW) flows toward the Atlantic Ocean in the lower layer. This two-layer exchange flow is also determined by the physical configuration of the Strait, that controls both the amount of water exchanged and the magnitude of the salinity difference between the Atlantic and Mediterranean so, the exchange through the strait of Gibraltar is not steady but highly variable. The most intense fluctuation is at semi-diurnal frequency linked to the strong tide that takes place in the strait. Other less important but non-negligible source of variability are the meteorological forcing that induces fluctuations in the subinertial band, i.e. in the range from few days up to few weeks of period [*Candela et al. 1989, García-Lafuente et al. 2002*], and the seasonal and inter-annual variations. The presence

of intense variability on very different time-scales makes the direct estimation of transports a difficult task. Subinertial, but more importantly, seasonal and inter-annual variability imposes to record yearly-long time series of velocity data. On the other side, the presence of strong tidal flows whose amplitude is greater than the mean value of the exchange [Candela *et al.* 1990, Bryden *et al.* 1994, García-Lafuente *et al.* 2000] adds further difficulties. The semi-diurnal tidal signal is so strong to reverse in many places of the strait, and during part of each tidal cycle, both the inflow and the outflow obscuring the two-layer character of the mean flow. This behaviour makes impossible to discriminate between the upper layer and the lower layer using only the surface of zero along strait velocity. Thus, other definitions of the interface must be used to compute the transports at tidal frequencies.

In this work, ADCP data collected in the main channel of the Espartel section (Western Strait) is used to estimate the Mediterranean outflow through ES, which represents a hurdle to the MW outflowing into the Atlantic Ocean. This fact causes an accumulation of AW or MW (depending on the tidal cycle) in the Tangier Basin, between the Camarinal and Espartel sills. As a consequence, the Mediterranean layer presents smaller tidal amplitudes in ES than in other places of the Strait. This phenomenon was first observed by *Armi and Farmer* [1988] from a very short long-time series. This sill could play the role of the effective hydraulic control section for the Mediterranean outflow, being the last gate for the MW before spreading into the Atlantic Ocean.

This reason led us to consider the Espartel sill (35° 51.7' N, 5° 58.6' W) the best place for monitoring the MW using an uplooking moored ADCP at 20 m above seafloor (360 m), a currentmeter and an autonomous Conductivity-Temperature-Depth (CTD) probe at 15 and 10 m above seafloor, respectively. The station was installed in September 2004 and is still acquiring information, although this work analyses the observations collected until October 2007. Long-term monitoring of the exchanged flows in this area is a very important issue in the studies of climatic variability and trends, not only because of the suspected role that the Mediterranean outflow plays in the deep water formation in the North Atlantic and, hence, in the conveyor belt circulation, but also to assess the climatic impact in the Mediterranean Sea, being the Strait of Gibraltar a privileged monitoring place to observe changes and trends in the Mediterranean.

The vertical structure of the mean currents at ES reveals the two-layer character of the flow. The upper layer flows towards the Mediterranean Sea with a velocity of 25-30 cm s⁻¹ above 120-130 m that diminishes to zero at 190 m (the mean depth of the interface). Below this depth, the water flows towards the Atlantic with gradually increasing velocity until about 270 m., where a maximum value of ~130 cm s⁻¹ is reached. From this depth downwards, velocity decreases. Direction remains almost constant in the upper layer (within 17° anti-clockwise from east) and coincides with the natural distribution of the Strait, whereas below the mean interface depth, the velocity reverses reaching the lower layer a mean direction of -175°. The mean currents vertical profile can be used, together to the mean depth of the zero velocity interface, to roughly estimate the transport through ES. A mean value of -0.79 Sv (1 Sv = 10⁶ m³ s⁻¹) is obtained, but this transport must be considered with caution due to the positive correlations between the tidal current velocities and the vertical excursions of the interface at tidal frequencies, that is, the Eddy fluxes, which can contribute and modify the mean transport [Bryden *et al.*, 1994; Vargas *et al.*, 2006].

In order to analyse the role of tides in the mean exchange through the Strait and their influence on the flow dynamic, velocity data taken from historical records collected in the frame of different projects, carried out in the last 10 years, in five points distributed along the main longitudinal axis of the Strait have been analysed. Time velocity series were subjected to the standard harmonic analysis [Foreman, 1978; Pawłowicz, *et al.*, 2002] to obtain the tidal ellipses of the main semidiurnal (M₂, S₂) and diurnal (O₁, K₁) tidal constituents. They exhibit the highest amplitudes of their species and also turn out to be the most stable in terms of signal/noise ratio (snr). Therefore, they are the most suitable to describe the tidal flow at these frequencies. Due to the nature of the exchanged flows through the Strait, the mean depth of the interface between the Atlantic and Mediterranean waters is useful when interpreting the spatial patterns of the tidal flow. This interface is estimated for the mean exchange thanks to the outputs of one-month simulation from the CEPOM numerical model [Sannino *et al.*, 2002, 2004, 2007] with the aim of giving a new vision of the tidal processes from a hydraulic and hydrodynamic point of view. Moreover, in order to validate the numerical model, a direct comparison between the predicted and observed amplitude and phase of the along strait velocity field associated to the four tidal constituents at the five locations along the Strait is performed previously in the computation of the transport along the Espartel section.

The major semi-axis of the tidal ellipse, which informs about the amplitude of the velocity associated to the tidal constituents, shows maximum values over Camarinal sill for all the tidal constituents due to the topographic constriction exerted by the Strait, reaching the M_2 maximum amplitude of 130 cm s^{-1} at middle depths, where the interface is found. West of this place the maximum values of the water column are placed in the Mediterranean layer, just below the interface, for the diurnal constituents whereas east Camarinal sill the maximum values are located in the Atlantic layer, in contrast to the semidiurnal constituents.

The minor semi-axis shows the sense of gyre of the tidal ellipse when the tidal flow reverses. The barotropic tide in an ideal ocean rotates clockwise in the northern hemisphere, but when topographic constrictions or internal tides occur (like in the Strait of Gibraltar), the sense of gyre changes for different places, or even in the same place for different depths [Candela *et al.*, 1990; García-Lafuente *et al.*, 2000]. As a result, an irregular pattern is shown for the four constituents for the entire domain with one or even two crossing by zero depths in the water column that exhibit, instead, a common nexus: the position of the interface and its vertical excursions. For instance, east of Camarinal sill positive values are found for the Mediterranean layer whereas the Atlantic layer presents negative ones. It induces transversal circulation cells that transport water towards the north in the lower layer and towards the south in the upper one, this being related to the internal adjustment of the entire water volume.

Finally, the phase of the tidal ellipse informs about the time lag of the maximum velocity associated to the tidal constituent in some place respect to the one at the Greenwich meridian. The spatial pattern for the four constituents is, in a general view, rather similar and presents antisymmetric behaviour between the upper and lower layers respect to Camarinal sill. It means, higher phases are found in the upper layer east of Camarinal sill and in the lower layer west of this place, where higher velocities are found and, in contrast, lower phases are observed in the “passive” layers. It is as if the dynamic of these layers were connected in some way, being related to the hydraulic control of the exchanged flows. Bray *et al.*, [1990] proposed a conceptual model to explain this fact: when the barotropic tide current flows toward the Atlantic Ocean, the presence of hydraulic control over Camarinal sill prevents the entire flow from passing through this section, so it

is accumulated and the interface is risen up. This fact involves the evacuation of the Atlantic water backwards to the Atlantic Ocean linking the two tidal regimes in those two layers. When tide reverses, this process do as well, but this time the Atlantic water that flows to the Mediterranean Sea is controlled and the point of control is located at Tarifa Narrows.

The direct comparison between the predicted and observed amplitude and phase of the along-strait velocity (rotated 17° anti-clockwise from east) for the four tidal constituents exhibits a good general agreement with maximum amplitude values about 10 cm s^{-1} higher for the model data over Camarinal sill for the semidiurnal constituents. This difference is much reduced in the boundaries of the Strait. The model, instead, slightly underestimates the velocity for the diurnal constituents. This behaviour is particularly evident over Camarinal sill where the difference reaches its maximum value of 10 cm s^{-1} . Concerning phases, the maximum difference is limited to about 15° for both the semidiurnal and diurnal constituents (time difference of 30 and 60 minutes respectively). This difference is positive in ES and CS while it becomes negative east of this place. The explanation for this could be the strong non-linear frictional effects due to the abrupt topographical change west of Camarinal sill, which is not properly solved in the model. Summarizing, the comparison over both semidiurnal and diurnal tidal constituents can be considered satisfactory with differences limited in most part of the Strait to less than 10 cm s^{-1} in amplitude and 15° in phase.

