



Servicio de Hidrografía Naval



Servicio Meteorológico de la Armada

Modelo de Mareas y Onda de tormenta para el Mar Epicontinental Argentino

- Documentación básica -

por María Paula Etala, Departamento Meteorología

1. APROXIMACIÓN AL PROBLEMA DE MODELACIÓN DE LAS ONDAS DE MAREA Y DE TORMENTA	2
1.1 Formulación de las ecuaciones	2
1.2 Generación de la onda de tormenta	5
2. MÉTODOS NUMÉRICOS UTILIZADOS Y PROGRAMACIÓN	6
2.1 Preprocesamiento	6
2.2 Discretización de las ecuaciones	7
2.3 Condiciones de borde abierto	10
3. EL MODELO DE PLATAFORMA CONTINENTAL	12
3.1 Parametrizaciones y datos utilizados	13
3.2 Representación de la marea astronómica	14
4. REFERENCIAS	24
5. LISTA DE SIMBOLOS	26
6. LISTA DE ACRÓNIMOS	27

1. Aproximación al problema de la modelación de las ondas de marea y de tormenta

La marea es un fenómeno global y ésta es la manera en que puede ser tratada más rigurosamente. Los modelos globales de marea consideran el efecto de todos los forzantes astronómicos y representan su propagación alrededor de la Tierra. La escala horizontal de estos forzantes es muy grande con respecto a la profundidad del océano, de manera que esta propagación puede ser tratada con aproximaciones válidas para aguas poco profundas. Esto asume un efecto barotrópico de la marea, que en realidad es predominante.

Cuando se trata de representar áreas reducidas, con relativamente escasa masa de agua, las fuerzas astronómicas tienen un efecto despreciable frente a la dinámica de propagación, con las perturbaciones ocasionadas por las variaciones de la batimetría y los efectos del borde de la cuenca. Esta masa es mucho menor si, además, estamos tratando áreas relativamente poco profundas, como por ejemplo, una plataforma continental. Por ello, los modelos regionales de marea se basan en la libre propagación de las ondas (salvo disipación) teniendo como única información astronómica las componentes espectrales en el borde de mar abierto del recinto, que se suponen conocidas. Esta información puede provenir de estaciones de observación o de modelos globales de marea, convenientemente interpolados.

Se descarta en este estudio a las corrientes oceánicas permanentes, como por ejemplo las corrientes de Malvinas y Brasil que, aunque se encuentran en parte y sin duda influyen en el dominio considerado, no corresponden al tipo de regímenes transitorios que se están estudiando. Es cierto que las fluctuaciones estacionales o sinópticas de estas corrientes podrían inducir, por geostrofismo, variaciones acordes en el nivel del agua, según sugieren Glorioso y Flather (1995) para la corriente de Malvinas. Sin embargo, el desconocimiento de estas fluctuaciones según el estado del arte actual, no permitirían considerar estos efectos de manera realista.

1.1 Formulación de las ecuaciones

Las ondas de tormenta duran típicamente desde unas pocas horas hasta dos o tres días. Como las mareas, corresponden a la clase de movimiento conocido como ondas de gravedad largas y ambas son descritas esencialmente por las mismas ecuaciones. Estas ecuaciones están integradas en la vertical, debido al carácter esencialmente bidimensional de estas ondas y, en coordenadas geográficas, son las siguientes:

(1)

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \Phi} \left[\frac{\partial(Du)}{\partial \Theta} + \frac{\partial(Dv \cos \Phi)}{\partial \Phi} \right] = 0$$

(2)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \Phi} \frac{\partial u}{\partial \Theta} + \frac{v}{R} \frac{\partial u}{\partial \Phi} - \frac{uv \tan \Phi}{R} - f v = -\frac{g}{R \cos \Phi} \frac{\partial h}{\partial \Theta} - \frac{1}{\rho R \cos \Phi} \frac{\partial p}{\partial \Theta} + \frac{1}{\rho D} (F_s - F_B)$$

(3)

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \Phi} \frac{\partial v}{\partial \Theta} + \frac{v}{R} \frac{\partial v}{\partial \Phi} + \frac{u^2 \tan \Phi}{R} + f u = -\frac{g}{R} \frac{\partial h}{\partial \Phi} - \frac{1}{\rho R} \frac{\partial p}{\partial \Phi} + \frac{1}{\rho D} (G_s - G_B)$$

donde:

t	tiempo
Φ, Θ	latitud, longitud
H	nivel medio del agua
h	elevación de la altura del agua sobre el nivel medio
u, v	componentes de la corriente media
$(F_s, G_s) = \bar{T}_s$	tensión del viento en superficie
$(F_B, G_B) = \bar{T}_B$	tensión de fondo
p	presión atmosférica
$D = H + h$	profundidad total del agua
ρ	densidad del agua, supuesta constante
R	radio de la Tierra
g	aceleración de la gravedad
f	parámetro de Coriolis
A	coeficiente de difusión horizontal

La ecuación (1) es la ecuación de continuidad o de conservación de la masa. Los cambios en la elevación del agua se relacionan con los flujos netos de masa en una columna de agua. Las ecuaciones (2) y (3) relacionan, para cada componente, la aceleración del agua con las fuerzas que actúan sobre ella.

Las fuerzas meteorológicas que generan la onda de tormenta son la tensión del viento y el gradiente horizontal de presión atmosférica, que se suponen conocidos. La tensión del viento normalmente se relaciona con el viento a cierta altura sobre la superficie, mediante una ley cuadrática como

$$(4) \quad \bar{T}_s = \rho_a C_D \bar{W} |\bar{W}|$$

en donde ρ_a es la densidad del aire, \bar{W} es el viento en superficie y C_D es un coeficiente empírico de arrastre que varía aproximadamente en forma lineal con la velocidad del viento.

El último término de las ecuaciones (2) y (3) representa la difusión horizontal de la velocidad. El coeficiente de difusión A es, en general, un factor de calibración, aunque existen estudios que lo relacionan con la profundidad. El sistema formado por las ecuaciones (1) a (4) queda cerrado si la tensión de fondo se expresa en función de la corriente media, por ejemplo, mediante la ley cuadrática

$$(5) \quad \vec{T}_B = \rho C_B \vec{q} |\vec{q}|$$

en donde \vec{q} es la corriente promediada verticalmente y C_B es un coeficiente empírico de arrastre. Jenter y Madsen (1989) demuestran que esta aproximación puede causar errores direccionales en la estimación de la fricción de fondo y proponen como alternativa al uso del coeficiente de arrastre, un tensor que permite considerar la diferencia en dirección entre la corriente media y la fricción de fondo. Según lo expuesto, la expresión (5) tiene una validez relativa y además, el coeficiente C_B depende de factores que no son, en general, completamente conocidos. Como consecuencia, este último coeficiente es un factor muy importante en la calibración de cualquier modelo. Se suele hacer dependiente de alguna condición local, como la profundidad o simplemente la zona del dominio.

Para comenzar la integración a partir del reposo, lo que usualmente se denomina *arranque en frío*, las condiciones iniciales son

$$h = u = v = 0 \quad \text{en} \quad t = 0$$

Es conveniente alejar en el tiempo este estado imaginario, mediante un período de *retroanálisis* que permita establecer condiciones iniciales más adecuadas para la situación de estudio.

En los límites de tierra, se utiliza una condición cinemática que impide el deslizamiento de la frontera. La componente de la corriente media normal al borde cerrado debe anularse, de modo que

$$q_n = 0$$

En los bordes que conectan al dominio con cuerpos de agua se utiliza la condición de borde abierto propuesta por Davies y Flather (1978). Esta permite la salida de perturbaciones generadas dentro del dominio y además prescribe la altura y/o la corriente como funciones de la posición y del tiempo, introduciendo así la onda de marea al modelo.

En el caso de los modelos de marea pura, la masa de agua epicontinental, costera o estuarial que constituye el dominio del modelo, actúa prácticamente sólo en respuesta al forzado impuesto por el océano. La onda de tormenta, aunque se genera también en el interior del recinto, tiene una contribución del exterior, sobre todo en el caso de modelo de estuario o costas. Su representación requiere una prescripción de estos forzantes en la frontera de mar abierto del modelo de área limitada.

A su vez, las perturbaciones generadas en el interior del dominio deben encontrar el mecanismo apropiado para propagarse hacia el exterior con la menor distorsión posible. Se han propuesto numerosas posibilidades para el tratamiento de los bordes abiertos. En Røed y Cooper (1986) se puede encontrar una revisión de diferentes condiciones de borde abierto, aplicadas a modelos oceánicos.

La condición que ha sido más extensamente utilizada es la *condición de radiación* (Sommerfeld, 1949), que representa la libre propagación de la onda hacia el exterior, mediante la aplicación de la ecuación de onda

$$(6) \quad \frac{\partial Q}{\partial t} + c_Q \frac{\partial Q}{\partial n} = 0$$

Orlanski (1976) propone una expresión numérica para calcular la velocidad de propagación en casos generales, y la aplica a la explosión de una burbuja. Camerlengo y O'Brien (1980) proponen otra implementación y la aplican a ondas de Rossby y Kelvin. El caso de los modelos bidimensionales, integrados en la vertical, como el que se presenta en este trabajo, el problema es más sencillo, ya que la velocidad de propagación de la perturbación, con ciertos supuestos, puede ser conocida. El problema del borde abierto se reduce a encontrar una solución estable para la aproximación elegida. Este tema, así como también la manera en que ha sido combinada la condición de borde abierto con la prescripción del forzado, será desarrollado en la sección 2.3.

1.2 Generación de la onda de tormenta

El intercambio de impulso del agua con la atmósfera se produce, según las ecuaciones (2) y (3), a través del gradiente horizontal de la presión y de la tensión del viento en superficie. La presión provoca oscilaciones mediante el efecto llamado de *barómetro invertido*, que es independiente de la profundidad del agua. En cambio, la influencia del viento es inversamente proporcional a la profundidad. Por esto, en aguas muy poco profundas, es de esperar que predomine el efecto del viento, mientras que en aguas más profundas el efecto de las variaciones de presión puede ser dominante.

Centrándose en el aumento del nivel del agua, Pore (1973) resume los factores que generan y modifican la onda de tormenta extratropical como:

- i. El aumento del nivel del mar es generado por las dos componentes de la tensión del viento sobre la superficie del agua. Una componente se debe al viento que sopla perpendicularmente y hacia la costa, en la que la pendiente de la superficie es directamente proporcional a la tensión del viento e inversamente proporcional a la profundidad. La otra componente es el efecto del viento que sopla paralelamente a la costa, que genera una corriente en el mismo sentido. Debido a la rotación de la tierra, el agua se apila sobre la costa, si ésta se encuentra a la izquierda de la corriente en el hemisferio sur.
- ii. La reducción de la presión atmosférica, que por el efecto de barómetro invertido, causa un aumento del nivel del agua en las áreas de baja presión.
- iii. El transporte de agua por olas y mar de fondo cerca de la costa.
- iv. La modificación producida por la configuración de la costa y la batimetría, como convergencia o divergencia en bahías.

