

Predicción de Corrientes de Marea Subsuperficiales en Profundidades Bajas e Intermedias

NESTOR W. LANFREDI¹ E CARLOS A. MAZIO²

¹ Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires y Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP. Casilla de Correo 45 - (1900) La Plata-Argentina

² Departamento de Oceanografía. Servicio de Hidrografía Naval. Avenida Montes de Oca 2124. (1271) Buenos Aires - Argentina

(Recebido em 12/03/91. Aceito para publicação em 15/03/94.)

Abstract – Investigation in coastal dynamics, it requires the knowledge of tidal currents at different depths. The model presented here permits to find out their speeds parting from sole series measured near the surface. The model considers the turbulent viscosity to be constant, and introduces the Coriolis effect. The investigation is oriented on the maximal energy component M_2 and the computed results are compared with the series measured at different depths. This comparison concludes that the model predicts the direction and the sense of rotation of the current, and that it gives an acceptable answer in the speed modulus.

Resumo – O desenvolvimento de investigações sobre dinâmica costeira exige o conhecimento das correntes de maré em diferentes profundidades oceânicas. O modelo aqui proposto permite obter velocidades de correntes de marés através de séries de medidas próximas à superfície da água. Este modelo considera o fator de viscosidades relacionado à turbulência como constante, ao mesmo tempo que introduz o efeito Coriolis. A investigação é orientada para a componente de energia máxima M_2 e os resultados são comparados com as séries de medidas em diferentes profundidades. Esta comparação permite concluir pela validade do modelo para predição da direção e sentido de rotação da corrente, bem como fornece uma aceitável resposta as suas velocidades.

INTRODUCCION

Entre la costa y las fuerzas que la naturaleza ejerce sobre ella, existe una interacción permanente, haciendo de esta región un sistema hidrodinámico de gran complejidad. Siendo esas fuerzas las responsables de su modelación, y de las variaciones presentes a corto y largo plazo, en las regiones cercanas a la costa.

Para planificar en forma adecuada, las defensas costeras y el manejo de sus recursos, en sistemas donde predomina un régimen hidrodinámico de esas características, es de primordial importancia disponer de datos apropiados, particularmente de las corrientes de marea, pues éstas deben considerarse en las distintas etapas de los proyectos, a causa del rol que desempeñan durante el funcionamiento de las estructuras marítimas y en la erosión de las playas.

Dado que el potencial de la marea asociado con los diferentes movimientos de la Tierra, de la Luna y del Sol, se lo conoce con un grado de precisión aceptable, es factible, calcular las constantes armónicas de las componentes de las corrientes medidas. Utilizando esta información, como condición de borde, en el desarrollo del modelo que se presenta en este trabajo, es posible, predecir la corriente de marea a diferentes niveles bajo el agua, partiendo de una medición realizada en las proximidades de la superficie.

ZONAS DE ESTUDIO

La fase experimental de este trabajo se desarrolló en dos localizaciones con características físicas diferentes.

La Estación 1, primer lugar estudiado, se situó en las proximidades del Puerto de Montevideo de la República Oriental del Uruguay, y a una dos millas náuticas de la zona exterior del Río de La Plata (Fig. 1).

El sistema flúvio-marítimo del Río de La Plata recibe, aguas arriba, el aporte de los ríos Paraná y Uruguay, cuyos caudales son del orden de los 20.000 m³/s y 6.000 m³/s, respectivamente; desde la costa uruguaya ingresan otros aportes fluviales menores que totalizan 700 m³/s, aproximadamente.

En el Río de La Plata, la marea ordinaria presenta desigualdades diurnas, con sus mayores amplitudes, 1,10 m, sobre la costa argentina (Punta Rasa), y las amplitudes menores se manifiestan en las costas del Uruguay, entre Montevideo y Punta del Este, con una amplitud media de 0,18 m (SHN, 1992).

Es probable que las diferencias de amplitudes entre las mareas de ambas costas, se deban, parcialmente a la influencia del Banco Ortiz, y a otros accidentes topográficos submarinos.

