

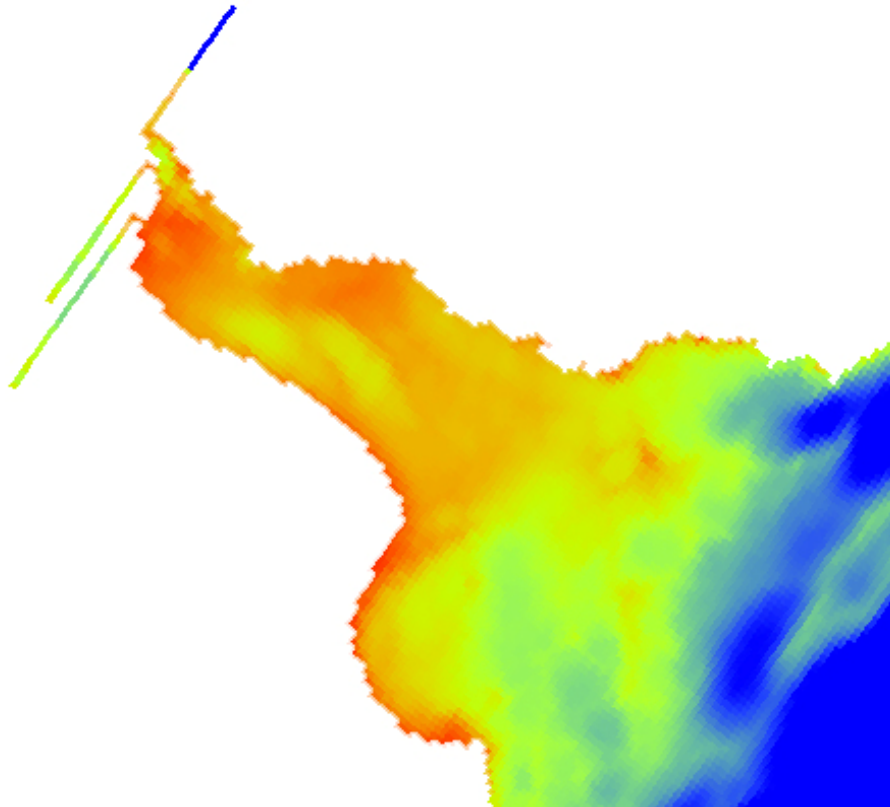


INSTITUTO NACIONAL DEL AGUA
SUBSECRETARIA DE RECURSOS HÍDRICOS
SECRETARÍA DE OBRAS PÚBLICAS
REPÚBLICA ARGENTINA



Modelación Hidro-Sedimentológica del Río de la Plata

IMPLEMENTACION DEL MODELO Y VALIDACION HIDRODINAMICA



Proyecto LHA 296
Informe LHA 04-296-10
Ezeiza, Septiembre de 2010

Laboratorio de Hidráulica

AUTORIDADES DEL INA

PRESIDENTE

Dr. Raúl A. LOPARDO

GERENTE DE PROGRAMAS Y PROYECTOS

Ing. Jorge A. MAZA

DIRECTOR DEL LABORATORIO DE HIDRÁULICA

Ing. Julio C. DE LÍO

JEFE DEL PROGRAMA DE HIDRÁULICA COMPUTACIONAL

Dr. Ángel N. MENÉNDEZ

DIRECTOR DEL PROYECTO

Dr. Ángel N. MENÉNDEZ

EQUIPO DE TRABAJO

Ing. Mariano RE

Martín SABAROTS GERBEC

INFORME PRODUCIDO POR

Ing. Mariano RE

Modelación Hidro-Sedimentológica del Río de la Plata
IMPLEMENTACION DEL MODELO Y VALIDACION HIDRODINAMICA

Informe

Mariano Re

RESUMEN

Se presenta la implementación del modelo hidrodinámico en el Río de la Plata, basado en el Sistema de Modelación MARS-3D (*3D hydrodynamical Model for Applications at Regional Scale*). Se validan los resultados a partir de mediciones de velocidades de corriente y niveles en el Río de la Plata Interior.

Descriptores temáticos: Modelación Hidrodinámica, MARS-3D, Validación.

Descriptores geográficos: Río de la Plata, Argentina, Uruguay.

ÍNDICE

IMPLEMENTACION DEL MODELO Y	I
VALIDACION HIDRODINAMICA	I
1 INTRODUCCIÓN	2
2 IMPLEMENTACION DEL MODELO DEL RIO DE LA PLATA	3
2.1 Sistema de Modelación MARS-3D	3
2.1.1 Ecuaciones del Modo Interno (modelo 3D)	3
2.1.2 Ecuaciones del Modo Externo (modelo 2D)	5
2.1.3 Esquemas numéricos	5
2.2 Dominios de Cálculo	6
2.3 Batimetrías	7
2.4 Forzantes	8
2.4.1 Onda de Marea Astronómica	8
2.4.2 Descargas	9
<i>Tratamiento numérico</i>	9
<i>Datos</i>	9
2.4.3 Interacción con la Atmósfera	10
2.5 Disipación	11
2.6 Paso temporal	11
3 VALIDACIÓN DEL MODELO HIDRODINÁMICO	12
3.1 Escenarios previos de calibración y validación	12
3.2 Nuevos escenarios de validación	14
3.2.1 Validación de velocidades	14
3.2.2 Validación de niveles medios	21
4 CONCLUSIONES	25

1 INTRODUCCIÓN

El Proyecto PNUD/GEF/RLA/99/G31: "Protección Ambiental del Río de la Plata y su Frente Marítimo: Prevención y Control de la Contaminación y Restauración de Hábitats" ha encomendado al INA su participación en un grupo de trabajo binacional que tiene por finalidad la instrumentación de un modelo hidrodinámico y sedimentológico para el Río de la Plata, que permita mejorar los conocimientos sobre los aportes sedimentarios en su cauce y obtener la información necesaria para optimizar la gestión en la zona de estudio. El grupo está conformado por personal del Servicio de Hidrografía Naval – SHN (RA), del Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera – CIMA (RA), del Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero - INIDEP (RA), del Instituto Nacional del Agua - INA (RA), y del Servicio de Oceanografía, Hidrografía y Meteorología de la Armada – SOHMA (ROU), contando además con la colaboración del Instituto Francés de Investigación para la Explotación del Mar – IFREMER (*Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer*).

En el Primer Informe (LHA 01-296-08, junio de 2008) se presentó el Plan de Trabajo del INA. En el Segundo Informe (LHA 02-296-08, agosto de 2008) se describió la dinámica general de los sedimentos. En el Tercer Informe (LHA 03-296-09, agosto de 2009) se planteó un modelo conceptual de flujo de sedimentos en el Río de la Plata Interior, y se desarrolló la metodología para la determinación de las cargas sólidas de los tributarios. En este Cuarto Informe se presenta la implementación del modelo hidrodinámico y una validación realizada a partir de observaciones de velocidades de corriente y niveles.

2 IMPLEMENTACION DEL MODELO DEL RIO DE LA PLATA

2.1 Sistema de Modelación MARS-3D

El Sistema de Modelación MARS-3D (3D hydrodynamical Model for Applications at Regional Scale), desarrollado por IFREMER (Lazure y Dumas, 2008) resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes en tres dimensiones utilizando las aproximaciones hidrostáticas y de Boussinesq con un esquema numérico en diferencias finitas. Está basado en el método de separación de los modos barotrópico (modo externo, bidimensional) y baroclínico (modo interno, tridimensional) propuesto por Blumberg y Mellor (1987), en donde un modelo 2D resuelve la elevación de la superficie libre y las corrientes barotrópicas acoplándose un modelo 3D que resuelve las corrientes baroclínicas, distinguiendo las ondas de gravedad de la superficie de las ondas internas.

El Sistema de Modelación MARS-3D permite calcular la hidrodinámica y el transporte de elementos disueltos o particulados en un cuerpo de agua definido. MARS-3D ha sido utilizado en distintas aplicaciones hidrodinámicas involucrando variadas escalas espaciales de resolución (Lazure y Salomon, 1991, Lazure y Jegou, 1998, Andre *et al.*, 2005, Pous, 2005), y también para la modelación de ciclos biogeoquímicos y de producción primaria (Chapelle *et al.*, 1994, 2001, Loyer, 2001). Específicamente, en el caso del transporte de sedimentos, entre los recientes antecedentes se destacan los trabajos de Le Hir y Thouvenin (1994), Cugier y Le Hir (2000), Le Hir *et al.* (2001), Tessier (2006) y Tessier *et al.* (2008).

Una primera aplicación de MARS-3D en el Río de la Plata fue presentada por Huret *et al.* (2005), pero con objetivos y escalas de resolución diferentes a las de este proyecto. En el INA, una primera aplicación de un modelo 3D para simular el Río de la Plata fue realizada por Kind (2004), utilizando un software conceptualmente similar a MARS-3D.

2.1.1 Ecuaciones del Modo Interno (modelo 3D)

Establecida la hipótesis de hidroestaticidad (que implica que las aceleraciones verticales son despreciables en comparación con la aceleración de la gravedad, es decir, que el movimiento es netamente horizontal) y la aproximación de Boussinesq (que implica que las variaciones de densidad en el fluido se pueden despreciar, excepto en los términos multiplicados por el término de la gravedad), las ecuaciones de Navier-Stokes se escriben:

- Ecuaciones de Cantidad de Movimiento en la horizontal

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w^* \frac{\partial u}{\partial z} - f v = -g \frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial x} - \pi_x + \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{N_z}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + F_x$$

$$\underbrace{\frac{\partial v}{\partial t}}_1 + \underbrace{u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w^* \frac{\partial v}{\partial z}}_2 - \underbrace{fu}_3 = \underbrace{-g \frac{\partial \xi}{\partial y}}_4 - \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial y}}_5 - \underbrace{\pi_y}_6 + \underbrace{\frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{N_z}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)}_7 + \underbrace{F_y}_8$$

- Ecuación de Cantidad de Movimiento en la vertical

$$\frac{1}{D} \frac{\partial p'}{\partial y} = \rho_0 b$$

- Ecuación de Continuidad

$$\frac{1}{D} \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{D} \frac{\partial Du}{\partial x} + \frac{1}{D} \frac{\partial Dv}{\partial y} + \frac{1}{D} \frac{\partial Dw^*}{\partial \sigma} = 0$$

Los diferentes términos de las ecuaciones de cantidad de movimiento en la horizontal corresponden a:

- 1) la evolución,
- 2) la advección,
- 3) la fuerza de Coriolis,
- 4) el gradiente de presión inducido por la pendiente de la superficie libre barotrópica,
- 5) el gradiente de presión atmosférica barotrópica,
- 6) el gradiente de presión interna

$$\pi_x = \frac{\partial}{\partial x} \left[D \int_{\sigma}^1 b \cdot d\sigma \right] + b \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} - \frac{\partial H}{\partial x} \right) \quad \pi_y = \frac{\partial}{\partial y} \left[D \int_{\sigma}^1 b \cdot d\sigma \right] + b \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} - \frac{\partial H}{\partial y} \right)$$

- 7) la difusión vertical turbulenta
- 8) la difusión horizontal turbulenta (Smagorinsky, 1963)

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left(v_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) \quad F_y = \frac{\partial}{\partial y} \left(v_y \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

siendo u , v , w^* los componentes del vector velocidad en el espacio (x, y, σ) , $D=H+\zeta$ la superficie libre, P_a la presión atmosférica, $f = 2\Omega \sin\phi$ es la frecuencia de Coriolis, $\Omega=2\pi/86164$ rad/s es la frecuencia de rotación de la tierra, g la aceleración de la gravedad, $b = -g(\rho-\rho_0)/\rho_0$, la flotabilidad, ρ la densidad del agua, ρ_0 la densidad de referencia, N_z es el coeficiente de viscosidad turbulenta vertical, $P=P_0(z)+p'$ la presión, p' la anomalía de presión, y v_x y v_y los coeficientes de viscosidad turbulenta horizontal.

Las ecuaciones de conservación para la temperatura y la salinidad son las siguientes:

$$\frac{\partial DT}{\partial t} + \frac{\partial D \left(uT - K_x \frac{\partial T}{\partial x} \right)}{\partial x} + \frac{\partial D \left(vT - K_y \frac{\partial T}{\partial y} \right)}{\partial y} + \frac{\partial D \left(w^*T - \frac{K_z}{D^2} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right)}{\partial \sigma} = \frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial R}{\partial \sigma}$$

$$\frac{\partial DS}{\partial t} + \frac{\partial D \left(uS - K_x \frac{\partial S}{\partial x} \right)}{\partial x} + \frac{\partial D \left(vS - K_y \frac{\partial S}{\partial y} \right)}{\partial y} + \frac{\partial D \left(w^* S - \frac{K_z}{D^2} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right)}{\partial \sigma} = 0$$

donde T es la temperatura, S la salinidad, R es la radiación solar, C_p el calor específico del agua a presión constante, K_x y K_y los coeficientes de difusión turbulenta horizontal que son constantes e iguales, K_z el coeficiente de difusión turbulenta vertical.

