





MODELO DE CIRCULACIÓN DEL PROYECTO SAMPA

Grupo de Oceanografía Física, Universidad de Málaga

Informe Final, Septiembre 2012

Jesús García Lafuente José Carlos Sánchez Garrido Simone Sammartino Cristina Naranjo Rosa





INDICE

PRÓLOGO	
1 INTRODUCCIÓN	4
2. ANTECEDENTES Y ESTADO DEL ARTE DEL MODELO OCEÁNICO	5
2.1 Forzamiento baroclino	6
2.2 Forzamiento mareal	7
2.3 Forzamiento subinercial. Parte 1: vientos	
2.4 Interacción de escalas	
3 NUEVOS ADELANTOS EN LA SIMULACIÓN.	
3.1 Forzamiento subinercial	
3.2 Forzamiento radiativo	
4 VALIDACIÓN DEL MODELO: CAMPAÑAS DE VALIDACIÓN	
4.1 Descripción de las campañas de toma de datos	
4.2 Observaciones versus simulaciones.	
4.3 Escala mareal: Marea barotrópica	
4.3.1 Nivel del mar	
4.3.2 Corrientes barotrópicas	
4.4 Escala mareal: Marea interna	
4.4.1 Oscilaciones internas.	
4.4.2 Corrientes baroclinas	
4.4.3 Resumen y conclusiones de la validación en la escala mareal	
4.5 Escala subinercial	
4.5.1 Comparación modelo-observaciones	
4.5.2 Las observaciones superficiales y el forzamiento de vientos	
4.5.3 Resumen y conclusiones sobre validación en la escala subinercial	
5 REFERENCIAS	
6. ANEXO	





PRÓLOGO

Este documento describe las actividades realizadas por el Grupo de Oceanografía Física de la Universidad de Málaga (GOFIMA) en el marco del Convenio de Colaboración con la Autoridad Portuaria de la Bahía de Algeciras (APBA) para el desarrollo de un modelo operacional de corrientes en la bahía de Algeciras y sus inmediaciones. Las actividades forman parte del proyecto Sistema Autónomo de Medición, Predicción y Alerta (SAMPA).

El presente informe complementa los anteriores Informe 1 e Informe 2 realizados por GOFIMA en los años 2010 y 2011 respectivamente, particularmente este último (al que nos referiremos frecuentemente en este informe final), donde se daba cuenta detallada del estado de los trabajos realizados en el marco de SAMPA hasta el mes de Septiembre de 2011. Este tercer y último informe describe las actividades desarrolladas en el último año de vigencia del proyecto incidiendo en aquellos aspectos que quedaban pendientes en el momento de entregar el segundo de los informes.

Decir, para concluir, que debido a la enorme cantidad de información que proporciona el modelo numérico, la mejor forma de ilustrar su calidad y performance es a través de animaciones de las que el presente informe va acompañado (archivos multimedia adjuntos)





<u>1.- INTRODUCCIÓN</u>

La zona de interés en el proyecto SAMPA esta directa e indirectamente condicionada por el intercambio de aguas a través del Estrecho de Gibraltar, razón por la cual era necesario que el modelo oceánico la reprodujese satisfactoriamente. El gran problema de esta complicada región es que el intercambio involucra un amplio rango de escalas temporales que han de ser tenidas en cuenta para reproducir satisfactoriamente la dinámica total.

Un modelo conceptual de esta dinámica que funciona adecuadamente es admitir que los flujos intercambiados son suma de distintos forzamientos en la forma:

$$Q_{TOTAL} = Q_{BAROCLINO} + Q_{MAREAS} + Q_{SUBINERCIAL} + RUIDO$$
[1]

Cada sumando del término de la derecha significa: Q_{BAROCLINO} es el intercambio "medio" (lentamente variable en realidad) impuesto básicamente por la diferencia de densidades de las cuencas conectadas por el Estrecho; Q_{MAREAS} es el forzamiento astronómico responsable de las mareas, $Q_{SUBINERCIAL}$ representa los flujos forzados por las condiciones meteorológicas cambiantes (paso de sistemas atmosféricos con sus campos de presión y vientos asociados). Finalmente el RUIDO representa tanto los fenómenos caóticos propios de la dinámica de fluidos como aquellos otros que, aun teniendo coherencia espacial, no pueden ser resueltos correctamente por el modelo numérico debido a su corta escala espacial y su intrínseca naturaleza no hidrostática, que eleva a cotas inabordables el coste computacional. Entre estos últimos se debe destacar la generación de ondas internas no lineales de gran amplitud y de frecuencia próxima a la natural (Brunt-Väisälä), de unos 10-30 minutos en la región del Estrecho (Sánchez-Garrido et al, 2011; ver también http://oceano.uma.es).

Los forzamientos implicados en la ecuación [1] se imponen en los contornos del modelo (ver Figura 1). Es interesante notar que aunque el modelo conceptual [1] es lineal en cuanto a los distintos forzamientos,





al ser el modelo numérico utilizado (MIT-GCM) no lineal la dinámica fuertemente no-lineal del Estrecho de Gibraltar es generada por el propio modelo que obliga a interactuar las escalas.



Figura 1: Dominio espacial del modelo oceánico y malla computacional que resuelve el mismo. La malla es de paso variable que abarca desde la decena de kilómetro aproximadamente en los bordes externos hasta los 100-200m en la zona de mayor resolución que, en el caso del proyecto SAMPA, es la Bahía de Algeciras. En el Estrecho la resolución es un poco más baja (del orden de 400-500m) pero suficiente para capturar los detalles de pequeña escala del flujo.

2. ANTECEDENTES Y ESTADO DEL ARTE DEL MODELO OCEÁNICO.

En el Informe Intermedio GOFIMA-SAMPA (IIGS en lo sucesivo) del proyecto entregado en Octubre de 2011 (Grupo de Oceanografía Física, 2011) se abordó en detalle el funcionamiento del modelo para los dos primeros forzamientos del modelo conceptual de la ecuación [1], a saber, el baroclino y el mareal, y también se abordaron ciertos aspectos del forzamiento subinercial. Todos ellos se revisan sumariamente en este apartado.



El forzamiento medio baroclino es el responsable de la circulación termohalina anti-estuarina típica del sistema Mar Mediterráneo -Estrecho de Gibraltar en el que las aguas Atlánticas entran por el Estrecho hacia el Mar Mediterráneo en superficie, se transforman en Mediterráneas más densas en dicho Mar y retornan hacia el Océano Atlántico fluvendo a través del Estrecho en profundidad.



Figura 2. Flujos intercambiados por el Estrecho de Gibraltar cuando el modelo [1] es únicamente forzado por $Q_{BAROCLINO}$: las líneas azules continuas son los valores predichos de flujo entrante (positivo) y saliente (negativo) producidas por el modelo oceánico. Las líneas continuas rojas son los valores de flujo proporcionados por el modelo anidador MFSTEP. Es muy interesante notar que el modelo de alta resolución implementado en SAMPA modifica el flujo intercambiado predicho por el MFSTEP desplazándolo hacia valores (absolutos) mayores, lo que es un resultado altamente satisfactorio ya que los flujos reales observados están en el rango de los 0.75-0.80 Sv (1 Sv= $10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) (García-Lafuente et al., 2011). Notar que el flujo total (líneas de trazos) es igual en ambos modelos, como debe ser por razones obvias de continuidad. La razón última de la diferencia entre flujos entrantes (o salientes) entre el modelo anidador y el anidado es, obviamente, la mayor resolución espacial del último.

Esta circulación, aunque bastante estable, no está exenta de variabilidad a medio-largo término, mostrando ciclos estacionales e interanuales. La incorporación de este forzamiento y su variabilidad en el modelo oceánico se ha llevado a cabo mediante el anidamiento con el modelo



Página 6



"Mediterranean Forecasting System Toward Environmental Prediction" (MFSTEP, Demirov et al. (2003); <u>http://mfstep.bo.ingv.it/</u>), como se recoge en el IIGS. Es el sistema de oceanografía operacional de toda la cuenca Mediterránea puesto en marcha por el instituto Italiano de Geofísica y Vulcanología. El anidamiento da las condiciones de contorno de Temperatura/Salinidad/Corrientes (promedios diarios) de este modelo. La Figura 2, importada del IIGS, ilustra el buen funcionamiento y la mejora evidente en la dinámica del intercambio que

produce el downscaling del modelo oceánico implementado (ver pie de

2.2.- Forzamiento mareal

Figura 2).

El segundo de los forzamientos Q_{MAREAS} en la ecuación [1] también fue satisfactoriamente resuelto en el IIGS. La importancia de las mareas en ciertos lugares del Estrecho como el umbral de Camarinal es clave y llegan a explicar hasta el 80-90% de la variabilidad de las corrientes (Sánchez-Román et al, 2009, 2012). El forzamiento se introduce en el modelo imponiendo en sus contornos abiertos flujos barotrópicos mareales como suma de armónicos. Los armónicos proceden de un (LEGOS-POC/CLS, http://poc.obsmodelo global ver mip.fr/pages/research_topics/gravity_waves/waves.htm), de escala espacial mucho mayor que la de nuestro modelo forzado exclusivamente por el potencial generador de mareas. Los problemas técnicos del downscaling del modelo global al nuestro, que no son triviales en absoluto, fueron explicados en el IIGS y a él nos referimos.