Las bajas profundidades de la región no permiten la

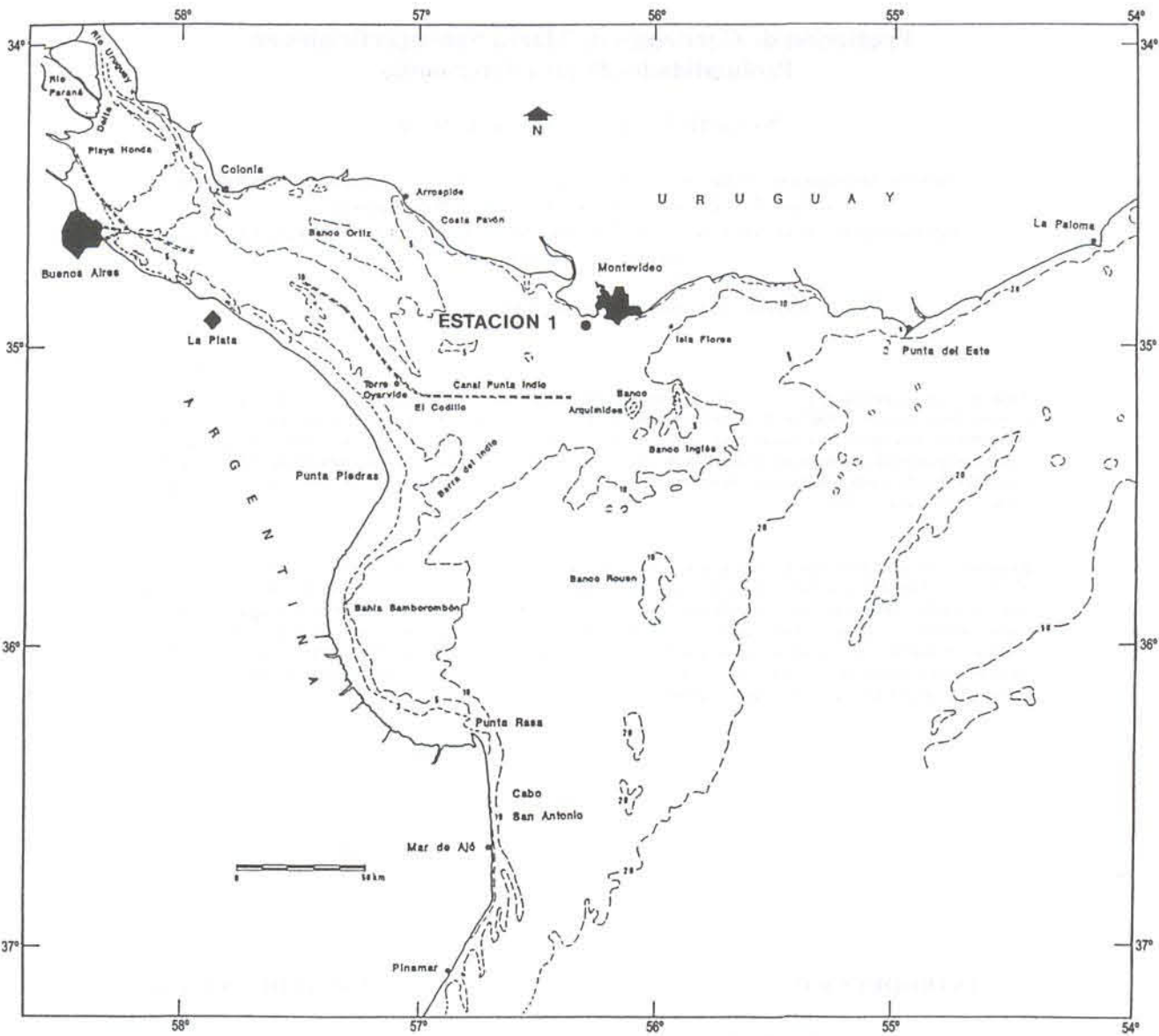


Figura 1 – Posición de la Estación 1 de la medición de corriente de marea, en el Río de La Plata.

formación de mareas interiores, hallándose, en cambio, una neta influencia de la marea oceánica.

Estudios realizados (Lanfredi *et al.*, 1979; Mazio, 1987; y Rodrigues Vieira *et al.*, 1993) han demostrado que en este Río se presentan tres células de circulación, con un desfase temporal entre ellas.

La Tabla 1, muestra las velocidades típicas de las zonas interior, intermedia y exterior del Río de La Plata.

Zonas	Interior		Intermedia		Exterior	
	Flujo	Reflujo	Flujo	Reflujo	Flujo	Reflujo
Velocidad (m/s)						
Máxima	0.48	0.68	0.49	0.61	0.62	0.67
Mínima	0.01	0.09	0.12	0.05	0.05	0.05

Tabla 1 - Velocidades flujo y reflujo en las zonas interior, intermedia y exterior del Río de La Plata.

La Figura 2, presenta las componentes norte-sur y este-oeste en las dos profundidades a las cuales se midió en la

Estación 1.

La segunda localización de las mediciones, Estación 2 y Estación 3, utilizadas todas como base de experimentación del modelo presentado, se fondearon sobre la plataforma continental de la Isla de Tierra del Fuego (Fig. 3). En ella la marea astronómica es del tipo semidiurna, con una amplitud media de 8,60 m (SHN, 1992). Mediciones realizadas en esta región austral, mostraron que las corrientes de marea son del tipo reversible y que la máxima velocidad no superó los 71 cm/s (Massonneau *et al.*, 1983).

