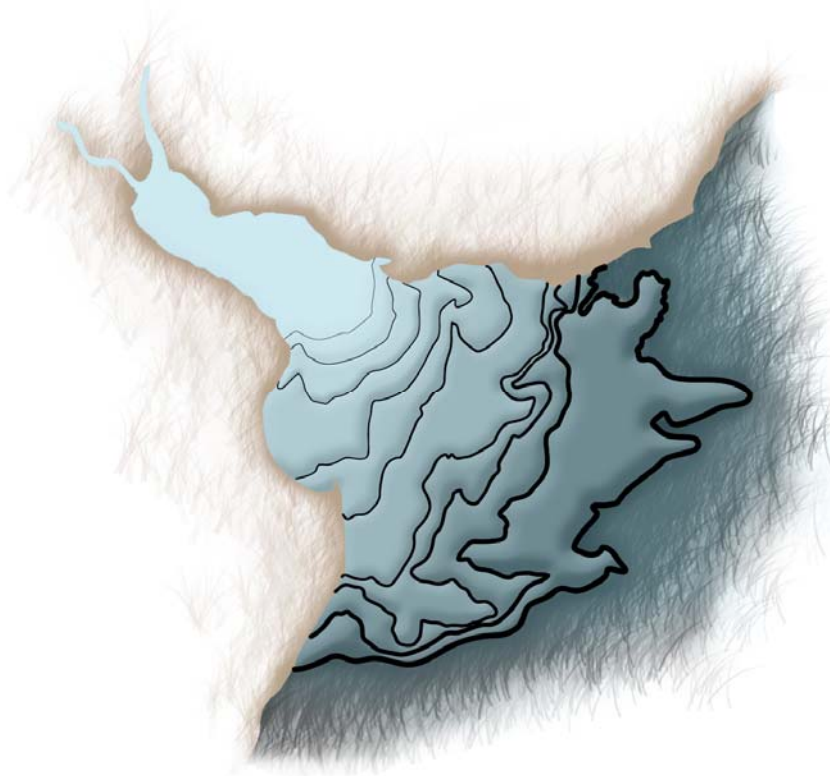




**DESPLAZAMIENTO DEL FRENTE DE
SALINIDAD DEL RÍO DE LA PLATA DEBIDO AL
AUMENTO DEL NIVEL MEDIO DEL MAR**



MARTÍN V. KIND

SEPTIEMBRE 2004

TESIS DE GRADO EN INGENIERÍA CIVIL

FACULTAD DE INGENIERÍA – UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

**DESPLAZAMIENTO DEL FRENTE DE SALINIDAD DEL
RÍO DE LA PLATA DEBIDO AL AUMENTO DEL NIVEL
MEDIO DEL MAR**

Tesista: Sr. Martín Victor Kind

Director: Dr. Ángel Nicolás Menéndez (FIUBA)

Fecha de Presentación: Septiembre 2004

Tribunal Examinador:

Dr. Pablo Miguel Jacovkis (FCEyN – UBA)

Dr. Vicente Barros (FCEyN – UBA)

Ing. Haroldo Juan Hopwood (FIUBA)

Resumen

El presente estudio tiene como objetivo determinar cómo habrá de variar la cuña salina, (interfase de transición entre el agua dulce de origen fluvial y el agua salada de origen marítimo) en el Río de la Plata, en respuesta al aumento que se registra en el nivel medio del mar. En particular, interesa conocer si puede producirse una penetración del frente salino hacia el interior del Río de la Plata capaz de poner en riesgo la capacidad de proveer de agua dulce a la Región Metropolitana de Buenos Aires, la cual perdería entonces sustentabilidad.

Se implementa un modelo hidrodinámico tridimensional, al que se denomina *RPP-3D*, basado en el modelo computacional *POM (Princeton Ocean Model)*. Éste se valida efectuando comparaciones entre las distribuciones de salinidad obtenidas de registros y las simuladas para escenarios medios de verano y de invierno.

Se definen dos escenarios de aumento del nivel medio del mar, en correspondencia con proyecciones de Cambio Climático efectuadas por el IPCC (Intergovernmental Panel of Climate Change): uno representativo de condiciones posibles hacia fines del presente siglo XXI y otro vinculado con condiciones de altas concentraciones de gases de efecto invernadero, proyectado para fines del presente milenio.

Se definen indicadores del desplazamiento y de variación de la concentración salina en el Río de la Plata, los cuales son calculados para los escenarios futuros en base a las predicciones obtenidas con el modelo *RPP-3D*.

Se concluye que el desplazamiento del frente de salinidad hacia el interior del Río de la Plata es menor para el escenario de fin de siglo, haciéndose significativo para el escenario correspondiente con las altas concentraciones de gases de efecto invernadero. De todos modos, aún en este último caso, el frente de salinidad permanece suficientemente alejado de la Región Metropolitana de Buenos Aires como para garantizar su sustentabilidad.

Abstract

The main goal of this study is to determine how the salinity wedge (the interface between freshwater and saltwater from the sea) will change in the Río de la Plata, responding to the mean sea level rise. Particularly, it is interesting to know if a penetration of the salinity front toward the inner Río de la Plata is possible, and if it will be able to endanger its capability of providing the water supply to the Metropolitan Area of Buenos Aires, which would then lose its sustainability.

A three-dimensional hydrodynamic model called RPP-3D is used, which is based in the POM code (Princeton Ocean Model). The RPP-3D is validated comparing the distributions of salinity obtained from measures and those simulated for average summer and winter conditions.

Two scenarios are defined for the mean sea level rise, fitting the Climatic Change projections made by the IPCC (Intergovernmental Panel of Climate Change): one of those scenarios shows possible conditions at the end of the current century. The other one is related to high level greenhouse gases effect concentrations, projected for the end of the current millennium.

Displacement Indicators and also change of the salt concentration in Río de la Plata Indicators are defined. They are calculated for the future scenarios based on the predictions obtained with the RPP-3D Model.

The conclusion shows that the displacement of the salinity front toward the inner Río de la Plata is lower for the ending century scenario, and become significant for the high level greenhouse gases concentration scenario. But even for the latter situation, the salinity front remains faraway enough from the Metropolitan Area of Buenos Aires as to guarantee its sustainability.

Agradecimientos y reconocimientos

Quisiera agradecerles a todos aquéllos que de algún u otro modo colaboraron conmigo durante el proceso de producción de esta Tesis. A Candelaria, quien me brindó su apoyo constante a través de las largas horas de preparación de este trabajo y que con su sensibilidad artística delineó la portada del mismo, a Alejandro Otero, por su generosa y desinteresada ayuda en la programación de herramientas de visualización, a Mariano Ré y al Programa de Hidráulica Computacional del Instituto Nacional del Agua (PHC-INA), por la transferencia de resultados del modelo bidimensional predecesor del aquí desarrollado, a Julio Zyserman, por permitirme utilizar recursos del DHI Water & Environment para continuar con las tareas de simulación desde Dinamarca, a Jorge Valle y Alejandro Lacivita, por permitirme utilizar las instalaciones de Interfaces S.A. durante la etapa de cierre del trabajo, a Natalia Kind y Anibal Gómez de la Fuente, por sus valiosos comentarios adicionales, y muy especialmente a mis padres, por su apoyo incondicional de siempre.

Finalmente quisiera expresar mi más profunda gratitud hacia Ángel Menéndez, quién me acompañó durante este proceso, quién con inigualable paciencia dispuso generosas horas de su tiempo para trabajar a mi lado, y que con su constante empuje y afición por la física y la ingeniería logra incentivar me en mi búsqueda profesional y personal del conocimiento.

La presente Tesis de Graduación se desarrolló en el marco de dos proyectos de Cambio Climático: *“Inundaciones: génesis, costo socio económico, adaptación y prevención”*, financiado como Proyecto Estratégico de la Universidad de Buenos Aires (2002/04) e *“Impact of Global Change on the Coastal Areas of the Río de la Plata: Sea Level Rise and Meteorological Effects”*, financiado por la Agencia AIACC (Assessment of Impacts and Adaptation to Climate Change), con fondos GEF (2002/04).

El trabajo se realizó entre septiembre de 2002 y junio de 2004, en las oficinas del Laboratorio de Modelación Matemática de la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Buenos Aires (LMM-FIUBA) y del Laboratorio de Hidráulica Aplicada del Instituto Nacional del Agua (LHA-INA).

ÍNDICE

RESUMEN	2
ABSTRACT	3
AGRADECIMIENTOS Y RECONOCIMIENTOS	4
CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN	7
I-1 PLANTEO DEL PROBLEMA	7
I-2 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DEL RÍO DE LA PLATA.....	8
I-3 AUMENTO DEL NIVEL MEDIO DEL RÍO DE LA PLATA.....	13
I-4 MODELACIÓN DEL RÍO DE LA PLATA.....	16
I-5 ORGANIZACIÓN DEL TRABAJO	17
CAPÍTULO II MODELO MATEMÁTICO	19
II-1 ECUACIONES BÁSICAS.....	19
II-1.1 ECUACIONES HIDRODINÁMICAS	19
II-1.2 ECUACIÓN DE ESTADO.....	22
II-1.3 ECUACIONES DE TRANSPORTE DE TEMPERATURA Y SALINIDAD	23
II-2 ESQUEMA DE TURBULENCIA.....	24
II-3 MODELO EN COORDENADA SIGMA.....	26
II-4 DISTINCIÓN ENTRE MODOS BAROCLÍNICO Y BAROTRÓPICO.....	31
CAPÍTULO III MODELO NUMÉRICO – COMPUTACIONAL	34
III-1 CARACTERÍSTICAS DEL MODELO POM	34
III-2 DESCRIPCIÓN DEL PROGRAMA.....	35
III-2.1 INTERACCIÓN ENTRE LOS MODOS INTERNO Y EXTERNO	35
III-2.2 ESTRUCTURA DE CÁLCULO DEL MODO EXTERNO	36
III-2.3 ESTRUCTURA DE CÁLCULO DEL MODO INTERNO	37
III-2.4 FILTRADO DE LA SOLUCIÓN DEL ESQUEMA PASO DE RANA	37
III-3 DESCRIPCIÓN DEL MODELO NUMÉRICO	37
III-3.1 DISCRETIZACIÓN ESPACIAL	37
III-3.2 ESQUEMA EN DIFERENCIAS FINITAS	39

III-3.3 DISCRETIZACIÓN TEMPORAL	42
III-3.4 DIFUSIÓN HORIZONTAL	43
III-4 CONDICIONES DE CONTORNO	44
III-4.1 CONDICIONES DE CONTORNO VERTICALES	44
III-4.2 CONDICIONES DE CONTORNOS LATERALES.....	47
CAPÍTULO IV MODELO RPP-3D	50
IV-1 IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO	50
IV-1.1 EXTENSIÓN DEL DOMINIO	50
IV-1.2 MODELO NUMÉRICO DEL TERRENO	52
IV-1.3 DISCRETIZACIÓN VERTICAL.....	56
IV-1.4 CONDICIONES DE CONTORNO	59
IV-1.5 ELECCIÓN DE LOS PASOS TEMPORALES	73
IV-2 VALIDACIÓN DEL MODELO	75
IV-2.1 METODOLOGÍA DE VALIDACIÓN	75
IV-2.2 VALIDACIÓN DEL MODO BAROTRÓPICO.....	78
IV-2.3 VALIDACIÓN DEL MODO BAROCLÍNICO	94
CAPÍTULO V APLICACIÓN AL CASO DE ESTUDIO	115
V-1 EL CAMBIO CLIMÁTICO	115
V-2 ESCENARIOS DE AUMENTO DEL NIVEL MEDIO DEL MAR	119
V-2.1 PROYECCIONES PARA EL AÑO 2100.....	120
V-2.2 PROYECCIONES SEGÚN CONDICIONES CRÍTICAS DE CONCENTRACIÓN DE CO ₂	
.....	123
V-3 PREDICCIONES DEL MODELO RPP-3D.....	127
V-3.1 HACIA EL AÑO 2100	128
V-3.2 CONDICIONES CRÍTICAS DE CONCENTRACIÓN DE CO ₂	148
V-4 INDICADORES DE CAMBIO.....	158
CONCLUSIONES.....	163
REFERENCIAS	165
NOMENCLATURA UTILIZADA	168

Capítulo I Introducción

I-1 Planteo del problema

El Río de la Plata desempeña un rol fundamental para el desarrollo económico y social de la Argentina. El uso del mismo hace referencia tanto a actividades que dependen directamente del recurso, como es el caso de la pesca y el turismo, como a otras que lo utilizan en forma intensiva, por ejemplo como medio de transporte. Mientras que las primeras son sensibles al deterioro del recurso en tanto dependen directamente de él, no ocurre lo mismo con las segundas. Por el contrario, estas últimas llegan a ser potenciales fuentes de contaminación.

Uno de los principales usos del Río de la Plata es proveer a la Región Metropolitana de Buenos Aires (RMBA) el agua necesaria para el consumo humano. Según el informe “Medio Ambiente”, producido por el Equipo Técnico del Plan Estratégico Buenos Aires Futuro, más de 6 millones de personas que viven en la Ciudad de Buenos Aires y los 13 partidos de la Provincia de Buenos Aires consumen agua proveniente de las plantas potabilizadoras cuyas tomas se encuentran en el Río de la Plata y unos 8 millones de personas que viven sobre la RMBA consumen agua de pozo de las napas. Desde este punto de vista, la sustentabilidad de la población ubicada en la RMBA depende en forma directa de la calidad de las aguas del Río de la Plata, razón por la cual se torna fundamental la comprensión de los fenómenos que se manifiestan en dicho curso de agua.

El estuario del Río de la Plata está bajo la influencia de las interacciones dinámicas entre el agua dulce proveniente de las descargas continentales y el agua salada del Océano Atlántico. En la transición entre el agua dulce y el agua salada se manifiesta una zona conocida como “cuña salina” donde la concentración de sal es variable espacial y temporalmente. Las características de la cuña salina dependen de una serie de forzantes complejos, como los vientos superficiales, la onda de marea astronómica proveniente del océano, los caudales de los ríos tributarios, la batimetría y la forma del estuario, la presión atmosférica y la temperatura. Además de éstos, uno de los forzantes que afecta la dinámica de circulación de las aguas del estuario lo constituye el nivel medio del mar. Variaciones del nivel medio del mar generan modificaciones del estado de equilibrio dinámico de la cuña salina.

Existen distintas causas asociadas a los cambios históricos del nivel medio del mar, entre las cuales se destacan la expansión térmica que experimenta el agua al calentarse y el intercambio de agua oceánica con el hielo acumulado en la tierra. Ambos factores son función del balance entre la radiación solar que ingresa a la atmósfera, la redistribución de esta energía mediante circulaciones atmosféricas y oceánicas, y la energía irradiada nuevamente al espacio en longitudes de onda infrarroja. Las alteraciones de este equilibrio pueden darse tanto por variaciones del clima atribuibles a causas naturales como a acciones antrópicas. Cualquier alteración de este equilibrio ocasionado por acciones antrópicas, en forma directa o indirecta, es objeto de estudio del llamado Cambio Climático.

El presente trabajo de investigación busca analizar cómo habría de variar la cuña salina y, en particular, su frente de salinidad, como respuesta a un aumento futuro del nivel medio del mar, abriendo el estudio posterior acerca de si ese aumento puede provocar una penetración de la cuña salina hacia el interior del Río de la Plata, suficiente como para poner en riesgo la sustentabilidad de la RMBA.

I-2 Características físicas del Río de la Plata

El estuario del Río de la Plata está ubicado sobre la costa Este de América del Sur entre las latitudes 34°S y 36°20'S y longitudes 55°W y 58°30'W. Su longitud es de aproximadamente 320 km y su ancho varía desde los 38 km en la región superior hasta 230 km en la boca, entre Punta Rasa y Punta del Este. Su cuenca de drenaje se extiende sobre cinco países: Argentina, Uruguay, Brasil, Paraguay, Bolivia (Figura I-1). Cubre un área de 3.170.000 km² (Tossini, 1959). En América del Sur sólo es superada en extensión por la cuenca del Amazonas.

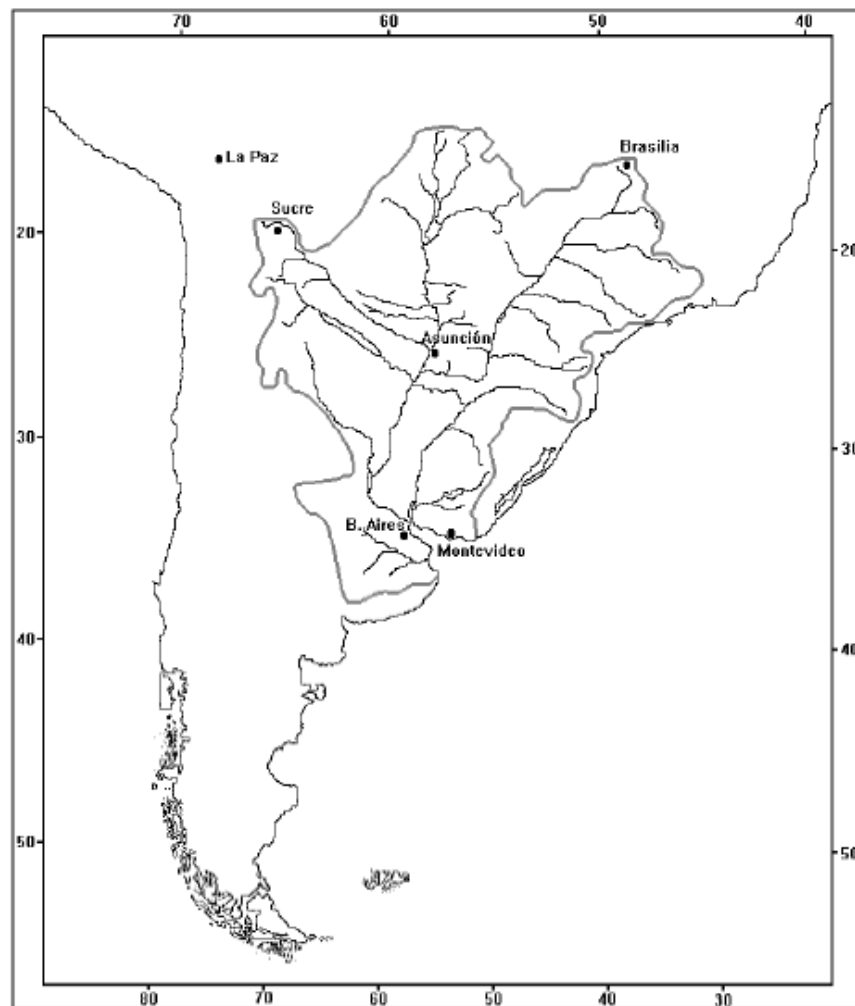


Figura I-1 Cuenca de drenaje del Río de la Plata

Los principales rasgos geomorfológicos del Río de la Plata son los bancos, las cuencas erosivas y los canales. En base a relevamientos realizados en el período 1964-1969, Parker y López Laborde (1988) identificaron áreas con características particulares, las cuales fueron clasificadas como “unidades morfológicas”. El Río de la Plata puede ser analizado según dos regiones principales acorde a su morfología y dinámica (CARP, 1989): el Río de la Plata Interior y el Río de la Plata Exterior. Estas dos secciones están divididas por la Barra del Indio (Figura I-2), una zona poco profunda que atraviesa el río extendiéndose entre Punta Piedras (costa argentina) y Montevideo (costa uruguaya).

La región interior que es tradicionalmente dividida en una zona superior y otra intermedia (Urien, 1967), mantiene un régimen estuarino-fluvial de flujo esencialmente bidimensional. La zona interior del Río de la Plata es caracterizada por áreas poco profundas (1 a 4 metros de

profundidad), como Playa Honda y el Gran Banco Ortiz, separadas de la costa por canales (5 a 8 metros de profundidad), como el Sistema del Canal del Norte, tramo superior del Canal Oriental, y el Canal Intermedio (Figura I-2). La Barra del Indio alcanza una profundidad de 6.5 a 7 m, y limita con el Canal Marítimo al Este, el cual constituye una gran depresión que separa la Barra y la Bahía Samborombón del Alto Marítimo (CARP, 1989).

El Canal Marítimo, la Bahía de Samborombón, el Alto Marítimo y el sector Este del Canal Oriental constituyen las principales formas morfológicas de la región exterior. El Canal Marítimo tiene una profundidad de entre 12 y 14 m y aumenta hacia el Sur donde alcanza los 20 m. El Canal Oriental se extiende bordeando la costa uruguaya y es el canal más profundo del Río de la Plata; su profundidad llega a 25 m frente a Punta del Este. El Alto Marítimo es una planicie formada por el Banco Arquímedes, el Banco Inglés y el Banco Rouen (CARP, 1989). Los bancos Inglés y Arquímedes son zonas estables de entre 6 y 8 m de profundidad y cubren una superficie aproximada de 45 y 350 km² respectivamente. Estos bancos dividen el flujo del río separando el Canal Oriental del Canal Marítimo. El Banco Rouen está ubicado a 30 km al Sur de estos, tiene una orientación Norte-Sur y cubre un área de aproximadamente 700 km² con una profundidad de entre 10 y 12 m (Framiñan y Brown, 1996). En la región exterior se encuentra también la Bahía de Samborombón, un área con profundidades del orden de 2 a 10 m, la cual se extiende desde el Norte en Punta Piedras hasta el Sur en Punta Rasa.

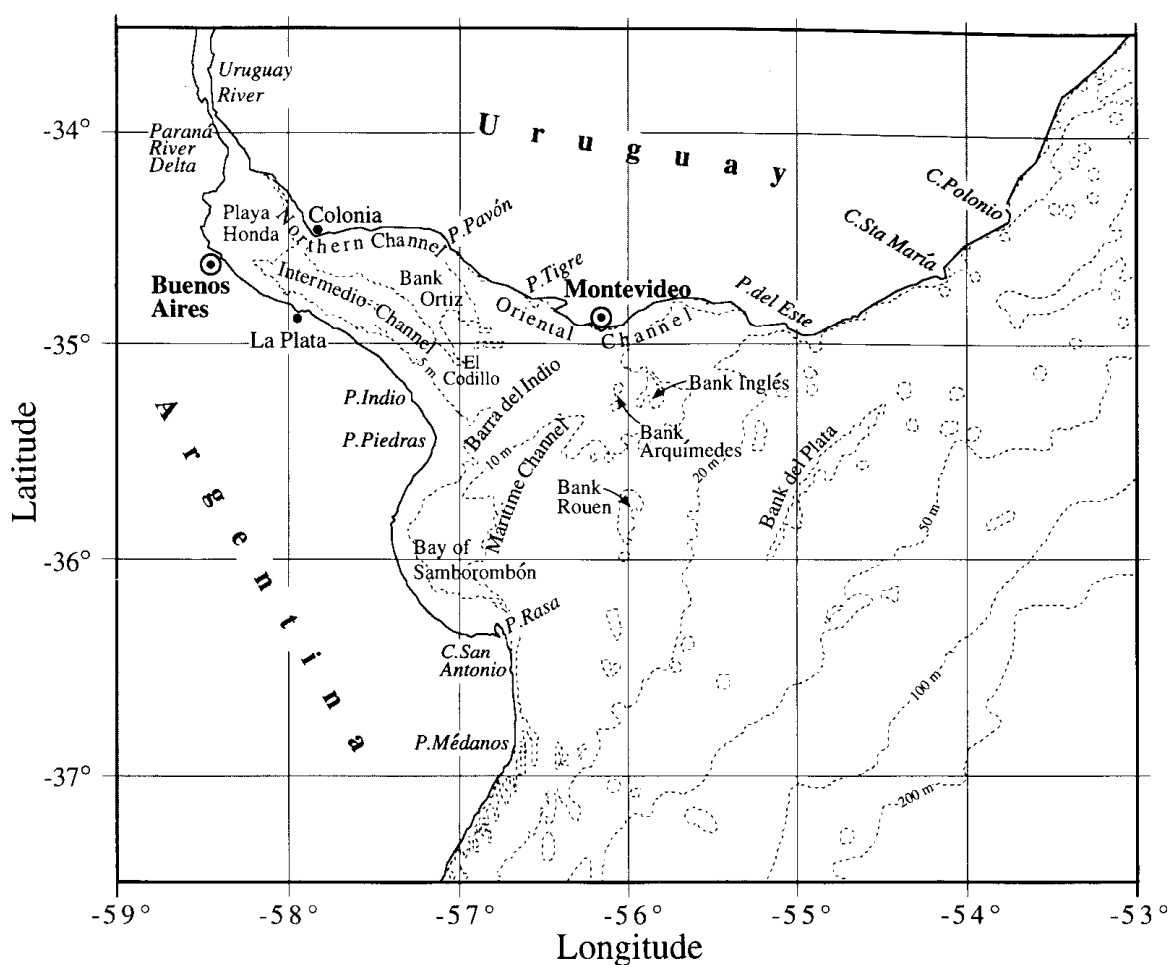


Figura I-2 Morfología del Río de la Plata (Framiñan y Brown, 1996). Se observan los contornos correspondientes a 5, 10, 20, 50, 100 y 200 m de profundidad y las unidades morfológicas principales

En correspondencia con la forma y distribución de las isobatas, la plataforma continental argentina cumple un papel importante en la propagación de la onda de marea astronómica. La acentuada dirección del gradiente de profundidad perpendicular a la costa argentina, combinado con los efectos debidos a la rotación terrestre, determinan sobre la onda de marea una serie de procesos físicos que dan lugar a una propagación preponderante en dirección SE-NW (Balay, 1961). La poca profundidad de las aguas sobre la plataforma continental origina una gran concentración de energía proveniente de aguas afuera, lo cual genera un notable incremento de la amplitud de elevación de la superficie libre. A medida que la onda de marea avanza por el litoral argentino va perdiendo energía por efecto de la fricción de fondo. Las ondas de marea oceánica llegan al estuario del Río de la Plata con una celeridad cercana a 200 km h^{-1} y se propagan en su interior con velocidad media de alrededor de 30 km h^{-1} (Balay, 1961). Debido a la poca

profundidad del estuario del Río de la Plata, la masa de agua involucrada es pequeña respecto de la del océano y no se considera posible la generación de ondas de marea propias en su interior. La mayor alteración del nivel de agua se debe a la acción oceánica, determinada fundamentalmente por la acción astronómica y las perturbaciones atmosféricas. En el Río de la Plata y el litoral de la provincia de Buenos Aires el régimen es preponderantemente semidiurno, con una acentuada desigualdad diurna. En general, se producen dos ciclos diarios de marea con diferencias de amplitud notables y, en escasas ocasiones, se presenta tan sólo un ciclo al día. Considerando un período de onda de 12 horas, la longitud de la onda de marea que se propaga dentro del estuario es de aproximadamente 360 km, por tanto, coincide aproximadamente con la extensión del río que es de unos 320 km. La principal componente de la marea que penetra en el Río de la Plata es la conocida como M_2 , a la cual se le atribuye el 80% del total del espectro de energía (CARP, 1989). La gran diferencia de amplitudes de la onda de marea que llega a la boca del Río de la Plata entre la costa argentina y la costa uruguaya se debe básicamente a la rotación terrestre. No obstante, la fuerza de Coriolis pierde influencia a medida que la onda progresa en el interior del Río de la Plata ya que el ancho del mismo disminuye. La Figura I-3 muestra los contornos de isoamplitudes y cotidales, para la componente semidiurna lunar M_2 . Se observan las diferencias de amplitudes que se manifiestan entre las costas de Argentina y Uruguay.

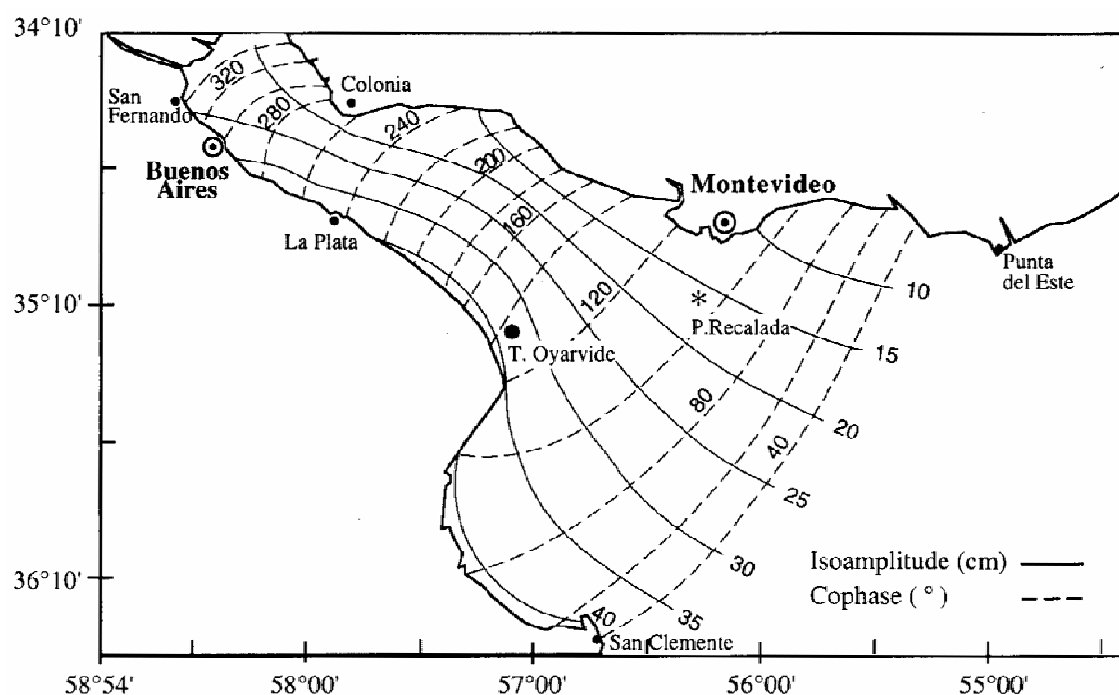


Figura I-3 Isoamplitudes (en cm, línea llena) y cotidales (en grados, línea punteada) para la componente de marea semidiurna lunar M_2 (Framiñan y Brown, 1996)

La onda de marea sobrepasa los límites del Río de la Plata, llegando a los 200 km aguas arriba de la desembocadura de los ríos Paraná y Uruguay. Según Halcrow et al. (1969) la influencia sobre el Paraná se observa hasta la localidad de Rosario, ubicada a la altura del kilómetro 420.

Al Río de la Plata drenan varios ríos tributarios, provenientes desde las costas argentina y uruguaya. Dos de ellos presentan descargas varios órdenes de magnitud superior a la de los restantes; estos ríos son el Paraná y el Uruguay. Las máximas y mínimas descargas se corresponden con los períodos de otoño y primavera para el Río Paraná, y otoño y verano para el Río Uruguay.

El Río Paraná se bifurca en dos brazos mayoritarios: el Paraná de las Palmas y el Paraná Guazú. Bombardelli y Menéndez (1994) estudiaron los porcentajes de repartición del caudal del Río Paraná en cada uno de estos brazos. Los coeficientes de repartición son del orden de 1:4, siendo el Paraná Guazú el de mayor caudal.

La circulación general atmosférica en la región sobre el Río de la Plata es controlada por la influencia de un centro de alta presión cuasi-permanente en el Pacífico Sur que genera vientos provenientes del SO y S, y la influencia de un centro de alta presión en el Sur de Argentina que periódicamente dirige masas de aire frío provenientes del océano Atlántico hacia el litoral del país. Esta circulación general es modificada por la acción de un centro de baja presión ubicado en la parte Norte de Uruguay, el cual se mueve en dirección NO-SE, y genera vientos desde el NE y SE.

I-3 Aumento del nivel medio del Río de la Plata

Durante el siglo XX se han percibido varios cambios con influencia directa sobre el Río de la Plata, tanto en lo que respecta al normal comportamiento de las variables atmosféricas, como en lo atinente al ciclo hidrológico de los ríos tributarios y al nivel del mar.

Los cambios en el nivel medio del Río de la Plata durante el período 1905-2001 fueron estudiados por D'Onofrio y Fiore (2001). Mediante el empleo de un proceso de filtrado de los niveles registrados con el mareógrafo del Puerto de Buenos Aires, se determinó una recta de regresión que ajusta el nivel medio en el período señalado. La tendencia de esta recta muestra un aumento del nivel medio de 1.7 mm año^{-1} , lo que indica un incremento de 17 cm a lo largo del siglo XX.

En la Figura I-4 se puede apreciar la estimación del nivel medio para el Puerto de Buenos Aires obtenida por D'Onofrio y Fiore (2001). Se observa que en las últimas décadas los cambios en el nivel medio estimado son mucho más significativos que los producidos durante la primera mitad del siglo, lo cual marca una acentuada influencia del Cambio Climático.

Agrupando por décadas la información del nivel medio del agua en Buenos Aires, D'Onofrio y Fiore (2001) realizaron un análisis estadístico estacional, hallando las tendencias para cada una de las estaciones del año (Figura I-5). Se observa que los niveles medios más altos corresponden a los meses Dic-Ene-Feb, mientras que los más bajos a los meses Jun-Jul-Ago. Estas diferencias de nivel se deben fundamentalmente a componentes de marea de largo período, como la Sa (solar anual) y la Ssa (solar semianual), y a variaciones de densidad del agua (D'Onofrio y Fiore, 2001). Si bien todas las tendencias muestran comportamientos similares a la calculada para el nivel medio anual (Figura I-4), la correspondiente al trimestre Sep-Oct-Nov presenta una pendiente levemente mayor.

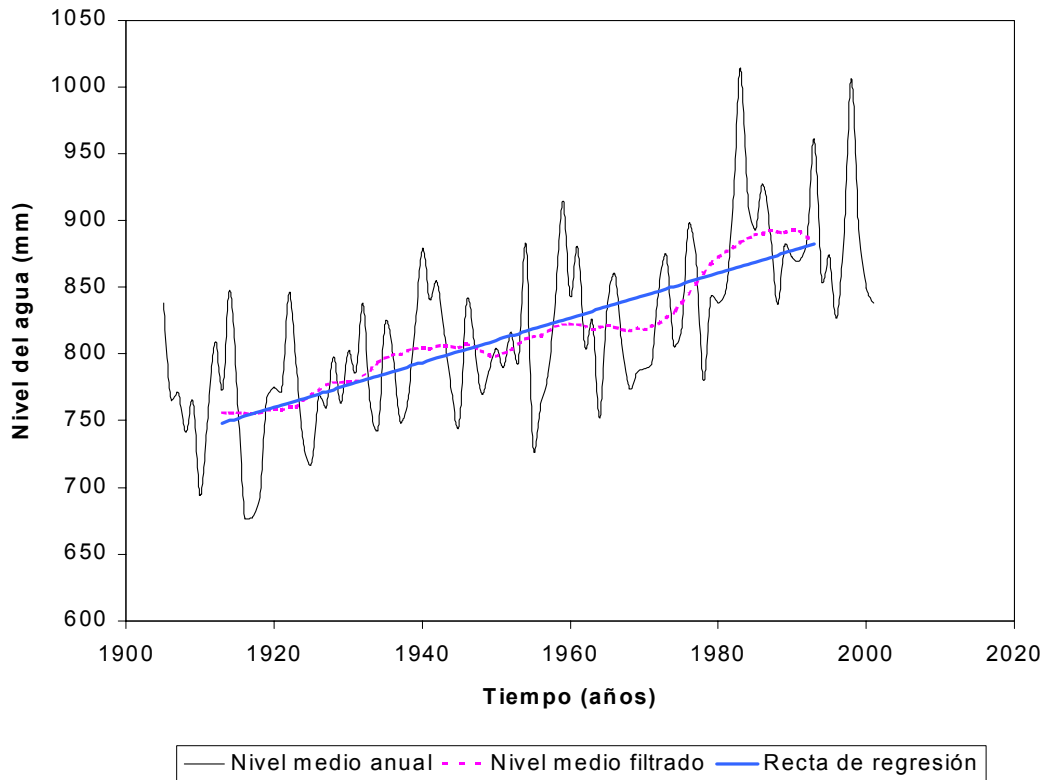


Figura I-4 Análisis estadístico del nivel medio para el Puerto de Buenos Aires, en el período comprendido desde 1905 hasta 2001 (D'Onofrio y Fiore, 2002)

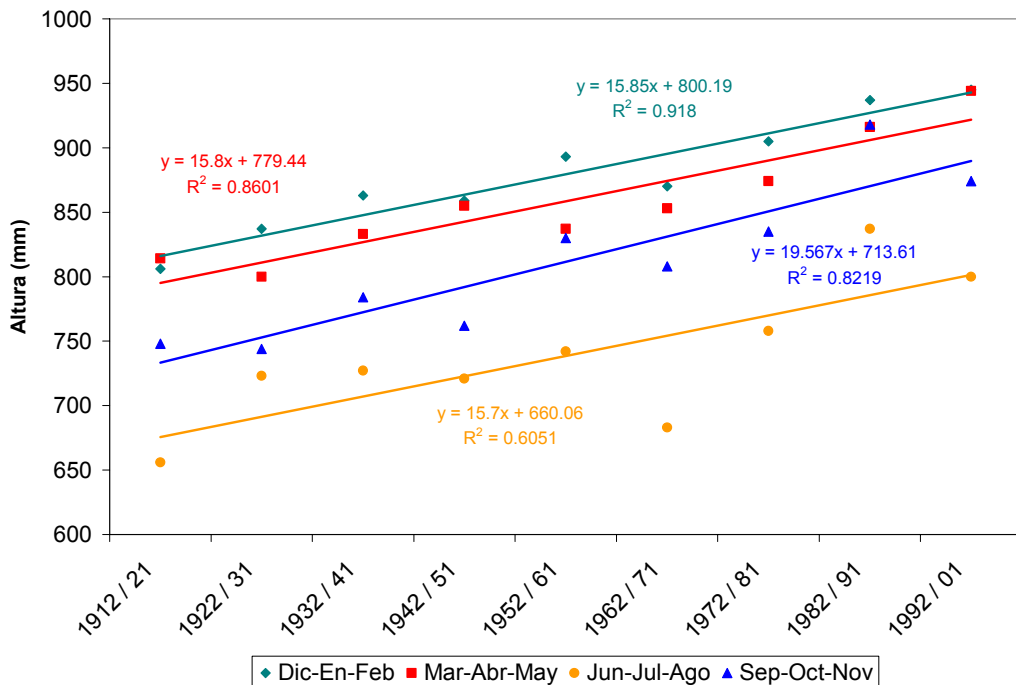


Figura I-5 Nivel medio estacional en Buenos Aires, en el período comprendido desde 1905 hasta 2001 (D'Onofrio y Fiore, 2002). Las pendientes de las rectas de regresión se expresan en mm cada 10 años

I-4 Modelación del Río de la Plata

En los últimos años, distintos grupos de trabajo han realizado estudios mediante el empleo de técnicas computacionales para obtener una descripción más detallada acerca de los procesos físicos que se generan en el estuario del Río de la Plata. Entre ellos se encuentran el CIMA (Argentina) y la Facultad de Ingeniería de la Universidad de la República (Uruguay).

Asimismo, en el INA (Instituto Nacional del Agua - Argentina) existe una larga historia en el desarrollo de modelos hidrodinámicos del Río de la Plata. En base al software Hidrobid II (Menéndez, 1985 y 1990) se implementaron una serie de modelos hidrodinámicos. La primera versión, utilizada para efectuar estudios básicos, dio lugar a tres tesis de graduación (Molinari 1986, Albarracín 1987, Olalde 1988). A principios de la década del '90 se implementó una nueva versión del modelo (Marazzi & Menéndez 1991), con batimetría mejorada y una calibración más fina, que se utilizó como herramienta de diseño en estudios de ingeniería. Hacia finales de esa misma década se desarrolló una tercera versión (Jaime y Menéndez 1999), denominada RP2000, que se comenzó a utilizar para estudios de gestión. La última versión (Ré y Menéndez, 2003a y b), que incluye parte del Frente Marítimo del Río de la Plata, es la denominada RPP-2D. Ésta tiene como objetivo reproducir la estadística de niveles en todo el Río de la Plata para ser utilizado en la generación de mapas de riesgo de inundación para la situación actual y futura.

Para cumplir con el objetivo propuesto en el presente trabajo se desarrolló un nuevo modelo tridimensional para obtener las predicciones de desplazamientos de la cuña salina. Este modelo, denominado *RPP-3D*, está basado en el modelo computacional desarrollado por George Mellor y Alan Blumberg (Mellor, 2003), conocido como *POM (Princeton Ocean Model)*. El modelo POM fue desarrollado en el año 1977 en la Universidad de Princeton, en el marco del *Atmospheric and Oceanic Sciences Program of Princeton University* y del *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory of NOAA*.

Para la implementación del modelo RPP-3D se escribieron varias rutinas en código Fortran 90 y Matlab 6.0, tanto en las etapas de pre y posprocesamiento. Se realizó lo mismo para la adaptación del programa POM original. Algunos de los programas adicionales y rutinas desarrolladas incluyen edición de la grilla y del modelo numérico del terreno, interpolación de la onda de marea, preparación del campo de vientos, transferencia de archivos comunes con el modelo RPP-

2D, impresión de resultados para arranque en caliente (hot-start), graficación 2D y 3D de las variables en estudio, extracción de perfiles verticales, extracción de series temporales de las variables, generación de animaciones 2D y 3D.

I-5 Organización del trabajo

Además de este **Capítulo I Introducción**, este trabajo se desarrolla en otros cinco capítulos que se organizan de la manera siguiente:

- **Capítulo II Modelo matemático.** Se exponen las ecuaciones básicas en coordenadas cartesianas para el tratamiento del flujo en tres dimensiones, como así también la formulación en coordenadas sigma. Se desarrollan las ecuaciones del modo barotrópico en forma discriminada. Se analiza brevemente la parametrización propuesta en el modelo de turbulencia y las ecuaciones de transporte de temperatura y salinidad y se describen las condiciones de contorno.
- **Capítulo III Modelo numérico-computacional.** Se presenta el modelo POM, se analiza la interacción entre los modos barotrópico y baroclínico, se presenta la discretización en diferencias finitas, se analiza la parametrización de los coeficientes de difusión y las condiciones de contorno y se presentan las restricciones de estabilidad del modelo.
- **Capítulo IV Modelo RPP-3D.** Se desarrolla el proceso de implementación del modelo tridimensional. Se trata el proceso de validación tanto del modo barotrópico (2D) a través de la verificación de la propagación de las ondas superficiales mediante comparación con el modelo RPP-2D, como del modo baroclínico (3D) a través de la distribución de salinidad contrastada con mediciones en estaciones oceanográficas.
- **Capítulo V Aplicación al caso de estudio.** Se analiza la respuesta del modelo RPP-3D ante distintos escenarios basados en proyecciones de aumento del nivel del mar según el “Tercer Informe de Evaluación, Cambio Climático 2001” del IPCC (*Intergovernmental Panel of Climate Change*). Se generan predicciones del desplazamiento del frente de salinidad hacia fines del presente siglo, como así también a más largo plazo, correspondientes a situaciones de altas concentraciones de CO₂ atmosférico.

- **Capítulo VI Conclusiones.** Se desarrollan las conclusiones que se desprenden del presente trabajo, tanto en lo referente a las predicciones futuras del desplazamiento de la cuña salina, como así también debidas a la implementación de un modelo tridimensional hidrodinámico con transporte de salinidad. Se generan propuestas para la continuación del trabajo en base a la experiencia obtenida.

Capítulo II Modelo matemático

II-1 Ecuaciones básicas

II-1.1 Ecuaciones hidrodinámicas

El modelo matemático utilizado en el POM se centra en la resolución de las ecuaciones de conservación de masa, conservación de cantidad de movimiento mediante la aproximación de Boussinesq y las leyes termodinámicas, en las tres dimensiones espaciales.

Las ecuaciones que gobiernan el problema se simplifican suponiendo que las variaciones de densidad se manifiestan exclusivamente en los términos donde interviene la constante de aceleración gravitacional, lo que constituye la llamada aproximación de Boussinesq. Asimismo, se asume que los únicos términos que toman peso en la ecuación de cantidad de movimiento para la coordenada vertical son la aceleración gravitatoria y los gradientes de presión, lo cual equivale a considerar un balance hidrostático, aún cuando el fluido se encuentre en movimiento.

Considérese un sistema ortogonal en coordenadas cartesianas, con el eje X creciendo hacia el Este, el eje Y hacia el Norte, y el eje Z verticalmente hacia arriba, siendo $z_0=0$ el nivel medio del agua. Las superficies límites de la masa de agua serán, $z=\eta(x,y,t)$ y $z=-H(x,y,t)$, donde η representa la elevación de la superficie libre, y H la profundidad media del agua. Siendo \vec{V} el vector velocidad en el plano horizontal, ∇ el operador gradiente y w la componente z de la velocidad de la corriente, la ecuación de continuidad es

$$\nabla \vec{V} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \text{Ec. II-1}$$

Haciendo uso de las aproximaciones de Boussinesq y de equilibrio hidrostático, las ecuaciones de cantidad de movimiento pueden ser escritas como

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - f \cdot v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_T \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_x \quad \text{Ec. II-2}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + f \cdot u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_T \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_Y \quad \text{Ec. II-3}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho \cdot g \quad \text{Ec. II-4}$$

donde u, v son las componentes de la corriente según x e y respectivamente, $f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \varphi$ es la frecuencia de Coriolis ($\Omega = 2\pi / 86164 \text{ rad} / \text{s}$, la velocidad de rotación de la tierra), ν_T es el coeficiente de viscosidad de torbellino vertical, p es la presión, ρ_0 un valor de densidad de referencia (considerado igual a 1012 kg m^{-3} en todas las simulaciones efectuadas), g es la aceleración gravitacional, y $\rho = \rho(x, y, z, t)$ es la densidad. Estas ecuaciones se cumplen si la profundidad (escala vertical del problema) es mucho menor que la longitud de onda de la marea (escala horizontal del problema), de ahí la denominación de “aguas poco profundas” (*shallow waters*).

Los términos F_X y F_Y representan efectos de la corriente que se manifiestan a menor escala y no pueden ser resueltos directamente por la grilla adoptada. Estos procesos son conocidos como procesos a escala de sub-grilla, y se parametrizan por consideraciones de mezcla en el plano horizontal.

$$F_X = \frac{\partial}{\partial x} \tau_{11} + \frac{\partial}{\partial y} \tau_{21} \quad \text{Ec. II-5}$$

$$F_Y = \frac{\partial}{\partial x} \tau_{12} + \frac{\partial}{\partial y} \tau_{22} \quad \text{Ec. II-6}$$

donde $(\tau_{11}, \tau_{12}, \tau_{21}, \tau_{22})$, son las componentes del tensor de tensiones de Reynolds en el plano horizontal y pueden ser expresadas como

$$\tau_{11} = 2\nu_H \frac{\partial u}{\partial x} \quad \text{Ec. II-7}$$

$$\tau_{12} = \tau_{21} = \nu_H \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad \text{Ec. II-8}$$

$$\tau_{22} = 2\nu_H \frac{\partial v}{\partial y} \quad \text{Ec. II-9}$$

donde ν_H es el coeficiente de difusión horizontal para la cantidad de movimiento.

La Ec. II-4 incorpora la aproximación de equilibrio hidrostático, y puede ser integrada en la vertical para proveer la presión p a la profundidad z ,

$$p = P_a + g \int_z^\eta \rho(\zeta) d\zeta \quad \text{Ec. II-10}$$

La presión puede ser reemplazada en la Ec. II-2 y Ec. II-3, escribiéndola como una presión de equilibrio mas una componente de perturbación. Es decir,

$$p = p_0 + p' = p_0 + \rho_0 q_b \quad \text{Ec. II-11}$$

La presión de equilibrio se obtiene resolviendo

$$\frac{\partial p_0}{\partial z} = -\rho_0 \cdot g \quad \text{Ec. II-12}$$

Teniendo en cuenta la presión atmosférica (P_a), esta ecuación adopta la siguiente forma:

$$p_0 = \rho_0 \cdot g \cdot (\eta - z) + P_a \quad \text{Ec. II-13}$$

Por lo tanto

$$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x_i} = g \frac{\partial \eta}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial x_i} + \frac{\partial q_b}{\partial x_i} \quad \text{Ec. II-14}$$

para $x_i = x, y$. Los dos primeros términos de la Ec. II-14 representan la componente barotrópica del gradiente de presión horizontal, mientras que el último término es la componente baroclínica.

La componente de perturbación q_b se obtiene sustituyendo la Ec. II-11 y Ec. II-13, en la Ec. II-4 de equilibrio hidrostático,

$$\frac{\partial q_b}{\partial z} = -g \left(\frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} \right) = b \quad \text{Ec. II-15}$$

donde b es el empuje vertical ascendente. Integrando la Ec. II-15 y usando $q_b = 0$ en la superficie, se obtiene

$$q_b = - \int_z^{\eta} b \cdot dz \quad \text{Ec. II-16}$$

II-1.2 Ecuación de estado

Los términos correspondientes al gradiente de presión baroclínica dentro de las ecuaciones de cantidad de movimiento y la estabilidad vertical de la columna de agua, son evaluados por el modelo usando los gradientes horizontales y verticales de la densidad ρ . La determinación de la densidad se obtiene mediante la ecuación de estado desarrollada por UNESCO, dependiente de la salinidad (S), la temperatura (T) y la presión (p):

$$\rho = \rho(S, T, p) \quad \text{Ec. II-17}$$

Ya que la implementación de esta expresión resulta muy costosa en tiempos computacionales, y los resultados demasiado precisos comparados con la capacidad del modelo de producir resultados de precisión comparable, Mellor (1991) adaptó la fórmula original a una expresión simplificada basada en la temperatura potencial Θ de la forma:

$$\rho(S, \Theta, p) = \rho(S, \Theta, 0) + \frac{P}{c^2} \cdot \left(1 - C \frac{P}{c^2} \right) \quad \text{Ec. II-18}$$

donde $\rho(S, \Theta, 0)$ puede ser tomado de la fórmula completa de UNESCO, ya que $\Theta = T$ cuando la presión es nula. El segundo término de la ecuación anterior, la parte dependiente de la presión, contiene un término $c(S, \Theta, p)$ aproximadamente igual a la velocidad del sonido y una constante C . La aproximación completa de la función de UNESCO es:

$$\rho(S, \Theta, p) = \rho(S, \Theta, 0) + 10^4 \frac{P}{c^2} \cdot \left(1 - 0.20 \frac{P}{c^2} \right) \quad \text{Ec. II-19}$$

donde:

$$c = 1449.2 + 1.34(S - 35) + 4.55\Theta - 0.045\Theta^2 + 0.00821p + 15.0 \times 10^{-9} p^2 \quad \text{Ec. II-20}$$

Las unidades de ρ, c, S, Θ, p son kilogramos por metro cúbico, metros por segundo, partes por mil, grados Celsius y decibares, respectivamente.

II-1.3 Ecuaciones de transporte de temperatura y salinidad

Las ecuaciones de conservación para la temperatura y salinidad pueden ser escritas como

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + u \frac{\partial \Theta}{\partial x} + v \frac{\partial \Theta}{\partial y} + w \frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0 c_p} \frac{\partial R}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_T \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) + F_\theta \quad \text{Ec. II-21}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_T \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_S \quad \text{Ec. II-22}$$

Las variables Θ y S , representan la temperatura potencial y la salinidad respectivamente, mientras que c_p es el calor específico del agua de mar a presión constante, $R = R(x, y, z, t)$ la radiación solar y λ_T es el coeficiente de difusión vertical de torbellino. Ahora, al igual que en las ecuaciones de cantidad de movimiento (Ec. II-2 y Ec. II-3), los términos F_θ y F_S representan los procesos de difusión horizontal de la sub-grilla, pero para el transporte de temperatura y salinidad respectivamente:

$$F_\theta = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_H \frac{\partial \Theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda_H \frac{\partial \Theta}{\partial y} \right) \quad \text{Ec. II-23}$$

$$F_S = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_H \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda_H \frac{\partial S}{\partial y} \right) \quad \text{Ec. II-24}$$

donde λ_H es el coeficiente de difusión horizontal para la temperatura y salinidad.

II-2 Esquema de turbulencia

Tal como se mencionó anteriormente, las capas de mezcla superficiales y de fondo constituyen una fracción significativa de la columna de agua en zonas costeras y, por lo tanto, tienen un rol importante en la dinámica de la región. Es entonces necesario parametrizar las capas de mezcla vertical lo mejor posible.

Mientras que los valores de los coeficientes de difusión horizontal ν_H y λ_H son principalmente influenciados por consideraciones numéricas provenientes de la necesidad de disminuir el ruido computacional a escala de subgrilla, las difusividades verticales ν_T y λ_T son determinadas por procesos de mezcla turbulenta.

En el modelo computacional POM se utiliza el denominado “submodelo de cierre de orden dos para la turbulencia” (*second moment turbulence closure sub-model*), más difundido como esquema de nivel 2.5. El mismo fue desarrollado por Mellor (1973), y ampliado por Mellor y Yamada (1974,1982), bajo las hipótesis de turbulencia delineadas por Rotta y Kolmogorov, y es conocido en la literatura como *Mellor–Yamada Level 2.5 Closure Scheme*. Evalúa los coeficientes de difusión ν_T y λ_T relacionando el producto de una escala de velocidad turbulenta y una longitud de macroescala l conocida como la “longitud de mezcla de Kolmogorov-Prandtl”. La escala de velocidad es tomada como la raíz cuadrada de la energía cinética turbulenta k ($q^2/2$ según la notación utilizada por Mellor). El submodelo de turbulencia es representado por dos ecuaciones de transporte para q^2 y q^2l , que en coordenadas cartesianas tienen la siguiente forma:

$$\frac{\partial}{\partial t}(q^2) + \left[\frac{\partial}{\partial x}(uq^2) \frac{\partial}{\partial y}(vq^2) \right] + \frac{\partial}{\partial z}(wq^2) =$$

Ec. II-25

$$2\nu_T \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + 2\lambda_T \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2q^3}{B_1 l} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_q \frac{\partial}{\partial z}(q^2) \right) + F_q$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(q^2l) + \left[\frac{\partial}{\partial x}(uq^2l) \frac{\partial}{\partial y}(vq^2l) \right] + \frac{\partial}{\partial z}(wq^2l) =$$

Ec. II-26

$$\nu_T E_1 l \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \lambda_T E_3 l \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{q^3}{B_1} \bar{W} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_q \frac{\partial}{\partial z}(q^2l) \right) + F_l$$

El término $\frac{q^3}{B_1 l}$ representa una tasa de disipación, donde B_1 es una constante empírica. En la Ec.

II-26, \tilde{W} determina una “función de pared” (*wall proximity function*), y asegura que la solución tienda a las formas de las capas de contorno cercanas a la superficie y el fondo.

$$\tilde{W} = \left[1 + E_2 \left(\frac{l}{\kappa} \left(\frac{1}{\eta - z} + \frac{1}{h + z} \right) \right)^2 \right] \quad \text{Ec. II-27}$$

donde κ es el coeficiente de Von Karman (igual a 0.4 para un perfil de velocidades logarítmico cercano al fondo considerando una capa límite turbulenta).

Los términos de difusión horizontal F_q y F_l se definen como

$$F_q = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_H \frac{\partial}{\partial x} (q^2) \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda_H \frac{\partial}{\partial y} (q^2) \right) \quad \text{Ec. II-28}$$

$$F_l = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_H \frac{\partial}{\partial x} (q^2 l) \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda_H \frac{\partial}{\partial y} (q^2 l) \right) \quad \text{Ec. II-29}$$

Los coeficientes de torbellino se obtienen mediante

$$v_T = S_M q l + \alpha_b, \quad \lambda_T = S_H q l + \alpha_b, \quad K_q = S_Q q l + \alpha_b \quad \text{Ec. II-30}$$

donde α_b representa un coeficiente de base (*background*), y los términos S_M S_H S_Q son las funciones de estabilidad obtenidas analíticamente del conjunto original de 10 ecuaciones para todas las correlaciones de segundo orden (tensiones de Reynolds, flujos de empuje vertical ascendente y variaciones de densidad), luego de realizar las simplificaciones de cierre necesarias, denotado como esquema de *nivel 2.5* en la clasificación utilizada por Mellor y Yamada (1974):

$$S_M = A_1 \left[\frac{\left(1 - \frac{6A_1}{B_1} - 3C_1\right) + 9(2A_1 + A_2)S_H G_H}{(1 - 9A_1 A_2 G_H)} \right] \quad \text{Ec. II-31}$$

$$S_H = A_2 \left[\frac{1 - \frac{6A_1}{B_1}}{1 - 3A_2 G_H (6A_1 + B_2)} \right] \quad \text{Ec. II-32}$$

$$S_Q = 0.2 \quad \text{Ec. II-33}$$

donde

$$G_H = \frac{l^2}{q^2} \frac{g}{\rho_0} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{1}{c_s^2} \frac{\partial p}{\partial z} \right) \quad \text{Ec. II-34}$$

es el *número de Richardson*. El parámetro C_s es la velocidad del sonido. Las cinco constantes dadas en la Ec. II-31 y Ec. II-32, al igual que E_1, E_2, E_3 de la Ec. II-26 y Ec. II-27, son mayormente evaluadas mediante información proveniente de la zona cercana a la superficie (región de la ley de cierre). Según Mellor y Yamada (1982) las mismas adoptan los valores siguientes:

$$(A_1, B_1, A_2, B_2, C_1, E_1, E_2, E_3) = (0.92, 16.6, 0.74, 10.1, 0.08, 1.8, 1.8, 1.33).$$

Una propiedad importante de este tipo de funciones de estabilidad es que inhiben la turbulencia con el aumento de estratificaciones estables.

II-3 Modelo en coordenada sigma

Las cuencas oceánicas reales suelen poseer geometrías complejas e importantes variaciones del nivel de fondo entre las zonas de aguas poco profundas cercanas a las costas, y las zonas de aguas profundas en los océanos. Debido a que un incremento en la cantidad de niveles en la coordenada vertical demanda un importante aumento del tiempo de procesamiento

computacional, es usual que los modelos convencionales de coordenada Z presenten serias dificultades a la hora de modelizar este tipo de cuencas. Asimismo, los efectos de mezclado turbulento juegan un rol trascendente sobre la circulación en la columna de agua en zonas poco profundas, razón por la cual toma importancia una adecuada representación de la geometría, tanto en superficie como cerca del fondo.

Con la perspectiva de mejorar la representación de estos fenómenos suele utilizarse el modelo de “coordenada sigma” (o de seguimiento del fondo). El mismo plantea una transformación lineal de la coordenada vertical, asignando el valor cero al nivel de la superficie libre y el valor -1 al nivel de fondo (Figura II-1).