La onda de tormenta y la marea interactúan a través de los efectos no lineales. Por esto, la manera de obtener en la práctica la onda de tormenta es ejecutar el modelo sólo para la marea astronómica, es decir, sin efecto atmosférico, y luego ejecutarlo con los efectos meteorológicos incluidos junto con la onda de marea. En cada instante, la diferencia entre ambos estados es la onda de tormenta junto con las interacciones de ésta con la marea. Diferentes aplicaciones al cálculo de onda de tormenta del modelo que aquí se describe, pueden encontrarse en Etala (1995, 1996, 2000 y 2001).

Para el caso de un área detallada, interior al dominio del modelo de plataforma continental, la onda de tormenta proveniente del exterior del dominio reducido se tiene en cuenta mediante la técnica de anidado. Para anidar ambos modelos se extrae el valor de la onda de tormenta dada por el modelo de malla gruesa en los puntos definidos como borde del modelo de malla fina a intervalos de tiempo determinados. Según el procedimiento indicado en el párrafo anterior, se obtienen las diferencias de los valores dados por ambas corridas, con y sin efecto atmosférico. Estas diferencias se introducen en el borde abierto del modelo de malla fina, como se describe en 2.3. El intervalo de tiempo para este procedimiento deberá ser un múltiplo del intervalo de integración en plataforma, definido en 2.2.

2. Métodos numéricos utilizados y programación

2.1 Preprocesamiento

La programación del modelo fue realizada de manera que éste sea eficiente para una costa irregular y que sean mínimos los cambios necesarios para adaptar el retículo a cualquier forma de costa. Se trató de desarrollar un sistema versátil para una fácil adaptación a cualquier área, dadas las condiciones de borde y la batimetría. Para cumplir con el primer objetivo, se almacena las variables en vectores y no en la forma natural de matrices, lo que desperdiciaría memoria en el caso de un contorno irregular. Se utiliza un sistema de indicadores de límites de aplicación de las distintas ecuaciones, ubicación de bordes abiertos y cerrados y de derivadas meridionales. Esta idea está basada en el sistema mencionado por Flather (1988) en el que su autor, F. Henry, llama "códigos intermedios" a dichos límites de aplicación. Este método permite tener en cuenta los bordes irregulares, eliminando las preguntas en el programa, lo que disminuye el tiempo de ejecución. Para cumplir con el segundo objetivo se programó un sistema de cálculo automático de estos códigos, dada la batimetría en un retículo rectangular que abarque la zona, que se describe a continuación.

El dominio se define en un archivo, llamado *máscara*, el que contiene un carácter “-” por cada punto húmedo o punto de agua y blancos para los puntos de tierra. El programa que genera el archivo *máscara* supone que el casillero del retículo que acumula más de tres vértices con profundidades negativas (por encima del nivel medio del mar) pertenece a tierra o “punto seco”, en caso contrario, es punto de agua. Otros criterios consideran el promedio de las profundidades contenidas en una caja del retículo, si se cuenta con una batimetría más detallada que el mismo. Este archivo intermedio puede ser modificado, de manera que los detalles de la costa que no queden definidos por el método mencionado, pueden ser modificados posteriormente. En la determinación final de puntos húmedos se tomó en cuenta, en todos los casos, el concepto de *definición hidrodinámica de la batimetría*, según Schwiderski (1978b). Esto se refiere a la consideración, en la forma más realista posible, de islas o accidentes costeros de sub-escala que actúen como barreras al flujo. De esta manera, se introducen puntos secos que no responden en rigor a una interpolación batimétrica..

Dado que el retículo tiene, en general, una forma irregular, en el preprocesamiento también se realiza una clasificación de los puntos según su ubicación en el retículo, por conveniencia para la aplicación de los métodos numéricos. Se encuentran los límites de aplicación (códigos intermedios) de las ecuaciones no lineales completas, para cada fila y se identifican los puntos correspondientes a bordes, en los que no se cumplen los requisitos para su aplicación, tal como se indica en la próxima

sección. Además se identifican los bordes abiertos y cerrados, para la aplicación de las respectivas condiciones durante la integración. En éste se debe señalar también los bordes abiertos, con una "O" en el lugar correspondiente. La cantidad y ubicación de los bordes abiertos no son variables en la versión actual.

2.2 Discretización de las ecuaciones

El modelo utiliza una grilla desplazada o "staggered" del tipo C de Arakawa (Mesinger y Arakawa, 1976), que se muestra en la Figura 1.

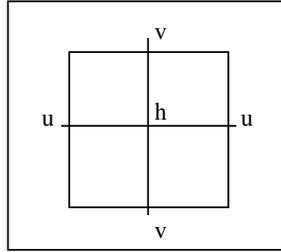


Figura 1. Grilla de Arakawa tipo C.

Las ecuación de continuidad (1) se discretiza en diferencias finitas de la siguiente forma:

$$(7) \quad \frac{h_i^{t+\tau} - h_i^t}{\tau} + \frac{I}{R \cos \phi_m} \left[\frac{(\overline{H_i u_i^t} - \overline{H_{i-1} u_{i-1}^t})}{\Delta \theta} + \frac{(\hat{H}_{i-n} v_{i-n}^t \cos \phi_{m-\frac{1}{2}} - \hat{H}_i v_i^t \cos \phi_{m+\frac{1}{2}})}{\Delta \phi} \right] = 0$$

en donde τ es el paso de tiempo, m es la fila correspondiente a h y representamos como n al valor que, sustraído o sumado al índice i permite calcular la derivada meridional. Además

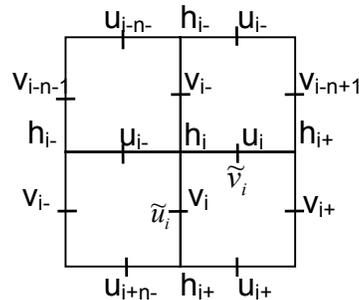
$$\overline{H_i} = 0.5(H_i + H_{i+1})$$

$$\hat{H}_i = 0.5(H_i + H_{i+n})$$

Los términos lineales de las ecuaciones de movimiento (2) y (3) se discretizan de la siguiente forma (Esquema a):

$$(8) \quad \frac{u_i^{t+\tau} - u_i^t}{\tau} = f_m \tilde{v}_i^t - \frac{g}{R \cos \phi_m} \frac{(h_{i+1}^{t+\tau} - h_i^{t+\tau})}{\Delta \theta}$$

$$(9) \quad \frac{v_i^{t+\tau} - v_i^t}{\tau} = -f_{m+\frac{1}{2}} \tilde{u}_i^{t+\tau} - \frac{g}{R} \frac{(h_i^{t+\tau} - h_{i+n}^{t+\tau})}{\Delta \phi}$$



donde

$$\begin{aligned}\tilde{u}_i &= 0.25(u_i + u_{i-1} + u_{i+n-1} + u_{i+n}) \\ \tilde{v}_i &= 0.25(v_i + v_{i+1} + v_{i-n+1} + v_{i-n})\end{aligned}$$

Esquema a.

La discretización del sistema lineal conduce a una dispersión computacional que está regida por la ecuación (Mesinger y Arakawa, 1976)

$$(10) \quad \frac{\partial^2 \chi}{\partial t^2} + k^2 gH \left[\frac{\text{sen}\left(\frac{k\Delta x}{2}\right)}{\frac{k\Delta x}{2}} \right]^2 \chi = 0$$

en donde χ es la parte temporal de la altura o la velocidad del agua y k es el número de onda. Si suponemos

$$(11) \quad \chi = \chi^0 \text{Re}(e^{i\sigma t})$$

entonces la velocidad resultante es

$$(12) \quad c^* = \frac{\sigma^*}{k} = \frac{\text{sen}\left(\frac{k\Delta x}{2}\right)}{\frac{k\Delta x}{2}} \sqrt{gH}$$

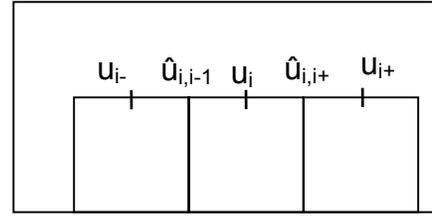
Esto indica que, a medida que k aumenta, c^* decrece respecto de la velocidad de propagación c . Debido a la ecuación (12), sería de esperar un mayor desfase para longitudes de onda menores, como las que se dan en general en las zonas menos profundas. Allí se produciría entonces un mayor retardo de la onda modelada por el efecto de dispersión computacional. En un caso ideal de un dominio regular en el que la profundidad fuese constante, este tipo de dispersión se acrecentaría para las ondas de mayor frecuencia, esto es para semidiurnas y superarmónicos en general, más que para las ondas diurnas. Aplicando (12), el retraso de la solución numérica de las ecuaciones lineales de propagación de una onda semidiurna con resolución espacial de 30 km en una profundidad de 10 m es inferior al 1 % de la velocidad dada por la solución analítica. Como se verá más adelante, esta es aproximadamente la resolución del modelo de plataforma, mientras que la resolución aplicada en los estuarios es mucho mayor. Por lo tanto, para el problema que se trata aquí, la dispersión computacional se considera despreciable frente a otras fuentes posibles de error, como lo es, por ejemplo, la incompleta representación de la topografía del fondo en los modelos numéricos.

Los términos no lineales de advección se discretizan según Flather (1988), utilizando conceptos de Flather y Heaps (1975) y Davies y Flather (1978) con un método de direcciones alternadas que permite que estos términos estén centrados en espacio y en tiempo. En los pasos impares las ecuaciones se procesan según índices crecientes, primero la de u y luego la de v . En los pasos pares, se procesan según índices decrecientes, primero v y luego u . Por brevedad, se hará referencia sólo al tratamiento de estos términos. De esta manera, por ejemplo, en la discretización de la ecuación (2), el término

$$\frac{u}{R \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \theta}$$

en los pasos impares resulta (Esquema b)

$$\frac{1}{2} \frac{(\hat{u}'_{i,i+1} + \hat{u}'_{i,i-1})}{2} \left[\frac{\Delta u}{\Delta \theta} \right]; \text{ Esquema b.}$$



y en los pasos pares,

$$\frac{1}{2} \frac{(\hat{u}'_{i,i+1} + \hat{u}'_{i,i-1})}{2} \left[\frac{\Delta u}{\Delta \theta} \right]_{i+\frac{1}{2}}^{t+\tau} + \left[\frac{\Delta u}{\Delta \theta} \right]_{i-\frac{1}{2}}^t$$

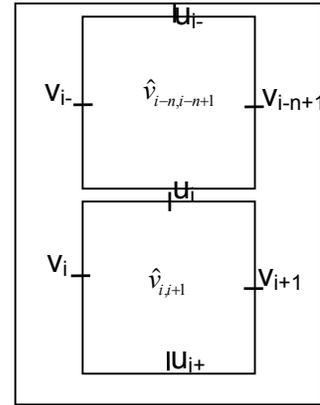
en donde se obviaron las constantes, $\frac{\Delta \Phi}{\Delta \Psi}$ indica derivada centrada y $\hat{u}_{i,j} = 0.5(u_i + u_j)$.