Del análisis de los registros de la Estación 2, que se fondeó en las proximidades de la costa, fue posible extraer una corriente residual que acompañaba el rumbo de la línea de la costa; mientras que la de la Estación 3, instalada en aguas abiertas, la corriente residual presentaba una dirección coincidente a la de la Corriente de Malvinas, existen evidencias de la presencia de esta Corriente en otras estaciones realizadas en esta plataforma, y en lugares con profundidades superiores a los 50 m. Las Figuras 4 y 5, muestran las componentes norte-sur y este-oeste en los niveles a los cuales

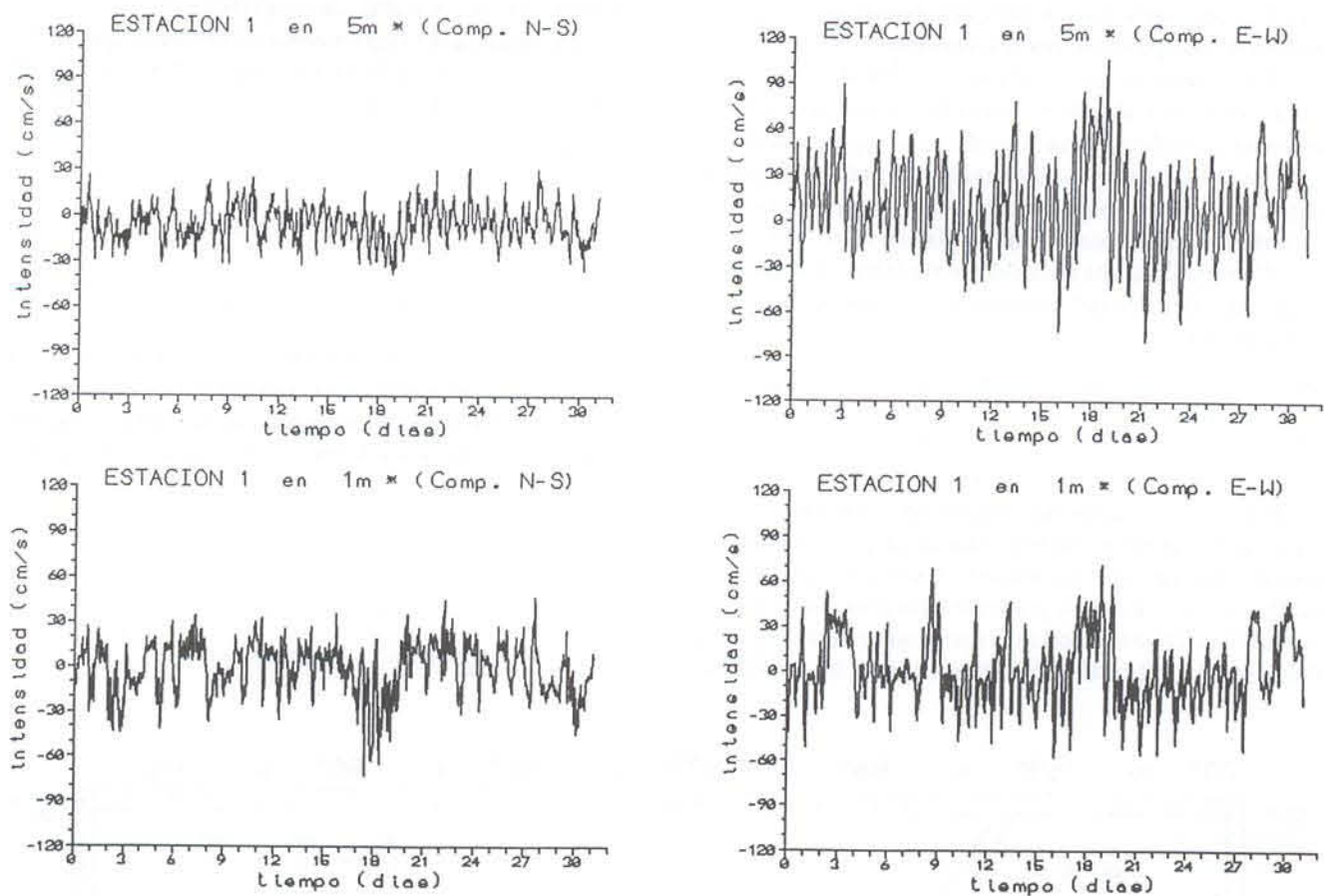


Figura 2 – Componentes Norte-Sur y Este-Oeste a las profundidades de medición (1m y 5m) en la Estación 1.

midio en las Estaciones 2 y 3 respectivamente.

Resumiendo, se puede decir que el régimen hidrodinámico en el área de bajas profundidades del Río de La Plata, las mediciones se hallan fuertemente influenciadas por la acción de una serie de agentes externos, tales como, la marea, los vientos, la batimetría y la presión atmosférica. Sus efectos combinados se sienten a lo largo de todo el Río, dando lugar a un flujo de alta complejidad y de carácter no lineal. De modo tal que, las corrientes en un lugar determinado son influenciadas no sólo por las condiciones locales sino también por el comportamiento general, y la respuesta global del sistema del Río de La Plata, ante los agentes externos antes mencionados (Rodrigues Vieira *et al.*, 1993).