El transporte de las variables disueltas se realiza a través de la siguiente ecuación de advección-dispersión:

$$\frac{\partial DC}{\partial t} + \frac{\partial D \left(uC - K_x \frac{\partial C}{\partial x} \right)}{\partial x} + \frac{\partial D \left(vC - K_y \frac{\partial C}{\partial y} \right)}{\partial y} + \frac{\partial D \left((w^* - W_s)C - \frac{K_z}{D^2} \frac{\partial C}{\partial \sigma} \right)}{\partial \sigma} = T_{fuente} - T_{sumidero}$$

siendo C la concentración de la variable estudiada y W_s la velocidad de caída para el caso de variables particuladas.

2.1.2 Ecuaciones del Modo Externo (modelo 2D)

Integrando las ecuaciones de continuidad y cantidad de movimiento horizontal del modo interno en la vertical se obtienen las ecuaciones del modo externo:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial D\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial D\bar{v}}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f\bar{v} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0 D} (\tau_{surf}^x - \tau_{fond}^x) + \int_0^1 [-L(u) + \pi_x + F_x] d\sigma$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} - f\bar{u} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0 D} (\tau_{surf}^y - \tau_{fond}^y) + \int_0^1 [-L(v) + \pi_y + F_y] d\sigma$$

definiéndose a las velocidades medias y L como:

$$(\bar{u}, \bar{v}) = \int_0^1 (u, v) d\sigma$$

$$L(A = (u, v)) = u \frac{\partial A}{\partial x} + v \frac{\partial A}{\partial y} + w^* \frac{\partial A}{\partial \sigma}$$

2.1.3 Esquemas numéricos

El sistema de ecuaciones diferenciales se resuelve mediante la técnica de diferencias finitas. La discretización de las ecuaciones se realiza sobre una grilla tipo C de Arakawa, calculándose la elevación de la superficie libre y las concentraciones de las variables en suspensión en el centro de la celda y las componentes de las velocidades en los bordes de la misma.

La resolución del modo barotrópico está basada en la aplicación de un método de direcciones alternadas (ADI, *Alternating Direction Implicit*): en un semipaso resuelve las ecuaciones sobre el eje x y en el otro semipaso las resuelve sobre el eje y. El método ADI es solo implícito en la dirección del cálculo. MARS-3D presenta un especial tratamiento de los términos advectivos discretizados de acuerdo a los eficientes esquemas de Leonard (1979,1991)

Con el fin de eliminar los problemas inducidos por la utilización de esquemas diferentes para el modo interno, las ecuaciones del modo externo (barotrópico) fueron reescritas para permitir la misma discretización espacial y temporal que el modo interno. Un procedimiento iterativo se utiliza para proporcionar una plena coherencia entre los modos sin ninguna corrección adicional (Lazure y Dumas, 2008).

2.2 Dominios de Cálculo

El dominio de cálculo *padre*, *rank0*, representa un modelo a escala oceánica que simula la propagación de las ondas astronómicas en la región del Atlántico Sur. La grilla definida es regular de 0.10° en latitud y 0.15° en longitud, lo que aproximadamente forma una grilla de 10 km por 12 km de resolución, respectivamente. Esta resolución resulta suficiente para representar los procesos de propagación de las ondas astronómicas y la interacción y transformación de las mismas en la zona costera argentina. El área que abarca el *rank0* está comprendida entre las latitudes 25.5° S hasta 54.8° S y longitudes 45.5° W y 69.35° W. El límite Sur está ubicado a la altura de la Isla de los Estados (Tierra del Fuego, Argentina) y el límite Norte a la altura de la Ilha do Mel, aproximadamente en el centro del litoral del Estado de Parana (Brasil) (Figura 2.2.1).

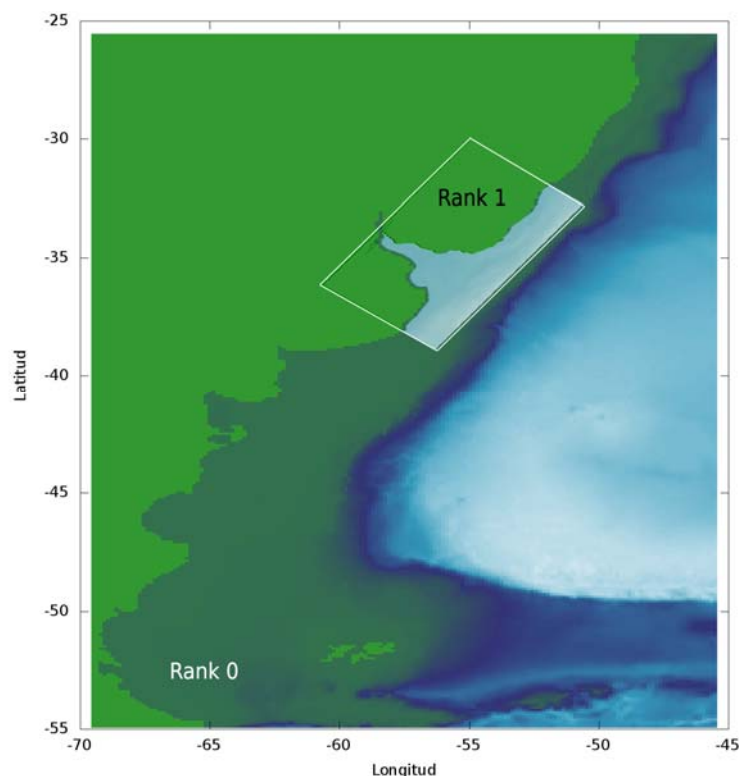


Figura 2.2.1. Dominios de Cálculo.

El dominio de cálculo *hijo*, *rank1*, abarca la totalidad del Río de la Plata y gran parte de su Frente Marítimo, incluyendo el aporte de los ríos Uruguay y Paraná e involucrando una porción de costa que va aproximadamente desde Mar del Plata, Argentina hasta el extremo sur de la *Lagoa dos Patos* en Rio Grande do Sul, Brasil. La grilla definida para representar este dominio es regular de 0.027° en latitud y longitud, lo que aproximadamente forma una grilla de 3.000 m de resolución.

2.3 Batimetrías

La batimetría del *rank0* (Figura 2.3.1), fue obtenida a partir de variada información: base de datos del proyecto FREPLATA; las cartas del H50, Mar Argentino y H1, Acceso al Río de la Plata del Servicio de Hidrografía Naval; e información del satélite ETOPO5, entre otras).

La batimetría del *rank1* (Figura 2.3.2), se obtuvo utilizando la base de datos del proyecto FREPLATA incorporando datos de cartas náuticas del Servicio de Hidrografía Naval en las zonas donde la anterior no proporcionaba datos. Esta batimetría incluye la representación de las descargas fluviales (Uruguay y Paraná, Guazú y de las Palmas).

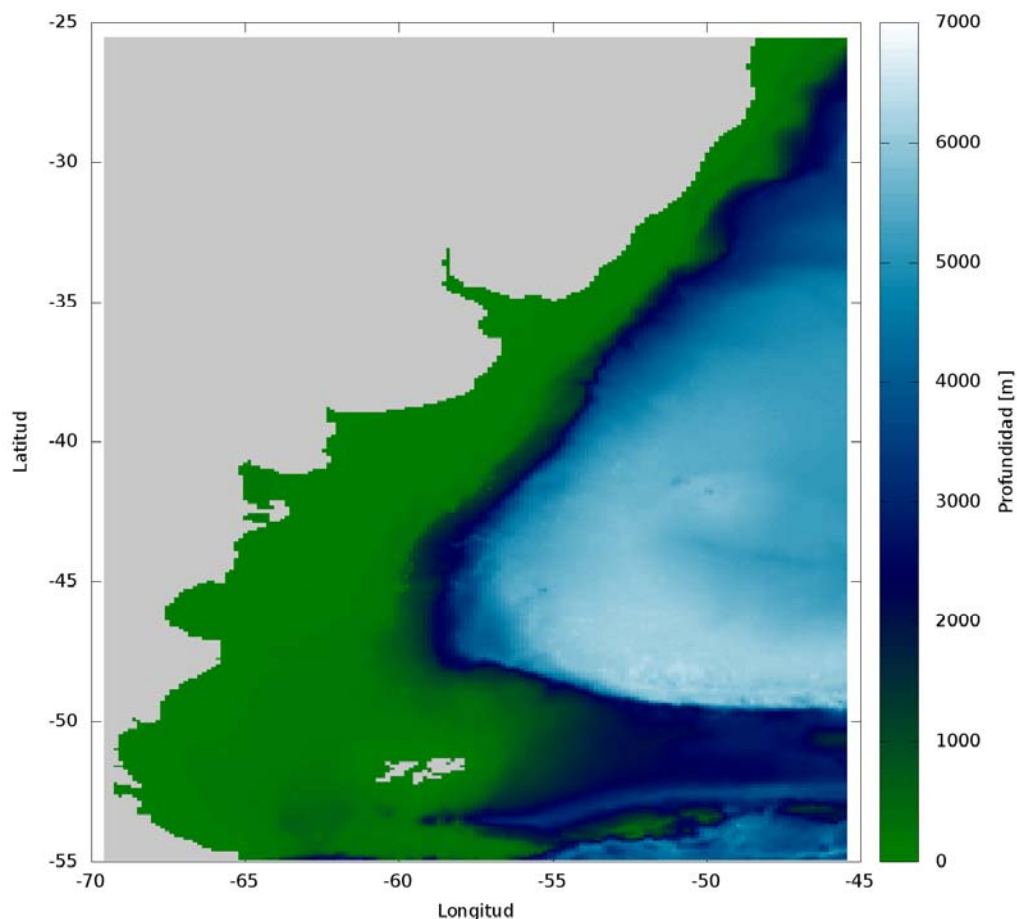


Figura 2.3.1. Batimetría del *rank0*.

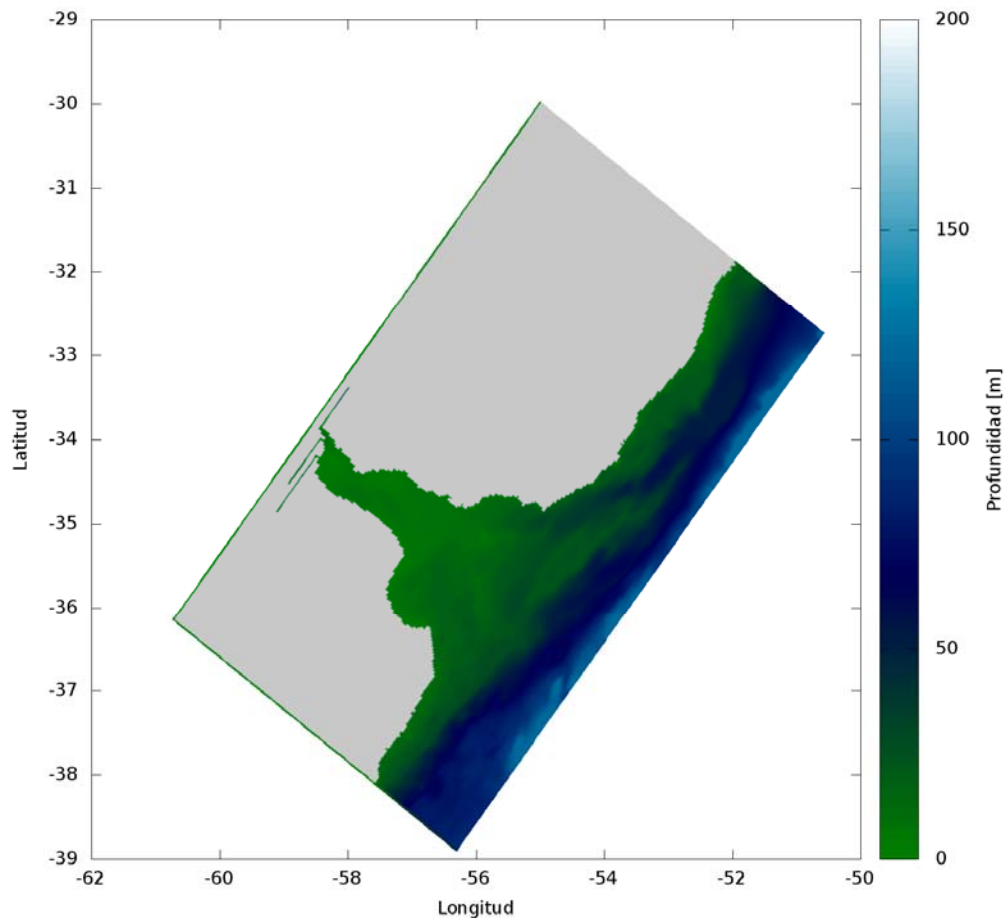


Figura 2.3.2. Batimetría del rank1.