El término

$$\frac{v}{R} \frac{\partial u}{\partial \phi}$$

en los pasos impares, se discretiza como (Esquema c)

$$\frac{1}{2} \left[\hat{v}'_{i-n,i-n+1} \frac{\Delta u}{\Delta \phi} \right]_{i-\frac{n}{2}}^{t+\tau} + \hat{v}'_{i,i+1} \left[\frac{\Delta u}{\Delta \phi} \right]_{i+\frac{n}{2}}^t$$



Esquema c

y en los pasos pares, como

$$\frac{1}{2} \left[\hat{v}'_{i-n,i-n+1} \frac{\Delta u}{\Delta \phi} \right]_{i-\frac{n}{2}}^t - \hat{v}'_{i,i+1} \left[\frac{\Delta u}{\Delta \phi} \right]_{i+\frac{n}{2}}^{t+\tau}$$

En la ecuación (3), el término

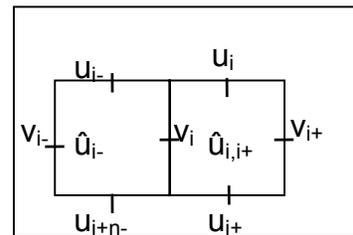
$$\frac{u}{R \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \theta}$$

es discretizado en los pasos impares como (Esquema d)

$$\frac{1}{2} \left[\hat{u}'_{i-1,i+n-1} \frac{\Delta v}{\Delta \theta} \right]_{i-\frac{1}{2}}^{t+\tau} + \hat{u}'_{i,i+n} \left[\frac{\Delta v}{\Delta \theta} \right]_{i+\frac{1}{2}}^t$$

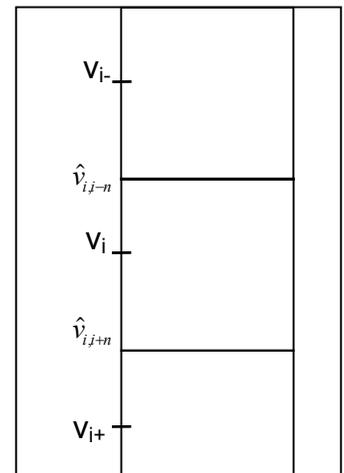
y en los pasos pares,

$$\frac{1}{2} \left[\hat{u}'_{i-1,i+n-1} \frac{\Delta v}{\Delta \theta} \right]_{i-\frac{1}{2}}^{t+\tau} + \hat{u}'_{i,i+n} \left[\frac{\Delta v}{\Delta \theta} \right]_{i+\frac{1}{2}}^t$$



Esquema d

Por último, el término



$$\frac{v}{R} \frac{\partial v}{\partial \phi}$$

en los pasos impares resulta ser (Esquema e)

$$\frac{1}{2} \frac{(\hat{v}_{i,i-n}^t + \hat{v}_{i,i+n}^t)}{2} \left[\frac{\Delta v}{\Delta \phi} \right]_{\frac{2i-n}{2}}^{t+\tau} + \frac{\Delta v}{\Delta \phi} \left]_{\frac{2i+n}{2}}^t \right] \quad \text{Esquema e}$$

y en los pasos pares,

$$\frac{1}{2} \frac{(\hat{v}_{i,i-n}^t + \hat{v}_{i,i+n}^t)}{2} \left[\frac{\Delta v}{\Delta \phi} \right]_{\frac{2i-n}{2}}^t + \frac{\Delta v}{\Delta \phi} \left]_{\frac{2i+n}{2}}^{t+\tau} \right]$$

La grilla de Arakawa tipo C es muy adecuada para la discretización de este sistema de ecuaciones debido a que optimiza el cálculo de los cocientes incrementales, cuyos resultados son aplicados convenientemente a puntos intermedios del retículo. Solamente en los términos advectivos es necesario recurrir a información de puntos más allá de la fila o columna contigua. Es por esto, que en todas las filas y columnas correspondientes a un borde, no se considera advección en la dirección normal al borde, para la componente de velocidad paralela a éste (R. Flather, comunicación personal).

La condición de estabilidad del esquema numérico se deduce a partir del sistema lineal, tal como indican Isaacson et al. (1966) y se desarrolla en Flather (1988). La condición necesaria y suficiente para la estabilidad y convergencia, según el criterio de Courant - Friedrich - Lewis para este esquema es

$$(13) \quad \Delta t < \frac{1}{\sqrt{gH}} \frac{\Delta x \Delta y}{\sqrt{(\Delta x)^2 + (\Delta y)^2}} \left[1 - \frac{1}{2} \Delta t \left(\frac{k}{H} + f \right) \right]^{1/2}$$

$$\text{y} \quad \Delta t < \frac{2}{\frac{k}{H} + f}$$

en donde k es un coeficiente de fricción de fondo, en una aproximación lineal. Como, en la práctica $k \ll H$ y $f \ll 1$, resulta

$$(14) \quad \Delta t < \frac{1}{\sqrt{gH}} \frac{\Delta x \Delta y}{\sqrt{(\Delta x)^2 + (\Delta y)^2}}$$

2.3 Condiciones de borde abierto

Combinando la condición de radiación (6) en el sistema lineal, se obtiene

$$(15) \quad \frac{\partial q}{\partial s} = \sqrt{\frac{g}{H}} \frac{\partial h}{\partial s}$$

en donde s es la dirección normal al borde y q es la corriente en esa dirección. La condición de borde abierto propuesta por Davies y Flather (1978) para modelos de marea y onda de tormenta prescribe ambas en el borde y aplica la condición (15) a la diferencia entre el valor interior y el valor prescrito, de manera que la perturbación que sale del dominio cumple la expresión

$$(16) \quad q - \hat{q} - q_s = \frac{c}{H} (h - \hat{h} - h_s)$$

en la que q es la perturbación de la corriente que entra o sale del dominio, $c = \pm\sqrt{gH}$ es la velocidad de las ondas de gravedad externas en agua poco profunda, que *salen* del dominio del modelo; \hat{h} y \hat{q} son el nivel y la corriente media de marea prescritas en el borde abierto, respectivamente; h es la altura calculada en el punto interior adyacente al borde y h_s y q_s son la altura y corriente producidas por la onda de tormenta proveniente del exterior, obtenidas de algún conocimiento previo, como por ejemplo, otro modelo numérico de área más amplia, en el caso de anidado.

La altura de marea se prescribe conociendo una determinada cantidad de componentes armónicas, como (Schureman, 1958)

$$(17) \quad \hat{h}_{(\phi, \Theta, t)} = \sum_{i=1}^n F_{(t)}^{(i)} \Gamma_{(\phi, \Theta)}^{(i)} \cos(a^{(i)}t + V_{0u}^{(i)} + p^{(i)}\Theta - G_{(\phi, \Theta)}^{(i)})$$

donde

n es el número de componentes de marea consideradas,

F es el factor nodal,

a es la velocidad de la componente,

t es el tiempo a partir del comienzo de la predicción en *tiempo universal compartido* (TUC),

V_{0u} es la marea de equilibrio en el meridiano de Greenwich,

p es 1 para componentes diurnas y 2 para semidiurnas,

Γ es la amplitud de la componente

G es la fase (expresada como *época*) de la componente de marea.

Los valores de f y V_{0u} dependen del tiempo y según la práctica habitual, se tabularon los valores de f para la mitad de cada año y los de V_{0u} para el comienzo de cada año, así como su corrección por mes y día, para 7 componentes de marea. Un programa previo a la ejecución del modelo calcula los valores de f y V_{0u} para el comienzo del período de integración, de manera de establecer la fase de las componentes de marea seleccionadas, en dicho instante. Los valores de amplitud y época son dados por algún conocimiento local, y sus fuentes se indican en 3.2.

Dado que no se dispone de datos de amplitud y fase de la corriente de marea para establecerla a partir de su análisis armónico, se aplica la solución del sistema lineal, una vez conocida la elevación. De manera que,

$$(18) \quad \hat{q} = \pm \sqrt{\frac{g}{H}} \hat{h}$$

en donde el signo es, en este caso, el correspondiente a la componente normal al borde, de la velocidad de una perturbación que *entra* al dominio.

La validez de la aproximación lineal está directamente relacionada a las condiciones de profundidad. Es conveniente buscar la mayor profundidad posible en el borde y que, además, el borde abierto coincida aproximadamente con una línea de profundidad constante. Sin embargo, la experiencia ha indicado que, en caso de tener que optar, es preferible basar la elección del borde por condición de ortogonalidad con la dirección de propagación de las perturbaciones que salen o entran al dominio del modelo.

Las suposiciones aplicadas para las condiciones de borde implican la supresión del efecto de Coriolis. En este tipo de modelos de marea, en los que el forzado de la onda se hace exclusivamente desde el borde abierto, en realidad se introduce allí una perturbación finita. Haciendo un análisis de magnitud de las fuerzas actuantes en las proximidades de una discontinuidad (Gill, 1982), las fuerzas de gravedad generadas por la discontinuidad predominan sobre el efecto de Coriolis. De esta manera, la onda de Poincaré puede aproximarse aquí como una onda de gravedad pura, valiendo el sistema lineal.

3. El Modelo de Plataforma Continental

La plataforma continental tiene una influencia determinante de en la deformación de la onda de marea. Se puede ver en Schwiderski (1979, 1981a, b, c y d) cómo se generan rasgos bien diferenciados en el patrón de propagación de la marea al llegar a nuestra plataforma. Se darán detalles acerca de estos patrones en la sección 3.2. Para representar dicha modificación de la onda de marea y la generación de la onda de tormenta en las aguas someras de la plataforma, antes de alcanzar el litoral argentino, se aplica el modelo hidrodinámico a la plataforma continental desde los 54° 30' S hasta aproximadamente 32° 30' S y entre los 51° 10' W y la costa sudamericana con una resolución de 20' en latitud y longitud. El retículo utilizado se muestra en la Figura 2.