A diferencia de la región fluvio-marítima anterior, las estaciones situadas en Tierra del Fuego, área de neta influencia oceánica y sin aportes fluviales de importancia en la zona de las mediciones, posee condiciones oceanográficas más estables y regulares.

INSTRUMENTAL

Los registros de las corrientes analizados en este trabajo, se realizaron con instrumentos de características diferentes. En aguas poco profundas se utilizó un correntógrafo ENDECO, modelo 105, con la particularidad de que su hélice se halla montada sobre el eje horizontal y permite descontar la velocidad orbital de la ola, condición ésta de importancia en las zonas de bajas profundidades. Para las aguas profundas, donde ese efecto disminuye con la profundidad, se

utilizaron correntógrafos AANDERAA, modelo RCM5, con un rotor Savonius situado en el extremo inferior del eje vertical del instrumento.

En las tres estaciones se adoptó, para los sistemas de fondeo, la técnica de cable tenso. La Tabla 2, presenta las características básicas de cada una de las estaciones mencionadas.

Estación	Lat. (S)	Long. (W)	Prof. (m)	Prof. de Medida (m)	Muestreo (min)	Medic. Total (h)
1	34°55'24"	56°15'30"	6.0	1.0 y 5.0	30	747
2	52°47'45"	68°18'07"	30.0	4.0 y 20.0	10	386
3	53°41'07"	67°30'26"	51.0	5.0 y 55.0	10	285

Tabla 2 - Características de las estaciones de medición. Posición geográfica, profundidad del lugar de la medición, tiempo de duración del muestreo en minutos y la duración total de la medición en horas.

MODELO NUMERICO

Es un hecho, teórica y experimentalmente conocido, la importancia que posee la fricción de la corriente de fondo en un flujo oscilatorio.

Proudman (1953), y Weisburg & Sturges (1976) presentaron algunas soluciones para resolver el caso donde la profundidad es infinita, sin la acción del efecto de Coriolis y donde la velocidad, en contraste con la rotatoria, es linealmente oscilatoria. Previamente, Fjølstad (1929), con-

siderando las fuerzas generadores de la marea y la de Coriolis, arribó a soluciones complicadas, al suponer que el flujo por encima de la capa límite era desconocido.

En el modelo que se presenta, a fin de explicar las variaciones verticales de la velocidad, se incluye la fuerza centrífuga complementaria (Coriolis), y se supone que el flujo sobre la estructura de la capa límite presenta una hodógrafa elíptica de características conocidas, lo cual permite el desarrollo de una solución simple (Kundu *et al.*, 1981).

Considerando una viscosidad turbulenta constante ν , las ecuaciones lineales del movimiento pueden ponerse de la siguiente forma:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + i f W - \nu \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - i \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \tag{1}$$

donde $W = \mu + i v$ representa, en la forma de función de variable compleja, el vector corriente horizontal, donde μ y v son las componentes cartesianas, f es el coeficiente de Coriolis, y ρ la densidad, siendo $(\partial p / \partial x)$, $(\partial p / \partial y)$ los gradientes horizontales de presión. Suponer la condición hidrostática (longitud de onda larga) y un fluido no estratificado, posibilitará tomar los gradientes

horizontales de presión independientes respecto a la coordenada z , impuesto ésto por la altura de la superficie libre.

La hodógrafa del flujo superficial se supone que es una componente armónica de frecuencia ω . Por lo cual, las condiciones de borde serán:

$$\begin{aligned} W &= 0 & z &= 0 \\ \frac{\partial W}{\partial z} &= 0 & z &= h \\ W &= A e^{-i \omega t} + B e^{i \omega t} & z &= h \end{aligned} \tag{2}$$

El eje z se adoptó positivo hacia arriba, h es la profundidad de la capa de agua considerada.

Estudiando el caso de una profundidad finita y teniendo en cuenta las condiciones de borde, la solución de la ecuación (1) será:

$$w = A e^{-i \omega t} \left[\frac{1 - e^{(-b^* z (1-i))} + e^{-2b^* h (1-i)} [-e^{(b^* z (1-i))}]}{1 - 2e^{(-2b^* h (1-i))} + e^{(-2b^* h (1-i))}} \right] +$$