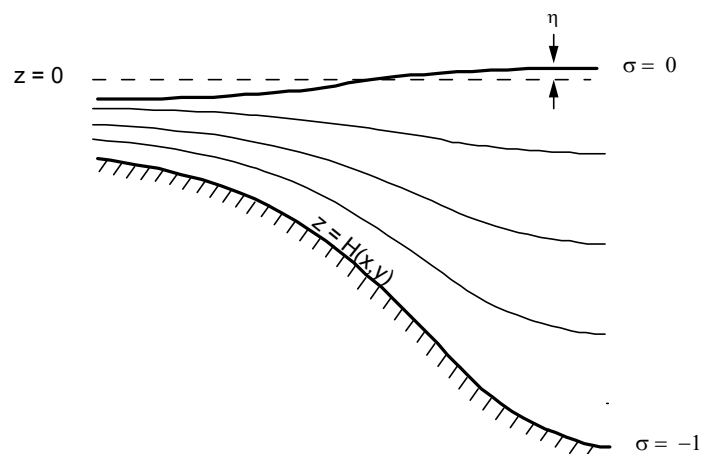


Figura II-1 Esquemización de los niveles sigma. Se observa la correspondencia de $\sigma=0$ en la superficie y $\sigma=-1$ en el fondo (Mellor, 2003)

Los modelos de coordenada sigma presentan grandes ventajas. A diferencia de la coordenada Z , donde los espesores de las capas verticales son constantes en todo el dominio, en la coordenada σ varían según la topografía. Asimismo, no aparecen nodos de grilla fuera del dominio de cálculo, tal como es el caso de la coordenada Z . Además, la coordenada sigma permite una resolución más eficiente de las capas de fondo en cualquier lugar del dominio, mientras que sólo puede ser alcanzado por la coordenada Z mediante la densificación de niveles en la vertical.

Sin embargo, estos modelos traen aparejadas algunas desventajas. Si bien todos los modelos en oceanografía presentan dificultades en el tratamiento de fuertes gradientes topográficos (CSEP, 1991), los modelos de coordenada sigma sufren esto aún más. Los problemas están relacionados con el cálculo de los términos del gradiente de presión en las ecuaciones de cantidad de

movimiento. En el sistema de coordenada sigma, los bruscos cambios de topografía entre puntos contiguos de la grilla dan lugar a gradientes de presión con importantes errores de redondeo. Mientras que este efecto puede disminuirse densificando la discretización horizontal de la grilla, también puede ser minimizado mediante la substracción de densidades promediadas en el plano horizontal, antes del cómputo del gradiente de densidad inducido por diferencias de presión entre puntos de grilla contiguos (Haney, 1991).

No obstante, existe otro problema importante asociado con los cambios de topografía bruscos. Este es conocido como “inconsistencia hidrostática”. En rigor, sólo puede ser evitado suavizando los gradientes topográficos horizontales (CSEP, 1991). Por ello es conveniente procesar la topografía de fondo mediante la aplicación de un filtro capaz de limitar las variaciones de nivel entre celdas adyacentes antes de ser utilizada por el modelo. Sin embargo, se debe utilizar este filtro con mucha precaución, de modo de no modificar sustancialmente las características del fondo, especialmente en zonas costeras de aguas poco profundas.

En el sistema de coordenada sigma la cantidad de niveles en la vertical es la misma para todo punto del dominio en el plano horizontal. Siendo así, la transformación de coordenadas toma la forma:

$$(x, y, z, t) = (\tilde{x}, \tilde{y}, \sigma, \tilde{t}) \quad \text{Ec. II-35}$$

$$\sigma = \frac{z - \eta}{D} \quad \text{Ec. II-36}$$

donde $D \equiv H + \eta$. Por lo tanto $\sigma = 0$ corresponde a $Z = \eta$, y $\sigma = -1$ a $Z = -H$.

Supóngase que ϕ es una variable dependiente que denota alguna cantidad representativa de la masa fluida. Luego, las derivadas de dicha variable se relacionan en los dos espacios de coordenadas mediante:

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{\partial \phi}{\partial \tilde{x}} - \frac{\partial \phi}{\partial \sigma} \left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial \tilde{x}} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial \tilde{x}} \right)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial y} = \frac{\partial \phi}{\partial \tilde{y}} - \frac{\partial \phi}{\partial \sigma} \left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial \tilde{y}} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial \tilde{y}} \right)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{1}{D} \frac{\partial \phi}{\partial \sigma}$$

Ec. II-37

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial \phi}{\partial \tilde{t}} - \frac{\partial \phi}{\partial \sigma} \left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial \tilde{t}} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial \tilde{t}} \right)$$

Tanto las ecuaciones de gobierno como las condiciones de borde en fondo y superficie, toman una forma simplificada si se considera una “pseudo-velocidad vertical” para el nuevo sistema de coordenadas (Blumberg y Mellor, 1987):

$$\tilde{w} = w - u\sigma \frac{\partial D}{\partial \tilde{x}} + \frac{\partial \eta}{\partial \tilde{x}} - v\sigma \frac{\partial D}{\partial \tilde{y}} + \frac{\partial \eta}{\partial \tilde{y}} - \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial \tilde{t}} + \frac{\partial \eta}{\partial \tilde{t}} \right)$$

Ec. II-38

Utilizando la Ec. II-37 y Ec. II-38, y eliminando las sobreparras para mayor claridad, las ecuaciones básicas de continuidad (Ec. II-1), cantidad de movimiento (Ec. II-2-Ec. II-4), conservación (Ec. II-21 y Ec. II-22) y turbulencia (Ec. II-25 y Ec. II-26) pueden ser escritas como se detalla a continuación (Phillips, 1957) y (Blumberg et al., 1987).

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}}(uD) + \frac{\partial}{\partial \tilde{y}}(vD) + \frac{\partial w}{\partial \sigma} = 0$$

Ec. II-39

$$\frac{\partial}{\partial t}(uD) + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}}(u^2D) + \frac{\partial}{\partial \tilde{y}}(uvD) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(wu) - fvD = -DP_x + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\nu_T}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + DF_x$$

Ec. II-40

$$\frac{\partial}{\partial t}(vD) + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}}(uvD) + \frac{\partial}{\partial \tilde{y}}(v^2D) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(wv) + fuD = -DP_y + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\nu_T}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + DF_y$$

Ec. II-41

$$\frac{\partial}{\partial t}(\Theta D) + \frac{\partial}{\partial \tilde{x}}(u\Theta D) + \frac{\partial}{\partial \tilde{y}}(v\Theta D) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(w\Theta) = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\lambda_T}{D} \frac{\partial \Theta}{\partial \sigma} \right) + DF_\Theta - \frac{\partial R}{\partial \sigma}$$

Ec. II-42

$$\frac{\partial}{\partial t}(SD) + \frac{\partial}{\partial x}(uSD) + \frac{\partial}{\partial y}(vSD) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(wS) = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\lambda_T}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + DF_S \quad \text{Ec. II-43}$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t}(q^2 D) + \frac{\partial}{\partial x}(uq^2 D) + \frac{\partial}{\partial y}(vq^2 D) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(wq^2) = \\ & \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right) + \frac{2\nu_T}{D} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + 2\lambda_T \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - \frac{2q^3 D}{B_1 l} + DF_q \end{aligned} \quad \text{Ec. II-44}$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t}(q^2 l D) + \frac{\partial}{\partial x}(uq^2 l D) + \frac{\partial}{\partial y}(vq^2 l D) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(wq^2 l) = \\ & \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_q}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} (q^2 l) \right) + \nu_T E_1 \frac{l}{D} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + \lambda_T E_3 l \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - \frac{q^3 D}{B_1} \bar{W} + DF_l \end{aligned} \quad \text{Ec. II-45}$$

Los términos DP_X y DP_Y se refieren a los gradientes de presión horizontal. Los mismos pueden ser obtenidos a partir de la Ec. II-10;

$$DP_X = \frac{D}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial x} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gD^2}{\rho_0} \left[\frac{\partial}{\partial x} \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma' - \rho \left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \right] - \frac{gD}{\rho_0} \frac{\partial D}{\partial x} \int_{\sigma}^0 \sigma' \frac{\partial \rho}{\partial \sigma'} d\sigma' \quad \text{Ec. II-46}$$

$$DP_Y = \frac{D}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial y} + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gD^2}{\rho_0} \left[\frac{\partial}{\partial y} \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma' - \rho \left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \right] - \frac{gD}{\rho_0} \frac{\partial D}{\partial y} \int_{\sigma}^0 \sigma' \frac{\partial \rho}{\partial \sigma'} d\sigma' \quad \text{Ec. II-47}$$

Los términos de viscosidad horizontal DF_X y DF_Y escritos en forma simplificada están dados por (Mellor y Blumberg, 1985);

$$DF_X = \frac{\partial}{\partial x}(D\tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y}(D\tau_{xy}) \quad \text{Ec. II-48}$$

$$DF_Y = \frac{\partial}{\partial x}(D\tau_{yx}) + \frac{\partial}{\partial y}(D\tau_{yy}) \quad \text{Ec. II-49}$$

donde $(\tau_{xx}, \tau_{xy}, \tau_{yx}, \tau_{yy})$ están dadas por la Ec. II-7, Ec. II-8 y Ec. II-9.

Los términos de difusión horizontal están dados en forma genérica por;

$$DF_{\phi} = \frac{\partial}{\partial x}(Dq_x) + \frac{\partial}{\partial y}(Dq_y) \quad \text{Ec. II-50}$$

donde

$$q_x = v_H \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad \text{Ec. II-51}$$

$$q_y = v_H \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad \text{Ec. II-52}$$

donde ϕ representa Θ , S , q^2 ó $q^2 l$.

II-4 Distinción entre modos baroclínico y barotrópico

En líneas generales, los modelos oceánicos describen la respuesta de un océano de densidad variable a los forzantes atmosféricos, como momentum y flujo de calor. Esta respuesta puede ser expresada en forma sencilla en términos de modos normales de un sistema de ecuaciones lineales (Gill, 1982). El modo fundamental es equivalente a la componente del movimiento promediada en la dirección vertical, también conocido como “modo barotrópico”. Los modos superiores son conocidos como “modos baroclínicos”, y son asociados con componentes de orden superior del perfil vertical de densidad. Debido a que los gradientes de presión generados por elevaciones de la superficie libre son constantes con la profundidad, estos forman parte del modo fundamental, y aparecen sólo en las ecuaciones del modo barotrópico.

Ya que las ecuaciones anteriormente expuestas incluyen tanto los procesos dinámicos dentro de la estructura vertical, como así también aquéllos que ocurren superficialmente, la implementación de las mismas deberá contemplar los ajustes necesarios para dar solución tanto a las ondas internas como a las ondas de gravedad superficiales (o externas). Es por ello necesario resolver estas ecuaciones a pasos de tiempo impuestos por la condición CFL (Courant-Friedrichs-Levy)

de estabilidad para las ondas de gravedad superficiales, que por viajar con una celeridad mucho mayor a las ondas internas, demandan una resolución más detallada.

Ya que la resolución de las ondas internas no requiere de tanta precisión, es usual desacoplar estos procesos con el fin de incrementar la productividad computacional de los modelos. Esto se logra mediante el empleo de la técnica de “desdoblamiento de modos” (*Mode Splitting*). El método consiste en resolver por un lado las ecuaciones de momentum integradas en la vertical y la ecuación de continuidad para el modo “externo”, “2-D”, o “barotrópico”; y por otro lado las ecuaciones de momentum 3-D y transporte de cantidades escalares en el modo “interno”, “3-D”, o “baroclínico”, calculando ambos modos a pasos de tiempo relacionados por el mínimo impuesto en el modo 2D, permitiendo así obtener soluciones consistentes y en sincronía entre ellas. La principal ventaja de esto es la ganancia en tiempo de procesamiento ya que las ecuaciones del modo externo son mucho más sencillas y en menor cantidad que las del modo interno.

Las ecuaciones del modo externo se obtienen integrando las ecuaciones de continuidad y cantidad de movimiento (Ec. II-1 - Ec. II-3) verticalmente en la columna de agua. Llamando a las cantidades integradas en la vertical con una sobrebarra, por ejemplo:

$$\bar{\phi} = \int_{-1}^0 \phi d\sigma \quad \text{Ec. II-53}$$

las ecuaciones de continuidad y cantidad de movimiento se convierten en

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\bar{u}D) + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{v}D) = 0 \quad \text{Ec. II-54}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (\bar{u}D) + \frac{\partial}{\partial x} (\bar{u}^2 D) + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{u}\bar{v}D) - \bar{F}_x - f\bar{v}D + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = \\ (\tau_{01} - \tau_{b1}) + G_x - \frac{gD}{\rho_0} \int_{-1}^0 \int_{-\sigma}^0 \left[D \frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\partial D}{\partial x} \sigma' \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma} \right] d\sigma' d\sigma \end{aligned} \quad \text{Ec. II-55}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\bar{v}D) + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{uv}D) + \frac{\partial}{\partial y}(\bar{v}^2D) - \tilde{F}_Y + f\bar{u}D + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} =$$

Ec. II-56

$$(\tau_{02} - \tau_{b2}) + G_Y - \frac{gD}{\rho_0} \int_{-1}^0 \int_{\sigma}^0 \left[D \frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\partial D}{\partial y} \sigma' \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma} \right] d\sigma' d\sigma$$

Las cantidades \tilde{F}_X y \tilde{F}_Y se definen según

$$\tilde{F}_X = \frac{\partial}{\partial x}(H\bar{\tau}_{11}) + \frac{\partial}{\partial y}(H\bar{\tau}_{21})$$

Ec. II-57

$$\tilde{F}_Y = \frac{\partial}{\partial x}(H\bar{\tau}_{12}) + \frac{\partial}{\partial y}(H\bar{\tau}_{22})$$

Ec. II-58

$$\bar{\tau}_{11} = 2\bar{v}_H \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$$

Ec. II-59

$$\bar{\tau}_{12} = \bar{\tau}_{21} = \bar{v}_H \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right)$$

Ec. II-60

$$\bar{\tau}_{22} = 2\bar{v}_H \frac{\partial \bar{v}}{\partial y}$$

Ec. II-61

Los términos G_X y G_Y son llamados “términos de dispersión” y se definen como:

$$G_X = \frac{\partial}{\partial x}(\bar{u}^2D) + \frac{\partial}{\partial y}(\bar{uv}D) - \tilde{F}_X - \frac{\partial}{\partial x}(\bar{u}^2D) - \frac{\partial}{\partial y}(\bar{uv}D) + \bar{F}_X$$

Ec. II-62

$$G_Y = \frac{\partial}{\partial x}(\bar{uv}D) + \frac{\partial}{\partial y}(\bar{v}^2D) - \tilde{F}_Y - \frac{\partial}{\partial x}(\bar{uv}D) - \frac{\partial}{\partial y}(\bar{v}^2D) + \bar{F}_Y$$

Ec. II-63

Los términos dispersivos provienen de la “baroclinicidad”, es decir, de la estructura vertical de la velocidad. Se hace notar que en el caso que v_H es constante en la vertical, los términos “ F ” en la Ec. II-62 y Ec. II-63 se cancelan.

Capítulo III Modelo numérico – computacional

III-1 Características del modelo POM

El sistema de ecuaciones diferenciales en derivadas parciales que integra el problema físico no puede ser resuelto en forma analítica. Las ecuaciones requieren métodos computacionales de resolución numérica en forma discreta. Para tal fin se eligió el modelo computacional POM. En el mismo, las variables de pronóstico son las tres componentes de velocidad, la temperatura, la salinidad, la energía cinética turbulenta y la longitud de mezcla. Asimismo, el modelo calcula la elevación de la superficie libre, lo cual lo hace apto para aplicaciones donde sea necesario conocer la influencia de la marea astronómica y meteorológica.

El código fuente del programa POM es suministrado en forma libre y gratuita por el Programa en Ciencias Oceanográficas y de la Atmósfera de la Universidad de Princeton y se accede a él a través del sitio WEB <http://www.aos.princeton.edu/wwwpublic/htdocs.pom/>. El mismo es provisto con el programa principal y las subrutinas básicas para el cálculo de las ecuaciones y está escrito en código Fortran 77.

El POM utiliza la técnica de desdoblamiento de modos, explicada en el capítulo anterior. El modo externo es resuelto utilizando técnicas de diferenciación explícita mediante un esquema numérico de segundo orden de discretización en el tiempo (paso de rana o rayuela). Para el modo interno, la resolución vertical de los términos de difusión se lleva a cabo mediante un esquema implícito, mientras que los términos de advección vertical y la resolución en el plano horizontal se calculan en forma explícita también mediante esquemas de paso de rana. El tratamiento implícito de los términos de difusión vertical es usado para distribuir una mayor concentración de niveles en las zonas cercanas al fondo y a la superficie, donde los efectos de capa límite toman peso, sin disminuir drásticamente el paso de tiempo, como ocurre con la mayoría de los esquemas explícitos (Blumberg y Mellor, 1987).

El modo barotrópico es dotado con un paso de tiempo adecuado para satisfacer el criterio de estabilidad impuesto por la relación CFL (Courant-Friedrichs-Levy) para las ondas de gravedad superficiales que, por viajar con una celeridad mayor que las ondas internas, necesita una resolución mucho más detallada. Por lo tanto, cada una relación predeterminada de pasos de

tiempo del modo barotrópico, el programa acopla las ecuaciones para transferir la solución entre ambos modos. Esta técnica es utilizada por la mayoría de los modelos tridimensionales en oceanografía, ya que permite un menor costo computacional comparado con la resolución de las ecuaciones en tres dimensiones para todo paso de tiempo (Ezer et al., 2002). En tal caso, en todo instante debería cumplirse la relación CFL impuesta por las ondas de gravedad superficiales.

Sin embargo, para asegurar que se cumplen las ecuaciones de continuidad debido a los diferentes errores por truncamiento que se generan entre ambos modos, esta técnica requiere el empleo de ajustes numéricos o filtros.

III-2 Descripción del programa

III-2.1 Interacción entre los modos interno y externo

La sincronización entre los modos externo e interno se realiza en cada paso de tiempo del modo interno. El procedimiento consiste en procesar $m-1$ ciclos del modo externo (barotrópico) y pasar la información solicitada por el modo interno (baroclínico), realizando un siguiente paso en conjunto. Luego, el proceso completo se repite hasta que se alcanza el período de simulación.

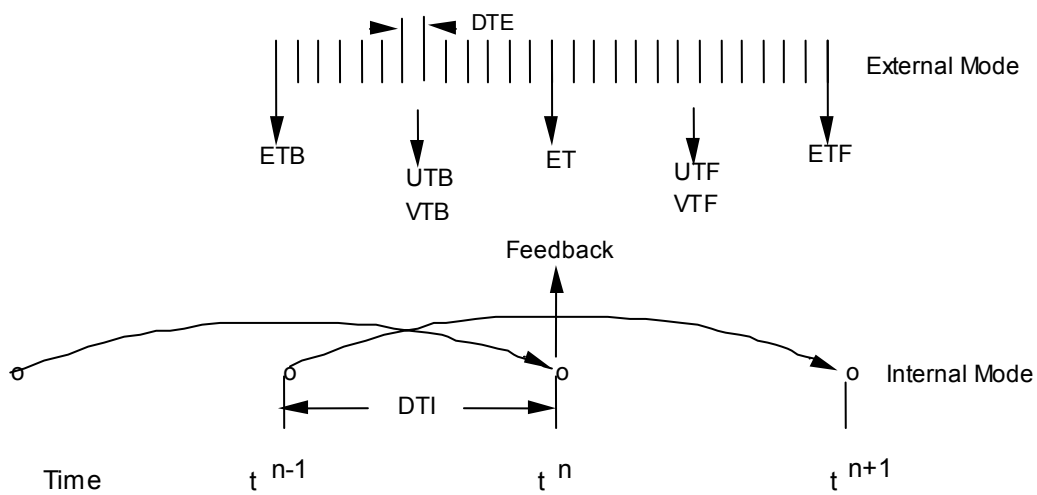


Figura III-1 Marcha de cálculo del POM. Transferencia de información entre los modos barotrópico y baroclínico (Mellor, 2003)

El modo interno le transfiere al externo la fricción de fondo, los términos de advección de cantidad de movimiento y las componentes del gradiente de presión pues este último obedece a la

estructura del campo de densidad. En cambio, el modo externo suministra al modo interno la elevación de la superficie libre etb , et y etf y las velocidades de corriente promediadas en la vertical utb , utf , vtb y vtf .

En el modo externo la información proveniente del modo interno se mantiene constante durante todo el período comprendido entre t_n y t_{n+1} (Figura III-1). En este período el modo externo realiza el proceso de “paso de rana” $m-1$ veces hasta que el tiempo t_{n+1} es alcanzado. Ambos modos presentan diferentes errores de truncamiento ya que las velocidades del modo interno promediadas verticalmente pueden diferir levemente de las velocidades del modo externo, al cabo de un período de tiempo considerable. Para remediar esto se ajustan las velocidades internas u, v , de modo tal que la integral en la vertical sea la media entre utf y utb , y entre vtf y vtb .

Especial cuidado es tenido para transferir las elevaciones de la superficie libre hacia el modo interno, ya que junto a las velocidades internas son las responsables del cálculo de la ecuación de continuidad (Ec. II-39). De otro modo, las ecuaciones para temperatura y salinidad no serían conservativas.

Los gradientes de elevación del modo interno en el intervalo $t_{n-1} - t_{n+1}$ del esquema de paso de rana se obtienen mediante $0.5(egf+egb)$, donde egb y egf son las elevaciones superficiales promediadas en $t_{n-1}-t_n$ y t_n-t_{n+1} respectivamente. Esto mantiene el modo interno inmune a la condición de estabilidad CFL impuesta por la velocidad de onda barotrópica, asegurando que la velocidad de onda gobernante sea la del modo baroclínico.

III-2.2 Estructura de cálculo del modo externo

El modo externo comienza con el cálculo de la ecuación de continuidad, encuentra el valor de la superficie libre y actualiza las condiciones de borde laterales para la superficie libre a ser utilizadas en el siguiente ciclo. Luego actualiza los términos de advección y difusión cada un intervalo de pasos de tiempo prefijado por el usuario. Utiliza los términos del gradiente de presión baroclínico integrado en la vertical, provisto por el modo interno, calcula las componentes horizontales de la velocidad integrada verticalmente, mediante el empleo de las ecuaciones de cantidad de movimiento. Finalmente, actualiza las condiciones de contorno laterales para las velocidades integradas verticalmente a ser usadas en el siguiente ciclo de cálculo, y realiza una integración en el tiempo de la velocidad integrada verticalmente para transferirle esta información al modo interno.

III-2.3 Estructura de cálculo del modo interno

En el modo 3D se calculan los términos baroclínicos integrados en la vertical que incluyen densidad, en las ecuaciones de cantidad de movimiento (Ec. II-40 y Ec. II-41), y los términos de advección y difusión horizontal de las mismas ecuaciones. Luego, se calcula la velocidad vertical transformada en el sistema de coordenadas sigma y se actualizan las condiciones de borde de velocidad en la dirección vertical. Posteriormente, se resuelven las ecuaciones del submodelo de turbulencia, actualizando nuevamente las condiciones de contorno para el siguiente ciclo computacional. Una vez realizado esto, es el turno de las ecuaciones de transporte de cantidades escalares (temperatura y salinidad), donde nuevamente se actualizan las condiciones de contorno al finalizar el cálculo. Y por último, se resuelven las ecuaciones de cantidad de movimiento, haciendo uso de los términos parciales calculados al comienzo del ciclo.

Los cálculos de las variables tridimensionales se dividen en un esquema para la difusión vertical, diferente al de la advección y difusión horizontal. Como se explicara anteriormente, el primero es implícito mientras que el segundo es explícito.

III-2.4 Filtrado de la solución del esquema paso de rana

Para evitar problemas de divergencia entre los resultados obtenidos ante pasos de tiempo pares e impares propios a un esquema centrado de diferenciación temporal, se aplica un filtro débil de Asselin (Asselin, 1972) en cada paso de tiempo. Siendo así, la solución suavizada será

$$\Theta_s^n = \Theta^n + \frac{\alpha}{2} \cdot (\Theta^{n+1} - 2\Theta^n + \Theta_s^{n-1}) \quad \text{Ec. III-1}$$

Luego del suavizado, Θ_s^n es guardado en Θ^{n-1} y Θ^{n+1} en Θ^n , preparando así la variable para el próximo ciclo computacional. Según las recomendaciones de la Guía de Usuario del POM (Mellor, 2003) el valor de α se adoptó igual a 0.05.

III-3 Descripción del modelo numérico

III-3.1 Discretización espacial

La discretización espacial adoptada por el POM se corresponde con la grilla de Arakawa tipo C (Arakawa C grid) (Figura III-2). En la grilla C, las cantidades como η y H se definen en el centro

de las celdas mientras que las componentes de velocidad en dirección X y dirección Y , están desplazadas media celda hacia el Oeste y media celda hacia el Sur respectivamente.

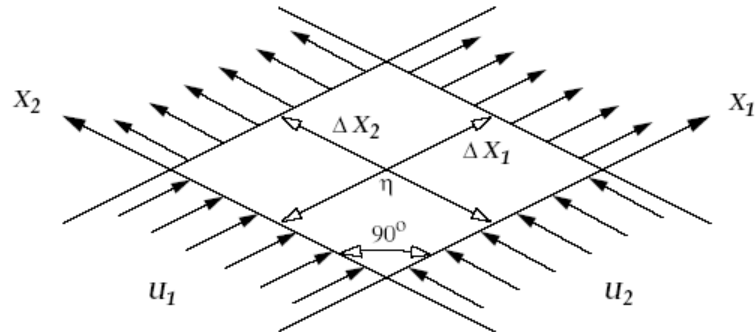


Figura III-2 Detalle de la grilla para el modo 2D

Las variables de pronóstico $\eta, u, v, \Theta, S, q^2, l$ tienen una distribución intercalada, no sólo en el plano horizontal, sino también en la dirección vertical. Mientras que q, l, w, v_T, λ_T se ubican sobre los niveles σ , las variables u, v, Θ, S, ρ están intercaladas en la vertical y, por lo tanto, ubicadas entre niveles σ consecutivos (Figura III-3). Asimismo, mientras que $q, l, \Theta, S, \rho, v_T, \lambda_T$ se ubican centradas en la celda, u, v están desplazadas media celda respecto de éstas, sobre el plano horizontal. Además, las tensiones de corte τ_1, τ_2 se encuentran sobre el plano horizontal igual que las componentes de velocidad u, v , pero verticalmente se ubican sobre los niveles σ . $\Delta x, \Delta y$ son los pasos de grilla horizontales, constantes en todo el dominio, y $\Delta \sigma$ es el incremento vertical.

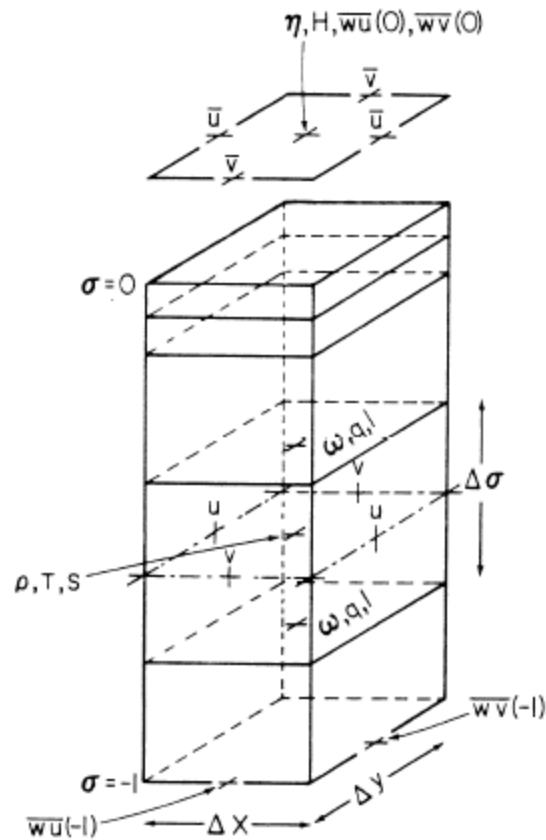


Figura III-3 Grilla espacial del modelo. Se observa la disposición relativa de las variables en forma intercalada (Blumberg y Mellor, 1987)

III-3.2 Esquema en diferencias finitas

Para hallar la formulación de los esquemas en diferencias finitas se definen y utilizan los siguientes operadores suma y diferencia:

$$\overline{\phi(x, y, \sigma, t)}^x = \frac{\phi(x + \frac{\Delta x}{2}, y, \sigma, t) + \phi(x - \frac{\Delta x}{2}, y, \sigma, t)}{2}$$

$$\delta_x \phi(x, y, \sigma, t) = \frac{\phi(x + \frac{\Delta x}{2}, y, \sigma, t) - \phi(x - \frac{\Delta x}{2}, y, \sigma, t)}{\Delta x}$$

Ec. III-2

$$\delta_x \overline{\phi(x, y, \sigma, t)}^x = \frac{\phi(x + \Delta x, y, \sigma, t) - \phi(x - \Delta x, y, \sigma, t)}{2\Delta x}$$

$$\overline{\phi(x, y, \sigma, t)}^{xy} = \overline{\overline{\phi(x, y, \sigma, t)}^x}^y = \overline{\overline{\phi(x, y, \sigma, t)}^y}^x$$

Pasando ahora a definir las variables en el sistema de discretización espacio-temporal, las notaciones del tipo $\phi(x, y, \sigma, t)$ son reemplazadas por $\phi_{i,j,k}^n$. Las ecuaciones en diferencias finitas que gobiernan el movimiento del modo baroclínico (Ec. II-39, Ec. II-40 y Ec. II-41) son:

$$\delta_T \eta + \delta_X (\overline{D^X} u) + \delta_Y (\overline{D^Y} v) + \delta_\sigma (w) = 0 \quad \text{Ec. III-3}$$

$$\delta_T (\overline{D^X} u)^T + \delta_X (\overline{D^X} u^X \overline{u}^X) + \delta_Y (\overline{D^Y} v^X \overline{u}^Y) - \overline{f v^Y} \overline{D^X} + \delta_\sigma (\overline{w}^X \overline{u}^\sigma) + g \overline{D^X} \delta_X \eta =$$

Ec. III-4

$$\delta_\sigma \left(\frac{\overline{v_T^X}}{\overline{D^X}} \delta_\sigma (u)^{n+1} \right) - \frac{g (\overline{D^X})^2}{\rho_0} \delta_X \left(\sum_{m=1}^k \overline{\rho_{m-1/2}^\sigma} \overline{\Delta \sigma_{m-1/2}^\sigma} \right) + F_X^{n-1}$$

$$\delta_T (\overline{D^Y} v)^T + \delta_X (\overline{D^X} u^Y \overline{v}^X) + \delta_Y (\overline{D^Y} v^Y \overline{v}^Y) - \overline{f u^X} \overline{D^Y} + \delta_\sigma (\overline{w}^Y \overline{v}^\sigma) + g \overline{D^Y} \delta_Y \eta =$$

Ec. III-5

$$\delta_\sigma \left(\frac{\overline{v_T^Y}}{\overline{D^Y}} \delta_\sigma (v)^{n+1} \right) - \frac{g (\overline{D^Y})^2}{\rho_0} \delta_Y \left(\sum_{m=1}^k \overline{\rho_{m-1/2}^\sigma} \overline{\Delta \sigma_{m-1/2}^\sigma} \right) + F_Y^{n-1}$$

El parámetro k representa el número de niveles verticales sobre el cual la sumatoria se desarrolla. Los superíndices $n+1$ y $n-1$ indican el nivel temporal posterior y anterior respectivamente. Todas las otras variables que no tengan indicación explícita del nivel temporal son consideradas en el nivel n .

Para reducir los errores numéricos de truncamiento asociados al gradiente de densidad en las regiones de grandes variaciones baroclínicas y topografía acentuada, se introduce en la Ec. III-4 y Ec. III-5 una densidad reducida promediada en el área ρ_{MEAN} . La misma se resta al valor de ρ para formar ρ' . Este valor de ρ_{MEAN} es el campo de densidad inicial, el cual es promediado en el área sobre los niveles Z , y luego transferido a coordenadas sigma (Mellor et al., 1998).

La ecuación de conservación para la temperatura o salinidad, representadas por una variable genérica ϕ , es diferenciada acorde con:

$$\delta_T(\overline{\phi D})^T + \delta_X(\overline{\phi^X u D^X}) + \delta_Y(\overline{\phi^Y v D^Y}) + \delta_\sigma(\overline{\phi^\sigma w}) = \delta_\sigma \left(\frac{\lambda_T}{D} \delta_\sigma \phi \right)^{n+1} + F_\phi^{n-1} \quad \text{Ec. III-6}$$

Una formulación similar para la diferenciación de las ecuaciones de transporte de cantidades turbulentas da, para el caso de la energía cinética q^2 :

$$\delta_T(\overline{q^2 D})^T + \delta_X(\overline{u^\sigma q^{2X} D^X}) + \delta_Y(\overline{v^\sigma q^{2Y} D^Y}) + \delta_\sigma(\overline{w^\sigma q^{2\sigma}}) = \delta_\sigma \left(\frac{K_q}{D} \delta_\sigma q^2 \right)^{n+1} + \frac{2v_T}{D} \left[(\delta_\sigma \overline{u^X})^2 + (\delta_\sigma \overline{v^Y})^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} \lambda_T \delta_\sigma \rho - \frac{2Dq^3}{B_1 l} + F_q^{n-1} \quad \text{Ec. III-7}$$

y para la cantidad $q^2 l$:

$$\delta_T(\overline{q^2 l D})^T + \delta_X(\overline{u^\sigma q^{2X} l^X D^X}) + \delta_Y(\overline{v^\sigma q^{2Y} l^Y D^Y}) + \delta_\sigma(\overline{w^\sigma q^{2\sigma} l^\sigma}) = \delta_\sigma \left(\frac{K_q}{D} \delta_\sigma q^2 l \right)^{n+1} + l E_1 \frac{v_T}{D} \left[(\delta_\sigma \overline{u^X})^2 + (\delta_\sigma \overline{v^Y})^2 \right] + \frac{l E_1 g}{\rho_0} \lambda_T \delta_\sigma \rho - \frac{Dq^3}{B_1} \left[1 + E_2 \left(\frac{l}{\kappa D} \left(\frac{1}{\sigma} + \frac{1}{1+\sigma} \right) \right)^2 \right] + F_l^{n-1} \quad \text{Ec. III-8}$$

Los esquemas implícitos de los términos de difusión vertical en las ecuaciones de temperatura, salinidad y cantidades turbulentas, dados en arreglos de matrices tridiagonales, se resuelven por un método de eliminación gaussiana.

Las ecuaciones del modo externo se diferencian según los siguientes esquemas:

$$\delta_t \overline{\eta}^T + \delta_X(\overline{D^X u}) + \delta_Y(\overline{D^Y v}) = 0 \quad \text{Ec. III-9}$$

$$\delta_T(\overline{D^X u})^T + \delta_X(\overline{D^X u^X u^X}) + \delta_Y(\overline{D^Y v^X u^Y}) - \overline{f v^Y} D^X + g \overline{D^X} \delta_X \eta - F_X^{n-1} = \psi_X \quad \text{Ec. III-10}$$

$$\delta_T(\overline{D^Y v})^T + \delta_X(\overline{D^X u^Y v^X}) + \delta_Y(\overline{D^Y v^Y v^Y}) - \overline{f u^X} D^Y + g \overline{D^Y} \delta_Y \eta - F_Y^{n-1} = \psi_Y \quad \text{Ec. III-11}$$

Las funciones ψ_X y ψ_Y se componen por los términos de la Ec. II-55 y Ec. II-56, provistos por el modo interno, y resueltos mediante integración vertical usando la regla del rectángulo. Dicha integración es llevada a cabo en el modo interno.

Se puede demostrar que el conjunto de ecuaciones en diferencias finitas presentadas, corresponde a una precisión de segundo orden en espacio y tiempo y conservan la masa, energía, temperatura, salinidad, y momentum (Blumberg y Mellor, 1987).

III-3.3 Discretización temporal

Para la aplicación de la técnica de *mode splitting* se utilizan distintos pasos de tiempo para el modo interno (Δt_{3D}) y el modo externo (Δt_{2D}). En ambos modos debe satisfacerse el criterio de estabilidad CFL (Courant-Friedrichs-Levy). El paso de tiempo 2D es desarrollado M veces por cada paso 3D, y el modelo procesa N veces las ecuaciones del modo 3D, con lo cual el cálculo del ciclo barotrópico se realiza MN veces en total. El análisis de estabilidad para las ondas de gravedad superficiales impone el siguiente límite para el paso de tiempo del modo barotrópico:

$$\Delta t_{2D} \leq \min \left(\frac{1}{f}, \frac{1}{C_{2D}} \left| \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right|^{-1/2} \right) \quad \text{Ec. III-12}$$

donde f es el parámetro de Coriolis, y $C_{2D} = 2\sqrt{gH} + U_{\max}$; U_{\max} es la velocidad máxima esperable. En la práctica, la segunda de las condiciones de los términos entre paréntesis es la más restrictiva. Para el paso de tiempo del modo baroclínico, las condiciones de estabilidad son mucho menos limitantes, ya que los efectos de las ondas externas (que se mueven con mayor celeridad) ya han sido desacoplados del ciclo de cálculo para las ondas internas. Análogamente a las restricciones del modo externo dadas por la Ec. III-12, para el modo interno se tiene:

$$\Delta t_{3D} \leq \min \left(\frac{1}{f}, \frac{1}{C_{3D}} \left| \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right|^{-1/2} \right) \quad \text{Ec. III-13}$$

donde en este caso $C_{3D} = 2C + U_{\max}$ es la máxima velocidad de propagación para las ondas de gravedad internas y U_{\max} es la máxima velocidad de advección. Ya que la gravedad reducida $g' = g \frac{\Delta \rho}{\rho}$ es siempre menor que g , la condición para el modo baroclínico es menos restrictiva que la del modo barotrópico. Los valores típicos de C_{3D} son del orden de 2 m s^{-1} .

Si bien los procesos de difusión son importantes en el modo 3D, no suelen afectar la elección del paso de tiempo. No obstante, si el “número de Reynolds de malla” es del orden de 1, se debe verificar que:

$$\Delta t_{3D} \leq \frac{1}{4\nu_H} \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right)^{-1} \quad \text{Ec. III-14}$$

III-3.4 Difusión horizontal

Los procesos a escala de sub-grilla no resueltos por el modelo computacional son parametrizados por los coeficientes de difusión ν_H y λ_H . El POM adopta la formulación de Smagorinsky para la parametrización de estos coeficientes. En tal caso, los coeficientes de difusión horizontal se toman proporcionales a los pasos de grilla horizontales y a la magnitud del tensor velocidad de deformación. Es decir,

$$\nu_H = C_\nu \Delta x \Delta y D_T \quad \text{Ec. III-15}$$

$$\lambda_H = C_\lambda \Delta x \Delta y D_T \quad \text{Ec. III-16}$$

donde,

$$D_T = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2} \quad \text{Ec. III-17}$$

y $\Delta x, \Delta y$ son los pasos de grilla horizontales. Debido a la incertidumbre con relación a los coeficientes de ajuste numéricos C_ν, C_λ , se los considera iguales. En las simulaciones que en este trabajo se presentan se asignó el valor de 0.2 en correspondencia con lo recomendado por Oey et al. (1985), para evitar oscilaciones numéricas. Una ventaja de la aplicación de este método de parametrización deviene del hecho de que C es adimensional, con lo cual los coeficientes de difusión serán menores a medida que aumente la resolución de la grilla, y tomarán valores bajos si los gradientes de velocidad son chicos.

III-4 Condiciones de contorno

III-4.1 Condiciones de contorno verticales

i Condiciones de contorno en superficie

La condición de superficie para las corrientes horizontales se obtiene mediante la especificación de las tensiones superficiales, como función de las componentes del viento,

$$v_T \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \frac{1}{\rho_0} (\tau_{S1}, \tau_{S2}) \quad \text{Ec. III-18}$$

con

$$(\tau_{S1}, \tau_{S2}) = \rho_a C_D^S \sqrt{U_{10}^2 + V_{10}^2} (U_{10}, V_{10}) \quad \text{Ec. III-19}$$

donde ρ_a , C_D^S , (U_{10}, V_{10}) representan la densidad del aire, el coeficiente de arrastre superficial y el vector velocidad de viento a 10 m sobre el nivel de la superficie libre respectivamente.

En el caso de la componente vertical de la corriente, deberá satisfacerse que

$$w_{(0)} = 0 \quad \text{Ec. III-20}$$

donde w deberá verificar que

$$w_{(0)} = \frac{\partial z_{(0)}}{\partial t} + u_{(0)} \frac{\partial z_{(0)}}{\partial x} + v_{(0)} \frac{\partial z_{(0)}}{\partial y} \quad \text{Ec. III-21}$$

con $z_{(0)} = \eta_{(x,y)}$

Los flujos de empuje vertical ascendente, compuestos por flujos de temperatura y salinidad, deberán satisfacer

$$\lambda_T \left(\frac{\partial \Theta}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right) = \frac{1}{\rho_0} (\overline{Q_H}, \overline{Q_S}) \quad \text{Ec. III-22}$$

donde $(\overline{Q_H}, \overline{Q_S})$ son los flujos de calor y sal en superficie, respectivamente. $\overline{Q_H}$ es el resultado de un balance de energía en la superficie y tiene en cuenta un flujo entrante a la masa de agua debido a las contribuciones solares por radiación, y un término que agrupa los flujos salientes debidos a las contribuciones no-solares.

$$\overline{Q_H} = Q_{rad} - (Q_{la} + Q_{se} + Q_{lw}) \quad \text{Ec. III-23}$$

donde Q_{rad} es el flujo recibido por radiación solar (onda corta), Q_{la} es el flujo de calor latente liberado por evaporación, Q_{se} es el flujo de calor sensible debido al transporte turbulento de temperatura a través de la interfase aire/agua, Q_{lw} y es la radiación neta de onda larga (*long wave radiation*) emitida en la superficie.

En el presente trabajo se han supuesto despreciables los flujos de calor desde y hacia la superficie, motivo por el cual todos los términos en la Ec. III-23 fueron tomados nulos.

El flujo de sal en la superficie oceánica es

$$\overline{Q_S} = S_s (\dot{E} - \dot{P}) \quad \text{Ec. III-24}$$

donde S_s , \dot{E} , \dot{P} son la salinidad en la interfase aire/agua, la tasa de evaporación (función del flujo de calor latente Q_{la}) y la tasa de precipitación en la superficie, respectivamente.

Las condiciones para los parámetros de turbulencia q^2 y $q^2 l$ en la superficie libre son,

$$q^2 = B_1^{2/3} u_{*0}^2, \quad y \quad q^2 l = 0 \quad \text{Ec. III-25}$$

donde $u_{*0} = [(\tau_{01}^2 + \tau_{02}^2) / \rho_0^2]^{1/4}$ representa la velocidad de fricción en superficie. La Ec. III-25 asume que las ondas superficiales no contribuyen a la generación de turbulencia cerca de la superficie libre. Esta es una aproximación válida en la mayoría de las aplicaciones. Aun cuando las capas de mezcla superiores sean pequeñas y los vientos en superficie suaves, la turbulencia inducida por olas superficiales desaparece rápidamente a unos pocos metros de la superficie (CSEP, 1991).

ii Condiciones de contorno en el fondo

Las condiciones de borde en el fondo para los campos de velocidades horizontales son

$$v_T \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \frac{1}{\rho_0} (\tau_{b1}, \tau_{b2}) \quad \text{Ec. III-26}$$

donde (τ_{b1}, τ_{b2}) son las componentes de las tensiones de corte de fondo. En la formulación original del modelo, las mismas se obtienen mediante una ley de cierre logarítmica de la siguiente forma,

$$(\tau_{b1}, \tau_{b2}) = \rho_0 C_D^B (u_b^2 + v_b^2)^{1/2} (u_b, v_b) \quad \text{Ec. III-27}$$

donde el coeficiente de arrastre de fondo C_D^B es determinado por

$$C_D^B = \left[\frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{H + z_b}{z_0} \right) \right]^{-2} \quad \text{Ec. III-28}$$

con Z_0 escala de rugosidad efectiva. Debido a la limitación que presenta la dependencia del coeficiente de arrastre con la discretización vertical adoptada en el modelo computacional, y considerando que las tensiones de corte en el fondo toman mayor peso en aplicaciones de estuarios que en oceanografía, se optó por trabajar con una formulación de Manning para la cuantificación de las pérdidas de energía por fricción de fondo. Para tal fin, se modificó el coeficiente de arrastre, reemplazándolo por la expresión:

$$C_D^B = \frac{gn^2}{H^{1/3}} \quad \text{Ec. III-29}$$

donde g es la constante gravitatoria y n es el coeficiente de Manning (Henderson, 1966).

En analogía con la condición en superficie, en el fondo no podrá existir flujo de masa, con lo cual la velocidad vertical en el fondo es considerada nula. Esto es,

$$w_{(b)} = -u_b \frac{\partial H}{\partial x} - v_b \frac{\partial H}{\partial y} = 0 \quad \text{Ec. III-30}$$

Las condiciones de contorno de fondo para temperatura y salinidad se obtienen considerando flujo normal al fondo igual a cero,

$$\lambda_T \left(\frac{\partial \Theta}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right) = (0, 0) \quad \text{Ec. III-31}$$

En forma similar a las condiciones en superficie, en el fondo q^2 y $q^2 l$ adoptan los siguientes valores:

$$q^2 = B_1^{2/3} u_{*b}^2, \quad y \quad q^2 l = 0 \quad \text{Ec. III-32}$$

donde $u_{*b} = \left[(\tau_{b1}^2 + \tau_{b2}^2) / \rho_0^2 \right]^{1/4}$ representa la velocidad de fricción de fondo.

III-4.2 Condiciones de contornos laterales

i Condiciones para bordes cerrados por la línea de costa

Los contornos costeros (interfases laterales determinadas por los puntos de agua y tierra) son considerados como fronteras impenetrables. Es decir, flujo normal de masa, cantidad de movimiento, calor, salinidad y temperatura, son considerados nulos. Asimismo, en los términos de fricción horizontal, la velocidad tangencial en dirección hacia la costa es también interpretada nula, bajo cuyo supuesto no genera fricción lateral. No obstante, este último término resulta de menor importancia ya que la profundidad cercana a la costa suele ser lo suficientemente baja y por ello la fricción de fondo predomina sobre la fricción lateral.

Por lo tanto,

$$u = 0, \quad \bar{u} = 0, \quad \frac{\partial v}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} = 0, \quad u\phi = 0, \quad \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \quad \text{Ec. III-33}$$

para las fronteras Este y Oeste, y

$$v = 0, \quad \bar{v} = 0, \quad \frac{\partial u}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} = 0, \quad v\phi = 0, \quad \frac{\partial \phi}{\partial y} = 0 \quad \text{Ec. III-34}$$

en las fronteras Sur y Norte.

ii Condiciones de contorno para bordes abiertos

Los bordes abiertos del dominio de cálculo están directamente influenciados por las condiciones sobre la región exterior. Por tal motivo, la determinación del comportamiento de éstos es indispensable. Debido a que las condiciones externas son usualmente desconocidas, su formulación matemática resulta muy compleja. En líneas generales, se puede decir que en la medida que exista suficiente información de la variable ϕ en las fronteras del recinto, la misma debería ser utilizada cuando el flujo resultante de dicha variable ingresa al dominio, mientras que si el flujo es saliente, entonces ϕ debería ser esquematizado por alguna condición de radiación. La formulación general para una condición de advección en la frontera abierta es

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + u_n \frac{\partial \phi}{\partial n} = 0 \quad \text{Ec. III-35}$$

donde n denota la coordenada normal a la frontera abierta, y ϕ es Θ , S , q^2 ó l .

En el caso de las cantidades turbulentas q^2 y l , la Ec. III-35 se resuelve exclusivamente con información de las celdas internas al dominio de cálculo. En cambio, en el caso de la temperatura y la salinidad se tiene en cuenta el flujo desde el exterior del dominio hacia el interior. A modo de ejemplificar esta condición se muestra su esquematización en el borde Este:

$$\phi_{im}^n = \phi_{im}^{n-1} + \frac{\Delta t_{int}}{\Delta x} \left[(u_{im}^n + |u_{im}^n|) \cdot (\phi_{im}^{n-1} - \phi_{im-1}^{n-1}) + (u_{im}^n - |u_{im}^n|) \cdot (\phi_{ext}^{n-1} - \phi_{im}^{n-1}) \right] \quad \text{Ec. III-36}$$

donde los subíndices im , n y ext corresponden al último nodo de grilla en dirección x , el paso de tiempo que se está calculando y la condición externa para la variable ϕ (temperatura o salinidad según el caso), respectivamente. En forma análoga se construyen las condiciones de contorno para los bordes restantes.

Los bordes abiertos deben ser especificados tanto para el modo interno como para el modo externo. En el caso de la elevación superficial y las corrientes, la formulación de los bordes abiertos se logra mediante la aplicación de conservación de la masa. Por lo tanto, los contornos abiertos deben ser especificados considerando que no puede existir una variación neta de la masa en el interior del dominio, sobre un período de tiempo especificado. Es usual emplear para esto la condición de radiación de Sommerfeld de la forma,

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + c \frac{\partial \phi}{\partial n} = 0 \quad \text{Ec. III-37}$$

donde ϕ es alguna de las siguientes variables; $\eta, u, v, \bar{u}, \bar{v}$, y c es la velocidad de propagación aproximándose al borde desde el interior del dominio. Por supuesto que las condiciones de contorno como la Ec. III-37 no reemplazan las bases de información disponibles.

El tipo de condición de advección de la Ec. III-37 es representada mediante un esquema explícito de diferencias finitas. A modo de ejemplo, considerando la forma general para la condición sobre el borde Este, para la variable ϕ tendremos,

$$\phi_i^{n+1} = \gamma \phi_{i-1}^n + (1 - \gamma) \phi_i^n \quad \text{Ec. III-38}$$

$$\gamma = c \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad \text{Ec. III-39}$$

En el caso de tratarse del modo externo, ϕ representa la elevación superficial η , o las componentes de velocidad promediadas en la vertical (\bar{u}, \bar{v}), c es la velocidad de aproximación de las ondas de gravedad superficiales (\sqrt{gH}), y Δt es el paso de tiempo del modo externo. En el caso del modo interno, ϕ será alguna de las componentes horizontales de la velocidad (u, v), c es la velocidad de aproximación de las ondas de gravedad internas, y Δt es el paso de tiempo del modo interno.

Considerando que: la elección del paso de tiempo del modo interno será tal que γ tiende a la unidad cuando $H=H_{max}$, y que c es proporcional a \sqrt{H} , entonces puede aproximarse:

$$c_{3D} \cong \sqrt{\frac{H}{H_{max}}} \quad \text{Ec. III-40}$$

Si bien esta aproximación puede resultar imprecisa, al menos asegura que $0 \leq \gamma \leq 1$.

Capítulo IV Modelo RPP-3D

IV-1 Implementación del modelo

IV-1.1 Extensión del dominio

El modelo tridimensional denominado RPP-3D se desarrolló focalizando el objetivo de trabajo en el estudio de las condiciones de salinidad generadas en el estuario del Río de la Plata y la plataforma marítima adyacente, ante posibles escenarios de aumento del nivel del mar.

La elección del dominio se centró básicamente en dos criterios. Por un lado, trabajar sobre un área suficientemente extensa como para reproducir la cuña salina en el estuario del Río de la Plata. Por el otro lado, disminuir al máximo posible el área sobre la plataforma marítima. Esto último se buscó con el fin de optimizar el tiempo de procesamiento, ya que de este modo, al disminuir la profundidad máxima de cálculo, los límites necesarios para cumplir con las condiciones de estabilidad numérica permiten adoptar pasos de tiempo mayores. El área finalmente seleccionada se indica en la Figura IV-1, y está comprendida entre los paralelos 34.0°S al Norte y 38.02°S al Sur, y los meridianos 58.6°W al Oeste y 52.2°W al Este.

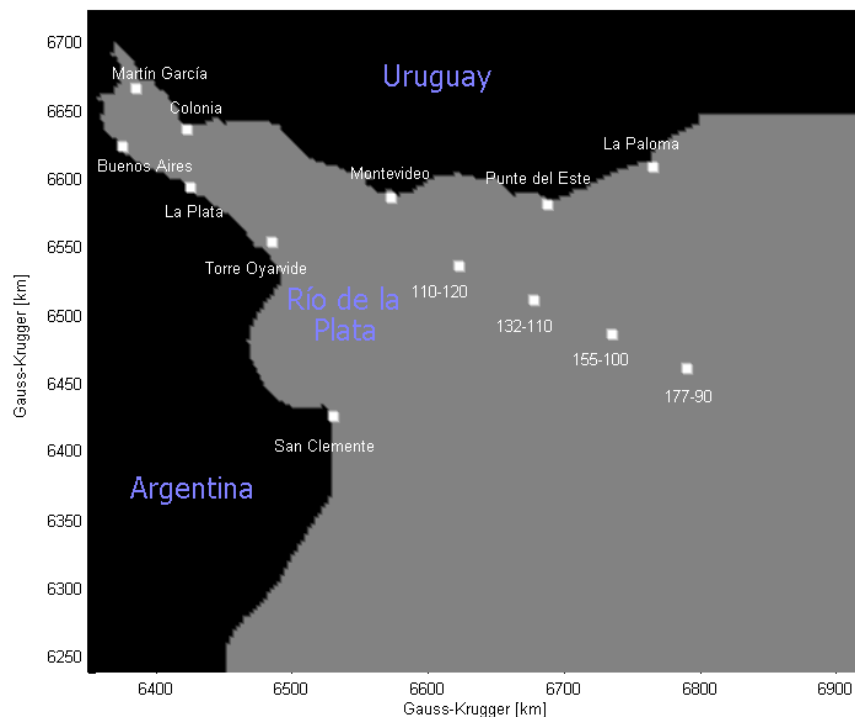


Figura IV-1 Dominio de cálculo RPP-3D. En puntos blancos se indican las estaciones de registro utilizadas a lo largo del presente trabajo

Debido a la influencia del mar de leva (vientos “*swell*”) en la determinación de las condiciones hidrodinámicas del estuario del Río de la Plata, y considerando que el área finalmente elegida para el modelo RPP-3D no posee suficiente distancia de desarrollo (*fetch*), para la manifestación de vientos externos se decidió operar el RPP-3D “anidado” con el modelo hidrodinámico bidimensional RPP-2D, desarrollado en el INA (Ré y Menéndez, 2003*a,b*). Siendo así, las condiciones de contorno para los bordes oceánicos Sur y Este fueron transferidas desde simulaciones con el modelo RPP-2D.

El modelo RPP-3D se representa en el plano horizontal según un sistema de proyección cilíndrica de Gauss-Krügger orientado en las direcciones cardinales. El mismo tiene su origen en el punto ($X_0=6346810$, $Y_0=6234830$) y abarca un área de 575 km x 487.5 km, quedando en su totalidad dentro del modelo RPP-2D (Figura IV-2)

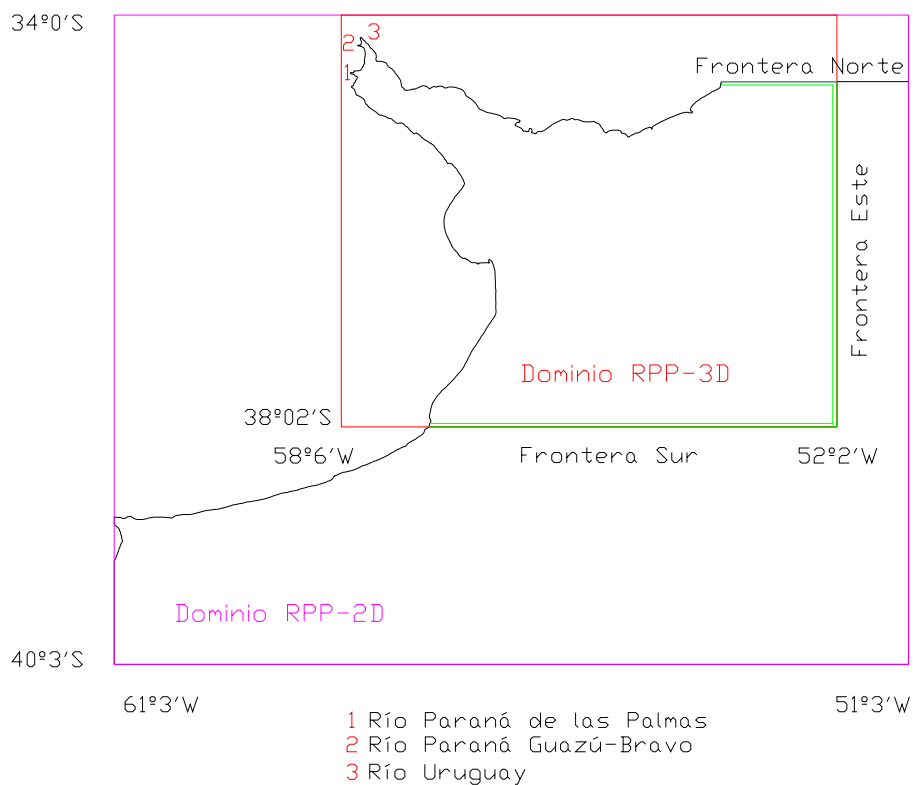


Figura IV-2 Ubicación relativa de los dominios RPP-2D y RPP-3D e indicación de las fronteras abiertas

IV-1.2 Modelo numérico del terreno

El “modelo numérico del terreno” (arreglo bidimensional que esquematiza la batimetría de fondo), utilizado por el RPP-3D es esencialmente el mismo que utiliza el modelo RPP-2D, salvo por la reducción del área de estudio. Para la construcción original se utilizó la información batimétrica determinada a partir de dos bases de datos provistas por el Servicio de Hidrografía Naval de Argentina (SHN) (Ré y Menéndez, 2003*a,b*). La primera, de carácter global, abarca todo el área del dominio del modelo RPP-2D (Figura IV-3), mientras que la segunda se concentra en el área del Río de la Plata y proviene de profundidades digitalizadas del plano batimétrico del Río de la Plata (CARP, 1989) y de las cartas náuticas H-113 y H-116 del SHN (Figura IV-4). Los dos conjuntos de datos batimétricos fueron combinados. Los datos de la segunda reemplazaron a los datos de la primera en el dominio coincidente.