Taking profit of the very high vertical resolution of the ADCP data collected in both Camarinal and Espartel sills, a more detailed analysis of the vertical structure of the tidal currents is performed in the western Strait by analysing the tidal ellipses of the entire water column. This reveals the high polarization of the flow along the main axis of the Strait and justifies the use of the along-strait velocity to accomplish a scalar analysis of the tidal currents. Tidal velocities were separated into barotropic and baroclinic components by employing the dynamical mode decomposition technique, DMD [Marchuk and Kagan, 1970; Müller and Siedler, 1992; Tsimplis, 2000] to determine the modal amplitudes and phases from the observed values of the tidal velocities associated to the main diurnal (O_1 , K_1) and semidiurnal (M_2 , S_2) constituents at different depths. MEDATLAS database provided historical Conductivity-Temperature-Depth (CTD) profiles in the area of CS and ES in

order to determine mean density profiles in these points, most of them from the field work carried out during the Gibraltar Experiment (1986). In order to account for seasonal variations of the density profiles, two representative periods have been selected: “winter” period corresponds to profiles between 01/02 and 30/04 and “summer period” corresponds to profiles between 01/06 and 31/10. This selection relies on the vertical density stratification of the upper layer of the water column.

The combination of the barotropic and the first five baroclinic modes reproduces accurately the amplitude and phase profiles of the tidal constituents. Moreover, relative importance of each mode can be established in terms of the energy associated to horizontal movement. Barotropic mode is by far the most energetic in all cases. In ES, it is more energetic in winter than in summer for constituents M_2 (above 85% of total energy in winter and 77% in summer), S_2 (87.5% in winter and $\sim 73\%$ in summer) and O_1 (above 78% in winter and $\sim 70\%$ in summer). K_1 is more energetic in summer (almost 80%) than in winter (around 70%). In CS the barotropic mode explains more than 93% for all constituents, a result previously reported by *Candela et al.* [1990], *Mañanes et al.* [1998] and *Tsimplis* [2000]. The small fraction of energy not explained by the barotropic mode is accounted by the first baroclinic one for all constituents analysed except M_2 . Both modes explain around 99% of the total energy. For M_2 constituent, modes 2 and 3 are more important than mode 1.

Once the tidal effects over transport in ES and their contribution on the dynamic of the water exchange through the Strait have been analysed, the next step is to calculate the Mediterranean outflow from the observations. The strong tidal currents hamper the clear identification of the two layer exchange through the Strait of Gibraltar during some part of the tidal cycle. Particularly, current reversals in the upper layer prevent the flow calculation using the surface of null velocity as the natural interface of an exchanged flow. At first, this difficulty can be overcome by removing tidal fluctuations by filtering the observed currents with a 8th order low-pass Butterworth filter (FB1 hereinafter) with pass-band and stop-band frequencies $f_1 = 0.0263$ cph (38 h) and $f_2 = 0.0357$ cph (28 h). Now, the expected baroclinic structure appears, with a well defined interface of null velocity located at a mean depth of about 190 meters. The subinertial transport is then computed and a mean value of

$Q_2^{bf}(t) = -0.79$ Sv is obtained. This computation ignores the part of the outflow that flows north of Majuan Bank where observations are not available.

The previous computation is somewhat deceitful since tidal currents, despite their periodic nature, can contribute to determine the mean volume transports by the eddy fluxes that, over CS, contribute to the upper and lower layer transports by around 45% [Bryden *et al.* 1994; Vargas *et al.* 2006] due to the extremely high interface oscillations, which can undergo vertical excursions of 150 m [Tsimplis and Bryden, 2000; Sannino *et al.* 2004]. The computation of the Eddy fluxes requires the definition of an "instantaneous" interface that cannot be the zero-velocity because it is not defined during part of the tidal cycle.

The very high vertical and temporal resolution of ADCP data allows to adopt as interface the depth of the maximum vertical shear of the horizontal velocity. The surface of maximum shear is 40 m below the zero-velocity surface, inside the lower layer. Therefore, the depth of maximum shear has been raised 40 m. The series of instantaneous transport, $Q_2(t)$, has a mean value of -0.82 Sv, with peaks exceeding -2.5 Sv. Once computed the instantaneous outflow, their subinertial variability would be obtained by applying the FB1 filter to obtain $\langle Q_2(t) \rangle$ (where brackets indicate low-pass filtering). This series has the same time scales of variability as $Q_2(t)$ but they do not coincide. Following Vargas *et al.* [2006] the difference would be the contribution of the eddy fluxes $Q_2^r(t)$, with a mean value of -0.03 Sv, that represents around 4 % of the computed outflow, a percentage similar to that found in the eastern part of the Strait [Garcia-Lafuente *et al.* 2000, Baschek *et al.* 2001].

On the other hand, the CEPOM numerical model has been used to calculate the transport over the Espartel section from one-tropical month simulation. As the model simulation was forced only by tides and in order to compare model data with observations, the subinertial signal was removed from $Q_2(t)$ series and only data from April 2005 was used. The observed total transport for this month is $Q_{2,A}(t) = -0.88$ Sv (subindex A indicates April). Model velocity profile at the same location of the station in ES is used to compute the transport over ES following the same procedure adopted for the observed

data. The computed transport is $Q_{2\text{mod}}(t) = -1.03 \text{ Sv}$, 0.15 Sv higher than $Q_{2A}(t)$ because model velocity at ES is 0.15 m s^{-1} higher than the observed in the deepest levels, this determining a higher outflow. In this transport computation the velocity profile at the middle of the channel, where maximum velocity is expected, has been used as representative of the entire section; that is velocity variations along the section due to friction with boundaries have not been considered. But model outputs provide profiles along the entire section of Espartel so that the transport can be more accurately computed from these profiles. The mean transport obtained for the main channel of Espartel is -0.80 Sv , 0.23 Sv lower than that obtained from a sole velocity profile in the central part of the channel, which overestimates the transport by around 22 %.

Model data make also possible to calculate the fraction of Mediterranean outflow flowing through the secondary channel of ES. With the above mentioned methodology, a mean value of -0.18 Sv is obtained. The secondary channel contributes to the transport by about 23 % of the transport through the main channel, and it represents 18 % of the total outflow through the entire section. Concluding, the detailed estimate of all the corrections that should be applied to the measurements in the ES station determines a mean transport over the entire section of -0.77 Sv .

To investigate whether the Espartel sill exerts hydraulic control over the Mediterranean outflow, we adopt the hydraulic control theory [Armi and Farmer, 1985] applied to the Strait to estimate the Froude Number F_2^2 . As a result, a subcritical character for the outflow emerges putting in evidence the limitations of this theory, which can not be directly applied to the Strait [Winters and Seim, 2000] since there are indirect signs in the time series that inform us about the presence of hydraulic control in this section. An alternative way to raise this problem consists on keeping the real continuous stratification in the water column. Then, the phase velocity associated to the first baroclinic mode is obtained, when the mean flow is considered, by solving the Taylor-Goldstein equation. When comparing this phase velocity with the instantaneous vertical velocity profiles, a permanent controlled outflow is obtained, except in the ebb tide during the most energetic spring tides periods.

Finally, seasonal variations of the transport are investigated as a first attempt to show the outflow's trends. These variations are linked to the energy exchanged between the

ocean and the atmosphere. In order to observe the very low frequency structures of the time series, a new 3rd order low-pass Butterworth filter has been used with pass-band and stop-band frequencies $f_1 = 0.00104$ cph (40 days) and $f_2 = 0.00208$ cph (20 days). The transport computed from these series has a mean value of $Q_2^{mbf}(t) = -0.77$ Sv with a maximum in April for the three years analysed. Besides, the hydrological properties of the flow have been analysed, from September 2004 until April 2008, in terms of the θ/S characteristics of the deeper water leaving the Mediterranean Sea to estimate the variation in the composition of the Mediterranean outflow (formed by a mixing of NACW, LIW and WMDW). The application of low-pass numerical filters is not suitable so the available time series were divided into pieces of semidiurnal tidal cycle length and the absolute minimum of θ , and maxima of S and σ_θ within each piece were identified.