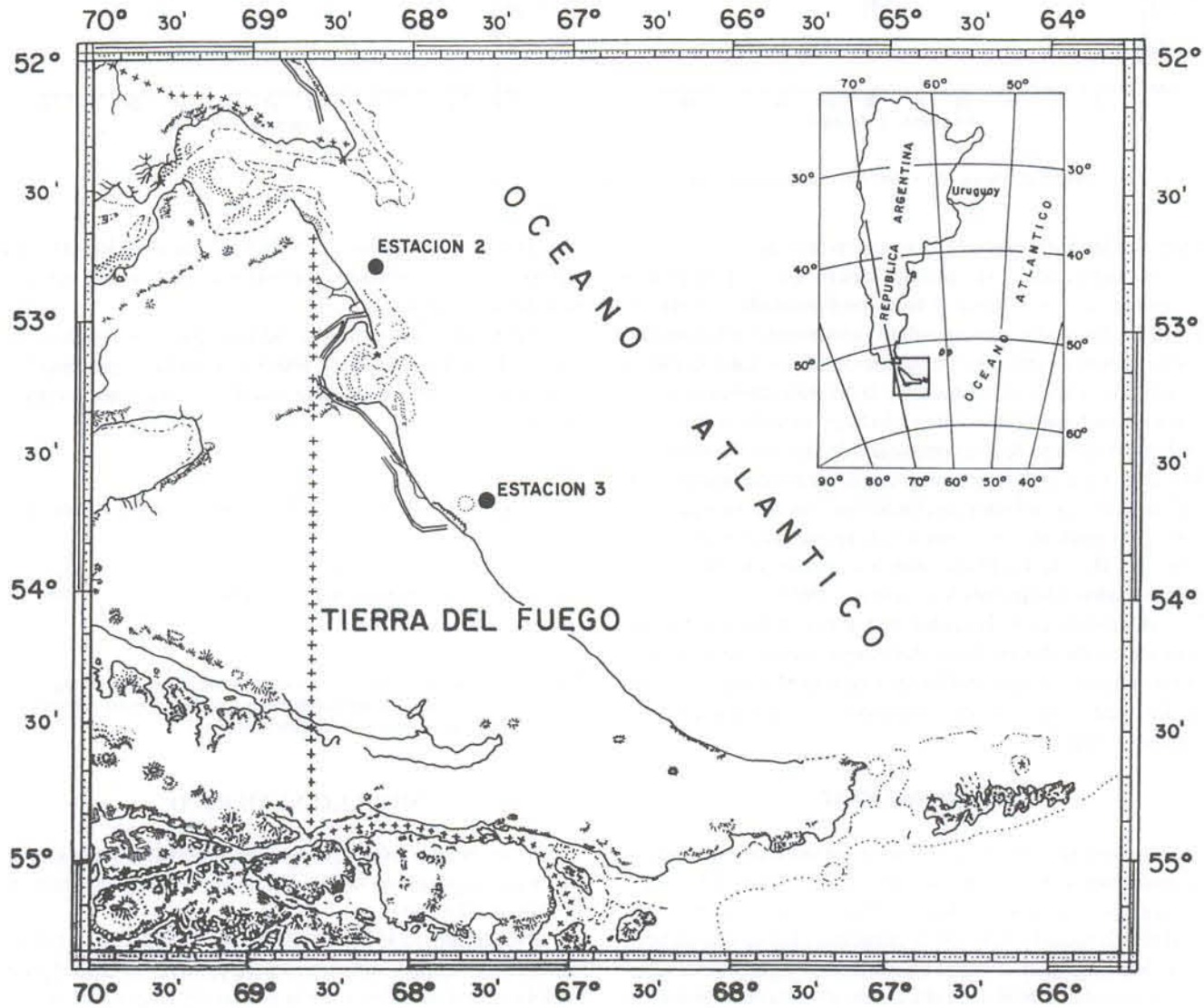


Figura 3 – Posición de las Estaciones 2 y 3 de las mediciones de corrientes de marea, en la plataforma continental de Tierra del Fuego.