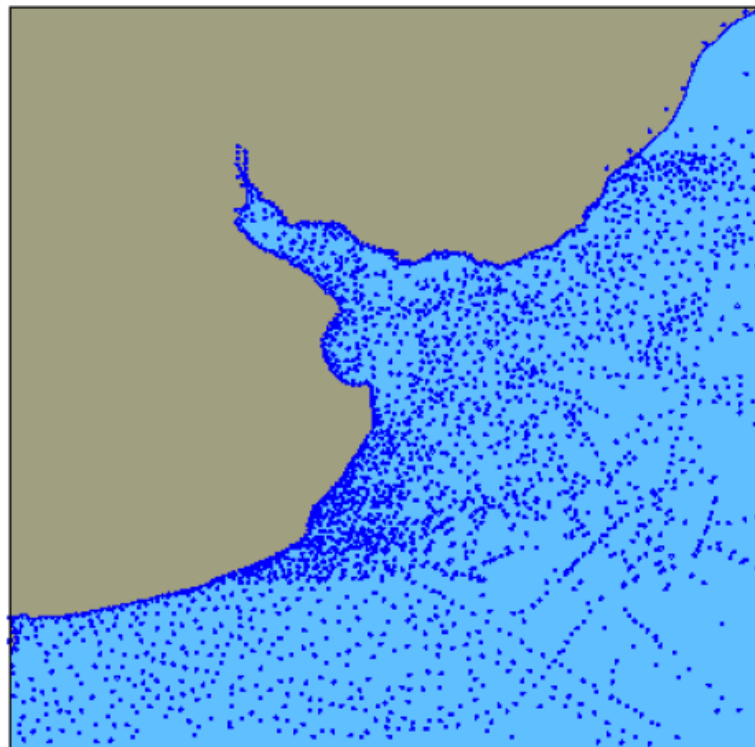


Figura IV-3 Ubicación de las estaciones oceanográficas de medición para la confección de la base de datos extendida.
(SHN)

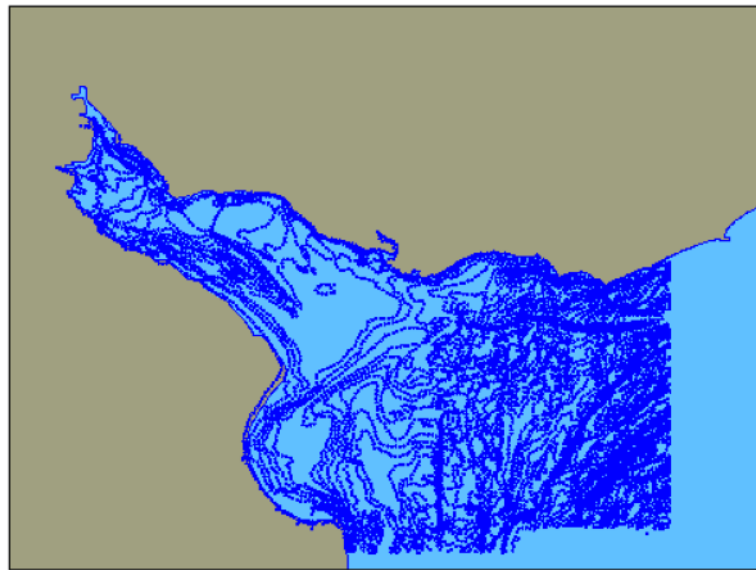


Figura IV-4 Ubicación de las estaciones oceanográficas de medición para la confección de la base de datos posterior, reducida al Río de la Plata (SHN – SOHMA)

Considerando la densidad de puntos proveniente de los relevamientos batimétricos, los criterios para la elección de la discretización horizontal del dominio se centraron en permitir una adecuada resolución de los fenómenos en cuestión, y en reducir lo más posible el tiempo de procesamiento. Se tomó una grilla rectangular y uniforme, con paso de malla en las direcciones X e Y igual a 2500m ($\Delta x = \Delta y$), coincidiendo con los pasos espaciales adoptados por el modelo RPP-2D. Siendo así, el dominio del RPP-3D cuenta con un total de 230 nodos en dirección O-E, y 195 nodos en dirección S-N.

A partir de la base de datos batimétricos se asignaron valores de profundidad a cada celda de la malla, mediante un proceso de interpolación basado en un análisis de autocorrelación espacial de la profundidad, basado en la técnica conocida como “*kriging*”. La Figura IV-5 y Figura IV-6 muestran las isobatas generadas a partir de la batimetría finalmente utilizada en las simulaciones, mientras que en la Figura IV-7 y Figura IV-8 se puede apreciar dicha batimetría con distintos grados de resolución.

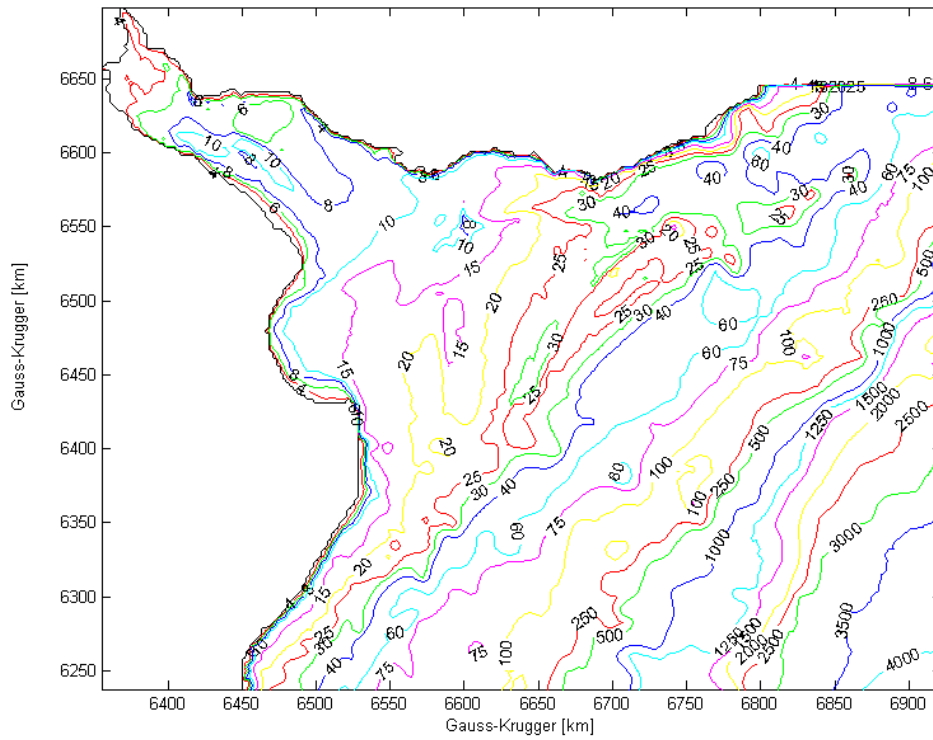


Figura IV-5 Isobatas generadas a partir del modelo numérico del terreno del RPP-3D

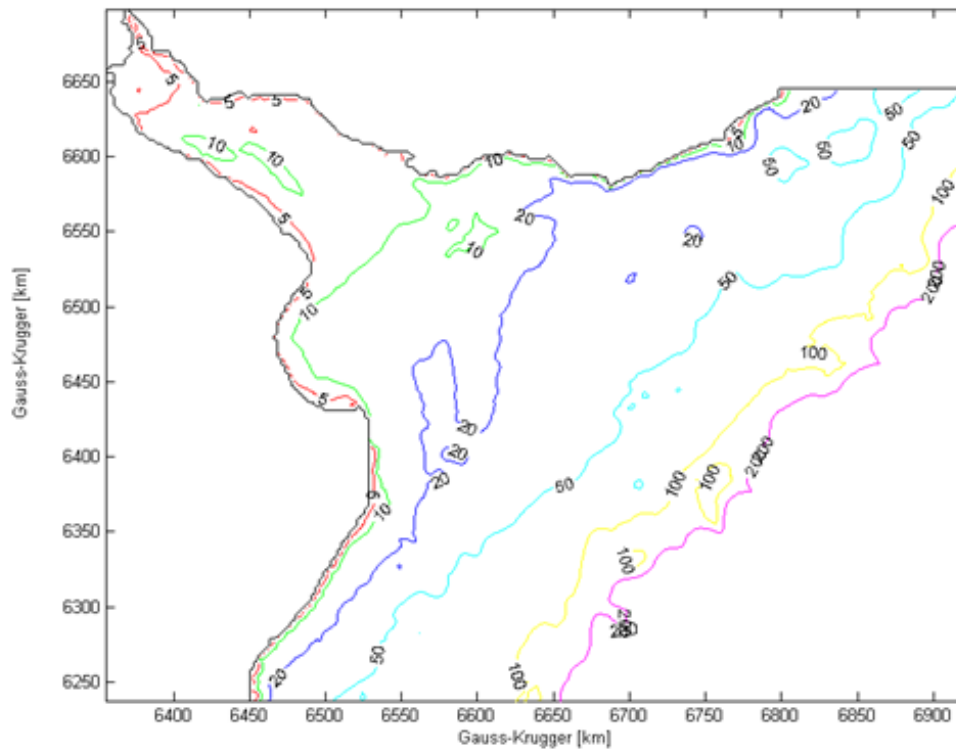


Figura IV-6 Detalle para las isobatas de 5, 10, 20, 50, 100 y 200 m respectivamente generadas a partir del modelo numérico del terreno del RPP-3D

Comparando los contornos de la Figura IV-5 y Figura IV-6 con los determinados en la Figura I-2 en el trabajo de Framiñan et al. (1996), se puede apreciar algunas diferencias entre el modelo numérico del terreno adoptado en el RPP-3D y la bibliografía. Se dan básicamente entre los 5 y 15 metros de profundidad.

No obstante, se desprende de ambas figuras que todas las características fundamentales de la morfología del lecho están siendo representadas. El Banco Inglés y el Banco de Arquímedes pueden apreciarse en la isobata de 10 m, presentando un buen acuerdo con la Figura I-2. Al Banco Rouen se lo observa en la isobata de 15 m de la Figura IV-5. El Canal Intermedio está presente en el interior del Río de la Plata en las isobatas de 8 y 10 m, aunque según la Figura I-2 aparece destacado por la isobata de 5 m. Hay un buen acuerdo en la definición de Playa Honda en ambas representaciones. El Banco Ortiz aparece destacado por el contorno de 8 m en la Figura IV-5, mientras que por el de 5 m en la Figura I-2. Existe una correspondencia aceptable para la isobata de 10 m cerca de la Barra del Indio, aunque aparecen algunas diferencias dentro de Bahía Samborombón; la isobata de 15 m del modelo numérico del terreno coincide aproximadamente con la de 10 m de la Figura I-2, y el gradiente perpendicular a la línea de costa, en términos generales, parecería ser algo mayor en el modelo numérico.

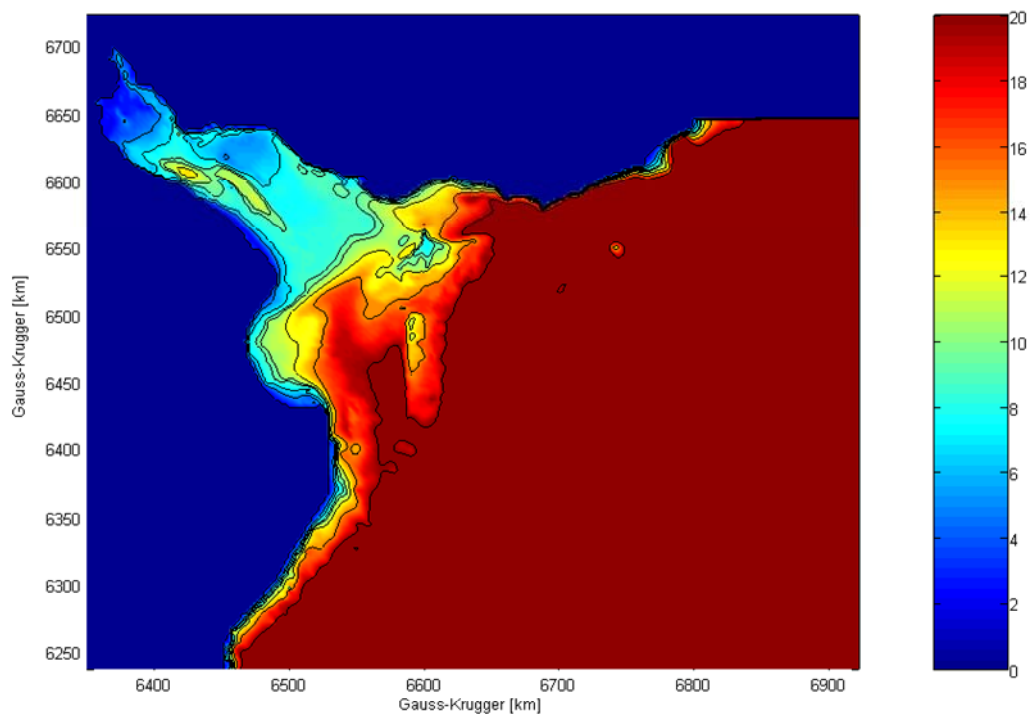


Figura IV-7 Modelo numérico del terreno del modelo RPP-3D. Escala de 0 a 20 metros

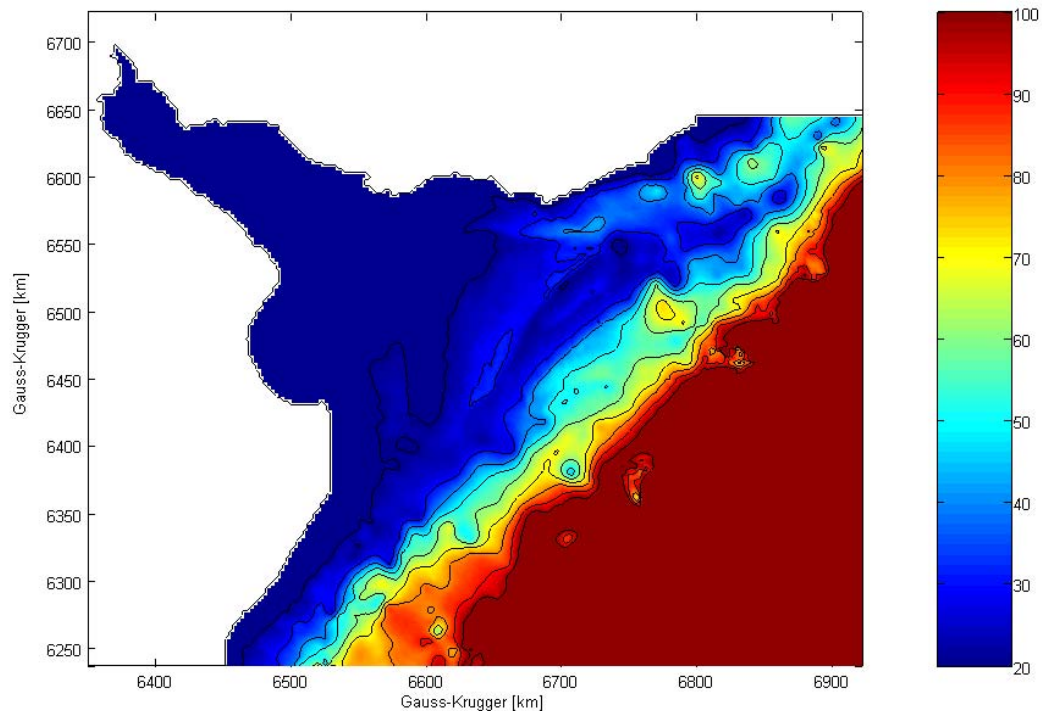


Figura IV-8 Modelo numérico del terreno del modelo RPP-3D. Escala de 20 a 100 metros

IV-1.3 Discretización vertical

Se hicieron algunos ensayos para determinar la cantidad de niveles a ser utilizados en la coordenada vertical. Teniendo en cuenta la relación entre la mínima precisión aceptable y el costo computacional (tiempo de procesamiento de las simulaciones), se eligió discretizar la coordenada vertical en 8 niveles equidistribuidos. Los ensayos realizados muestran que a partir del octavo nivel, es posible reproducir la cuña salina con buen grado de aproximación, tanto para la situación de invierno como la de verano (sección IV-2.3). No obstante, cabe señalar que las diferencias en la distribución de salinidad se hacen presentes a medida que aumenta la discretización vertical.

A continuación se presenta un análisis comparativo entre simulaciones llevadas a cabo con 12 y 8 niveles sigma, respectivamente, para el escenario de invierno. En la Figura IV-9 y Figura IV-10 se muestran las comparaciones mediante las diferencias directas entre ambas simulaciones ($\Delta\text{Sal} = \text{Sal}_{12} - \text{Sal}_8$). Se observa que en superficie las diferencias son mucho menores que en el fondo. Esto puede estar asociado principalmente a dos fenómenos:

- Las mayores concentraciones de sal que se presentan en el fondo son mejor resueltas a medida que aumenta la resolución en las cercanías del lecho (disminuye el espesor de las capas)
- Al aumentar la resolución mejora la precisión del gradiente de velocidades cerca del fondo

En el mapa de diferencias de salinidad superficial se puede observar que las mismas permanecen acotadas dentro del rango de +/-1 psu, salvo picos definidos. Estas zonas de mayor diferencia pueden deberse a un corrimiento de las formas onduladas “dedos” que presentan los mapas individuales (Figura IV-44). En la misma figura se observan zonas de gran variación y muy reducida extensión, en correspondencia con los bordes Sur y Norte, lo cual representa claramente inestabilidades controladas ligadas a la esquematización de las condiciones de borde.

En el mapa de diferencias de salinidad en fondo se observa una importante variación de los resultados en una franja reducida concentrada sobre la costa uruguaya, la cual supera los 5 psu.

Además de esta zona de grandes diferencias, se observan otras áreas como la región coincidente con la “Barra del Indio”, donde nuevamente aparecen patrones considerables. No obstante, estas diferencias son del orden de los 3 psu, que comparado con los 33 psu de referencia que es esperable obtener en las capas inferiores de la cuña salina, representa un error cercano al 10%. Dicho error es considerado como aceptable en relación al incremento en el costo computacional al mejorar la resolución.

Cabe aclarar que en caso de querer focalizar el estudio de salinidad en la zona sobre la costa de Uruguay que se extiende entre Montevideo y Punta del Este, es aconsejable elegir una mayor resolución vertical.

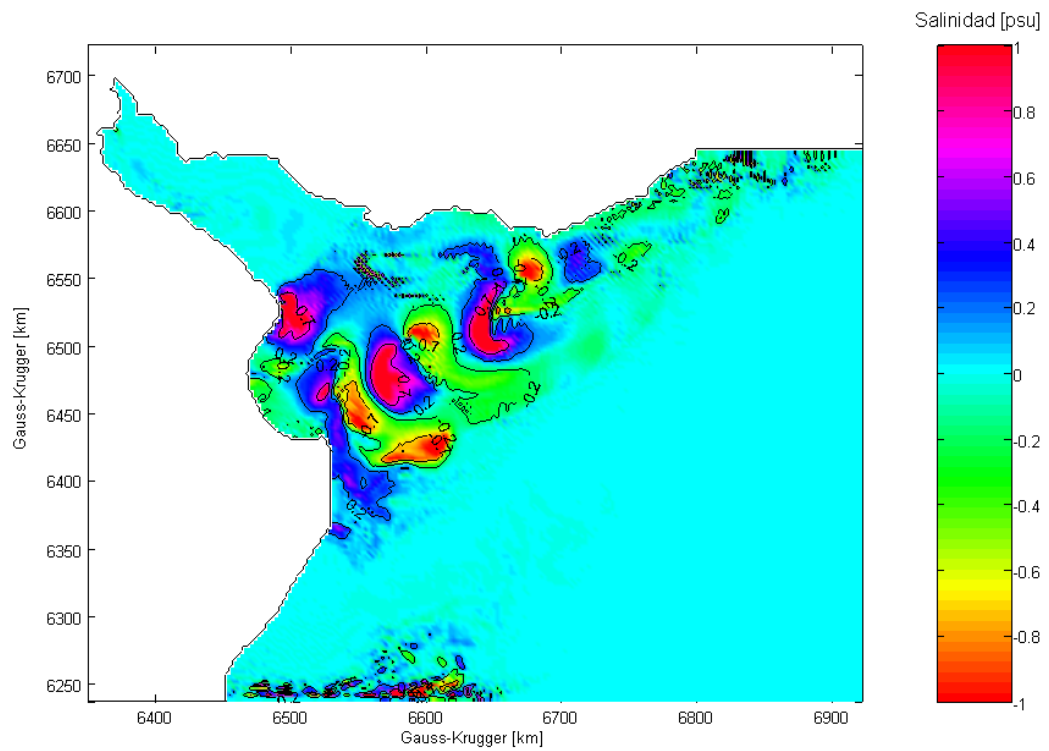


Figura IV-9 Diferencias de salinidad en superficie, entre las simulaciones con 12 y 8 niveles de discretización vertical

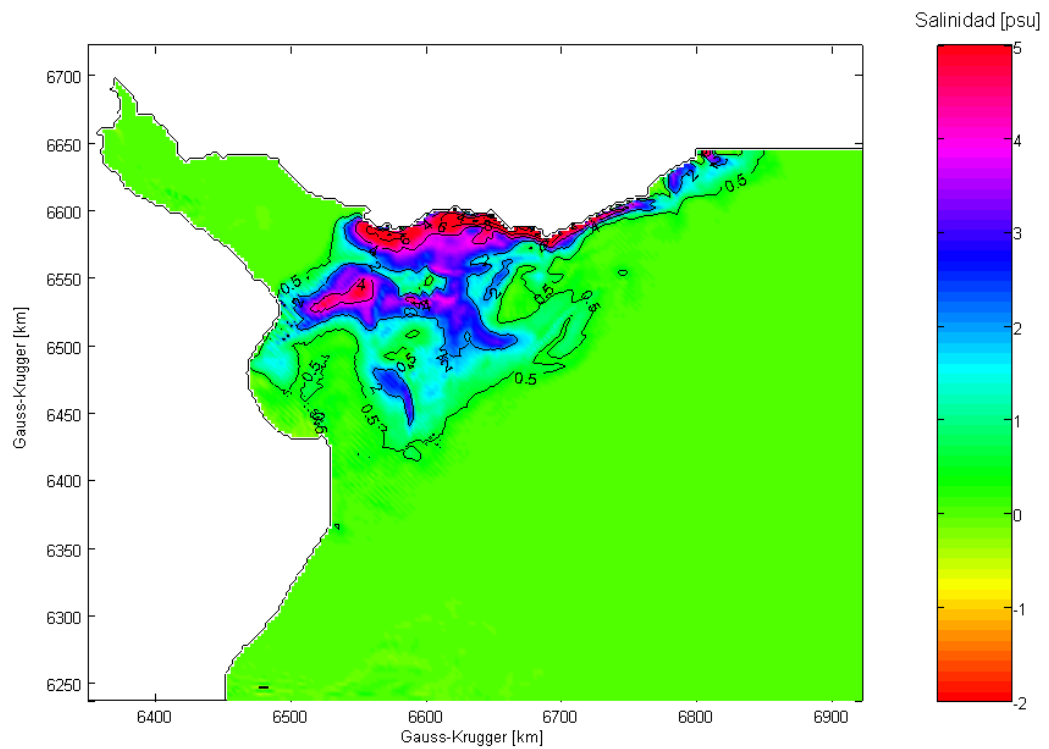


Figura IV-10 Diferencias de salinidad en fondo, entre las simulaciones con 8 y 12 niveles de discretización vertical

IV-1.4 Condiciones de contorno

***i* Frontera tierra / agua**

Todas las celdas que no participan del dominio de cálculo son interpretadas como tierra. Para las condiciones de contorno en la interfase tierra/agua, (contornos físicos formados por las costas argentina y uruguaya), se asigna velocidad normal nula. En los términos de fricción lateral, el gradiente normal de la velocidad tangencial es considerado nulo. No obstante, para un sistema de coordenada sigma, este último término es de poca importancia ya que al ser muy baja la profundidad cercana a las costas, la fricción de fondo domina sobre la fricción lateral (Mellor, 2003).

***ii* Generalidades de los contornos laterales abiertos**

El modelo tiene tres bordes oceánicos (Este, Norte y Sur), que junto con los ríos tributarios Paraná de las Palmas, Paraná Guazú-Bravo y Uruguay, constituyen los contornos matemáticos (Figura IV-2). En todos estos contornos las componentes tangenciales de las corrientes del modo interno y externo fueron consideradas nulas, siguiendo las recomendaciones de la Guía de Usuario del POM (Mellor, 2003), para los casos donde no se conozca con precisión el comportamiento del flujo tangencial a los bordes. En las fronteras donde la condición primaria es la imposición de la elevación superficial (los tres bordes oceánicos), las condiciones de flujo normal son consideradas copiando los valores de las celdas adyacentes en esta dirección. En las fronteras donde la condición primaria es la imposición del flujo de masa entrante (los tres ríos tributarios), las elevaciones superficiales son consideradas nuevamente copiando los valores de las celdas adyacentes. Las condiciones de contorno para las ecuaciones del submodelo de turbulencia en todos los bordes laterales abiertos son consideradas según las expresiones Ec. III-35. En las secciones que se presentan a continuación, se describe el tratamiento particular considerado para cada uno de los contornos laterales abiertos.

***iii* Onda de marea**

Como se dijo anteriormente, las condiciones de contorno primarias para los bordes Sur y Este del dominio del modelo RPP-3D, fueron transferidas de los resultados de las simulaciones del modelo RPP-2D. Se asignaron en estos bordes condiciones de elevación superficial (Ec. III-37),

esquematisando los forzantes de marea astronómica proveniente del RPP-2D, mediante la materialización propuesta en la Ec. III-38 y Ec. III-39.

En los ensayos de calibración y validación del modelo RPP-2D, el régimen de marea ha sido considerado ingresando al dominio de cálculo por su borde Sur, y representado como una onda de Kelvin. Esta onda ingresa con celeridad c , y con un decaimiento exponencial de la amplitud en dirección transversal a la dirección de propagación (x_c). Por lo tanto, la onda de Kelvin adopta la forma de la Ec. IV-1;

$$A_{(x_c,t)} = NM + (A_{0(t)} - NM) \cdot e^{-s \cdot x_c} \quad \text{Ec. IV-1}$$

donde $A_{(x_c,t)}$ representa la elevación instantánea de la superficie libre a la distancia x_c desde el vértice SO del dominio de cálculo, $A_{0(t)}$ es la elevación instantánea en el extremo SO ($x_c=0$), y NM es el nivel medio del mar. Estos tres parámetros son referidos al plano de reducción, que en la ciudad de Buenos Aires coincide con el llamado “cero del Riachuelo”, y queda determinado por el límite inferior de la media de todas las bajamares ordinarias de una larga serie de observaciones realizadas en el puerto de Buenos Aires (Balay, 1961). Asimismo, s es la inversa del radio de deformación.

A pesar de la esquematización que representa la Ec. IV-1, la onda se adapta rápidamente a las características locales, independizándose del grado de detalle de tal esquematización. Los ensayos de calibración para el RPP-2D mostraron un buen desempeño de la onda de Kelvin como representativa de las condiciones de marea que ingresan al recinto. La onda propuesta fue calibrada en base al uso del Modelo Global de Marea RSC94 (Cartwright y Ray, 1990). Esta herramienta proviene de un modelo de respuesta generalizada y de la utilización de los pesos de sus respuestas (*orthoweights*), derivados de las funciones de Proudman. Estas funciones fueron consideradas para una grilla de un grado de resolución, cubriendo el área comprendida entre las latitudes -68° y $+68^\circ$. Para la solución del régimen de marea, se hace uso de las contribuciones de mediciones de los altímetros TOPEX-POSEIDON e información de veinte estaciones de observación de marea (Ré y Menéndez, 2003a y b).

Como resultado del proceso de calibración del modelo RPP-2D, se obtuvieron los valores para cada uno de los parámetros de la Ec. IV-1. $A_{0(t)}$ fue tomado por interpolación de los datos de elevación predichos por el Servicio de Hidrografía Naval (SHN, 1997) para la estación Mar del

Plata, amplificado en un factor de 4 y adelantado 12 horas para llevarlo al borde Sur del dominio de cálculo. La celeridad de Lagrange c para representar el avance del frente de onda fue considerada igual a 20 m s^{-1} . La misma surge de una estimación de la celeridad para la profundidad media representativa en la zona de máxima concentración de energía a lo largo de la frontera Sur. El valor adoptado para la elevación del nivel medio del mar (NM) fue considerado igual a 0.8 m y el radio de deformación fue asignado igual a 250 km (Ré y Menéndez, 2003a y b).

iv Frontera Norte

El borde Norte fue considerado como un contorno no reflejante, irradiando las ondas incidentes a él fuera del recinto de análisis. Se materializó mediante condiciones de advección para la elevación de la superficie libre siguiendo la Ec. III-38 y Ec. III-39. Asimismo, las condiciones de flujo normal para las ecuaciones del modo interno se tomaron según la condición de advección propuesta en la Ec. III-38, y utilizando la aproximación de la Ec. III-40.

v Descargas continentales

Las descargas continentales dominantes en el Río de la Plata corresponden al Río Paraná (brazos Guazú y de las Palmas), y al Río Uruguay, pudiéndose despreciar el resto de los tributarios (Framiñan y Brown, 1996). Los datos de las descargas continentales se generaron a partir de la información proveniente de trabajos anteriormente desarrollados en el INA; Jaime y Menéndez (2002) y Bombardelli et al. (1994).

Analizando registros desde el año 1902 al 2000 para la estación Paraná–Santa Fe, se observa en correspondencia con la Figura I-4, un aumento de los caudales medios desde la década del '70 a la fecha (Figura IV-11). Por tal motivo, los caudales utilizados para obtener parámetros representativos de las descargas medias de los ríos fueron obtenidos considerando el período 1971-2000.

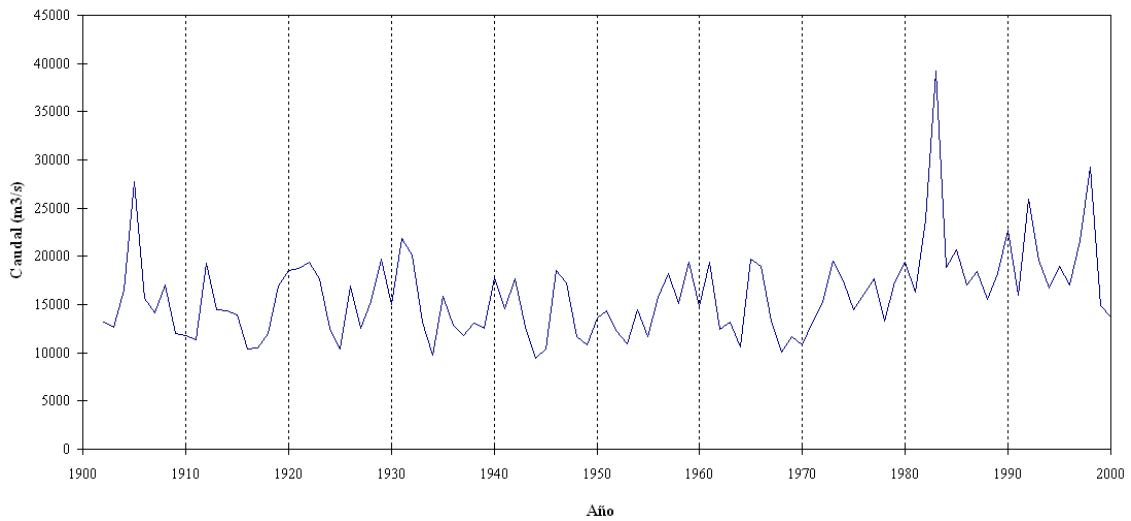


Figura IV-11 Caudales medios anuales para la estación Paraná (1902-2000). Fuente: INA-LH

La transformación a caudales medios mensuales, en el caso del río Paraná, fue obtenida mediante una curva de descarga parabólica de tres ramas, dependiendo del nivel de agua registrado en cada caso, obtenida mediante información proveniente de mediciones en la estación de cierre Santa Fe-Paraná (Jaime y Menéndez, 2002). En el caso del río Uruguay, los caudales medios mensuales se obtuvieron también mediante una curva de descarga de tres ramas, construida a partir de mediciones del Río Uruguay en la estación Concordia (Jaime y Menéndez, 2002).

Con la información obtenida de los caudales medios mensuales, se obtuvieron los caudales representativos para los escenarios analizados. Es decir, caudales medios anuales, y medios estacionales (Tabla IV-1).

<i>Descarga</i>	<i>Río Paraná</i>	<i>Río Uruguay</i>
Caudal medio anual [m ³ s ⁻¹]	18000	5200
Caudal medio de verano [m ³ s ⁻¹]	19200	4100
Caudal medio de invierno [m ³ s ⁻¹]	16100	5200

Tabla IV-1 Caudales medios anuales y estacionales para los ríos Paraná y Uruguay

El porcentaje de repartición del caudal del río Paraná en sus tramos Paraná Guazú y Paraná de las Palmas fue considerado según la Tabla IV-2 (Bombardelli et al., 1994). En la misma se muestran

los porcentajes de los valores medios de caudales anuales, respecto al que lleva el río Paraná en Rosario. Se observa que la repartición porcentual es dependiente del caudal total del río Paraná.

<i>Fecha</i>	<i>Río Paraná Guazú</i>		<i>Río Paraná de las Palmas</i>		<i>Fuente</i>
	Caudal [m ³ s ⁻¹]	porcentaje	Caudal [m ³ s ⁻¹]	Porcentaje	
marzo 1920	11865	67	5732	33	DNCPyVN
julio 1965	18200	76	5700	24	MOP, DIV. Est.
enero 1983	19000	76	6100	24	INCYTH
Julio 1992	29268	81	6887	19	INCYTH
abril 1983	30847	80	7791	20	INCYTH

Tabla IV-2 Repartición de caudales de los ríos Paraná de las Palmas y Paraná Guazú (Bombardelli et al., 1994)

A los efectos de los ensayos que en este trabajo se presentan, se adoptó un coeficiente de 0.77 para representar el caudal del tramo Paraná Guazú, y 0.23 para el Paraná de las Palmas. Por lo tanto, los caudales finalmente utilizados en las simulaciones fueron:

<i>Descarga</i>	<i>Río Paraná Guazú-Bravo</i>	<i>Río Paraná de las Palmas</i>	<i>Río Uruguay</i>
Caudal medio anual [m ³ s ⁻¹]	13500	4500	5200
Caudal medio de verano [m ³ s ⁻¹]	14800	4400	4100
Caudal medio de invierno [m ³ s ⁻¹]	12400	3700	5200

Tabla IV-3 Caudales medios anuales y estacionales utilizados en las simulaciones con el modelo RPP-3D

En acuerdo con los estudios de sensibilidad efectuados por Jaime y Menéndez (1999), el efecto de modulación que la onda de marea genera sobre los valores medios de los caudales fue considerado despreciable en todas las simulaciones.

Nuevamente, las condiciones de velocidades de corriente normal a las secciones de los ríos tributarios fueron consideradas según la formulación Ec. III-38, y utilizando la aproximación de la Ec. III-40.

vi Vientos superficiales

En las simulaciones para escenarios medios estacionales, se han considerado como forzantes superficiales campos de vientos a 10 m sobre la superficie libre del agua. Los mismos fueron generados a partir de los mapas de viento disponibles del *NCEP/NCAR Reanalysis Project* (Kalnay et al., 1996). El proyecto NCEP/NCAR es un sistema complejo de análisis y predicción de variables atmosféricas, y se basa en la utilización del “método de asimilación de información” (*data assimilation*), considerando un período de análisis desde el año 1948 al presente. La información proveniente del NCEP/NCAR es brindada en mapas de viento a 10 metros sobre la superficie oceánica, en intervalos de 6 horas, y con una distribución sobre una grilla gaussiana tipo T62, de 192 x 94 puntos ubicados entre las latitudes 88.54N-88.54S y las longitudes 0E-358.125E. La resolución en el plano horizontal es de 1.9048° de latitud y 1.875° de longitud, es decir, con un paso de aproximadamente 240 km por 180 km. Los datos están disponibles en la página WEB <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html>.

Los campos de viento utilizados en las simulaciones fueron obtenidos mediante un promedio temporal para una serie de mapas del NCEP/NCAR, representativos para las condiciones de invierno y verano. Una vez hecho esto, se interpoló bilinealmente la información de la grilla T62 a la grilla cartesiana utilizada en el POM.

En base a los análisis de sensibilidad efectuados por el CIMA con el modelo HamSOM/CIMA (Simionato et al., 2002) y el modelo RPP-2D del INA (Ré y Menéndez, 2003a y b), se determinó que los campos de vientos provenientes de los reanálisis NCEP/NCAR subestiman las intensidades de los vientos observados. En acuerdo con las correcciones propuestas por el CIMA, el modelo RPP-3D utiliza un factor de corrección de la intensidad del viento, de la forma:

$$k = 1 + e^{-V_{NCEP}/\alpha} \quad \text{Ec. IV-2}$$

donde α representa un factor de ajuste considerado igual a 15 m s⁻¹, y V_{NCEP} es la intensidad del viento en cada nodo de la grilla. Esta corrección busca amplificar los vientos de baja intensidad, hasta llegar a duplicarlos, mientras que mantiene constante los vientos de gran intensidad. Los campos de vientos finalmente utilizados se muestran en la Figura IV-12 y Figura IV-13.

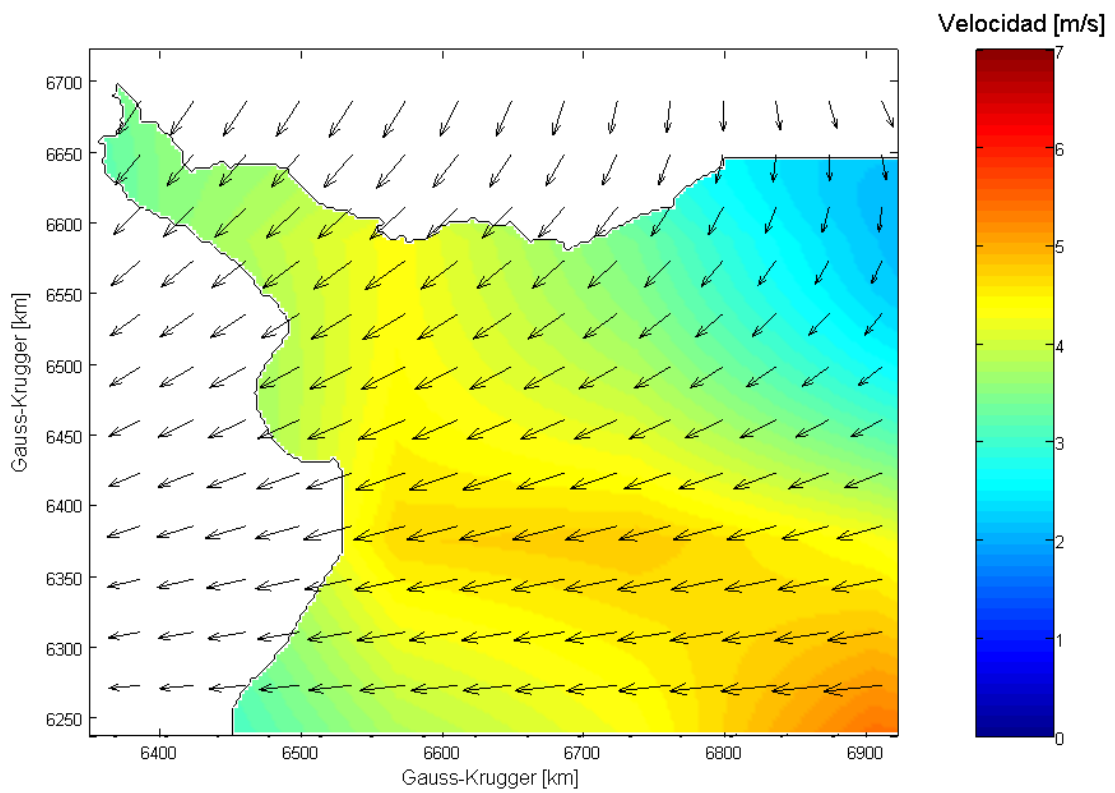


Figura IV-12 Mapa de vientos medios de verano resultantes del promedio de los campos de viento de NCEP/NCAR, luego de la aplicación de la Ec. IV-2

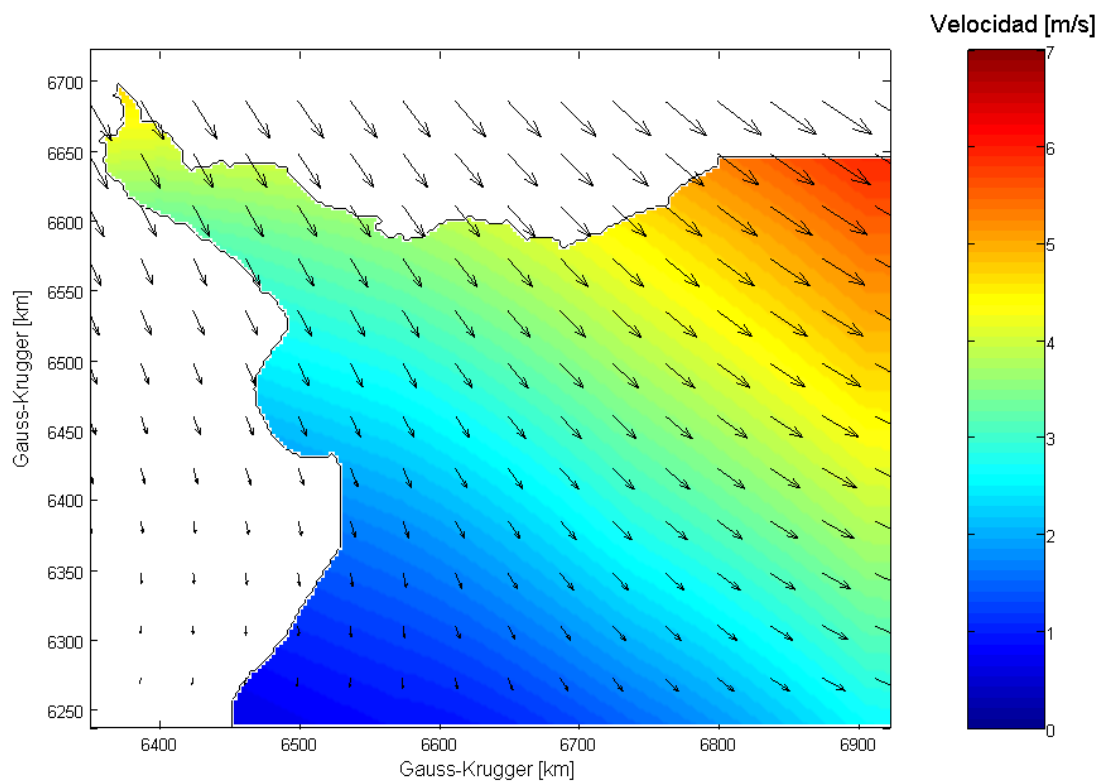


Figura IV-13 Mapa de vientos medios de invierno resultantes del promedio de los campos de viento de NCEP/NCAR, luego de la aplicación de la Ec. IV-2

Se observa que los vientos de verano considerados son, en un sentido generalizado, algo mayores que los vientos de invierno, principalmente en la región inferior del recinto. Asimismo, los vientos de verano son preponderantes del sector Este, mientras que los vientos de invierno provienen del sector N-O, y se encuentran prácticamente alineados con el eje central del Río de la Plata.

vii Otros flujos superficiales

Con el fin de focalizar el análisis en los efectos por acción de los vientos internos, marea astronómica y caudales tributarios, la presión superficial no fue considerada como un parámetro de peso en las simulaciones. Asumiendo nula la variación de la presión superficial en el plano horizontal, se consideró una presión atmosférica constante sobre todo el dominio de cálculo en todas las simulaciones, e igual a 1.0 atmósfera. Con el mismo sentido los flujos de calor, evaporación y precipitación, a través de la interfase agua/aire, tampoco fueron considerados en las simulaciones.

viii Fricción de fondo

En la etapa de calibración del modelo RP2000 se determinó para el Río de la Plata un coeficiente de rugosidad de Manning igual a 0.015. Ensayos de sensibilidad efectuados con el modelo RPP-2D mostraron que, efectivamente, los resultados no varían significativamente al zonificar el parámetro de rugosidad, motivo por el cual se tomó como valor final del coeficiente de Manning el anteriormente determinado en el RP2000.

En el caso del modelo RPP-3D, también se realizaron algunos ensayos de sensibilidad para determinar la influencia de la rugosidad de fondo al zonificar el coeficiente de Manning. Nuevamente los ensayos no mostraron grandes modificaciones en los resultados del modelo hidrodinámico. Por tal motivo, y a modo de guardar consistencia con los valores de rugosidad efectiva asignados en los modelos predecesores, se adoptó también un coeficiente de Manning constante en todo el dominio de cálculo e igual a 0.015.

ix Salinidad y temperatura

La correcta asignación de las condiciones de contorno de salinidad y temperatura es de gran importancia para la determinación de las variaciones de densidad y, en consecuencia, son

necesarias para una adecuada representación de la circulación interna. En todos los bordes abiertos, las condiciones de contorno se tomaron según el esquema de advección de la Ec. III-35 y fueron llevados al modelo según la Ec. III-36 en el caso del borde Este, y análogamente para los otros contornos.

Para todos los escenarios ensayados se tomó iguales condiciones de salinidad externa al dominio de cálculo, dependiendo si se tratara de un borde oceánico o una descarga tributaria. En el caso de los bordes oceánicos se consideró 33 psu como valor de salinidad externa en el esquema de advección de la Ec. III-36. Dicha elección se desprende de la observación de los mapas de salinidad de Guerrero et al. (1997), donde se muestra un valor prácticamente uniforme de 33 su (Figura IV-14). En las descargas continentales se consideró un valor de salinidad exterior nulo, en correspondencia con las características de agua dulce de los ríos tributarios.

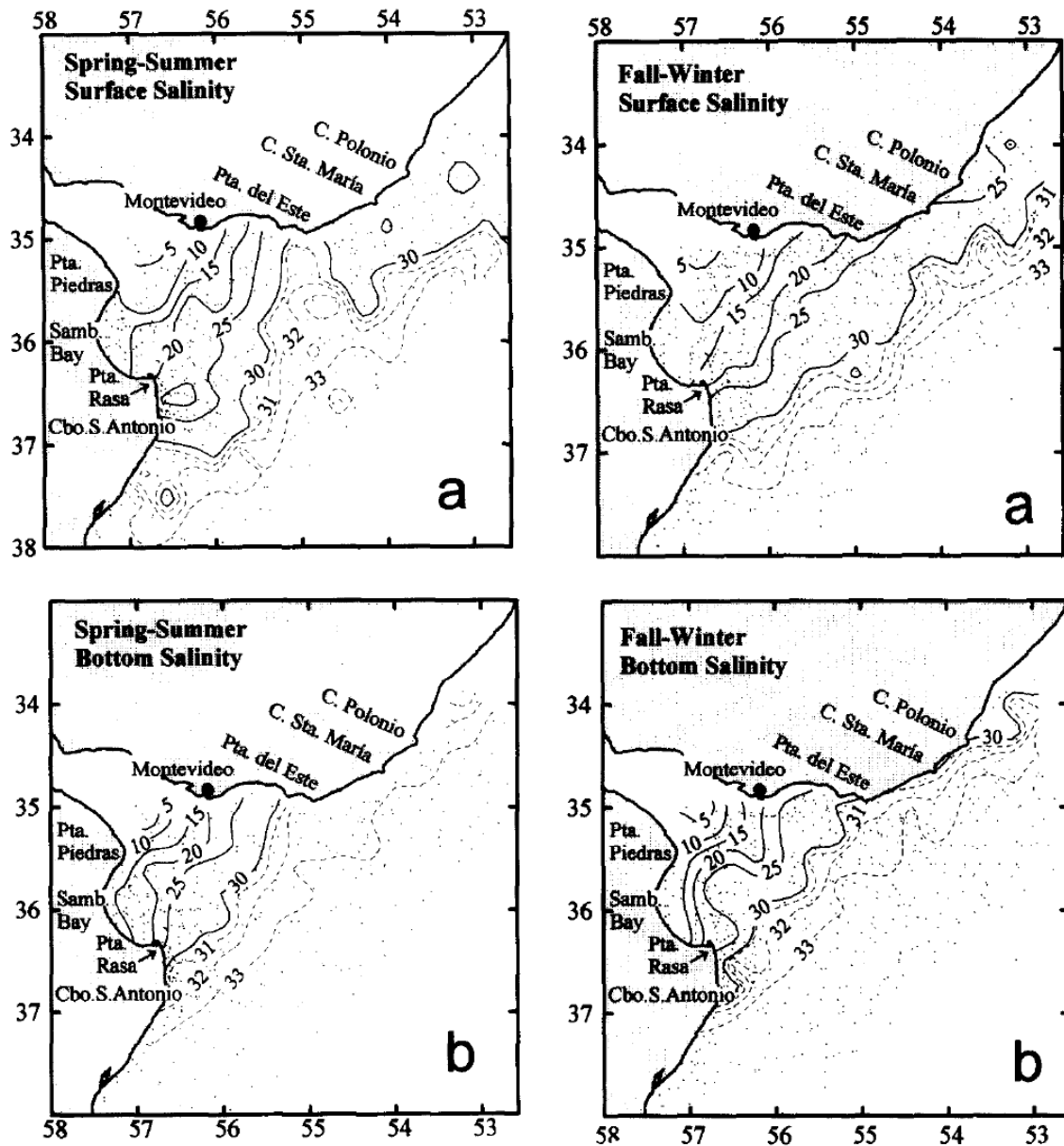


Figura IV-14 Isohalinas estacionales en superficie y fondo utilizadas para la validación del modelo RPP-3D. A izquierda se muestran las figuras correspondientes a la estación primavera-verano, y a derecha las correspondientes a otoño-invierno (Guerrero et al., 1997)

Las condiciones de contorno de temperatura fueron consideradas iguales en todos los forzantes y para todos los escenarios analizados. La elección se centró en no inducir variaciones de densidad en el interior del dominio, por efectos de gradientes de temperatura. De este modo, se busca focalizar los efectos de la salinidad en la circulación interna, discriminándolos de la termodinámica. No obstante, se realizó una simulación considerando condiciones de temperatura

distintas en el océano y los tributarios, correspondiendo a una situación de invierno, para evaluar el rango de incidencia que podría tener la inclusión de la temperatura como variable de estudio.

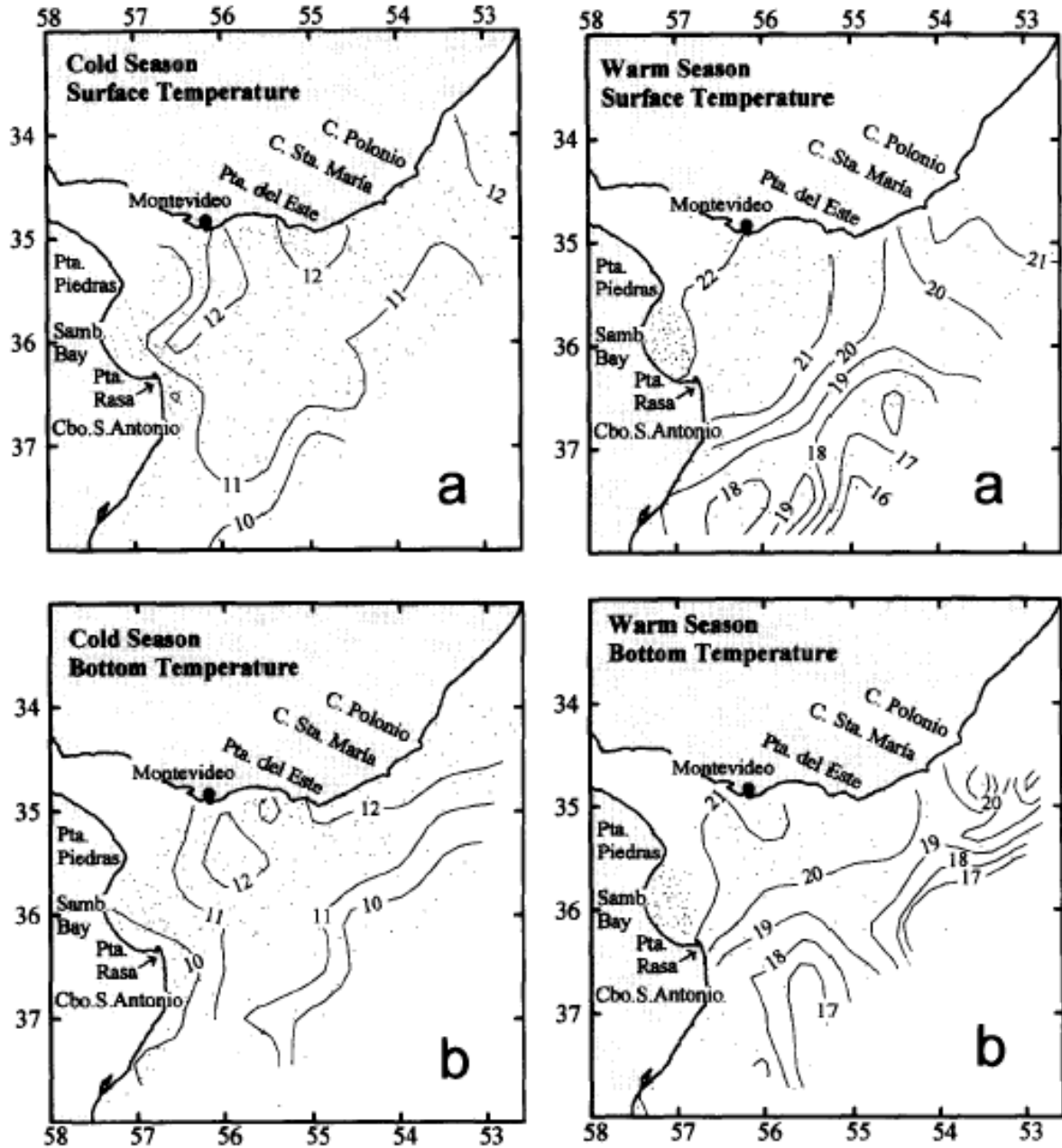


Figura IV-15 Isothermas estacionales en superficie y fondo utilizadas para la validación del modelo RPP-3D. A izquierda se muestran las figuras correspondientes a la estación fría, y a derecha las correspondientes a la estación cálida (Guerrero et al., 1997)

Para las condiciones de contorno de advección de temperatura se asignó como valores de temperatura exterior de la Ec. III-35, 10°C en los bordes oceánicos y 20°C en los ríos tributarios. La consideración de 10°C en el océano para la “Estación Fría” es consistente con la Figura IV-15, mientras que 20°C en los ríos tributarios sobrevalora la temperatura en el interior del Río de la Plata, con el fin de inducir gradientes importantes de temperatura (mayores a los que podríamos esperar en condiciones normales de invierno). Para las condiciones iniciales de temperatura se consideró una variación lineal en el plano horizontal desde los 10°C hasta los 20°C, partiendo desde la línea que une San Clemente sobre la costa argentina, con Punta del Este sobre la costa uruguaya, hasta el frente del Delta del Río Paraná, mientras que no se consideró variación en la dirección vertical.

Las comparaciones de campos de densidad y salinidad para el escenario de invierno muestran que no se producen grandes cambios por efecto de la temperatura. Las imágenes mostradas fueron obtenidas por diferencia directa entre la simulación con condiciones de temperatura homogéneas y condiciones diferenciadas. En el caso de la densidad, se observa que las variaciones son prácticamente despreciables (del orden de $5 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-3}$). Asimismo se aprecia una variación de densidad en todo el interior del Río de la Plata, ya que es en esta zona del dominio de cálculo donde se introdujo la variación de temperatura. En el caso de la salinidad, las máximas variaciones son del orden de +/-1 psu en superficie, y aún más reducidas en fondo, con zonas muy acotadas con valores superiores a estos umbrales. El gráfico de temperatura presentado en la Figura IV-20 muestra que efectivamente, considerar valores exteriores homogéneos en las ecuaciones de advección de temperatura Ec. III-35, en todos los bordes abiertos del dominio a lo largo de todo el período de simulación, no provoca cambios en los patrones de temperatura internos al dominio de cálculo. A su vez, se observa en esta figura una inestabilidad controlada en la zona cercana al borde Sur, que alcanza valores muy reducidos.