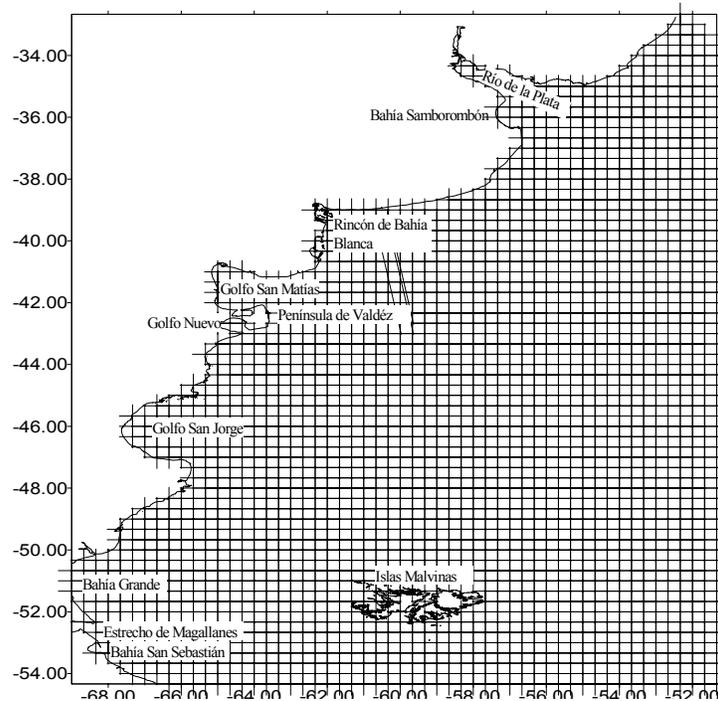


Figura 2. Area y retículo de aplicación del modelo de plataforma continental.

3.1 Parametrizaciones y datos utilizados

El punto de partida para la determinación de la batimetría en la plataforma continental fue el conjunto de datos en puntos de grilla ETOPO5, producido por el National Geophysical Data Center (NGDC), disponible en el CEADO. Al encontrarse serios errores en estos datos sobre la plataforma continental argentina, se recurrió a datos de sondajes crudos, también provistos por el CEADO y compilados en el producto GEODAS Versión I (NGDC). Mediante técnicas de interpolación adecuadas a la diferente resolución espacial de ambas bases de datos, se integraron los datos de ambas fuentes, en la batimetría en puntos de grilla del modelo. Aun así, durante el ajuste fino de la representación de la marea, a la que se hará referencia en la siguiente sección, se encontraron problemas asociados a la topografía del fondo en la zona denominada El Rincón de Bahía Blanca (SIHN, 1994). Para solucionarlos, se revisaron las cartas batimétricas GEBCO (Canadian Hydrographic Service, 1978), Universidad de Columbia (Rabinowitz et al., 1978) y Servicio de Hidrografía Naval (SIHN, 1994). Luego de varias modificaciones a la batimetría se probó que las diferencias entre las distintas fuentes eran suficientes para provocar alteraciones importantes en la velocidad y dirección de propagación de la onda de marea en El Rincón, posiblemente debido a la escasa profundidad y la importancia que adquiere ésta en dicha velocidad y en la fricción de fondo. Para la adopción de una solución final se tomó en cuenta el efecto provocado por la batimetría según el modelo numérico en la propagación de la componente de marea M_2 en dicha zona. La fase de esta componente de marea es conocida en algunos puntos de observación que se señalan en la siguiente sección y que permitieron seleccionar la mejor solución provista por el

modelo sobre la base de los diferentes datos batimétricos. La topografía del fondo adoptada finalmente en la zona refleja en mayor medida a la de SIHN (1994). La batimetría en todo el dominio del modelo se muestra en la Figura 3. Se fijó como 4 m la profundidad mínima en el modelo para evitar la posibilidad de secado de áreas, sin restricciones en la máxima.

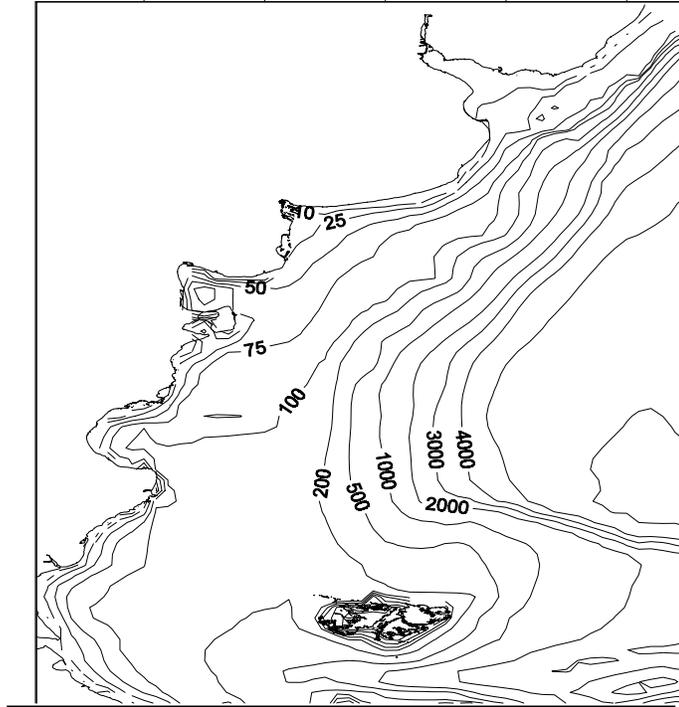


Figura 3. Batimetría del modelo en plataforma continental.

Como en el caso del modelo de plataforma $\Delta x = \Delta y = \Delta s$, la condición de estabilidad (14) se reduce a

$$(19) \quad \Delta t < \frac{\Delta s}{\sqrt{2gH}}$$

Debido a la profundidad alcanzada más allá del talud continental (hasta casi 6000 m), el paso de tiempo dado por esta condición es de 1 minuto.

3.2 Representación de la marea astronómica

Para reproducir el comportamiento de la marea en el dominio, se debe conocer ésta a lo largo de todo el borde abierto del retículo. Las ondas semidiurnas principales de marea que afectan nuestra plataforma se propagan en la cuenca del Atlántico Sur alrededor de dos puntos anfídromicos, como se denomina a los puntos de marea nula, situados uno entre 30° y 40° S y entre 20° y 30° W, con rotación anticiclónica y el otro, ciclónico, aproximadamente en 60° S y el meridiano de Greenwich. En el patrón de las ondas diurnas principales hay un punto anfídromico dominante de la propagación en sentido

ciclónico en el Atlántico Sur situado entre 30° y 40° S y alrededor de los 10° W (Schwiderski, 1979, 1981a, b, c y d). Las ondas de marea, en su rotación alrededor de estos puntos alcanzan el borde de la plataforma continental y se introducen en el dominio del modelo de plataforma.

Al no existir mediciones en el borde abierto, se utilizaron los resultados provistos por un modelo global de marea (Schwiderski, 1980, 1978a). Este modelo considera las forzantes astronómicas y, además, asimila los datos de marea disponibles en las costas e islas de manera de ajustar los resultados de las ecuaciones hidrodinámicas. Para cada componente de marea analizada, el modelo provee amplitud y época en un retículo de 1°x 1°. Estos valores fueron interpolados a los puntos del borde Norte, Este y Sur del modelo regional. La altura de marea, con respecto al nivel medio del mar, se obtiene en cada paso de tiempo a lo largo del borde, introduciendo en la ecuación (17) los valores de amplitud y fase (Schwiderski, 1979, 1981a, b, c) previamente interpolados para cada componente. Las corrientes de marea en el borde se calculan mediante la solución de la ecuación lineal (18), utilizando las cartas de marea graficadas por Schwiderski para determinar, en cada caso, la dirección de propagación. Las componentes consideradas son M_2 , S_2 , N_2 , K_1 y O_1 .

A partir de un estado inicial con el agua en reposo y permitiendo un período de estabilización de 7 días, se integró el sistema durante 86 días, archivando los campos de nivel y corrientes en forma horaria. Se aplicó el método de Foreman (1979) a las series horarias obtenidas en cada punto del retículo para calcular las constantes de amplitud y fase que definen la onda de marea. Las cartas de isoamplitudes y líneas cotidales obtenidas se muestran en la Figura 4. En las componentes semidiurnas (Figura 4a, b y c) se establecen dos sistemas anfifrónicos en la parte más extensa de la plataforma, frente a Patagonia. Ambos aparecen en las cartas del modelo de Schwiderski mencionado anteriormente y en las cartas construidas a partir de datos observacionales por Balay (1956) para M_2 . Glorioso y Simpson (1994) obtienen mediante un modelo numérico de la parte norte de la plataforma para esta última componente, un punto anfifrónico desplazado hacia tierra. Se observa el efecto rotacional más fuerte en las componentes diurnas, más largas, con un solo sistema dominando la propagación en la plataforma (Figura 4d y e). En estas componentes aparecen también ondas estacionarias que se forman por reflexión de la onda de marea en el talud continental.