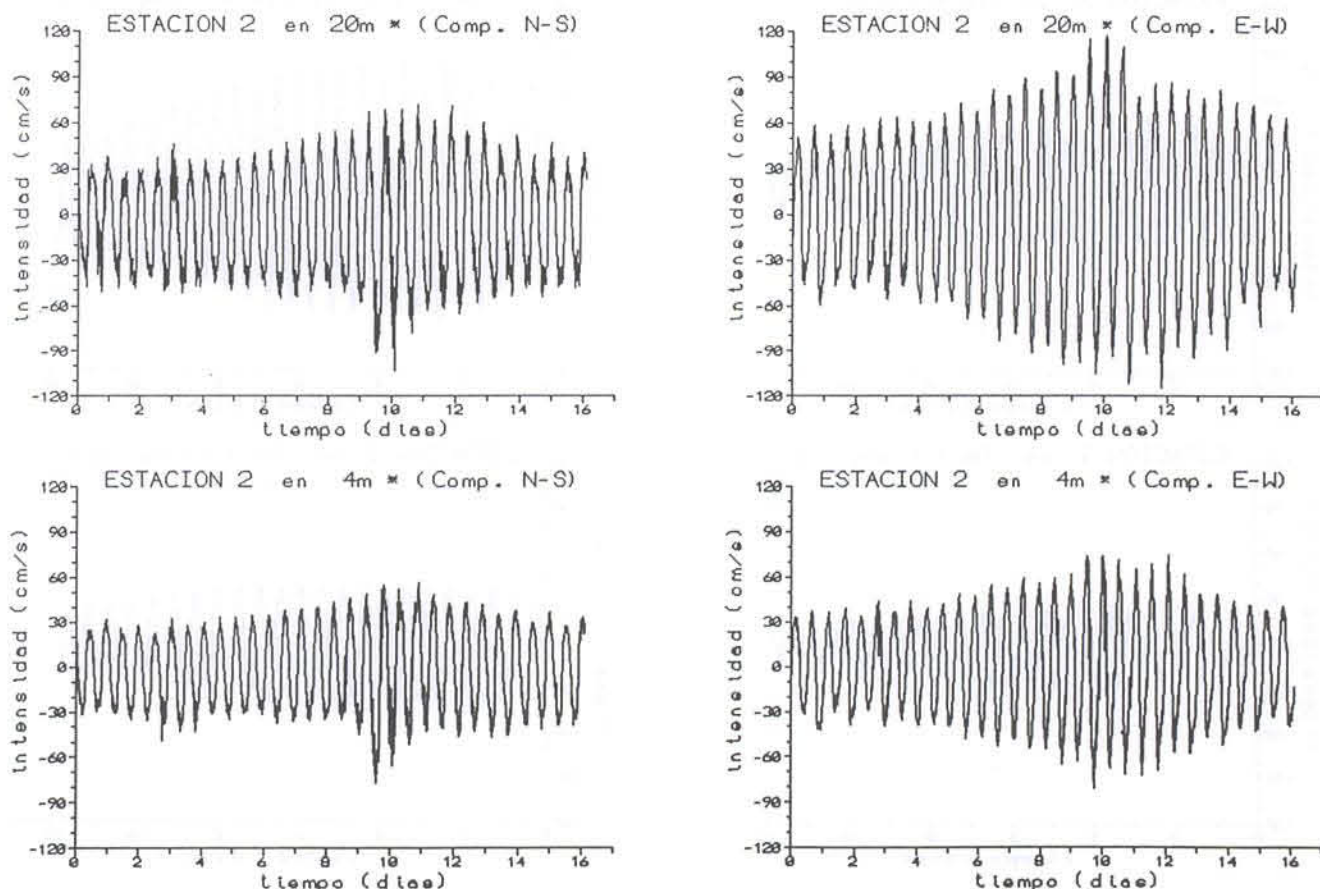


Figura 4 – Componentes Norte-Sur y Este-Oeste a las profundidades de medición (4 m y 20 m) en la Estación 2.

$$B e^{-i\omega t} \left[\frac{1 - e^{(-a^* z (1 \mp i))} + e^{(-2a^* h (1 \mp i))} [1 - e^{(a^* z (1 \mp i))}]}{1 - 2e^{(-a^* h (1 \mp i))} + e^{(-2a^* h (1 \mp i))}} \right] \quad (3)$$

en los casos donde:

[f] > ω corresponde usar el signo superior de la exponencial, si [f] < ω corresponde usar el signo inferior de la exponencial.

Donde a* y b* son definidos por medio de:

$$\begin{aligned} a^* &= [(|f| - \omega) / 2\nu]^{0.5} \\ b^* &= [(|f| + \omega) / 2\nu]^{0.5} \end{aligned} \quad (4)$$

El signo del parámetro f depende de que la estación de medición se halle localizada en el hemisferio norte o en el sur.

El gradiente de presión ha sido calculado a partir del conocimiento del flujo en la estación, para z = h.

La hodógrafa de la componente ω, coincide (mediante datos medidos) en el nivel superficial, presenta una orientación arbitraria.

Las constantes A y B de la ecuación (3) pueden expresarse en la forma de funciones de variable complejas:

$$\begin{aligned} A &= a \exp(-i\alpha) \\ B &= b \exp(i\beta) \end{aligned} \quad (5)$$

pudiendo relacionar estas expresiones con las constantes armónicas de las componentes de la marea del lugar.

Designado con U y V a las amplitudes y con G_e y G_n las

épocas de las velocidades de las componentes, referidas a los puntos cardinales Este y Norte, respectivamente, es posible hallar que:

$$a, b = \frac{1}{2} \left[U^2 + V^2 \pm 2 U V \sin(G_e - G_n) \right]^{1/2} \quad (6)$$

$$\alpha, \beta = \arctan \left[\frac{-U \sin G_e \mp V \cos G_n}{U \cos G_e \mp V \sin G_n} \right] \quad (7)$$

correspondiendo el signo superior al primer parámetro y el inferior al segundo. La componente horizontal del vector corriente puede expresarse de la siguiente manera:

$$\vec{V} \begin{cases} V_n = V \cos(\omega t^* - G_n) \\ V_e = U \cos(\omega t^* - G_e) \end{cases} \quad (8)$$

donde t* es el tiempo transcurrido desde el paso por el primer meridiano (Greenwich) (culminación) del astro ficticio asociado a la componente utilizada. Temporalmente se lo puede relacionar a la manifestación de la pleamar en las proximidades del lugar o puerto considerado.