El modelo incluye 8 constituyentes armónicas, 4 diurnas, 4 semidiurnas (K₁, O₁, Q₁, P₁, M₂, S₂, N₂, K₂) que explican casi por completo la variabilidad mareal. La Figura 3, traída del IIGS, muestra las cartas de marea de la constituyente dominante M₂ en el Estrecho a partir de datos simulados haciendo correr el modelo en modo barotrópico (integrado verticalmente). Reproducen correctamente todas las características de la onda de marea en la zona (comparar con las cartas publicadas en García-Lafuente et al. 1990) lo que valida tanto el forzamiento mareal en los contornos importado del modelo de mareas LEGOS-POC, como la respuesta local producida por el modelo y, por tanto, el propio modelo corriendo en modo barotrópico en estas frecuencias.



T ma



Figura 3: Mapas de co-amplitud (izquierda, en metros) y co-fase (derecha grados referidos al tránsito por el meridiano de Greenwich) para la constituyente M_2 deducida del modelo (modo barotrópico) implementado en SAMPA.

2.3.- Forzamiento subinercial. Parte 1: vientos

El término subinercial (*Q*_{SUBINERCIAL} en [1]) se refiere al forzamiento meteorológico/atmosférico de distintos agentes externos como presión, vientos o radiación solar. La presión atmosférica es particularmente importante en los flujos intercambiados por el Estrecho y plantea problemas no triviales que quedaron pendientes para ser abordados en el último año del proyecto. En la próxima Sección 3 se explican los avances y resultados obtenidos; aquí se comenta sólo el forzamiento del campo de vientos superficiales proveniente del modelo HIRLAM (Cats y Wolters, 1996) aplicado a la región Mediterránea a través de la cizalla superficial, y del que ya se habló con más detalle en el IIGS.

La Figura 4 muestra algunas mejoras evidentes que produce la inclusión de este agente externo. Presenta los resultados de salinidad superficial y corrientes superficiales el día 25 de Febrero de 2011, día inmerso en una secuencia de ponientes que, como es bien sabido, hace aflorar aguas subsuperficiales en las costas españolas de Alborán. Indicadores de este afloramiento son la temperatura o la salinidad superficiales, que deben disminuir o aumentar valores respectivamente, al llegar aguas subsuperficiales más frías (menos T) y más salinas (más S) a superficie. En el caso de la Figura 4 se ha usado la salinidad como trazador (ver pie de figura y comentarios más detallados en el IIGS).







Figura 4. Salinidad (izquierda) y velocidad superficial (m/s, derecha) predichos por el modelo el día 25 de Febrero de 2011 utilizando sólo $Q_{BAROCLINO}$ (fila superior), $Q_{BAROCLINO}$ + VIENTO (fila intermedia) y $Q_{BAROCLINO}$ + VIENTO + Q_{MAREAS} (fila inferior). La salinidad cerca de costa española del segundo panel izquierdo indica aguas afloradas que no son visibles en el panel superior forzado sólo por la parte baroclina. Es por tanto un efecto exclusivamente del viento que reproduce correctamente el modelo. La estructura superficial de las corrientes también cambia, mostrando la simulación con viento un giro de Alborán más desplazado hacia el Este, como corresponde a una situación de ponientes. Es interesante ver como la inclusión de la marea también modifica los resultados (paneles inferiores) que son más realistas ahora (afloramiento en las inmediaciones de Gibraltar en la costa española de Alborán) dando a entender que el modelo hace interactuar todas las escalas temporales, tal y como ocurre en la realidad.





2.4.- Interacción de escalas

El último punto revisado en el IIGS es el curioso y alentador resultado que reproduce el modelo oceánico en cuanto a la interacción de las distintas escalas temporales. Aunque, como ya se ha dicho, la ecuación [1] sugiere un modelo lineal al abordar el problema como un añadido lineal de forzamientos, la no linealidad de las ecuaciones hace que todas las escalas temporales interactúen (notar que cada forzamiento en [1] tiene una escala temporal bastante bien definida). Un ejemplo de tal interacción lo muestran los paneles inferiores de la Figura 4 en los que se aprecia cómo la inclusión del forzamiento mareal Q_{MAREAS} cambia visiblemente detalles de la respuesta del modelo, como la disminución general de la temperatura en el Mar de Alborán en las cercanías del Estrecho (su manifestación más visible es la intensificación del afloramiento costero frente a las costas de Estepona) o la suavización de las estructuras mesoscalares (giros) en Alborán. A medida que se ha ido añadiendo complejidad al modelo, esta interacción se ha ido haciendo más evidente e importante. Se volverá sobre estos aspectos en las secciones dedicadas a la validación del modelo.

3.- NUEVOS ADELANTOS EN LA SIMULACIÓN.

3.1.- Forzamiento subinercial

El siguiente forzamiento implementado en el modelo ha sido $Q_{SUBINERCIAL}$ que no es una tarea trivial. La razón es que el Estrecho de Gibraltar es extremadamente sensible a las variaciones de presión atmosférica sobre la cuenca Mediterránea (Candela et al., 1989; García-Lafuente et al., 2002) debido a la respuesta barométrica del nivel del mar. En forma breve, una alta presión (mayor que la media) empuja la superficie del mar hacia abajo (lo contrario ocurre con una baja presión) y la forma en que el nivel del mar Mediterráneo puede descender es expulsando agua por el Estrecho (lo contrario en caso de bajas presiones).





Este forzamiento tiene naturaleza remota y no es trivial incorporarlo a la dinámica del intercambio en un modelo cuyo dominio espacial no incluya toda la cuenca Mediterránea. No basta imponer la presión atmosférica sobre el dominio modelado pues una condición así estaría asumiendo implícitamente un contorno oriental del dominio rígido que impide flujos hacia el Este. Estaría obligando al nivel del mar a ajustarse a los cambios de presión en las dimensiones del dominio modelado, ignorando que parte de este ajuste tiene lugar internamente en la propia cuenca Mediterránea. En otras palabras, estaría sobredimensionando la respuesta subinercial ($Q_{SUBINERCIAL}$).



Figura 5.- Validación de la aproximación usada para estimar los flujos subinerciales a través del Estrecho de Gibraltar. En trazo oscuro se muestra el <u>transporte subinercial</u> <u>observado</u> en Espartel (sección más occidental del Estrecho, en los 6°W) tras filtrar para eliminar las fluctuaciones mareales. La estación de monitorización de Espartel se instaló en el marco de los proyectos INGRES (REN03-01618, CTM2006-02326, CTM2010-21229) financiados por el Plan Nacional de I+D+i. En trazo más claro se muestra las series producidas por el modelo oceánico durante el mismo periodo.

El problema se ha abordado importando los flujos subinerciales del modelo NivMar (Alvarez-Fanjul et al., 2001) utilizado por Puertos del Estado para la predicción de la marea meteorológica. NivMar es un modelo barotrópico que abarca toda la cuenca Mediterránea y parte de la Atlántica y que predice muy satisfactoriamente los flujos subinerciales a través del Estrecho forzados por las variaciones de presión sobre el





Mediterráneo (García-Lafuente et al., 2002). En los contornos abiertos del modelo oceánico se han impuesto los flujos subinerciales dados por NivMar y se ha dejado evolucionar el modelo, lo que permite la interacción no lineal entre esta nueva escala de variabilidad (típicamente 5-10 días) y el resto de escalas, en particular la mareal. La Figura 5 muestra que esta aproximación produce resultados muy satisfactorios.

3.2.- Forzamiento radiativo.

El modelo oceánico está forzado también por los flujos de energía a través de la superficie del mar. Reproduce bien el ciclo estacional (Figura 6) y también el diario, particularmente visible en zonas de baja actividad hidrodinámica (centros de los giros anticiclónicos del Mar de Alborán, ver animación SST.mp4 en el anexo de material multimedia).



Figura 6.- Panel superior: promedio espacial de la temperatura superficial del mar en la región indicada en el mapa (valores diarios), deducida de imágenes satélite (azul) y predicha por el modelo durante los periodos de HINDCAST hechos en 2011 (rojo). Panel inferior: valores horarios modelados en Octubre de 2011 ilustrando la oscilación diurna de la temperatura. No hay observaciones de suficiente resolución temporal para poder comparar con ellos.



<u>4.- VALIDACIÓN DEL MODELO: CAMPAÑAS DE</u> <u>VALIDACIÓN</u>

Una vez incluidos todos los forzamientos del modelo oceánico, se ha trabajado en modo HINDCAST (predicción pasada) durante el año 2011, cuando se desarrollaron sendas campañas de campo para recoger datos que pudieran utilizarse en la validación del modelo completo.

4.1.- Descripción de las campañas de toma de datos

A lo largo del año 2011 se llevaron a cabo dos campañas de toma de datos en la Bahía de Algeciras en dos épocas distintas del año a fin de validar los resultados del modelo. La elección de la Bahía para este programa experimental era obligada por estar SAMPA principalmente pensado para ser utilizado en ese lugar.