The analysis of the fraction of any of those water masses in each water sample shows a very small percentage of NACW in either CS (0.4 % on average) or ES (4.5%). In contrast, the proportion of LIW and WMDW follows a seasonal pattern, linked to the temporal variability of θ_{min} , in ES. The coincidence of the maximum annual signal of the outflow and the minimum potential temperature or, equivalently, the appearance of water with greater proportion of WMDW in spring, suggests a common origin for both features, the most obvious reason being the winter formation of WMDW in the Gulf of Lion area [MEDOC Group, 1970; *Schott and Leaman*, 1991; *Send et al.*, 1995; *Testor and Gascard*, 2006].

On the other hand, a consecutive delay in the decrease of the fraction of WMDW is observed in early autumn of the period 2004-2006 and hence, more WMDW was available for suction during early autumn in 2006 respect to the previous years. Besides, an anomaly is observed in 2007 since a double minimum of WMDW fractions in January and April occurs. This situation contradicts the pattern of previous years in the sense that 2005 and 2006 reached the maximum fraction of WMDW in April whereas the fraction was at its minimum in April 2007. As far as the April maximum was related to the replenishment of the Western Mediterranean deep basin by newly formed WMDW, the conclusion should be that 2007 was an anomalous year regarding deep water formation, a conclusion further supported by the very mild winter of year 2007, which probably did not drive enough buoyancy losses to form deep water. This suggests some interannual variability affecting

the Mediterranean transport, but three-year long time series is insufficient to draw reliable conclusions about it.

4- MAIN RESULTS

4.1- Vertical Structure of the mean currents in Espartel sill

4.1.1- The vertical structure of the mean currents at Espartel sill reveals the typical two-layer character of the flow found in the Strait of Gibraltar. The upper layer flows towards the Mediterranean Sea with a velocity of 25-30 cm s⁻¹ above 130 m that diminishes to zero at 190 m (the mean depth of the interface). From this depth downwards, the water flows towards the Atlantic Ocean with gradually increasing velocities until reaching a maximum value of 130 cm s⁻¹ at 270 m. Below this depth, velocity decreases. This two-layer character of the flow is mainly forced by tides that reverse the upper layer currents, but not the lower layer ones.

4.2- Spatial distribution of tides

4.2.1- Tides in the Strait of Gibraltar (typically semidiurnal but the contribution of the specie 1 must be also considered) shows maximum values over Camarinal sill and minimum ones in the active layers of the eastern (Atlantic layer) and western (Mediterranean layer) boundaries of the Strait for all the constituents analyzed due to the constriction exerted by the topography. The general pattern of the phase presents antisymmetric behaviour respect to Camarinal sill; the active layers exhibit a common phase east and west this place higher than the values obtained for the passive layers (Mediterranean layer east Camarinal and Atlantic layer west this place) which display similar values as well.

4.2.2- Tidal ellipses are strongly polarized (high eccentricity) in the direction of the longitudinal axis of the Strait. Major semi-axis values are much higher than that of the minor semi-axis for the entire domain. Even if the minor semi-axis has a secondary significance, its vertical pattern (sign) in Espartel and Camarinal sills shows a baroclinic behaviour that induces transversal circulation cells that transport water from north to south

and vice versa when tide reverses. As a result, cross-strait velocities appear related to the internal adjustment of the entire water volume.

4.2.3- Tidal velocity fields present two flood tidal currents (towards the Mediterranean Sea) and two ebb tidal currents (towards the Atlantic Ocean) per day with different maximum values. This diurnal inequality, due to the influence of the specie 1, is emphasized in the active layers because of the diminution of the semidiurnal constituents and the simultaneous increasing of the diurnal ones in those places. This contrasts with the behaviour of the sea level since the effect of the diurnal inequality is imperceptible on it. The explanation is the standing wave character of tides in the Strait, which presents a node for the specie 1.

4.2.4- Maybe the most important effect of the diurnal inequality is that during neap tides the total current only reverses once per day in places where they normally do twice due to the limited energy of the second maximum of velocity that is not able to reverse the mean flow. This involves that energetic phenomenon like the radiation of short period internal waves is observed with diurnal periodicity during the weaker tides.

4.3- Vertical structure of tidal currents

4.3.1- The velocity profiles associated to the main tidal constituents show that, over Espartel sill, the barotropic mode is the most energetic with a mean contribution higher than 70% whereas the baroclinic ones have a poor contribution. Over Camarinal Sill the contribution of the barotropic mode is even higher (90%). Those velocity profiles show low tidal seasonal variability in Espartel sill. Nevertheless, baroclinic modes that become important are not the same in the different periods analysed.

4.4- Transport estimation in Espartel sill

4.4.1- The dataset available are not appropriate to use neither the instantaneous surface of null velocity nor the hydrological properties of the outflow to define the interface between the Atlantic and Mediterranean waters. The maximum vertical shear of the horizontal velocity has been adopted as interface in order to estimate instantaneous outflow. This

interface is not interchangeable with the surface of null velocity over Espartel sill since it is located 40 m below in the water column. This difference has been taken into account when the interface was obtained from the velocity shear data.

4.4.2- The series of instantaneous Mediterranean outflow in the western limit of the Strait has a mean value of -0.82 Sv, with peaks exceeding -2.5 Sv supported by tides. The non linear contribution of tides in the quasistatic transport at tidal frequencies (eddy-fluxes) over Espartel sill is lower than 5% and they become important during spring tides. In contrast, this transport represents more than 45% of the total transport over Camarinal sill. This fact makes the Espartel sill the best place for monitoring the Mediterranean outflow.

4.4.3- Model outputs let us to compute a more accurate transport and quantify the errors derived from the limitations of the observations. The use of a sole velocity profile overestimates the transport by around 22 %. Moreover, model data make also possible to calculate the fraction of Mediterranean outflow flowing through the secondary channel of ES, which contributes to the transport by about 23 % of the transport through the main channel. If those corrections are applied to observations, a mean transport of -0.77 Sv is obtained for the entire Espartel section.

4.4.4- The application of the hydraulic control theory assuming a two-layer model indicates a subcritical flow over Espartel sill all the time except in the ebb tide during the most energetic spring tides periods. Taking as criterion of supercritical flow that the velocity must be higher than the phase velocity associated to the first baroclinic mode (estimated from the Taylor-Goldstain equation keeping a real continuous stratification in the water column and considering the mean flow) a region close to the bottom where the flow has a supercritical character emerges. This region has a variable thickness depending on the tidal cycle with a minimum in ebb tide and a maximum in flood tide. This character is lost in some periods of ebb tide during the most energetic spring tides. The mean thickness of the controlled layer is 130 ± 32 m and can be considered as the core of Mediterranean water flowing towards the Atlantic Ocean.

4.5- Seasonal variability of the Mediterranean outflow

4.5.1- The analysis of the hydrological properties of the Mediterranean outflow reveals that the two water masses that comprise the outflow, LIW and WMDW, show a clear seasonal signal that would be highly linked to the water formation processes during wintertime in the Gulf of Lions. As a result, the proportion of WMDW increases in springtime and coincides with the simultaneous increasing of the volume of water evacuated.

4.5.2- This seasonal cycle is subject to some interannual variability that causes a consecutive delay in the decrease of the fraction of WMDW in early autumn, affecting the exchanged flows. It is linked to variations in the deep water formation processes in wintertime due to the different climatological conditions in the three years analysed. The time series available are insufficient to draw reliable conclusions about the interannual variability of the Mediterranean outflow, but the important point here is the potential that simple monitoring stations deployed in key points of the Strait of Gibraltar have in order to follow the undergoing changes in the Mediterranean basin at different time scales.