2.4 Forzantes

La simulación del *rank0* tiene como objetivo generar las condiciones borde para la simulación del *rank1*. El *rank0* representa un modelo bidimensional y los principales forzantes considerados son la marea astronómica que ingresa por los bordes abiertos oceánicos, la fuerza de Coriolis y la interacción con la atmósfera a través principalmente del efecto del campo de vientos y presiones sobre la superficie libre (la salinidad y la temperatura se consideran constantes). El *rank1* representa un modelo tridimensional y los principales forzantes tienen que ver con la onda de marea proporcionada de los resultados del *rank0*, la fuerza de Coriolis, la interacción con la atmósfera y las descargas de los ríos.

2.4.1 Onda de Marea Astronómica

La propagación de las ondas largas de marea astronómica en el Atlántico Sur y su ingreso al Río de la Plata se representa en el *rank0* introduciendo las principales componentes de onda de marea astronómica en los bordes oceánicos del mismo. Específicamente en la zona de interés, las componentes astronómicas más importantes (de mayor energía) ingresan desde el Sur. La propagación de las ondas hacia el interior del Río de la Plata se representa en el *rank1*.

El forzante de marea astronómica, que actúa sobre el dominio representado en el *rank0*, se introduce como condición de borde. Esta se genera a partir de las componentes de marea

astronómica obtenidas del modelo global FES2004, que corresponde a una versión actualizada del modelo FES95.2 (Le Provost et al., 1998). En este caso se incluyen las 14 componentes principales de marea disponibles: M2, K1, K2, 2N2, M4, MF, MM, MSQM, MTM, N2, O1, P1, Q1, S2. Se destaca que en el área las mareas son principalmente semidiurnas (con la M2 como componente principal), sin embargo existen significativas desigualdades diurnas causadas básicamente por la componente O1 (D'Onofrio et al., 1999).

2.4.2 Descargas

Tratamiento numérico

La descarga de los caudales de los ríos (Q) al dominio, en nuestro caso al *rank1* (Figura 2.4.1), se introduce como un término fuente en la ecuación de continuidad del modo barotrópico, que se escribe en el punto de ingreso como:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(D \cdot \bar{u})}{\partial x} + \frac{\partial(D \cdot \bar{v})}{\partial y} = \frac{Q}{surf}$$

donde ζ es el nivel de la superficie, D la altura de la columna de agua y *surf* representa la superficie de la celda (Lazure y Dumas, 2008). Luego del proceso iterativo de ajuste entre los modos barotrópico-baroclínico, la velocidad vertical (w) es evaluada predictivamente a través de la ecuación de continuidad local que se integra de abajo hacia arriba como

$$D \cdot w(\sigma) = D \cdot w(0) - \frac{\partial \zeta}{\partial t} - \int_0^\sigma \left(\frac{\partial(D \cdot \bar{u})}{\partial x} + \frac{\partial(D \cdot \bar{v})}{\partial y} \right) d\sigma'$$

donde $w(0)=0$. Se puede comprobar que en la parte superior de la celda de entrada

$$w = \frac{-Q}{surf \cdot D}$$

lo que indica que en cada semipaso temporal la cantidad correspondiente de agua dulce se vierte al dominio desde la superficie.

El cálculo de la salinidad se realiza al igual que en todo el dominio. El ingreso de agua dulce, con salinidad nula, lleva a una disminución de la salinidad en las celdas locales y adyacentes (debido a la advección). Para cualquier otro indicador, la cantidad de materia que se introduce en el dominio es: $C \cdot w$, donde C es la concentración en agua dulce.

Datos

Con el objetivo de obtener una mejor representación de las descargas de los ríos en el modelo (*rank 1*), y permitiendo la propagación de la marea hacia aguas arriba de los mismos, se ajustó la batimetría y el tamaño de malla de las descargas, representando las secciones transversales del Uruguay, el Parana Guazu y el Parana de Las Palmas.

Los datos de las secciones se encuentran en Re y Menendez (2009). Entre las características principales de las mismas se menciona que el Parana de Las Palmas presenta anchos de sección de entre 300m y 800m, y una profundidad de canal de entre 10m y 30m; el Parana Guazu anchos de sección entre 500m y 900m, y una profundidad de

canal entre el 10m y 30m; y el río Uruguay anchos de sección entre 1500m y 14000m, y profundidades entre 10m y 40m. Todas estas secciones fueron incorporadas según la sección efectiva determinada a partir de un ancho de 3000m.

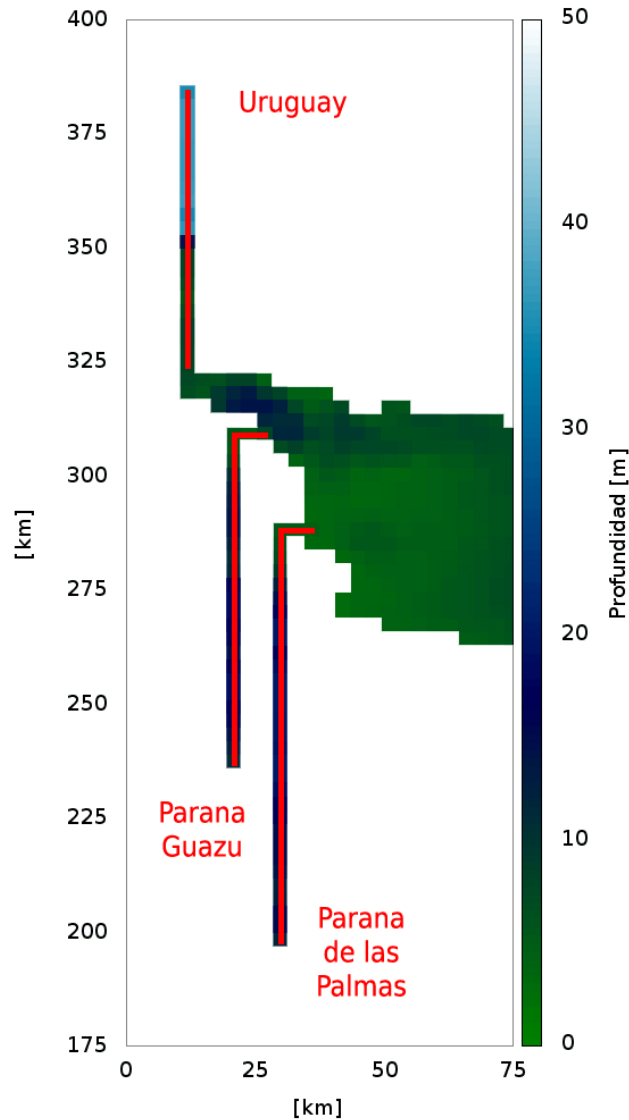


Figura 2.4.1. Descargas fluviales en el rank1.

El ingreso de los caudales al Río de la Plata a partir de series moduladas por la onda de marea fue previamente investigado por Jaime y Menéndez (1999). Los ensayos efectuados con el modelo RP2000, variando el coeficiente de modulación del caudal ingresante mostraron que su influencia sobre los niveles del río en las estaciones de control es débil. Se observó que las diferencias en los niveles, a partir de ingresar caudales modulados y no, son de hasta 7 cm, en las estaciones de control más cercanas a las descargas.

2.4.3 Interacción con la Atmósfera

La interacción de la atmósfera en el modelo se representa a partir del accionar de los campos de vientos y presiones sobre la superficie libre del agua en cada uno de los dominios. Los datos de ambas variable son obtenidos de los reanálisis de NCEP/NCAR, con

una resolución temporal de 6 horas y una resolución espacial de 2.5°, y que son interpolados temporal y espacialmente por el modelo.

La tensión de corte generada por el viento en la superficie libre se parametriza con las siguientes ecuaciones:

$$\tau^x_{surf} = \rho_a C_{da} u_w \sqrt{u_w^2 + v_w^2}$$

$$\tau^y_{surf} = \rho_a C_{da} v_w \sqrt{u_w^2 + v_w^2}$$

siendo τ^x_{surf} y τ^y_{surf} las componentes horizontales de la tensión, ρ_a la densidad del aire (1.25 kg/m³), $C_{da}=0.016$ el coeficiente de arrastre en la superficie, u_w y v_w las velocidades del viento a 10 m sobre la superficie del mar.

2.5 Disipación

En MARS-3D la rugosidad de fondo se parametriza según las siguientes ecuaciones:

$$\tau^x_{fond} = \rho_0 C_D u \sqrt{u^2 + v^2}$$

$$\tau^y_{fond} = \rho_0 C_D v \sqrt{u^2 + v^2}$$

donde τ^x_{fond} y τ^y_{fond} son las componentes de la tensión de corte en el fondo, ρ_0 la densidad del agua, C_D el coeficiente de rugosidad de fondo, u y v las velocidades de corriente horizontales. Para este informe, la parametrización del coeficiente de rugosidad de fondo se realiza de la siguiente manera:

$$C_D = \left(\kappa / \log \left(\frac{D}{z_0 h} \right) \right)^2$$

con κ la constante de von karman, D la altura total de la columna de agua, y $z_0 h$ una altura de rugosidad efectiva. Para el caso del modelo barotrópico, la parametrización de C_D se realiza a partir del coeficiente de Strickler.

La viscosidad horizontal, en MARS-3D, se puede definir la viscosidad horizontal variable según la formulación de Smagorinsky (Smagorinsky, 1963) o constante. Para la viscosidad vertical, MARS-3D presenta varios modelos y parametrizaciones implementadas. En este caso se trabajó con la viscosidad horizontal de Smagorinsky la vertical determinada con el modelo de una ecuación de Gaspar (Gaspar *et al.*, 1990).

2.6 Paso temporal

La formulación semi-implícita de MARS-3D utiliza solo un paso temporal, permitiendo una buena precisión en el proceso de acoplamiento de modos. El paso temporal elegido surge de un intervalo posible provisto por el usuario, y que el modelo determina en función de la estabilidad del sistema. En el rank0 se define un intervalo temporal variable que va de los 100 seg a los 600 seg. En el rank1 se define un intervalo temporal variable que va de 50 seg a 300 seg.

3 VALIDACIÓN DEL MODELO HIDRODINÁMICO

3.1 Escenarios previos de calibración y validación

Las etapas previas de calibración y validación se centraron en los resultados obtenidos del dominio mayor, *rank 0* (Fossati et al., 2010). La estrategia de calibración y validación consistió en representar correctamente la propagación de las ondas astronómicas en todo el *rank 0*, partiendo del ingreso de las mismas desde los bordes oceánicos. De estos resultados obtenidos surgió como variable de calibración la representación de la rugosidad de fondo. En su versión bidimensional el Sistema MARS utiliza la formulación de Strickler como parametrización de la rugosidad fondo. Como mejor valor de calibración se eligió 30. En las Figuras 3.1.1 y 3.1.2 se presentan los resultados de la modelación hidrodinámica del *rank 0* en Mar del Plata (Argentina), y en la 3.1.3 en La Paloma (Uruguay).

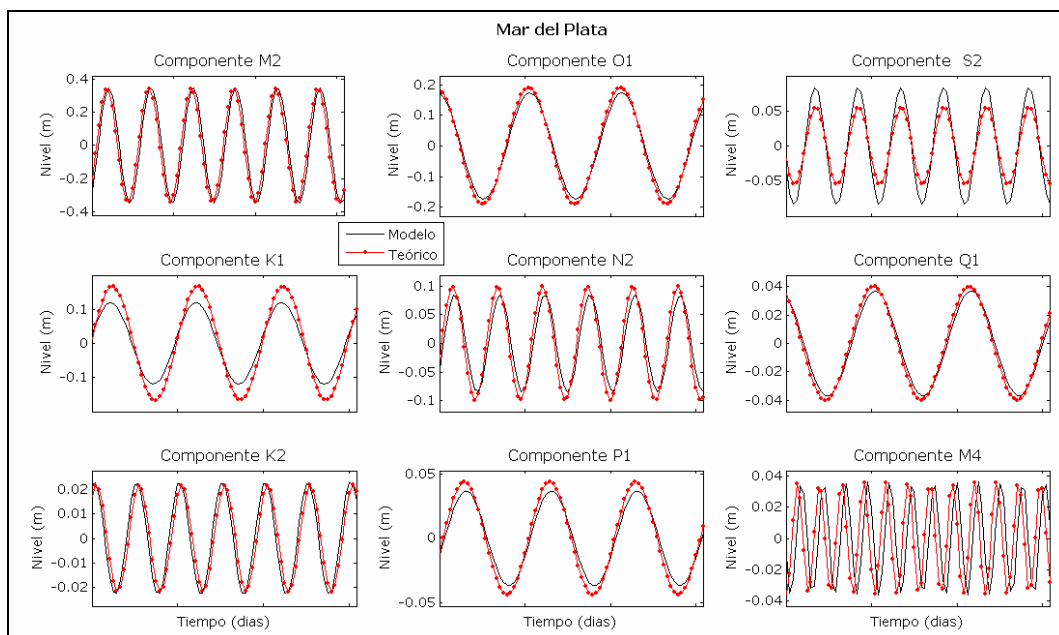


Figura 3.1.1. Comparación por componentes de marea (marea astronómica predicha y modelada) en Mar del Plata (Fossati et al., 2010).