En las campañas participaron distintas instituciones que facilitaron el instrumental de medida necesario para llevarlas a cabo. Las instituciones implicadas fueron la propia Autoridad Portuaria (APBA), el Grupo de Puertos y Costas de la Universidad de Granada (UGR), el Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM), el Grupo de Oceanografía Física de la Universidad de Cádiz (UCA) y el Grupo de Oceanografía Física de la Universidad de Málaga (GOFIMA). La coordinación fue llevada por la APBA (Francisco Javier de los Santos Ramos) y los periodos escogidos para el despliegue de la instrumentación fueron la primavera de 2011 (Marzo-Junio 2011) y el otoño-invierno de ese mismo año (Octubre 2011-Febrero 2012).

La Figura 7 muestra la ubicación de las estaciones de medida en ambas campañas. Por diversas razones relacionadas con el funcionamiento de los instrumentos y la disponibilidad de la información, en el presente informe se ha hecho uso de los datos provenientes de las estaciones indicadas en la Tabla 1 solamente. De la campaña de primavera las estaciones analizadas han sido P1 (APBA), P3 y P4 (UGR), P5 (UCA) y U1 y U2 (GOFIMA). El instrumento de la estación P2 (IHM) funcionó incorrectamente y no ha proporcionado información válida. De la campaña de otoño solamente se ha procesado la información







Figura 7.- Mapa de la Bahía de Algeciras mostrando la posición de las distintas estaciones de muestreo (ver texto para nomenclatura). A la izquierda está el mapa de estaciones en la campaña de primavera de 2011, a la derecha el de la de otoño-invierno de 2011-12.

Las estaciones de observación se pueden clasificar en someras, como las P1, P3, P4 y P5 de la campaña de primavera (profundidades menores de 40 metros) y profundas, como las estaciones U1 y U2 de la campaña de primavera o las U1 y U3 de la de otoño-invierno (profundidades en torno a los 100 metros).

El diseño instrumental para estaciones de uno u otro tipo es diferente. Las estaciones poco profundas contienen un único instrumento de medida, el perfilador de corrientes (ADP en lo sucesivo) AWAC de la casa NORTEK que perfila corrientes en capas superficiales mediante efecto Doppler. Lleva incorporado sensores de temperatura y presión por lo que se dispone de información de estas variables también. El





Página 15

ADP va alojado en un trípode construido a tal efecto y el conjunto se instala en la posición elegida en el fondo del mar por un equipo de buzos, ya que la profundidad lo permite. Las estaciones más profundas tienen un diseño más complejo típico de las líneas de fondeo usadas en investigación oceanográfica (ver esquema en Figura 8). Constan de una boya de cabecera, que proporciona la flotabilidad al conjunto, en la que va embebido el ADP (marca CONTINENTAL de la casa NORTEK) y una antena emisora por satélite para localización en caso de emergencia, un sensor CT de temperatura/salinidad tipo SEACAT de SEABIRD y un liberador acústico para despegar la línea del fondo. El ADP lleva sensores de presión y temperatura. Este último es poco preciso y tiene mucha inercia térmica, por lo que no se ha usado la temperatura de este instrumento sino la mucha más precisa del SEACAT.



Figura 8.- Esquema de la línea profunda (estaciones U1, U2 y U3 de GOFIMA) desplegada sobre los 100 metros de profundidad. Las distancias entre los diferentes ítems están indicadas. Se puede ver que la cabecera de la línea queda a unos 10 metros por encima del fondo del mar de modo que la columna de agua queda muestreada a partir de esta profundidad, a la que hay que añadir unos 2 metros por "blanking" del ADP (intervalo ciego).





Comentar que los datos recogidos por los instrumentos de GOFIMA en la campaña de primavera de 2011 (estaciones U1 y U2 en la Figura 8 izquierda o estaciones U1J y U2J en Tabla 1) fueron procesados y analizados en la segunda parte del IIGS presentado en Octubre de 2011. En esa fecha se estaba concluyendo la implementación del modelo por lo que no se pudo hacer con ellos ningún ejercicio de calibración/validación como el que se presenta aquí.

Tabla 1. Información sobre las estaciones de muestreo utilizadas para la validación del modelo durante las campañas de primavera y otoño-invierno de 2011. La última columna da información sobre el número de niveles resuelto satisfactoriamente por los diferentes ADPs.

Nombre Estación	Instrumento	Posición		Prof. (m)	Periodo		Intervalo	Observ.
		Latitud	Longitud		inicio	fin	(min)	
P1J	ADP-AWAC	36°07.28'N	5°25.21'W	35	29.04.11	22.06.11	20	15 niveles
P3J	ADP-AWAC	36°10.40'N	5°23.13'W	26	29.04.11	23.06.11	20	13 niveles
P4J	ADP-AWAC	36°09.51N	5°22.30'W	25	29.04.11	22.06.11	20	13 niveles
P5J	ADP-AWAC	36°04.33'N	5°25.05'W	29	29.04.11	23.06.11	20	25 niveles
U1J	ADP-CONT. + CT	36°05.53'N	5°23.66'W	94(ADP) 97(CT)	29.03.11 29.03.11	07.06.11 07.06.11	30(ADP) 1(CT)	ADP: 16 niveles
U2J	ADP-CONT. + CT	36°08.32'N	5°24.31'W	106(ADP) 109(CT)	29.03.11 29.03.11	07.06.11 07.06.11	30(ADP) 1(CT)	ADP: 19 niveles
U1N	ADP-CONT.	36°05.53'N	5°23.66'W	92	06.10.11	27.02.12	3	16 niveles
U3N	ADP-CONT. + CT	36°09.14'N	5°22.75'W	94(ADP)	06.10.11	15.11.11	3(ADP) 2(CT)	ADP: 16 niveles

4.2.- Observaciones versus simulaciones.

Las observaciones recogidas en las estaciones mostradas en la Tabla 1, todas ellas dentro de la Bahía de Algeciras, se comparan a continuación con los datos simulados por el modelo. Para ello el modelo ha realizado el HINDCAST durante los distintos periodos de observación de 2011 con todos los forzamientos indicados en la ecuación [1] incluidos, y se han escogido los puntos de malla del modelo más próximos a las estaciones de observación para extraer en ellos las correspondientes series temporales a fin de contrastarlas con las observaciones.



Se deben tener en cuenta dos hechos; el primero es que los puntos de malla no coinciden exactamente con las estaciones; en el peor de los casos punto de malla y estación distan unos 150 metros, en general bastante menos. Aun así, la batimetría pronunciada en ciertos lugares de la Bahía hace que el fondo cambie más de lo deseado y eso puede inducir diferencias entre ambas series de tiempo. En segundo lugar, muchos de los detalles topográficos de la configuración actual de la Bahía no están incluidos en la geometría del modelo por ser sus dimensiones inferiores a la resolución espacial del mismo. El ejemplo más obvio es el muelle exento de la dársena de Isla Verde donde se instaló la estación P1 (ver Figura 7): es evidente que las corrientes medidas en ese lugar están totalmente condicionadas por esa infraestructura que las orienta a lo largo del eje del canal. Por ello deben ser comparadas con cautela con los valores numéricos en su punto de malla asociado, que no tiene información sobre ese dique. En general, los efectos de contorno en las zonas menos profundas de la bahía derivados de la presencia de estructuras portuarias no resueltas por el modelo pueden ser fuente de discrepancias.

La comparación modelo/observaciones se va a realizar para dos escalas temporales y procesos diferentes: el primero afecta a la dinámica mareal que, dada su naturaleza periódica, permite hacer comparaciones en términos de constantes armónicas de las constituyentes dominantes, en particular de M2. El segundo de ellos se refiere a la llamada dinámica subinercial que abarca frecuencias inferiores a las de marea la cual, para facilitar la comparación, ha sido filtrada previamente. El origen de esta dinámica es básicamente meteorológico.

El primero de los escenarios de comparación, el mareal, está a su vez dividido en dos apartados, uno que contempla los aspectos ligados a la marea barotrópica, cuya manifestación más conocida es la oscilación periódica regular del nivel del mar, y otro que se centra en la marea interna o baroclina cuyo origen es la interacción de la marea barotrópica con la topografía en un fluido estratificado. Indicar que estos fenómenos internos son más complejos de reproducir numéricamente y representan un test mucho más riguroso que el de la parte barotrópica ya que su reproducción implica la correcta modelización de tres contribuciones: la marea barotrópica, la estratificación y la batimetría. El reto numérico es modelar correctamente la interacción entre ellas.





4.3.- Escala mareal: Marea barotrópica

4.3.1 Nivel del mar

La expresión por excelencia de la marea barotrópica es la oscilación del nivel del mar. Las series de presión recogidas por los ADPs ha sido sometidas al análisis armónico escalar convencional (Foreman, 1977; Pawlowicz y Lentz, 2002) para obtener las correspondientes constantes armónicas. Aunque los ADPs no están en superficie, la oscilación del nivel del mar está correctamente registrada debido al comportamiento hidrostático de la presión en esta escala temporal. La Tabla 2 muestra los resultados en las distintas estaciones de muestreo y puntos de malla asociados.

Tabla 2 Comparación de las o	constantes armónic	as de las constituy	yentes M2 y S2 c	del nivel del
mar deducidas de observacio	nes (primeras dos	columnas) y pro	onosticadas por	el modelo
(últimas dos columnas). Los no	mbres de las estacio	ones son los recog	jidos en la Tabla	1.