ANEXOS

Anexo A

FILTRADO DE SERIES TEMPORALES. EL FILTRO BUTTERWORTH

Un filtro temporal es un proceso algebraico mediante el cual una combinación secuencial de 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:

$$Y_k = b_0 x_k + b_1 x_{k-1} + \dots + b_m x_{k-m} \quad (\text{A.1})$$

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 que todos los valores anteriores a la salida contribuyen a los valores futuros. La salida en cada instante k responde a la ecuación:

$$Y_k = b_0 x_k + b_1 x_{k-1} + \dots + b_m x_{k-m} - a_1 y_{k-1} - \dots - a_n y_{k-n} \quad (\text{A.2})$$

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:

$$y_k = \sum_{i=0}^k b_i x_{k-i} - \sum_{j=1}^k a_j y_{k-j}; \quad k = 0, 1, \dots, N \quad (\text{A.3})$$

Cuando el filtro trabaja en tiempo real la salida en cada instante k depende sólo 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. Por este motivo los filtros como el expresado en (A.3) se denominan filtros casuales. Sin embargo, los filtros digitales trabajan frecuentemente son 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 . La ecuación 2.4 se puede extender para incluir la representación general de filtros lineales recursivos no-causales:

$$y_k = \sum_{i=k-N}^k b_i x_{k-i} - \sum_{j=k-N}^k a_j y_{k-j}; \quad k = 0, 1, \dots, N \quad (\text{A.4})$$

Tomando la transformada Z de la anterior expresión, el filtro de (2.5) se puede caracterizar como:

$$Y(z) = H(z) \cdot X(z) = \frac{\sum_{i=-N}^N b_i \cdot z^{-i}}{\sum_{j=-N}^N a_j \cdot z^j} \cdot X(z) \quad (\text{A.5})$$

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 espurias 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 siendo necesario llegar a un compromiso. El filtro Butterworth mantiene una distorsión mínima tanto en la banda de

paso como en la de rechazo y 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:

$$|G(j\omega)| = \frac{1}{1 + \sqrt{\left(\frac{\omega}{\omega_c}\right)^{2n}}} \quad (\text{A.6})$$

donde ω_c es la frecuencia de corte y n el orden de 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 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:

$$|H_B(i\omega)| = \frac{1}{1 + \left(\frac{\omega}{\omega_c}\right)^{2n}} \quad (\text{A.7})$$

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

$$|H_B(i\omega)| = \left[1 + \frac{\tan\left(\frac{\omega T}{2}\right)}{\tan\left(\frac{\omega_c T}{2}\right)} \right]^{2n} \quad (\text{A.8})$$

siendo T el intervalo de muestreo. La función de transferencia del filtro Butterworth, 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.

Anexo B

NUMERICAL MODEL

In the last 15 years the Strait of Gibraltar has been extensively studied by means of numerical models. One-dimensional hydrodynamic models were developed by *Longo et al.*, [1992], *Brandt et al.*, [1996] and *Castro et al.*, [2004], two-dimensional models by *Tejedor et al.*, [1999], *Izquierdo et al.*, [2001], *Morozov et al.*, [2002], and three-dimensional models were developed by *Wang* [1989, 1993] and *Sannino et al.*, [2002, 2004, 2007].

One of the first models developed to study the generation of nonlinear internal tides in the Strait of Gibraltar is the one-dimensional, two-layer, rigid-lid, hydrostatic model implemented by *Longo et al.*, [1992]. Although this model was able to describe sufficiently well the generation of internal waves by the interaction of the semidiurnal tidal flow with the Camarinal Sill, it was not able to describe the subsequent evolution and propagation of these internal waves. This is because, unlike the generation of the internal tides, their propagation has to be described by a nonhydrostatic model [*Pierini*, 1989]. *Brand et al.*, [1996] developed a weakly nonhydrostatic, two-layer model that was capable of describing both the generation and propagation of nonlinear internal waves in the Strait of Gibraltar, as well as their subsequent disintegration into trains of internal solitary waves. The most recent one-dimensional two-layer model has been developed by *Castro et al.*, [2004] who, however, focused their work on the development of a new numerical discretization of the two layer shallow water equations, rather than on the dynamics of the Strait.

Using a two-dimensional, nonlinear, boundary-fitted coordinate, barotropic model, with a nominal resolution of 0.5 km, *Tejedor et al.*, [1999] simulated the M_2 and S_2 surface tides. The resulting cotidal maps were in good agreement with the same maps proposed by *García-Lafuente et al.*, [1990] and *Candela et al.*, [1990] that analyzed data collected during the Gibraltar Experiment. A detailed description of the generation and the subsequent propagation and evolution of the internal tides in the Strait of Gibraltar can be found in a paper by *Morozov et al.*, [2002]. In their study they developed a two-dimensional (in the x - z plane), fully nonhydrostatic model with continuous stratification, and forced both by semidiurnal and diurnal tidal constituents. Model results showed the strong influence

played by the density stratification on the propagation of the internal wave. They underlined that reducing the internal wave motion only to the displacement of the interface (like in a two-layer model) is not enough to describe the evolution of the internal tides.

The first two-dimensional - two-layer - hydrostatic model applied to study the time-space variability of hydraulic controls in the Strait of Gibraltar is the model implemented by Izquierdo et al [2001]. Their model domain is characterized by a very high-resolution horizontal grid, with a nominal resolution inside the strait of 125 m. The model is forced at the open boundaries by the four major semidiurnal (M_2 , S_2) and diurnal (O_1 , K_1) tidal constituents. This model predicts the occurrence of four controls located to the west of the Espartel Sill, at the Espartel and Camarinal Sills and in the Tarifa Narrows. The last of these controls is apparent in the sense that it consists of discrete fragments alternating with subcritical flow regions. The only control which extends over the whole width of the Strait is the control at the Camarinal Sill, but it breaks down during neap tide, too. Surprisingly only two three-dimensional models have been developed and applied, in the last 15 years, to the Strait of Gibraltar.

Using a three-dimensional general ocean circulation model, *Wang* [1989, 1993] was able to describe some of the aspects of the mean and tidally forced circulation of the Strait of Gibraltar. However, because of the relatively low horizontal and vertical resolutions (~ 5 km and 50 m respectively), the model did not reproduce the hydraulic control over Camarinal Sill. He found in fact that while the surface flow is supercritical, i.e. hydraulically controlled on the eastern entrance, the bottom flow is subcritical, i.e. not controlled on the western entrance, over Camarinal Sill. Considering the occurrence of the interfacial layer between Atlantic and Mediterranean waters, that is, the existence of a three-layer system, where the interfacial layer is an active participant in the exchange process, *Sannino et al.*, [2002] added further complexity to the simulated exchange flow through the Strait of Gibraltar. Thanks to the relatively high resolution of the model (less than 500 m in the Strait region) they were able to describe in detail, for the first time, the mean exchange through the Strait of Gibraltar. Moreover, applying a three-layer hydraulic theory to the model results, they found only one permanent control located over Camarinal Sill. Subsequently, in order to improve this model, they included also the tidal forcing in the model [*Sannino et al.*, 2004, 2007].

Model Description

The numerical model used in this work is CEPOM, a modified version of the Princeton Ocean Model (hereinafter POM), the ocean circulation numerical model designed in the late 1970's by *Blumberg and Mellor*, [1987]. It is a free surface (primitive equations) hydrostatic model and it has been extensively used for a wide range of oceanic problems, including estuarine and shelf-circulation studies [*Blumberg and Mellor*, 1983; *Oey et al.*, 1985], data assimilation in the Gulf Stream [*Mellor and Ezer*, 1991], and general circulation studies in the Mediterranean Sea [*Zavatarelli and Mellor*, 1994].

The model numerically solves the momentum equation, the continuity equation, and the tracer (temperature and salinity) equations in finite difference form along with the nonlinear equation of state of sea water $\rho = \rho(\theta, S, P)$ [*Mellor*, 1991b], which couples the two active tracers to the fluid velocity. Vertical turbulent mixing processes are parameterized with the 2.5 order turbulent closure submodel of *Mellor and Yamada* [1982]. The horizontal momentum, and heat and salt small-scale mixing processes are parameterized as horizontal diffusion (along σ surfaces), depending on the horizontal velocity shear and on the grid spacing via the Smagorinsky [1963] diffusion scheme:

$$A_H(x, y, t) = A_M(x, y, t) = C\Delta x\Delta y [N^2(x, y, t) + S^2(x, y, t)]^{1/2} \quad (\text{B.1})$$

where Δx and Δy are the grid sizes, C is a constant taken to be 0.2 in this study, and S and N are the mean shear and the normal stress, respectively

$$N(x, y, t) = \frac{\partial}{\partial x} u(x, y, t) - \frac{\partial}{\partial y} v(x, y, t), \quad (\text{B.2})$$

$$S(x, y, t) = \frac{\partial}{\partial x} v(x, y, t) - \frac{\partial}{\partial y} u(x, y, t)$$

The model uses an explicit leapfrog scheme for time stepping, except for the vertical diffusion terms, which are treated with an implicit scheme. To provide free surface variations in explicit differencing, the model also solves, with a small time step, a set of

vertically integrated equations of continuity and motion, usually called external model. The model specifies the values of all variables at all nodes of a curvilinear grid, staggered as in the Arakawa-C scheme, conserving linear and quadratic quantities like mass and energy. Details on the transformed equations in σ coordinate and the numerical algorithm are given by Mellor, [1991]b.