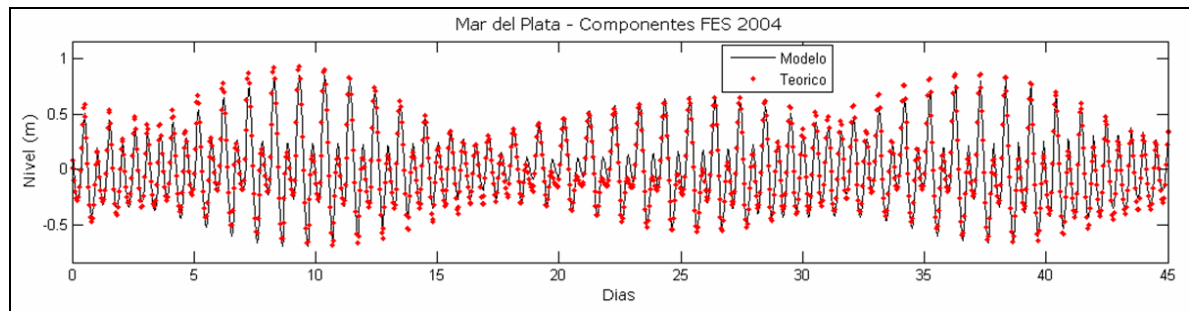


Figura 3.1.2. Marea astronómica predicha y modelada en Mar del Plata (Fossati et al., 2010).

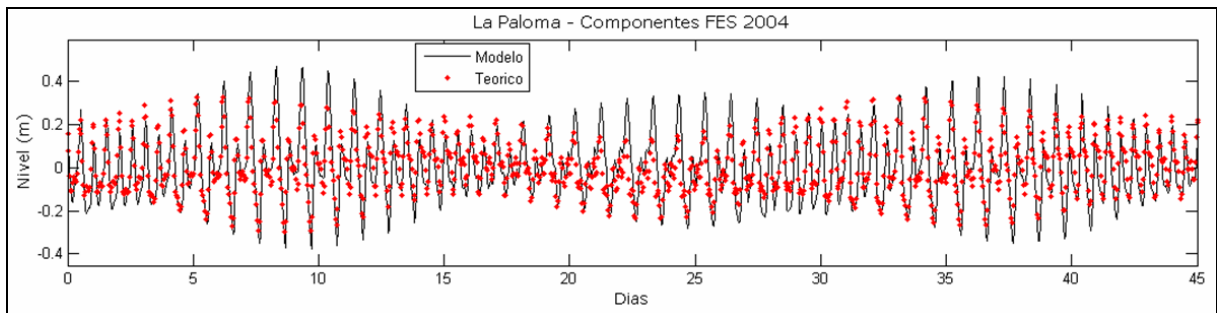


Figura 3.1.3. Marea astronómica predicha y modelada en La Paloma (Fossati et al., 2010).

Aceptado el buen acuerdo general de la modelación de la marea astronómica en el *rank 0*, se sumó el efecto atmosférico sobre el Atlántico Sur, incorporando como forzantes los campos de vientos y de presiones sobre la superficie libre del océano. El análisis se realizó en dos ventanas de tiempo diferentes: i) Ene03-Mar03, y ii) Dic03-Nov04. Las Figuras 3.1.4 y 3.1.5 se presentan algunos de estos resultados en Mar del Plata y en La Paloma.

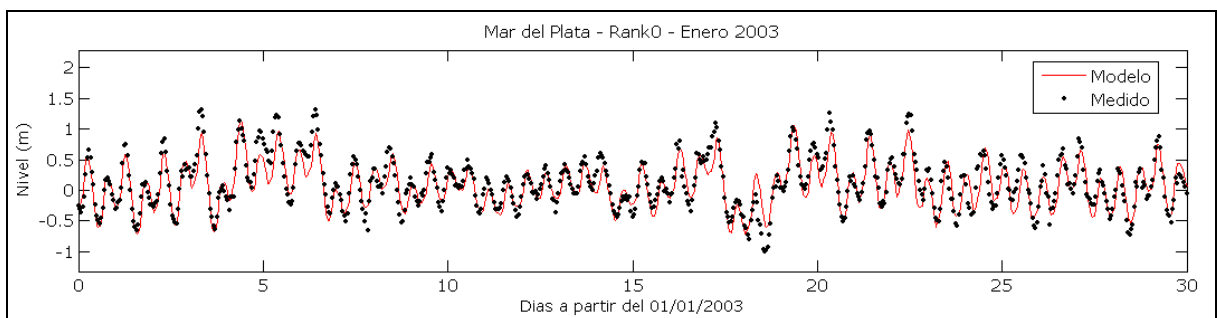


Figura 3.1.4. Marea astronómica predicha y modelada en La Paloma (Fossati et al., 2010).

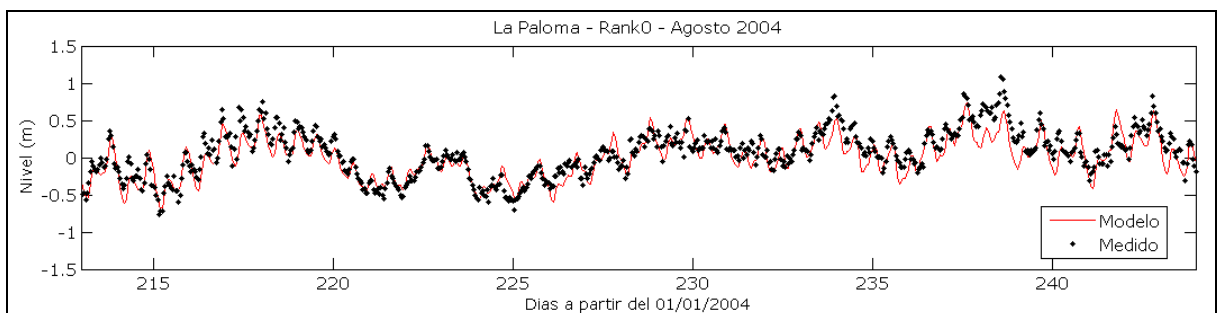


Figura 3.1.5. Marea astronómica predicha y modelada en La Paloma (Fossati et al., 2010).

Se observa en ambos casos que el modelo en general reproduce correctamente las fluctuaciones reales de la superficie libre.

3.2 Nuevos escenarios de validación

A partir de los resultados previos en la calibración y validación del *rank0*, se presentan dos escenarios de validación del *rank1*: i) un escenario de validación de velocidades de corriente en el Río de la Plata Interior, y ii) un escenario de validación de niveles medios en Buenos Aires.

3.2.1 Validación de velocidades

Se dispuso de mediciones de velocidad de corriente, realizadas por AYSA (Agua y Saneamientos Argentinos S.A.) en las ubicaciones que se presentan en la Figura 3.2.1, en las tomas de agua de Palermo y de Bernal, para el período 10/Mar/04 a 20/Abr/04. Para la validación se utilizó la totalidad de esa ventana temporal, y un período particular que va del 19/Mar/04 al 24/Mar/04, que es un período durante el cual la situación es de vientos suaves, que puede considerarse como representativo de un escenario hidrodinámico medio.

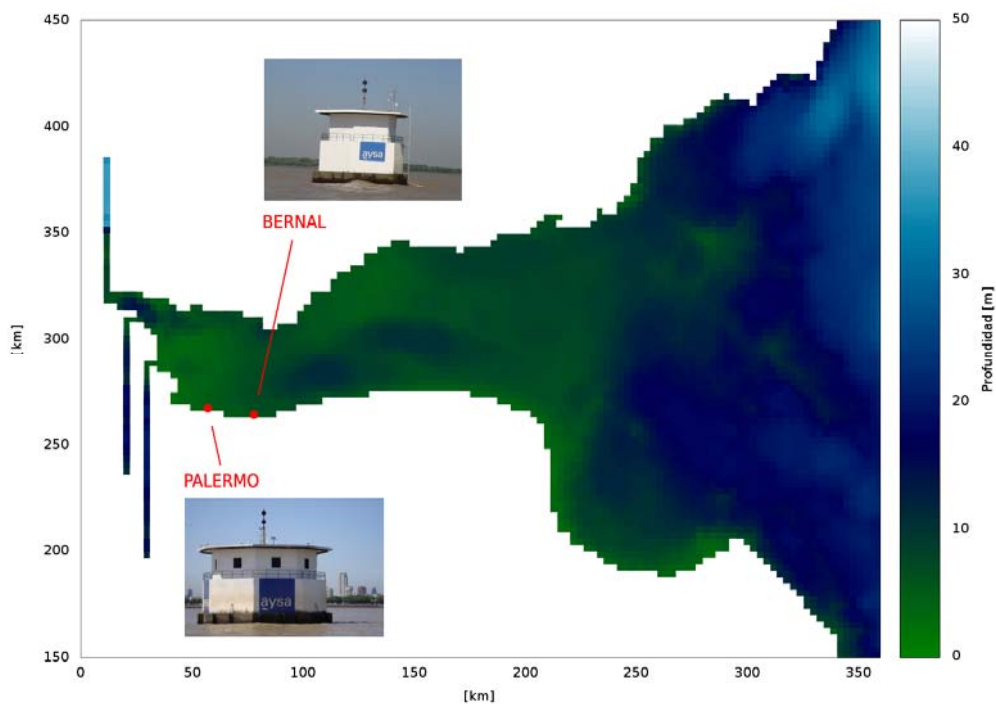
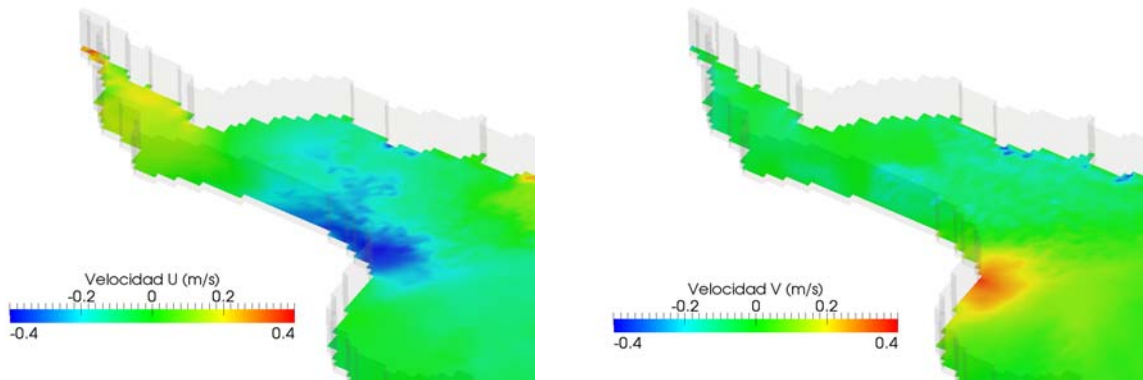
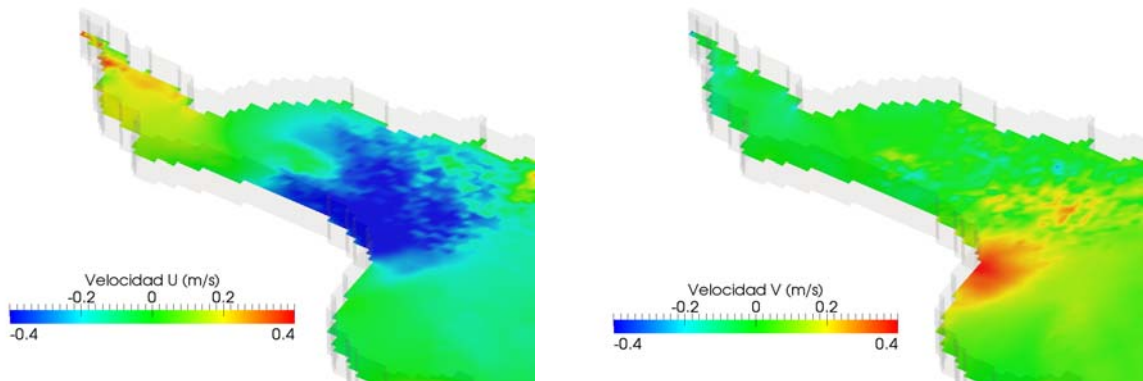


Figura 3.2.1. Estaciones de observación de velocidades de corriente.