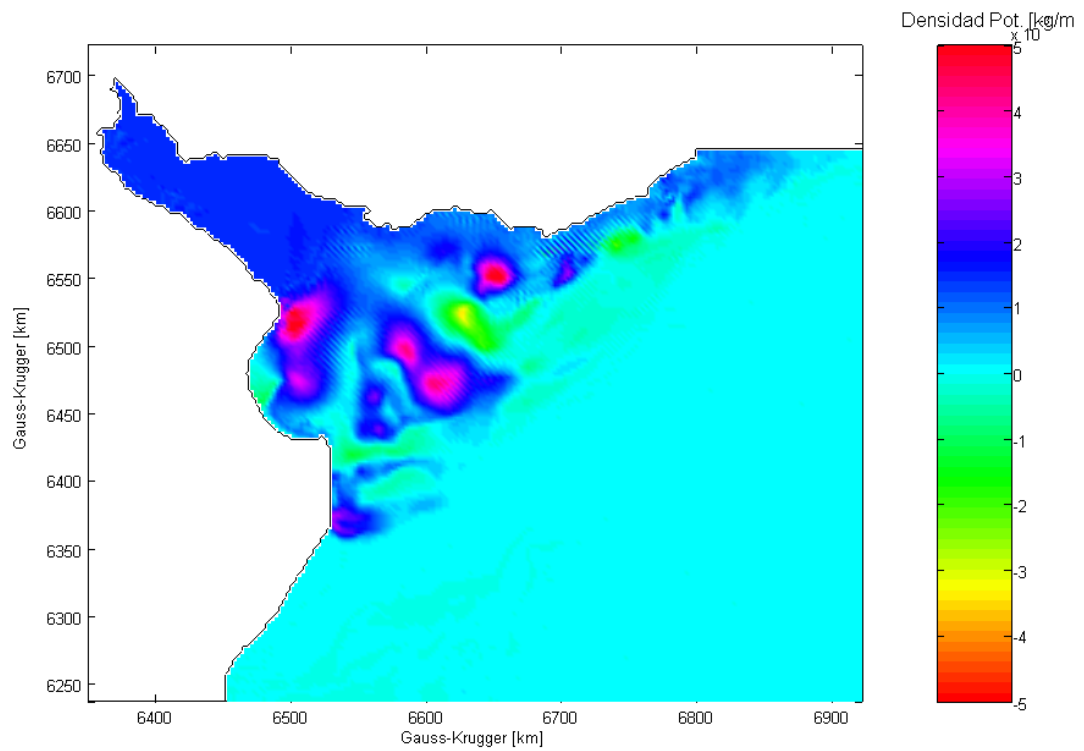


Figura IV-16 Diferencias de densidad en superficie entre las simulaciones con temperatura homogénea y condiciones de contorno diferenciadas en bordes oceánicos y tributarios

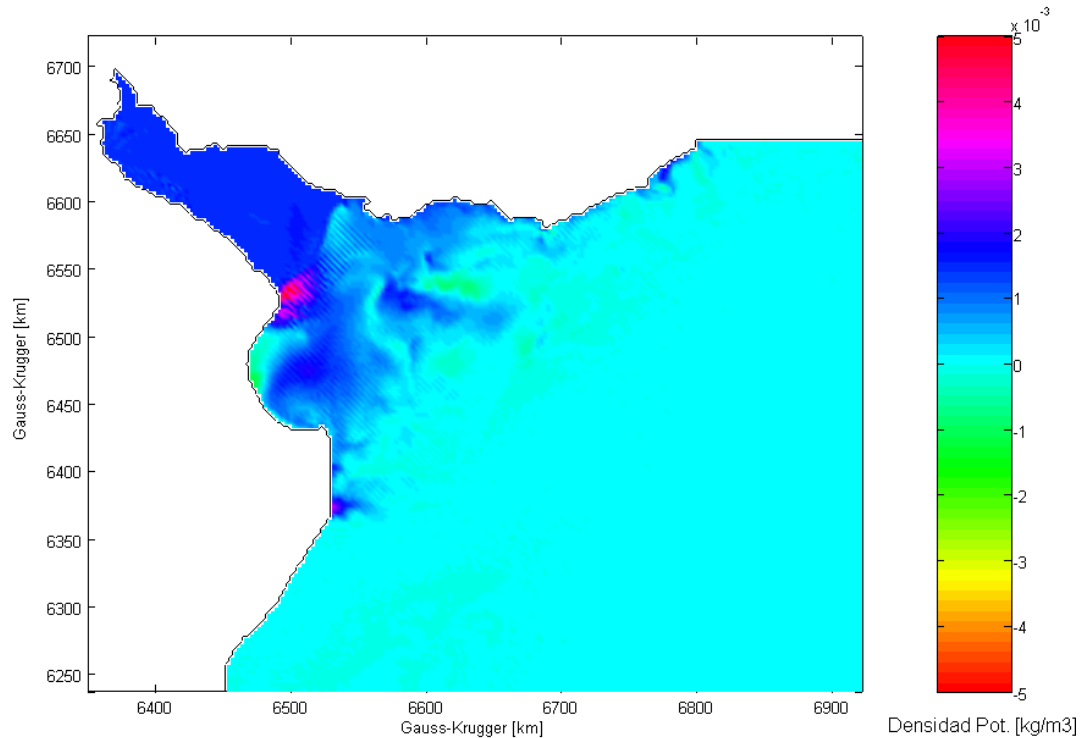


Figura IV-17 Diferencias de densidad en fondo entre las simulaciones con temperatura homogénea y condiciones de contorno diferenciadas en bordes oceánicos y tributarios

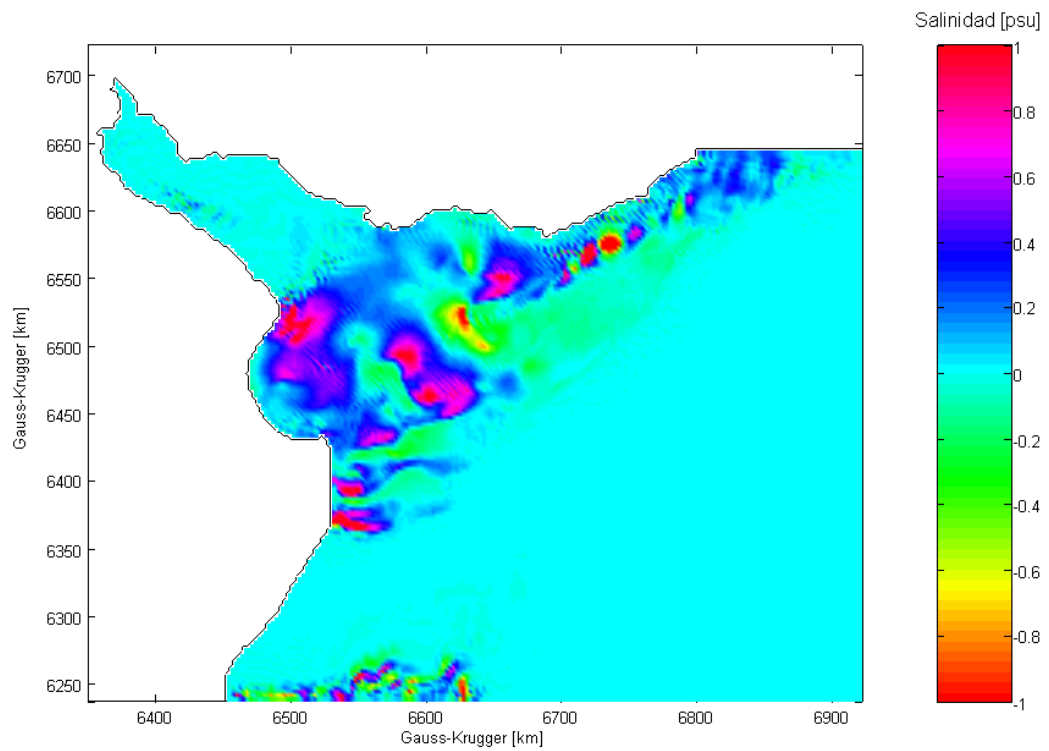


Figura IV-18 Diferencias de salinidad en superficie entre las simulaciones con temperatura homogénea y condiciones de contorno diferenciadas en bordes oceánicos y tributarios

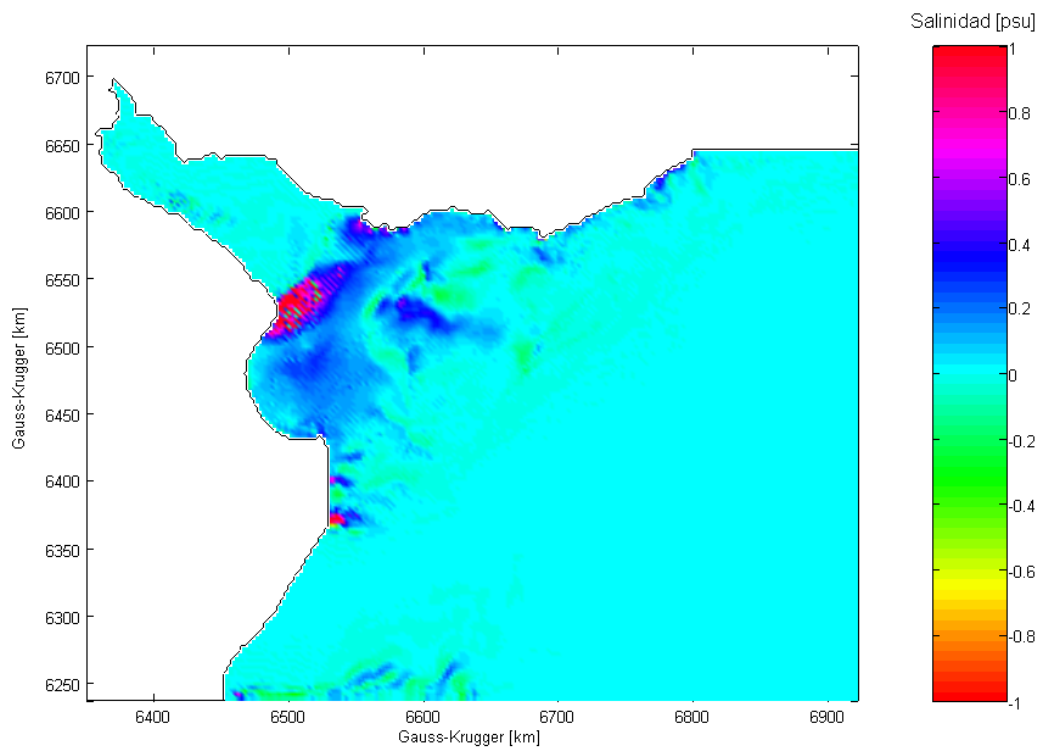


Figura IV-19 Diferencias de salinidad en fondo entre las simulaciones con temperatura homogénea y condiciones de contorno diferenciadas en bordes oceánicos y tributarios

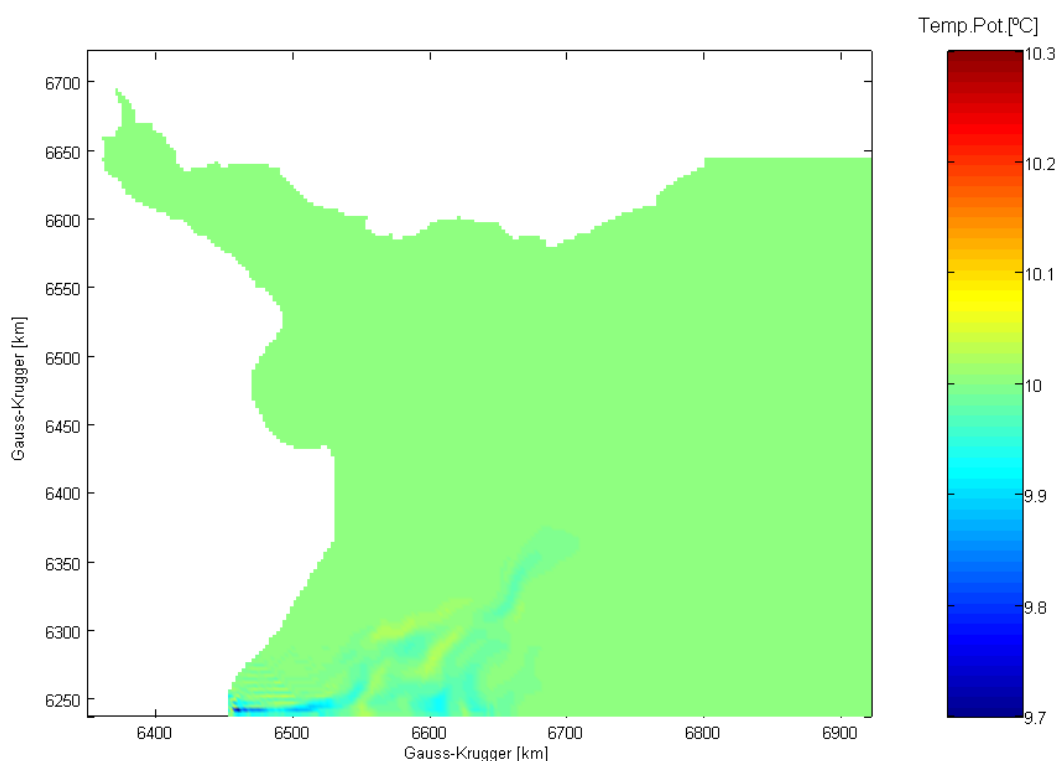


Figura IV-20 Campo instantáneo de temperatura a los 70 días de simulación. Se observa una inestabilidad muy reducida y controlada en el borde Sur. El resto del dominio permanece con variaciones nulas.

IV-1.5 Elección de los pasos temporales

La discretización temporal del modo externo del modelo RPP-3D se realizó acorde a la exposición desarrollada en la sección III-3.3. Considerando una altura máxima de 4500 m (extremo S-E del dominio de cálculo), la celeridad máxima de las ondas de gravedad externas estimadas es del orden de 420 m s^{-1} . Siendo los pasos de malla de 2500 m en ambas direcciones horizontales, para validar la Ec. III-12, el paso de tiempo del modo externo no debe superar los 4.21 segundos. Por lo tanto, el paso finalmente elegido para este modo fue de 4.00 segundos.

Para el caso del modo interno, el paso de tiempo fue elegido en base a ensayos realizados con el modelo en operación. Se partió de un valor igual a 80 veces el paso de tiempo del modo externo, aconsejado por la Guía de Usuario del POM para condiciones típicas en áreas costeras (Mellor, 2003). Es decir, el Δt_{3D} elegido originalmente fue de 320 segundos. Los primeros ensayos con estos pasos de tiempo mostraron signos de inestabilidad al poco tiempo de iniciadas las simulaciones. Sistemáticamente se fue disminuyendo el paso de tiempo del modo interno, hasta

determinar su valor definitivo de 200 segundos. Es decir, por cada paso del modo interno, el POM calcula 50 veces las ecuaciones del modo externo.

Se verifica que las otras restricciones a los pasos temporales no son limitantes. En el caso del parámetro geostrófico f , el mismo alcanza para la máxima latitud un valor del orden de 10^{-5} , con lo cual no representa ninguna imposición a los pasos de tiempo ya calculados.

Las limitaciones por estabilidad numérica del modelo, que imponen un paso de tiempo de 4 segundos para el modo barotrópico y 200 segundos para el modo baroclínico, conducen a tiempos de procesamiento sumamente prolongados del modelo RPP-3D con la tecnología actual de computadoras personales (en modo serial). Por tal motivo, como se verá más adelante, la cantidad de escenarios elegidos para generar las predicciones del desplazamiento de la cuña salina se limitó a una serie de casos considerados representativos.

IV-2 Validación del modelo

IV-2.1 Metodología de validación

La validación del modelo RPP-3D se llevó a cabo en dos etapas. En la primera etapa se analizó la respuesta de las ondas superficiales (modo barotrópico), mientras que en la segunda, la de las ondas internas (modo baroclínico).

Para la primera etapa se ensayó un escenario de calma, es decir, motorizado solamente por la marea astronómica pura y las descargas continentales de los tributarios. El mismo fue denominado “**E**scenario de validación del modo barotrópico” (**Eva-0**). Se compararon las series temporales de elevación superficial en distintas estaciones de registro con las obtenidas con el modelo RPP-2D, para el período de calibración del mismo. Dicha calibración del modelo RPP-2D se efectuó mediante comparaciones con las predicciones de marea del Servicio de Hidrografía Naval de Argentina, publicadas en las Tablas de Marea (SHN, 1997).

Para la segunda etapa se ensayaron dos escenarios, uno correspondiente a condiciones meteorológicas medias de invierno y otro a medias de verano. Los mismos fueron denominados “**E**scenario de validación para condiciones medias de Invierno” (**Eva-I**), y “**E**scenario de validación para condiciones medias de Verano” (**Eva-V**). La validación se efectuó comparando las distribuciones de salinidad superficial y de fondo, con las obtenidas a partir de datos de campo para los períodos abril–agosto (*otoño–invierno*) y octubre–febrero (*primavera–verano*) con información recabada durante el período 1966-1995 en 1600 estaciones hidrográficas (Guerrero et al., 1997).

Como forma adicional de verificación se extrajeron secciones verticales de salinidad. Las mismas fueron construidas en correspondencia con las trazas *a*, *b* y *c* de la Figura IV-21, las cuales se corresponden en forma aproximada con las utilizadas por Guerrero et al. (1997) para la construcción de secciones verticales de salinidad. Estas últimas, fueron generadas a partir de mediciones instantáneas durante los meses de Agosto de 1992 y Noviembre de 1994, utilizándose en este trabajo para comparaciones de invierno y de verano, respectivamente. Sin embargo, estos cortes son comparados sólo para verificar los rasgos principales de la estratificación vertical de la cuña salina, ya que el carácter instantáneo con el cual fueron concebidos no permite hacer extensible estas observaciones a resultados medios en forma directa.

Cabe hacer la aclaración que los mapas de salinidad extraídos de Guerrero et al., indican valores en unidades *SU* (*Salinity Units*), mientras que los resultados obtenidos con las simulaciones del RPP-3D están dados en *PSU* (*Practical Salinity Units*). No obstante, las diferencias en los métodos de determinación de la salinidad no son consideradas significativas en las comparaciones que en este trabajo se presentan. Tal simplificación se basa la incertidumbre propia del proceso de simulación, la confiabilidad de las condiciones de contorno que motorizan el problema, y el grado de desconocimiento de las condiciones particulares bajo las cuales fueron construidos los mapas de salinidad de Guerrero et al. Otra observación importante es que en los mapas de salinidad de Guerrero et al. (1997), aparecen dos trazos distintos para identificar las isohalinas. Ante la falta de conocimiento acerca de cual fue el motivo por el cual se graficó con esta distinción, los resultados a partir de los 25 psu son analizados con mayor precaución, ya que podrían corresponderse a mediciones poco precisas. No obstante, estos mapas construidos a partir de mediciones son la fuente más completa que se pudo obtener de la bibliografía existente, motivo por el que se decidió su utilización.

Tanto en el caso de invierno como en el de verano se muestran los mapas de derivas netas para la superficie, fondo y medias. La observación de las corrientes de deriva son utilizadas posteriormente para correlacionar patrones en la distribución de la cuña salina.

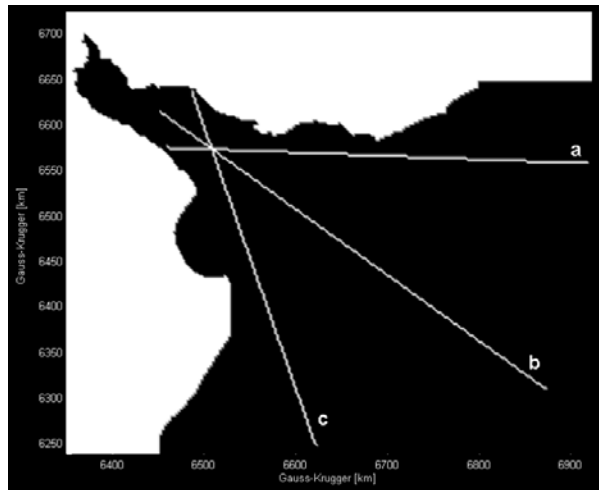


Figura IV-21 Trazas de cortes para representación de secciones verticales de salinidad. El punto de intersección entre ellas se corresponde con el origen adoptado por Guerrero et al (1997)

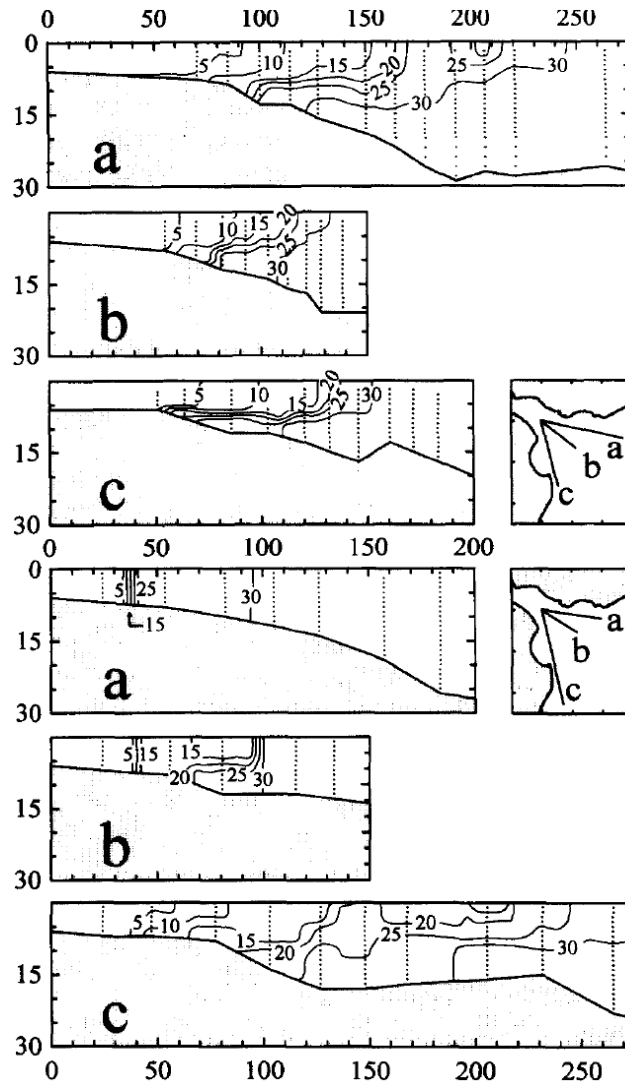


Figura IV-22 Secciones verticales de salinidad a) Agosto de 1992, b) Noviembre de 1995 (Guerrero et al., 1997). Sobre el eje vertical se indica la profundidad en metros y sobre el eje horizontal la distancia en kilómetros.

IV-2.2 Validación del modo barotrópico

El período de simulación se extiende desde el 27/01/1997 hasta el 28/02/1997. En la Figura IV-23 se muestra la onda de marea incidente al dominio del RPP-3D, por el vértice S-O (coincidente con la ubicación del Puerto de Mar del Plata), producida por el RPP-2D. Allí también se muestra la onda predicha por el SHN para esa estación, observándose un acuerdo satisfactorio entre ambas.

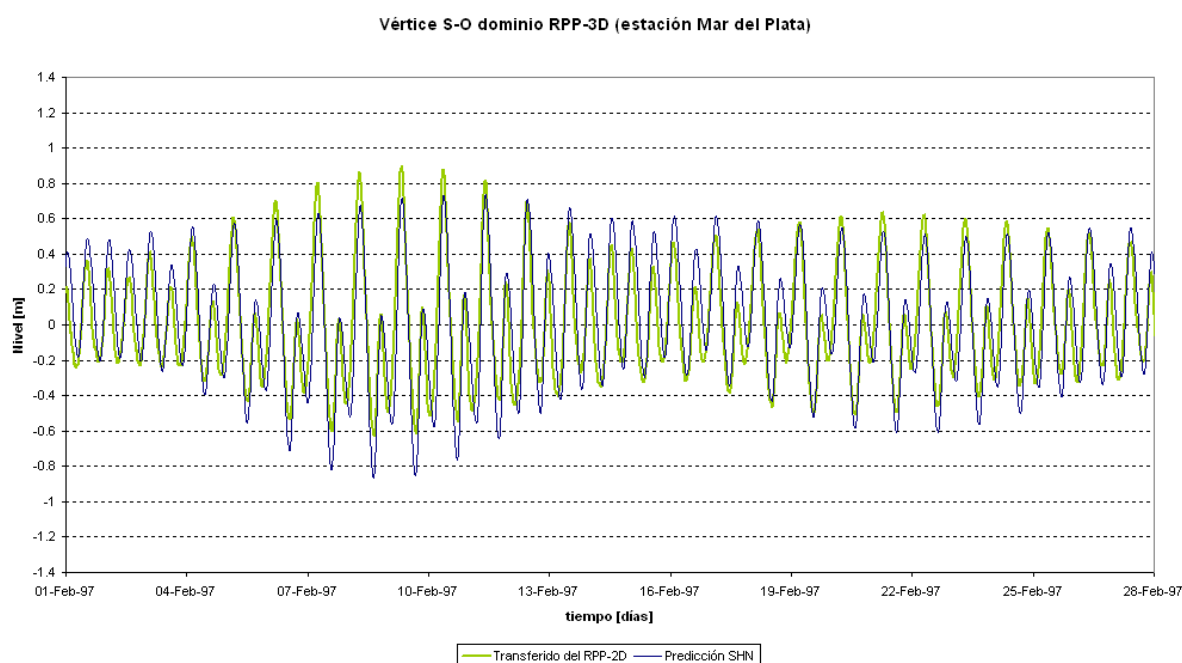


Figura IV-23 Oscilación de la onda de marea incidente al modelo RPP-3D, transferida desde el modelo RPP-2D. Se muestra la comparación con la onda de marea predicha por el SHN para el Puerto de Mar del Plata, luego de haber filtrado el nivel medio en ambos casos para la comparación respecto del cero.

En la Figura IV-24 se observa la envolvente de amplitudes para la onda de marea que ingresa al dominio del RPP-3D, transferida desde el RPP-2D. Se ve claramente que esta onda cumple con las características propias a una onda de Kelvin, tal como se explicara anteriormente. Se observa una clara atenuación del tipo exponencial en el sentido transversal a la dirección principal de propagación. A su vez, esta figura muestra cómo se distribuye la energía de onda a lo largo del borde Sur.

Para las condiciones iniciales de salinidad se supuso una variación lineal en el plano horizontal desde la línea imaginaria que une San Clemente sobre la costa argentina, con Punta del Este sobre

la costa uruguaya, con un valor de 33 psu, hasta el frente del Delta del Río Paraná, alcanzando un valor nulo. Verticalmente se consideró una condición inicial de salinidad homogénea.

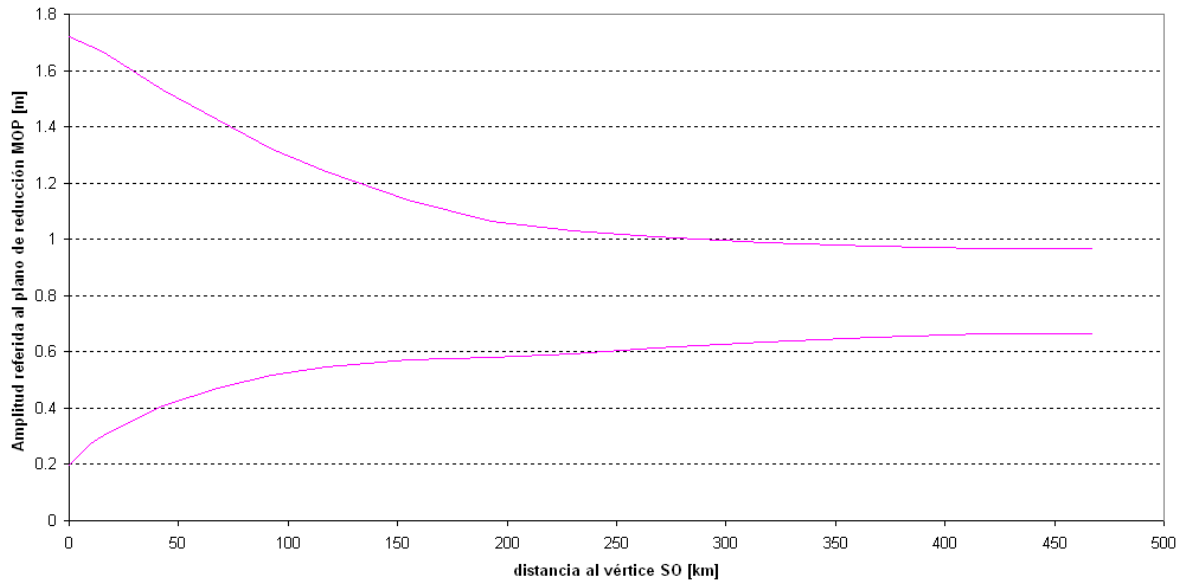


Figura IV-24 Envolvente de amplitudes para la onda de marea entrante por el borde Sur

Las comparaciones de niveles se llevaron a cabo para distintas estaciones de registro, en coincidencia con estaciones de predicción de marea del SHN. En todos los casos se sustrajo el nivel medio correspondiente para poder efectuar dichas comparaciones en gráficos superpuestos. Las estaciones utilizadas corresponden a las identificadas como 1 a 9 en la Tabla IV-4 (las estaciones 10 a 13 fueron usadas en los escenarios siguientes para evaluar la evolución de la concentración de sal). La ubicación en el plano horizontal del conjunto de estaciones se indica en la Figura IV-1.

<i>Nº</i>	<i>Estación</i>	<i>Latitud (S)</i>	<i>Longitud (O)</i>
1	San Clemente	36°21'	56°23'
2	Torre Oyarvide	35°06'	57°08'
3	La Plata	34°50'	57°53'
4	Buenos Aires	34°34'	58°23'
5	Montevideo	34°55'	56°13'
6	Colonia	34°28'	57°51'
7	Martín García	34°11'	58°15'
8	Punta del Este	34°58'	54°57'
9	La Paloma	34.41'	54.12'
10	110-120	35.25'	55.45'
11	132-110	35.35'	55.10'
12	155-100	36.00'	54.50'
13	177-90	36.15'	54.00'

Tabla IV-4 Estaciones de registro utilizadas en las simulaciones del modelo RPP-3D

En la Figura IV-25 a Figura IV-33 se presenta la comparación de niveles para las series temporales registradas en las estaciones 1 a 9. Las comparaciones se presentan para el mes de febrero de 1997 completo. Se observa un alto grado de acuerdo con los resultados obtenidos con el modelo RPP-2D, lo cual es considerado suficiente para considerar validado el modo barotrópico. Como referencia también se muestran las predicciones del SHN.

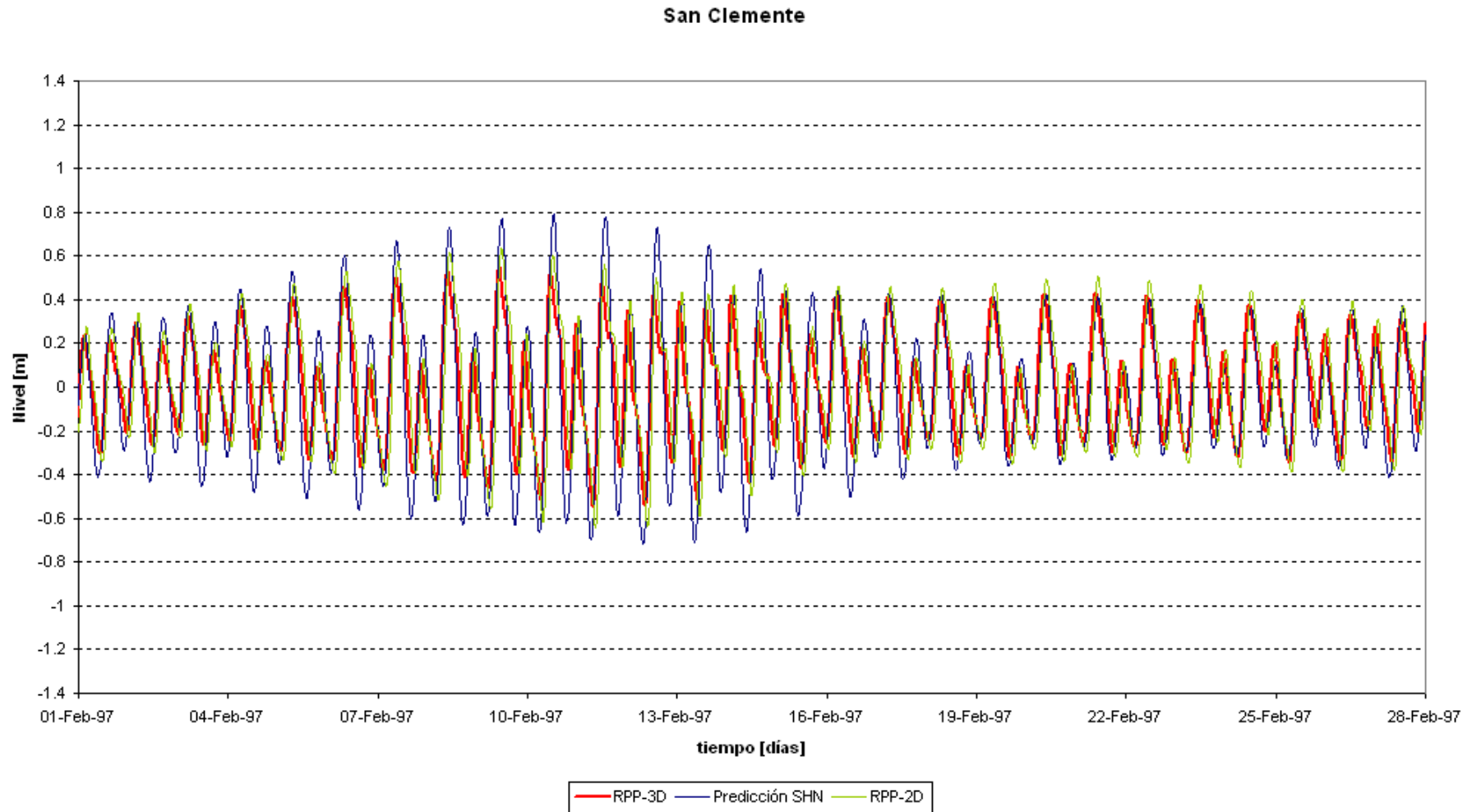


Figura IV-25 Oscilaciones de la elevación superficial respecto del nivel medio para la estación San Clemente. Se compara en forma superpuesta con los resultados del modelo RPP-2D y con las Tablas de Marea predichas por el SHN

Torre Oyarvide

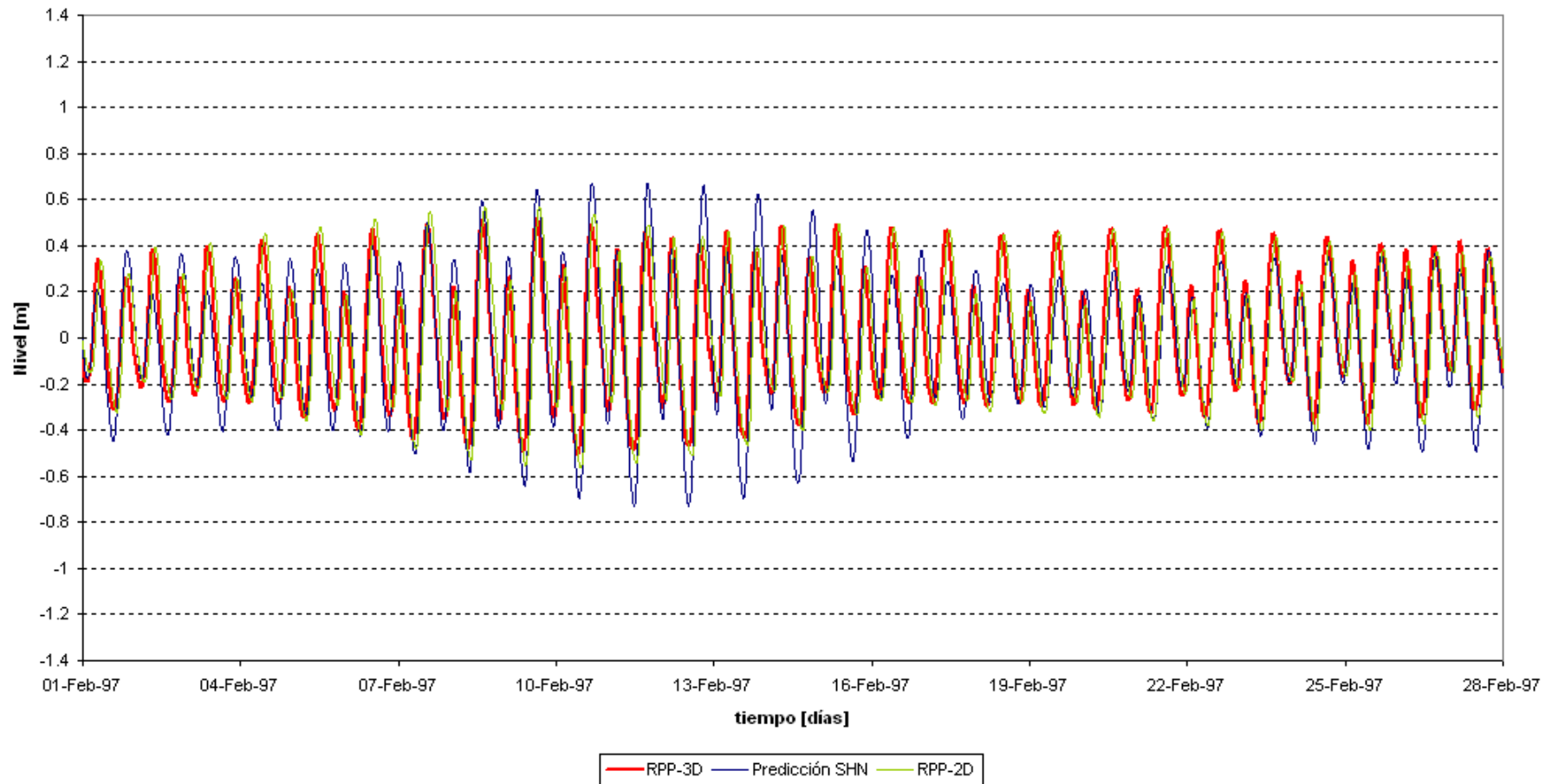


Figura IV-26 Oscilaciones de la elevación superficial respecto del nivel medio para la estación Torre Oyarvide. Se compara en forma superpuesta con los resultados del modelo RPP-2D y con las Tablas de Marea predichas por el SHN

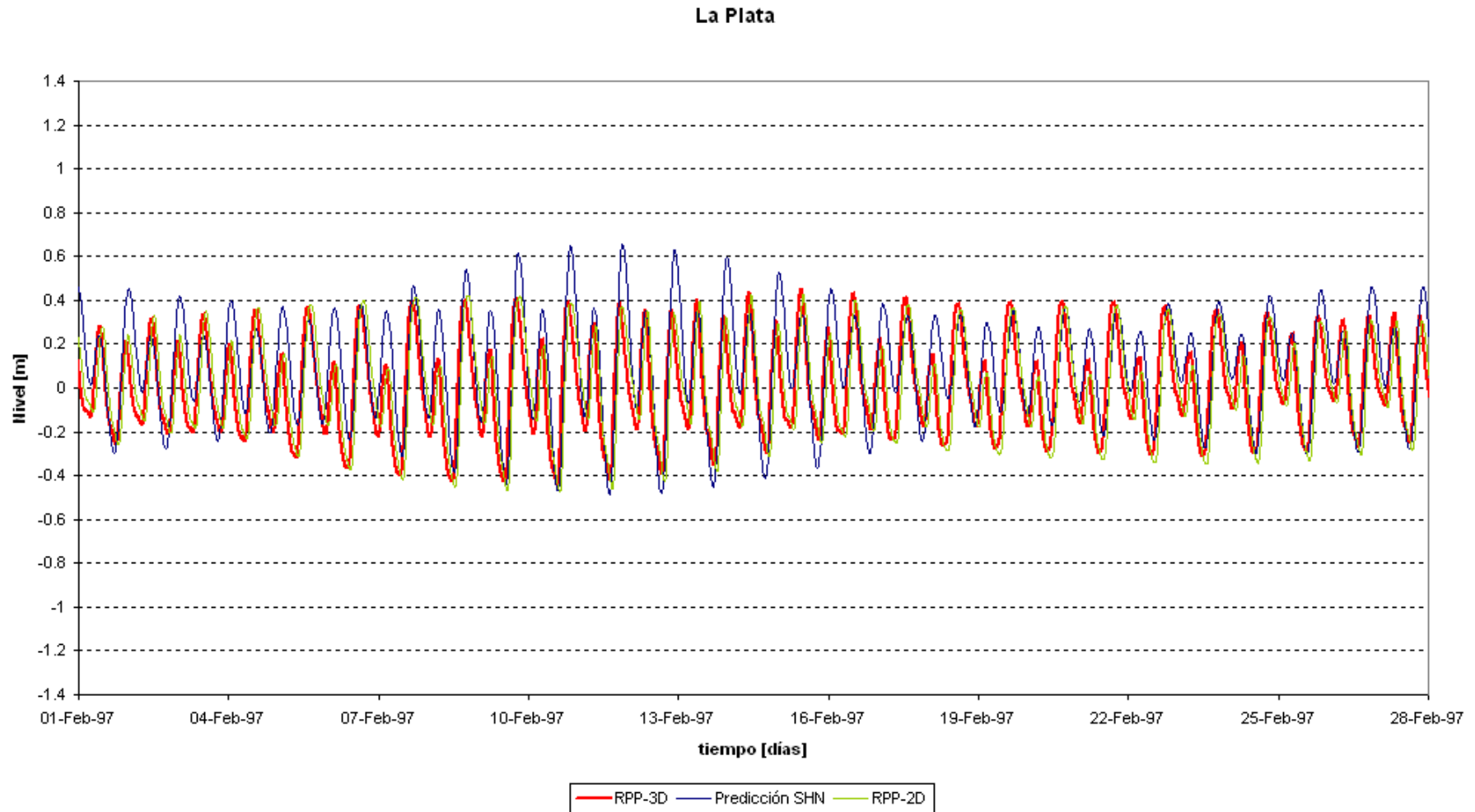


Figura IV-27 Oscilaciones de la elevación superficial respecto del nivel medio para la estación La Plata. Se compara en forma superpuesta con los resultados del modelo RPP-2D y con las Tablas de Marea predichas por el SHN

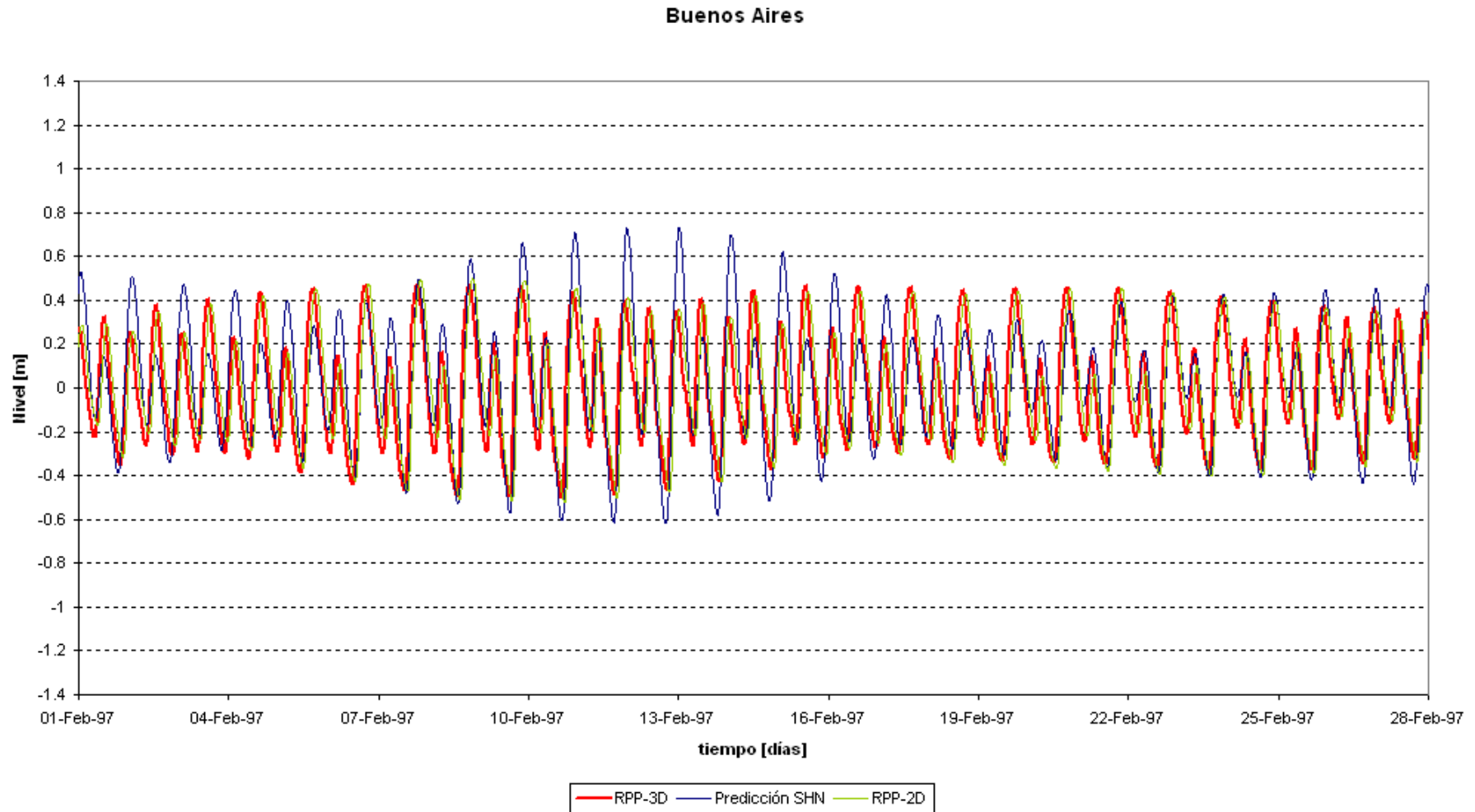


Figura IV-28 Oscilaciones de la elevación superficial respecto del nivel medio para la estación Buenos Aires. Se compara en forma superpuesta con los resultados del modelo RPP-2D y con las Tablas de Marea predichas por el SHN

Montevideo

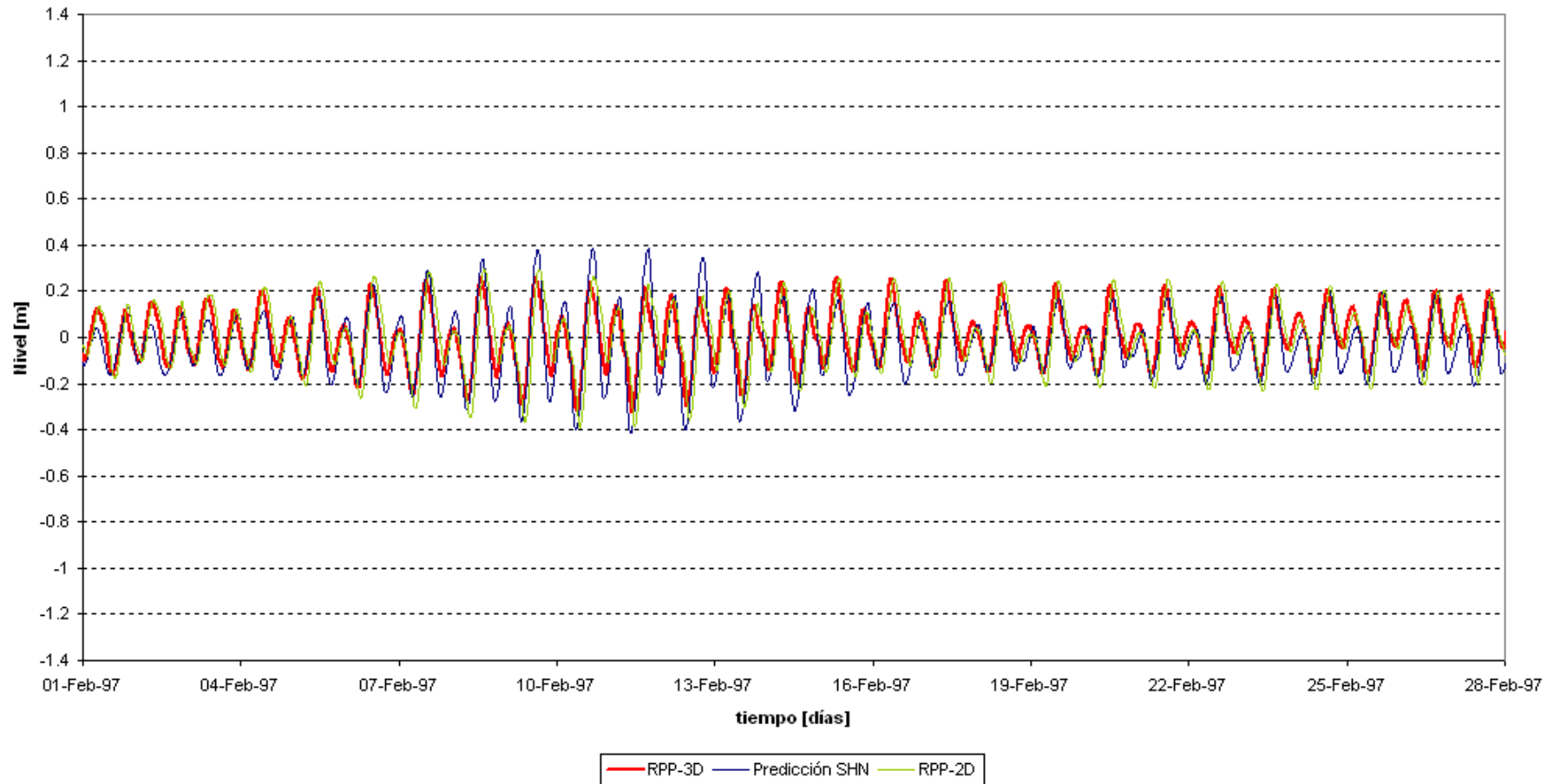


Figura IV-29 Oscilaciones de la elevación superficial respecto del nivel medio para la estación Montevideo. Se compara en forma superpuesta con los resultados del modelo RPP-2D y con las Tablas de Marea predichas por el SHN

Colonia

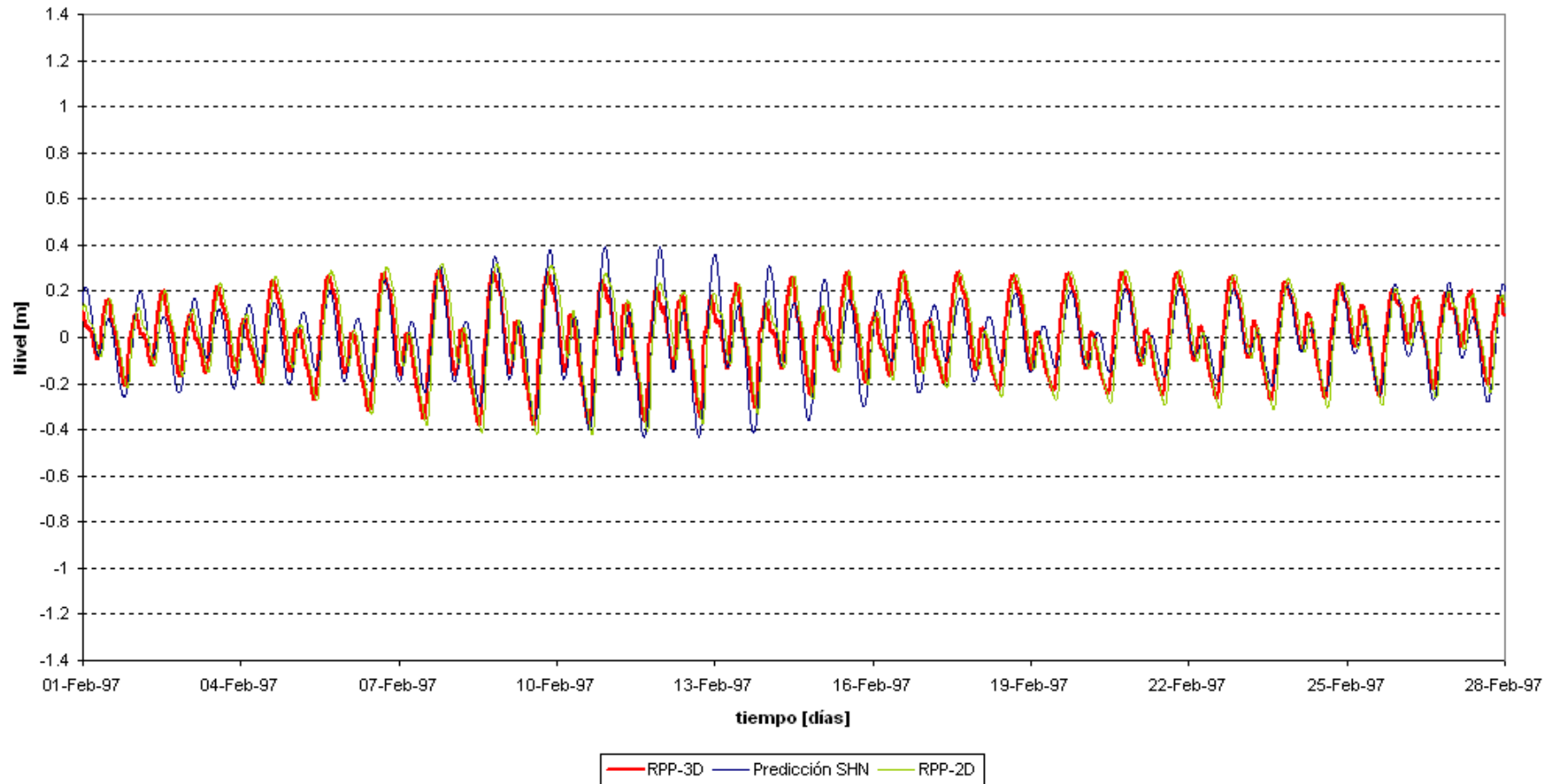


Figura IV-30 Oscilaciones de la elevación superficial respecto del nivel medio para la estación Colonia. Se compara en forma superpuesta con los resultados del modelo RPP-2D y con las Tablas de Marea predichas por el SHN

Martín García

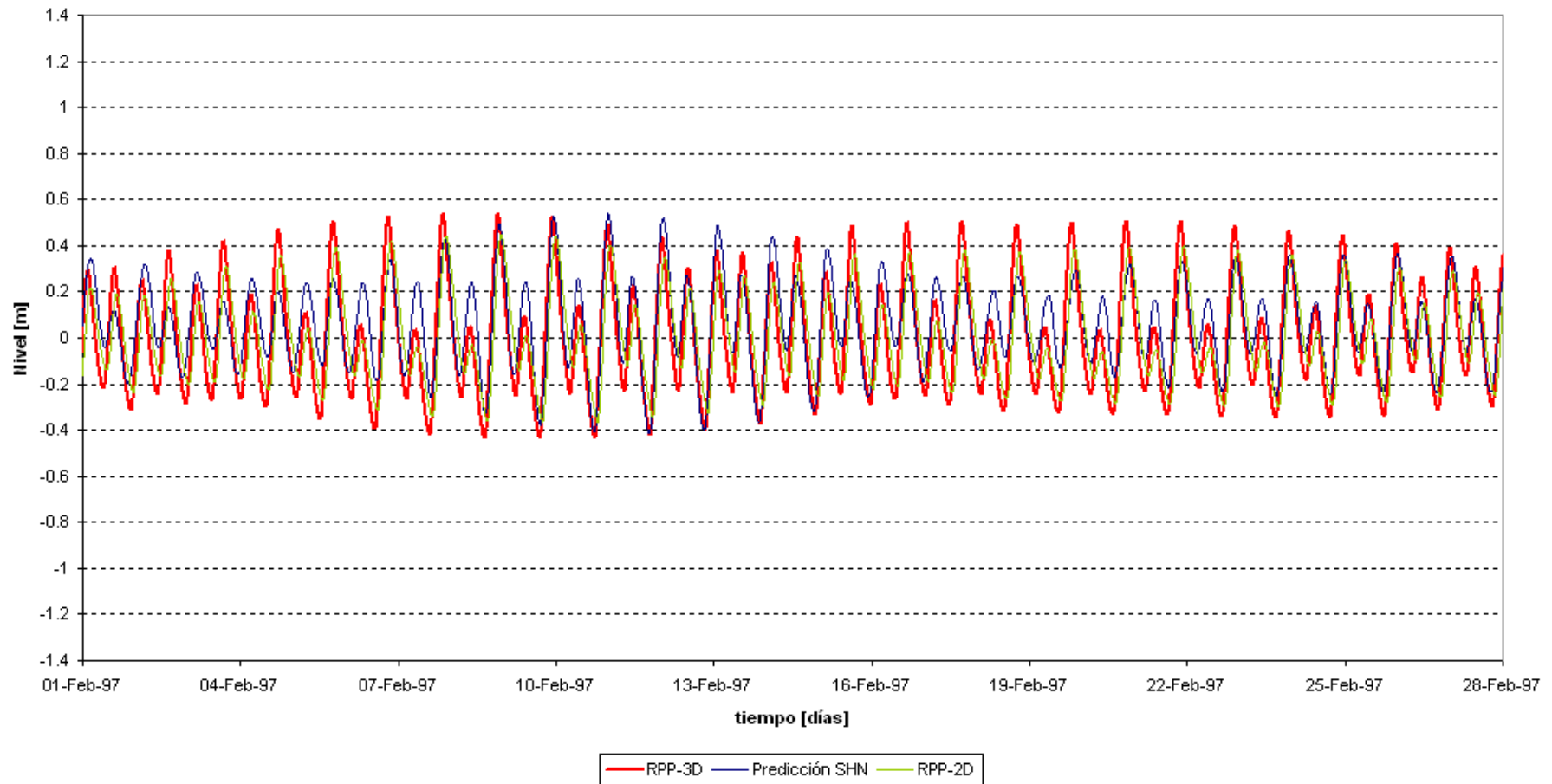


Figura IV-31 Oscilaciones de la elevación superficial respecto del nivel medio para la estación Martín García. Se compara en forma superpuesta con los resultados del modelo RPP-2D y con las Tablas de Marea predichas por el SHN

Punta del Este

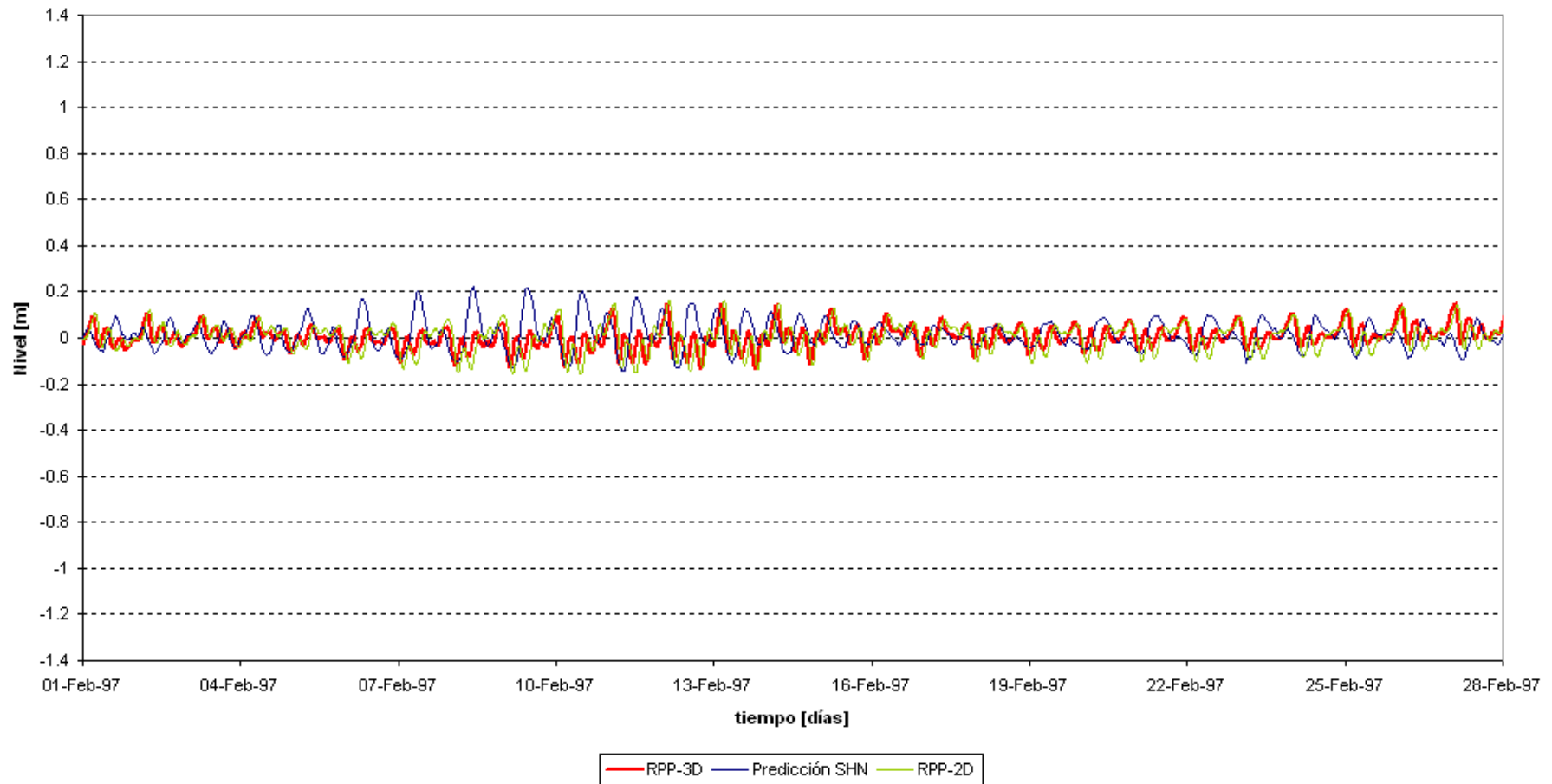


Figura IV-32 Oscilaciones de la elevación superficial respecto del nivel medio para la estación Punta del Este. Se compara en forma superpuesta con los resultados del modelo RPP-2D y con las Tablas de Marea predichas por el SHN

La Paloma

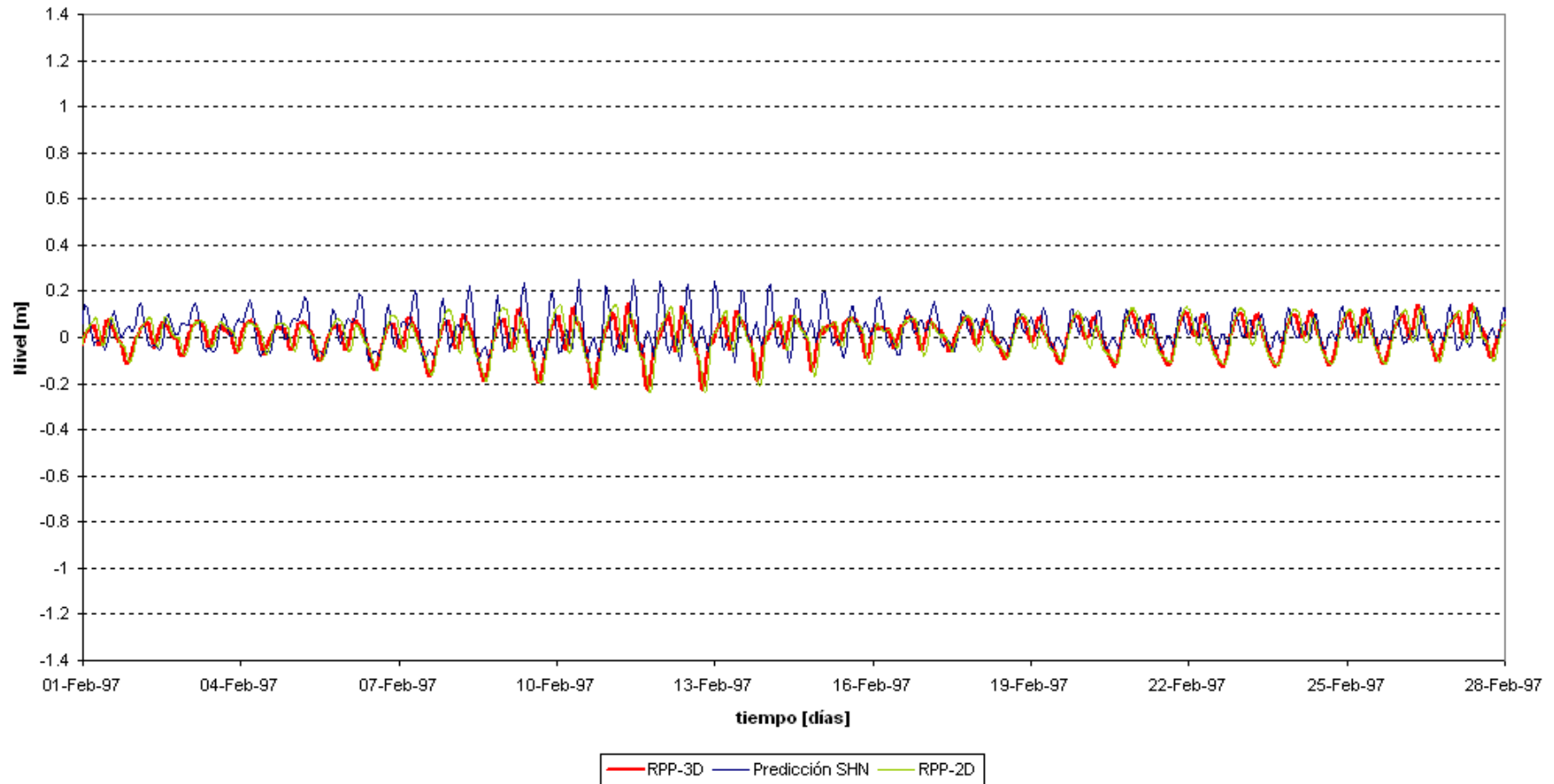


Figura IV-33 Oscilaciones de la elevación superficial respecto del nivel medio para la estación La Paloma. Se compara en forma superpuesta con los resultados del modelo RPP-2D y con las Tablas de Marea predichas por el SHN

Con el fin de verificar la correspondencia entre las velocidades promediadas verticalmente del modo barotrópico y las velocidades del modo baroclínico, se generó una rutina en Matlab 6.0 que toma secuencialmente las matrices de cada nivel sigma con los resultados de las componentes horizontales de la velocidad del modo 3D, realiza una promediación y lo compara con la matriz de resultados de velocidad del modo 2D mediante la diferencia punto a punto.