Model Grid and Bathymetry

The region covered by the model includes the Strait of Gibraltar and the two adjacent subbasins: the Gulf of Cádiz and the Alboran Sea. The horizontal model domain extends longitudinally from 10 ° W to 4 ° E and meridionally from 33 ° N to 39 ° N and it is discretized by a curvilinear orthogonal grid made by 262×53 grid points (see figure 2 in Sannino *et al.*, 2002). The resolution in the Strait is much higher (~ 500 m) than in the eastern (8 – 15 km) and western ends (10 – 20 km), so that the details of the dynamic in the Strait are well solved. This work focus on this area, so only the portion of the horizontal 144×41 grid points representing the Strait is considered (figure B.1). It covers the area from 6 ° 30' W to 5 ° 00' W and from 35 ° 42' N to 36 ° 15' N. The vertical grid is made of 32 sigma levels, logarithmically distributed at the surface and at the bottom, and uniformly distributed in the rest of the water column.

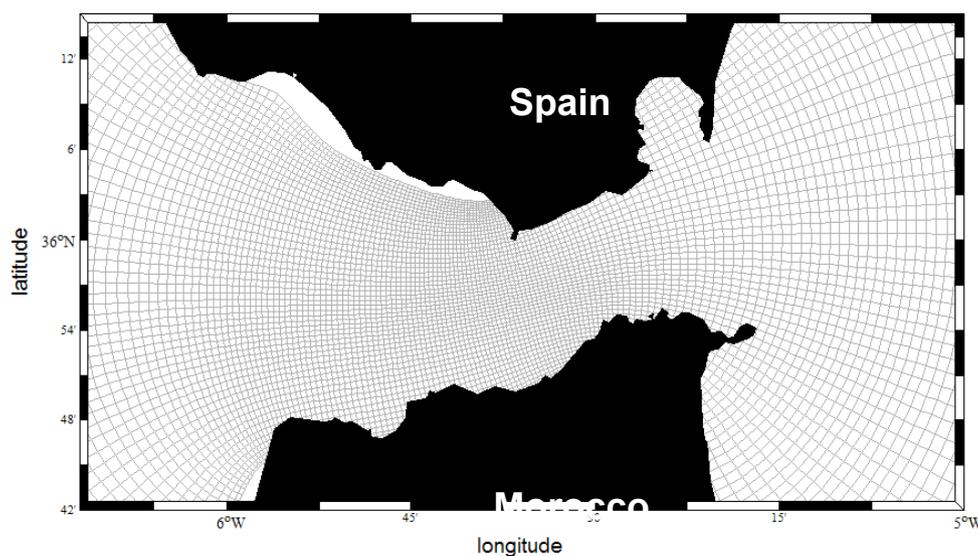


Figure B.1. Computational grid for the Strait of Gibraltar (144×41 grid points).

Boundary, Initial and Forcing Conditions

Near the eastern and western ends of the computational domain two open boundaries are defined, where values of velocity, temperature and salinity must be specified. In order to minimize the contamination of the interior model solution due to wave reflection at the boundaries, an Orlanski radiation condition [Orlanski, 1976] is used for the depth-dependent velocity at both boundaries, where temperature and salinity are specified by using an upwind advection scheme that allows the advection of temperatures and salinities into the model domain under inflow conditions. The normal velocities are set to zero along coastal boundaries. At the bottom, adiabatic boundary conditions are applied to temperature and salinity, while a quadratic bottom friction with a prescribed drag coefficient is applied to the momentum flux. This is calculated by combining the velocity profile with the logarithmic law of the wall:

$$C_D = \max \left[2.5 \times 10^{-3}, k^2 \ln \left(\frac{\Delta z_b}{z_o} \right) \right] \quad (\text{B.3})$$

where k is the Von Karman constant, z_o is the roughness length, set to 1 cm, and Δz_b is the distance from the bottom to the deepest velocity grid point.

For the initial condition, the model is driven only by an initial density difference without any other forcing. To do this, the model is filled with two water masses, horizontally uniform and vertically stratified, separated by an imaginary dam in the middle of the Strait (longitude 05 ° 42' W) that is removed at the initial time. Using this procedure, the transport of the two layers in the Strait is able to freely adjust to the density gradient as it does in nature. This kind of initialization is generally known as lock-exchange initial condition.

Model's background

The first version of CEPOM was initially implemented by *Sannino et al.*, [2002] (CLIM-MOD Special Project, ENEA (Italian National Agency for New Technologies, Energy and Environment). to investigate the mean exchange through the Strait of Gibraltar. For this

study the model was only forced by the density contrast between the Alboran Sea and the Gulf of Cadiz. In this version of CEPOM *Sannino et al.*, [2002] implemented the MPDATA algorithm, developed by *Smolarkiewicz* [1984], as advection scheme for tracers. Two years later, CEPOM was improved by *Sannino et al.*, [2004] with the aim of studying the semidiurnal tidal exchange through the Strait. The main differences introduced addressed the treatment of the open boundary conditions, tidal forcing and vertical resolution. In 2005 CEPOM has been parallelized by *Sannino et al.*, [2005] via Message Passing Interface (MPI) by means of the Scalable Modelling System tool (SMS) developed by *Govett et al.*, [2003]. Recently, this parallel version has been used for describing the effect of the interfacial layer on transports and hydraulics in the strait of Gibraltar [*Sannino et al.*, 2007].

For this study, a new improved version of CEPOM has been performed: a new higher resolution bathymetry (see Figure B.2) has been used; and a new tidal forcing has been computed via OTIS package *G. D. Egbert and L. Erofeeva* [2002]. The resulting tidal forcing contains the main diurnal (O_1 , K_1 , P_1) and semidiurnal (M_2 , S_2 , N_2) tidal constituents. The initial conditions in terms of salinity and temperature have been taken from the climatologically Medar-MedAtlas Database *MEDAR Group* [2002] for the month of April. A more complete description of the model implementation can be consulted in *Sannino et al.*, [2004, 2007].

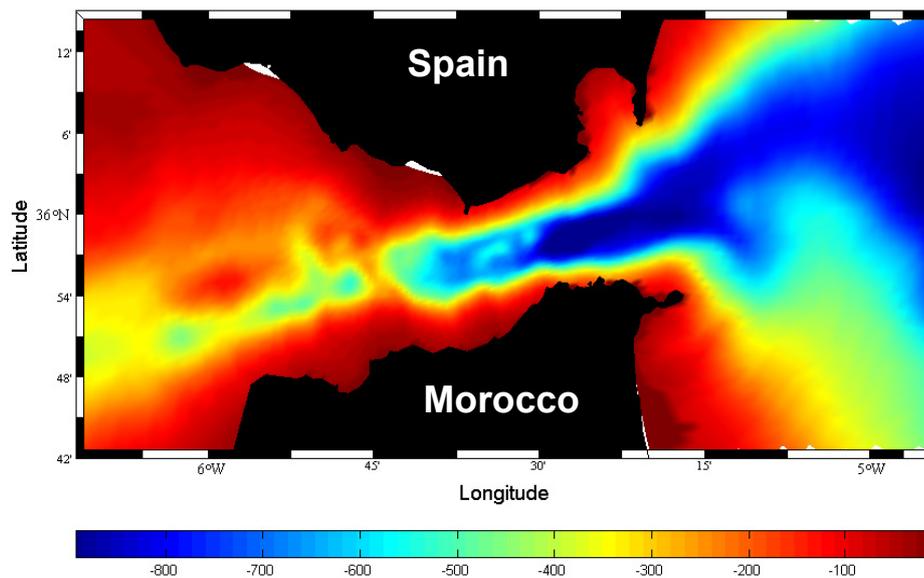


Figure B.2. High resolution model bathymetry provided by the Physical Oceanographic Group of the University of Málaga, Spain.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Referencias bibliográficas

