

ESTUDIO NUMERICO DE VARIABILIDAD INVIERNO-VERANO EN EL FRENTE SUPERFICIAL DE SALINIDAD DEL RIO DE LA PLATA

Claudia G. Simionato y Mario N. Núñez

Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA/CONICET-UBA)
Dpto. de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos de la Universidad de Buenos Aires

Introducción

El Río de la Plata drena hacia el Océano Atlántico las aguas del segundo sistema fluvial en importancia de Sudamérica, el de los ríos Paraná y Uruguay; con una descarga media superior a $22000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Nagy *et al.*, 1997). Debido a la intensa descarga, cuando se encuentra con el océano, se forma un intenso y activo frente de salinidad seguido por una pluma de agua dulce cuya influencia puede rastrearse a gran distancia. Un análisis de datos hidrográficos colectados a lo largo de 30 años (Guerrero *et al.*, 1997) muestra que el frente superficial de salinidad exhibe una intensa variabilidad en la escala estacional. Los datos indican la presencia de dos períodos claramente diferenciados. Durante el otoño-invierno, se observa una deriva hacia el NNE de las aguas del estuario a lo largo de la costa uruguaya, que ha sido adjudicada (Guerrero *et al.*, 1997) a un balance entre los vientos desde y hacia la costa a lo largo de este período y a la presencia de un mínimo en la descarga continental. Recíprocamente, en primavera-verano, la presencia de agua dulce a lo largo de la costa Argentina hasta los 37° S y la penetración de aguas de plataforma hasta Punta del Este (Uruguay) se ha atribuido a la presencia dominante de vientos hacia la costa y un mínimo en la descarga continental. En este trabajo, a través de experiencias numéricas, se analiza la influencia de los principales forzantes (viento, descarga continental y mareas) que se han propuesto como responsables de la variabilidad estacional del frente superficial de salinidad.

Descripción de las simulaciones numéricas y resultados

El modelo HamSOM utilizado en las simulaciones es un modelo en ecuaciones primitivas ampliamente aplicado, que fue desarrollado en la Universidad de Hamburgo (Backhaus, 1983, 1985). El dominio elegido se extiende entre 31.5° y 42° S y entre 65.5° y 51.5° W (Fig. 1). La resolución horizontal fue de $5'$ en latitud y $6.66'$ en longitud (aprox. 9 Km), adecuada para describir la dinámica asociada al problema, la batimetría del fondo y la línea de costa. Se utilizaron 13 niveles verticales. La viscosidad turbulenta horizontal se fijó en $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; la viscosidad turbulenta vertical es computada por el modelo (Pohlmann, 1991). El factor de fricción de fondo de 0.025 fue reducido a $1/5$ de este valor para profundidades menores de 50 m en la región del Rincón de Bahía Blanca a fin de reproducir las amplitudes de marea observadas en el área, que está caracterizada por la presencia de un fondo barroso y grandes planicies de marea. El paso de tiempo fue de 10 minutos. En las simulaciones se consideraron tres forzantes diferentes: vientos, descarga continental y mareas.

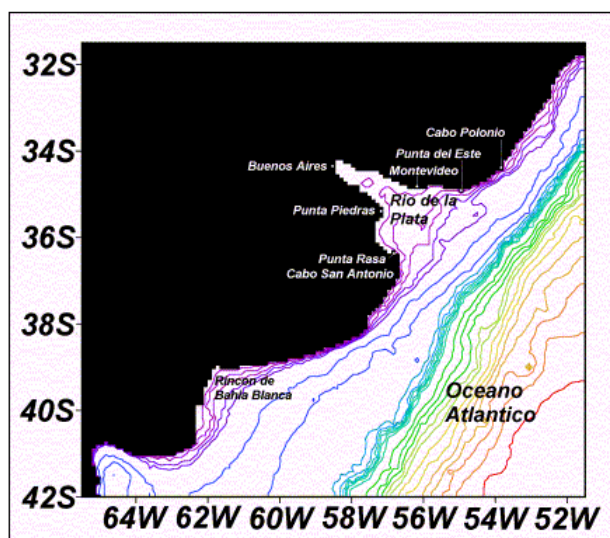


Figura 1. Ubicación y batimetría del área de estudio. Las isobatas comienzan con la de 5 m, y van cada 5 metros hasta los 25 m de profundidad, cada 25 hasta los 200 m y cada 250 m hasta los 6000 m.