Nombre	OBSER\	ACIONES	MODELO			
estación	Amplitud (cm)	Fase (grados)	Amplitud (cm)	Fase (grados)		
P1J M2	32.6 ± 0.5	49.0 ± 1.0	28.2 ± 0.4	50.0 ± 1.0		
S2	11.0 ± 0.5	77.5 <u>+</u> 3.0	10.4 ± 0.4	69.6 ± 2.0		
P3J M2	33.3 ± 0.7	49.0 ± 1.5	29.4 ± 0.5	50.5 ± 1.0		
S2	11.0 ± 0.7	79.0 ± 4.0	10.6 ± 0.5	72.0 ± 2.5		
P4J M2	32.4 ± 1.2	54.5 ± 2.0	29.1 ± 0.4	50.0 ± 1.0		
S2	10.7 ± 1.2	86.0 ± 8.0	10.7 ± 0.4	71.0 ± 2.5		
P5J M2	32.0 ± 0.5	46.0 ± 1.0	27.6 ± 0.4	50.0 ± 1.0		
S2	11.0 ± 0.5	73.5 ± 3.0	10.5 ± 0.4	67.0 ± 2.0		
U1J M2	29.5 ± 0.3	47.0 ± 1.0	27.5 ± 0.4	50.5 ± 1.0		
S2	10.3 ± 0.3	72.5 ± 2.0	10.3 ± 0.4	68.5 ± 2.0		
U2J M2	30.4 ± 0.3	47.5 ± 1.0	28.6 ± 0.4	50.5 ± 1.0		
S2	10.7 ± 0.3	73.0 ± 2.0	10.5 ± 0.4	70.5 ± 2.0		
U1N M2	29.0 ± 0.4	49.0 ± 1.0	27.1 ± 0.6	50.0 ± 1.0		
S2	11.2 ± 0.4	69.0 ± 2.5	10.5 ± 0.6	67.1 ± 2.0		
U3N M2	30.2 ± 0.4	49.5 ± 1.0	28.4 ± 0.6	48.5 ± 1.5		
S2	11.2 ± 0.4	67.0 <u>+</u> 1.5	11.1 ± 0.6	69.5 ± 3.0		





Se han analizado solamente las constituyentes principal lunar M2 y solar S2, porque entre ambas dan cuenta de la mayor parte de la variabilidad del nivel del mar y del conocido ciclo de mareas vivas/muertas, cuya periodicidad quincenal coincide con las fases de luna llena y nueva.

Las amplitudes observadas de la constituyente principal M2 son siempre un poco mayores que las modeladas, unos 2 cm en las estaciones profundas (estaciones "U"), y algo mayores, unos 4 cm, en las estaciones someras (estaciones "P"). Cuando se tiene en cuenta el intervalo de error en el cálculo de las mismas, la diferencia porcentual mínima entre observaciones y modelo es siempre inferior al 5% en las estaciones profundas y entre el 5% y el 11% en las someras. Respecto a las fases¹, en la mitad de las estaciones (i.e., P1J, P3J, U1N y U3N) la dada por el modelo coincide con la observada dentro del intervalo de error y en las otras 4 estaciones la mínima diferencia por la que quedan fuera de dicho intervalo es apenas 1 grado, que traducido a tiempo para la frecuencia de M2 significa un error inferior a 3 minutos en la hora de ocurrencia de la pleamar.

Los resultados para la constituyente S2 son aún mejores. Las amplitudes dadas por un conjunto y otro de datos son las mismas en todas las estaciones dentro del margen de error y lo mismo ocurre con las fases en las estaciones profundas (estaciones "U"). En las superficiales la fase de S2 es unos 8 grados menor en el modelo (que se reduce a menos de 5 grados si se considera la mínima diferencia entre ambas dentro del margen de error).

Para ver las implicaciones de esta diferencia aparentemente alta en las fases de S2 hay que recordar el significado físico de ella. Tiene que ver con el retraso con que ocurre la marea viva más intensa tras la luna llena o luna nueva, un concepto denominado "edad de la marea" (del inglés "age of the tide", Garrett y Munk, 1971): en la mayor parte del océano la mayor pleamar del ciclo quincenal mareas vivas/muertas no ocurre el mismo día de luna llena o luna nueva sino aproximadamente 1-2 días después. El retraso exacto viene dado por el cociente entre la diferencia de fases de M2 y S2 y la diferencia de frecuencias, $(\varphi_{S2}-\varphi_{M2})/(f_{S2}-f_{M2})$. El denominador de esta expresión es 2.82 10^{-3} ciclos/hora o 24.3

¹ Recordar que el significado físico de la fase se puede relacionar con el momento en que ocurre la pleamar





grados/día. En las estaciones poco profundas en las que existe la discrepancia de fases de S2 entre modelo y observaciones, la edad de la marea oscila entre 27-30 horas para las observaciones y 17–21 horas para el modelo. Considerando que el ciclo marea viva/muerta tiene una periodicidad de 14.8 días = 355 horas, esa falta de acuerdo entre un conjunto de datos y otros apenas representa un error del 2%. En ambos casos, la edad de la marea es del orden de 1 día y si se considera el error con el que se debe hacer el cálculo, la edad resulta ser la misma.

De lo anterior se concluye que la comparación datos observaciones es muy satisfactoria y más aún en las estaciones profundas. No obstante el hecho de que la diferencia de amplitud de M2 y la edad de las mareas se vean acrecentadas en las estaciones poco profundas podría estar indicando una parametrización deficiente del coeficiente de fricción con el fondo en el modelo. Sería un punto a investigar en el futuro que no se aborda ahora porque, a la vista de la información de la Tabla 2, se considera que la comparación es muy satisfactoria.

4.3.2.- Corrientes barotrópicas

Menos conocidas aunque directamente relacionadas con la oscilación vertical del nivel del mar son las corrientes barotrópicas que se estiman en la práctica como el promedio vertical de la velocidad horizontal. En la escala temporal de las mareas, la corriente barotrópica es responsable de llevar y retirar el volumen de agua necesario para hacer que el nivel del mar ascienda y descienda.

La relación entre el nivel del mar y estas corrientes depende de la naturaleza de la onda mareal. Para ondas progresivas, el máximo de nivel coincide con el máximo de corriente barotrópica que apunta en ese momento en la dirección de propagación de la onda. Es la situación usual en océano abierto donde la marea se comporta como una onda Kelvin progresiva. El análisis armónico de datos que produzca una onda de este tipo debe dar los mismos valores de fase para la oscilación de la superficie y para la amplitud de corriente barotrópica. Para ondas estacionarias, la corriente precede un cuarto de ciclo al nivel pues ésta es nula en la pleamar y máxima en el momento en que la superficie del mar pasa por su nivel medio. Es la situación usual en las proximidades de costa y en los mares semi-cerrados de pequeñas dimensiones como





el Mar Mediterráneo. Es también la situación en el Estrecho de Gibraltar donde la marea semidiurna tiene un carácter estacionario (García Lafuente et al., 1990) por lo que las fases de la corriente barotrópica y el nivel del mar deben diferir 90 grados, la primera adelantando a la segunda.

Las series temporales de corrientes barotrópicas estimadas a partir de las observaciones y de los datos del modelo han sido analizadas usando el programa de análisis armónico vectorial convencional (Foreman, 1978; Pawlowicz y Lentz, 2002). Este análisis vectorial da más parámetros que el escalar pues debe orientar espacialmente la elipse de corriente, indicar su excentricidad (relación entre ejes de la elipse) y el sentido de rotación del vector de corrientes (signo del semieje menor), además de la fase. Todos estos parámetros con sus errores en la estima están indicados en la Tabla 3.

Tabla 3.- Comparación de las constantes armónicas de corriente para la constituyente M2 obtenida de las observaciones en las distintas estaciones (bloque de la izquierda) y del modelo en el punto de malla asociado (bloque de la derecha). La información sobre las estaciones está en la Tabla 1. El significado de los símbolos/letras en la cabecera es: A es el semieje mayor de la elipse, a es el semieje menor (negativo para sentido de giro horario), θ es la inclinación de la elipse referida al Este y ϕ es la fase, ambas medidas en grados. El símbolo de % indica el porcentaje de varianza de la velocidad (barotrópica) promediada verticalmente que es explicada por la marea.