- Ambar, I., N. Serra, M.J. Brogueira, G. Cabeçadas, F. Abrantes, P. Freitas, C. Gonçalves, and N. Gonzalez (2002), Physical, Chemical and Sedimentological Aspects of the Mediterranean Outflow Off Iberia. *Deep-Sea Res. II*, 49, 4163-4177.
- Armi, L. (1986). The hydraulics of two flowing layers with different densities. *J. Fluid Mech.*, 163, 27-58.
- Armi, L. and Farmer, D. M.(1985). The internal hydraulics of the Strait of Gibraltar and associated sills and narrows. *Oceanolog. Acta*, 8, 37-46.
- Armi, L. and Farmer, D. M.(1986), Maximal two layer exchange through a contraction with barotropic flow, *J. Fluid. Mech.*,164: 27-51
- Armi, L. and Farmer, D.M. (1988). The flow of Mediterranean water through the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography* 21, 1-105.
- Armi, L. and W. Zenk (1984), Large lenses of highly saline Mediterranean water. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 1560-1576.
- Artale, V; S. Calmanti; P. Malanotte-Rizzoli; G. Pisacane; V. Rupolo y M. Tsimplis. (2005). The Atlantic and Mediterranean Sea as connected systems. *Developments in Earth and environmental sciences*. Vol 4. Chapter 5.
- Baschek, B., U. Send, J. García Lafuente, and J. Candela (2001), Transport estimates in the Strait of Gibraltar with a tidal inverse model. *J. Geophys. Res.*, 106, 31033-31044.
- Béranger, K., L. Mortier, and M. Crépon (2004), Seasonal variability of the water transport through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation, *Prog. Oceanogr.*, 66, 341-364.
- Bethoux, J.P., B. Gentili y D. Tailliez, (1998). Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since the 1940s, their possible relation to the greenhouse effect, *Geophys. Res. Letters*, 25, 1023-1026.
- Birkhoff, G. and Rota, G.C. (1962). *Ordinary differential equations*. Ginn, Boston, Massachusetts.
- Blumberg, A. F., and G. L. Mellor, (1983). Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight, *J. Geophys. Res.*, 88, 4579-4592.
- Bormans, M., C. Garrett and K.R. Thompson (1986), Seasonal variability of the surface inflow through the Strait of Gibraltar, *Oceanol. Acta*, 9, 403-414.
- Brandt, P., W. Alpers, and J. O. Backhaus (1996), Study of the generation and propagation of internal waves in the Strait of Gibraltar using a numerical model and synthetic

- aperture radar images of the European ERS 1 satellite, *J. Geophys. Res.*, 101, 14,237–14,252.
- Bray, N.A., Winant, C.D., Kinder, T.H. and Candela, J. (1990). Generation and kinematics of the internal tide in the Strait of Gibraltar. In: Pratt, L.J. (Ed.), *The physical oceanography of Sea Straits*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, pp 477-491.
- Bray, N.A., Ochoa, J; and Kinder, T.H. (1995). The role of the interface in exchange through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 100, NO. C6, 10755-10776.
- Brohan, P., J.J. Kennedy, I. Haris, S.F.B. Tett and P.D. Jones, 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophys. Res.* 111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548.
- Bruno, M., Mañanes, R., Alonso, J.J., Izquierdo, A., Tejedor, L. and Kagan, B. (1999). Vertical structure of the semidiurnal tidal currents at Camarinal Sill, the Strait of Gibraltar. *Oceanologica Acta*, 23 15 – 24.
- Bruno, M., J.J. Alonso, A. Cózar, J. Vidal, A. Ruiz-Cañavate, F. Echevarría, and J. Ruiz (2002), The boiling-water phenomena at Camarinal sill, the Strait of Gibraltar, *Deep Sea Res. II*, 49, 4097-4113.
- Bryden, H.L., and T.H. Kinder (1991), Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar, *Deep Sea Res.*, 38, S1, S445-S463.
- Bryden, H. L., J. Candela, and T.H. Kinder (1994), Exchange through the Strait of Gibraltar, *Prog. Oceanogr.*, 33, 201-248.
- Candela, J., C.D. Winant and H.L. Bryden (1989), Meteorologically forced subinertial flows through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 94, 12667-12679.
- Candela, J., Winant, C. and Ruiz, A. (1990). Tides in the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography* 33, 7313 – 7335.
- Candela, J. (2001), Mediterranean water and global circulation, in *Ocean Circulation and Climate*, edited by G. Siedler, J. Church and J. Gould, pp. 419-429, Academic Press, San Diego, Ca.
- Carter, D. B. (1956). The water balance of the Mediteranean and Black seas. *Publ., Climatol.*, 9, 127-174
- Cartwright, D. E. (1968). A unified analysis of tides and surges round north and east Britain. *Philos Trans R Soc. Lond A* 263, 1-55.
- Castro, M.J., J.A. García-Rodríguez, J.M. González-Vida, J. Macías, C. Parés, and M.E. Vázquez-Cendrón (2004), Numerical simulation of two-layer shallow water flows through channels with irregular geometry. *J. Comput. Phys.*, 148, 497-526.
- Courtier, A. Marées. Service Hydrographique de la Merine. París. Pp. 149-59. 1938

- Cressie, N. A. C. (1991). Statistics for spatial data. *John Wiley and Sons, Inc.*, New York, 900 pp.
- Díaz del Río, G. (2006), Patrones hidrológicos y variabilidad temporal de la circulación oceánica en la región plataforma/talud del Golfo Artabro, noroeste de Galicia, Ph.D. thesis, 187 pp., University of Vigo, Vigo, Spain.
- Egbert, G.D., and S.Y. Erofeeva, 2002: Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19(2), 183-204.
- Farmer, D., and L. Armi (1986), 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
- Flexas, M.M, D. Gomís, S. Ruíz, A. Pascual and P. León(1996) In situ and satellite observations of the eastward migration of the Western Alboran Sea Gyre. *Progress in Oceanography*, 70, 2-4, 486-509
- Foreman, M.G.G. (1978, revised 2004). Manual for tidal currents analysis and prediction. Pacific Marine Science Report 78-6, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, 57 pp.
- García Lafuente, J. (1986). Variabilidad del nivel del mar en el Estrecho de Gibraltar: mareas y oscilaciones residuales. PhD Thesis, Universidad de Málaga.
- García Lafuente, J., J.L. Almazán, F. Fernández, A. Khribeche, and A. Hakimi (1990), Sea level in the Strait of Gibraltar: tides, *Int. Hydrogr. Rev.*, LXVII (1), 111-130.
- García Lafuente, J., J.M. Vargas, F. Plaza, T. Sarhan, J. Candela, and B. Baschek (2000), Tide at the eastern section of the Strait of Gibraltar, *J. Geophys. Res.*, 105, 14197-14213.
- García-Lafuente, J. (2001). Consideraciones sobre los flujos intercambiados a través del Estrecho de Gibraltar. Variaciones estacionales en análisis de variables y simulación numérica del intercambio de masas de agua a través del Estrecho de Gibraltar, ed. J. J. Alonso y F. Ortegón. Universidad de Cádiz, 135-148.
- García Lafuente, J., J. Delgado, J.M. Vargas, M. Vargas, F. Plaza, and T. Sarhan (2002a), Low-frequency variability of the exchanged flows through the Strait of Gibraltar during CANIGO, *Deep Sea Res. II*, 49, 4051-4067.
- García Lafuente, J., Delgado, J. and Criado, F. (2002b). Inflow interruption by meteorological forcing in the Strait of Gibraltar. *Geophysical Research Letters*, 29 (19), 1914, doi: 10.1029/2002GL015446.
- García Lafuente, J., J. Delgado, J. M. Vargas, M. Vargas, F. Plaza y T. Sarhan. (2002c) Low-frequency variability of the exchanged flows through the Strait of Gibraltar during CANIGO. *Deep Sea Res. I*, (49):4051-4067.
- García Lafuente, J., E. Alvarez Fanjul, J.M. Vargas and A.W. Ratsimandresy (2002), Subinertial variability in the flow through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 107, 32.1-32-9 (DOI 10.1029/2001JC0011004).