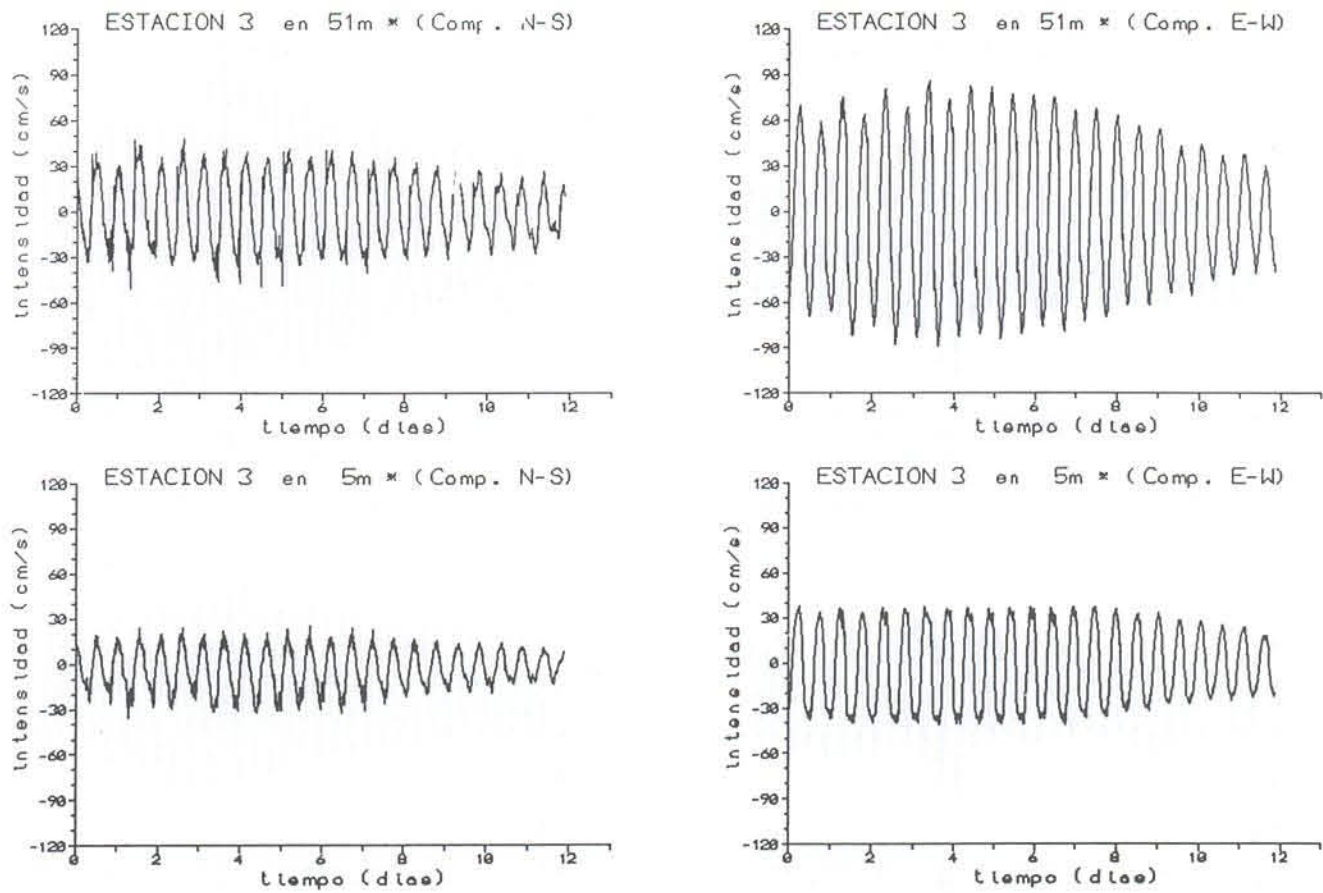


Figura 5 – Componentes Norte-Sur y Este-Oeste a las profundidades de medición (5m y 51m) en la Estación 3.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Para verificar la calidad de los resultados del modelo, se han usado, para comparar, los datos registrados en las estaciones citadas en la Tabla 2. Es importante destacar que las mediciones se realizaron en lugares de profundidades notablemente diferentes, y en particular cerca de la superficie y del fondo del mar.

Con los datos medidos se calculó un análisis armónico a fin de obtener las constantes armónicas de la componente más cercana a la superficie, posibilitando así la comparación de los resultados de las mediciones realizadas cerca del fondo y aquellos calculados por el modelo. La Tabla 3 muestra la comparación de las constantes armónicas para las componentes Este y Norte.