El resultado obtenido se muestra en la Figura IV-34 y Figura IV-35. Se observa el alto grado de correspondencia entre ambos modos. Las diferencias son del orden de $1 \cdot 10^{-4}$, salvo en las inmediaciones del Frente del Delta del Río Paraná, donde se hacen presentes las descargas de los tributarios, y aún así no superan los $7 \cdot 10^{-4}$ (Figura IV-35). Además no se identifican patrones definidos en las direcciones de los vectores velocidad, lo cual significa que dichas diferencias pueden ser interpretadas como no significativas.

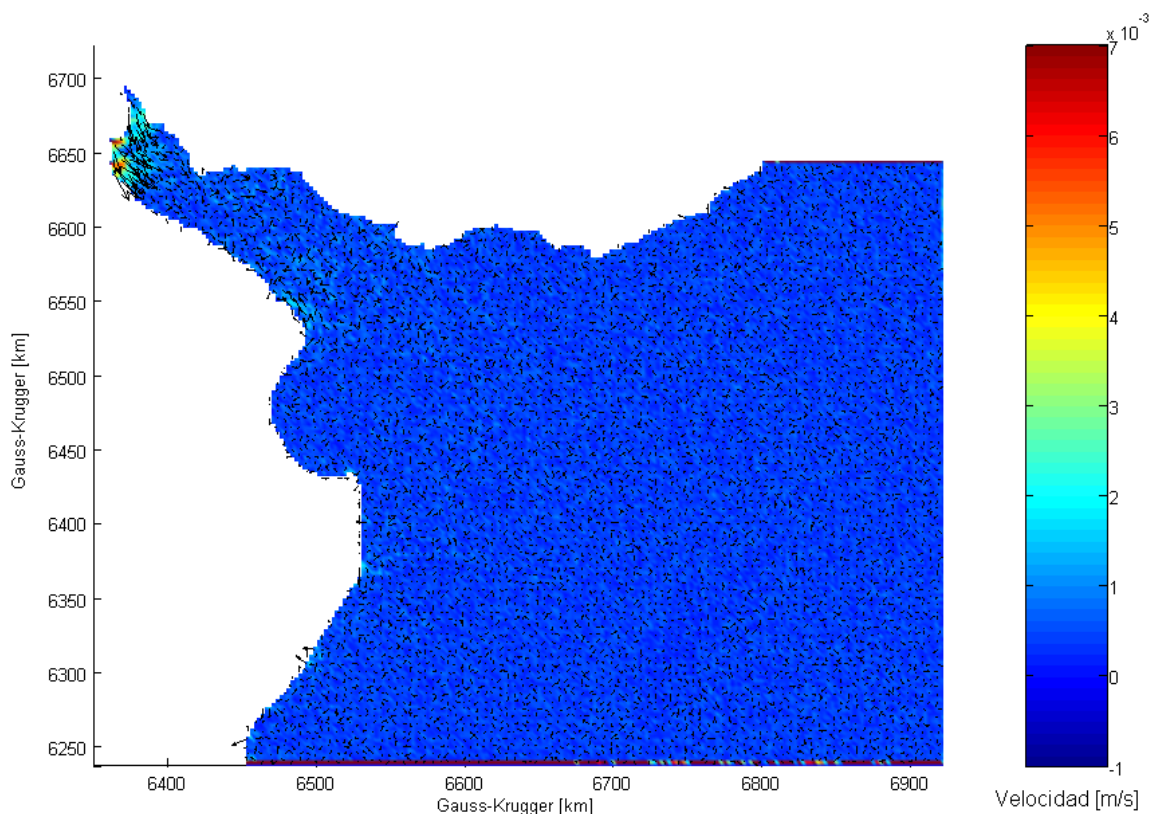


Figura IV-34 Diferencias entre la promediación vertical de velocidades instantáneas del modo 3D y la velocidad instantánea del modo 2D. El mapa de colores indica el valor módulo de la diferencia de velocidades (en m s^{-1})

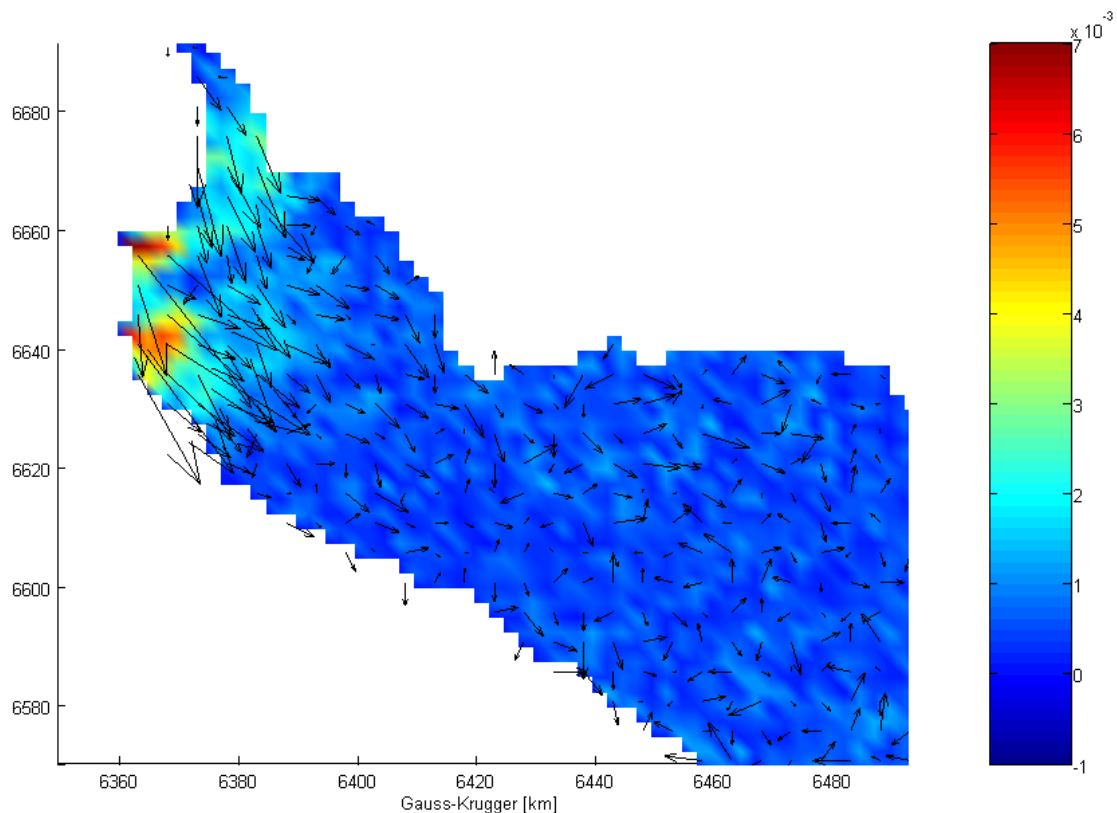


Figura IV-35 Detalle de las diferencias entre la premediación vertical de velocidades instantáneas del modo 3D y la velocidad instantánea del modo 2D. El mapa de colores indica el valor módulo de la diferencia de velocidades (unidades en m s^{-1})

La resistencia al movimiento del fluido proveniente de la generación de turbulencia en el fondo constituye uno de los principales mecanismos para la disipación de energía. En forma complementaria a las comparaciones anteriormente expuestas, se incluye un análisis sobre la disipación de energía que se produce por fricción de fondo, debido a los efectos de la capa límite. La cuantificación de la rugosidad efectiva se llevó a cabo mediante el ajuste del coeficiente de Manning (Ec. III-27). Como fuera explicado anteriormente, el coeficiente de rugosidad de Manning fue elegido constante en todo el dominio de cálculo e igual a 0.015. A modo de verificar la elección del valor del coeficiente de Manning, se agregó en el código fuente del POM un algoritmo capaz de cuantificar las tasas de disipación de energía por fricción de fondo. Acorde con el trabajo de Simionato et al. (2001) el cálculo de la disipación de energía se llevó a cabo mediante la siguiente expresión propuesta por Davies et al. (1985),

$$E_b = \frac{1}{\Delta t} C_D^b \rho \int_{t_1}^{t_2} (u_b^2 + v_b^2)^{3/2} dt \quad \text{Ec. IV-3}$$

Con los resultados obtenidos del presente ensayo de validación, se generó el mapa de disipación de energía por fricción de fondo de la Figura IV-36. El intervalo de tiempo para la integración fue tomado a partir de los 70 días de simulación, para asegurar el estado de régimen hasta el final de la misma. Esta figura puede ser comparada con la Figura IV-37 obtenida con el modelo HamSOM-CIMA para un tiempo de 12 horas, lo cual representa aproximadamente un período de la componente M2 de la onda de marea. En ambos casos y, en líneas generales, se manifiestan los mismos patrones de disipación aunque el HamSOM-CIMA no muestra el efecto de disipación en las desembocaduras de los ríos tributarios, debido seguramente a una inadecuada representación de las profundidades. En el Río de la Plata Interior se observa una fuerte disipación de energía sobre la costa argentina, disminuyendo hacia la costa uruguaya hasta alcanzar valores reducidos. En coincidencia con Punta Piedras y Punta Rasa se produce una gran disipación, extendiéndose entre los extremos de Bahía Samborombón. No obstante, se observa una escasa disipación de energía en el interior de la bahía. Asimismo, existe una fuerte disipación en la zona cercana a la desembocadura de los ríos tributarios, principalmente sobre la isla de Martín García a las salidas del Río Uruguay y el Río Paraná Guazú. Dicha disipación de energía se manifiesta debido a las importantes descargas provenientes de estos ríos, en combinación con las relativamente bajas profundidades de agua. Los picos de disipación adyacentes a los bordes abiertos del modelo son efectos de las condiciones de contorno, de modo que no deben ser considerados representativos de las tasas de disipación reales en esas zonas.

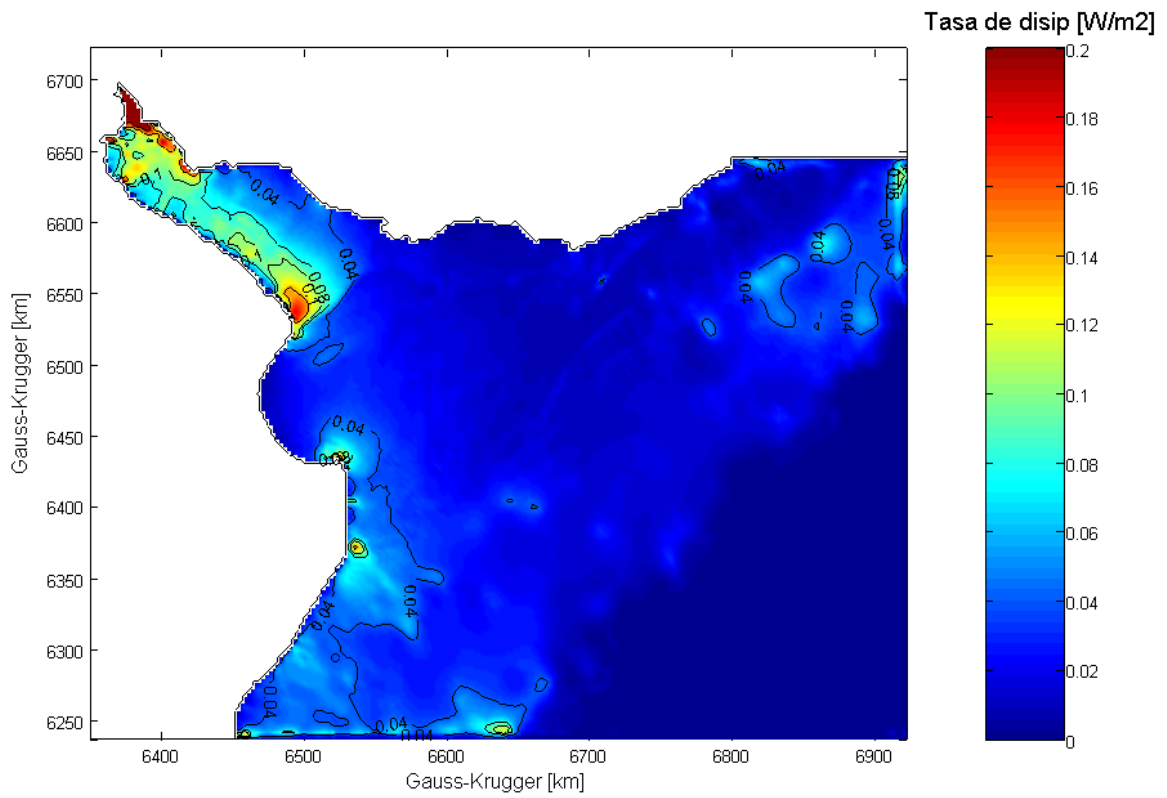


Figura IV-36 Tasa media de disipación de energía por fricción de fondo, expresado en Wm^{-2} calculado según la Ec.

IV-3

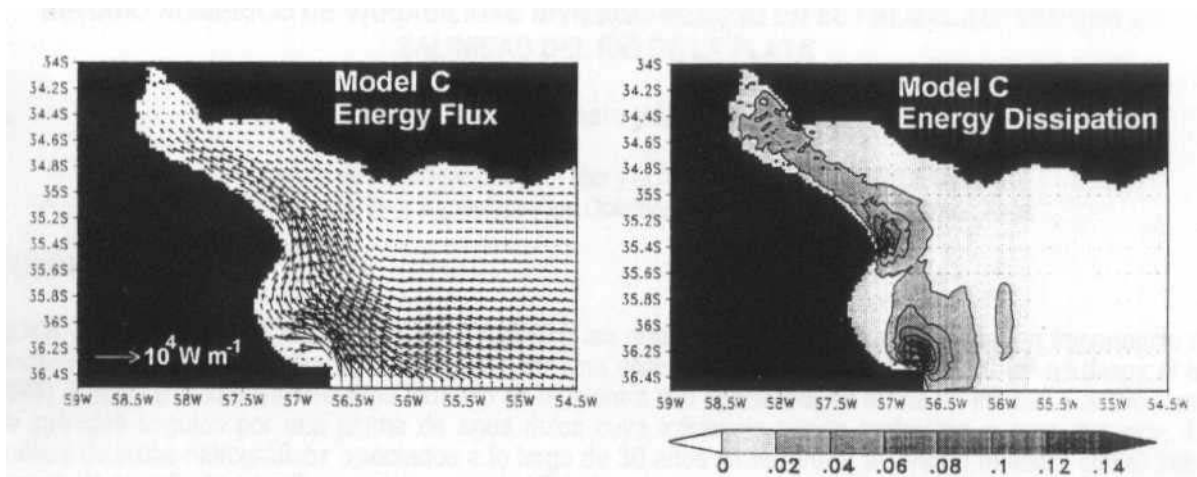


Figura IV-37 Componente de marea M2 en el Río de la Plata. A izquierda el flujo de energía, a derecha la disipación de energía (Simionato et al., 2001)

IV-2.3 Validación del modo baroclínico

i Escenario de invierno

El período considerado fue de 110 días. La extensión del mismo se basó en la evolución de la concentración de sal para las series temporales registradas en las estaciones de estudio. Desde la Figura IV-38 hasta la Figura IV-43 se puede observar la variación de salinidad en función del tiempo para las estaciones de la Tabla IV-4, salvo para aquellas que mostraron variaciones del nivel de concentración salina despreciables por estar fuera de la influencia de la cuña salina, razón por la cual se decidió no incluirlas.

Para ilustrar el análisis se describe la evolución de concentración para la estación San Clemente (Figura IV-38). Por su cercanía con el borde Sur dicha estación permite entender los efectos de la onda de marea sobre la salinidad. Asimismo, su lejanía con el frente del Delta del Río Paraná permite estudiar los tiempos para los cuales las corrientes ocasionadas por las descargas continentales se hacen presentes, siendo dichos tiempos limitantes para la elección del período de simulación. De dicha figura se puede inferir los siguientes comportamientos:

- La onda de marea genera un empuje sobre la cuña salina hacia el interior del río. La concentración llega así a valores medios cercanos a 32.0 psu al cabo de unos 55 días de simulación.
- Sobre este empuje existen dos modulaciones asociadas. La primera a escala aproximadamente quincenal, es producida por la modulación de la onda de marea que ingresa al recinto. Dicha modulación provoca una oscilación de la salinidad del orden de 2 psu.
- La segunda a escala diaria, es producida por los ciclos de marea diarios. En este caso las oscilaciones de salinidad son mucho más leves que las producidas por la modulación a escala quincenal (entre 0.2 a 1 psu).
- Transcurridos los 55 días de simulación comienzan a ejercer influencia las corrientes provenientes del interior del río, originadas por las descargas continentales, llegándose a estabilizar las condiciones de régimen luego de los 70 días de simulación, aproximadamente. El empuje de la cuña salina hacia el océano tiene una influencia considerable, alcanzando el orden de variación de los 5 psu, y llevando las concentraciones en San Clemente cerca de los 27 psu.

- A partir de este lapso, quedan solamente los efectos de modulación a escala diaria y quincenal producidos por la onda de marea, habiendo entrado en régimen el flujo de salinidad por acción de los vientos superficiales y las descargas continentales.

Comparando las estaciones de Montevideo y La Paloma se observa que la lengua de agua dulce que se extiende sobre la costa uruguaya alcanza el estado de régimen hacia los 80 días de simulación, con variaciones de 11 a 27 psu en el fondo y de 2 a 21 psu en superficie. Este tiempo es algo mayor que para el caso sobre la costa argentina.

Comparando las estaciones Torre Oyarvide y San Clemente se puede ver que las condiciones de estabilidad sobre la costa argentina se alcanzan más rápido en el Río de la Plata que sobre el océano, por las razones explicadas anteriormente respecto de los tiempos necesarios para que las descargas de los ríos tributarios se hagan presentes más allá del Río de la Plata exterior.

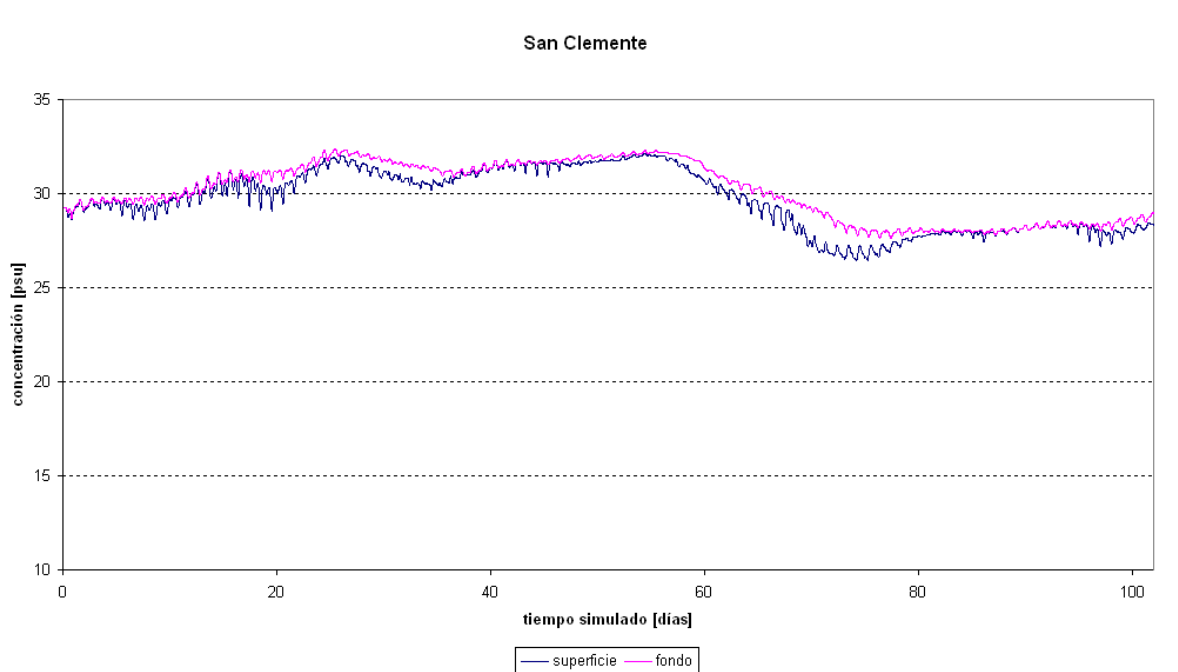


Figura IV-38 Evolución temporal de la concentración de sal (en PSU), en la estación San Clemente según el escenario Eva-I. Se indica la evolución en fondo (línea fucsia) y en superficie (línea azul)

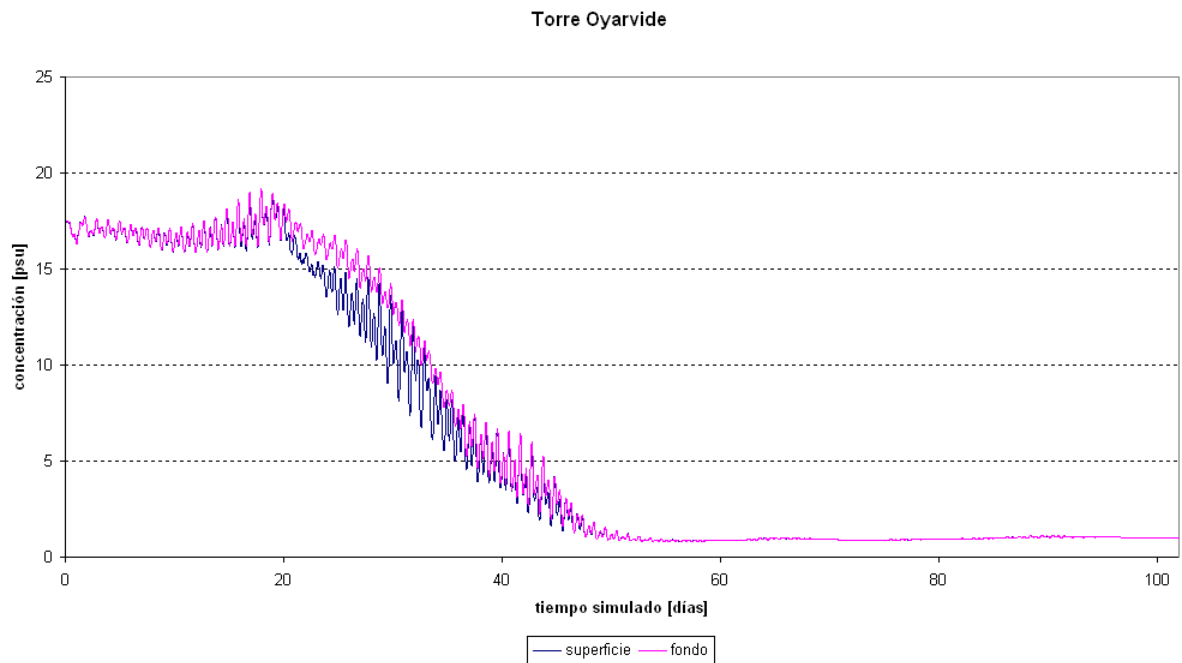


Figura IV-39 Evolución temporal de la concentración de sal (en PSU), en la estación Torre Oyarvide según el escenario Eva-I. Se indica la evolución en fondo (línea fucsia) y en superficie (línea azul)

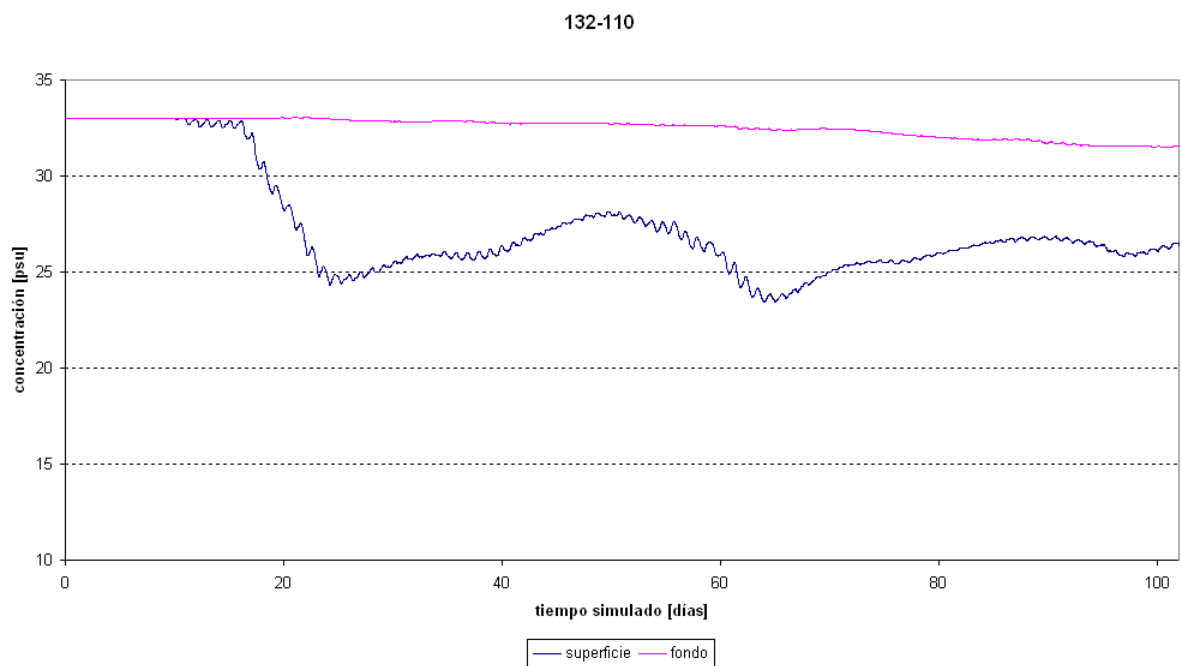


Figura IV-40 Evolución temporal de la concentración de sal (en PSU), en la estación 132-110 según el escenario Eva-I. Se indica la evolución en fondo (línea fucsia) y en superficie (línea azul)

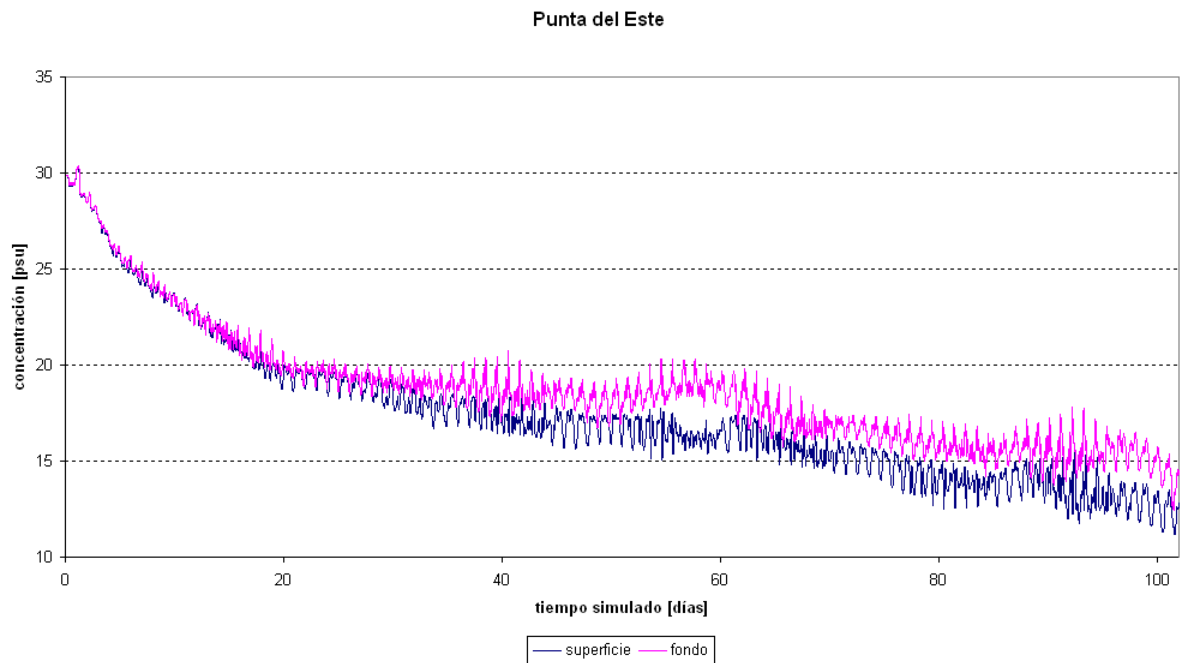


Figura IV-41 Evolución temporal de la concentración de sal (en PSU), en la estación Punta del Este según el escenario Eva-I. Se indica la evolución en fondo (línea fucsia) y en superficie (línea azul)

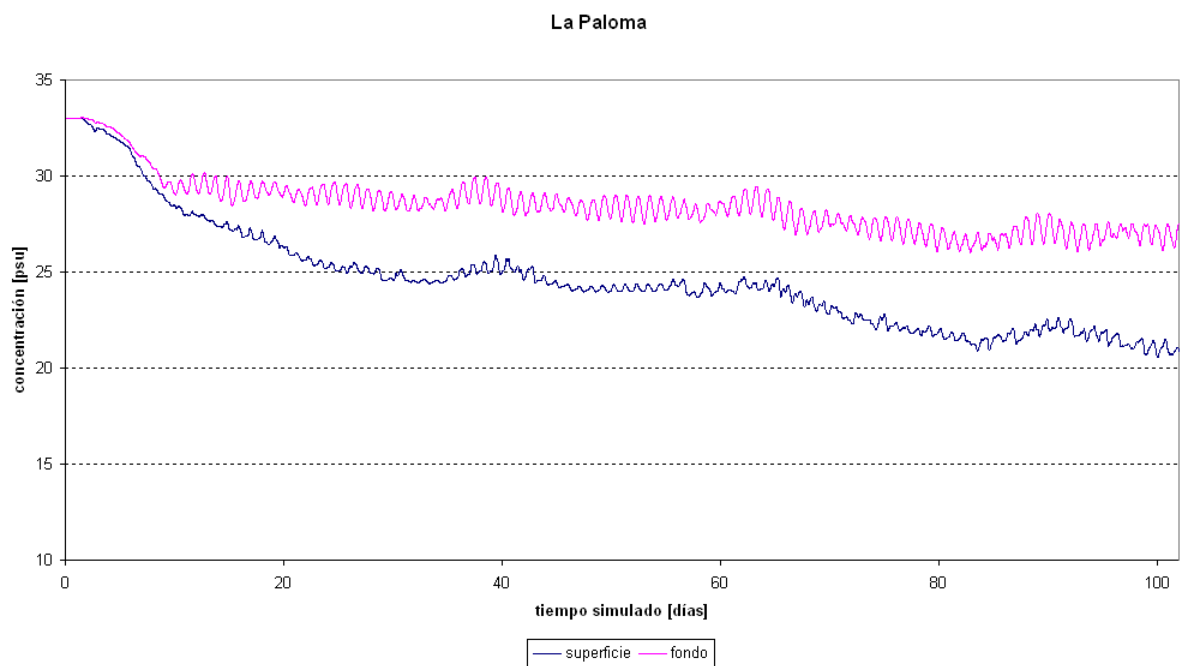


Figura IV-42 Evolución temporal de la concentración de sal (en PSU), en la estación La Paloma según el escenario Eva-I. Se indica la evolución en fondo (línea fucsia) y en superficie (línea azul)

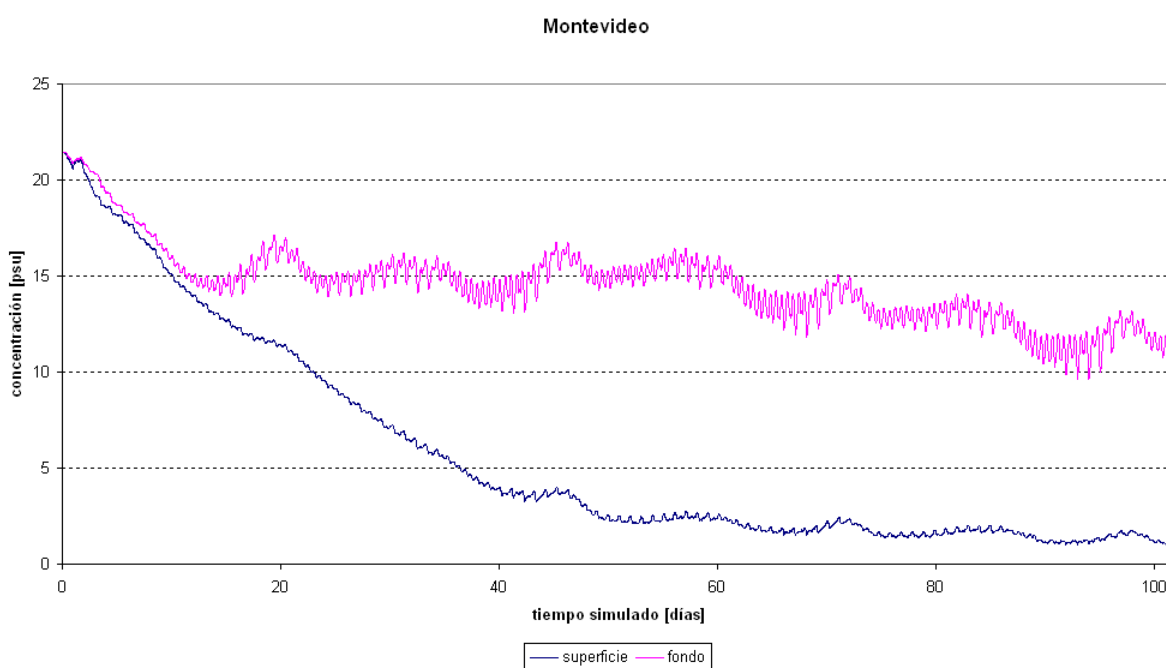


Figura IV-43 Evolución temporal de la concentración de sal (en PSU), en la estación Montevideo según el escenario Eva-I. Se indica la evolución en fondo (línea fucsia) y en superficie (línea azul)

En la Figura IV-44 se muestra la distribución de salinidad en superficie para condiciones medias de invierno, superpuesto con el mapa de salinidad establecido en Guerrero et al. (1997), (Figura IV-14). Del mismo modo, en la Figura IV-45 se muestra la distribución de salinidad en el fondo para el mismo período. En ambos casos se observa un acuerdo satisfactorio entre los resultados del RPP-3D y los mapas procesados con mediciones de campo, teniendo en cuenta las limitaciones tanto de los campos de viento utilizados como de las propias mediciones.

De las condiciones de salinidad en superficie se observa una lengua de agua dulce extendiéndose sobre la costa uruguaya, generada principalmente por las descargas continentales y la acción de la fuerza de Coriolis. Los efectos del viento, en dirección mar afuera (*offshore*) durante el invierno y orientados según el eje principal del río, colaboran en empujar el frente de salinidad hacia el océano. En forma similar al mapa de mediciones, en superficie la simulación muestra una franja de importantes gradientes horizontales desde los 5 psu hasta los 25 psu, mientras que a partir de los 25 psu se observa una zona exterior con gradientes de salinidad menos intensos que disminuyen en dirección mar afuera. Algunas diferencias se observan en Bahía Samborombón, donde la simulación indica una penetración algo mayor de las corrientes litorales hacia el interior del Río de la Plata.

La salinidad en fondo muestra que entre 5 y 25 psu los gradientes horizontales son considerablemente mayores que en superficie. Comparando la imagen de salinidad en fondo con la Figura IV-5, se observa que en el rango entre 20 y 25 psu las isohalinas siguen los contornos entre 10 y 15 metros de profundidad en forma muy aproximada. Este mismo fenómeno, donde la salinidad es controlada por la batimetría, se puede apreciar en el mapa de Guerrero et al. (1997). Sin embargo, comparando este rango de salinidad entre la simulación y las mediciones, se aprecian diferencias en la posición y forma de las isohalinas de 20 y 25. Esto probablemente indique algunas diferencias en la definición de la batimetría. Más allá de los 25 psu, al igual que en superficie, y del mismo modo que ocurre con las imágenes de mediciones, los gradientes de salinidad disminuyen en dirección mar adentro.

Tanto en superficie como en fondo los resultados del RPP-3D se extienden más hacia la zona exterior que en el caso de los mapas de isohalinas de Guerrero et al. Esto se puede deber al ajuste efectuado sobre los vientos superficiales, producto del grado de desconocimiento de los campos de vientos reales que actúan sobre el dominio en estudio. Nuevamente, tanto en superficie como en fondo, se observa un corredor de agua más dulce sobre la costa uruguaya, producto de las fuertes descargas continentales que se producen en los ríos Uruguay y Paraná Guazú, comparados con la descarga del Río Paraná de las Palmas.

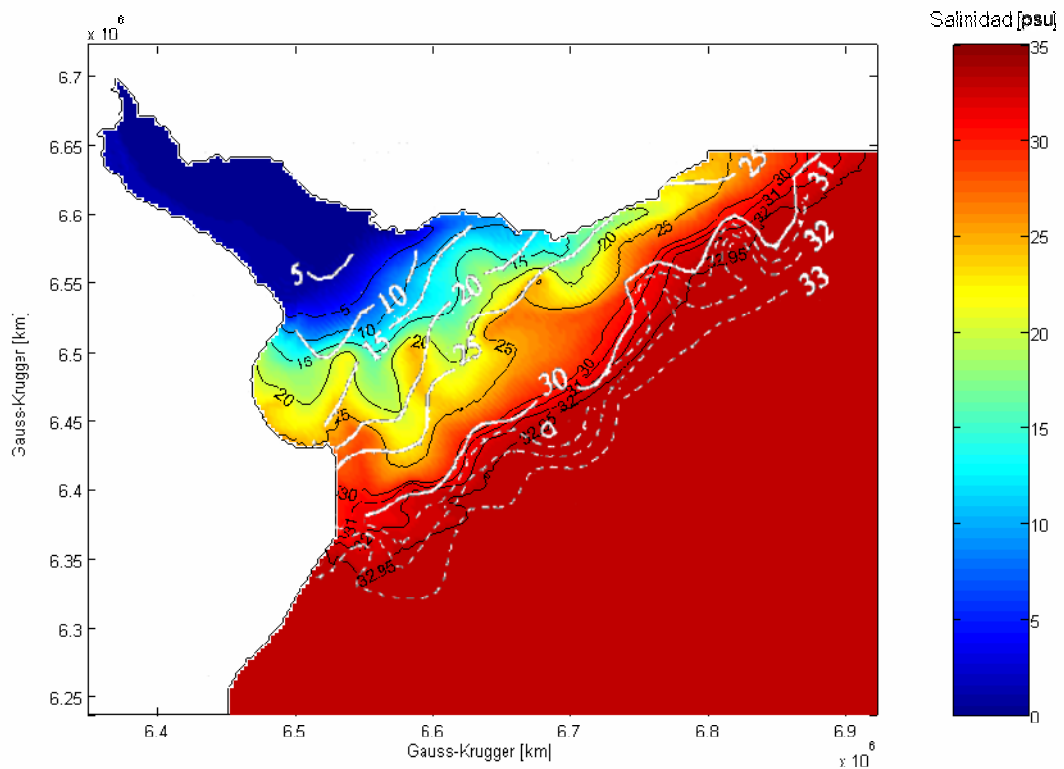


Figura IV-44 Salinidad en superficie para la estación de invierno según el escenario Eva-I. Se muestra en forma superpuesta las isohalinas de la Figura IV-14

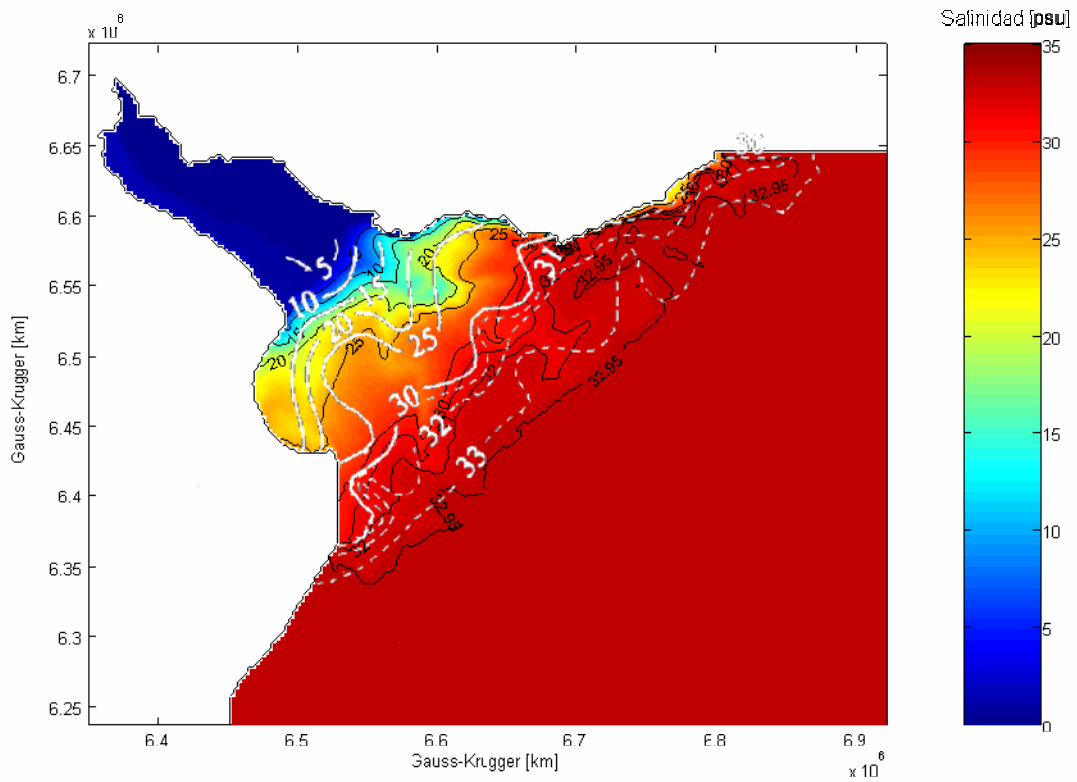


Figura IV-45 Salinidad en fondo para la estación de invierno según el escenario Eva-I. Se muestra en forma superpuesta las isohalinas de la Figura IV-14

De la Figura IV-46 a la Figura IV-48 se pueden ver las corrientes de deriva neta para el presente escenario. Se observan fuertes corrientes que se manifiestan sobre la costa uruguaya fugándose por el borde Norte. Este fenómeno se hace claramente visible cerca de la superficie donde la influencia del viento es preponderante sobre el resto de los forzantes, y va perdiendo fuerza en los estratos inferiores.

Comparando con las imágenes de salinidad de la Figura IV-44 y Figura IV-45 se encuentra una clara correspondencia entre estas corrientes, y la lengua de agua dulce que se extiende sobre la costa uruguaya. En la zona de Barra del Indio se puede ver en el fondo unas corrientes que parten desde la zona de Montevideo sobre la costa uruguaya, hacia Punta Piedras sobre la costa argentina. Estos patrones están invertidos respecto de los que se presentan en superficie, donde se observan corrientes que van desde la costa argentina hacia la costa uruguaya.

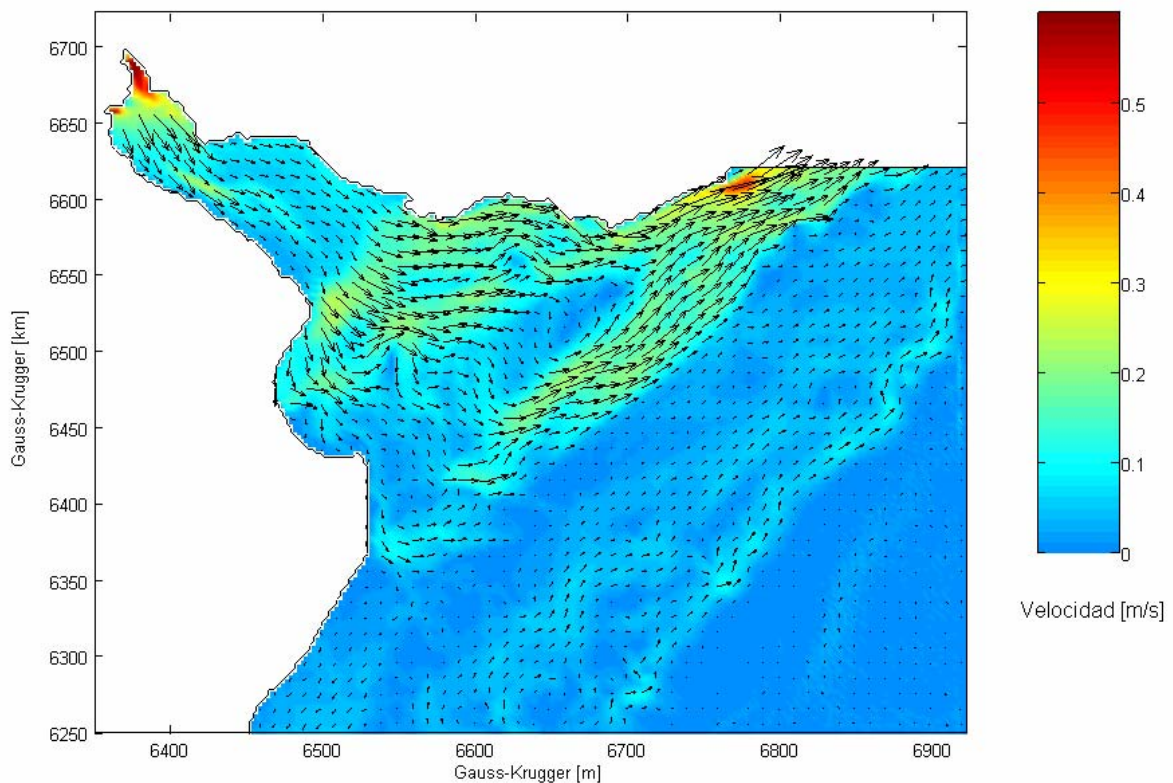


Figura IV-46 Deriva neta en superficie para la estación de invierno según el escenario Eva-I. Se indica el campo de velocidades superpuesto al mapa de la velocidad módulo, mostrado en la gama de colores

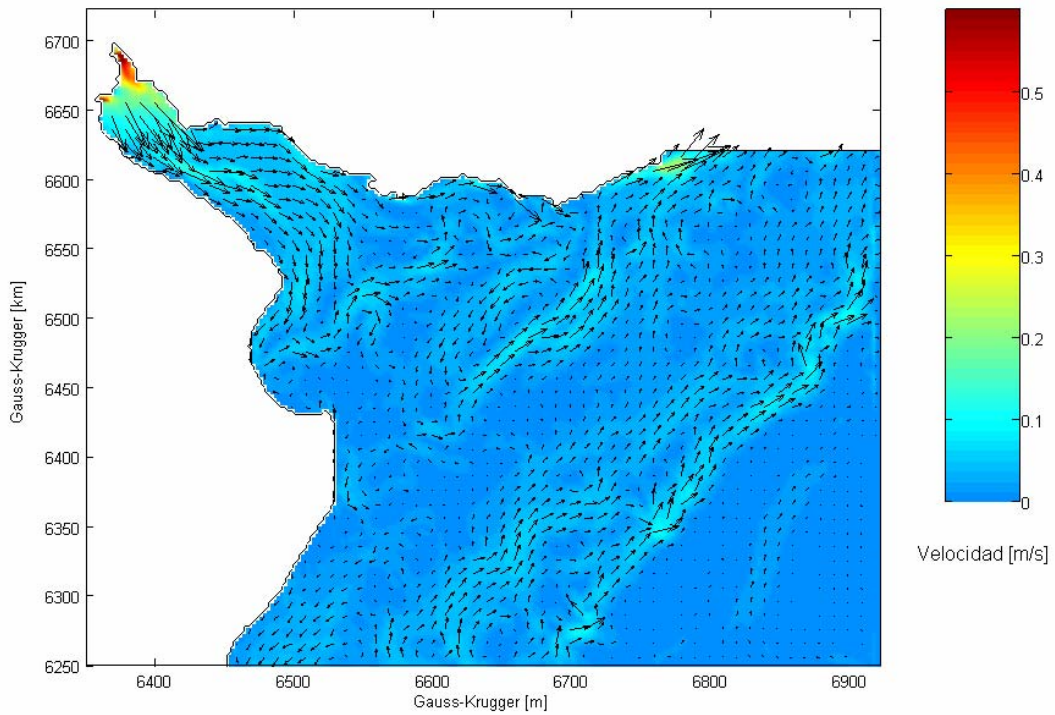


Figura IV-47 Deriva neta de corrientes promediadas verticalmente (modo 2D) para invierno según escenario Eva-I. Se indica el campo de velocidades superpuesto al mapa de la velocidad módulo, mostrado en la gama de colores

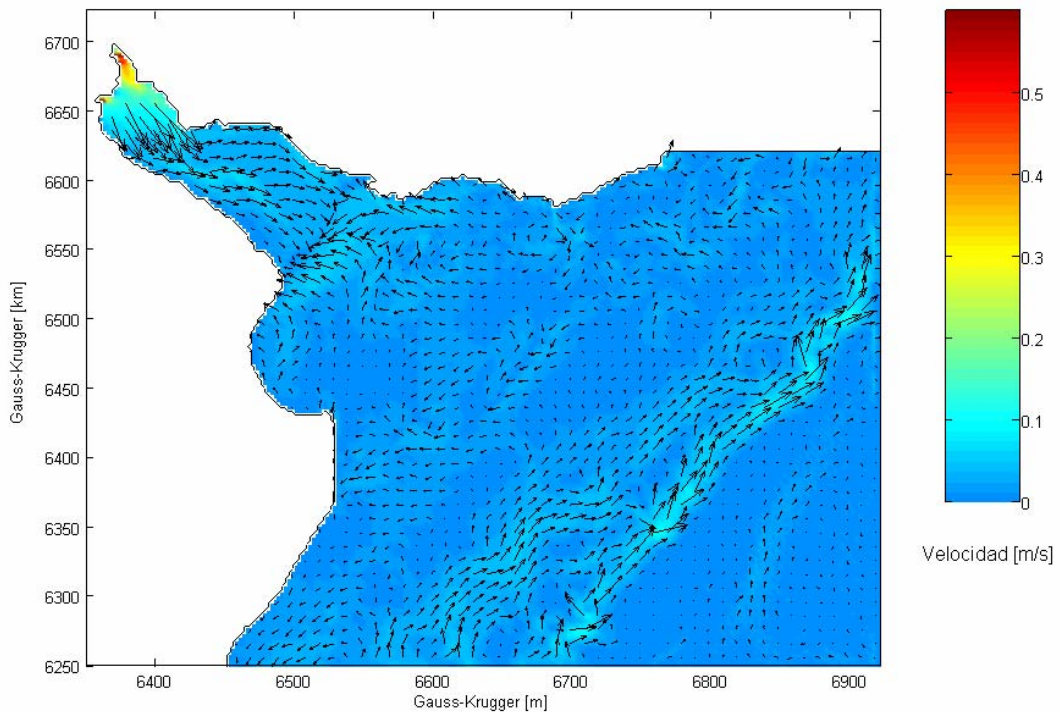


Figura IV-48 Deriva neta en fondo para invierno según escenario Eva-I. Se indica el campo de velocidades superpuesto al mapa de la velocidad módulo, mostrado en la gama de colores

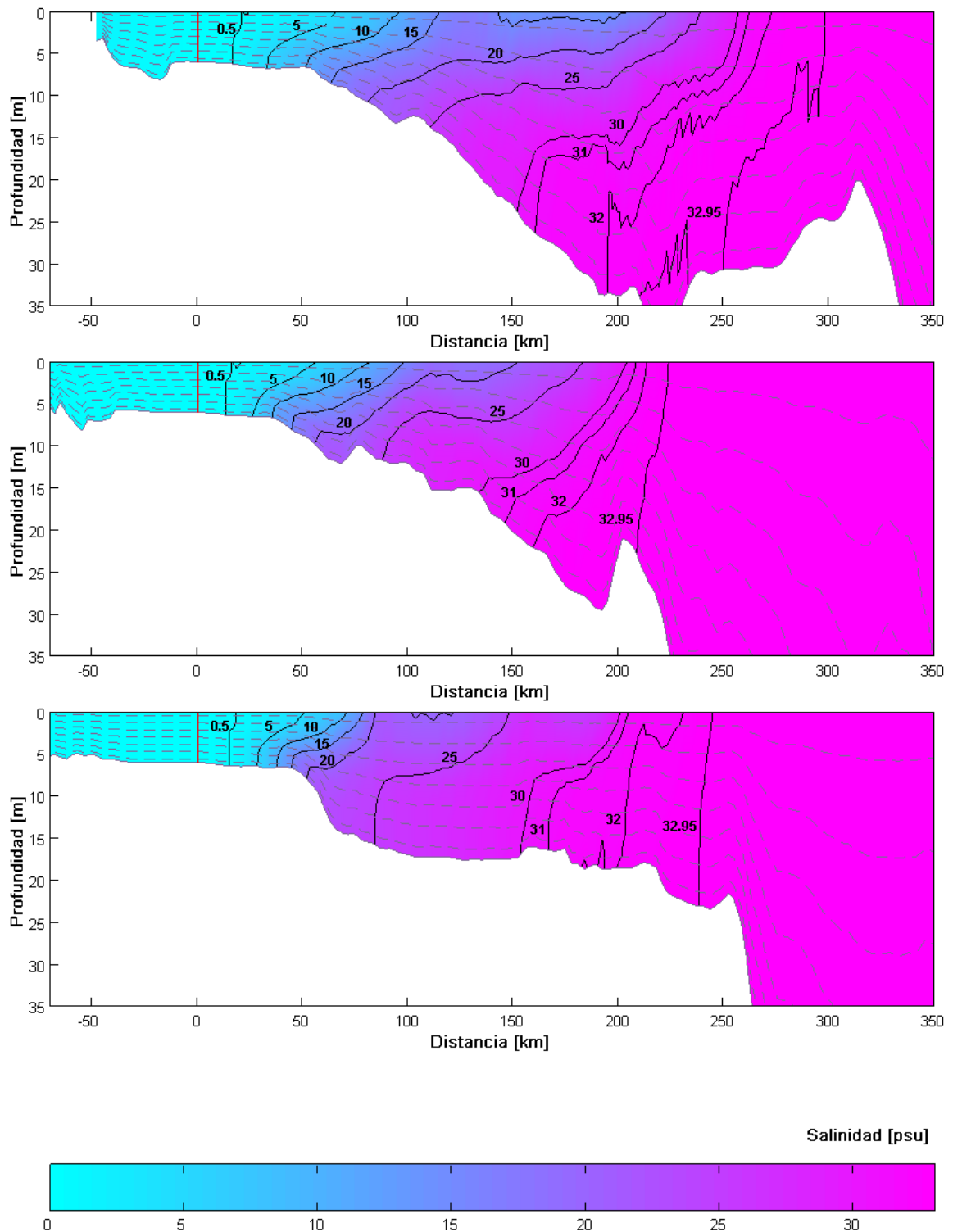


Figura IV-49 Secciones verticales de salinidad a, b y c (de arriba hacia abajo) para el escenario Eva-I. Las trazas de cada uno de los cortes se indican en la Figura IV-21. El cero coincide con el punto de intersección de las trazas. Las progresivas se miden sobre cada una de las trazas en forma independiente. En línea punteada se indican las profundidades correspondientes a los niveles intermedios a la coordenada sigma de la grilla del RPP-3D. El nivel 0 m coincide con el plano de reducción utilizado en la simulación

En la Figura IV-49 se muestran secciones de salinidad correspondientes a los cortes de la Figura IV-21. Se alcanza un estado estacionario entre el agua superficial más dulce y una capa de fondo salina. Se aprecia una importante estratificación vertical en las tres secciones. Los gradientes verticales máximos registrados llegan a 3.5 psu m^{-1} . La extensión de la cuña es mayor en la sección *a*, coincidiendo con lo esperado, ya que es en esa zona donde se generan las corrientes más fuertes durante el invierno. La isohalina de 32.95 psu alcanza la superficie a los 300 km , mientras que en las secciones *b* y *c* lo hace a los 230 y 250 km , respectivamente.