- García Lafuente, J y J.M. Vargas (2003). Recent observations of the exchanged flows through the Strait of Gibraltar and their fluctuations at difference time scales. In Recent. Res. Devel. In Geophysics, pp 73-84. Research Signpost, 37/661 (2) Fort P. O. Trivandum- 605 023, Kerala, India.
- García Lafuente, J., J. Del Río, E. Alvarez-Fanjul, D. Gomis, and J. Delgado (2004), Some aspects of the seasonal variability around Spain, *J. Geophys. Res.*, 109, C09008, doi:10.1029/2003JC002070.
- García-Lafuente, J., Sánchez-Román, A., Díaz del Río, G., Sannino, G. and Sánchez Garrido, J.C. (2007) Recent observations of the seasonal variability of the Mediterranean outflow in the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research* 112, C10005, doi: 10.1029/2006JC003992.
- Garrett, C. J. R., J. Akerley y K. R. Thompson, (1989). Low-frequency fluctuations in the Strait of Gibraltar from Medalpex sea level data. *J.Phys. Oceanogr.*, 19, 1682-1696.
- Garrett, C. (1996). The role of the Strait of Gibraltar in the evolution of the Mediterranean water, properties and circulation. *Dynamics of Mediterranean straits and channels*. F. Briand ed., CIESM Science Series, n° 2, Bulletin de l'Institute Océanographique, Monaco, n° spécial 17, 1-19.
- Gill, A.E. (1982). *Atmosphere-ocean dynamics*. Academic Press, San Diego, California, 662 pp.
- Govet, M., L., Hart, T. Henderson, J. Middlecoff, and D. Schaffer (2003). The scalable modelling system: Directive-based code parallelization for distributed and shared memory computers, *J. Parallel Comput.*, 29(8), 995-1020.
- Grimshaw, R., E. Pelinovsky, and T. Talipova, (1997). The modified Korteweg-De Vries equation in the theory of large-amplitude internal waves. *Nonlinear Processes in Geophysics* 4, 237-250
- Helfrich, K. R. (1995). Time-dependent two-layer hydraulic exchange flows. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 359-373.
- Hecht, M; W. Holland; V. Artale and N. Pinardi (Eds) (1997). North Atlantic model sensitivity to Mediterranean waters. *Assessing climate change, results from the model evaluation consortium for climate assessment*, (Wendy Howe and Ann Henderson-Sellers, Gordon and Breach Science, Publishers, 169)
- Hibiya, T., M. (1990). Generation mechanism of internal waves by a vertically sheared tidal flow over a sill. *Journal of Geophysical Research*, 95, 1757-1764.
- Huang, N. E., Z. Shen, S. Long, M. Wu, H. Shih, Q. Z. N. Yen, C. Tung, and H. Liu (1998), The empirical mode decomposition and Hilbert spectrum for nonlinear and nonstationary time series analysis., 903-995 pp., *Proc. Roy. Soc. London A*.

- Izquierdo, A., Tejedor, L., Sein, D.V., Bachaus, J.O., Brandt, P., Rubino, A., Kagan, B.A. (2001). Control variability and internal bore evolution in the Strait of Gibraltar: a 2D two-layer model study. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 53, 637-651.
- Johnson, R.G. (1997). Climate control requires a dam at the Strait of Gibraltar, *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, 78, 8th July, p277.
- Käse, R.H., Zenk, W., (1987). Reconstructed Mediterranean salt lens trajectories. *Journal of Physical Oceanography* 17, 158–163.
- Kinder, T.H., and G. Parrilla (1987). Yes, some of the Mediterranean outflow does come from great depth, *J. Geophys. Res.*, 92 (C3), 2901-2906.
- Kinder, T.H., and H.L. Bryden (1987). The 1985-86 Gibraltar Experiment: data collection and preliminary results. *Eos*, 68, 786-787, 280-281
- Kinder, T.H., and H.L. Bryden (1988). Gibraltar Experiment: summary of the field program and initial results of the Gibraltar Experiment. Whoi-88-30, Woods Hole Oceanographic Institution Technical Report
- Kinder, T.H., and H.L. Bryden (1990), Aspiration of deep waters through straits, in *The Physical Oceanography of Sea Straits*, edited by L.J. Pratt, pp. 295-319, Kluwer Academic, Norwell, Mass.
- Knudsen, M. (1899) De hydrografiske forhold i de danske farvande indefor Skagen i 1894-98. *Komm. Vidensk. Unders. Dan. Farvande*, 2(2):19-79
- Kundu, P.K., Allen, J.S. and Smith, R.L. (1975). Modal decomposition of the velocity field near the Oregon coast. *Journal of Physical Oceanography* 5, 638 – 704.
- Leaman, K.D. and F. Schott, (1991), Hydrographic structure of the convective regime in the Gulf of Lions: Winter 1987. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 573-596.
- Longo, A., M. Manzo, and S. Pierini (1992), A model for the generation of nonlinear internal tides in the Strait of Gibraltar, *Oceanol. Acta*, 15, 233– 243.
- Lui, A. K., Holbrook, J. R., and Apel, J. R. (1985). Nonlinear internal wave evolution in the Sulu Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 15, 1613-1624
- Luterbacher, J., D. Dietrich, E. Xoplaki, M. Grosjean, and H. Warner (2004), European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500, *Science*, 303, 1499-1503.
- Manzella, G, Gasparini, G. P and M. Astraldi (1988). Water exchange between the eastern and western Mediterranean through the Strait of Sicily. *Deep Sea Res. Part A. Oceanographic Research Papers* vol 35. Issue 6. 1201-1235
- Mañanes, R., Bruno, M., Alonso, J., Fraguera, B. and Tejedor, L. (1998). The nonlinear interaction between tidal and subinertial flows in the Strait of Gibraltar. *Oceanologica Acta*, 21, 33 – 46.

- Marchuk, G. I. and. Kagan, B.A (1970). Internal gravitational waves in a really stratified ocean. *Izvestiya Akad Nauk SSSR, Atmospheric and Oceanic Physics*, 6, 412 – 422.
- McDowell, Scott E. and Rossby, H. Thomas (1978), Mediterranean waters: an intense mesoscale Eddy off the Bahamas. *Science*, vol. 202, n° 4375. 1085-1087.
- MEDAR Group (2002), MEDATLAS/2002 database. Mediterranean and Black Sea database of temperature salinity and biochemical parameters. Climatological Atlas. IFREMER Edition.
- MEDOC Group (1970), Observation of formation of deep water in the Mediterranean, *Nature*, 227, 1037-1040.
- Mellor, G. L. (1991b). An equation of state for numerical models of oceans and estuaries. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 8, 609-611.
- Mellor, G. L. and T. Yamada (1982). Development of a turbulent closure model for geophysical fluid problems. *Rev Geophys.*, 20, 851-875.
- Mertens, C., and F. Schott (1998), Interannual variability of deep water formation in the Northwestern Mediterranean, *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 1410-1424.
- Millot, C. (1999), Circulation in the Western Mediterranean Sea, *J. Mar. Sys.*, 20, 423-442.
- Millot, C., J. Candela, J.L. Fuda and Y. Tber (2006), Large warming and salinification of the Mediterranean outflow due to changes in its composition, *Deep-Sea Res. I*, 53, 656-666.
- Morozov, E. G., K. Trulsen, M. G. Velarde, and V. I. Vlasenko (2002), Internal tides in the Strait of Gibraltar, *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 3193–3206.
- Müller, T. J. and Siedler, G. (1992). Multi-year current time series in the eastern North Atlantic Ocean. *Journal of Marine Research* 50, 63 – 98.
- Oey, L. Y., G. L. Mellor and R. I. Hires. (1985). A three-dimensional simulation of the Hudson-Raritan estuary, I, Description of the model and model simulations, *J. Phys. Oceanogr.* 15, 1676- 1692.
- Ogi, M., K. Yamazaki, and Y. Tachibana (2005). The summer northern annular mode and abnormal summer weather in 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04706, doi:10.1029/2004GL021528.
- Parrilla, G., S. Neuer, P.-Y. Le traon and E. Fernandez (2002). Topical studies in Oceanography: Canary islands Azores Gibraltar Observations (CANIGO). Vol 2: studies of the Azores Gibraltar regions, *Deep Sea Res., Part II*, 49, 3951-3955
- Pawlowicz, R., Beardsley, B. and Lentz, S. (2002). Classical Tidal Harmonic Analysis Including Error Estimates in MATLAB using T_TIDE", *Computers and Geosciences*.