Estación	Componente Este				Componente Norte			
	Amplitud		Epoca G		Amplitud		Epoca G	
	Dato	Modelo	Dato	Modelo	Dato	Modelo	Dato	Modelo
1	13.1	9.7	218.3	209.7	2.8	3.4	87.2	49
2	40.6	33.8	112.0	95.8	30.2	31.1	331.6	328
3	31.6	30.5	106.3	76.3	14.4	17.6	312.4	314

Tabla 3 - Comparación de las constantes armónicas de las componentes Este y Norte.

En la Tabla 4, se presenta una segunda comparación referida a los tiempos de ocurrencia, los módulos y las direcciones de las corrientes máximas y mínimas. Los tiempos se hallan expresados en horas lunares medias (HLM) los

cuales corresponden al tiempo transcurrido después del paso superior por el meridiano de Greenwich del astro ficticio asociado a la componente M_2 .

Estación	Observada y Medida			Modelo		
	Tiempo (HLM)	Módulo (cm/s)	Dirección (° N)	Tiempo (HLM)	Módulo (cm/s)	Dirección (° N)
1	1.32	13.2	278	1.06	10.2	288
	4.32	2.1	8	4.06	1.1	18
	7.32	13.2	98	7.06	10.2	108
	10.32	2.1	188	10.06	1.1	198
2	1.17	16.3	34	0.97	20.4	41
	4.17	47.9	124	3.97	41.2	131
	7.17	16.3	214	6.97	20.4	221
	10.17	47.9	304	9.97	41.2	311
3	0.68	5.9	23	11.86	14.2	21
	3.68	34.2	113	2.86	32.2	111
	6.68	5.9	203	5.86	14.2	201
	9.68	34.2	293	8.86	32.2	291

Tabla 4 - Comparación de los tiempos de ocurrencia, los módulos y las direcciones de las corrientes máximas y mínimas.

Es de notar que el análisis y la predicción de la corriente de marea ha sido realizado sólo para una componente de la onda marea, la M_2 , con un período de 12.42 horas. Esta limitación es debido al hecho de que la amplitud y la fase de las componentes varían con el tiempo, y que no es posible correlacionarlas.

El motivo por el cual para este modelo se ha seleccionado la componente lunar principal M_2 , es porque ella es una de la más energética sobre la plataforma continental argentina.

El coeficiente de viscosidad turbulenta (ν), se supuso constante y conocido. Al suponer que éste varía ligeramente con la profundidad, adoptarlo como constante no tiene mayor significado. Respecto a la estimación de su valor, puede inferirse a partir de los valores de las velocidades en los bordes de la capa límite supuesta.

Para este modelo se ha considerado una velocidad media del viento del orden de los 3 m/s, y para ν un valor, que en unidades de cm^2/s sea igual a la profundidad expresada en metros.

La Tabla 4, muestra que las direcciones y sentido de rotación de la corriente pueden predecirse por medio de este modelo con una precisión aceptable, y que los módulos son determinados satisfactoriamente. Las horas de ocurrencia de las corrientes extremas difieren de las medidas, anticipándose con una variación inferior a los 45 minutos.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Fjeldstad, J.E. 1929. Dynamics of free progressive tidal waves. The Norwegian North Polar Expedition with the "MAUD", 1918-1925. Scientific Results 4(3):80.
- Kundu, P. J.; Blanton, J. O. & Janopul, M.M. 1981. Analysis of currents observations on the Georgia Shelf. *Journal of Physical Oceanography*, 11:1139-1149.
- Lanfredi, N. W.; Schmidt, S. A. & Speroni, J. O. 1979. Cartas de Corrientes de Marea (Río de La Plata). IC - IT - 79/03. Departamento de Oceanografía. Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires, p.45.
- Massonneau, M. F. & Speroni, J. O. 1983. Corrientes de Marea en Tierra del Fuego (Bahía San Sebastián). Departamento de Oceanografía. Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires, p.58.
- Mazio C. A. 1987. Modelo Hidrodinámico para el Río de La Plata. IV *Simpósio Científico - Resultados*. Comisión Técnico Mixta del Frente Marítimo. Montevideo, Uruguay, p. 85.
- Proudman, J. 1953. *Dynamic Oceanography*, Ed. Dover. Cap. 12, p.409 - 438.
- Rodrigues Vieira, J. & Lanfredi, N. W. 1993. A Hydrodynamic Model for the Río de La Plata, Argentina. (en prensa en *Journal of Coastal Research*).
- Servicio de Hidrografía Naval. 1992. *Tablas de Marea*. Publicación H-610. Buenos Aires, p.479.
- Weisberg, R. H. & Sturges, W. 1976. Velocity observations in the west passage of Narragansett Bay: a partially mixed estuary. *Journal of Physical Oceanography*, 6: 345-354.