En la Figura IV-50 se muestra el corte *a* de la Figura IV-49 superpuesto con el corte *a* de la Figura IV-22*a*), extraída de Guerrero et al. (1997). Las comparaciones marcan un grado de acuerdo aceptable, con las salvedades que se explican a continuación. Como ya fuera explicado anteriormente, la imagen de Guerrero et al. fue generada para el mes de Agosto de 1992, con lo cual no puede ser considerada representativa de la estación de Invierno en forma directa. No obstante, considerando las fuertes corrientes que se generan sobre la costa uruguaya, las comparaciones para el corte *a* son bastante aceptables y van perdiendo semejanza a medida que se focaliza el análisis hacia la costa argentina. A grandes rasgos se aprecia en la imagen de Guerrero et al. (1997), una extensión de la cuña salina mucho menor que en el caso simulado, como así también menor penetración del agua de mar dentro del estuario. Esto da lugar a gradientes verticales mucho mayores en el caso de las observaciones de campo. En forma adicional se puede observar el grado de acuerdo entre la batimetría de Guerrero et al. (1997), la cual se indica con trazo negro grueso, y la generada a partir del modelo RPP-3D en este corte.

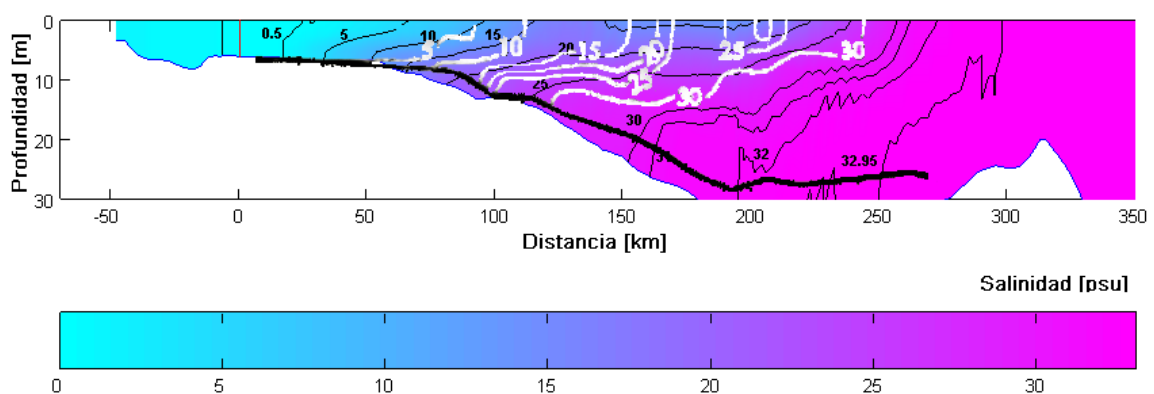


Figura IV-50 Comparaciones del corte *a* de salinidad entre la simulación para el escenario Eva-I correspondiente a la estación de Invierno, y los resultados de Guerrero et al. (1997)

ii Escenario de verano

El período considerado fue de 110 días. La extensión de este período se basó en la evolución de la concentración de sal, para las series temporales registradas en las estaciones de estudio. De la Figura IV-51 a la Figura IV-55 se puede observar la variación de salinidad en función del tiempo, para algunas de las estaciones de registro. A modo de ilustrar el análisis se describe la evolución de concentración de sal para la estación San Clemente.

- A diferencia del caso de invierno, ahora la onda de marea no ejerce una influencia notable en la evolución de la salinidad. Esto es debido a la presencia de fuertes corrientes que se manifiestan sobre la costa argentina en dirección hacia el océano que impiden el avance de las corrientes litorales hacia el Norte (Figura IV-58).
- Las dos modulaciones descritas en el caso de invierno, asociadas a los ciclos de marea, ahora se dan con menor intensidad. La primera a escala aproximadamente quincenal, provoca una oscilación de la salinidad del orden de 1.5 psu. La segunda a escala diaria, provoca oscilaciones de salinidad mucho más leves que las originadas en invierno (entre 0.1 a 0.5 psu).
- No se observan cambios significativos en la evolución de la concentración por acción de corrientes originadas por descargas continentales. Esto se debe a que las fuertes corrientes sobre la costa argentina enmascaran las corrientes provenientes de las descargas de los ríos tributarios. La cuña salina alcanza la situación de régimen alrededor de los 85 días de simulación, tiempo algo mayor que en el caso de invierno.
- A partir de este lapso, quedan solamente los efectos de modulación a escala diaria y quincenal producidos por la onda de marea, habiendo entrado en régimen el flujo de salinidad por acción de los vientos superficiales y las descargas continentales.

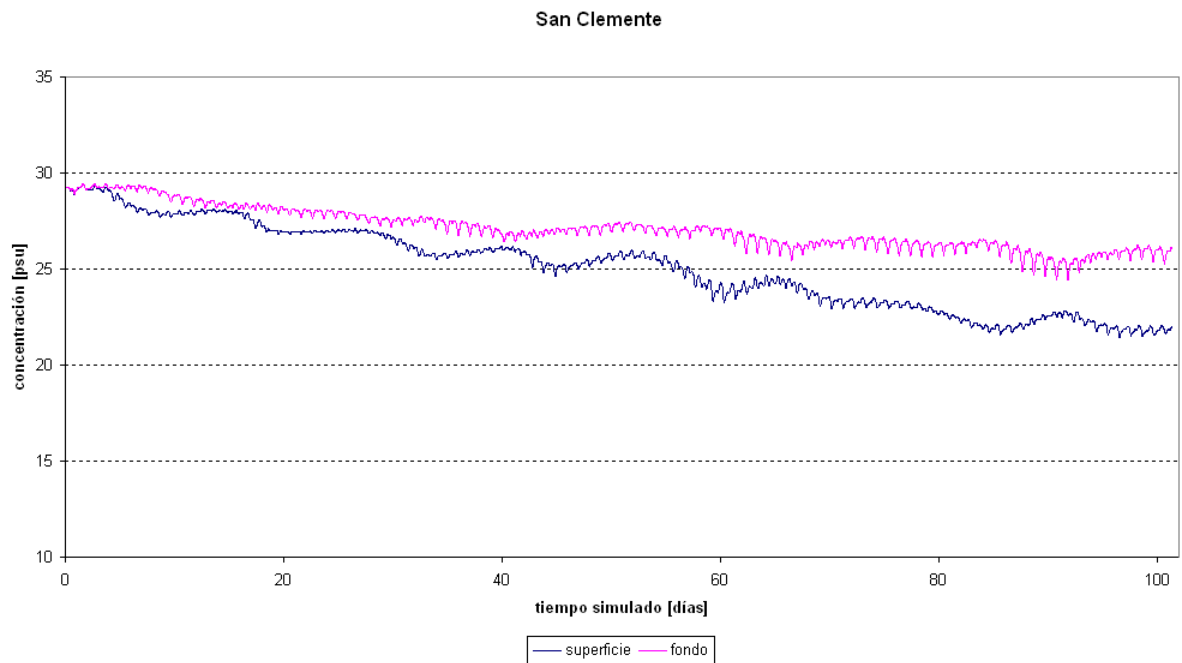


Figura IV-51 Evolución temporal de la concentración de sal (en PSU), en la estación San Clemente según el escenario Eva-V. Se indica la evolución en fondo (línea fucsia) y en superficie (línea azul)

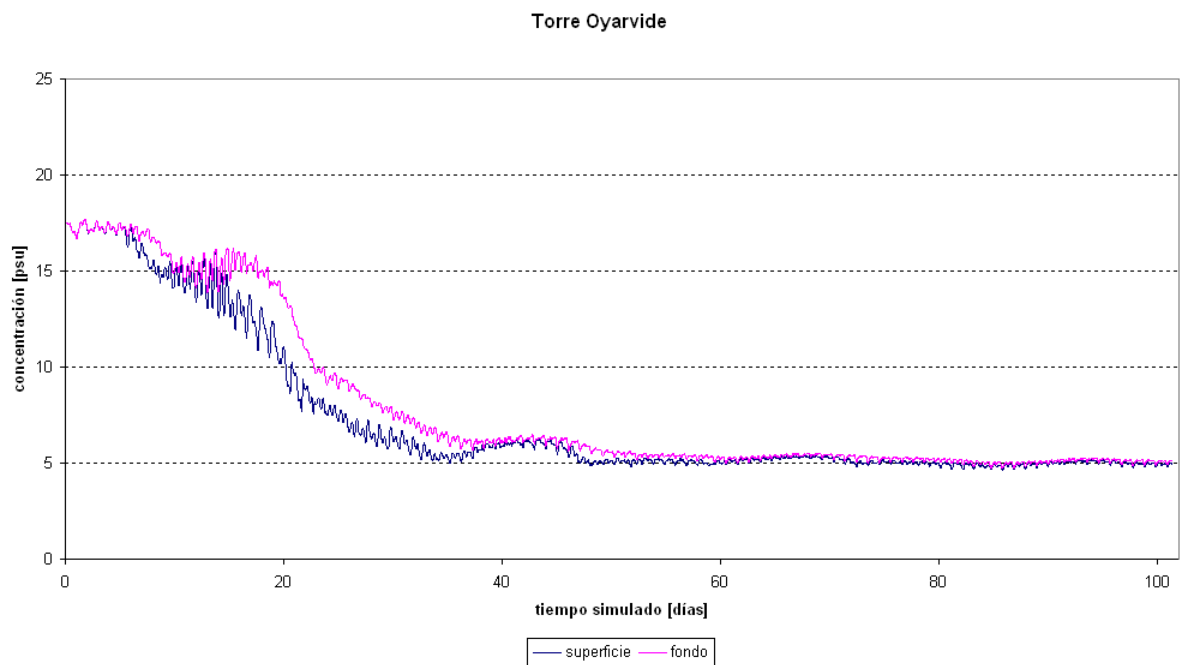


Figura IV-52 Evolución temporal de la concentración de sal (en PSU), en la estación Torre Oyarvide según el escenario Eva-V. Se indica la evolución en fondo (línea fucsia) y en superficie (línea azul)

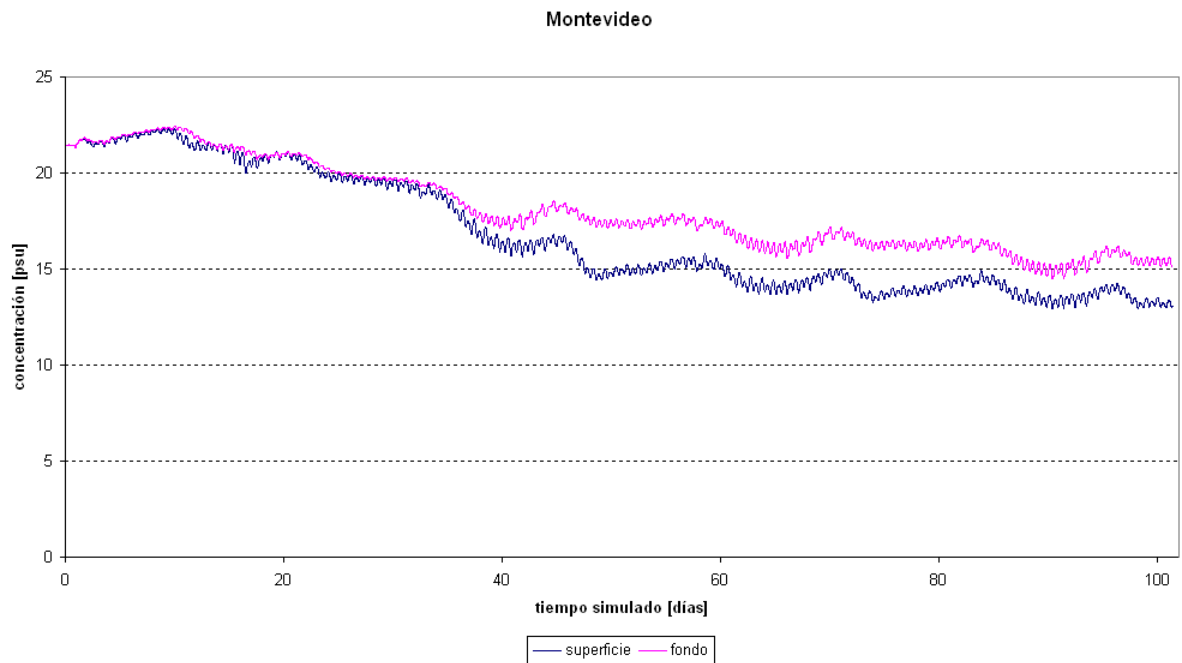


Figura IV-53 Evolución temporal de la concentración de sal (en PSU), en la estación Montevideo según el escenario Eva-V. Se indica la evolución en fondo (línea fucsia) y en superficie (línea azul)

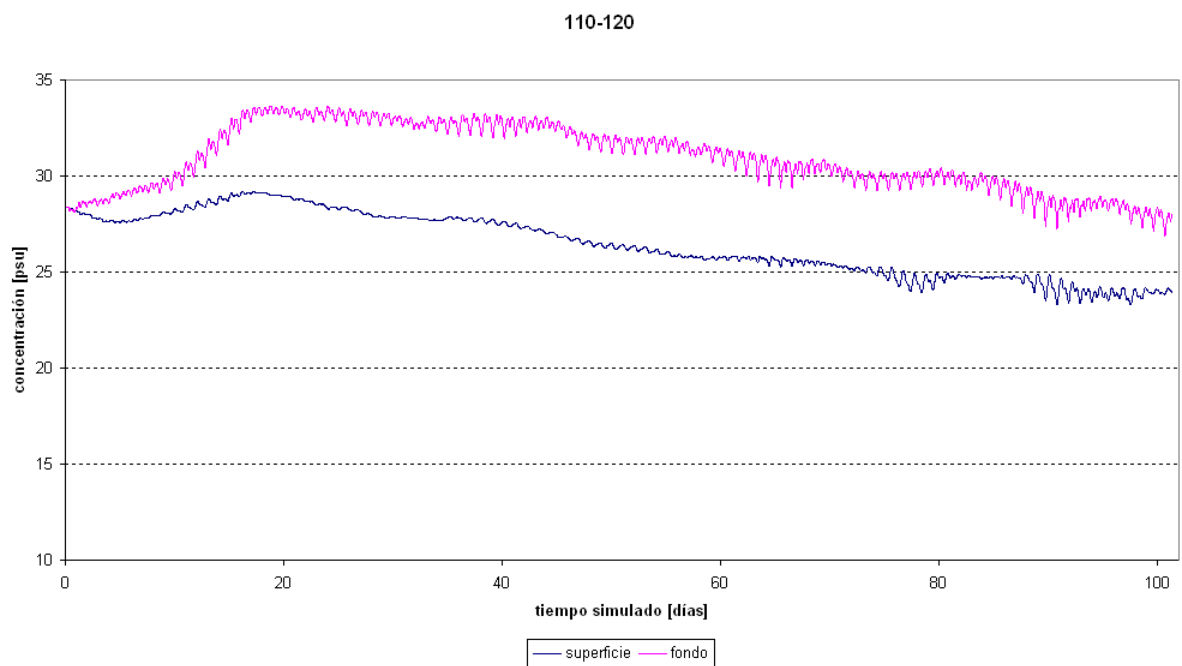


Figura IV-54 Evolución temporal de la concentración de sal (en PSU), en la estación 110-120 según el escenario Eva-V. Se indica la evolución en fondo (línea fucsia) y en superficie (línea azul)

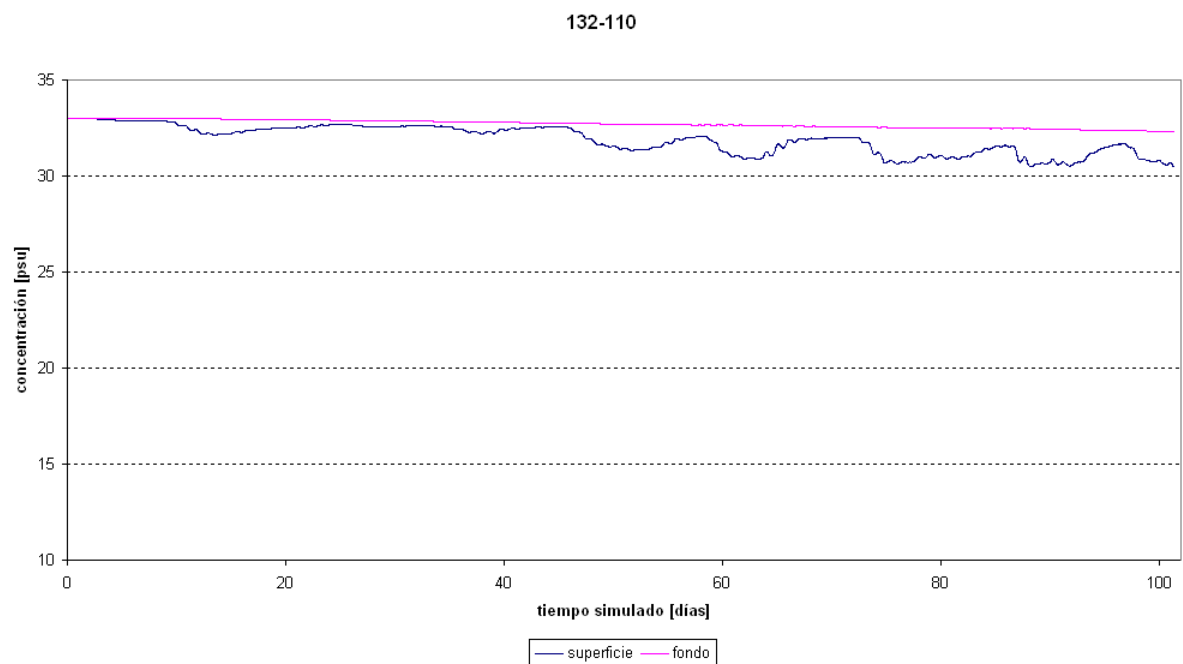


Figura IV-55 Evolución temporal de la concentración de sal (en PSU), en la estación 132-110 según el escenario Eva-V. Se indica la evolución en fondo (línea fucsia) y en superficie (línea azul)

En la Figura IV-56 y Figura IV-57 se muestra la distribución de salinidad en superficie y fondo respectivamente, para condiciones medias de verano superpuesto con los mapas de salinidad establecidos en Guerrero et al. (1997), (Figura IV-14). En ambos casos se observa un acuerdo razonable entre los resultados de la simulación de verano y los mapas procesados con mediciones de campo.

En esta estación, a diferencia del caso de invierno, en superficie se observa una extensión de agua dulce sobre la costa argentina, originada por los fuertes vientos provenientes del Este. Debido a las corrientes que se generan en dirección hacia el Sur siguiendo la costa argentina, se produce un avance de agua salina desde el Sur hacia la costa uruguaya, llegándose a registrar en Punta del Este valores cercanos a los 31 psu en superficie. Sin embargo, a diferencia de las mediciones registradas, el RPP-3D no logra reproducir una segunda lengua de agua dulce que se genera sobre la costa uruguaya desde el borde Norte hasta la zona cercana a Punta del Este. Según Guerrero et al. (1997), esta zona de agua dulce podría deberse a corrientes que se generan en dirección hacia el Sur en correspondencia con Lagoa dos Patos (32°S, fuera del alcance del dominio del RPP-3D). Dicha laguna costera tiene una descarga neta promedio de $8600 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ durante 200 días al año (Herz y Mascarenhas, 1993) y es mantenida por vientos prevalecientes de primavera-verano (Pereira, 1989). Otra causa podría ser que las simulaciones fueron consideradas para las estaciones

de verano e invierno en forma aislada y, por tanto, los efectos de evolución desde una situación estacional hacia la otra no están siendo contemplados. Es decir, probablemente si se simulara un año completo, al entrar en la estación de verano, el ascenso de agua salada desde el Sur hacia la costa uruguaya intercepte la lengua de agua dulce generada sobre la costa uruguaya durante el invierno, pero siga quedando en forma remanente la lengua de agua dulce en las cercanías del borde Norte, debido a la baja circulación de corrientes en esa zona durante el verano.

En el fondo la salinidad muestra un comportamiento muy similar al caso de verano. Esto indica una escasa estacionalidad de la salinidad de fondo. Al igual que en verano, se puede inferir que la salinidad es controlada mayormente por la batimetría del fondo. Se observa como la isohalina de 15 psu sigue muy de cerca a la isobata de 10 m, mientras que la isohalina de 25 psu sigue el contorno de los 15 m.

A diferencia de invierno, ahora los corredores de salinidad en el interior del Río de la Plata no son tan notorios, ya que los vientos provenientes del Este provocan corrientes hacia el Sur, que impiden el ascenso de las corrientes marinas hacia el Norte. Asimismo, si bien las descargas continentales no muestran una estacionalidad muy acentuada, durante el verano son algo menores que en invierno, disminuyendo también la diferencia relativa entre las descargas de los ríos Uruguay y Paraná Guazú por un lado, comparado con el Río Paraná de las Palmas.

De la Figura IV-58 a la Figura IV-60 se muestran las corrientes de deriva neta para el escenario de verano. En superficie se observa que las descargas de los tributarios dan lugar a corrientes sobre la costa argentina, provenientes de las descargas del Río Paraná, y corrientes sobre la costa uruguaya, provenientes de las descargas del Río Uruguay. Al llegar a la Barra del Indio se juntan en dirección hacia el Sur, y dan lugar a intensas corrientes que bordean la costa argentina por debajo de Bahía Samborombón. A su vez, existe una corriente que se desplaza desde el borde Norte del dominio y se junta con la corriente proveniente del interior del Río de la Plata. Las mismas pierden fuerza a medida que crece la profundidad. A excepción de los patrones que se observan en el interior del Río de la Plata debidos a las descargas continentales, las otras corrientes tienden a desaparecer en las cercanías del fondo. En correspondencia con el talud marítimo se genera una corriente similar al caso de invierno, de intensidad media cercana a 0.1 m s^{-1} , que llega a 0.3 m s^{-1} en algunas zonas en las capas inferiores.

En la Figura IV-61 se muestra las secciones de salinidad correspondientes a los cortes de la Figura IV-21. Se alcanza un estado estacionario entre el agua superficial más dulce y una capa de fondo salina. Se aprecia una estratificación vertical mayor en la sección *c*, y pierde fuerza hacia la sección *a*. Esto, a diferencia de invierno, es producto de las fuertes corrientes que circulan por la costa argentina, que van perdiendo importancia hacia la costa uruguaya. En la sección *c*, la isohalina de 32.95 psu alcanza la superficie a los 320 km, mientras que en las secciones *b* y *a* lo hace a los 290 y 210 km respectivamente. Los gradientes verticales son algo menores que en el caso de invierno, con máximos registrados del orden de 1.5 psu m^{-1} .

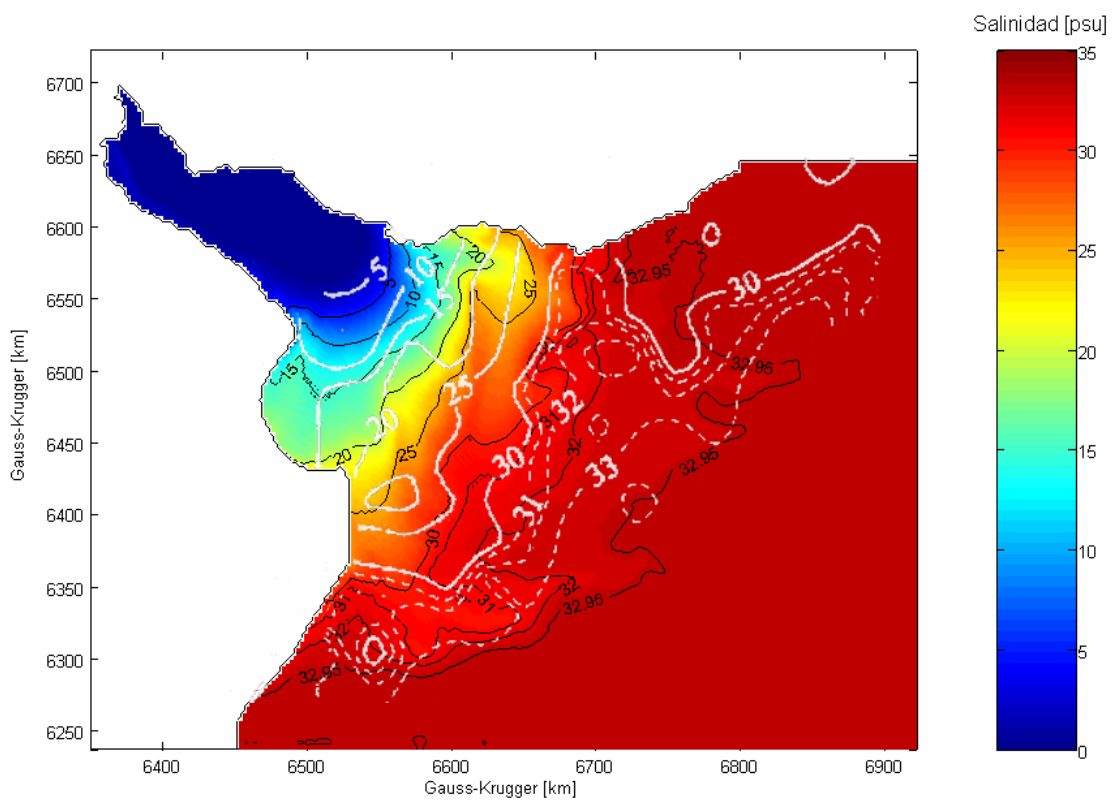


Figura IV-56 Salinidad en superficie para la estación de verano según el escenario Eva-V. Se muestra en forma superpuesta las isohalinas de la Figura IV-14

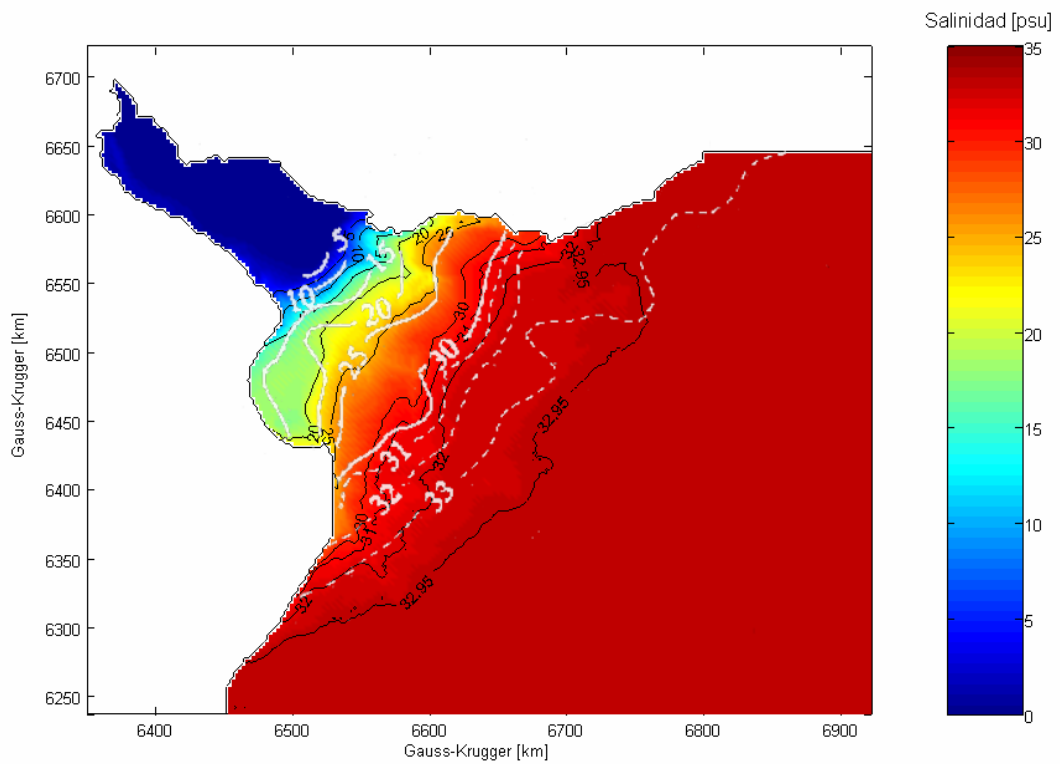


Figura IV-57 Salinidad en fondo para la estación de verano según el escenario Eva-V. Se muestra en forma superpuesta las isohalinas de la Figura IV-14

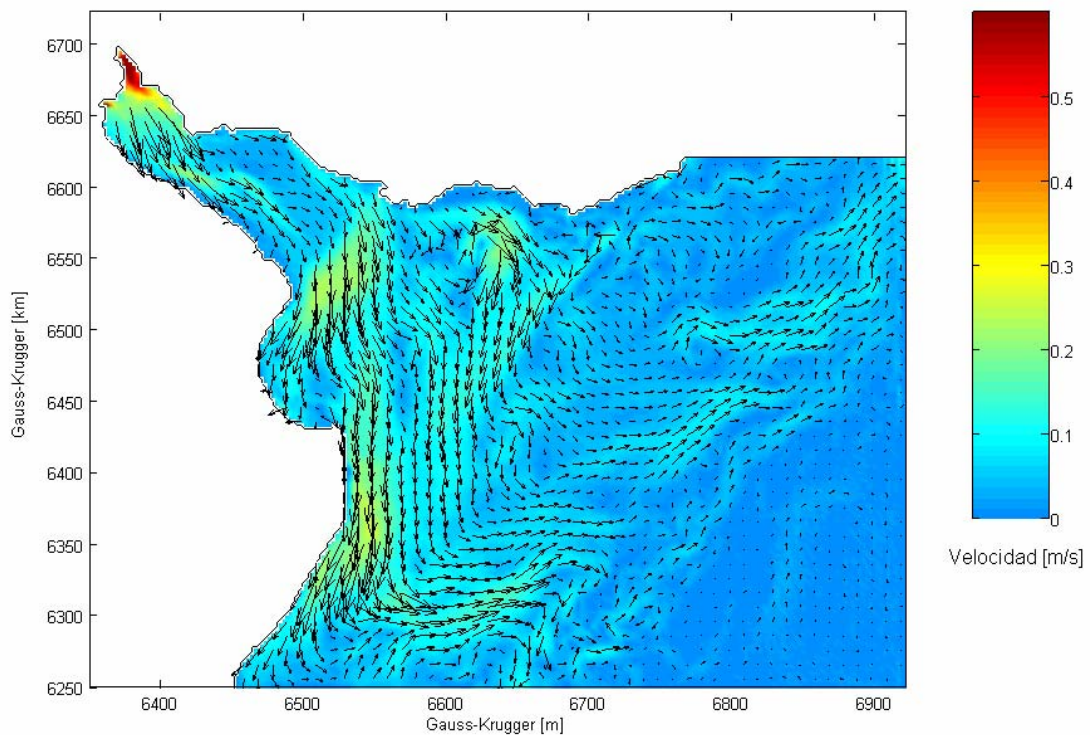


Figura IV-58 Deriva neta en superficie para la estación de verano según el escenario Eva-V. Se indica el campo de velocidades superpuesto al mapa de la velocidad módulo, mostrado en la gama de colores

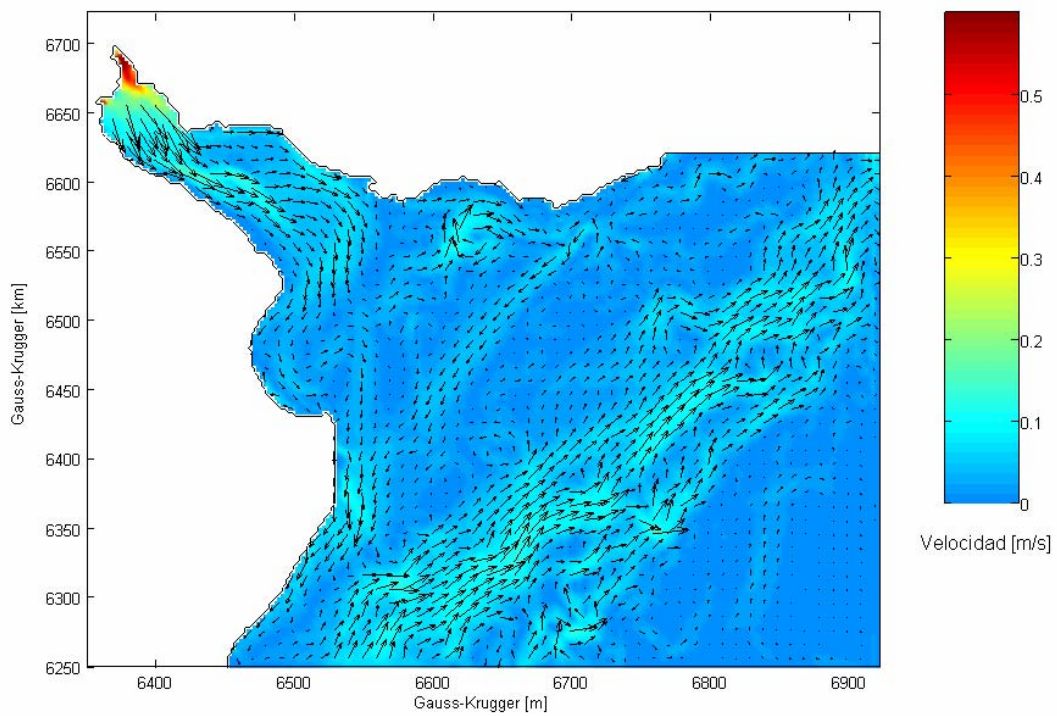


Figura IV-59 Deriva neta de corrientes promediadas verticalmente (modo 2D) para verano según escenario Eva-V. Se indica el campo de velocidades superpuesto al mapa de la velocidad módulo, mostrado en la gama de colores

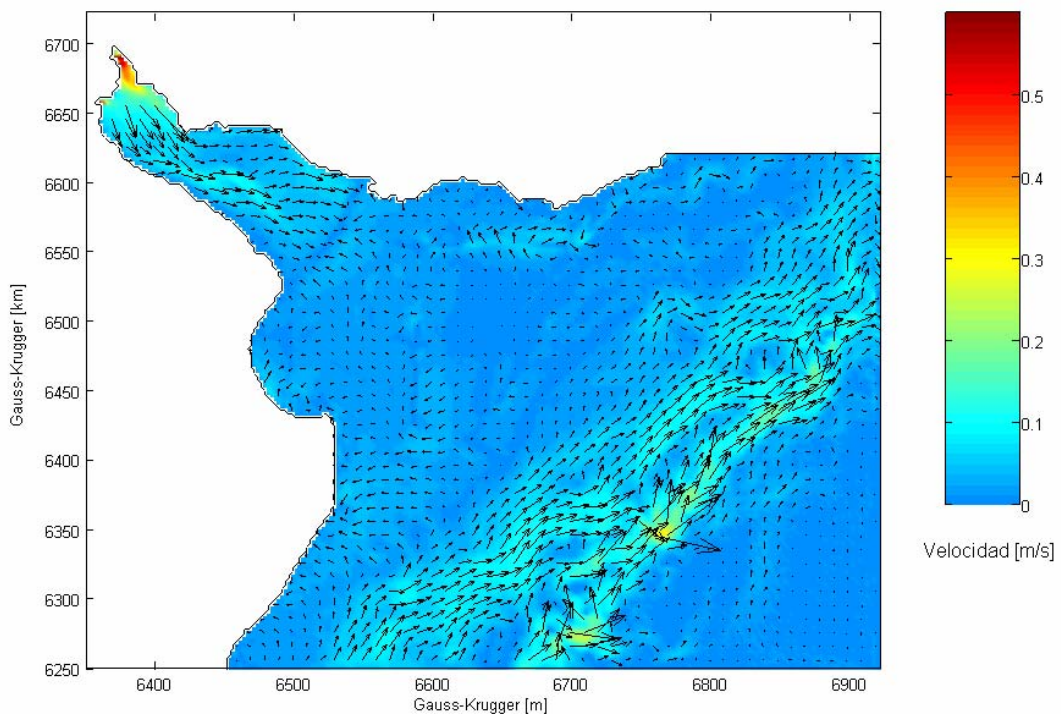


Figura IV-60 Deriva neta en fondo para verano según escenario Eva-V. Se indica el campo de velocidades superpuesto al mapa de la velocidad módulo, mostrado en la gama de colores

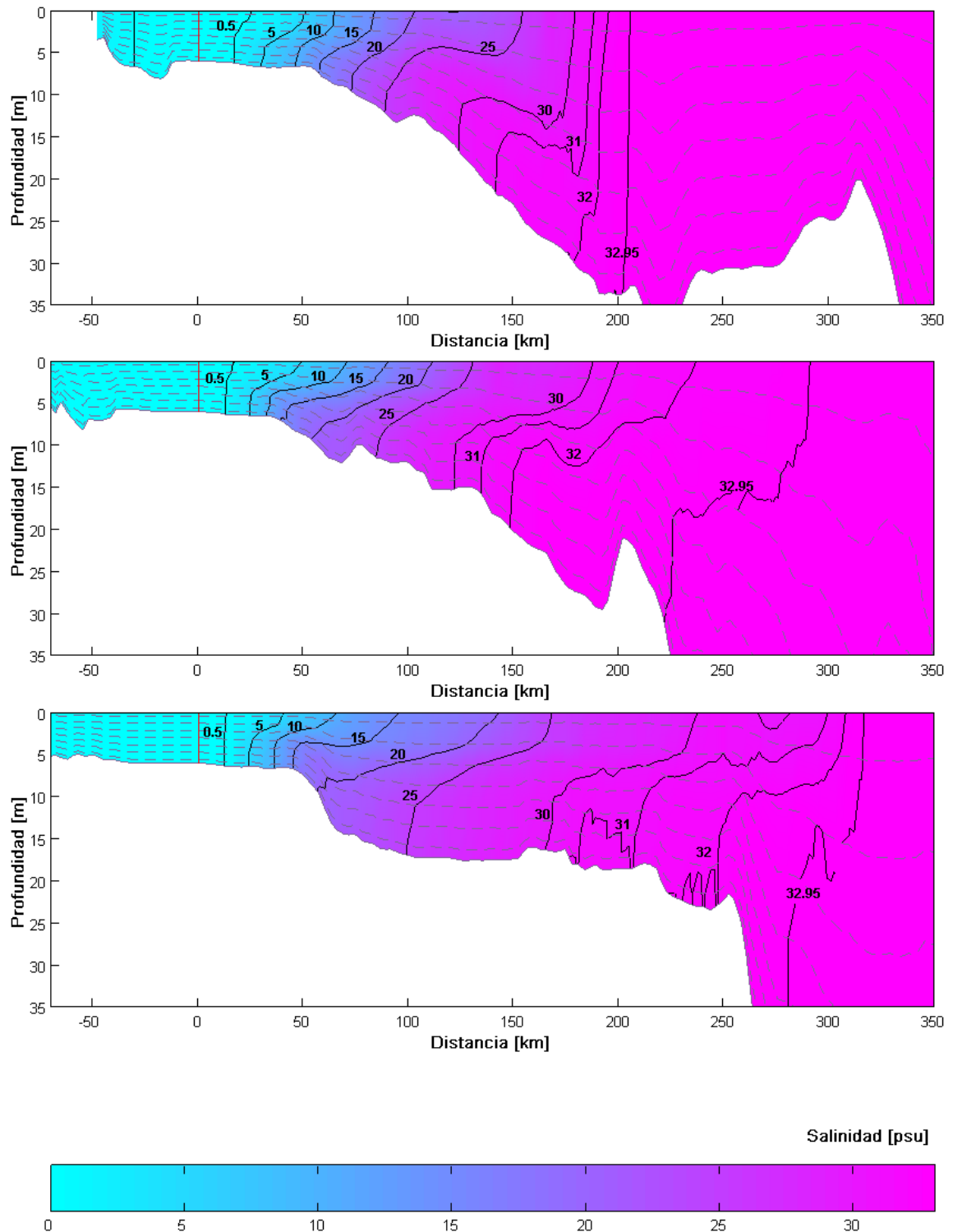


Figura IV-61 Secciones verticales *a*, *b* y *c* (de arriba hacia abajo) de salinidad para el escenario Eva-V. Las trazas de cada uno de los cortes se indican en la Figura IV-21. El cero coincide con el punto de intersección de las trazas. Las progresivas se miden sobre cada una de las trazas en forma independiente. En línea punteada se indican las profundidades correspondientes a los niveles intermedios a la coordenada sigma de la grilla del RPP-3D. El nivel 0 m coincide con el plano de reducción utilizado en la simulación

En la Figura IV-62 se muestra el corte c de la Figura IV-61 superpuesto con el corte c de la Figura IV-22b), extraída de Guerrero et al. (1997). Las comparaciones marcan un grado de acuerdo aceptable, con las salvedades que se explican a continuación. Como ya fue explicado anteriormente, la imagen de Guerrero et al. fue generada para el mes de Noviembre de 1994, con lo cual no puede ser considerada representativa de la estación de verano en forma directa. No obstante, análogamente al análisis realizado para la Figura IV-50 en el caso de invierno, ahora las características de las corrientes intensas se dan sobre la costa argentina y las comparaciones para el corte c son bastante aceptables, aunque van perdiendo semejanza a medida que se focaliza el estudio hacia la costa uruguaya.

Por los razonamientos expuestos para el caso de invierno y de verano, se puede inferir que las fuertes corrientes otorgan mayor “identidad estacional” a las condiciones “instantáneas” reproducidas en las Figura IV-22a) y Figura IV-22b) para la representación de los cortes de salinidad, si se lo compara con las zonas de corrientes poco intensas.

Cabe señalar que la falta de precisión para determinar la posición exacta de las trazas de los cortes originalmente adoptados por Guerrero et al. puede dar lugar a una fuente de incertidumbre adicional en las comparaciones. Un indicador de esto podría ser la profundidad del lecho, que parecería estar desplazada en el corte de la Figura IV-62.

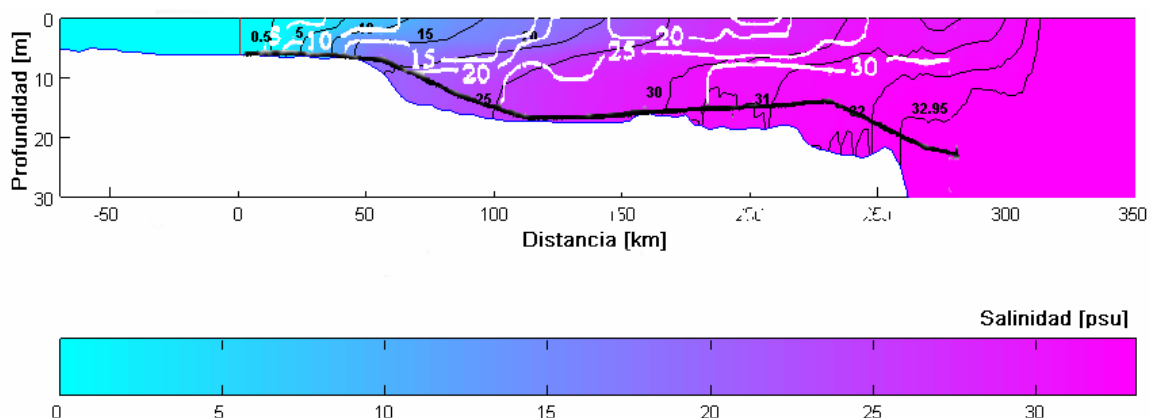


Figura IV-62 Comparaciones del corte c de salinidad entre la simulación para el escenario Eva-V correspondiente a la estación de verano, y los resultados de Guerrero et al. (1997)

Capítulo V Aplicación al caso de estudio

V-1 El cambio climático

En este capítulo se analiza la respuesta del modelo RPP-3D ante determinados escenarios, elegidos con el fin de brindar predicciones futuras de la variabilidad del frente de salinidad en el Río de la Plata y su Frente Marítimo. Los criterios para determinar los escenarios utilizados en las simulaciones se centraron en la comprensión de las proyecciones futuras para las variables que actúan como forzantes en el modelo RPP-3D. Ya que la palabra “proyección” aparecerá en este texto en reiteradas ocasiones, se explicita aquí su significado. Según el IPCC (2001):

“Una proyección es una posible evolución futura de una cantidad o serie de cantidades, a menudo calculada con la ayuda de un modelo. Las proyecciones se distinguen de las predicciones por destacar el hecho de que las proyecciones se basan en hipótesis que pueden o no ocurrir, y en consecuencia están sujetas a un alto grado de incertidumbre”.

Como en definitiva las proyecciones futuras para los forzantes del modelo RPP-3D dependen de las condiciones futuras del clima de la Tierra, los escenarios utilizados se eligieron en base a las proyecciones de “Cambio Climático” disponibles en la bibliografía. Para unificar los criterios de trabajo, se analizaron exclusivamente las proyecciones brindadas por el IPCC (*Intergovernmental Panel of Climate Change*) en su Tercer Informe de Evaluación, Cambio Climático 2001 (IPCC, 2001).

En acuerdo con la definición brindada por la “Convención Marco sobre el Cambio Climático, de las Naciones Unidas” (CMCC) en su Artículo I, el cambio climático es el

“cambio del clima atribuido directa o indirectamente a actividades humanas que alteran la composición de la atmósfera mundial, y que viene a añadirse a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables”.

La CMCC hace entonces una distinción entre “cambio climático”, relacionado con las actividades humanas que alteran la composición de la atmósfera, y “variabilidad del clima“, que se atribuye a causas naturales. Los cambios climáticos son generados por una alteración del balance entre la radiación solar (radiación de onda corta) que ingresa a la atmósfera, la redistribución de esta

energía mediante circulaciones atmosféricas y oceánicas y la energía irradiada nuevamente al espacio en longitudes de onda infrarroja (radiación de onda larga). Un cambio en la energía radiativa neta disponible para el sistema Tierra-atmósfera se denomina aquí, forzamiento radiativo, en correspondencia con “La Base Científica” del Tercer Informe de Evaluación, Cambio Climático 2001 (IPCC, 2001). Un forzamiento radiativo positivo tiende a calentar la superficie de la Tierra y la atmósfera inferior. Los forzamientos radiativos negativos tienden a enfriarla. Entre los principales agentes de forzamiento radiativo se encuentran:

- Los llamados “Gases de Efecto Invernadero” (GEI).
- Los aerosoles (partículas en suspensión).
- La actividad volcánica.
- Las variaciones de intensidad en la radiación solar recibida por la Tierra en un ciclo de actividad solar.
- Las variaciones climáticas naturales sin presencia de cambios en el forzamiento externo, que se manifiestan por acoplamientos entre la atmósfera y los océanos. Un claro ejemplo de esto es el fenómeno conocido como El Niño-Oscilación Austral (ENOA).

Los GEI están constituidos por las componentes gaseosas de la atmósfera, tanto naturales como antrópicas, que absorben y emiten radiación en determinadas longitudes de onda del espectro de radiación infrarroja emitido por la superficie de la Tierra, la atmósfera y las nubes. Esta propiedad produce el llamado “Efecto Invernadero”. En la atmósfera de la Tierra los principales GEI son el vapor de agua (H_2O), el dióxido de carbono (CO_2), el óxido nitroso (N_2O), el metano (CH_4), y el ozono (O_3). Hay además en la atmósfera una serie de GEI creados íntegramente por el ser humano, como los halocarburos y otras sustancias con contenido de cloro y bromo, regulados por el Protocolo de Montreal. Además del CO_2 , N_2O y CH_4 , el Protocolo de Kioto establece normas respecto de otros GEI, como el hexafluoruro de azufre (SF_6), los hidrofluorocarbonos (HFC) y los perfluorocarbonos (PFC). Según el “grado de comprensión científica” alcanzado, los GEI constituyen la principal fuente de forzamiento radiativo positivo, superando en varias veces los forzamientos originados por los otros agentes (Figura V-1). Este grado de comprensión científica representa el “juicio subjetivo acerca de la fiabilidad de los mecanismos físico-químicos que determinan el forzamiento y las incertidumbres que rodean el cálculo cuantitativo del

forzamiento” (IPCC, 2001). Se mide según una escala de valoración con niveles alto, medio, bajo y muy bajo.

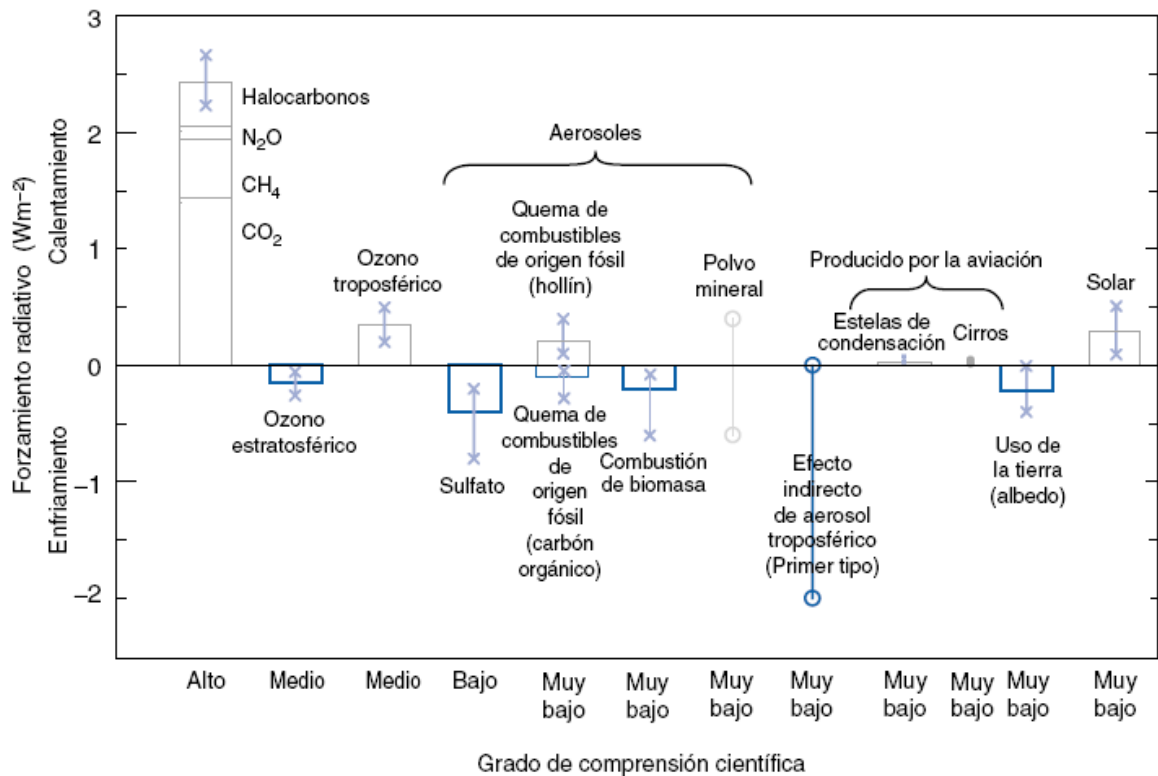


Figura V-1 Forzamientos radiativos (Wm²) medios anuales mundiales debido a varios agentes en el período desde la era preindustrial (1750) hasta el presente. Las barras verticales indican la estimación según el grado de comprensión científica. Las líneas superpuestas a las barras indican el grado de incertidumbre (Tercer Informe de Evaluación, Cambio Climático 2001. IPCC, 2001).

En la Figura V-2 se ilustran los efectos de la era industrial en las emisiones antrópicas de GEI. Las curvas fueron obtenidas mediante el uso de datos paleoatmosféricos a partir de muestras de hielo y neviza en varios emplazamientos en la Antártida y Groenlandia, complementados con datos de muestras atmosféricas directas obtenidas en los últimos decenios.

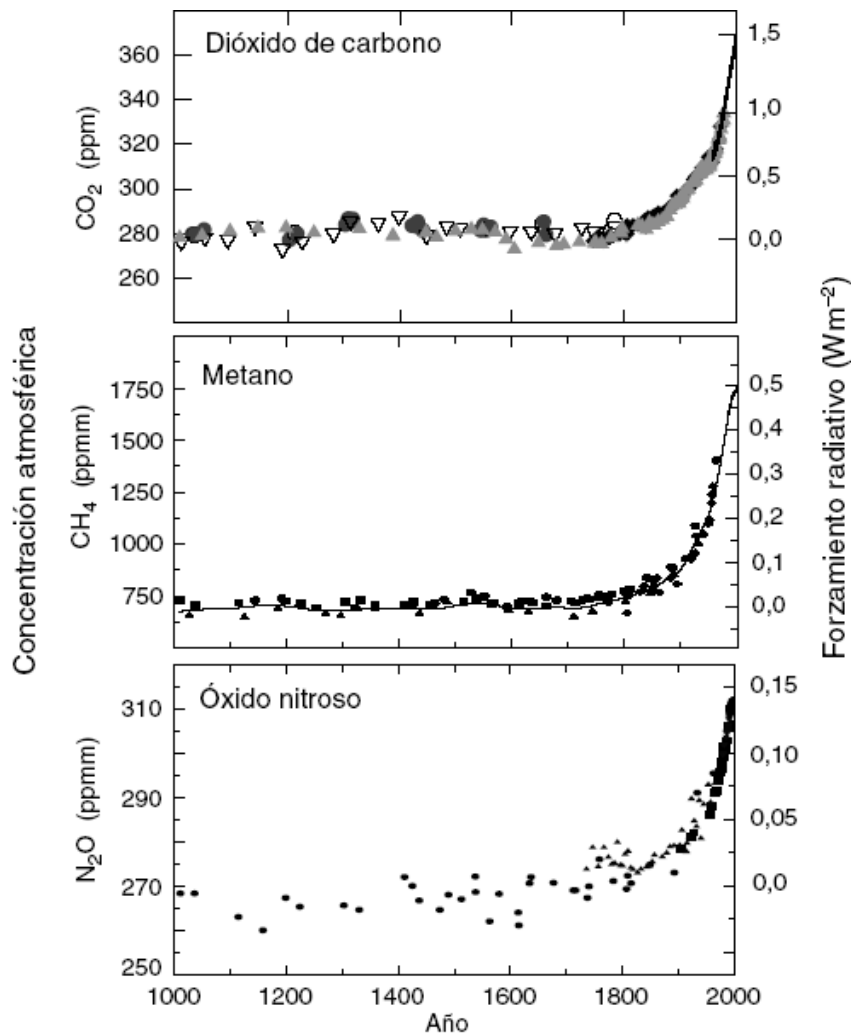


Figura V-2 Concentraciones atmosféricas de CO₂, CH₄ y N₂O en los últimos 1.000 años y forzamiento radiativo estimado para esos gases. Los marcadores dependen del origen de la muestra, ya sea de datos de muestras de hielo y neviza provenientes de emplazamientos en la Antártida y Groenlandia, o mediciones atmosféricas directas recogidas durante los últimos decenios (Tercer Informe de Evaluación, Cambio Climático 2001. IPCC, 2001).