Nombre estación	OBSERVACIONES					MODELO				
	A(cm/s)	a(cm/s)	θ (grd)	φ(grd)	%	A(cm/s)	a(cm/s)	θ (grd)	φ(grd)	%
P1J	19.5±3.7	0.0±1.0	83±2	321±11	51.6	16.3±1.9	1.0±1.0	94±2	321±7	50.6
P3J	3.3±1.4	0.1±0.2	106±12	344±14	23.5	5.1±0.9	0.8±0.5	133±6	351±12	54.5
P4J	8.5±1.5	-0.1±1.0	113±7	340±10	47.9	7.7±0.9	-1.4±0.5	101±6	315±10	59.6
P5J	12.6±4.2	-1.7±2.0	67±11	360±20	44.6	4.8±1.4	1.2±2.0	41±20	73±19	47.9
U1J	9.1±1.7	-2.1±1.7	118±8	350±12	49.3	4.6±0.7	-0.6±0.5	152±14	314±9	46.8
U2J	4.2±0.8	-1.0±0.8	71±7	319±12	38.0	4.3±0.6	0.4±0.6	74±5	329±8	54.1
U1N	5.4±1.6	-0.4±2.0	150±26	313±17	37.7	4.3±1.1	1.3±2.0	148±25	289±18	46.5
U3N	3.0±0.9	-1.2±1.0	118±17	320±22	41.2	4.6±0.9	-1.5±1.0	133±9	301±9	65.3





En tanto que la oscilación mareal explica usualmente más del 95% de la variabilidad del nivel del mar, las mareas explican fracciones mucho menores de la variabilidad de la corriente barotrópica debido a que sobre éstas influyen otros mecanismos no deterministas de importancia similar o mayor que el de las mareas. Esta circunstancia es también la razón de que los errores con que quedan determinadas las constantes armónicas sean sensiblemente mayores.

En la Tabla 3 se dan los porcentajes de varianza explicados que son efectivamente mucho menores que en el caso de la marea vertical tanto en las observaciones como en los datos modelados. Para las primeras la varianza explicada es de un 35-50% (excepto en P3 donde el porcentaje es bastante menor) y para los segundos de un 45-60%, algo mayores pero en buen acuerdo con las observaciones.

Las constantes armónicas (semieje mayor, A, menor, a, inclinación de la elipse, θ , y fase, ϕ) deducidas de uno y otro conjunto de datos coinciden dentro del intervalo de error excepto en las estaciones P5J y U1J en las que las observaciones devuelven valores bastante mayores. Las fases en ambos conjuntos de datos tienen los valores esperados para ondas estacionarias: si, para M2, la oscilación del mar tiene 50 grados de fase (Tabla 2), la corriente barotrópica debe tener 320 grados (90 grados menos, en cuadratura adelantando al nivel). Dentro del error en la estima, las fases en ambos conjuntos de datos son claramente compatibles con ese valor², lo que por un lado ratifica la consistencia de las observaciones y por otro indica que el modelo está captando correctamente la física subyacente.

4.4.- Escala mareal: Marea interna

La interacción de la corriente de marea barotrópica con la topografía en un fluido estratificado origina esta perturbación interna que se puede propagar muchos kilómetros desde su lugar de generación. En este informe nos centramos en comparar las huellas locales que deja la

² Debe comentarse aquí que la forma simple en que se estima la corriente barotrópica (como promedio vertical) es solamente una aproximación a su valor. Tal estima no incluye correctamente los efectos de fricción con el fondo que en la Bahía son importantes.





marea interna en un punto dado tanto en las observaciones (estaciones de muestreo) como en los puntos de malla asociados (modelo).

Esas huellas son de dos tipos: por un lado están las oscilaciones de las superficies internas que hacen que, localmente, los valores de temperatura y salinidad cambien con periodicidad mareal. Por otro lado, las corrientes tienen estructura vertical o baroclina (dependen de la profundidad) para permitir la propagación de la marea interna. Estas corrientes deben cambiar también con esa misma periodicidad. Ambas huellas se analizan a continuación.

4.4.1.- Oscilaciones internas.

Si, como es usual en el Mediterráneo, la temperatura disminuye y la salinidad aumenta con la profundidad, el paso de la cresta de una onda interna por un punto dado debe quedar reflejado por la bajada local de la temperatura (aguas más frías) y la subida simultánea de la salinidad (aguas más salinas). Lo contrario cuando pase el valle de la onda. El análisis armónico de series locales de temperatura y salinidad deberán reflejar esa huella si realmente existe marea interna. La Tabla 4 indica claramente que esa señal existe tanto en las observaciones como en los datos y que ambos conjuntos de datos están dando los mismos valores dentro del intervalo de error.

La estación P1J no figura en la Tabla debido a su localización especial en el canal del dique exento. Allí está fuera del alcance de la dinámica interna y la varianza explicada es básicamente nula. De hecho puede verse que en todas las estaciones someras ("estaciones P") la varianza explicada es muy pequeña lo cual es lógico y esperable porque las oscilaciones internas tienen su mayor manifestación en la profundidad de la picnoclina, que se ubica por debajo del fondo en las estaciones someras, y decae hacia la superficie donde la oscilación es indetectable. En otras palabras, la marea interna apenas llega a las estaciones someras. Es interesante comprobar que, en esencia, este mismo resultado es obtenido por los datos modelados.

En las estaciones profundas (estaciones "U") el acuerdo es muy satisfactorio tanto en el tamaño de la amplitud (indicativo de que el modelo captura correctamente la estratificación en el interior de la Bahía) como en el valor medio. La varianza explicada por la marea





interna en las series observadas y modeladas crece notablemente hasta situarse en torno al 30-50% en ambos conjuntos de datos, aunque es en promedio un poco mayor en las observaciones.

Tabla 4.- Constantes armónicas de las fluctuaciones de temperatura y salinidad para la constituyente M2 obtenidas de las observaciones y de los datos modelados. Están relacionadas con la presencia de marea interna (baroclina) y son todas significativas al nivel del 95% de significancia. Las estaciones son las indicadas en la Tabla 1, A es la amplitud (°C o PSU, según el tipo de serie, lo que está indicado en la columna #1), ϕ es la fase y % el porcentaje de varianza explicada. También se indica el valor medio.

Nombre	(OBSERVAC	CIONES	MODELO				
estación	Media	А	φ(grd)	%	Media	А	φ(grd)	%
P3J Temp	16.3	0.53±0.13	94±14	26.4	16.9	0.36±0.05	101±9	7.8
P4J Temp	(*)	0.43±0.13	70±17	22.2	16.7	0.50±0.06	53±7	11.4
P5J Temp	16.5	0.19±0.08	350±23	11.1	16.8	0.11±0.03	26±14	5.8
U1J Temp	13.9	0.26±0.04	24±8	39.7	14.4	0.24±0.04	16±8	20.9
U1J Salin	37.9	0.13±0.02	205±8	37.3	37.7	0.12±0.02	202±7	25.4
U2J Temp	13.9	0.44±0.08	35±11	50.4	14.2	0.50±0.08	20±9	40.8
U2J Salin	38.0	0.20±0.04	216±11	47.9	37.9	0.24±0.04	206±9	47.4
U3N Temp	14.2	0.48±0.12	357±14	45.5	14.2	0.39±0.10	26±14	38.3
U3N Salin	38	0.17±0.04	183±15	47.0	37.9	0.15±0.03	210±12	37.1

(*) El valor medio medio por este instrumento fue 8.8°C, que es malo, lo que hace sospechosa toda la información. Sin embargo las fluctuaciones de temperatura registradas son coherentes en tamaño y tiempo con las de estaciones vecinas, en concreto con las de P3, lo que sugiere un buen comportamiento del instrumento pero un error en su calibración (temperatura de referencia). Por esa razón se incluyen las constantes armónicas, aunque deban ser consideradas con cierta cautela.

4.4.2.- Corrientes baroclinas

La característica fundamental de este tipo de corrientes es su dependencia con la profundidad de modo que las tablas no son la mejor herramienta para condensar la información. Es preferible el uso de gráficas (Figuras 9 a 16).

Se presenta únicamente la información relativa a la constituyente M2 que es la más importante. Dicha información consiste en los semiejes de las elipses de marea, su orientación y fase y se presentan en la misma gráfica las constantes armónicas deducidas de las observaciones y las





modeladas. Puede que la profundidad de ambos puntos no coincida por lo que la extensión vertical de uno y otro conjunto de datos es diferente.



Figura 9.- Resultados del análisis armónico vectorial de la corriente para la constituyente M2 en función de la profundidad en la estación P1J. El panel superior izquierdo da el semieje mayor de la elipse, siempre positivo (m s⁻¹). El panel superior derecho da el semieje menor (m s⁻¹), que puede ser positivo o negativo según el sentido de rotación del vector velocidad (negativo = horario; positivo = antihorario). El panel inferior izquierdo da la orientación de la elipse referida al Este (0 grados= Este, 90 grados=Norte, etc.) y el inferior derecha da la fase referida al tránsito de la luna por Greenwich. En todos los paneles la línea continua da el valor obtenido en el análisis y las discontinuas indican el error en la estimación.

La Figura 9 muestra los resultados en la estación P1J donde se indicó anteriormente que la marea interna era inexistente. Por ello los distintos paneles muestran una estructura vertical pobre dando a entender que la corriente es más bien barotrópica, excepto por el conocido efecto de disminución de velocidad hacia el fondo debido a la fricción con él. En realidad, esta escasa importancia de la marea baroclina en P1J es





extensiva al resto de estaciones someras como puede verse en las Figuras 10 a 12. Por ejemplo, en P3J (Figura 10) la amplitud de la corriente de marea observada apenas llega a los 5 cm s⁻¹ (el modelo indica velocidades del mismo orden) con lo cual la señal es realmente débil. Aun así sorprende el buen acuerdo de las orientaciones y fases observadas en los paneles inferiores.



Figura 10.- Mismo que Figura 9 para la estación P3J.