Para la calibración del modelo se compararon los valores de las constantes armónicas (amplitud y fase) producidas por éste con las provistas por el SIHN en las estaciones San Clemente, Pinamar, Mar de Ajó, Punta del Este, Mar del Plata, Quequén, San Blas, San Antonio, Punta Colorada, Puerto Madryn, Rawson, Santa Elena, Comodoro Rivadavia, Puerto Deseado, San Julián, Punta Quilla, Punta Loyola, Bahía San Sebastián, Río Grande y Bahía Thetis, las de la Torre Oceanográfica (Ministerio de Obras y Servicios Públicos), analizadas por el Instituto Argentino de Oceanografía (IADO) y los valores publicados por Glorioso y Flather (1995) de Puerto Argentino (P. Stanley) y de la estación FS1. La localización de estas estaciones se muestra en la Figura 5. Se utilizaron la amplitud y fase de la onda de marea entrante en el borde abierto y el coeficiente de fricción de fondo como parámetros de ajuste del modelo. Los datos provenientes del modelo global utilizado como condición de borde no fuerzan la amplificación que tiene lugar a lo largo de la parte sur de la plataforma, posiblemente por su resolución espacial. Esta experiencia está de acuerdo con lo manifestado por Glorioso y Flather (1995). Se adopta una amplificación para las componentes semidiurnas en el borde abierto sur, que varía en forma lineal a

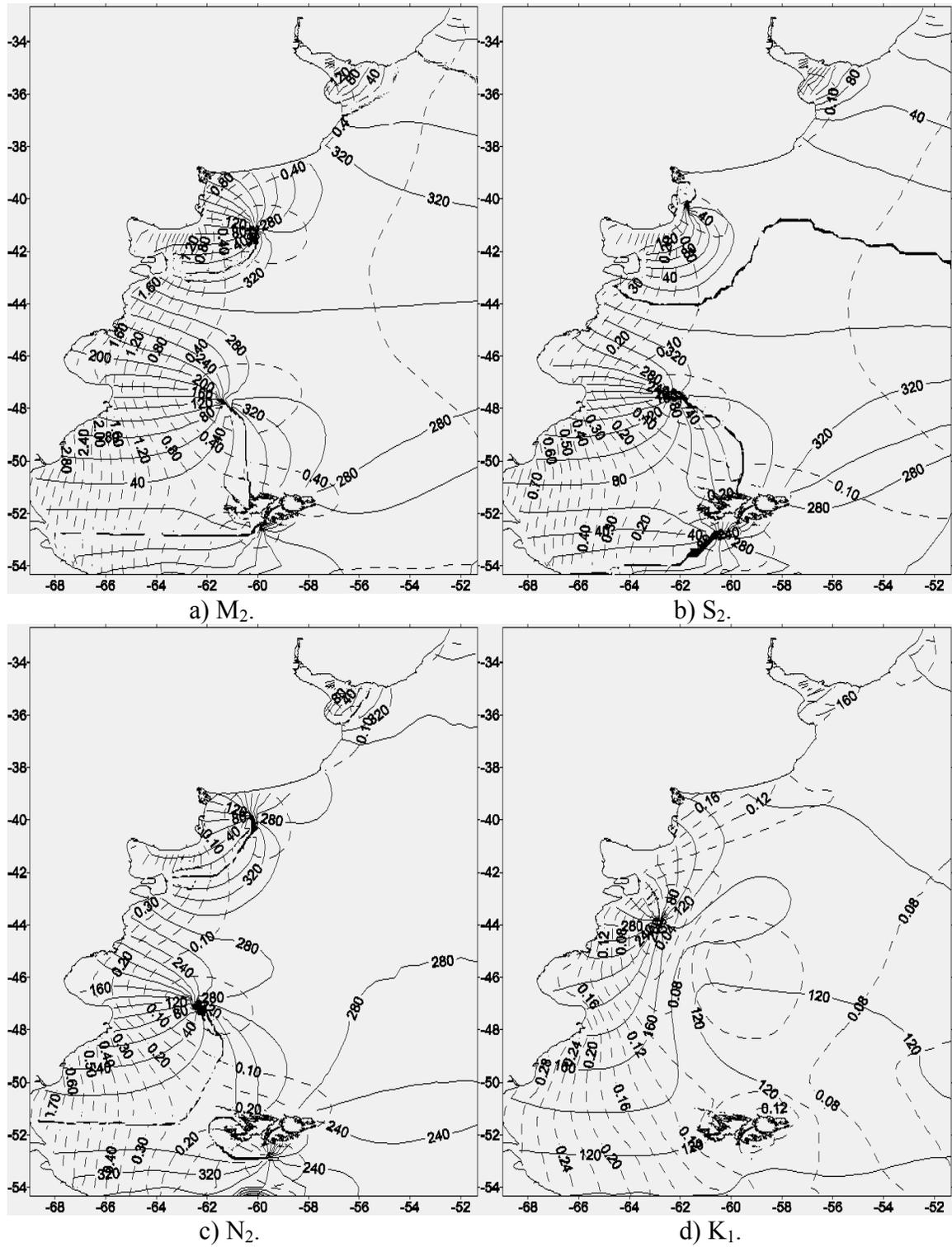
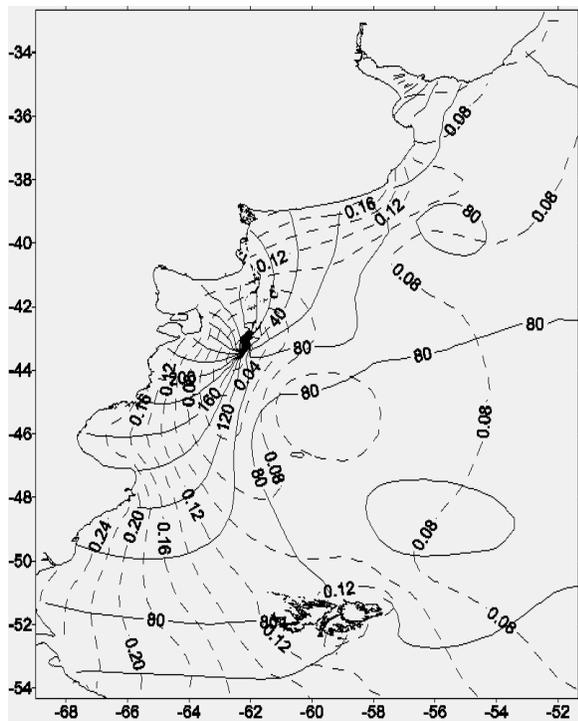


Figura 4. Amplitud (m) y época G ($^\circ$) de las principales componentes de marea, a partir del modelo de plataforma continental.



e) O_1 .

Figura 4. Continuación.

través de la plataforma, hasta llegar a un valor máximo en la costa. Esta amplificación máxima es del 100 % para la componente M_2 , del 50 % para S_2 y del 80 % para N_2 . La amplitud de las dos primeras componentes debe ser disminuida a lo largo de los bordes norte y este para evitar un excesivo aumento sobre la costa de la Provincia de Buenos Aires. La reducción es máxima en el norte, del 80 % y 65 %, respectivamente, y gradual a lo largo del borde oriental, manteniendo en cada caso la consistencia con el borde sur. La fase de S_2 se adelanta en 20° y la amplitud de O_1 se reduce en un 40 % de forma homogénea en todo el borde. La zona de El Rincón de Bahía Blanca es especialmente sensible a cualquier ajuste en las condiciones de borde, ya que en ésta las fuerzas de gravedad y de Coriolis parecen estar en un equilibrio delicado para la onda de marea principal semidiurna M_2 . El cambio en las condiciones de marea en el borde, aun en el borde sur, afecta notablemente la estructura de las líneas cotidales, es decir, la propagación de la marea, en especial en esta zona. Un aumento de la amplitud de la marea en el borde abierto produce un aumento de las fuerzas de gravedad, que puede borrar el punto anfodrómico de El Rincón para las componentes semidiurnas y así alterar completamente la fase de la onda. Glorioso y Flather (1995) obtienen un buen ajuste de la amplitud en el sur de la plataforma, que es el centro de su interés, mediante un aumento del 50 % en la amplitud dada por Schwiderski, pero perdiendo el punto anfodrómico de El Rincón.

Siguiendo la forma sugerida por Bijlsma (1989) para el Mar del Norte se llegó a una expresión para el coeficiente de De Chèzy que es consistente con los valores aplicados en los estuarios de Bahía Blanca y del Río de la Plata. Los valores adoptados para la plataforma son

$$(20) \quad C = \begin{cases} 73 & D \leq 50 \text{ m} \\ 93 - \frac{2}{5}D & 50 < D \leq 80 \text{ m} \\ 61 & D > 80 \text{ m} \end{cases}$$

siendo el coeficiente de fricción

$$(21) \quad C_B = \frac{g}{C^2}$$

El coeficiente de difusión turbulenta horizontal no fue considerado para la calibración, sino que se consideró, como en Glorioso y Flather (1995),

$$(22) \quad A = 5H$$

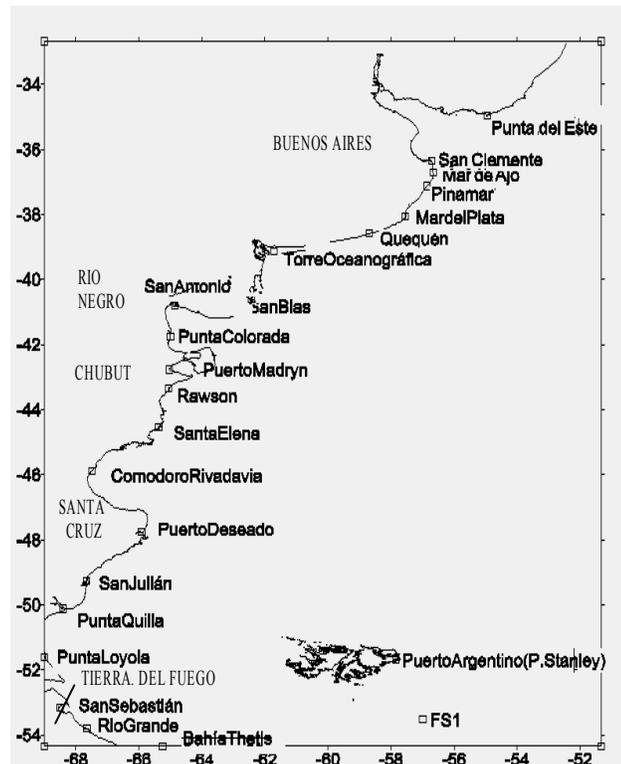


Figura 5. Estaciones utilizadas para la verificación de la marea producida por el modelo de plataforma.