Más del 97% del drenaje del Río de la Plata proviene de los ríos Paraná y Uruguay, que drenan dos cuencas diferentes. En períodos largos, la media no muestra una clara variabilidad estacional; aunque ambos ríos presentan una señal estacional, la variación es moderada y los ciclos son parcialmente opuestos y se compensan mutuamente. Aunque el flujo medio histórico de ambos ríos en conjunto es de aproximadamente $20000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, durante décadas recientes (1961-1995), el flujo del río Paraná ha mostrado una tendencia creciente (Nagy *et al.*, 1997). Durante el período 1983-1992, la descarga media ha sido de $25000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, representando un incremento del 25% respecto a valores históricos (Nagy *et al.*, 1997). A lo largo de ese período (Fig. 2), la descarga muestra un claro patrón estacional, con un mínimo durante el de verano de alrededor de $20000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ y un máximo de aproximadamente $30000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ durante el otoño y el invierno. Como la mayor parte de las observaciones oceanográficas se han tomado durante este período, estos últimos valores fueron elegidos como representativos de las dos estaciones para nuestras simulaciones.

Los vientos de verano e invierno fueron caracterizados por una climatología de los reanálisis de los esfuerzos del viento de NCEP para Ene-Feb y Jul-Ago. La interpolación de estos datos a la grilla del modelo (Fig. 3) muestra una gran variación entre las estaciones. En verano los vientos medios son predominantemente del E (hacia la costa), mientras que durante el invierno existe un balance entre los vientos desde y hacia la costa, que produce un viento medio de baja intensidad y del N-NW.

Para analizar el efecto de la variación de la descarga continental se llevaron a cabo dos experimentos. Se comenzó con una salinidad en todo el dominio de 33, característica de las aguas de plataforma, el campo de temperatura fijo en 10°C y diferentes descargas continentales: $20000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (verano) y $30000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (invierno). La salinidad para la primera capa del modelo después de 5 meses de integración se muestra en la Fig. 4a (verano) y 4b (invierno). En ese período el agua dulce llena el estuario superior y se establece un frente meandroso influenciado por la topografía. La pluma de agua dulce se extiende hacia el N, desviada por la fuerza de Coriolis que actúa hacia la izquierda en el Hemisferio Sur. Aunque se observan algunas diferencias entre los casos de verano e invierno, estando en este último caso la pluma más extendida hacia el norte y hacia agua más profundas, la diferencia no justifica la variabilidad observada.

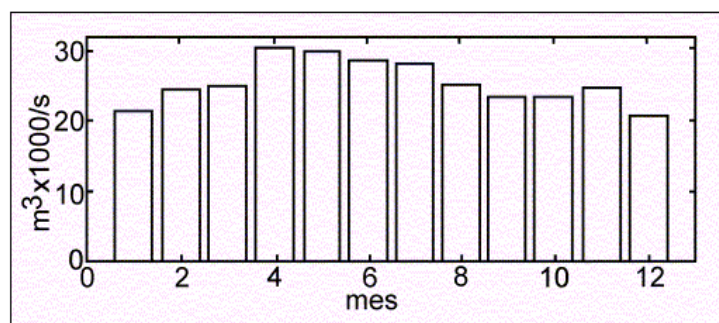


Figura 2. Descarga continental media mensual al Río de la Plata durante el período 1983-1992. Adaptado de Nagy *et al.*, 1997.

Para evaluar el efecto de las mareas se realizaron otras dos experiencias. En estos casos la superficie libre en los contornos abiertos se hace variar según la amplitud y fase de la componente de marea M_2 proporcionada por un modelo de mayor escala (Simionato *et al.*, 2002). La salinidad de la primera capa se muestra en las Figs. 4c y d. Como resultado de la onda de marea y la mezcla asociadas, la zona frontal se ha extendido y su influencia se observa más río abajo a lo largo de la costa uruguaya. Aunque el caso de verano (Fig. 4c) difiere de las observaciones, el caso de invierno (Fig. 4d) exhibe la mayor parte de las características relevantes mostradas por los datos históricos. Detalles significativos son la posición de las isohalinas de 25 y 30 sobre la costa Argentina y la "curvatura" en el frente de salinidad frente a Punta del Este-Cabo Polonio. Como en invierno la intensidad media del viento es muy baja, este resultado anticipa que los vientos no juegan un rol importante durante el invierno.

En un tercer conjunto de experimentos, el viento es incluido en las simulaciones. En el caso de verano (Fig. 4e), el efecto de los vientos predominantes del este es producir un transporte de Ekman hacia el sur que desplaza el frente de salinidad hacia el sudoeste. La similitud cualitativa y (pese a la simplicidad de las simulaciones) cuantitativa entre las figuras derivadas del modelo y los datos es notable. Las isohalinas de 25 y 30 están localizadas ligeramente al oeste de Punta del Este y al sur de Punta Rasa. Esto sugiere que la influencia de los sistemas exteriores no es relevante a la posición media del frente a lo largo del año. La única característica observada en los datos y no bien descrita por estas simulaciones es la presencia de una segunda pluma de agua dulce a lo largo de la porción norte de la costa uruguaya. Guerrero *et al.* (1997) han sugerido que esta pluma es debida a una deriva hacia el sur a lo largo de las costas de Brasil y Uruguay de

agua dulce proveniente de la Laguna de los Patos, no presente en nuestras simulaciones como fuente de agua dulce.