Los cambios en el clima de la Tierra se dan para una amplia gama de escalas temporales, dependiendo de los agentes de forzamiento. Muchos GEI permanecen en la atmósfera durante siglos luego de haber sido emitidos; los aerosoles tienen una duración mucho más breve (de días a semanas), la influencia ocasionada por la actividad volcánica llega a alcanzar unos pocos años, la energía solar varía en pequeñas cantidades (0.1%) en un ciclo de actividad de once años, mientras que las variaciones en la órbita terrestre han ocasionado cambios en la distribución estacional y latitudinal de la radiación solar a escalas temporales de decenas a miles de años. Asimismo, al cambiar los forzamientos radiativos el sistema climático responde en diversas escalas temporales. Las más prolongadas se deben a la gran capacidad de almacenamiento de calor de las

profundidades de los océanos y al ajuste dinámico de los mantos de hielo. Esto significa que la respuesta transitoria a un cambio puede durar miles de años. Todo cambio en el equilibrio radiativo de la Tierra alterará el ciclo hidrológico mundial y la circulación atmosférica y oceánica.

V-2 Escenarios de aumento del nivel medio del mar

El nivel del mar en la línea costera está determinado por muchos factores en el medio ambiente mundial que funcionan con distintas escalas temporales, desde horas (las mareas), hasta millones de años (los cambios en las cuencas oceánicas debidos a la tectónica y la sedimentación). Por su enorme masa y su gran capacidad de almacenamiento de calor, los océanos tornan más lento el cambio climático e influyen en la escala temporal de la variabilidad del sistema océano-atmósfera, generando perturbaciones en la estabilización de los cambios en el orden de los decenios a siglos.

Se cree que la expansión térmica que experimenta el agua al calentarse es una de las causas contribuyentes principales en los cambios históricos del nivel del mar. Además, se prevé que la expansión térmica aportará el mayor contribuyente al aumento del nivel del mar en los próximos cien años. Las temperaturas de las profundidades de los océanos cambian muy lentamente, con lo cual, la expansión térmica continuará por muchos siglos, aunque se estabilicen las concentraciones de GEI en la atmósfera. La distribución geográfica del cambio en el nivel del mar es resultado de la variación geográfica de la expansión térmica, los cambios en la salinidad, los vientos y la circulación de los océanos. La gama de variación regional es considerable comparada con el aumento medio del nivel del mar en el mundo.

Otra causa importante del cambio en el nivel del mar lo constituye el intercambio de agua oceánica con el agua acumulada en la tierra. El principal almacenamiento en la tierra es de agua congelada en los glaciares o en las capas de hielo. Después de la expansión térmica se prevé que la fusión de los glaciares de montaña y de los casquetes de hielo constituirá el principal aporte al aumento del nivel del mar en los próximos cien años. Esos glaciares y casquetes de hielo representan sólo un escaso porcentaje de la superficie de los hielos continentales en el mundo, pero son más sensibles al cambio climático que las capas de hielo más vastas en Groenlandia y la Antártida, pues estas últimas están en climas más fríos, con menos precipitaciones y bajos índices de fusión. En consecuencia se prevé que las grandes capas de hielo sólo harán un reducido aporte al cambio del nivel del mar en los próximos decenios.

Las proyecciones en los cambios del nivel del mar generadas por el IPCC (2001), fueron determinadas mediante la utilización de Modelos Generales de Circulación Atmósfera-Océano (MGCAO). Para motorizar los MGCAO, el IPCC utilizó una serie de escenarios de emisiones denominados “escenarios IE-EE”. Cada escenario de emisiones representa una interpretación cuantitativa específica de una línea evolutiva. Estas líneas evolutivas describen de manera coherente las relaciones entre las fuerzas determinantes de las emisiones y su evolución. Dichas fuerza determinantes son principalmente de origen demográfico, económico y tecnológico, y establecen las emisiones futuras de los Gases de Efecto Invernadero (GEI).

Para generar las predicciones del desplazamiento del frente de salinidad ante cambios en el nivel del mar, se plantearon una serie de escenarios, partiendo de las proyecciones del clima futuro de la tierra determinado por el IPCC (2001). Se definió así la serie de escenarios según proyecciones de aumento del nivel del mar para las estaciones de invierno y verano. Los escenarios finalmente utilizados fueron clasificados en los siguientes grupos:

- Escenarios según proyecciones medias de aumento del nivel del mar para el año 2100, (**Imd** y **Vmd** para invierno y verano respectivamente).
- Escenarios según proyecciones máximas de aumento del nivel del mar para el año 2100, (**Imx** y **Vmx** para invierno y verano respectivamente).
- Escenarios según proyecciones de aumento del nivel del mar, de acuerdo con situaciones de altas concentraciones de CO₂ atmosférico (**Ico₂** y **Vco₂** para invierno y verano respectivamente).

V-2.1 Proyecciones para el año 2100

Considerando los resultados relativos a la expansión térmica y la pérdida de masa de los glaciares y casquetes de hielo terrestre, el IPCC en todos los escenarios del IE-EE proyecta un aumento del nivel del mar entre 0.09 m y 0.88 m en el período comprendido entre 1990 y 2100 (Figura V-3). El valor central del intervalo es de 0.48 m, lo que corresponde a una tasa media de dos a cuatro veces mayor, aproximadamente, que la tasa registrada en el transcurso del siglo XX.

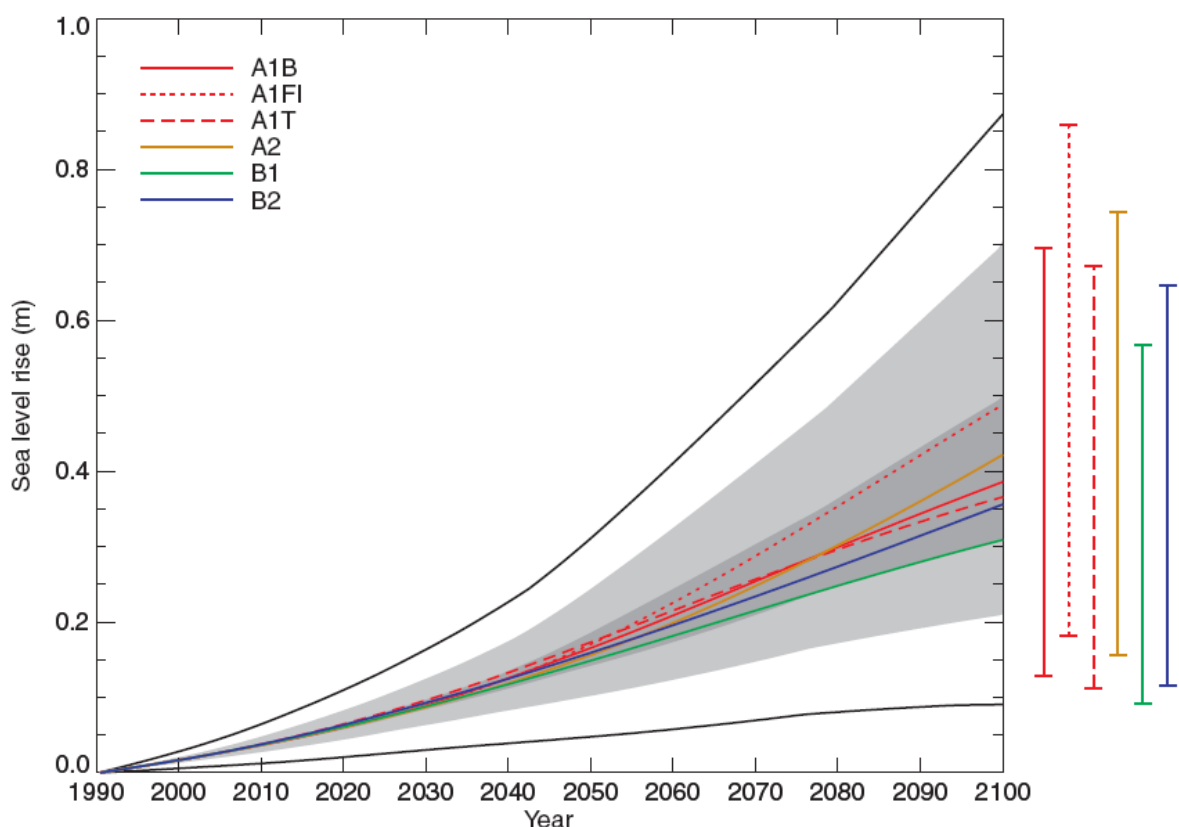


Figura V-3 Elevación media del nivel del mar a escala mundial entre 1990 y 2100 en los escenarios del IE-EE. Cada una de las seis líneas que aparecen indicadas con su significado dentro de la figura representa el promedio de los resultados de los MCGAO para cada uno de los seis escenarios ilustrativos. El sector sombreado de color oscuro muestra el margen de variación de los MCGAO. El sector delimitado por las líneas exteriores muestra el margen de variación de los MGCAO y los escenarios que tienen en cuenta la incertidumbre relacionada con los cambios en el hielo terrestre y en la capa de permafrost y el depósito de sedimentos (Tercer Informe de Evaluación, Cambio Climático 2001. IPCC, 2001).

Los resultados de los MGCAO del IPCC muestran que el margen de variación de aumento del nivel del mar a escala regional, es muy amplio en comparación con el aumento medio del nivel del mar a escala mundial. Específicamente para la zona de estudio de este trabajo, pareciera haber un acuerdo entre todos los experimentos del IPCC en que el aumento del nivel del mar es algo superior al promedio. Esto se puede deducir mediante la observación de los mapas de aumento del nivel del mar de la Figura V-4.

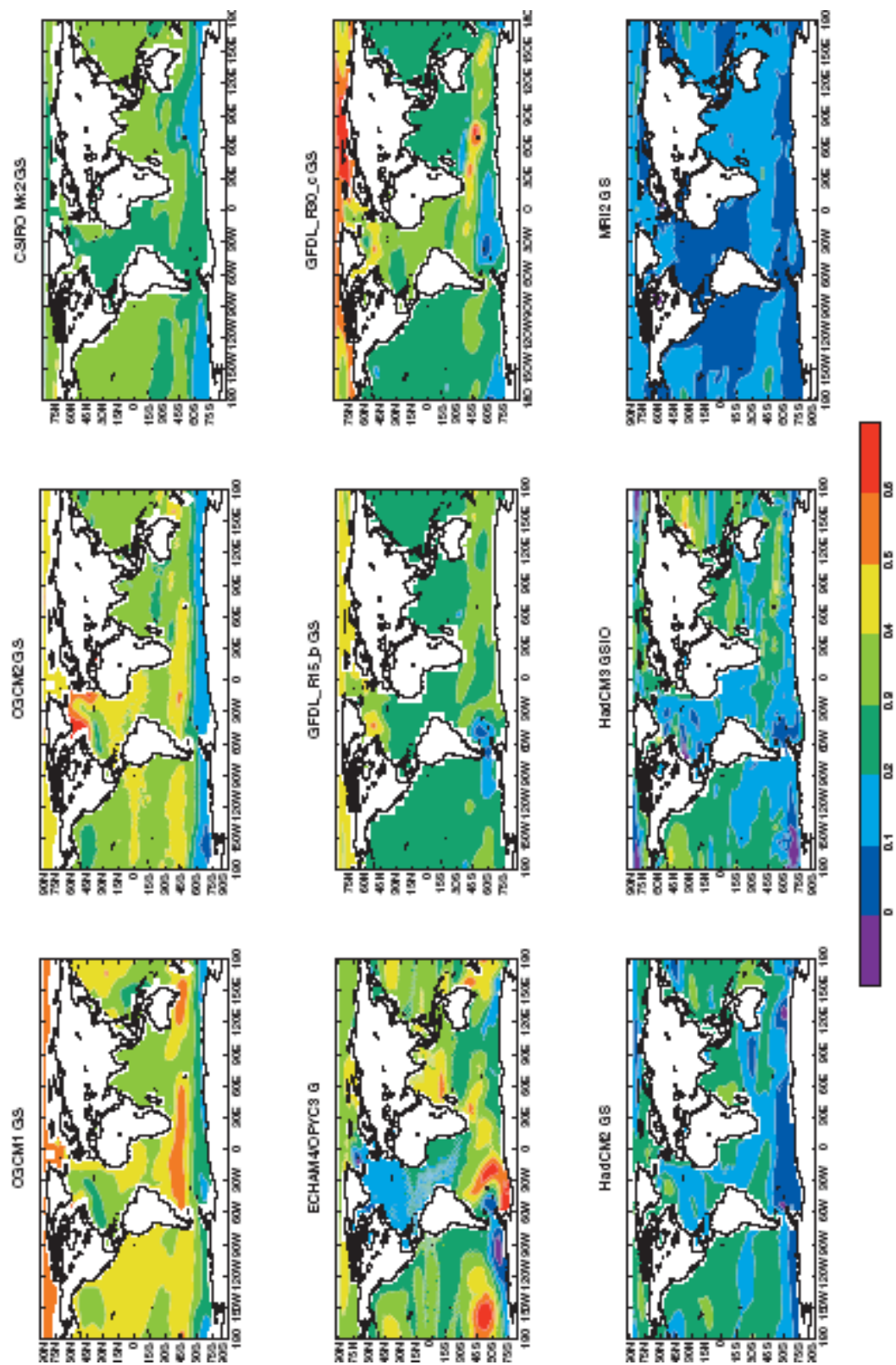


Figura V-4 Aumento del nivel del mar en metros para el siglo XXI resultante de la expansión térmica y los cambios en la circulación oceánica, calculado a partir de experimentos realizados con los MGCAO (Tercer Informe de Evaluación, Cambio Climático 2001. IPCC, 2001).

Con los resultados anteriormente presentados se determinaron los grupos de escenarios para aumento del nivel del mar según proyecciones medias (Imd y Vmd), y para aumento del nivel del mar según proyecciones máximas (Imx y Vmx). Para el primer grupo se tomó un aumento del nivel oceánico igual a 0.5 metros, en correspondencia con el valor medio mundial de aumento del nivel del mar proyectado por el IPCC para el año 2100 de 0.48 m. Para el segundo grupo se tomó un aumento del nivel oceánico igual a 1.0 metros, por considerarlo de magnitud semejante a la proyección máxima de aumento del nivel del mar de 0.88 m. Con estas variaciones a los escenarios utilizados en la etapa de validación para cada una de las estaciones, se determinaron los escenarios de invierno y verano.

V-2.2 Proyecciones según condiciones críticas de concentración de CO₂

Con el fin de evaluar bajo que condiciones se podría producir una situación crítica del desplazamiento de la cuña salina, se plantearon escenarios extremos de aumento del nivel medio del mar. Los mismos se escogieron en correspondencia con proyecciones del IPCC, para altos niveles de concentración de CO₂, según el Tercer Informe de Evaluación, Cambio Climático 2001 (IPCC, 2001). Los criterios para la determinación de lo que se consideran altos niveles de concentración se basaron en el análisis de los escenarios de estabilización de CO₂ desarrollados por el IPCC (2001) y se explican en la presente sección.

A largo plazo, la expansión térmica y los cambios en las capas de hielo son las causas principales del aumento del nivel del mar. Dicha expansión puede contribuir al aumento del nivel del mar durante varios siglos después de que las concentraciones de gas en la atmósfera se hayan estabilizado. La extensa escala temporal necesaria para alcanzar la estabilización del nivel del mar debida a la expansión térmica, se debe al débil proceso de difusión y al lento proceso de circulación asociados al transporte de calor hacia las profundidades del océano. El IPCC (2001), muestra una serie de experimentos desarrollados con los MGCAO con el objeto de cuantificar el retardo que se genera desde la estabilización de la concentración de CO₂ atmosférico, hasta la estabilización del nivel del mar por efecto de la expansión térmica y obtener resultados de aumento del nivel del mar para esas situaciones (Figura V-5). Los resultados muestran que la expansión térmica en los experimentos con 2xCO₂ luego de 500 años de alcanzar la concentración de estabilización de CO₂ es 4 a 9 veces más grande que al tiempo en que el CO₂ se estabilizó. Incluso a ese tiempo, sólo habrá alcanzado la mitad del nivel definitivo, el cual según

los modelos sería de entre 0.5 m y 2.0 m para los experimentos de $2xCO_2$ y de entre 1.0 m y 4.0 m para los experimentos de $4xCO_2$.

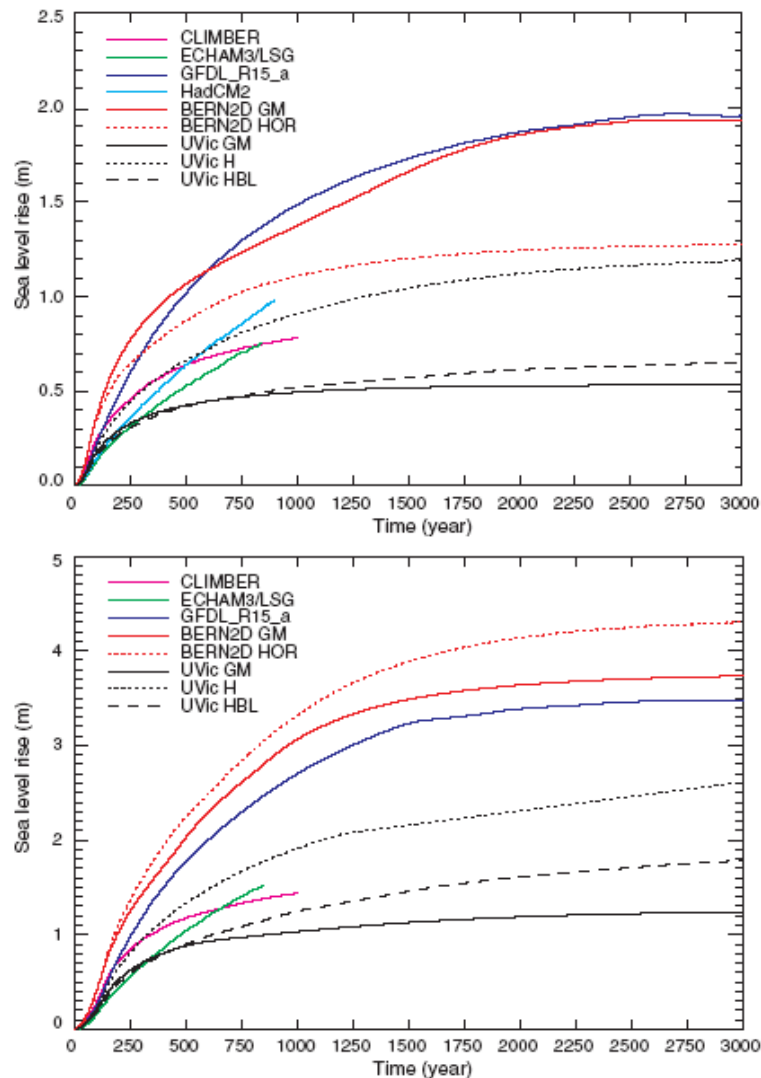


Figura V-5 Aumento medio del nivel del mar a escala mundial debido a la expansión térmica para distintos experimentos con a) aumento de la concentración de CO_2 con una tasa de 0.1%/año durante 70 años y luego mantenida constante al doble del valor de concentración inicial (preindustrial); b) aumento de la concentración de CO_2 con una tasa de 0.1%/año durante 140 años y luego mantenida constante a cuatro veces el valor de concentración inicial (preindustrial) (Tercer Informe de Evaluación, Cambio Climático 2001. IPCC, 2001).

Las capas de hielo seguirán reaccionando ante el cambio climático durante durante varios miles de años más, aunque el clima se estabilice. Las capas de hielo de la Antártida y de Groenlandia contienen en conjunto, un volumen de agua suficiente como para elevar el nivel del mar en casi 70 m si se deshelaran, de manera que hasta un pequeño cambio parcial en su volumen podría tener efectos considerables.

Los modelos proyectan que, si el aumento de la temperatura a nivel local superara en promedio los 3°C por año y continuara al mismo ritmo durante milenios, se produciría una fusión prácticamente total de la capa de hielo de Groenlandia, lo que haría elevar el nivel del mar en unos 7 m. (IPCC, 2001). Las temperaturas proyectadas para Groenlandia de acuerdo con los distintos modelos utilizados por el IPCC, superan en general el promedio mundial de temperaturas entre 1.2 y 3.1 veces. Si el calentamiento de Groenlandia fuera de 5.5 °C (Figura V-7), de acuerdo con los escenarios de estabilización intermedios de la Figura V-6, es probable que la capa de hielo de Groenlandia contribuyera al ascenso del nivel del mar en una proporción de aproximadamente 3 m en un lapso de 1000 años.

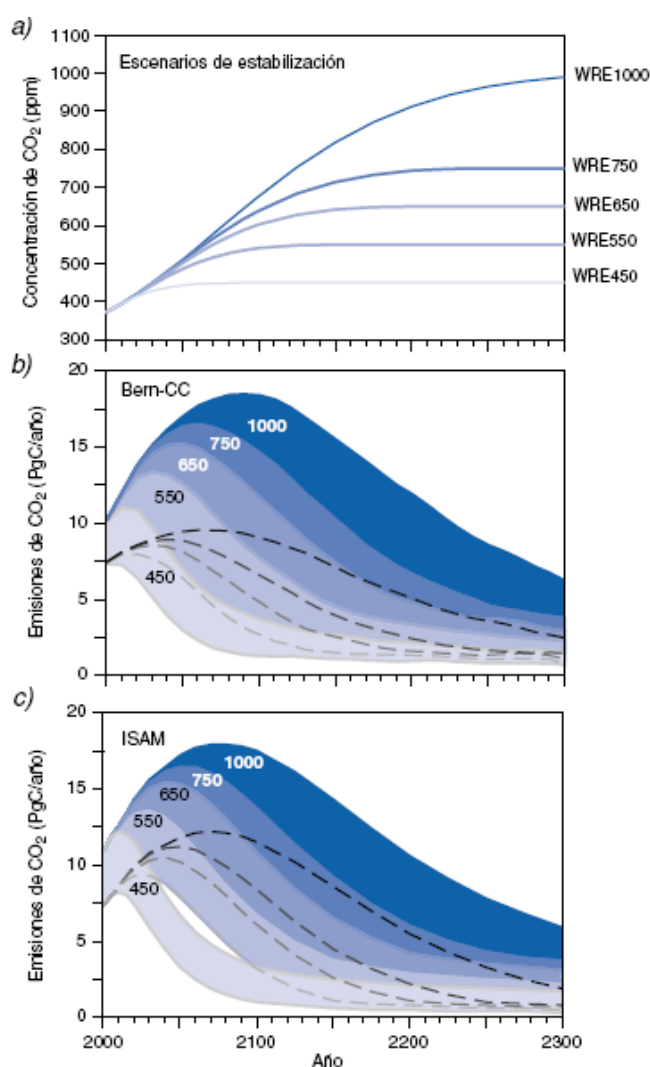


Figura V-6 Proyección de emisiones de CO₂ para la estabilización de concentración de CO₂ en la atmósfera. El recuadro a) muestra las trayectorias hipotéticas de la concentración de CO₂ (escenarios de estabilización WRE) y los recuadros b) y c) muestran las emisiones de CO₂ proyectadas por dos modelos de ciclo rápido del carbono para alcanzar los escenarios de estabilización WRE (Tercer Informe de Evaluación, Cambio Climático 2001. IPCC, 2001).

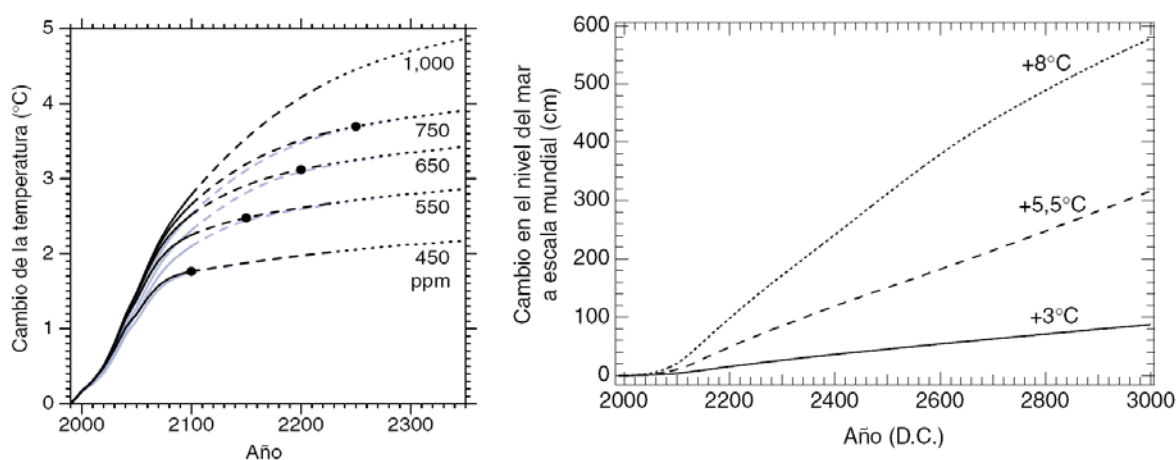


Figura V-7 a) Cambios proyectados de la temperatura media a nivel mundial cuando la concentración de CO_2 se establezca de acuerdo con los perfiles WRE de la Figura V-6. b) Respuesta de la capa de hielo de Groenlandia en tres escenarios de calentamiento climático durante el tercer milenio, expresada en cambios equivalentes en el nivel del mar a escala mundial. Los valores asignados a las curvas corresponden al aumento de la temperatura media anual en Groenlandia para el año 3000, de acuerdo a concentraciones de GEI para el año 2130 (Tercer Informe de Evaluación, Cambio Climático 2001. IPCC, 2001).

La capa de hielo de la Antártida occidental ha atraído especial atención porque contiene suficiente hielo como para hacer elevar el nivel del mar en 6 m, y porque se ha sugerido que la inestabilidad que le confiere el hecho de estar asentada sobre tierra por debajo del nivel del mar, podría dar lugar a un rápido deshielo cuando se debiliten las barreras de hielo que la rodean. No obstante, los modelos actuales de la dinámica de los hielos proyectan que la capa de hielo de la Antártida occidental contribuirá a la elevación del nivel del mar en no más de 3 mm por año durante los próximos 1000 años, aunque ocurran cambios importantes en las barreras de hielo.

Analizando los efectos de expansión térmica y, teniendo en cuenta aportes por el derretimiento de la capa de hielo de Groenlandia y la Antártida occidental hacia el año 3000, se adoptó un aumento del nivel del mar para los escenarios I_{CO_2} y V_{CO_2} igual a 4.2 metros, respecto de los escenarios de validación Eva-I y Eva-V, respectivamente.

V-3 Predicciones del modelo RPP-3D

En esta sección se presentan las predicciones obtenidas para los escenarios expuestos anteriormente. Se informan los resultados del modelo según los escenarios para el año 2100 y para una situación posible a desarrollarse a muy largo plazo, donde las concentraciones de CO₂ atmosférico puedan haberse estabilizado o alcanzado niveles elevados, según las proyecciones del IPCC (2001). Los resultados se presentan mediante mapas de salinidad en fondo y superficie, y perfiles de salinidad correspondientes a los cortes *a*, *b* y *c* de la Figura IV-21.

Para realizar un análisis cualitativo de la evolución de salinidad en el área de estudio, se generaron mapas de diferencias de salinidad en fondo y superficie, para cada uno de los escenarios ensayados respecto de los escenarios de la serie Eva, como así también cortes de diferencias de salinidad correspondientes con las trazas de la Figura IV-21.

V-3.1 Hacia el año 2100

Predicciones medias para la estación de invierno (Escenario Imd)

En la Figura V-8 y la Figura V-9 se muestran los mapas de salinidad obtenidos con el modelo RPP-3D. En la Figura V-10 y la Figura V-11 se presentan las comparaciones de salinidad para el escenario Imd respecto del escenario Eva-I. Los patrones positivos indican un aumento de la concentración salina, mientras que los patrones negativos muestran una disminución. Los resultados obtenidos tanto con el escenario de validación de invierno como con el de verano, son considerados a los efectos del análisis de este capítulo, como representativos de las condiciones de salinidad actual.

En líneas generales se puede decir que no se observan diferencias significativas entre los resultados obtenidos con el escenario Imd y los resultados obtenidos con el escenario de validación. Los mapas de diferencias muestran en superficie una serie de patrones positivos y negativos, aunque los cambios registrados permanecen acotados dentro del rango de +/-3 psu, salvo aisladas excepciones. En fondo, sin embargo, los cambios son esencialmente positivos y de mayor intensidad en la zona del frente de salinidad. Esto indicaría que la base de la cuña se está desplazando hacia el interior del Río de la Plata. No obstante, los mayores cambios en la concentración salina son cercanos a 0.5 psu y se presentan en un área reducida.

En la Figura V-12 y la Figura V-13 se exponen los resultados de la simulación con el escenario Imd y las diferencias respecto del escenario Eva-I, obtenidas para los cortes *a*, *b* y *c* de la Figura IV-21. En la Figura V-13 se observa el desplazamiento que sufre el frente de la cuña salina hacia el interior del Río de la Plata. Se producen cambios de concentración, de muy débil intensidad, en una zona de unos de 25 km cerca del frente. En correspondencia con las imágenes de salinidad en superficie y fondo, se aprecian mayores cambios de concentración cerca de la costa uruguaya, lo cual es consistente con las mayores corrientes provenientes del interior del Río de la Plata, que se generan sobre dicho litoral durante el invierno.

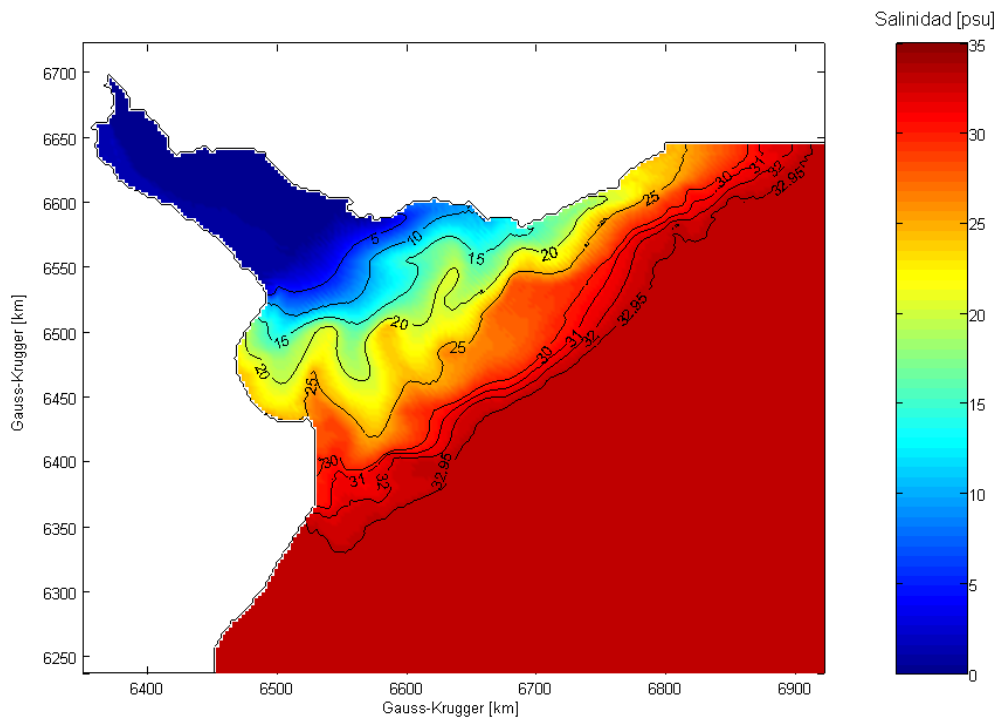


Figura V-8 Salinidad en superficie para la estación de invierno según el escenario Imd

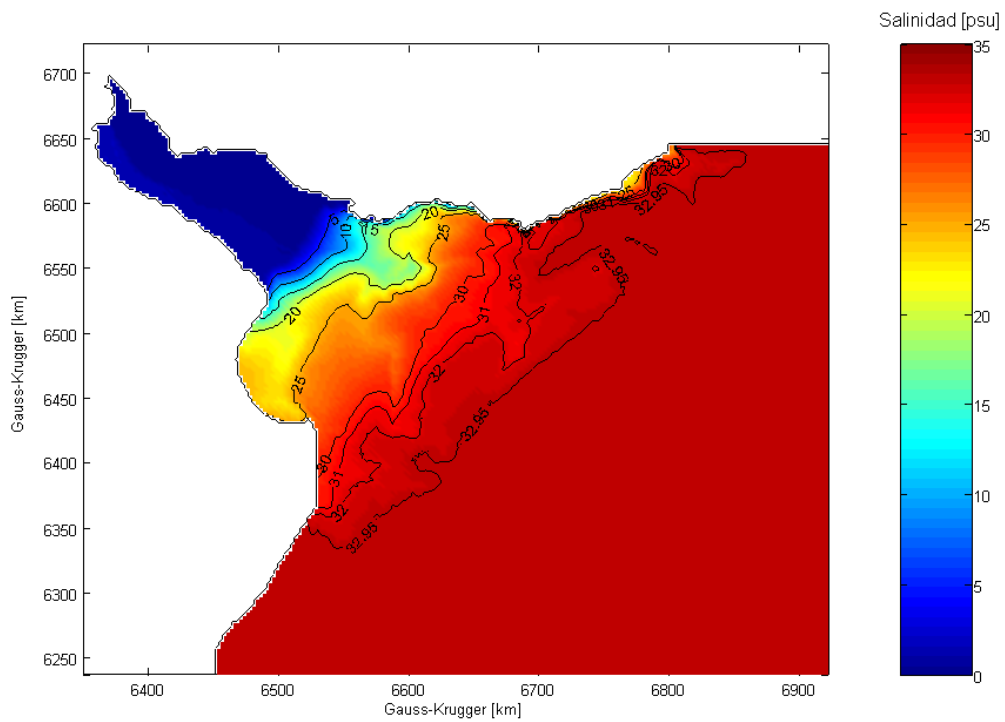


Figura V-9 Salinidad en fondo para la estación de invierno según el escenario Imd

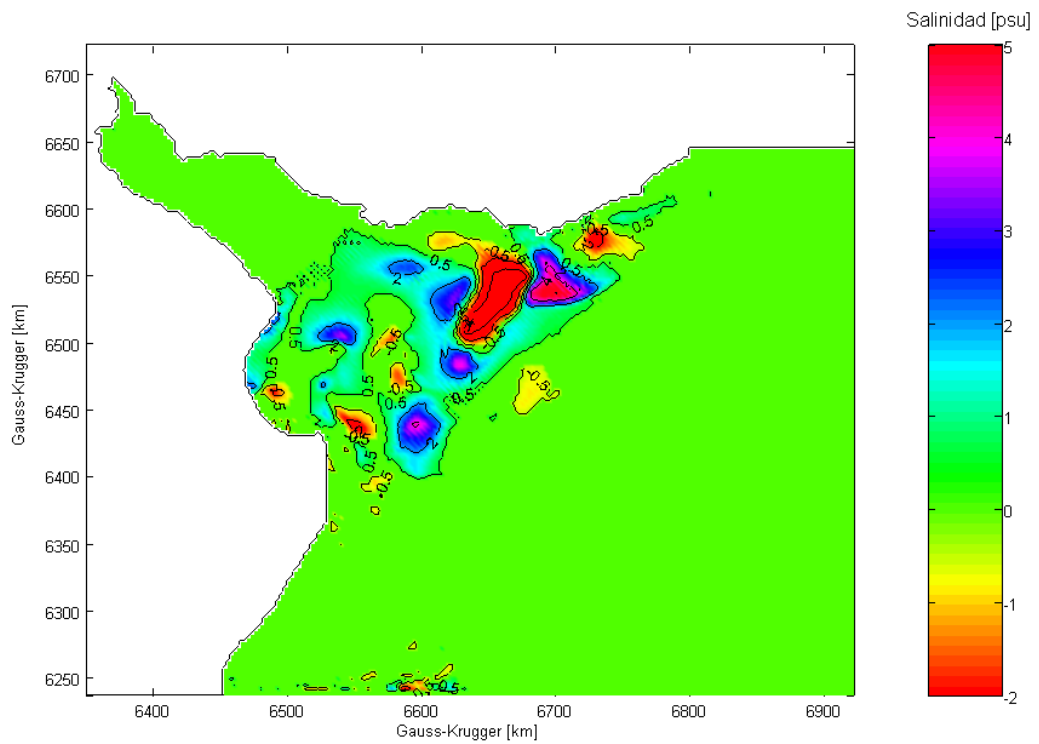


Figura V-10 Cambios de salinidad en superficie según el escenario lmd respecto del escenario Eva-I

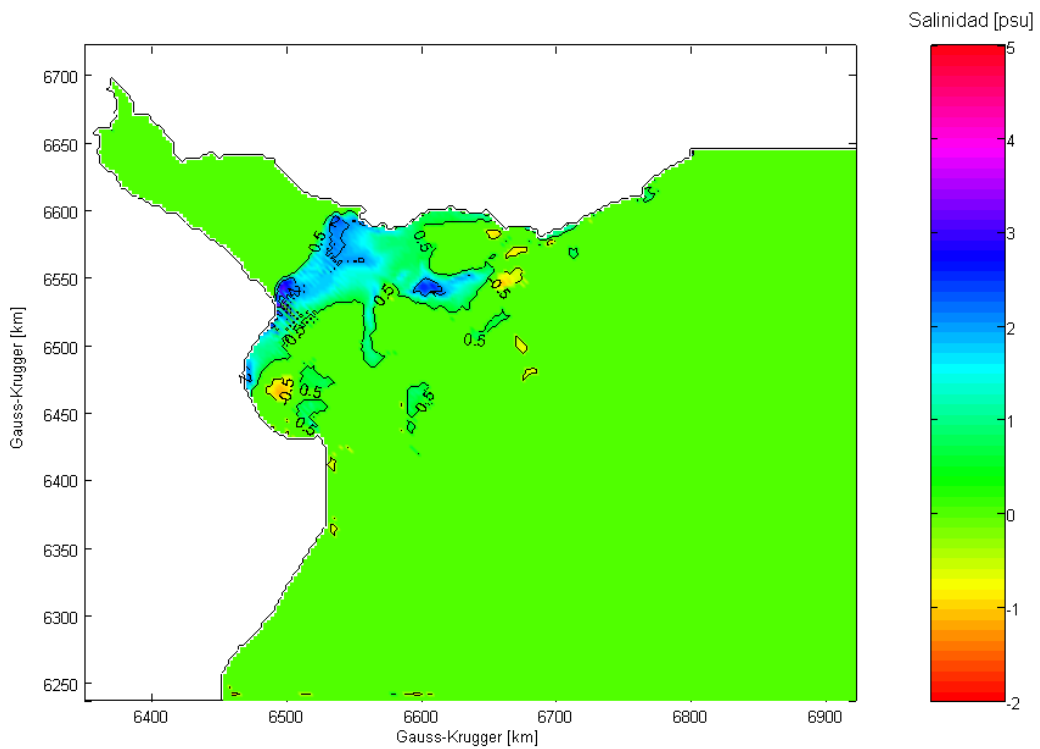


Figura V-11 Cambios de salinidad en fondo según el escenario lmd respecto del escenario Eva-I

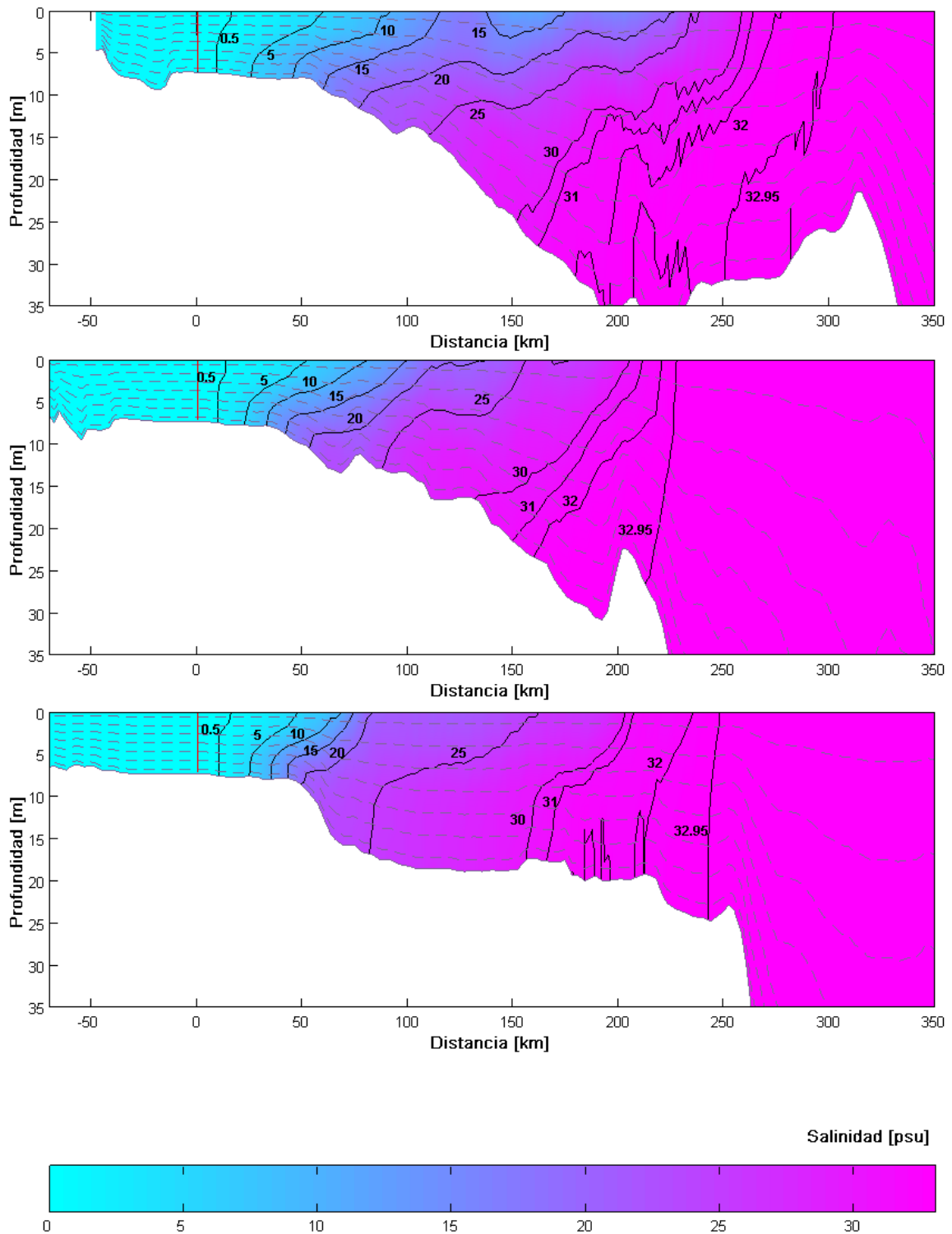


Figura V-12 Secciones verticales de salinidad *a*, *b* y *c* (de arriba hacia abajo) para el escenario 1md. Las trazas de cada uno de los cortes se indican en la Figura IV-21. En línea punteada se indican las profundidades correspondientes a los niveles intermedios a la coordenada sigma, de la grilla del RPP-3D. El nivel cero coincide con el nivel medio del mar, que para este escenario es de 1.3 metros sobre el plano de reducción local (cota del Riachuelo), es decir, 0.5 m de aumento del nivel respecto de la situación actual

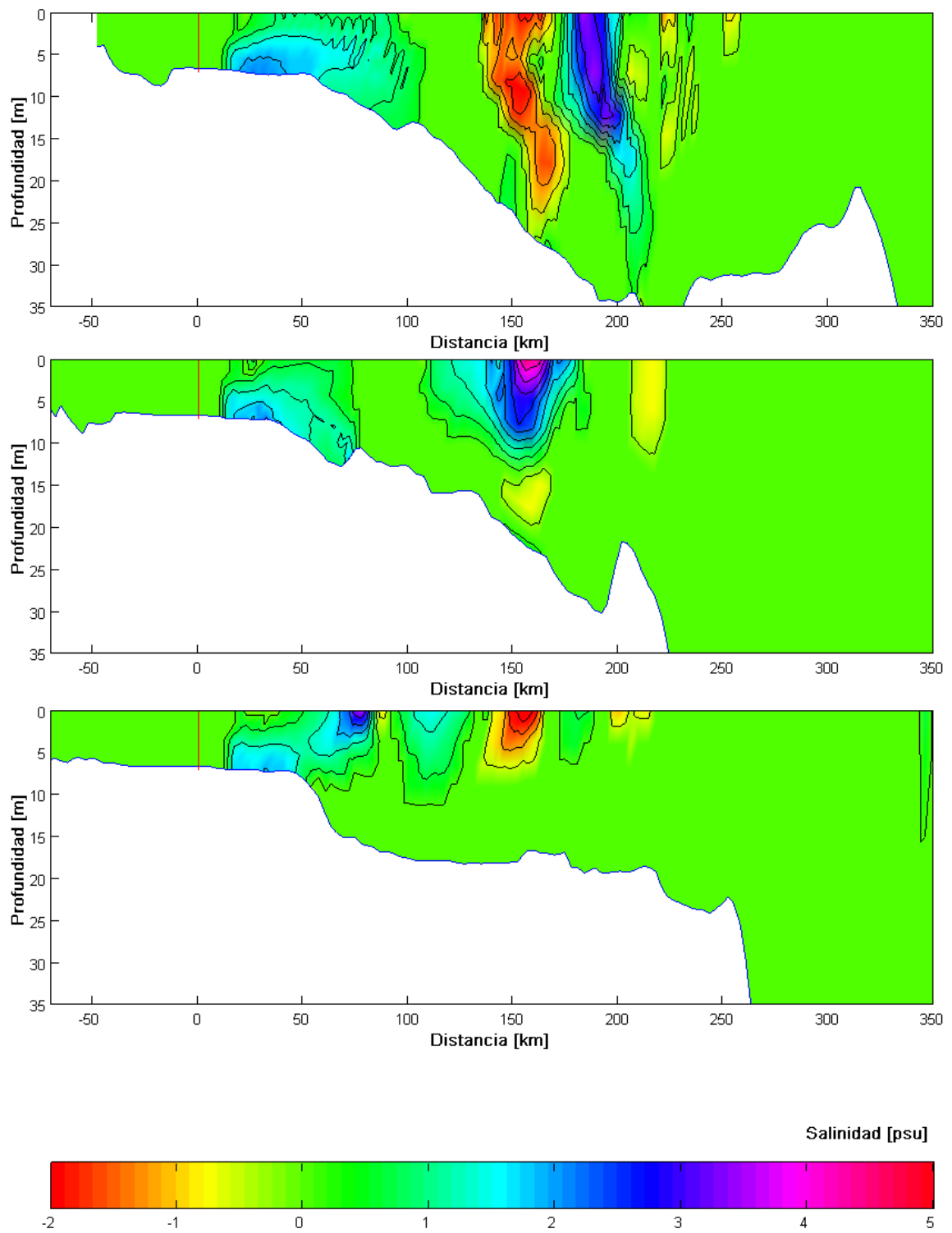


Figura V-13 Secciones verticales de cambios de salinidad *a*, *b* y *c* (de arriba hacia abajo) según el escenario *Imd* respecto del escenario *Eva-I*. Las trazas de cada uno de los cortes se indican en la Figura IV-21. El nivel cero coincide con el promedio de los planos locales de referencia entre ambos escenarios.

Predicciones medias para la estación de verano (Escenario Vmd)

En la Figura V-14 y la Figura V-15 se muestran los resultados de la simulación correspondiente a las condiciones medias para el verano. A continuación, en la Figura V-16 y la Figura V-17 se muestran los cambios de concentración salina respecto del escenario de validación de verano Eva-V. Al igual que lo visto en el caso de invierno, en líneas generales no se observan grandes diferencias entre los resultados obtenidos con el escenario Vmd y los resultados obtenidos con el escenario de validación. Los cambios en superficie se presentan ahora mas uniformemente distribuidos comparado con el caso de invierno, y de mucha menor intensidad, rondando los 0.5 psu. Sin embargo, en el fondo las variaciones de salinidad son algo mayores que en el caso de invierno. No obstante, ahora los mayores cambios se manifiestan apartados algunos kilómetros de las márgenes argentina y uruguaya (Figura V-17), mientras que en invierno se producen con mayor intensidad cerca de las márgenes (Figura V-11).

En la Figura V-18 y la Figura V-19 se muestran los resultados de la simulación para condiciones medias de verano y las diferencias respecto de las condiciones actuales, en correspondencia con los cortes *a*, *b* y *c* de la Figura IV-21. Básicamente, se observa un desplazamiento de la base de la cuña similar al caso de invierno. Sin embargo, tanto los cortes como las imágenes en planta muestran que los cambios se presentan con mayor intensidad en el centro del estuario, a diferencia de lo que ocurre en el caso de invierno, donde los cambios se dan con mayor intensidad sobre la costa uruguaya. Nuevamente se observa que los cambios verticales de salinidad se producen en forma mucho más homogénea respecto del invierno, donde se pueden ver patrones positivos y negativos de gran extensión.

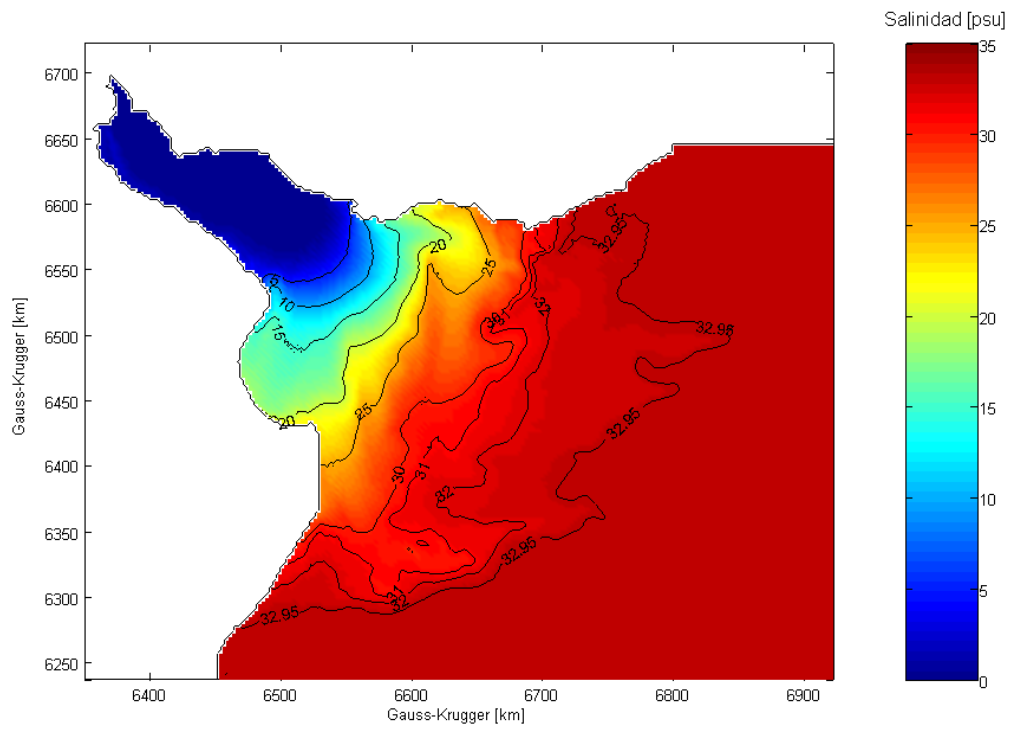


Figura V-14 Salinidad en superficie para la estación de verano según el escenario Vmd

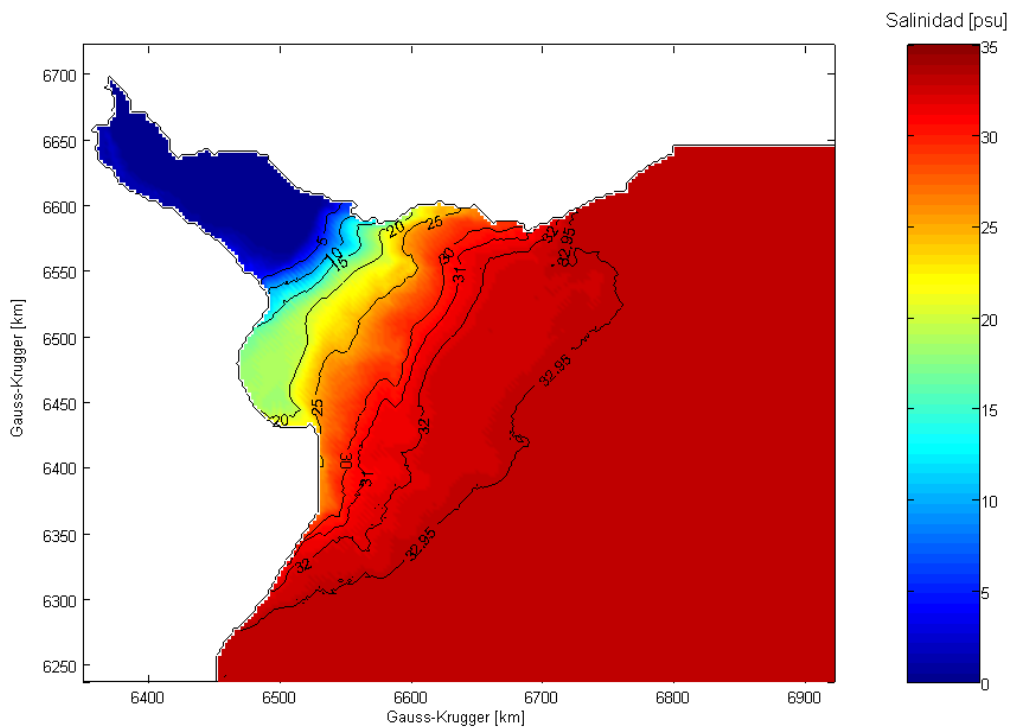


Figura V-15 Salinidad en fondo para la estación de verano según el escenario Vmd

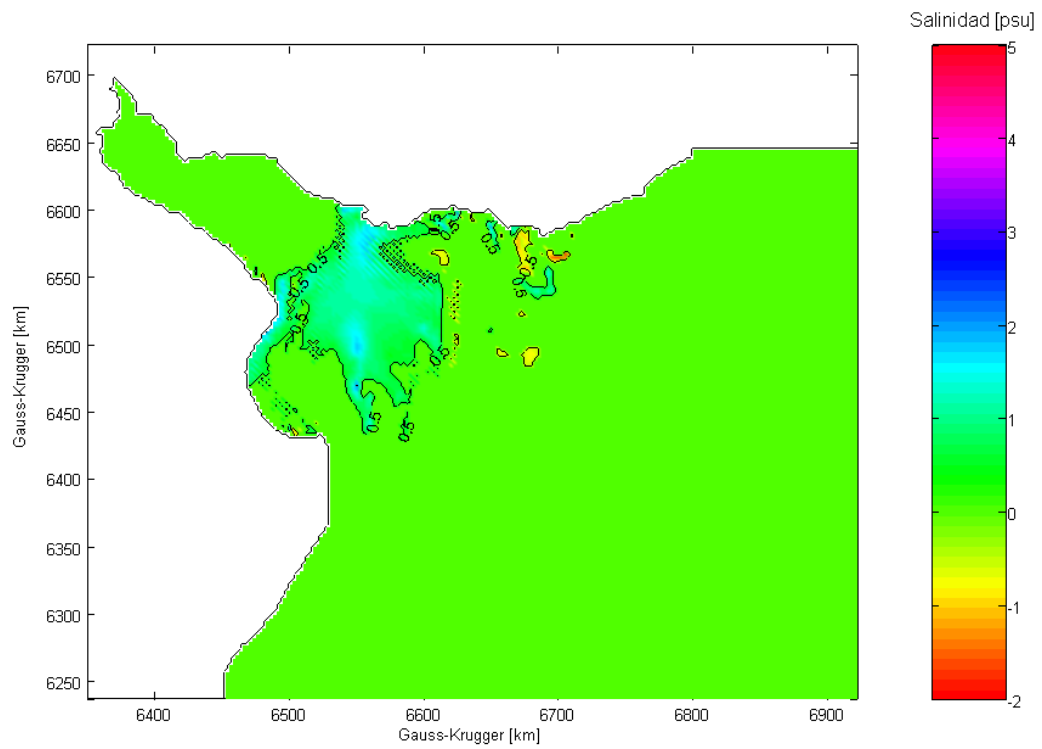


Figura V-16 Cambios de salinidad en superficie según el escenario Vmd respecto del escenario Eva-V

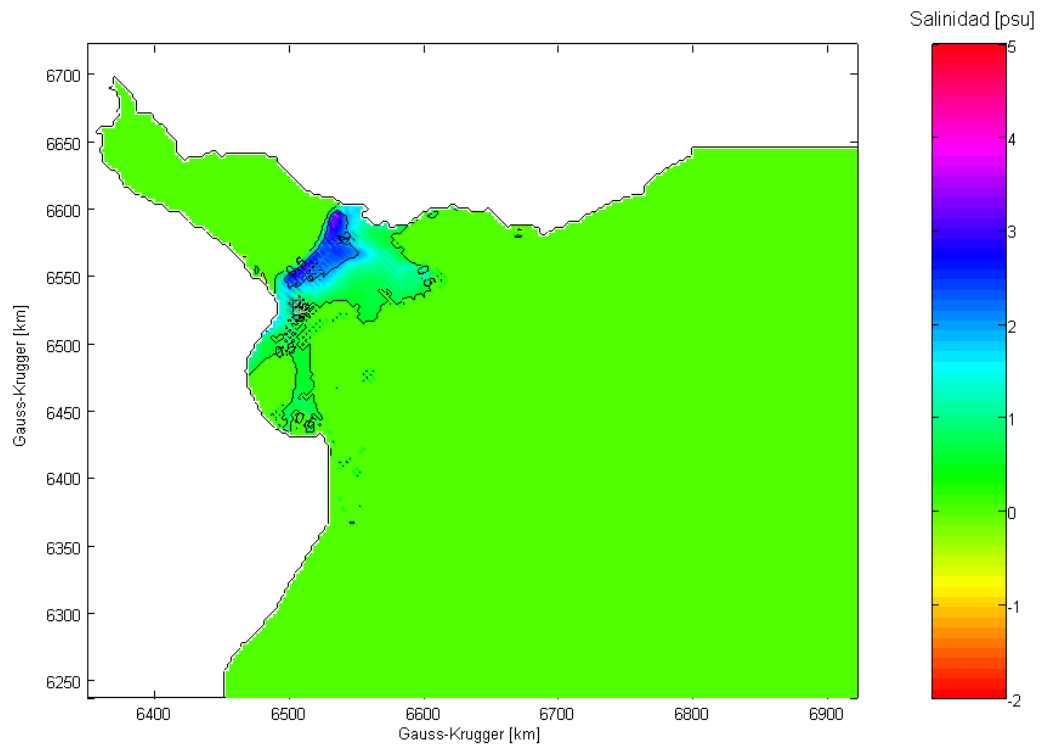


Figura V-17 Cambios de salinidad en fondo según el escenario Vmd respecto del escenario Eva-V