En la Tabla 1 se presentan los resultados finales de la comparación de la marea obtenida mediante el modelo numérico, con los valores de amplitud y fase de las componentes armónicas analizadas en las estaciones de la Figura 5. Se observa que las componentes M_2 y S_2 modeladas sufren una amplificación espúrea sobre la costa Este de la Provincia de Buenos Aires, desde San Clemente hasta Mar del Plata. La marea en esta zona está muy relacionada con las ondas semidiurnas que se propagan por agua profunda de Sur a Norte, ya que parte de la energía de las ondas que avanzan sobre

la plataforma hasta El Rincón de Bahía Blanca (Figura 2) se disipa sobre la plataforma (Glorioso y Simpson, 1994) o queda confinada a los sistemas anfídromicos que se observan en las Figura 4a, b y c. Durante el proceso de ajuste, se comprobó que la amplitud de la marea en esta zona es más sensible a las variaciones de amplitud de la onda entrante por el borde Sur que a la amplitud en el borde Este, a pesar de su proximidad a este último. Las aproximaciones adoptadas surgen de un compromiso con la representación correcta de la amplitud en las distintas zonas de la plataforma. Es posible que dicho aumento de amplitud se deba a la marcada disminución de la profundidad que encuentra la onda de marea al alcanzar esta zona desde la cuenca profunda del Atlántico adyacente a la plataforma (Figura 3). Esto produce un acortamiento de la longitud de onda y aumento de amplitud (*shoaling*) que la fricción de fondo, tal como se encuentra representada en el modelo, no es capaz de disipar adecuadamente. Se hace notar que la aproximación (21) adoptada para la fricción de fondo es sólo dependiente de la profundidad y, por lo tanto, muy general en un área extensa. Para la componente N_2 , sin embargo, la amplificación modelada coincide con las observaciones. Las grandes diferencias de fase de la componente diurna K_1 alrededor de la desembocadura del estuario del Río de la Plata sugieren

		M_2		S_2		N_2		K_1		O_1	
		amp.	fase								
Punta del Este	mod.	0.21	20	0.07	79	0.07	335	0.08	162	0.06	93
	obs.	0.06	347	0.01	83	0.03	322	0.00	105	0.05	151
San Clemente	mod.	0.53	35	0.14	91	0.16	346	0.10	151	0.07	113
	obs.	0.36	11	0.06	97	0.15	334	0.06	237	0.17	121
Mar de Ajó	mod.	0.52	1	0.14	55	0.15	313	0.09	143	0.08	115
	obs.	0.32	330	0.06	51	0.13	285	0.09	231	0.17	97
Pinamar	mod.	0.41	334	0.11	28	0.12	291	0.08	148	0.11	118
	obs.	0.31	306	0.06	29			0.12	204	0.17	126
Mar del Plata	mod.	0.40	319	0.10	16	0.10	281	0.09	154	0.14	107
	obs.	0.37	304	0.07	11			0.16	169	0.18	71
Puerto Quequén	mod.	0.46	287	0.10	7	0.08	262	0.13	151	0.19	71
	obs.	0.48	282	0.09	6			0.16	129	0.15	53
Torre Oceanog.	mod.	1.08	214	0.08	13	0.09	131	0.18	121	0.18	31
	obs.	1.09	234	0.17	356	0.17	158	0.20	85	0.15	19
San Blas	mod.	0.68	125	0.03	155	0.11	58	0.14	90	0.13	0
	obs.	0.82	159	0.06	246			0.21	40	0.12	347
San Antonio	mod.	3.37	68	0.66	134	0.65	39	0.12	52	0.11	318
	obs.	3.14	72	0.65	147			0.20	7	0.10	292
Punta Colorada	mod.	3.25	64	0.63	130	0.63	35	0.12	50	0.11	316
	obs.	2.84	63	0.56	142			0.21	1	0.05	269
Puerto Madryn	mod.	2.91	321	0.66	31	0.51	303	0.12	313	0.13	234
	obs.	1.89	320	0.45	34			0.18	310	0.07	221
Rawson	mod.	2.00	289	0.44	355	0.34	269	0.13	293	0.14	217
	obs.	1.40	296	0.26	370			0.15	284	0.03	202
Santa Elena	mod.	1.66	245	0.33	313	0.25	223	0.15	256	0.16	188
	obs.	1.63	269	0.39	347			0.17	257	0.12	178
Comodoro Rivadavia	mod.	2.09	199	0.37	265	0.29	168	0.19	224	0.19	161
	obs.	2.06	220	0.41	309			0.20	248	0.13	150
Puerto Deseado	mod.	1.42	128	0.25	172	0.27	89	0.21	188	0.20	129
	obs.	1.79	139	0.33	198			0.24	206	0.19	126
San	mod.	2.87	72	0.67	114	0.63	43	0.29	158	0.26	102

Julián	obs.	2.83	75	0.60	118		0.27	165	0.20	105	
Punta	mod.	3.46	46	0.85	88	0.78	20	0.30	142	0.26	88
Quilla	obs.	3.74	52	1.00	106			0.26	155	0.22	87
Punta	mod.	3.58	31	0.89	74	0.81	6	0.30	134	0.26	81
Loyola	obs.	3.73	32	1.01	88			0.26	146	0.21	83
Puerto	mod.	0.46	260	0.15	281	0.10	233	0.12	100	0.12	51
Argentino	obs.	0.43	277	0.15	312	0.10	247	0.13	103	0.15	60
San	mod.	3.00	7	0.70	56	0.66	350	0.26	126	0.23	78
Sebastián	obs.	3.29	352	0.98	47			0.24	106	0.24	65
FS1	mod.	0.36	258	0.12	274	0.07	241	0.10	100	0.11	54
	obs.	0.36	281	0.13	313	0.08	255	0.12	121	0.17	63
Río	mod.	2.60	343	0.64	24	0.59	322	0.27	109	0.23	59
Grande	obs.	2.62	333	0.69	29			0.27	102	0.21	39
Bahía	mod.	1.41	311	0.33	351	0.33	295	0.23	98	0.20	50
Thetis	obs.	1.27	299	0.31	348			0.18	87	0.19	51

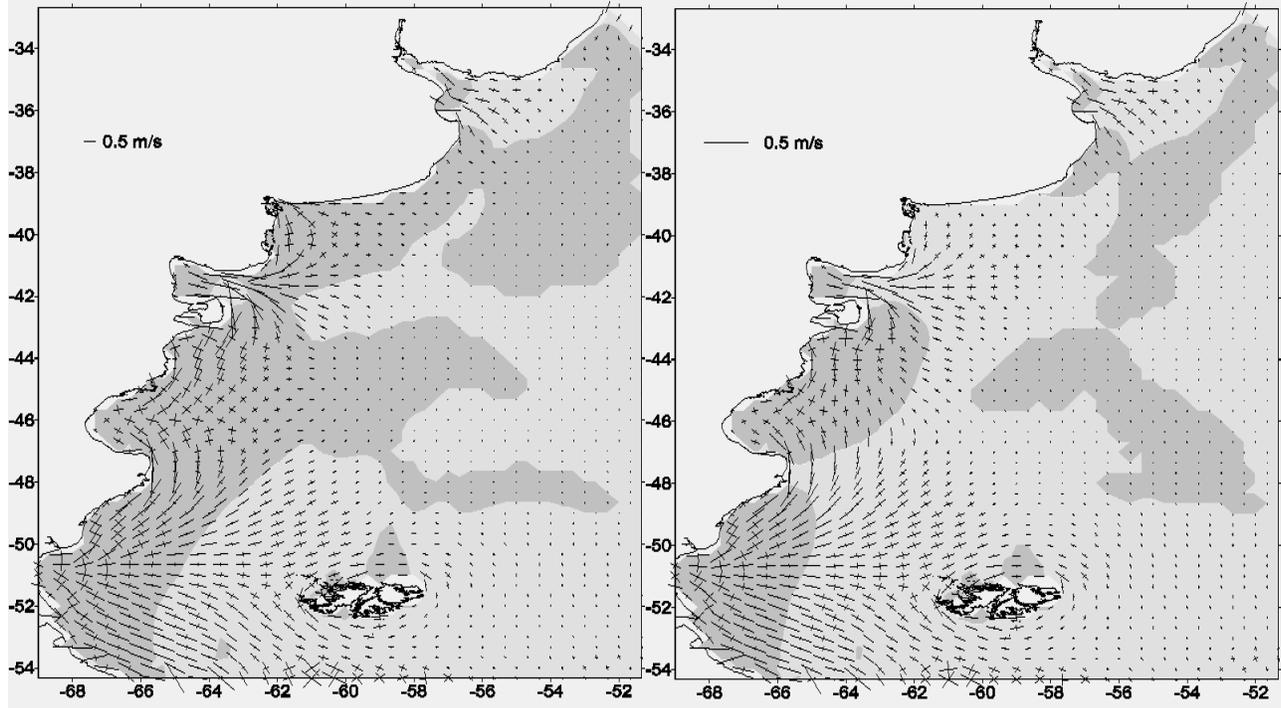
Tabla 1. Amplitud (m) y época G ($^{\circ}$) de las componentes de marea obtenidas a partir del modelo numérico en plataforma continental y de los análisis de mediciones de nivel del agua provenientes de otras fuentes citadas en el texto.

la presencia de un sistema anfdrómico, en concordancia con Schwiderski (1981b) y no representado por este modelo numérico. En cambio, la fase de la componente diurna O_1 sólo difiere significativamente de las observaciones en Punta del Este.

En la zona que abarca la costa sudeste de Buenos Aires al sur de Mar del Plata y El Rincón de Bahía Blanca (Figura 2 y Figura 5), la marea está bien representada en general (estaciones Mar del Plata, Quequén, Torre Oceanográfica y San Blas). La componente semidiurna principal M_2 se ajusta a los datos, con excepción de la fase en San Blas, en donde la onda presenta un retraso de aproximadamente una hora con respecto a lo observado. Esta estación está próxima al punto anfdrómico (Figura 4a), siendo la variación de fase a lo largo de la plataforma es pronunciada entre dicho punto y la costa, lo que puede producir localmente errores importantes. El punto anfdrómico de la componente S_2 se encuentra prácticamente sobre esta última estación (Figura 4b), por lo que la diferencia de fase es puntualmente mayor, pero alcanza la Torre Oceanográfica con aproximadamente media hora de adelanto. Tanto S_2 como N_2 sufren una cierta amplificación extra en la Torre Oceanográfica, posiblemente por algún desplazamiento de los puntos anfdrómicos. Las componentes diurnas se amplifican en la zona de El Rincón (Figura 4d y e), fenómeno que está correctamente representado en el modelo numérico, aunque la componente K_1 llega a la Torre Oceanográfica con un retraso importante, de alrededor de dos horas.