El caso de invierno no muestra una diferencia significativa al incluir el viento. Este resultado indica que el régimen de invierno se explica fundamentalmente como una combinación entre el volumen de la descarga y el efecto Coriolis que deflecta la pluma de agua dulce hacia el norte a lo largo de la costa. Como el viento medio es débil durante esta estación, pero su dirección es casi del norte, la deriva de Ekman tiene una influencia pequeña pero positiva en la extensión de la pluma. La similitud tanto cualitativa como cuantitativa entre el modelo y los datos es sorprendente, siendo el modelo capaz de reproducir la posición de las isohalinas asociadas al frente (25 y 30) y su forma. Características sobresalientes son la presencia de una pluma con salinidad menor de 25 frente a Cabo Polonio (asociada probablemente a la batimetría) y la ubicación de las isohalinas de 25 y 30 cerca de Cabo San Antonio.

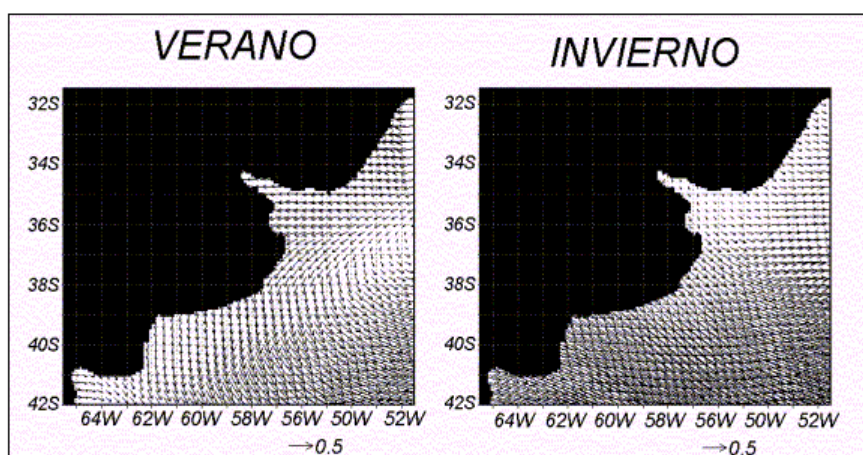


Figura 3: Esfuerzos del viento en dyn cm^{-2} (10^{-1} N m^{-2}) medios de verano e invierno para el área estudiada derivados de los reanálisis de NCEP para el período 1991-1995 interpolados a la grilla del modelo.

Dado que la descarga continental parece ser el forzante principal durante el invierno, y los datos históricos no muestran una variación intensa de este parámetro a lo largo del año excepto durante la última parte del Siglo XX, una pregunta relevante es cuánto es afectada la posición del frente en invierno por una reducción en la descarga del río. Para proporcionar una respuesta a este interrogante, se llevó a cabo otro experimento. En este caso, el modelo se corre forzado con mareas y vientos de invierno, pero la descarga se reduce a $20000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Cuando se comparan los resultados (no mostrados) con el caso con descarga de $30000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ y con las observaciones, se ve que aunque el esquema cualitativo se conserva, la ubicación de las isohalinas asociadas al frente así como la lengua frente a Cabo Polonio están mejor representadas en el caso de descarga más intensa. En el caso de descarga reducida la lengua de baja salinidad no penetra tanto como indican las observaciones. Como la mayor parte de las observaciones corresponden a la última parte del Siglo XX (Guerrero *et al.*, 1997, Tabla 1), este resultado es en todo caso consistente y reafirma nuestras conclusiones.

Una cuestión remanente es hasta qué punto están influenciados nuestros resultados por la elección de las condiciones exteriores de salinidad. A fin de analizar esta cuestión se realizó un nuevo conjunto de simulaciones en el cual la condición inicial y de contorno para la salinidad fue fijada en 35 en lugar de 33. Los resultados (no mostrados) no exhiben apartamientos importantes respecto del caso anterior; las isohalinas que se asocian al frente conservan su posición y forma. Esto sugiere que la variabilidad estacional del sistema no depende de este factor, sino determinada principalmente por las mareas, los vientos y la descarga del río.