Respecto a los otros dos puntos someros, modelo y observaciones tienden a coincidir bien en la estación P4J, no tanto en la P5J. Debe indicarse aquí que una de las manifestaciones más características de la marea baroclina en el análisis de registros de corriente es el rápido cambio de fase con la profundidad que suele ocurrir en las inmediaciones de la picnoclina (cuando, como es usual, la marea interna está dominada por el primer modo interno). En las estaciones P3J y P4J (Figuras 10 y 11), el modelo tiende a detectar una ligera marea interna que no se observa en los datos. Sin embargo la escasa importancia que tiene la componente mareal (semieje mayor) en ambas estaciones, en



particular en P3J, hace que esta señal -caso de ser ese su origen- sea poco indicativa. Lo que fundamentalmente confirman las Figuras 9 a 12 (estaciones someras) es el resultado ya adelantado al analizar las oscilaciones internas: la marea interna es despreciable en estas estaciones, resultado confirmado tanto por las observaciones como por los datos modelados.



Figura 11.- Mismo que Figura 9 para la estación P4J.

En la estación P5J (Figura 12) la correspondencia entre los datos observados y modelados es deficiente: el modelo da valores menores que las observaciones las cuales tienden a mostrar más del doble de amplitud. Otro tanto ocurre con el semieje menor que es claramente negativo (giro horario) frente al modelo que da amplitudes algo inferiores pero positivas (giro antihorario). La orientación de las corrientes observadas es muy constante con la profundidad en tanto que las modeladas van girando horariamente de fondo, donde tienen orientación NO, a superficie donde apuntan en dirección NE. El punto de mayor desacuerdo sería la fase que da valores casi en cuadratura



entre ambos conjunto de datos. Dado el satisfactorio acuerdo obtenido en las otras estaciones someras y el mejor aún en las profundas (ver Figuras 13 a 16) esta discrepancia es difícil de explicar salvo que se deba a la posición tan especial del punto en la misma boca de la Bahía.



Figura 12.- Mismo que Figura 9 para la estación P5J.

El acuerdo en las estaciones profundas es muy satisfactorio (Figuras 13 a 16). Lo es en especial la rápida variación de fase en ambos conjuntos de medidas en el mismo rango de profundidades (este cambio es típico de la existencia de marea interna) porque ello indica que la dinámica interna está muy bien modelada. Conviene recordar que su buena modelación implica la correcta representación de la estratificación (campo de densidad), de la batimetría y del forzamiento barotrópico mareal. Y de su interacción. Por ello, el buen acuerdo entre modelo y observaciones en esta ocasión es una validación más robusta que la deducida de los indicadores externos barotrópicos de marea (oscilación de nivel, corriente barotrópica) llevada a cabo en la sección anterior.





ANALISIS ARMÓNICO en U1J





ANALISIS ARMÓNICO en U2J









Figura 15.- Mismo que Figura 9 para la estación U1N









4.4.3.- Resumen y conclusiones de la validación en la escala mareal.

La capacidad que muestra el modelo para reproducir la dinámica mareal es realmente buena. Debe tenerse en cuenta que el forzamiento mareal viene impuesto por condiciones de contorno en lugares que distan más de 200 km de la región de estudio (ver Figura 1) y que el Estrecho de Gibraltar es una de las regiones del planeta donde se dan los mayores gradientes locales de amplitud y fase de constantes armónicas. Hay un problema añadido y es la pequeñez de la marea astronómica en el Mediterráneo, que lleva implícito una mayor incertidumbre relativa en las amplitudes de las constantes armónicas. Aun así, la Figura 3 indica que el modelo reproduce bien la oscilación mareal en el Estrecho. Quedaba pendiente comprobar que esta fidelidad era extensible a la subregión de interés (Bahía de Algeciras) y, más importante aún, si el modelo era capaz de reproducir la dinámica de la marea interna.

La Tabla 2 indica que existe muy buen acuerdo entre la marea vertical (barotrópica, oscilación del nivel) observada y predicha por el modelo, con una amplitud ligeramente inferior en éste y un muy buen acuerdo de fase (la estación P5J escapa un poco a esta valoración tan positiva).

El análisis de la marea interna que, hay que recordarlo, es totalmente generada por el modelo a través de la interacción marea barotrópicatopografía, indica un acuerdo realmente bueno, más teniendo en cuenta el carácter intermitente de la marea interna. La comparación se ha llevado a cabo usando dos conjuntos de datos independientes: registros tomados de temperatura/salinidad que permiten seguir la evolución de las superficies internas (Tabla 4) y corrientes de marea (Figuras 9 a 16). En cuanto a los primeros, el acuerdo entre los dos conjuntos de datos es total dentro del intervalo de error. Las segundas muestran muy buen acuerdo en las estaciones profundas y menor, aunque satisfactorio, en las costeras, de apenas 20-30 m de profundidad. No es de extrañar este desacuerdo dado que la señal de marea interna se debilita cuando la columna de agua se estrecha y desaparece la estratificación.

Como conclusión, se puede afirmar que el modelo oceánico de SAMPA reproduce muy satisfactoriamente la dinámica mareal en todos sus aspectos y en toda la Bahía (con excepción de la estación P5J donde el acuerdo es algo menor)





4.5.- Escala subinercial

La segunda y última escala temporal en la que se van a comparar modelo y datos es la subinercial, cuyas frecuencias están por debajo de las mareas, típicamente las correspondientes a 3-10 días de periodo que es el del paso de sistemas atmosféricos responsables de la variabilidad en esta banda. En primer lugar se realiza la comparación entre modelo y observaciones (Sección 4.5.1) para discutir después algunos aspectos sobre el forzamiento meteorológico (Sección 4.5.2) y resumir los aspectos más relevantes de este análisis subinercial en una última Sección 4.5.3.

4.5.1.- Comparación modelo-observaciones

Los resultados se presentan como contornos de velocidades, separando componentes zonal y meridional. No se presentan resultados en la estación P1J por la fuerte restricción topográfica que impone el muelle exento de Isla Verde al flujo que ha de ir en una dirección total nortesur y que no tiene por qué ser seguida por los datos modelados que no están sometidos a esta restricción.

La Figura 18 muestra los resultados en la estación P3J. No sólo en ella si no en todas las estaciones, el rango de las fluctuaciones de velocidad subinercial está correctamente capturado por el modelo. En general las velocidades en uno y otro conjunto de datos son menores de 10 cm/s con una tendencia a cambiar de signo que no sigue un patrón temporal definido. La corriente zonal en P3J tiene valores negativos en la capa próxima al fondo en ambos conjuntos de datos. En superficie el acuerdo no es tan bueno, aunque el rango y cadencia temporal de las fluctuaciones es similar en ambos casos. Algo parecido ocurre con la componente meridional, menor que la zonal (< 2 cm/s) como cabe esperar de su ubicación próxima al contorno Norte de la Bahía. Esta componente alterna valores positivos y negativos de forma semejante en los dos conjuntos de datos.

Las dos primeras celdas del ADP se han eliminado por presentar valores considerablemente mayores que el resto de celdas. Ello impedía





ver detalles en el interior debido al ajuste automático de la escala de color. En un principio se pensó que estos valores de las celdas superiores eran producto de falsos ecos del ADP y se desecharon pero con posterioridad se observó que respondían a los vientos superficiales y se han tenido en cuenta (ver Sección 4.5.2 y Figura 25).



Figura 18.- Contornos de la velocidad horizontal en función de la profundidad y el tiempo en la estación P3J. Los dos paneles superiores son observaciones (prescindiendo de los dos niveles de medida más superficiales) y los dos inferiores son las velocidades modeladas en el punto de malla asociado.

La componente zonal de observaciones en P4J (Figura 19) se aprecia



mal debido al evento de velocidad alta observado el 25 de Mayo que comprime la escala de color e impide ver detalles en el interior. La similitud es mayor que la sugerida por los colores aunque el modelo no reproduce con la misma intensidad el episodio observado de alta velocidad. De hecho da la misma importancia a este suceso y a otro anterior del 15 de Mayo el cual apenas tiene reflejo en las observaciones aunque haya indicios de su ocurrencia. El rango de fluctuaciones de la componente meridional es bastante menor que el de la zonal, hecho que queda bien recogido en el modelo.



Figura 19.- Mismo que Figura 18 para la estación P4J.







Figura 20.- Mismo que Figura 18 para la estación P5J.

La Figura 20 muestra los resultados en la estación P5J. Los eventos de intensificación superficial de velocidad zonal en las observaciones sobre el 3-4 de Mayo y el 12 de Junio se aprecian en la simulación. La tendencia a que las velocidades sean negativas también es recogida por el modelo pero las fluctuaciones de velocidad no van muy en fase. Notar sin embargo que el tamaño de las fluctuaciones está correctamente recogido en el modelo.







Figura 21.- Mismo que Figura 18 para la estación U1J.

Las Figuras 21 y 22 presentan los resultados para las estaciones profundas U1J y U2J respectivamente durante la primera campaña en primavera. En el caso de U2J (Figura 22) se han eliminado de nuevo las celdas más superficiales por existir en ellas un considerable aumento de la velocidad en una secuencia de eventos que hacía perder detalle en el interior. El acuerdo en la componente zonal de la velocidad en ambos conjuntos de datos es muy satisfactorio tanto en el rango como en la cadencia temporal de las fluctuaciones. En el caso de U2J este buen





acuerdo es extensivo a la velocidad meridional (Figura 22) pero no lo es tanto en el caso de U1J (Figura 21).