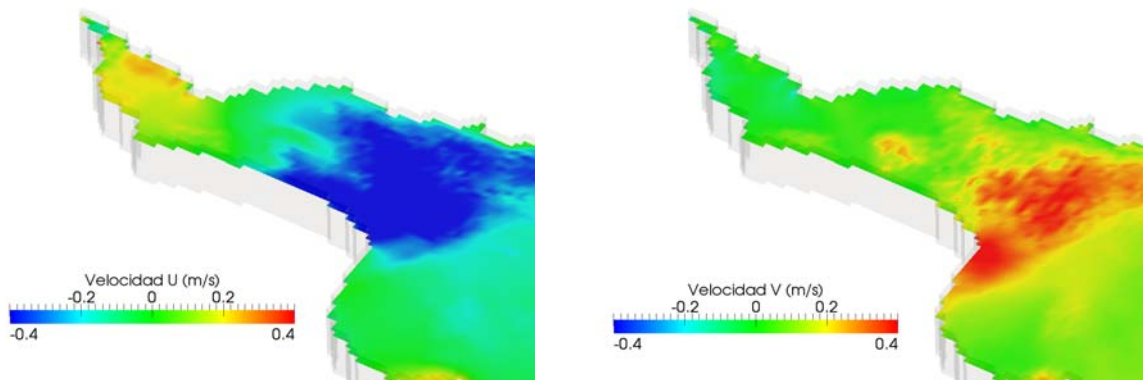
Las comparaciones fueron realizadas utilizando las salidas de las velocidades horizontales barotrópicas del modelo. Se considera aceptable esta condición debido a las características bidimensionales del Río de la Plata Interior, que se destacan en las Figuras 3.2.2 y 3.2.3, en las cuales se observa que las velocidades en fondo y superficie son prácticamente iguales y que no hay influencia en esa zona de la cuña salina.



a) Velocidades en el fondo. i) Velocidad U. ii) Velocidad V



b) Velocidades en el centro. i) Velocidad U. ii) Velocidad V



c) Velocidades en la superficie. i) Velocidad U. ii) Velocidad V

Figura 3.2.2. Mapas de Velocidades. 30/Abr/2004.

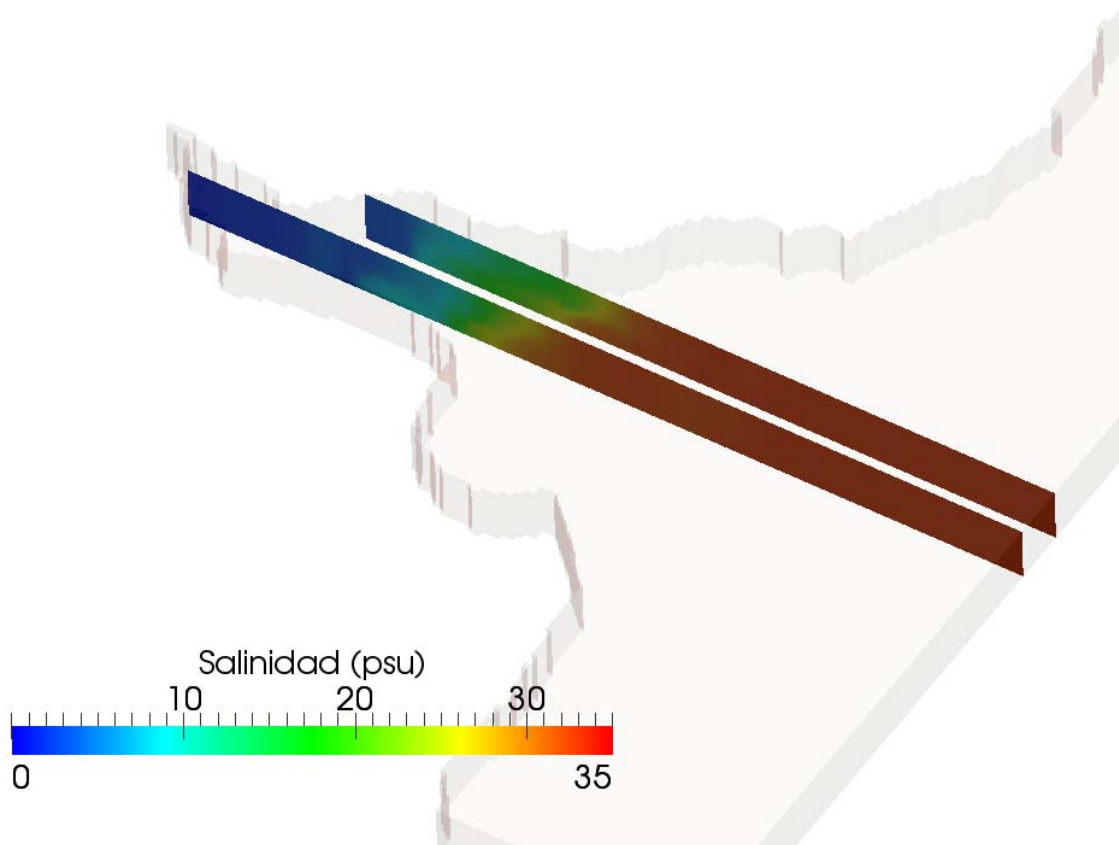
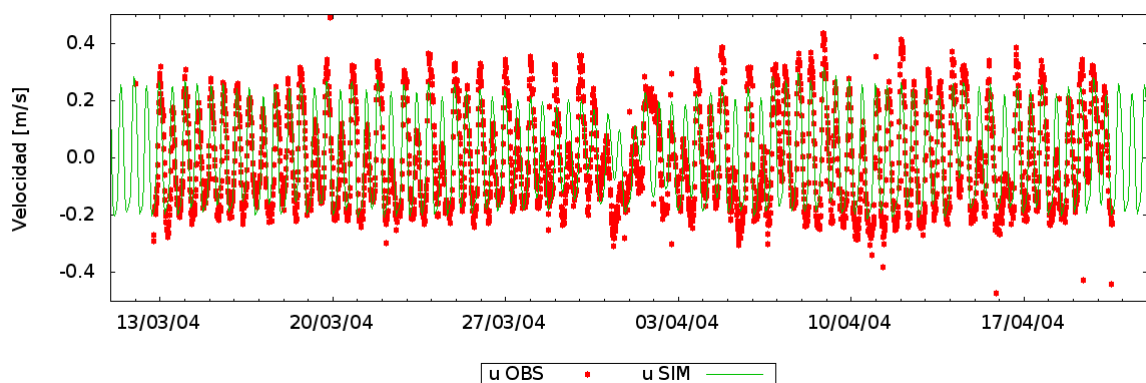
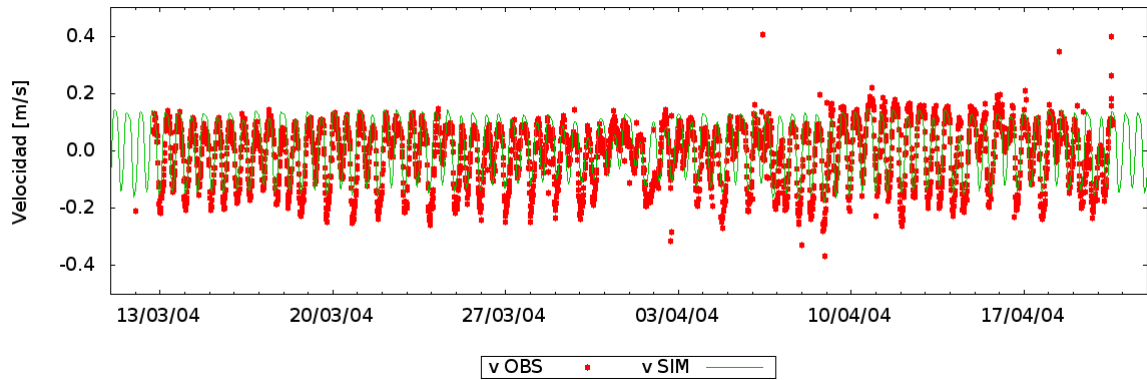


Figura 3.2.3. Ubicación de la cuña salina. 30/Abr/2004.

En las Figuras 3.2.4 y 3.2.5 se presentan las velocidades en las estaciones Bernal y Palermo para el período más largo de tiempo. Las figuras 3.2.6 y 3.2.7 muestran la venta temporal en donde se dan vientos suaves. Las figuras 3.2.8 y 3.2.9 presentan las rosas de corrientes para las dos ventanas de tiempo en cada una de las estaciones de control. En todos los casos los acuerdos, entre lo simulado y lo observado, se consideran muy satisfactorios.

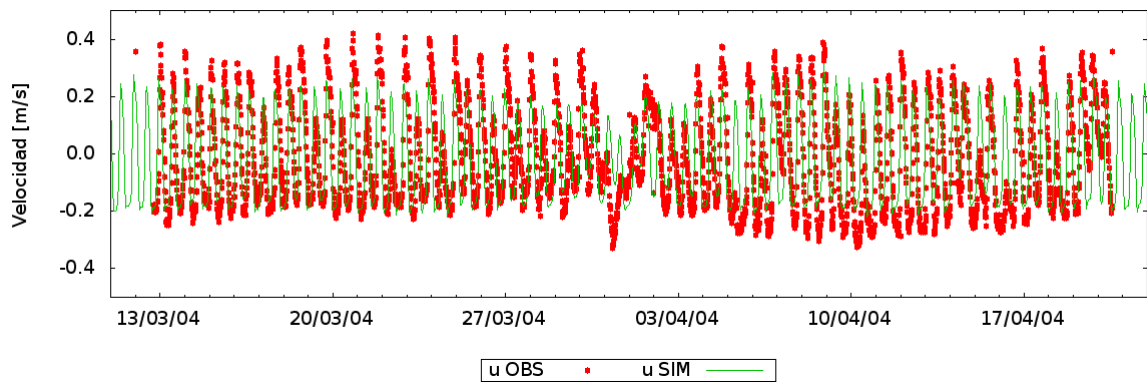


a) Bernal – Velocidad U.

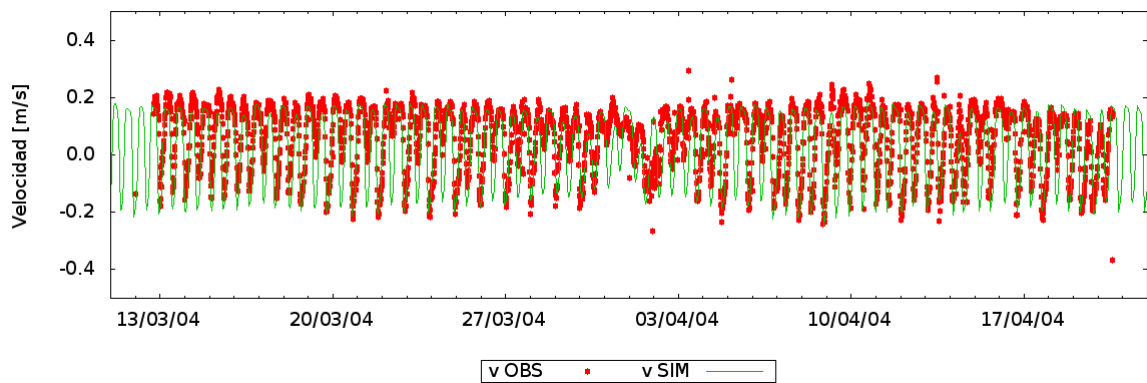


b) Bernal – Velocidad V.

Figura 3.2.4. Velocidades en Bernal. 10/Mar/04 a 20/Abr/04.