Conclusiones

Los experimentos indican que la estacionalidad del frente de salinidad es fundamentalmente debida a la variación estacional de los vientos, mientras que el cambio en la descarga continental tiene una influencia mucho menor. Las mareas juegan un rol importante produciendo mezcla y extendiendo la influencia de la pluma de agua dulce hacia el norte. La situación media de invierno se explica como una combinación entre el volumen de la descarga y el efecto Coriolis, que deflecta la pluma de agua dulce hacia el norte a lo largo de la costa. Como el viento medio es débil en esta estación pero su dirección es costa afuera, éste tiene un efecto pequeño pero positivo en la extensión de la pluma. Durante el verano, aunque el volumen descargado es

suficientemente grande como para producir un efecto similar al observado en invierno, los vientos predominantes del este inhiben la extensión de la pluma y fuerzan el agua dulce hacia el sudoeste. Aunque los datos históricos no muestran una variación estacional intensa en la descarga continental, excepto durante la última parte del Siglo XX, nuestros resultados comparan mejor con los datos cuando esta variación se incluye en la simulación. Esto se debe probablemente a que la mayor parte de las observaciones fueron colectadas durante ese período. Finalmente los resultados sugieren que la variabilidad en escala estacional es independiente de la salinidad exterior, estando dominada por los vientos y la descarga del río.

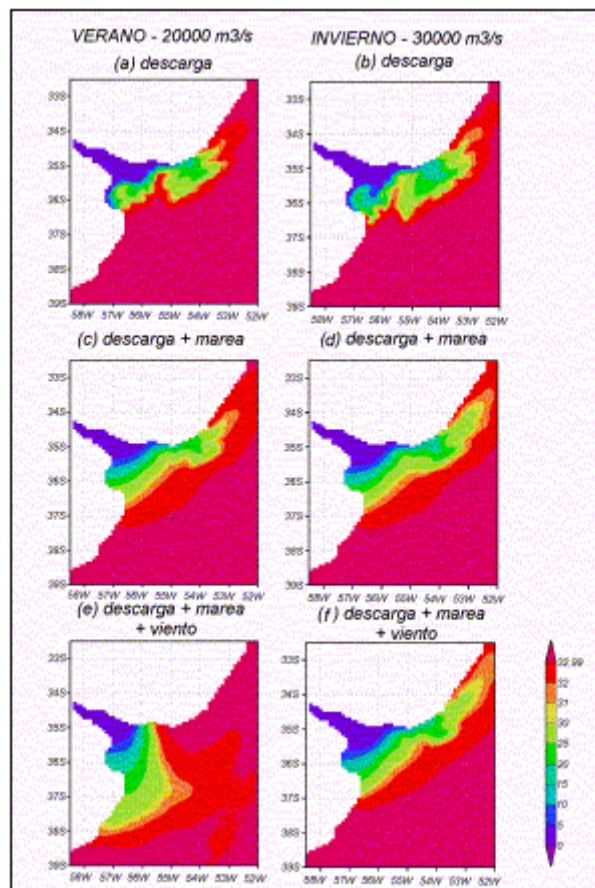


Figura 4: Resultados de los tres conjuntos de experimentos forzados con la descarga continental (panel superior), descarga y mareas (panel central), y descarga, mareas y viento (panel inferior). Nótese que los intervalos de contorno no son regulares.

Referencias

- Backhaus, J. O., A semi-implicit scheme for the shallow water equations for application to shelf sea modelling. *Cont. Shelf Res*, **2(4)**, 243-254, 1983
- Backhaus, J. O. A three dimensional model for simulation of shelf sea dynamics. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*. **38(H.4)**, 164-187., 1985
- Guerrero, R.A., E.M. Acha, M.B. Framiñan y C.A. Lasta, Physical oceanography of the Río de la Plata Estuary, Argentina, *Cont. Shelf. Res.*, **17(7)**, 727-742, 1997
- Nagy, G.J., C.M. Martinez, R.M. Caffera, G. Pedralosa, E.A. Forbes, A.C. Perdomo y J.L. Laborde, The hydrological and climatic setting of the Río de la Plata. In: *The Río de la Plata, An Environmental Review, An EcoPlata Project Background Report*. Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia. 17-68, 1997.
- Pohlmann, T., Untersuchung hydro- und thermo-dynamischer Prozesse in der Nordsee mit einem dreidimensionalen numerischen Modell. *PhD. Thesis*, Hamburg University, 1991.
- Simionato, C. G., W. Dragani, M. Nuñez y M. Engel, 2002. A set of 3-d nested models for tidal propagation from the Argentinean Continental Shelf to the Río de la Plata Estuary - Part I M2. Submitted to *Journal of Coastal Research*.