Figura 22.- Mismo que Figura 18 para la estación U2J.

Finalmente, las Figuras 23 y 24 vuelven a mostrar los resultados para las estaciones profundas U1N y U3N durante la campaña de otoño. El acuerdo que se observa en la estación U1N (Figura 23) es bueno en la componente zonal de la velocidad (notar que las observaciones comienzan a unos 16 m de profundidad) y algo menor en la



componente meridional para la que el modelo tiende a dar velocidades negativas con más frecuencia de lo que se observa. La comparación en la estación U3N (Figura 24) mantiene un buen acuerdo para ambas componentes, aunque la similitud de la componente zonal es algo menor que durante la campaña de primavera en esta misma estación (cf. Figura 22).



Figura 23.- Mismo que Figura 18 para la estación U1N.







Figura 24.- Mismo que Figura 18 para la estación U3N.

4.5.2.- Las observaciones superficiales y el forzamiento de vientos.

Al presentar los contornos de las observaciones en la sección anterior en algunas estaciones se prescindía de la información recogida en las celdas más superficiales (ver por ejemplo estación P3J en la Figura 18). Se actuaba así porque estas celdas podrían estar contaminadas por el eco que produce la superficie en la señal que registra el ADP.





Desde el punto de vista de la validación del modelo saber si estas observaciones superficiales del ADP son correctas o no tiene mucha importancia porque es precisamente en esas celdas donde las discrepancias modelo-observaciones son mayores. Un test cualitativo rápido (ver Figura 25) indica que las observaciones superficiales del ADP, aun cuando pudieran estar algo contaminadas por los ecos de la superficie, siguen una relación causa-efecto indiscutible lo que estaría indicando que dichas observaciones son esencialmente correctas.



Figura 25.- Panel superior: vientos en la posición 36°9′N, 5°.0′W (a unos 20 km al Este de la Bahía de Algeciras) extraídos del modelo HIRLAM. Se representa la componente zonal y meridional por separado. Los valores positivos de la componente zonal corresponden a Ponientes, los negativos a Levantes. Paneles inferiores, velocidades del ADCP recogidas en la estación P3J (datos subinerciales –baja frecuencia). Estos datos, excluyendo las celdas más superficiales, son los mostrados en la Figura 18).

Puede verse la buena correspondencia entre episodios de Levante (valores negativos de la componente zonal) y velocidad superficial negativa (hacia el Oeste, colores azules en el panel central) y también entre episodios de Poniente (valores positivos de la componente zonal) y velocidad superficial positiva (colores rojos).





La Figura 26 vuelve a mostrar la componente zonal del viento y las observaciones de la velocidad zonal en P3J. Se ha incluido ahora los resultados de la velocidad zonal modelada en el punto de malla asociado con la estación P3J para mostrar que el modelo también reproduce correctamente el forzamiento de viento aunque con una respuesta mucho más reducida y, en alguna ocasión, con cierto retraso respecto a las observaciones (episodio del 4-5 de Junio, por ejemplo). Se debe destacar que este tipo de comportamientos es bastante irregular en el espacio: algunas estaciones de observación muestran esta respuesta clara e intensificada al viento, otras no tanto. Y ocurre tanto en estaciones someras como en profundas.







Figura 26.- Panel superior: velocidad del viento en componentes zonal y meridional en la posición 36°9'N, 5°0'W extraída del modelo HIRLAM. Panel intermedio: velocidad zonal subinercial observada en P3J. Panel inferior: velocidad zonal modelada en el punto de malla asociado a P3J.



Para ilustrar lo anterior la Figura 27 muestra vientos, observaciones y datos modelados en la estación U1N ocupada durante la campaña de otoño de 2011. De nuevo puede observarse la buena correlación entre los vientos del modelo HIRLAM en las proximidades de la Bahía y las corrientes próximas a superficie (12m en este caso, pues se trata de una estación profunda) observadas. También vuelve a observarse que, aunque el modelo responde en general bien, la respuesta es inferior en intensidad a lo observado.



Figura 27.- Mismo que Figura 26 para la estación U1N.

Mención especial merece el episodio de corrientes observado y modelado sobre el 25-29 de Octubre. Las observaciones dan una



corriente positiva en superficie (panel central) que sería consecuencia del episodio de ponientes de esas fechas (panel superior). El modelo da corrientes negativas no sólo en superficie sino también hasta unos 40 m de profundidad hacia el interior. La escala de color en el panel central donde se muestran las observaciones dificulta la apreciación del hecho de que por debajo de esa capa más superficial las corrientes observadas son también negativas (ello se aprecia mucho mejor en la Figura 23 donde se presentan las observaciones prescindiendo de las celdas más superficiales). Excepto por la capa más superficial, en este evento (y en muchos otros) el modelo reproduce bastante satisfactoriamente la dinámica subinercial también; el discutir este episodio en concreto persigue el resaltar que el modelo falla a la hora de reproducir la dinámica más superficial. En la siguiente Sección se hace una discusión general de este y otros tópicos que afectan a la calibración / validación del modelo.

4.5.3.- Resumen y conclusiones sobre validación en la escala subinercial.

La dinámica subinercial en la Bahía de Algeciras está caracterizada por velocidades residuales de una decena de cm s⁻¹ en promedio e inferiores cuando nos referimos al interior, por debajo de los 20 metros de profundidad, donde la acción del viento se ve ya muy amortiguada. El modelo reproduce correctamente el rango de velocidades subinerciales en el interior así como la cadencia temporal de las fluctuaciones que se observan las cuales siguen a su vez la variabilidad meteorológica en la banda de los pocos días de periodo.

Centrándonos de momento en el interior, el pequeño tamaño de la velocidad subinercial y su naturaleza no-determinista (en contraposición a las corrientes mareales) hace que las fluctuaciones tengan una cierta componente aleatoria tanto en la realidad (observaciones) como en el modelo, lo que hace extremadamente improbable que éste pueda reproducir con el mismo grado de precisión temporal las fluctuaciones en las frecuencias subinerciales y en las de las mareas. Por ello se considera que su capacidad de reproducir correctamente el tamaño y la variabilidad de las corrientes subinerciales es muy buen indicio de calidad del funcionamiento del modelo en esta banda también.





Otra cuestión diferente es lo que ocurre en la capa más superficial donde hay razones físicas para encontrar velocidades altas forzadas por episodios más o menos energéticos de vientos y en los que el modelo falla a la hora de predecir la intensidad de las corrientes inducidas. Las observaciones indican que los episodios más energéticos producidos por los vientos que afectan esta capa más superficial ocasionan velocidades residuales por encima de los 25 cm s⁻¹ (ver Figura 26) e incluso de 40 cm s⁻¹ (Figura 27).

Una de las posibles causas de discrepancia entre modelo y observaciones es la baja resolución espacial del campo de vientos HIRLAM, que es de 1/20 de grado (unos 5.5 km). Por razones de disponibilidad de datos, el HINDCAST se ha hecho utilizando este campo de vientos al no estar aún completamente disponible los datos del downscaling CALMET. Dadas las dimensiones de la Bahía (unos 7.5 km de anchura en la boca, sobre 11 km de fondo, ver Figura 7) el modelo HIRLAM apenas contiene dos puntos en la Bahía que, además, mostrarán un alto grado de similitud (correlación). El problema derivado de esta baja resolución espacial está en la orografía local. Por ejemplo, la mole del Peñón de Gibraltar que asciende desde el nivel del mar hasta más de 400 m de altura, con unos 4 km en dirección Norte-Sur y 1 km de anchura escapa a la resolución de HIRLAM. El istmo que lo une a la Península, que está a nivel del mar a todos los efectos, tiene poco más de 3 km de longitud pasados los cuales aparecen ya las estribaciones de los sistemas montañosos del sur de España. También escapa a la resolución de HIRLAM. Es evidente que el Peñón apantalla los vientos de Levante en parte de la Bahía desviándolos bien hacia el istmo que los encauzaría y aceleraría, bien hacia el exterior del Estrecho, produciendo en ambos casos inhomogeneidades espaciales acusadas que no pueden ser resueltas por HIRLAM. La orografía montañosa del contorno Oeste de la Bahía produce efectos similares sobre los vientos de Poniente o del Noroeste, encauzándolos y acelerándolos en lugares específicos, produciendo de nuevo inhomogeneidades importantes de cizalla superficial.

Las observaciones contienen por definición la falta de homogeneidad de pequeña escala espacial del campo de vientos, pero no el modelo que usa el campo de vientos HIRLAM. Es necesario contar con un downscaling realista de estos vientos a la zona de la Bahía con una





resolución espacial que sea inferior a las dimensiones de los obstáculos topográficos más importantes. Una malla de 2 km de paso tendría sobre 30 nodos en las dimensiones de la bahía que parecen suficientes para resolver esas inhomogeneidades y obtener datos modelados de mayor calidad. Aun así se quiere comentar que los resultados en la banda subinercial forzados por HIRLAM son aceptablemente buenos y lo son más cuando el campo de vientos tiene una cierta permanencia en el tiempo (ver por ejemplo el episodio de Levantes sostenidos entre el 9 y el 20 de Mayo de 2011 en la Figura 26 o el de Ponientes entre el 4 y el 10 de Noviembre de 2011 en la Figura 27). El modelo tiende a producir resultados menos precisos cuando la escala temporal de las fluctuaciones es de muy pocos días.