- Perkins H., and P. Pistek (1990). Circulation in the Algerian Basin during June 1986. *Journal of Geophysical Research* 95, pp. 1577-1585
- Pierini, S. (1989), A model for the Alboran Sea internal solitary waves, *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 755– 772.
- Potter, R.A. y M.S. Lozier, (2004). On the warming and salinification of the Mediterranean outflow waters in the North Atlantic. *Geophys. Res. Letters*, 31, L01202, doi:10.1029/2003GL018161, 2004
- Price, J; Baringer, M; Lueck, R. G.; Johnson, G. C. y Ambar, I: (1993). Mediterranean outflows mixing and dynamics. *Science*, 259, 1277-1282.
- Price, J. y O'Neill-Baringuer, M (1994). Outflows and deep water productions by marginal seas. *Prog. Oceanog.*, 33, 157-196.
- Proudman, J. (1928). On the tides ins a flat semicircular sea of uniform depth. *Geophysical Journal International*, 2, s1, 32-44
- Pugh, D. T. (1987). Tides, surges ans mean sea-level; a handbook for engineers and scientists. Wiley, Chichester, 472 pp.
- Rahmstorf, S (1998). Influence of Mediterranean outflow to the Norwegian-Greenland sea. *Deep. Sea Res.*, 26, 1199
- Rayner, N.A., D.E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, L.V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent, and A. Kaplan (2003), Globally complete analyses of sea surface temperature, sea ice and night marine air temperature, 1871-2000. *J. Geophys. Res.*, 108, 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- Rayner, N.A., P. Brohan, D.E. Parker, C.K. Folland, J.J. Kennedy, M. Vanicek, T. Ansell and S.F.B. Tett, (2006). Improved analyses of changes and uncertainties in marine temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset. *J. Climate*, 19, 446-469.
- Reid, J.L. (1979). On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian – Greenland Sea. *Deep Sea Research, Part A*, 26, 1199 – 1223 Vol. 28, N 8, 929 – 937.
- Richardson, P. L; A. S. Bower y W. Zenk (2000). A census of Meddies tracked by floats. *Progress in Oceanography*, 45(2), 209-250.
- Richez, C. (1994), Airbone syntethic aperture radar tracking of internal waves in the Straif of Gibraltar, *Progress in Oceanography*, 33, 93 – 159.
- Rixen, M.; J.M. Beckers, S. Levitus y 14 co-autores más, (2005). The Western Mediterranean Deep Water: A proxy for climate change, *Geophys. Res. Letters*, 32, doi:10.1029/2005GL022702

- Roether, W., B. Manca, B. Klein, D. Bregant, D. Georgopoulos, V. Beitzel, V. Kovacevich y A. Luchetta, (1996). Recent changes in the Eastern Mediterranean deep waters. *Science*, 271, 333-335.
- Rogerson, M., E. J. Rohling, and P. P. E. Weaver (2006), Promotion of meridional overturning by Mediterranean derived salt during the last deglaciation, *Paleoceanography*, 21, PA4101, doi:10.1029/2006PA001306.
- Rohling E.J. y H.L. Bryden, (1992). Man-induced salinity and temperature increases in the Western Mediterranean deep water. *J. Geophys. Res.*, 97, 11191-11198.
- Sánchez-Garrido, J. C., J. García Lafuente, F. Criado-Aldeanueva, A. Baquerizo and G. Sannino (2007). Time-spatial variability observe in the velocity of propagation of the internal bore in the Straif of Gibraltar. *Journal of Geophys. Res.* In press
- Sánchez-Román, A., F. Criado-Aldeanueva, J. García-Lafuente and J.C. Sánchez Garrido. (2008) Vertical structure of tidal currents over Espartel and Camarinal sills, Strait of Gibraltar. *Journal of Marine Systems*. 10.1016/j.jmarsys.2007.11.007. In press.
- Sannino, G., A. Bargagli, and V. Artale (2002), Numerical modelling of the mean exchange through the Strait of Gibraltar, *J. Geophys. Res.*, 107(C8), 3094, doi:10.1029/2001JC000929.
- Sannino, G., A. Bargagli, and V. Artale (2004), Numerical modelling of the semidiurnal tidal exchange through the Strait of Gibraltar, *J. Geophys. Res.*, 109, C05011, doi:10.1029/2003JC002057.
- Sannino, G., A. Carillo, and V. Artale (2007), Three-layer view of transports and hydraulics in the Strait of Gibraltar: a three-dimensional model study, *J. Geophys. Res.*, 112, C03010, doi:10.1029/2006JC003717.
- Schott, F., and K.D. Leaman (1991), Observations with moored acoustic Doppler current profilers in the convection regime in the Golfe du Lion, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 558-574.
- Schott, F. (1977). On the energetics of baroclinic tides in the North Atlantic. *Ann. Geophys.* 33, 41 – 62.
- Send, U., F. Schott, F. Gaillard, and Y. Desaubies (1995), Observation of a deep convection regime with acoustic tomography, *J. Geophys. Res.*, 100 (C4), 6927-6941.
- Siedler, G. and Paul, U. (1991). Barotropic and baroclinic tidal currents in the eastern basins of the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research* 96, 22259 – 22271.
- Smagorinsky, J. (1963). General circulation experiments with primitive equations, I, The basic experiment, *Mon. Weather Rev.*, 91, 99-164.
- Smolarkiewicz, P. K. (1984). A fully multidimensional positive definitive advection transport algorithm with small implicit diffusion, *J.compt. Phys.*, 86, 355-375.

- Stommel, H., H. Bryden and P. Mangelsdorf (1973), Does some of the Mediterranean outflow come from great depth?, *Pure Appl. Geophys.*, 105, 879-889.
- Tejedor, L., A. Izquierdo, B. A. Kagan, and D. V. Sein (1999), Simulation of the semidiurnal tides in the Strait of Gibraltar, *J. Geophys. Res.*, 104, 13,541– 13,557.
- Testor, P., and J.C. Gascard (2006), Post-convection spreading phase in the Northwestern Mediterranean Sea, *Deep-Sea Res. I*, 53(5), 869-893. doi:10.1016/j.dsr.2006.02.004.
- Tsimplis, M. N. (2000). Vertical structure of the tidal currents over the Camarinal Sill at the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research*, 104, 13,541-13,557.
- Tsimplis, M. N. and Bryden, H.L. (2000). Estimation of the transport through the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Research, Part I*, 47, 2219 – 2242.
- Vargas, J.M., J. García Lafuente, J. Delgado, and F. Criado, (2003). Seasonal and wind induced variability of sea surface temperatura patterns in the Gulf of Cadiz. , *Journal of Marine Sys.*, 38, 205-219.
- Vargas, J.M. (2004) Fluctuaciones subinerciales y estado hidráulico del intercambio a través del Estrecho de Gibraltar. PhD Thesis. Universidad de Sevilla.
- Vargas, J.M., J. García Lafuente, J. Candela, and A.J. Sánchez, (2006), Fortnightly and monthly variability of the exchange through the Strait of Gibraltar, *Prog. Oceanogr.*, 70 (2-4), 466-485.
- Wang, D. P. (1989), Model of mean and tidal flows in the Strait of Gibraltar, *Deep Sea Res., Part I*, 36, 1535–1548.
- Wang, D. P. (1993). The Strait of Gibraltar Model: Internal tide, diurnal inequality and fortnightly modulations. *Deep Sea Research, Part I*, 40, 1187 – 1203.
- Wesson, J.C., and M.C. Gregg (1994), Mixing at Camarinal sill in the Strait of Gibraltar, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 185-204.
- Whitehead, J.A., Jr. (1985), A laboratory study of gyres and uplift near the Strait of Gibraltar, *J. Geophys. Res.*, 90, 7045-7060.
- Winters, K. B. and H. E. Seim (2000). The role of dissipation and mixing in exchange flow through a contracting channel. *J. Fluid Mech.*, 407, 265-290.
- Yasuda, H. (1987), Vertical structure of the tidal current ellipse in a rotating basin, *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, 43, 309 – 318,.
- Zavatarelli, M. and G. L. Mellor (1994). A numerical study of the Mediterranean Sea circulation, *J. Phys. Oceanogr.* 25, 1384-1414.