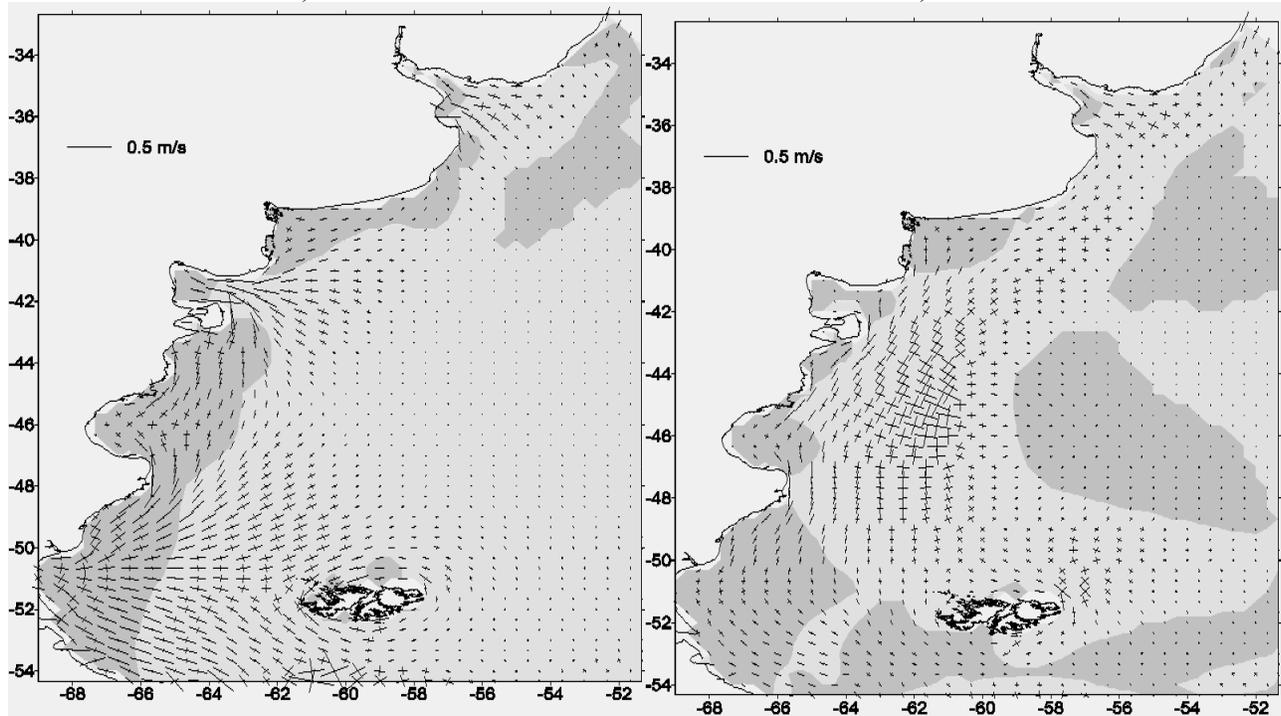
La significativa amplificación de las componentes semidiurnas en el Golfo San Matías (Figura 2) se reproduce en el modelo numérico con muy buena concordancia también en la fase. Se observa un desfase importante de las componentes diurnas en el interior del golfo, posiblemente debido a perturbaciones provocadas por la limitada resolución, ya que estas ondas llegan con la fase correcta a la boca, como se desprende de la comparación de las Figura 4d y e con los valores observados de San Antonio y Punta Colorada en la Tabla 1.

En la zona del Golfo Nuevo (Figura 2), estaciones Puerto Madryn y Rawson, el modelo produce una amplificación localizada de las componentes semidiurnas, como ocurre también en Glorioso y Flather (1995). Hacia el Sur, existe concordancia entre la marea modelada y las observaciones, incluso



a) M_2 .

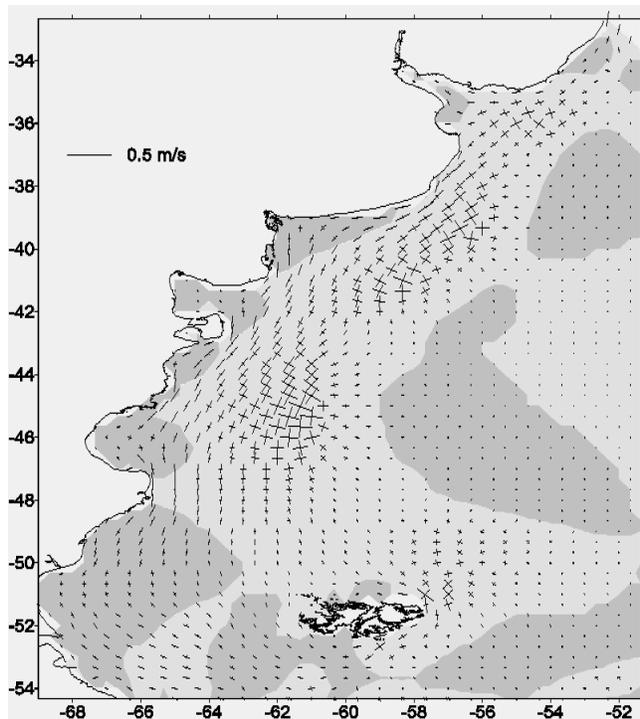
b) S_2 .



c) N_2 .

d) K_1 .

Figura 6. Ejes de las elipses correspondientes a las corrientes de marea obtenidas con el modelo del presente estudio. Las zonas más oscuras corresponden a rotación de las corrientes en el sentido de las agujas del reloj. Nótese que la escala de M_2 es 4 veces menor que la del resto de las componentes.



e) O_1 .

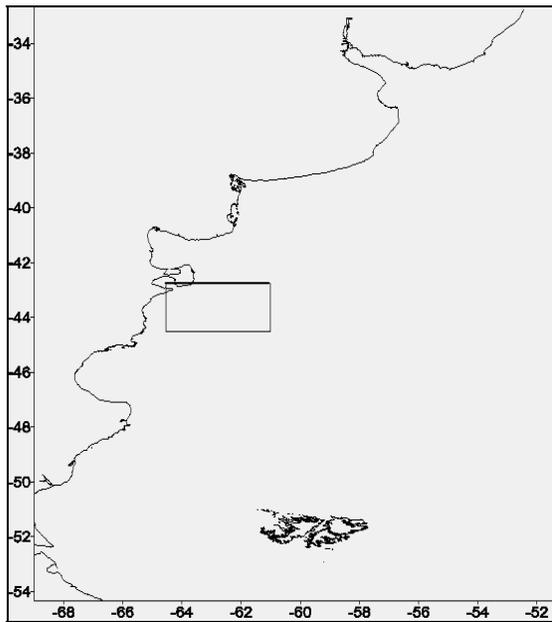
Figura 6. Continuación.

en cuanto a la extraordinaria amplificación de las componentes semidiurnas hacia la costa que tiene lugar en la parte sur de la plataforma, en especial en Bahía Grande, hasta Tierra del Fuego.

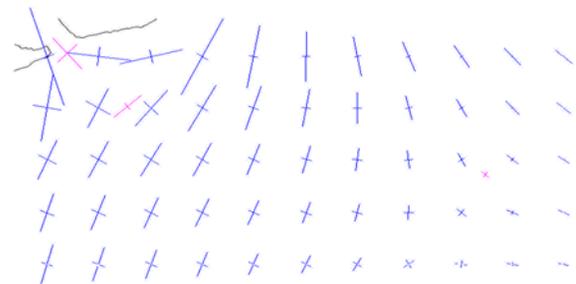
Existe mucha menos información disponible acerca de las corrientes de marea, que los que se ha visto con respecto al nivel del agua. Por eso, una vez calibrado el modelo mediante los datos de nivel, se procedió a aplicar el método de Foreman (1979) a las series horarias de corrientes de marea obtenidas en cada punto del retículo para calcular los parámetros de las elipses que definen las componentes armónicas de las mismas. Este método de representación sintetiza la información acerca de la corriente producida por cada componente de marea (Pugh, 1987). Respondiendo a la perturbación producida por la onda de marea, la corriente rota y varía su intensidad en forma también periódica. En cada punto, el extremo del vector corriente recorre el perímetro de la elipse, en su rotación a lo largo de un ciclo de marea, cuyo sentido depende de condiciones locales. La intensidad y dirección de la corriente máxima está dada, respectivamente, por la longitud y dirección de un semieje mayor, y la intensidad y dirección de la corriente mínima, por un semieje menor, de la misma forma. Así, la excentricidad de las elipses refleja el grado de unidireccionalidad de las corrientes de marea en todo el ciclo. En cada semiciclo, la corriente alcanza una vez su valor máximo y mínimo, con sentido opuesto

a los del semiciclo anterior. Los ejes de las elipses de las componentes analizadas de las corrientes de marea provenientes del modelo numérico se muestran en la Figura 6.

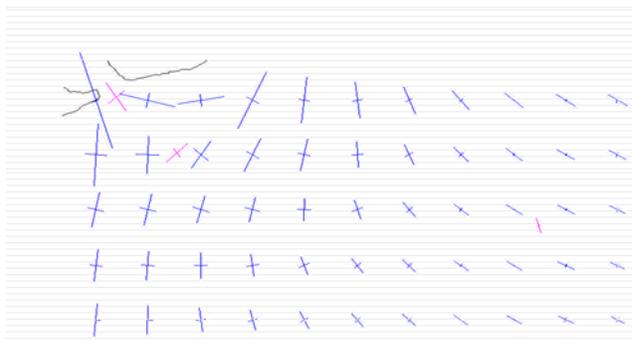
Figura 7. Ejes de las elipses correspondientes a las corrientes de marea de las componentes analizadas: según Rivas (1997); este estudio. Nótese que la escala en M_2 es 4 veces mayor que en el resto de las componentes.



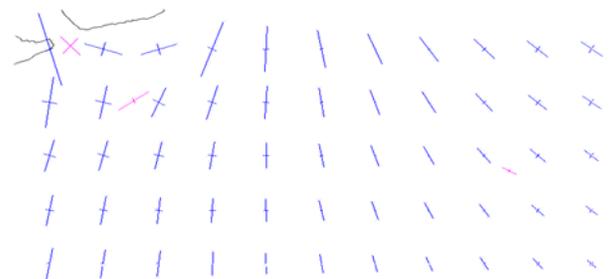
a) Area detallada.



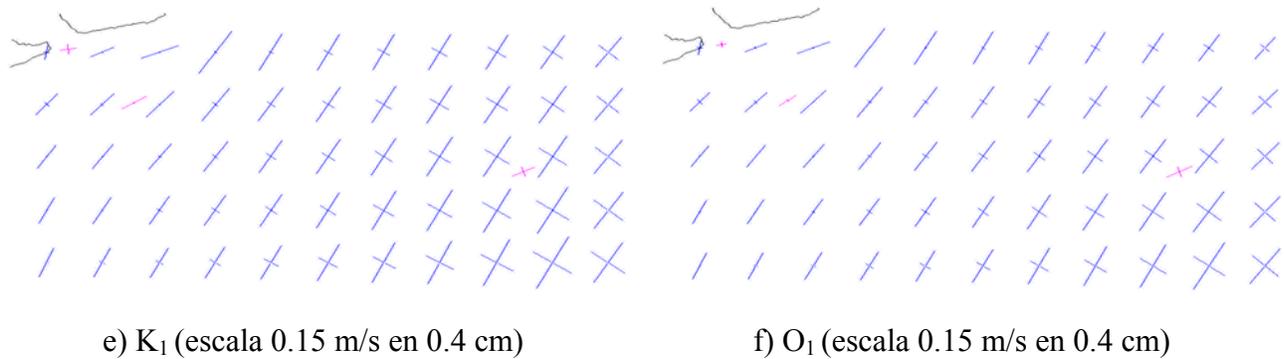
b) M_2 (escala 0.3 m/s en 0.2 cm)



c) S_2 (escala 0.15 m/s en 0.4 cm)



d) N_2 (escala 0.15 m/s en 0.4 cm)



e) K_1 (escala 0.15 m/s en 0.4 cm)

f) O_1 (escala 0.15 m/s en 0.4 cm)

Rivas (1997) presenta resultados de mediciones de corrientes en tres puntos ubicados desde la boca del Golfo Nuevo hasta la isobata de 100 m, a través de la plataforma continental. A partir de estos datos medidos, calcula las elipses de las corrientes de marea para las principales componentes. En la Figura 7 se amplía el área correspondiente a estas mediciones y se grafican los resultados publicados, en forma de ejes de las elipses de las corrientes de marea, para su comparación con los resultados del modelo numérico. En el punto más cercano a la boca del Golfo Nuevo las corrientes de las componentes semidiurnas de marea reflejan la amplificación que se produce en la marea modelada en la zona, mencionada en el análisis de la Tabla 1. Los cambios en intensidad y excentricidad de las elipses a través de la plataforma dados por el modelo concuerdan con los resultados de las observaciones. El sentido de giro de la corriente durante el ciclo de marea (Figura 6) coincide en todos los casos con el observado. La dirección de las corrientes máximas y mínimas observadas y modeladas están de acuerdo en general. Se encuentran diferencias para las componentes diurnas en el punto más exterior, sugiriendo un cierto error del modelo en la localización de sus sistemas anfidiométricos.