Una segunda posibilidad es la propia resolución del modelo oceánico. Mientras se escribía este informe, los datos CALMET han empezado a estar disponibles y se pretende realizar algunas simulaciones forzadas por HIRLAM y por CALMET para comparar los resultados. La mejora se presume evidente pero aun así es posible que no se lleguen a reproducir los detalles de pequeña escala espacio-temporal que pueden inferirse de las observaciones, especialmente en los puntos más costeros donde el modelo es más sensible a la fricción y a las condiciones de nodeslizamiento. Es muy posible que la mejora definitiva surja de aplicar un modelo de altísima resolución espacial restringido al dominio de la bahía cuya dinámica venga impuesta por las condiciones en el contorno abierto que facilite el modelo aquí desarrollado. Sería un reto para futuras investigaciones y desarrollos.





5.- REFERENCIAS

- Alvarez Fanjul, E., B. Pérez Gómez, I. Rodríguez Sánchez Arévalo, 2001. NIVMAR: A storm-surge forecasting system for Spanish waters, Scientia Marina, 60, 145–154.
- Candela, J., C. D. Winant, H. L. Bryden, 1989. Meteorologically forced subinertial flows through the Strait of Gibraltar, J. Geophys. Res., 94, 12,667–12,674.
- Cats, G., and L. Wolters (1996), The HIRLAM project, Computational Science and Engineering, IEEE, 3, 4-7, doi: 10.1109/99.556505.
- Demirov, E., N. Pinardi, C. Fratianni, M. Tonani, L. Giacomelli, P. De Mey, 2003. Assimilation scheme of the Mediterranean Forecasting System: operational implementation, Ann. Geophys., 21, 189-204, doi:10.5194/angeo-21-189-2003.
- Foreman, M.G.G., 1977 (revisado en 2004). Manual for tidal heights analysis and prediction. Pacific Marine Science Report 77-10, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Sidney, B.C., 58 pp.
- Foreman, M. G. G., 1978 (revisado en 2004). Manual for tidal currents analysis and prediction., Pacific Marine Science Report 78-6, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Sidney, BC, 57pp.
- García-Lafuente, J., E. Alvarez-Fanjul, J. Vargas, A.W. Ratsimandresy, 2002. Subinertial variability in the flow through the Strait of Gibraltar, J. Geophys. Res., 107(C10), 3168, doi:10.1029/2001JC001104.
- García Lafuente, J., J.L. Almazán, F. Fernández, A. Khribeche, A. Hakimi, 1990. Sea level in the Strait of Gibraltar: tides, International Hydrographic Review, LXVII (1), 111-130.
- Garrett, C.J.R., W.H. Munk, 1971. The age of the tide and the "Q" of the oceans. Deep Sea Research, 18, 493-503.





- Grupo Oceanografía Física (GOFIMA), 2011. Informe intermedio del proyecto SAMPA, Autoridad Portuaria de la Bahía de Algeciras, APBA, Octubre 2011, 34 pp.
- Pawlowicz, B. R., S. Lentz, 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE, Computer and Geosciences, 28, 929-937.





6. ANEXO

El inmenso volumen de datos generados por los modelos numéricos hace que su presentación en forma de animaciones sea la mejor de las opciones. Dado a que se tiene un campo tridimensional de diversas variables directas (y muchas otras derivadas que se pueden obtener fácilmente) en una malla muy detallada y con un intervalo temporal pequeño, el problema ahora es qué representar. A modo de ejemplo y para ilustrar la performance del modelo se han incluido una serie de animaciones que se incluyen en el DVD adjunto, alguna de las cuales dan cuenta de fenómenos bien conocidos y referenciados en la literatura científica.

1.- Divergencia en el Estrecho (DivergenceStrait.mp4, 184 Mb)

La animación muestra un mapa de temperatura superficial (modelada) con una resolución temporal suficiente como para poder seguir muy fácilmente la oscilación del nivel del mar (que aparece exagerada por un factor de 10). Superpuesto al mapa de temperatura figura la velocidad superficial, indicada por flechas proporcionales a su intensidad. Para facilitar la comprensión de los fenómenos subinerciales (forzados por la meteorología) se ha incluido una rosa de vientos y una escala indicadora de la presión atmosférica. Uno de los fenómenos más curiosos ilustrados en esta animación es la divergencia (afloramiento) de aguas sub-superficiales que dejan una signatura fría en superficie en la parte central del Estrecho de Gibraltar. Es un fenómeno periódico producido por la marea (de ahí el título de la carátula de presentación que acompaña a la animación) y específico de esta zona, donde ha sido reportado en numerosas ocasiones. El modelo lo reproduce correctamente. Notar que la señal de aguas frías puede variar en intensidad en función de las condiciones meteorológicas.





2.- Formación de filamentos de agua fría en el Mar de Alborán (ColdWaterFilament.mp4, 133 Mb)

Es un montaje similar al anterior en el que se ha incluido el campo espacial de vientos para ver el efecto que tienen sobre la circulación oceánica. En este caso la animación se centra en la formación de un filamento de agua fría que emana desde punta Calaburras (unas 30 millas al suroeste de Málaga, donde la costa cambia de orientación Este-Oeste a Suroeste-Nordeste) que tiene su máxima manifestación sobre los días 6, 7 y 8 de Noviembre. Aunque no pensado para ilustrar fenómenos en el Estrecho, de nuevo esta animación refleja perfectamente la divergencia de la animación anterior y la generación y subsecuente radiación de ondas internas desde el Estrecho de Gibraltar.

3.- Inestabilidad del giro de Alborán (InstabilityWAG.mp4, 113 Mb)

Uno de los fenómenos más estudiados en la oceanografía regional del Mar de Alborán es la estabilidad de los giros anticiclónicos que tienden a ocupar sendas cuencas de este Mar. El giro occidental, que se forma justo a la salida del Estrecho y que condiciona el fluir de las aguas Atlánticas entrantes por él, se considera muy estable, pero no permanente. La época otoñal es la más propicia para que este giro presente inestabilidades y pueda llegar a colapsar para ser sustituido por otro nuevo. La animación muestra uno de esos episodios que ha sido validado con observaciones satelitales, las cuales recogen claramente la secuencia del colapso. En esta ocasión y para facilitar la visualización del fenómeno se ha filtrado la variabilidad mareal y se presenta el campo de velocidades de baja frecuencia (sub-inercial). Puede verse cómo sobre el día 10 de octubre de 2011, el chorro Atlántico tiende a desacoplarse del giro y al hacerlo genera un vórtice ciclónico de tamaño relativamente grande al socaire del peñón de Gibraltar que crece desplazando el giro anticiclónico hacia el Este y el Sur. Un nuevo giro emerge en la parte occidental de la cuenca para ocupar el lugar del anterior.





<u>4.- Corrientes superficiales Bahía de Algeciras</u> (Surf Vel Algeciras.mp4, 192 Mb)

La animación muestra un zoom de la zona de la bahía de Algeciras en la que las anteriores animaciones apenas dan detalles que permitan apreciar la muy buena resolución espacial del modelo. Las corrientes siguen la periodicidad de la marea la cual aparece representada en la parte superior con un marcador que indica el estado actual de la misma. En este caso las flechas son todas de la misma longitud y la escala de color indica la intensidad de las corrientes. Puede verse que el patrón general es complicado con estructuras horizontales de submesoscala (orden de muy pocos km de tamaño) que no son estables en el tiempo ya que están influidas por la meteorología que interacciona con la escala mareal. En el panel derecho de la animación se muestra también la evolución de la temperatura superficial, que sirve como trazador de las masas de aguas presentes en la Bahía. Generalmente aparecen aguas más frías en la Bahía que hacia el interior del Estrecho, aparentemente debido a la intrusión de aguas provenientes de la zona de afloramiento de Estepona por Punta Europa.

5.- Transporte de agua (ventilación) en la Bahía de Algeciras (Vel Sal Algeciras.mp4, 209 Mb)

Este es un ejemplo de animación de variables y parámetros indirectos obtenidos tras el correspondiente procesamiento de los resultados del modelo. Por un lado se muestran varias secciones verticales (desde la boca de la Bahía hacía adentro) que se van deformando según la intensidad (y dirección) de la velocidad normal a estas. Se aprecia sobre todo la periodicidad del régimen mareal. También se muestra el campo de velocidad superficial en un sub-dominio externo a la bahía. Por otro lado, intersecando la sección vertical en la boca de la bahía (en la que se representa la evolución de la salinidad), se muestran las oscilaciones internas de superficies de cierta salinidad, que van asociadas a las masas de agua Atlántica, Mediterránea y mezcla de ambas, las cuales entran y salen de la Bahía. Puede verse que la complejidad de la circulación en el plano vertical es similar o mayor aún que la inducida por la marea en el plano horizontal que muestra la animación previa. Esta complejidad va





asociada a levantamiento/hundimiento de superficies isohalinas que indican el relativamente intenso intercambio de aguas entre la Bahía y el Estrecho.