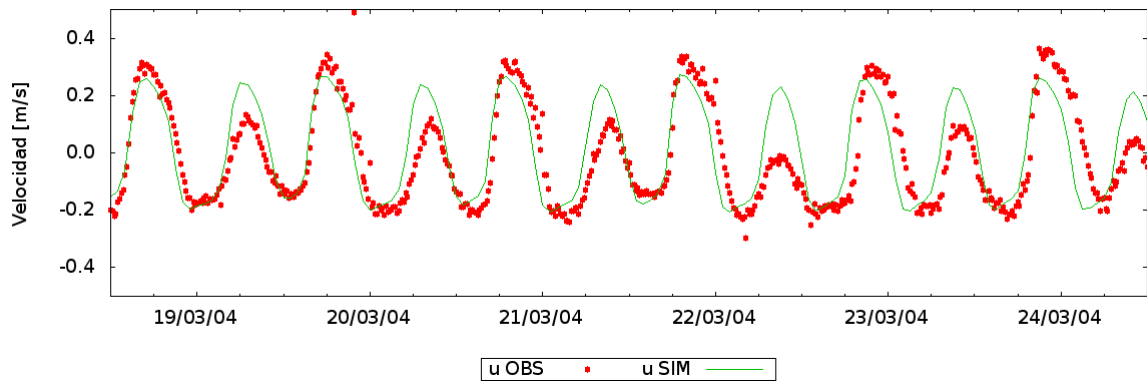


a) Palermo – Velocidad U.

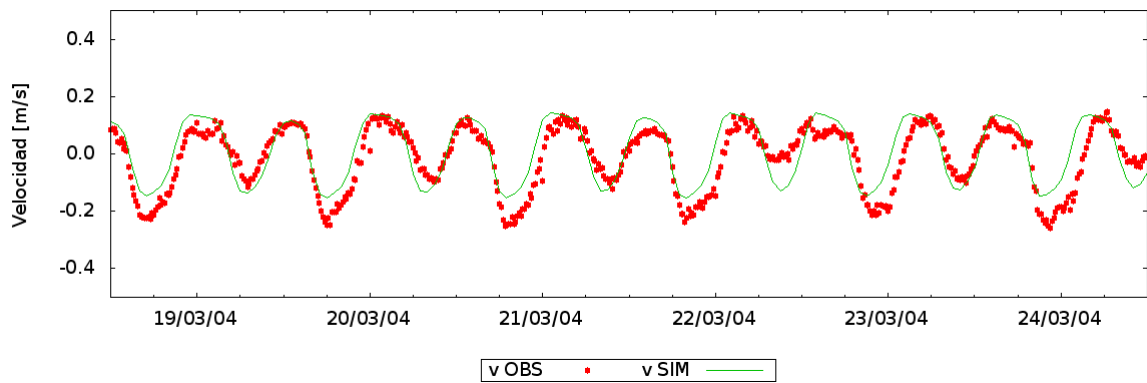


b) Palermo – Velocidad V.

Figura 3.2.5. Velocidades en Palermo. 10/Mar/04 a 20/Abr/04.

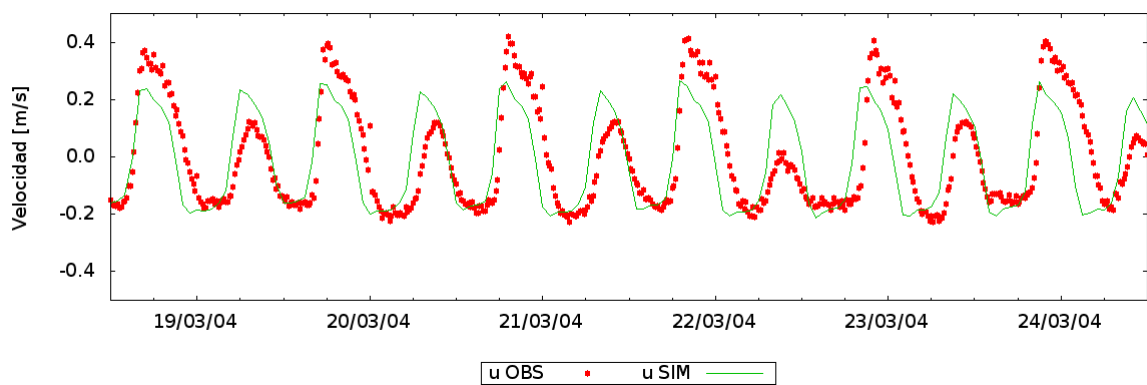


a) Bernal – Velocidad U.

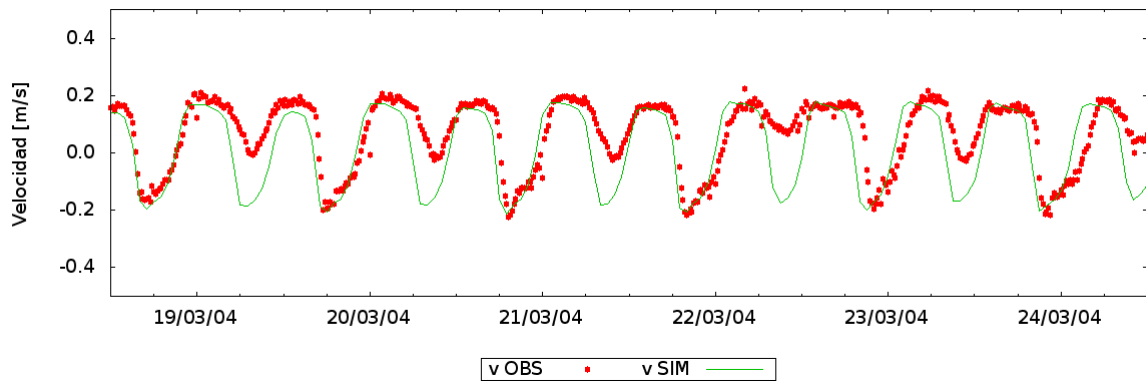


b) Bernal – Velocidad V.

Figura 3.2.6. Velocidades en Bernal. 19/Mar/04 a 24/Mar/04.

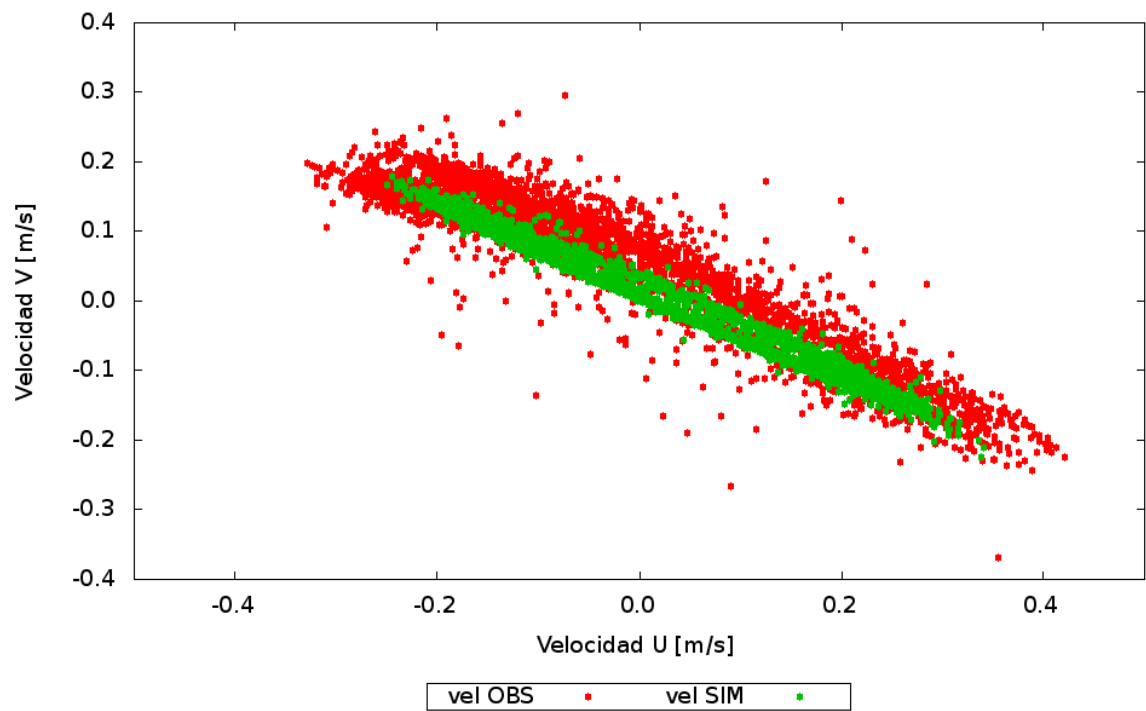


a) Palermo – Velocidad U.

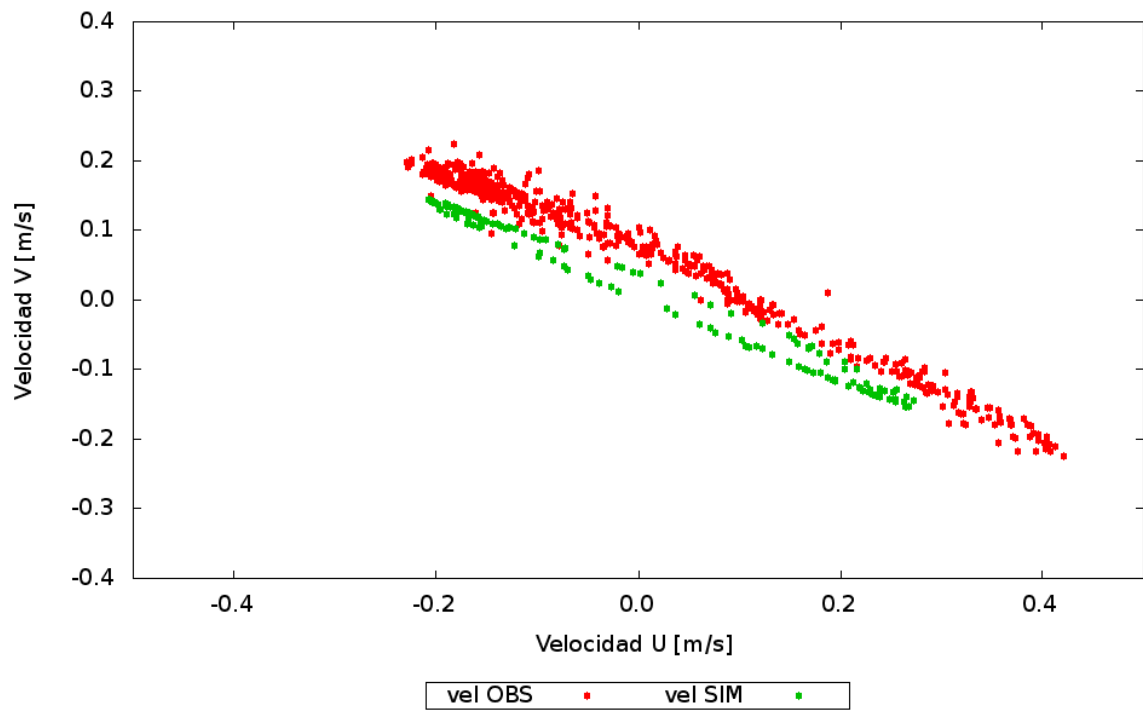


b) Palermo – Velocidad V.

Figura 3.2.7. Velocidades en Palermo. 19/Mar/04 a 24/Mar/04.