4. Referencias

- Balay, M. A., 1956. "Determination of mean level of Argentine Sea. Influences of oscillations of the sea not caused by the tides". *International Hydrographic Review* (Mónaco), **33**(2), 31-65.
- Bijlsma, A. C, 1989. "Investigation of surge-tide interaction in the storm surge model CSM-16", Delft Hydraulics, Z-311.
- Camerlengo, A. L. y J. J. O' Brien, 1980. "Open boundary conditions in rotating fluids", *J. of Computational Physics* **35**, No. 1, 12-35.
- Canadian Hydrographic Service, 1978. "General bathymetric charts of the ocean (GEBCO)" N° 5.12, quinta edición, mayo 1978.
- Davies, A. M. y R. A. Flather, 1978. "Application of numerical models of the north-west European continental shelf and the North Sea to the computation of the storm surges of November to December, 1973", *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **14**, pag.72.
- Etala, M. P., 1995. "Un modelo para onda de tormenta en el Río de la Plata y plataforma continental", *Resúmenes del VI Congreso Latinoamericano de Ciencias del Mar (VI COLACMAR)*, octubre de 1995, Mar del Plata, Argentina, N° 260, 75.

- Etala, M. P., 1996. "Primeras experiencias en la determinación en tiempo real del efecto atmosférico sobre el nivel del agua", *Actas del VII Congreso Argentino de Meteorología y III Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología*, Buenos Aires, Septiembre de 1996, 197-198.
- Etala, M. P., 2000. "Modelos anidados para el cálculo de la onda de tormenta en el estuario de Bahía Blanca", *Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires*, 130 págs.
- Etala, M. P., 2001. "Una investigación del papel de la tensión inducida por las olas en el acoplamiento de modelos atmosféricos y oceánicos", *Preprints IX Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología CLIMET IX y VIII Congreso Argentino de Meteorología CONGREGMET VIII*, N° 165, 7 págs.
- Flather, R. A., 1988. "Storm surge modelling", Course on Ocean Waves and Tides, *International Centre for Theoretical Physics*, H4.SMR/299-12, Trieste, Italia, 44 págs.
- Flather R. A. y N. S. Heaps, 1975. "Tidal computations for Morecambe Bay", *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, **42**, pag. 489-517.
- Foreman, M. G. G., 1979. "Manual for tidal heights analysis and prediction", Pacific Marine Science Report 77-10, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Victoria B. C., 101 págs.
- Gill, A.E., 1982. "Atmosphere-Ocean Dynamics", *International Geophysics Series* N° 30, Academic Press, 662 pag.
- Glorioso, P. D. y J. H. Simpson, 1994. "Numerical modelling of the M₂ tide on the northern Patagonian Shelf", *Cont. Shelf Res.*, **14**, 267 - 278.
- Glorioso, P. D. y R. A. Flather, 1995. "A barotropic model of the currents off SE South America", *J. of Geophys. Res.*, **11**, 1491 - 1508.
- Isaacson E., H. Bishop y Keller, 1966. "Analysis of Numerical Methods", John Wiley & Sons Inc., 535 págs.
- Jenter, H. L. y O. S. Madsen, 1989. "Bottom stress in wind-driven depth-averaged coastal flows", *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 962-974.
- Mesinger, F. y A. Arakawa, 1976. "Numerical methods used in atmospheric models", GARP Publications Series N°17, 64 págs.
- Orlanski, I., 1976. "A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows", *Journal of Computational Physics*, **21**, 251-269.
- Pore, N. A., 1973. "Marine conditions and automated forecasts for the Atlantic coastal storm of February 18-20, 1972", *Mon. Wea. Rev.*, **101**, 363-370.
- Pugh, D.T., 1987. "Tides, surges and mean sea-level - A Handbook for Engineers and Scientists", John Wiley & Sons, Chichester.
- Rabinowitz, P. D., M. Delach, M. Truchan y A. Lonardi, 1978. "Bathymetry of the Argentine continental margin and adjacent seas", *Lamont - Doherty Geological Observatory of Columbia University*, American Association of Petroleum Geologists.
- Rivas, A. L., 1997. "Current meter observations in the Argentine continental shelf", *Cont. Shelf Res.*, **17**, 391-406.
- Røed L. P. y C. K. Cooper, 1986. "Open boundary conditions in numerical ocean models", págs. 411-436 en *Advanced Physical Oceanographic Numerical Modelling*, J. J. O' Brien (ed.), D. Reidel Publishing Company.
- Schureman, P., 1958. "Manual of Harmonic Analysis and Prediction of Tides". *U.S. Department of Commerce, Coast and Geodetic Survey*, Special Publication No. 98. 317 pages.
- Schwiderski, E. W., 1978a. "Global Ocean Tides, Part I: A Detailed Hydrodynamical Interpolation Model", NSWC/DL TR-3866, *Naval Surface Weapons Center*, Silver Spring, Maryland.

- Schwiderski, E. W., 1978b. "Hydrodynamically Defined Ocean Bathymetry", NSWC/DL TR-3888, *Naval Surface Weapons Center*, Silver Spring, Maryland.
- Schwiderski, E. W., 1979. "Global Ocean Tides, Part II: The Semidiurnal Principal Lunar Tide (M_2), Atlas of Tidal Charts and Maps", NSWC TR 79-414, *Naval Surface Weapons Center*, Silver Spring, Maryland, 87 págs.
- Schwiderski, E. W., 1980. "On Charting Global Ocean Tides", *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **18**, N° 1, 243-268.
- Schwiderski, E. W., 1981a. "Global Ocean Tides, Part III: The Semidiurnal Principal Solar Tide (S_2), Atlas of Tidal Charts and Maps", NSWC TR 81-122, *Naval Surface Weapons Center*, Silver Spring, Maryland, 96 págs.
- Schwiderski, E. W., 1981b. "Global Ocean Tides, Part IV: The Diurnal Luni-Solar Declination Tide (K_1), Atlas of Tidal Charts and Maps", NSWC TR 81-142, *Naval Surface Weapons Center*, Silver Spring, Maryland, 87 págs.
- Schwiderski, E. W., 1981c. "Global Ocean Tides, Part V: The Diurnal Principal Lunar Tide (O_1), Atlas of Tidal Charts and Maps", NSWC TR 81-144, *Naval Surface Weapons Center*, Silver Spring, Maryland, 85 págs.
- Schwiderski, E. W., 1981d. "Global Ocean Tides, Part VI: The Semidiurnal Elliptical Lunar Tide (N_2), Atlas of Tidal Charts and Maps", NSWC TR 81-218, *Naval Surface Weapons Center*, Silver Spring, Maryland, 86 págs.
- SIHN, 1994. "Carta náutica El Rincón, de Cabo Corrientes a Faro Segunda Barranca", *Servicio de Hidrografía Naval*, H-200, Buenos Aires, Argentina.
- Sommerfeld, A., 1949. "Partial differential equations: Lectures in Theoretical Physics", Vol. 6, Academic Press.

5. LISTA DE SIMBOLOS

a	velocidad de la onda de marea
A	coeficiente de difusión horizontal
c	velocidad de fase
C	coeficiente de De Chèzy
C_D	coeficiente de arrastre del viento
C_B	coeficiente de fricción de fondo
D	profundidad total del agua
f	parámetro de Coriolis
F	factor nodal de la onda marea
F_B	componente zonal de la tensión de fondo
F_S	componente zonal de la tensión del viento en superficie
g	aceleración de la gravedad
G_B	componente meridional de la tensión de fondo
G_S	componente meridional de la tensión del viento en superficie
h	perturbación del nivel del agua
h_s	altura de la capa atmosférica de superficie
H	nivel medio del agua
k	número de onda

K	coeficiente vertical de intercambio turbulento de cantidad de movimiento
l	longitud de mezcla
L	longitud de Obukhov
p	presión atmosférica en superficie
\bar{q}	corriente verticalmente integrada
R	radio de la Tierra
S	altura de la capa de superficie
t	tiempo
T_a	temperatura del aire en superficie
T_w	temperatura superficial del agua
\bar{T}_s	tensión del viento en superficie
\bar{T}_B	tensión de fondo
u	componente zonal de la corriente verticalmente integrada
u^*	velocidad de fricción
U	componente zonal del viento
\bar{U}	viento horizontal
v	componente meridional de la corriente verticalmente integrada
V	componente meridional del viento
V_{0u}	marea de equilibrio en el meridiano de Greenwich
W'	perturbación de la componente vertical del viento
\bar{W}	viento en superficie
z_0	longitud de rugosidad
Γ	amplitud de la onda de marea
ρ	densidad del agua
ρ_a	densidad del aire
Φ	latitud
Θ	longitud
σ	frecuencia angular
$\bar{\tau}$	flujo vertical de cantidad de movimiento

Componentes de marea

M_2	lunar principal semidiurna
S_2	solar principal semidiurna
N_2	lunar elíptica semidiurna
K_1	declinación luni-solar diurna
O_1	lunar principal diurna

6. LISTA DE ACRÓNIMOS

CEADO Centro Argentino de Datos Oceanográficos
IADO Instituto Argentino de Oceanografía
SIHN Servicio de Hidrografía Naval
SMARA Servicio Meteorológico de la Armada