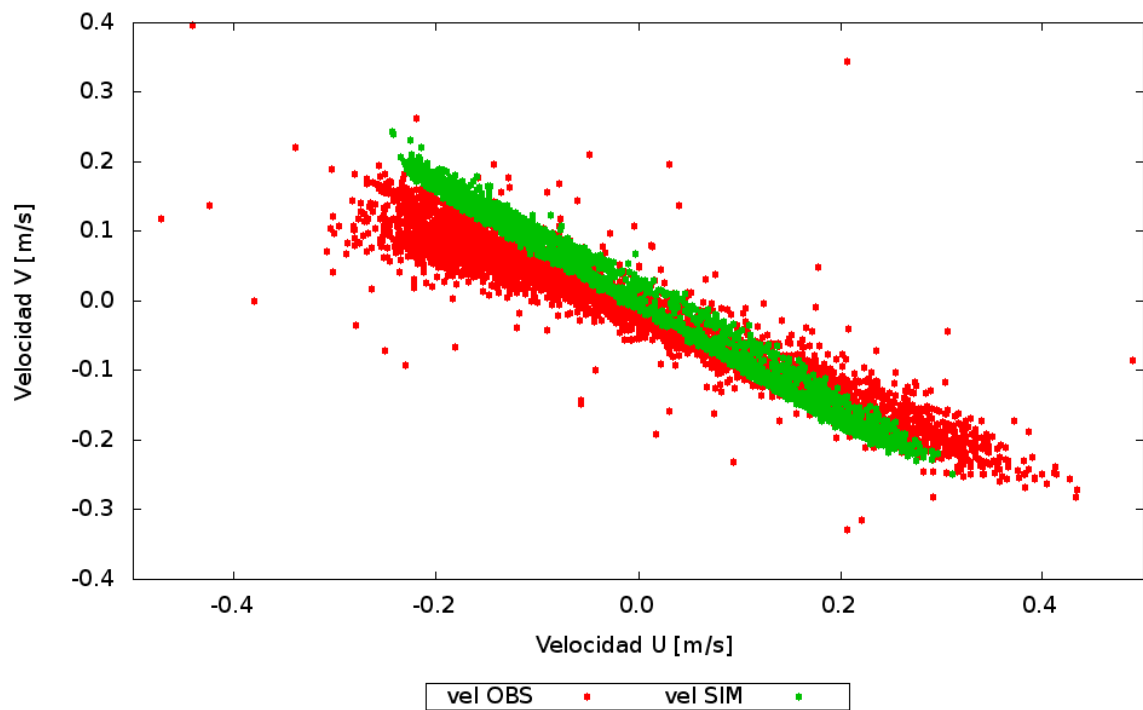


a) 10/Mar/04 – 20/Abr/04

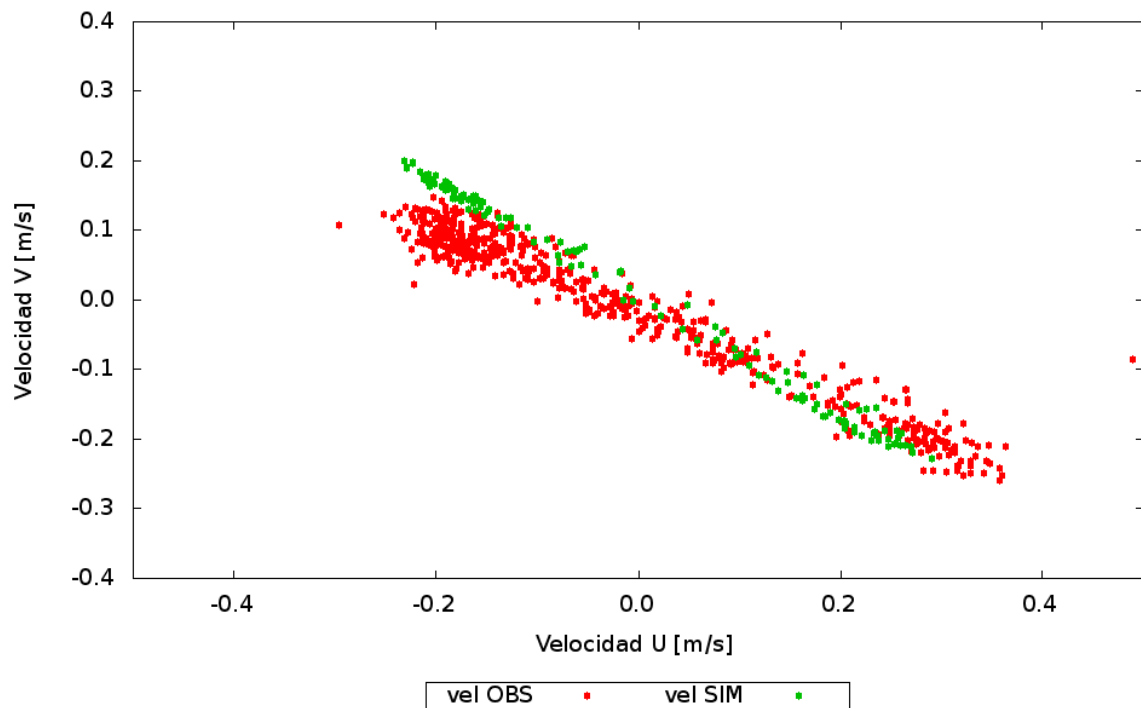


b) 19/Mar/04 a 24/Mar/04

Figura 3.2.8. Rosas de Corrientes. Bernal.



a) 10/Mar/04 - 20/Abr/04



b) 19/Mar/04 a 24/Mar/04

Figura 3.2.9. Rosas de Corrientes. Palermo.

3.2.2 Validación de niveles medios

Se dispuso de mediciones de nivel de marea, realizadas por el SHN (Servicio de Hidrografía Naval) en Buenos Aires para el período 1/Ene/02 a 31/Dic/02. Dadas estas observaciones se compararon los resultados de la modelación para todo el período, así como también los niveles medios estacionales y la frecuencia de niveles.

La figura 3.2.10 presenta la comparación de todo el año 2002 entre lo simulado y lo observado. La figura 3.2.11 presenta los anteriores resultados, pero en ventanas temporales bimestrales. El acuerdo general se observa satisfactorio.

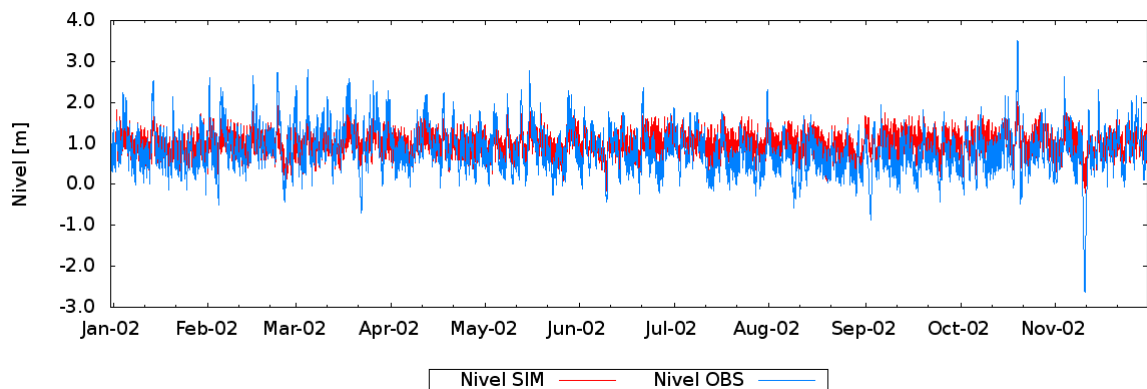
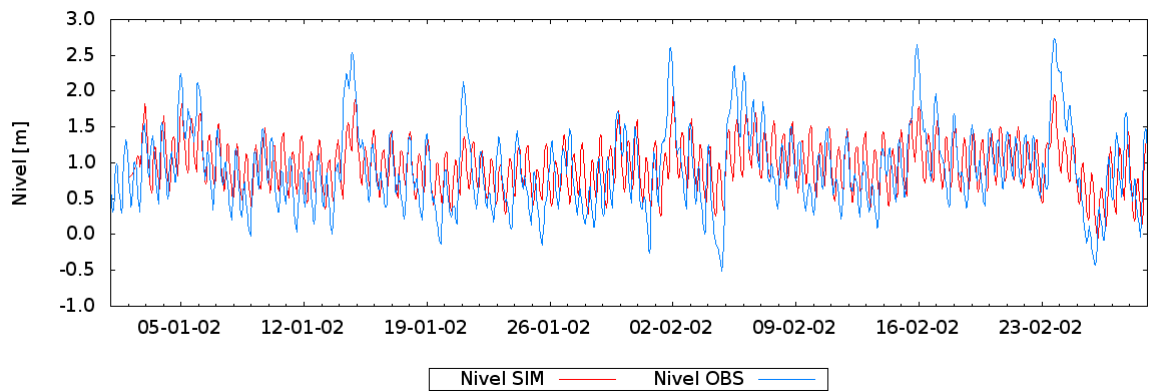
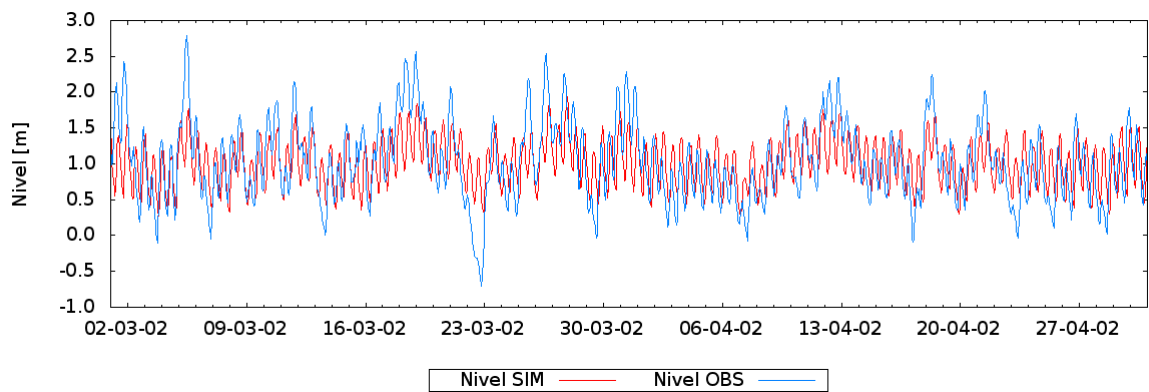


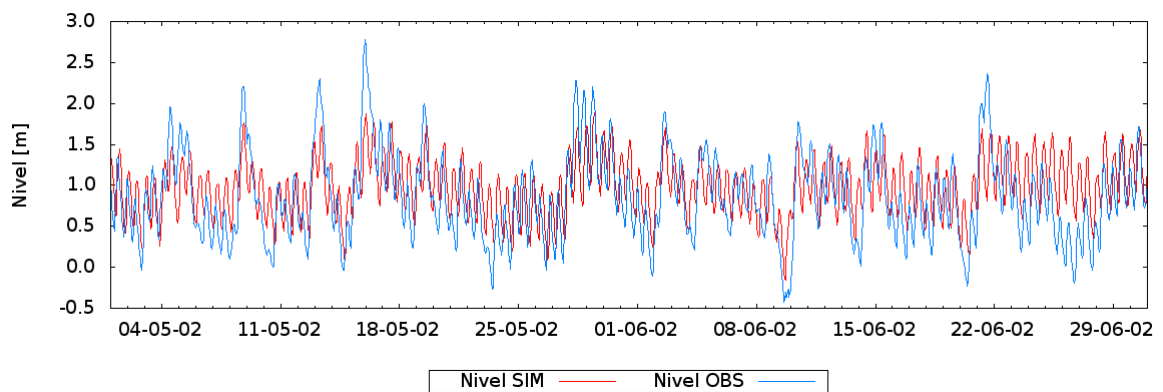
Figura 3.2.10. Simulación año 2002 (anual). Niveles en Buenos Aires.



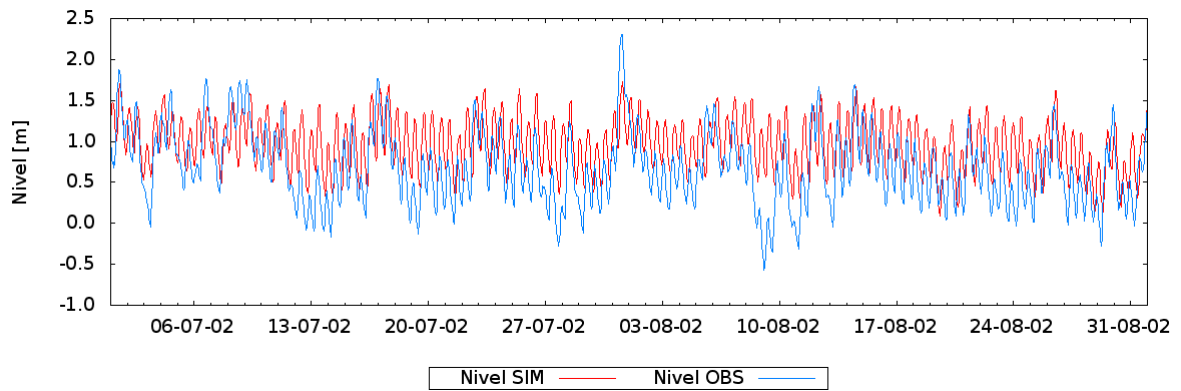
c) Enero – Febrero 2002



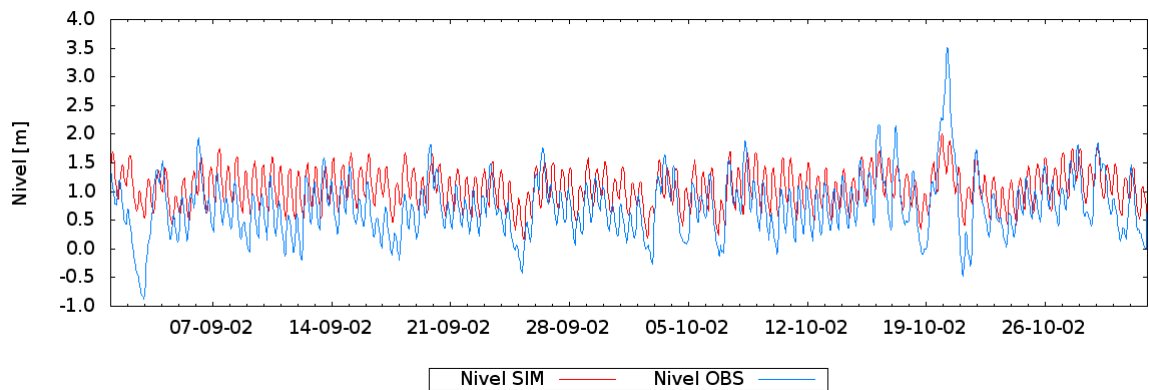
d) Marzo – Abril 2002



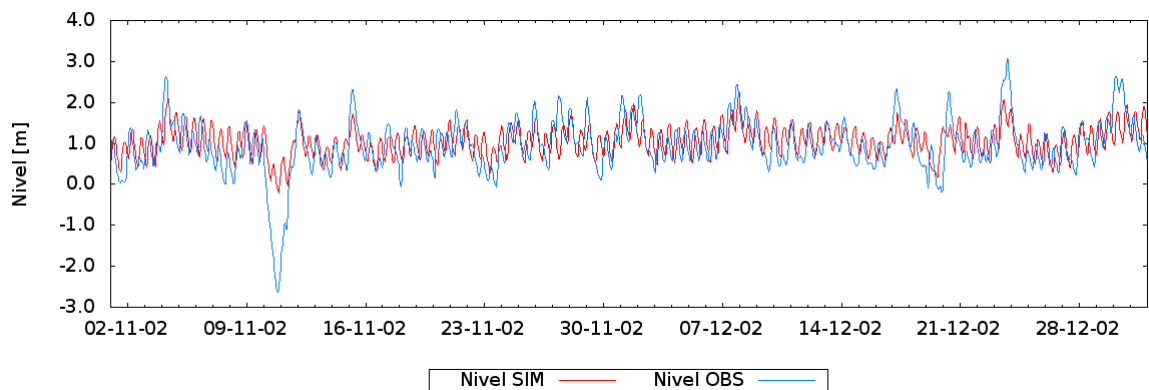
e) Mayo – Junio 2002



f) Julio – Agosto 2002



g) Septiembre – Octubre 2002



h) Noviembre – Diciembre 2002

Figura 3.2.11. Simulación año 2002 (bimestrales). Niveles en Buenos Aires.

Los resultados entregados por el modelo corresponden a la altura de la superficie libre, a estos se les sumó el nivel medio de 0.79 m en buenos Aires (de igual manera que lo hace el SHN a sus observaciones) para obtener el nivel de agua de acuerdo al sistema de referencia habitualmente utilizado.

La figura 3.2.12 presenta las comparaciones de niveles medios, anual y estacionales. Se observa un buen resultado del nivel medio anual, pero no una buena modulación estacional

como si lo demuestran las observaciones. Esto se puede explicar por la utilización de un coeficiente de arrastre de viento constante ($C_{da}=0.016$) y por la presencia de una importante ventana temporal con niveles medios bajos observados, aproximadamente entre julio y octubre de 2002, que no logran simularse adecuadamente con los datos atmosféricos con los que se cuenta. Un problema similar se observa en la figura 3.2.13, frecuencia de niveles donde además se ve que los niveles extremos tampoco son detectados en la simulación.

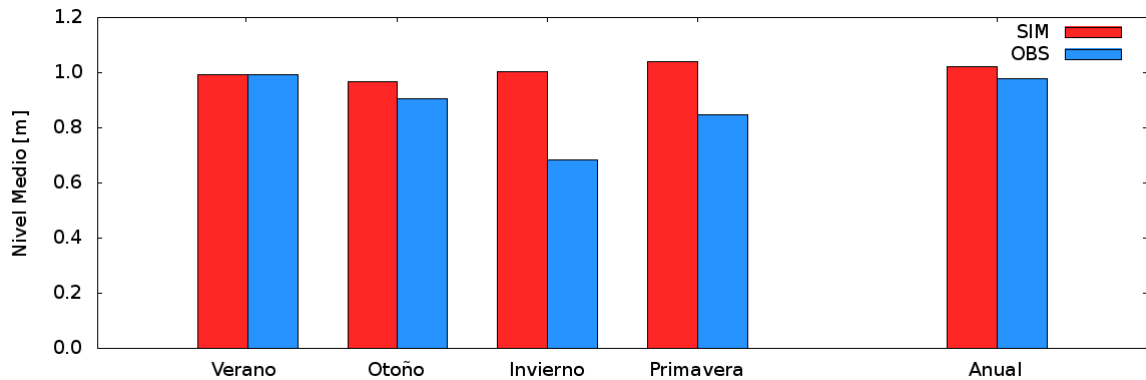


Figura 3.2.12. Niveles medios estacionales (2002). Niveles en Buenos Aires.

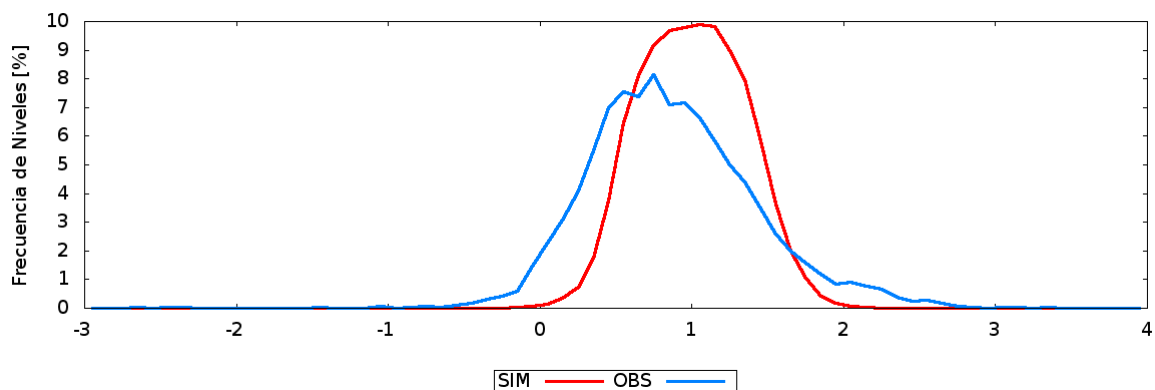


Figura 3.2.13. Frecuencia de Niveles (2002). Niveles en Buenos Aires.

Como trabajo futuro se prevé la incorporación de nuevos años a este análisis y el estudio de sensibilidad a las distintas formulaciones de coeficiente de arrastre del viento que MARS-3D presenta.

4 CONCLUSIONES

Las siguientes son las principales conclusiones de este trabajo:

- Se logró implementar un modelo hidrodinámico del Río de la Plata y su Frente Marítimo basado en el sistema de modelación MARS-3D, comprendiendo sus conceptos características principales de discretización.
- Se muestra una muy buena validación de velocidades de corriente en el Río de la Plata Interior.
- Se observan buenos resultados en cuanto a la validación de niveles en el Río de la Plata Interior, pero posibles de mejorar.

REFERENCIAS

- Andre, G., Garreau, P., Garnier, V., Fraunié, P., 2005, *Modelled variability of the sea surface circulation in the North-western Mediterranean Sea and in the Gulf of Lions*, *Ocean Dynamics*, 55, 294-308.
- Blumberg A.F., Mellor G.L., 1987, *A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model*, in *Three-dimensional Coastal Ocean Mode. Coastal and Estuarine Sciences*, American Geophysical Union, Heaps N.S., 1-16
- Bombardelli, F.A., Menéndez, A.N., Brea, J.D., Lapetina, M.R. y Uriburu Quirno, M., 1995. *Estudio hidrodinámico del Delta del río Parana mediante modelación matemática*. Informe LHA-INCyTH 137-03-95.
- Cugier, P. Le Hir, P., 2000, *Modelisation 3D des matieres en suspension en Baie de Seine orientale (Manche, France)*, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 331, 287-294.
- Cugier, P., Le Hir, P., 2002, *Development of a 3D hydrodynamic model for coastal ecosystem modelling application to the plume of the Seine River (France)*, *Estuar. Coast. Shelf. Sci.*, 55, 673-695
- Chapelle, A., 1991, *Modelisation d'un ecosysteme marin cotier soumis a l'eutrophisation: la baie de Vilaine (Sud-Bretagne)*, Etude du phytoplancton et du bilan en oxygene, These de doctorat, Universite Paris VI, 201 pp.
- Chapelle, A.P., Lazure, P. y Ménesguen A., 1994, *Modeling eutrophication events in a coastal ecosystem. Sensitivity analysis*, *Estuarine, Coastal and Shelf*, 39, 529-548.
- D'Onofrio, E.E., Fiore, M.E., Romero, S.I., 1999, *Return periods of extreme water levels estimated for some vulnerable areas of Buenos Aires*, *Continental Shelf Research*, 19 (13), 1681-1693.
- Douillet, P., Ouillon S., Cordier, E., 2001, *A numerical model for fine suspended sediment transport in the south-west lagoon of New Caledonia*, *Coral Reefs*, 20(4), 361-372.
- Fossati M., Moreira D., Simionato C., Cayocca F., Tessier C., Sarubbi, A. y Re M. (2010). *Estudio del transporte de sedimentos en el Río de la Plata: Primeros resultados de la modelación numérica*, XXIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Punta del Este, Uruguay, noviembre (aceptado).
- Gaspar, P., Gregoris, Y., Lefevre, J.M., 1990, *A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: tests at station papa and long-term upper oceanic vertical mixing*, *J.Geophys.Res.*, C95(c9), 16179-16193.

- Huret, M., Dadou, I., Dumas, F., Lazure, P., Garçona, V., 2005, *Coupling physical and biogeochemical processes in the Río de la Plata plume*, Continental Shelf Research, 25 (5-6), 629-653.
- Jaime, P. y Menéndez, A.N., 1999. *Modelo hidrodinámico Río de la Plata 2000*. Informe LHA-INA 183-01-99.
- Kind, M.V., 2004, *Desplazamiento del frente de salinidad del Río de la Plata debido al aumento del nivel medio del mar*, Tesis de Grado, Facultad de Ingeniería, Universidad de Buenos Aires.
- Lazure, P., Salomon, J.C., 1991, *Etude par modeles mathématiques de la circulation marine entre Quiberon et Noirmoutier*. Actes du colloque international sur l'environnement des mers épicontinentales, *Oceanolo. Acta*, 11, 93-99.
- Lazure, P., Jegou, A.M, 1998, *3D modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Biscay continental shelf*, *Oceanolo. Acta*, 21 (2), 165-177.
- Lazure, P., Dumas, F., 2008. An external–internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources* 31, 233–250.
- Le Hir, P., Thouvenin, B., 1994, *Mathematical modelling of cohesive sediment and particulate contaminants transport in the Loire Estuary*, in K. Dyer (Ed.), *Changes in Fluxes in Estuaries*, pp 71-78, Olsen&Olsen, Denmark.
- Le Hir, P., Ficht, A., Silva Jacinto, P., Lesueur, P., Dupont, J.P., Lafite, R., Brenon, I., Thouvenin, B., Cugier, P., 2001, *Fine sediment transport and accumulations at the mouth of the Seine Estuary, France*, *Estuaries*, 24 (6B), 950-963.
- Le Provost C., Lyard, F., Molines, J.M., Genco, M.L., Rabilloud, F., 1998, *A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter derived data set*, *J. Geophys. Res.*, 103, 5513-5529.
- Leonard B.P. (1979), A stable and accurate convective modelling procedure based on quadratic upstream interpolation. *Comput Methods Appl Mech Eng*, 19, 59–98.
- Leonard B.P. (1991), The ULTIMATE conservative difference scheme applied to unsteady one-dimensional advection. *Comput Methods Appl Mech Eng*, 88, 17–74.
- Loyer, S., 2001, *Modelisation de la production phytoplanctonique dans la zone cotiere atlantique enrichie par les apports uviaux*, These de doctorat, Universite Paris VI.
- Pous, S., 2005, *Dynamique océanique dans les Golfes Persique et d'Oman*, These de doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Re, M., Menéndez, A.N., (2009), *Modelación Hidro-Sedimentológica del Río de la Plata. Modelo Conceptual y Forzantes*. Informe LHA 03-296-09. Agosto.
- Smagorinsky, J, 1963, *General circulation experiments with the primitive equations: I - The basic experiment*, *Mon. Weather Rev.*, 91, 99-164.

Tessier C., 2006, *Caractérisation et dynamique des turbidités en zone côtière: L'exemple de la région marine Bretagne Sud*, PhD Thesis, Université de Bordeaux.
<http://archimer.ifremer.fr/doc/00000/2325/>

Tessier, C., Le Hir, P., Dumas, F., Jourdin, F., 2008, *Modélisation des turbidités en Bretagne Sud et validation par des mesures in-situ*, Revue Européenne de Génie Civil, 12(1-2), pp. 179-190.