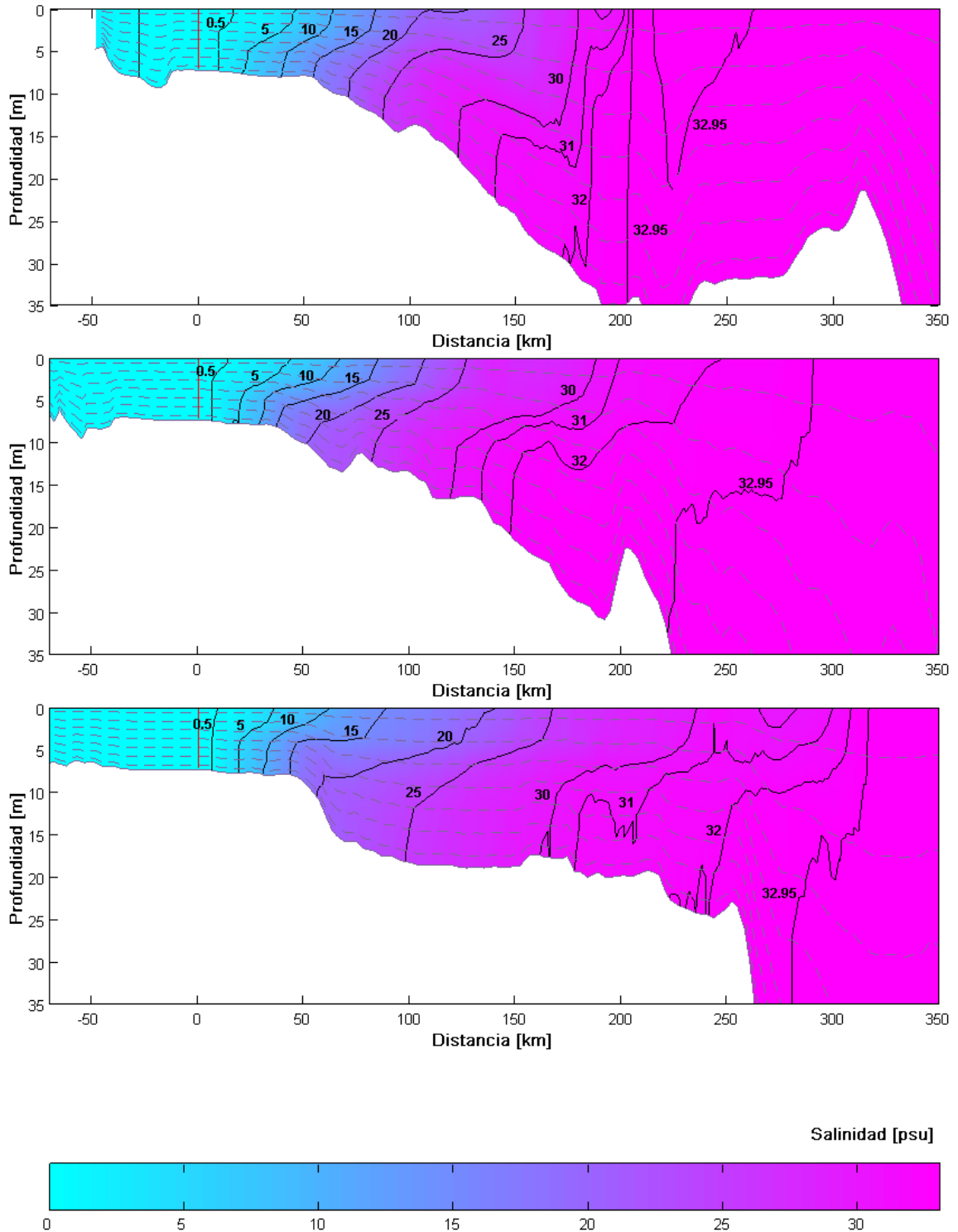


Figura V-18 Secciones verticales de salinidad a, b y c (de arriba hacia abajo) para el escenario Vmd. Las trazas de cada uno de los cortes se indican en la Figura IV-21. En línea punteada se indican las profundidades correspondientes a los niveles intermedios a la coordenada sigma, de la grilla del RPP-3D. El nivel cero coincide con el nivel medio del mar, que para este escenario es de 1.3 metros sobre el plano de reducción local (cota del Riachuelo), es decir, 0.5 m de aumento del nivel respecto de la situación actual

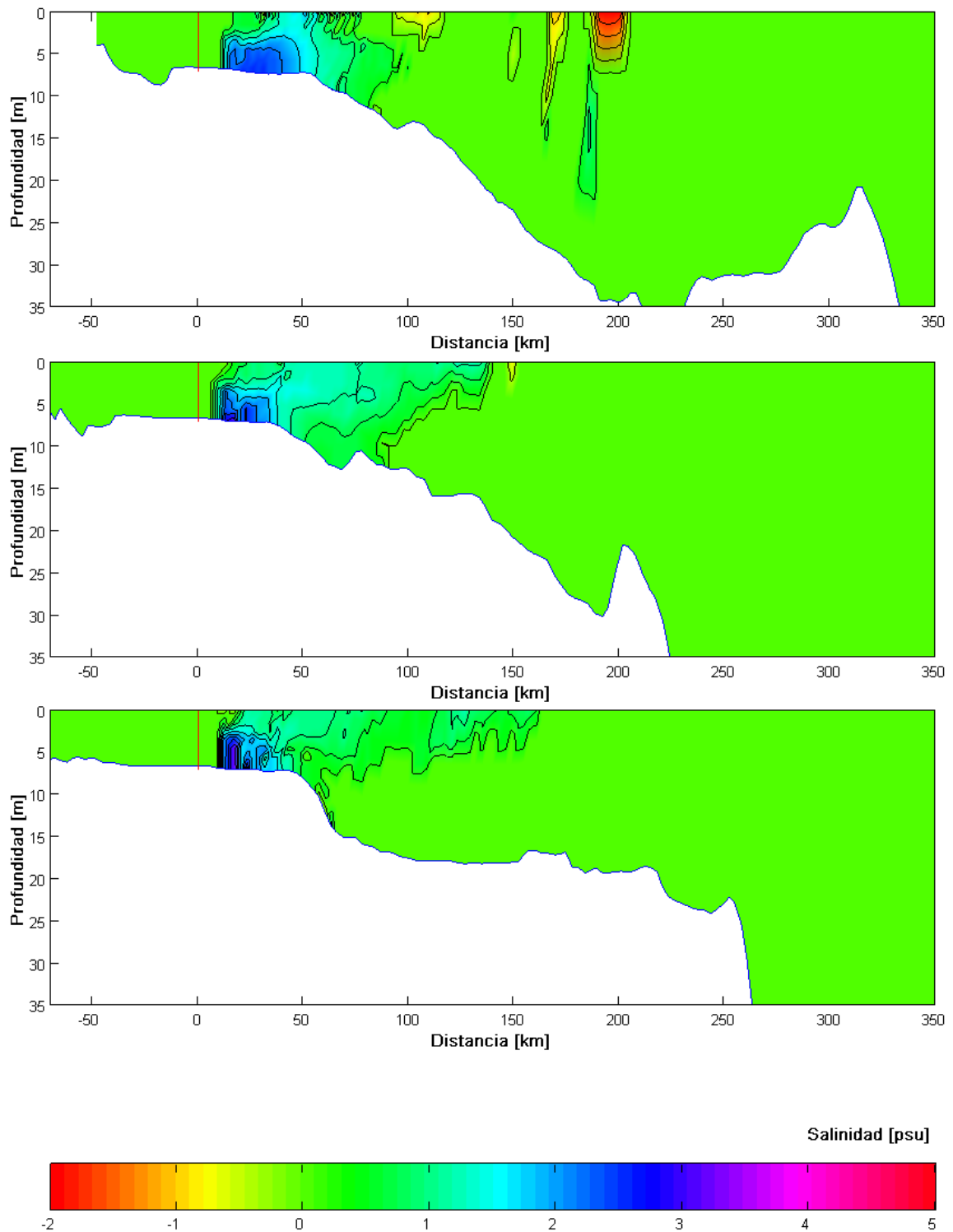


Figura V-19 Secciones verticales de cambios de salinidad a, b y c (de arriba hacia abajo) según el escenario Vmd respecto del escenario Eva-V. Las trazas de cada uno de los cortes se indican en la Figura IV-21. El nivel cero coincide con el promedio de los planos locales de referencia entre ambos escenarios.

Predicciones máximas para la estación de invierno (Escenario Imx)

De la Figura V-20 a la Figura V-23 se exponen las imágenes de superficie y fondo, obtenidas con la simulación del escenario según condiciones máximas de invierno, como así también las comparaciones respecto de las condiciones actuales. Se observan cambios de salinidad similares a los del caso de condiciones medias de invierno, pero con mayor intensidad, tanto en superficie como en fondo. Se intensifican los patrones alternados positivos y negativos en la superficie, y al igual que antes, en el fondo los cambios son netamente positivos, mostrando un corrimiento de la cuña salina hacia el interior del Río de la Plata. Nuevamente se aprecian núcleos de mayor concentración cercanos a las márgenes argentina y uruguaya (Figura V-23), pero ahora llegan a valores de 4 psu. Los mayores cambios de salinidad se dan en una franja concentrada cerca de la Barra del Indio. La zona interior de la Bahía Samborombón permanece prácticamente invariable.

En la Figura V-24 y la Figura V-25 se muestran los resultados de la simulación con el escenario Imx y las diferencias respecto del escenario Eva-I, obtenidas para los cortes *a*, *b* y *c* de la Figura IV-21. Se observa como los cambios de concentración en el fondo del río alcanzan magnitudes considerablemente más grandes. Ahora se aprecian cambios de unos 80 km de extensión, con núcleos de intensidad cercana a 4 psu. Asimismo, puede apreciarse comparando la Figura V-25 con la Figura V-13, que los cambios de salinidad se producen algunos kilómetros más próximo al origen de medición de la progresiva de los cortes. Puede verse el efecto que la pendiente del lecho genera sobre la posición e intensidad de la concentración salina. En todos los cortes se observa altas concentraciones del nivel de sal en correspondencia con zonas de menor pendiente del fondo, mientras que en zonas de gran pendiente dicha concentración disminuye.

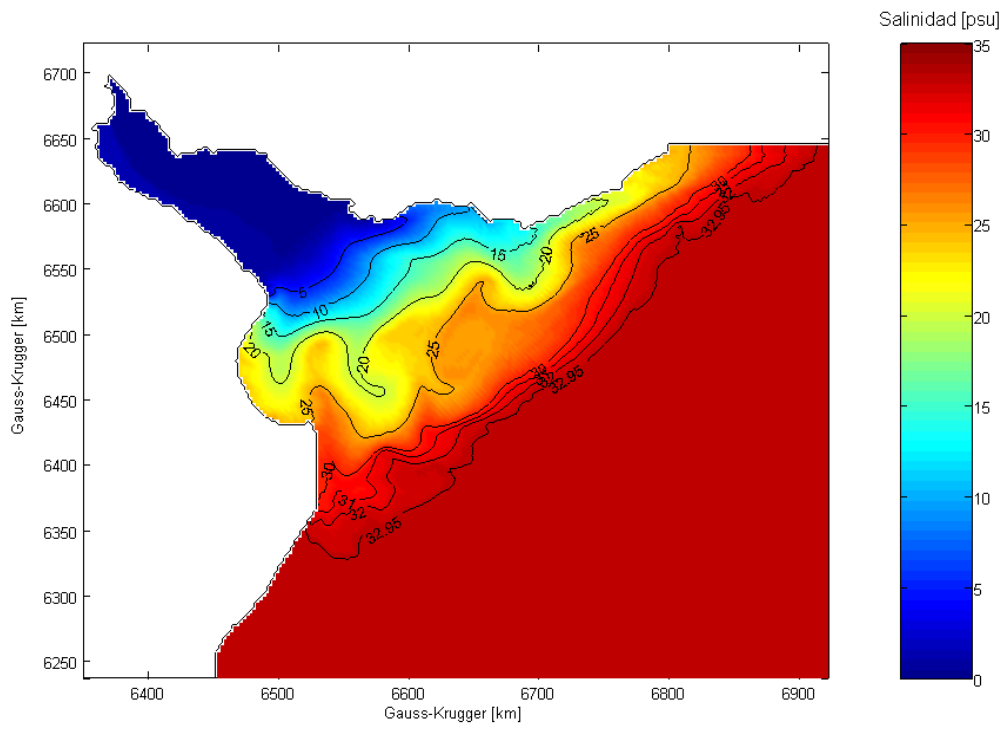


Figura V-20 Salinidad en superficie para la estación de invierno según el escenario Imx

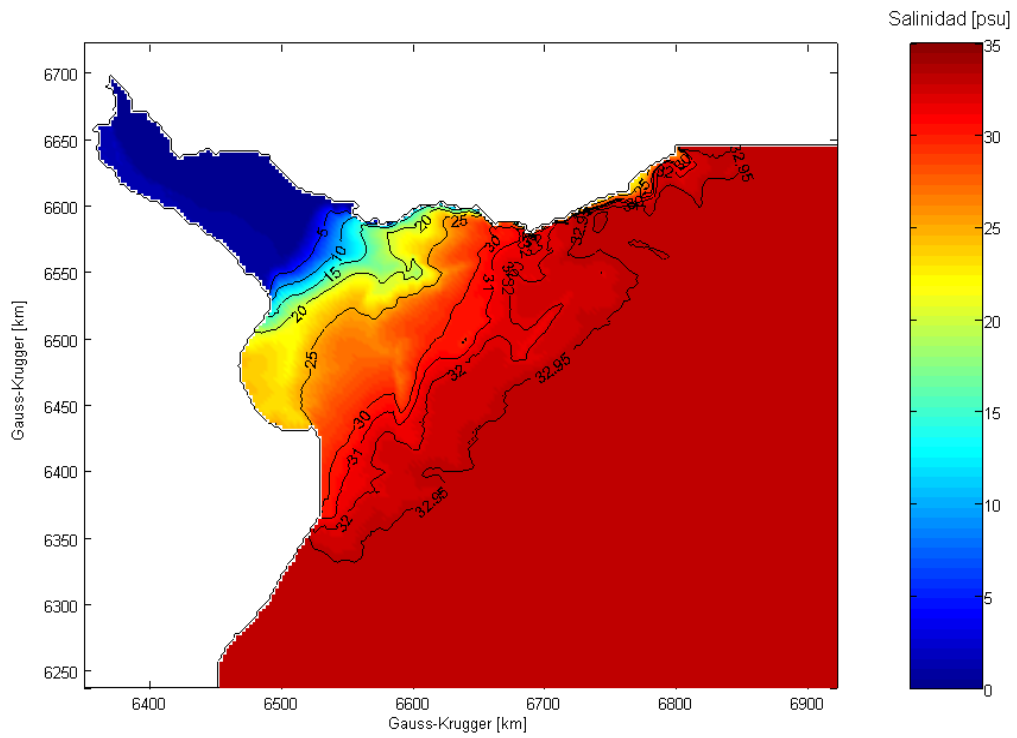


Figura V-21 Salinidad en fondo para la estación de invierno según el escenario Imx

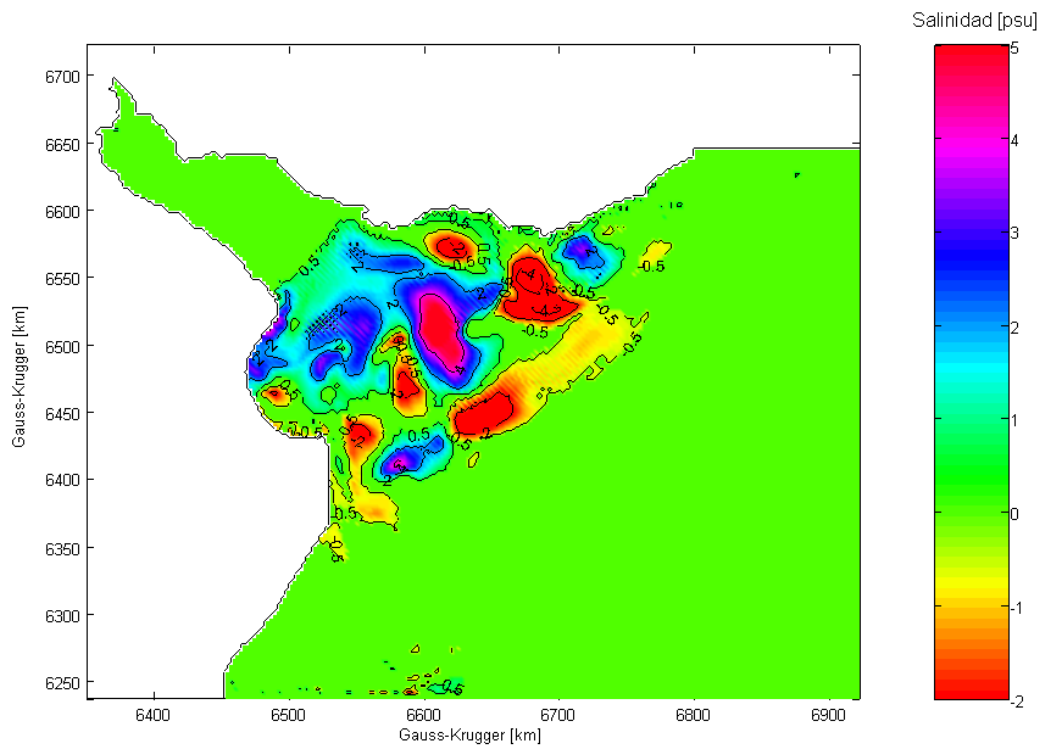


Figura V-22 Cambios de salinidad en superficie según el escenario lmx respecto del escenario Eva-I

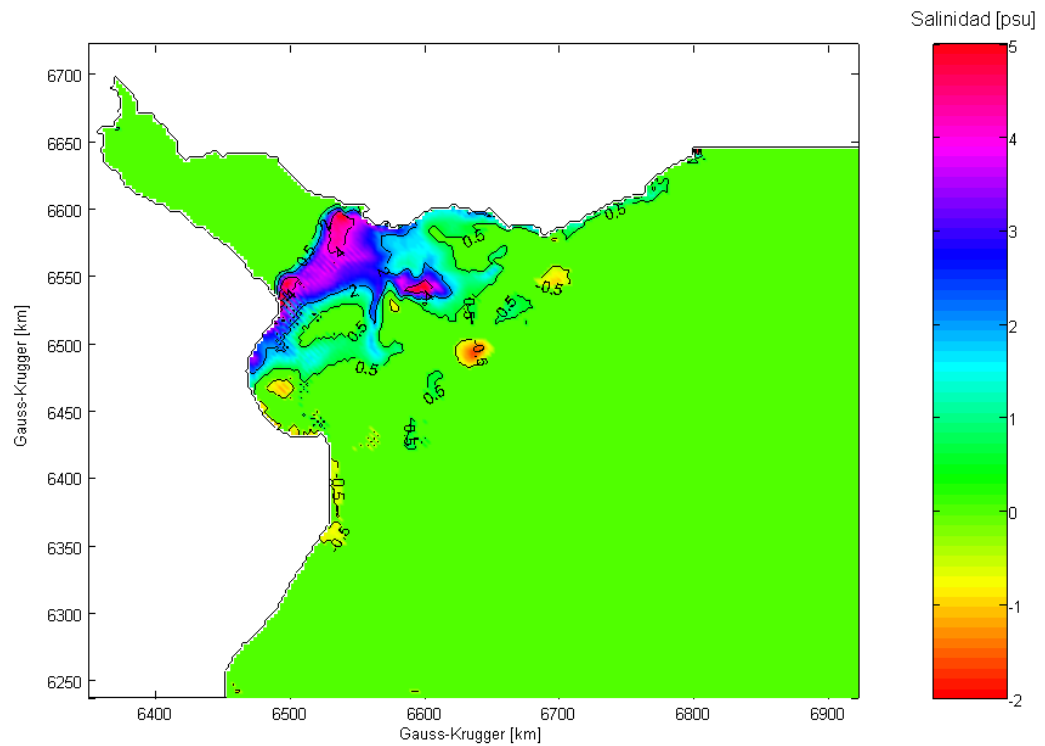


Figura V-23 Cambios de salinidad en fondo según el escenario lmx respecto del escenario Eva-I

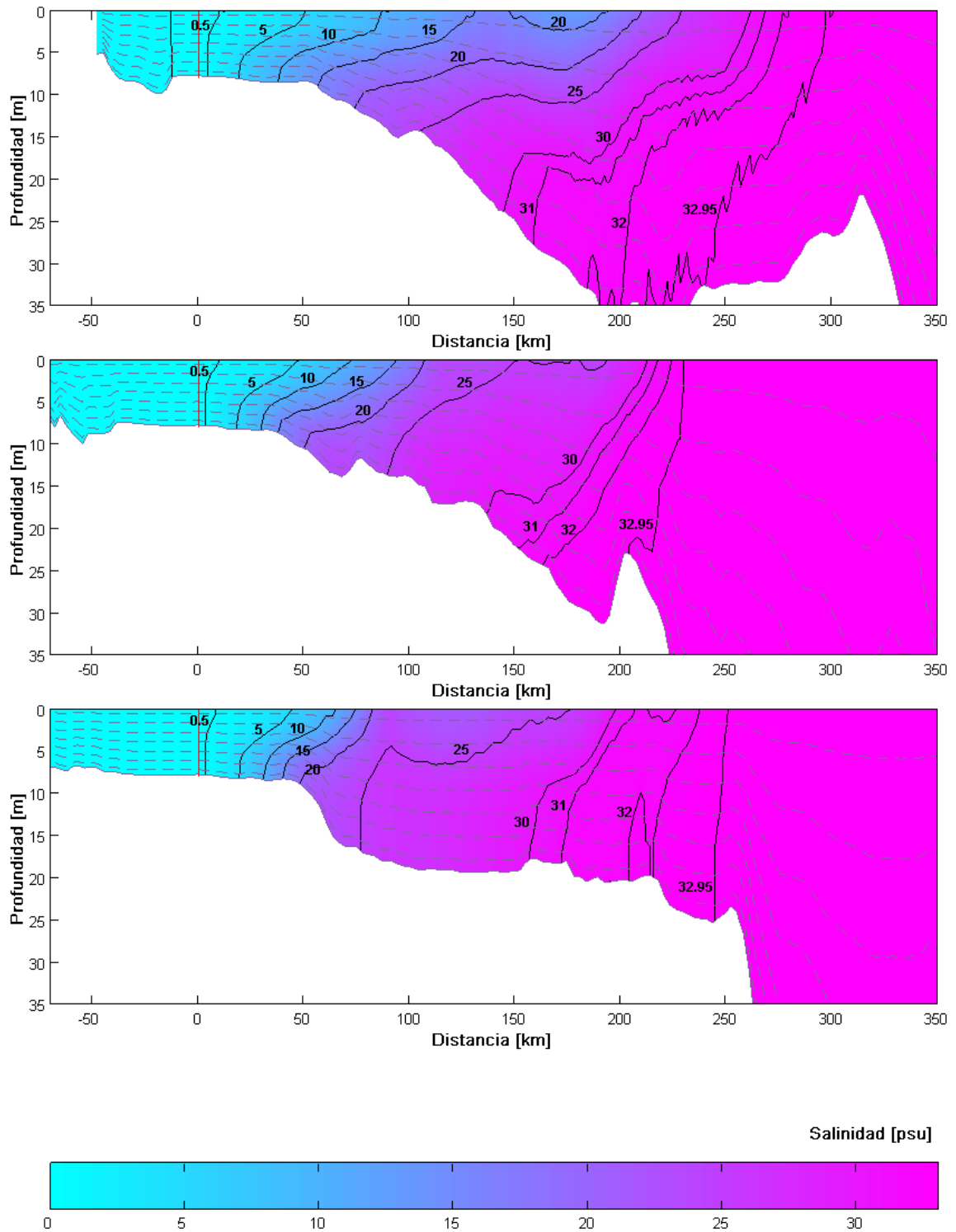


Figura V-24 Secciones verticales de salinidad a, b y c (de arriba hacia abajo) para el escenario Imx. Las trazas de cada uno de los cortes se indican en la Figura IV-21. En línea punteada se indican las profundidades correspondientes a los niveles intermedios a la coordenada sigma, de la grilla del RPP-3D. El nivel cero coincide con el nivel medio del mar, que para este escenario es de 1.8 metros sobre el plano de reducción local (cota del Riachuelo), es decir, 1.0 m de aumento del nivel respecto de la situación actual

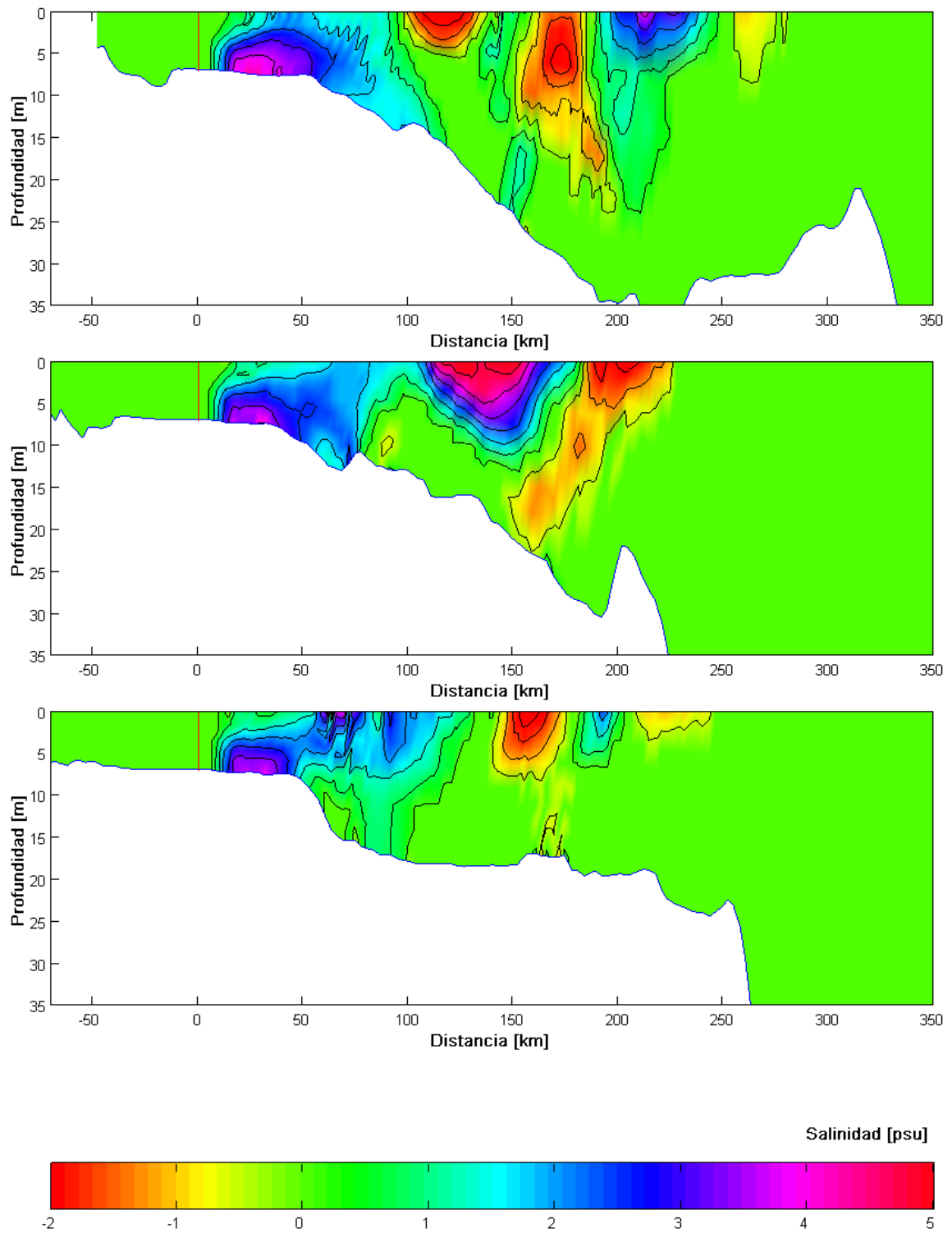


Figura V-25 Secciones verticales de cambios de salinidad *a*, *b* y *c* (de arriba hacia abajo) según el escenario *Imx* respecto del escenario *Eva-I*. Las trazas de cada uno de los cortes se indican en la Figura IV-21. El nivel cero coincide con el promedio de los planos locales de referencia entre ambos escenarios.

Predicciones máximas para la estación de verano (Escenario Vmx)

De la Figura V-26 a la Figura V-29 se muestran las imágenes de superficie y fondo, procesadas con los resultados de la simulación del RPP-3D según condiciones máximas de verano, como así también las comparaciones respecto de las condiciones actuales. En forma similar a lo que ocurre en invierno, los cambios registrados con este escenario de condiciones máximas hacia fines del presente siglo intensifican los comportamientos que se manifiestan en las comparaciones para el caso de condiciones medias. Las variaciones de intensidad salina, tanto en fondo como en superficie, se hacen más intensas que las producidas según el escenario de 0.50 m de aumento del nivel del mar. Comparando la Figura V-29 con la Figura V-17 se observa un desplazamiento algunos kilómetros mayor en la base de la cuña salina. A su vez, los cambios registrados en la situación de 1.0 m de aumento alcanzan intensidades de 5 psu, mientras que en la situación de 0.50 m son de unos 3.0 psu. Nuevamente se observa que los cambios de salinidad se intensifican en una zona separada algunos kilómetros de las márgenes. Al igual que en el caso de invierno, el interior de la Bahía Samborombón permanece prácticamente sin cambios de concentración salina.

En la Figura V-30 y la Figura V-31 se muestran los resultados de la simulación con el escenario Vmx y las diferencias respecto del escenario Eva-V, obtenidas para los cortes *a*, *b* y *c* de la Figura IV-21. Se observa como los cambios de salinidad en el fondo del río se extienden en áreas mucho mayores que en el caso del escenario Vmd (Figura V-19). Del mismo modo, comparando la Figura V-31 con la Figura V-19 se puede apreciar como el frente salino se desplaza hacia el interior del Río de la Plata alcanzando el origen de la coordenada progresiva, lo cual representa un corrimiento de unos 5 km aproximadamente comparado con el escenario de condiciones medias hacia fin del presente siglo.

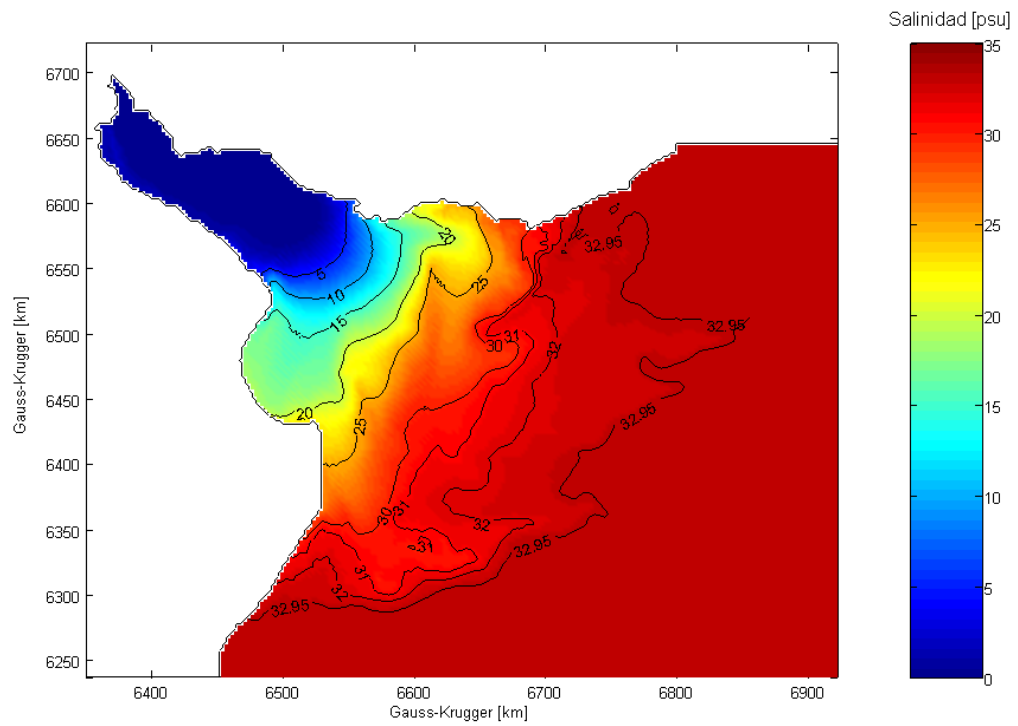


Figura V-26 Salinidad en superficie para la estación de verano según el escenario Vmx

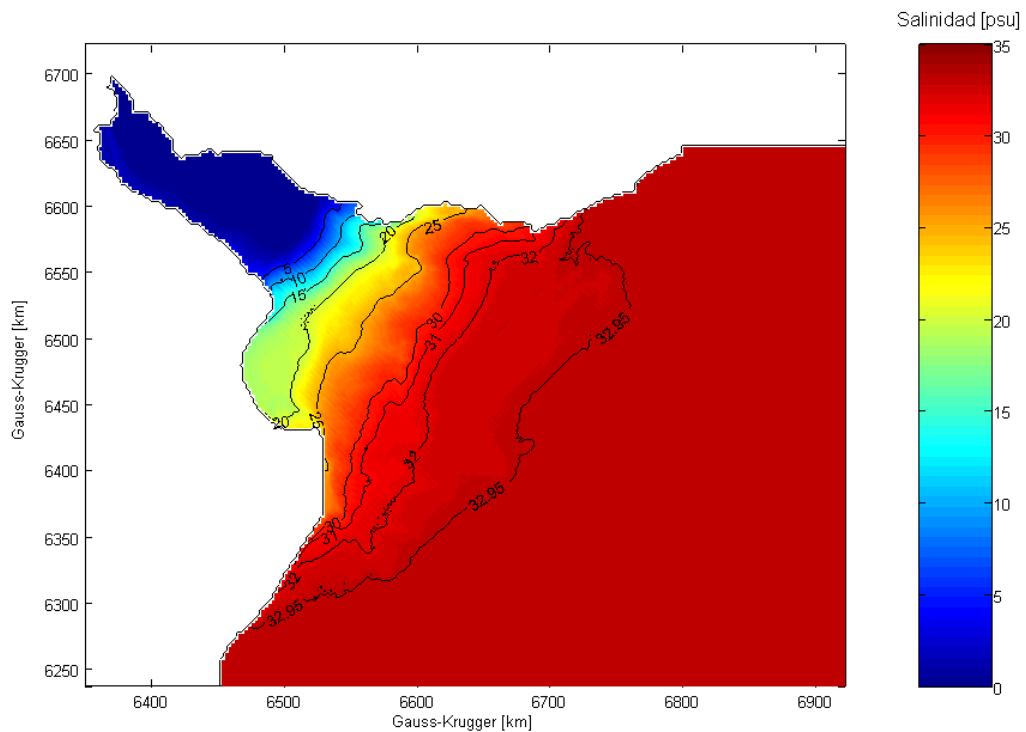


Figura V-27 Salinidad en fondo para la estación de verano según el escenario Vmx

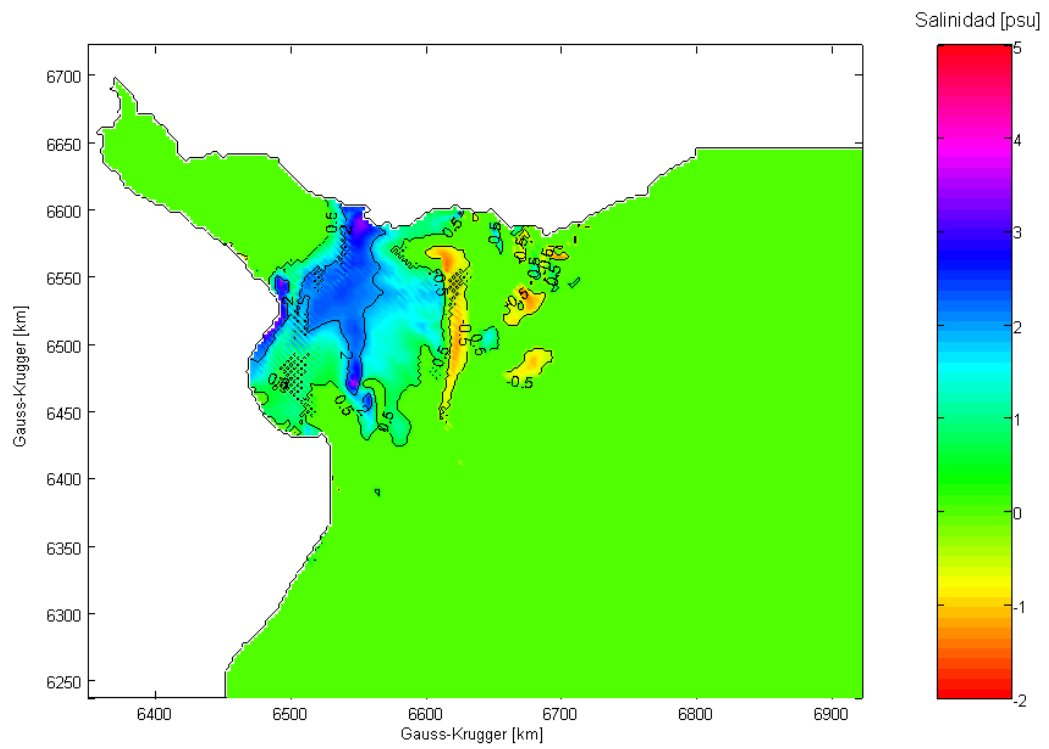


Figura V-28 Cambios de salinidad en superficie según el escenario Vmx respecto del escenario Eva-V

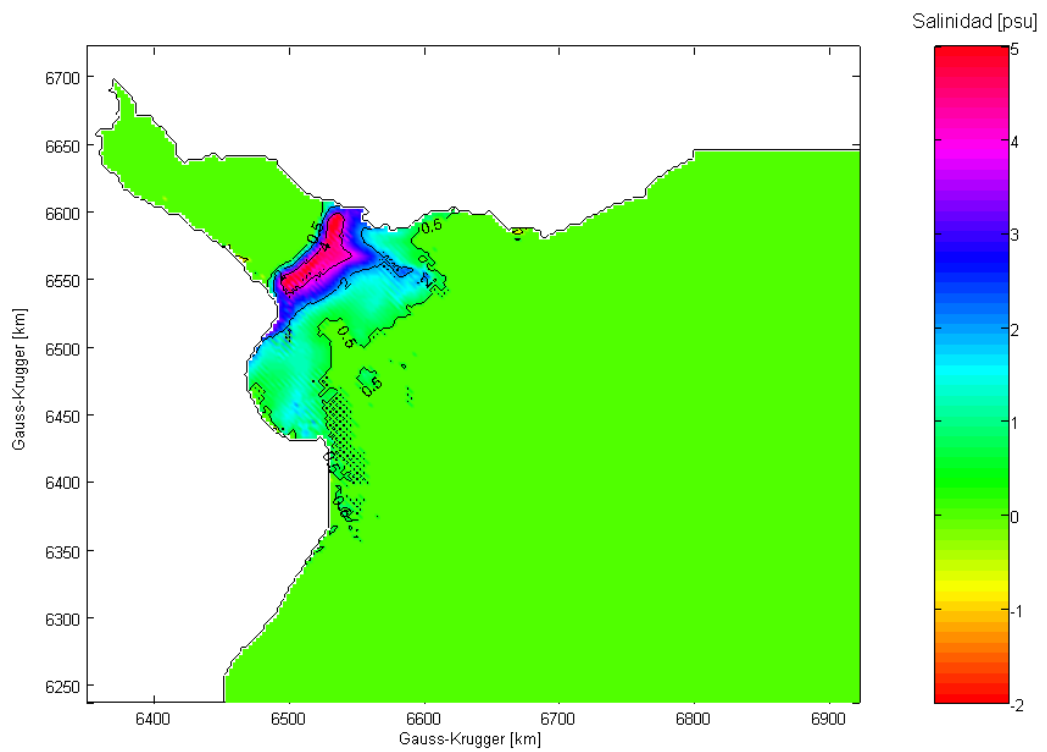


Figura V-29 Cambios de salinidad en fondo según el escenario Vmx respecto del escenario Eva-V

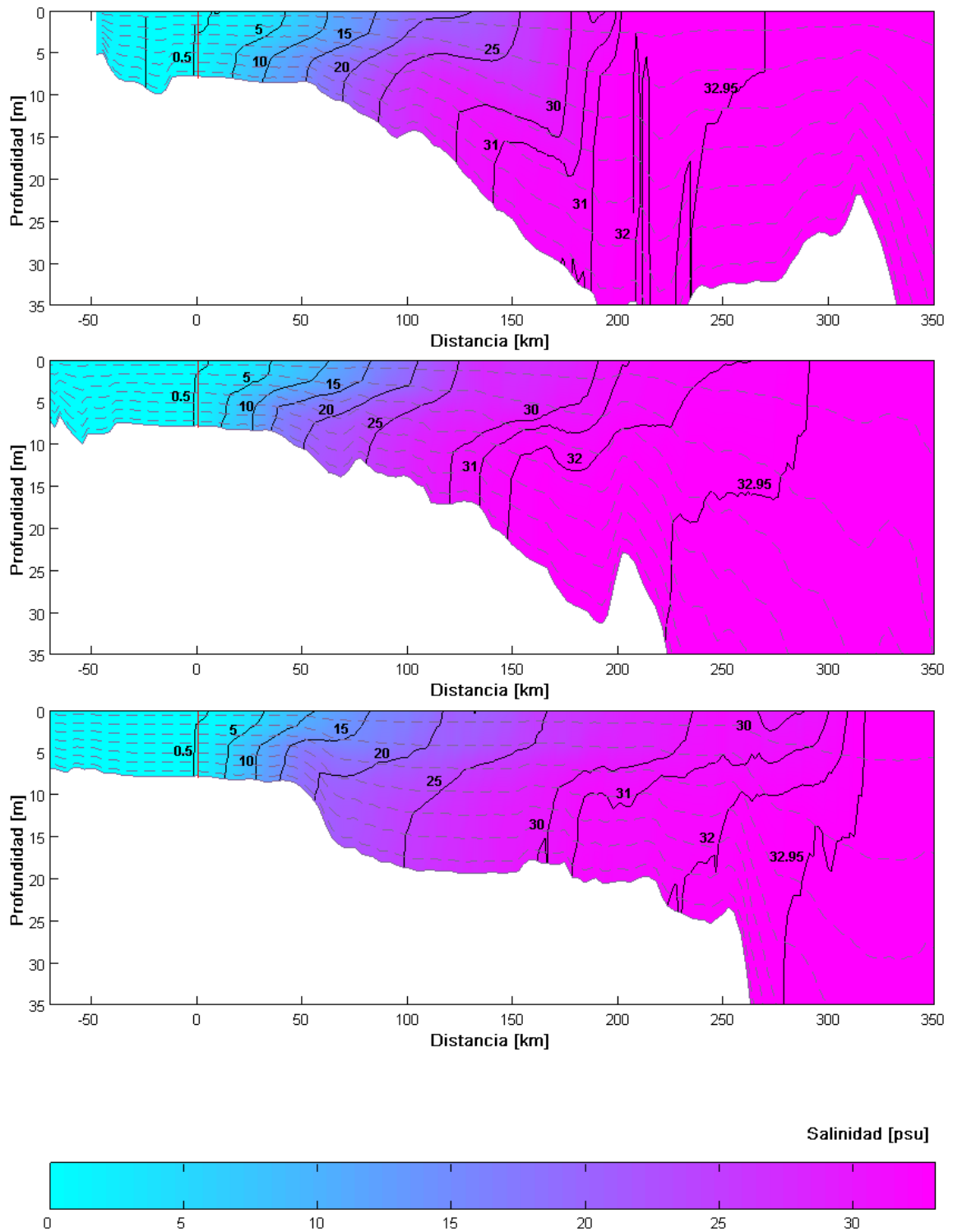


Figura V-30 Secciones verticales de salinidad *a*, *b* y *c* (de arriba hacia abajo) para el escenario Vmx. Las trazas de cada uno de los cortes se indican en la Figura IV-21. En línea punteada se indican las profundidades correspondientes a los niveles intermedios a la coordenada sigma, de la grilla del RPP-3D. El nivel cero coincide con el nivel medio del mar, que para este escenario es de 1.8 metros sobre el plano de reducción local (cota del Riachuelo), es decir, 1.0 m de aumento del nivel respecto de la situación actual

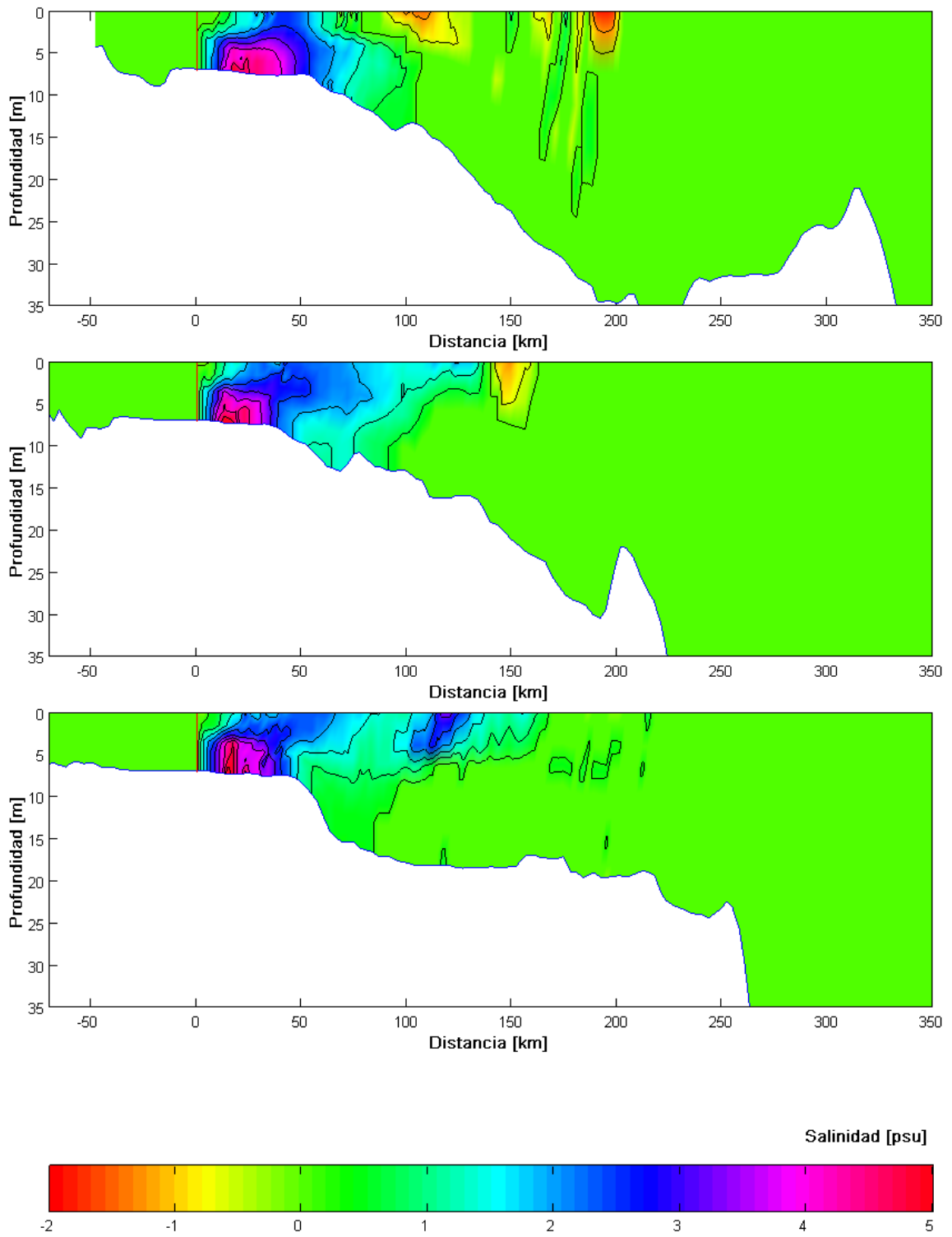


Figura V-31 Secciones verticales de cambios de salinidad *a*, *b* y *c* (de arriba hacia abajo) según el escenario *Vmx* respecto del escenario *Eva-V*. Las trazas de cada uno de los cortes se indican en la Figura IV-21. El nivel cero coincide con el promedio de los planos locales de referencia entre ambos escenarios.

V-3.2 Condiciones críticas de concentración de CO₂

Predicciones para la estación de invierno (Escenario Ico₂)

De la Figura V-32 a la Figura V-35 se muestran las imágenes de superficie y fondo, obtenidas con la simulación del escenario de 4.2 m de aumento del nivel medio del mar, como así también las comparaciones respecto del escenario Eva-I. Observando el mapa de superficie (Figura V-34) se aprecia que los cambios de salinidad se extienden prácticamente sobre todo el Río de la Plata Exterior y parte del Río de la Plata Medio, salvo un pequeño sector dentro de la Bahía Samborombón que permanece inalterado. Sobre el litoral uruguayo se observan cambios de salinidad superficial en correspondencia con la lengua de agua dulce que se produce en invierno debido a las corrientes provenientes del interior del Río de la Plata. Dichas corrientes pueden apreciarse en el mapa de deriva neta superficial de la Figura IV-46. En el fondo del río se aprecia la gran extensión que toma la zona de cambios de concentración, llegando hasta el límite del Río de la Plata Exterior con el océano. Asimismo, los núcleos de mayor concentración sobre las márgenes ya no se hacen evidentes, mostrando un comportamiento homogéneo en la zona de mayor concentración salina (Figura V-35). Los cambios de salinidad superan los 15 psu. La base de la cuña se extiende entre La Plata y Punta Indio sobre la costa argentina y cerca de Punta Pavón sobre la costa uruguayana.

En la Figura V-36 y la Figura V-37 se muestran los resultados de la simulación con el escenario Ico₂ y las diferencias respecto del escenario Eva-I, obtenidas para los cortes *a*, *b* y *c* de la Figura IV-21. La extensión de los cambios de salinidad en el fondo del río abarca cerca de 140 km. Se observa un núcleo central en la base en correspondencia con la zona donde se producen los mayores cambios de concentración. El desplazamiento del frente salino respecto de la simulación Imx es de unos 40 km en dirección hacia el interior del Río de la Plata.

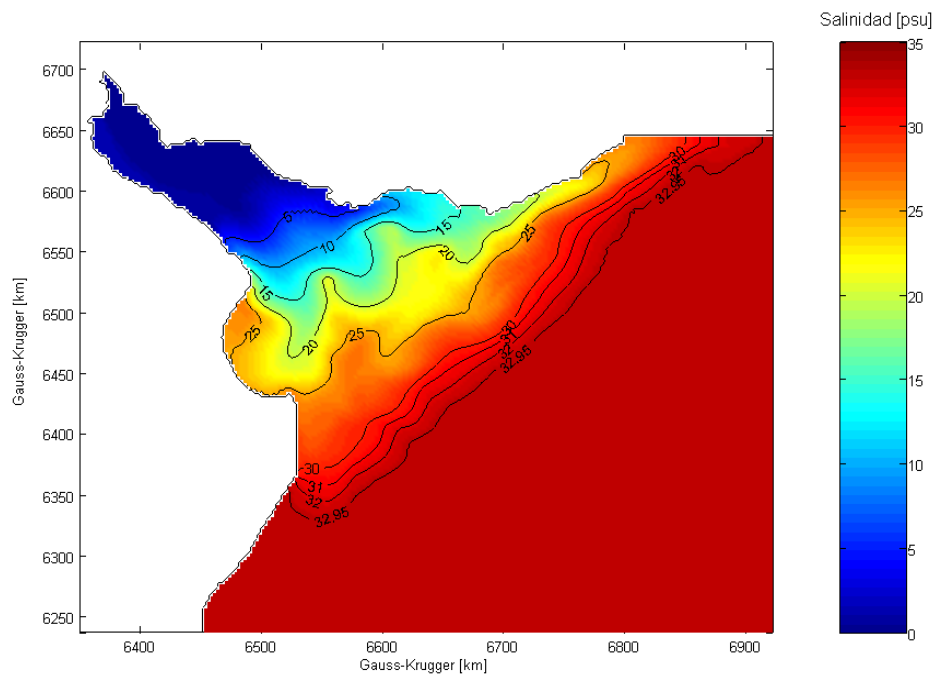


Figura V-32 Salinidad en superficie para la estación de invierno según el escenario Ico₂

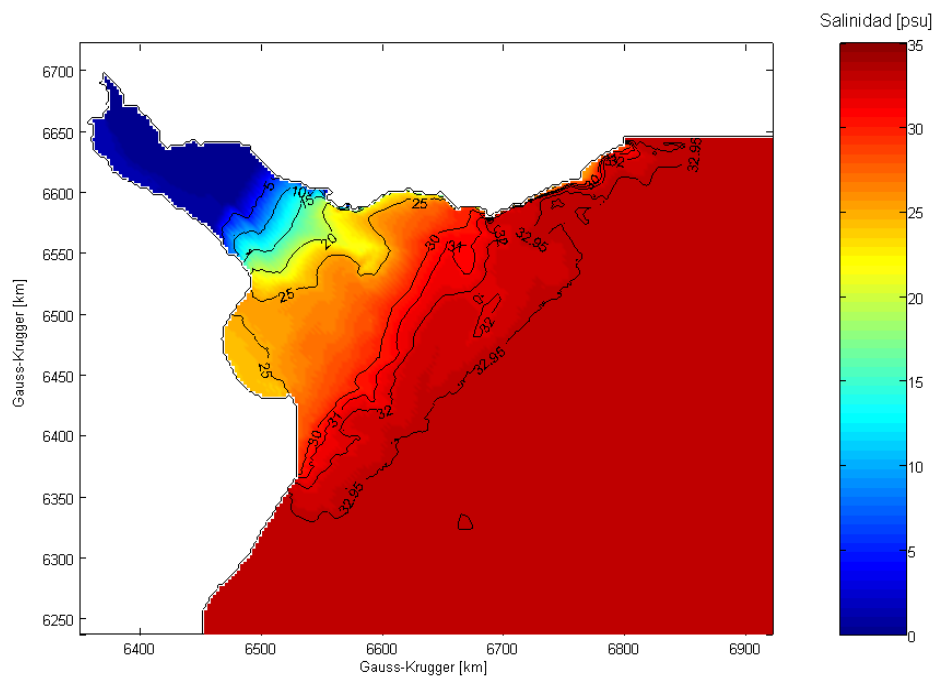


Figura V-33 Salinidad en fondo para la estación de invierno según el escenario Ico₂

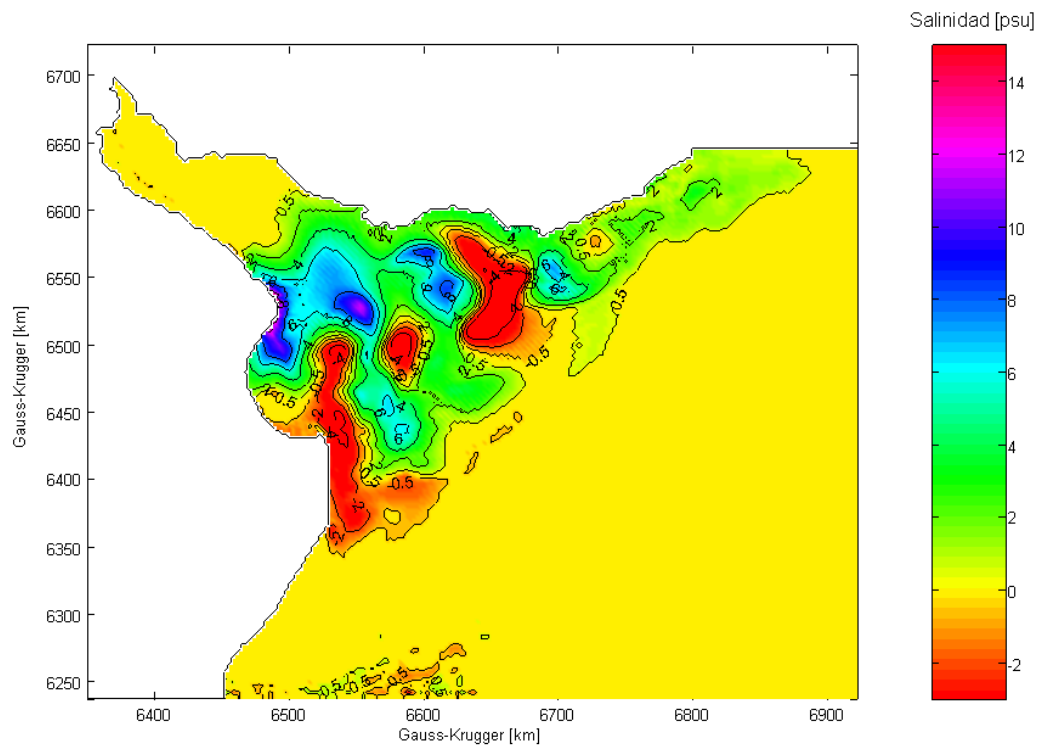


Figura V-34 Cambios de salinidad en superficie según el escenario Ico₂ respecto del escenario Eva-I

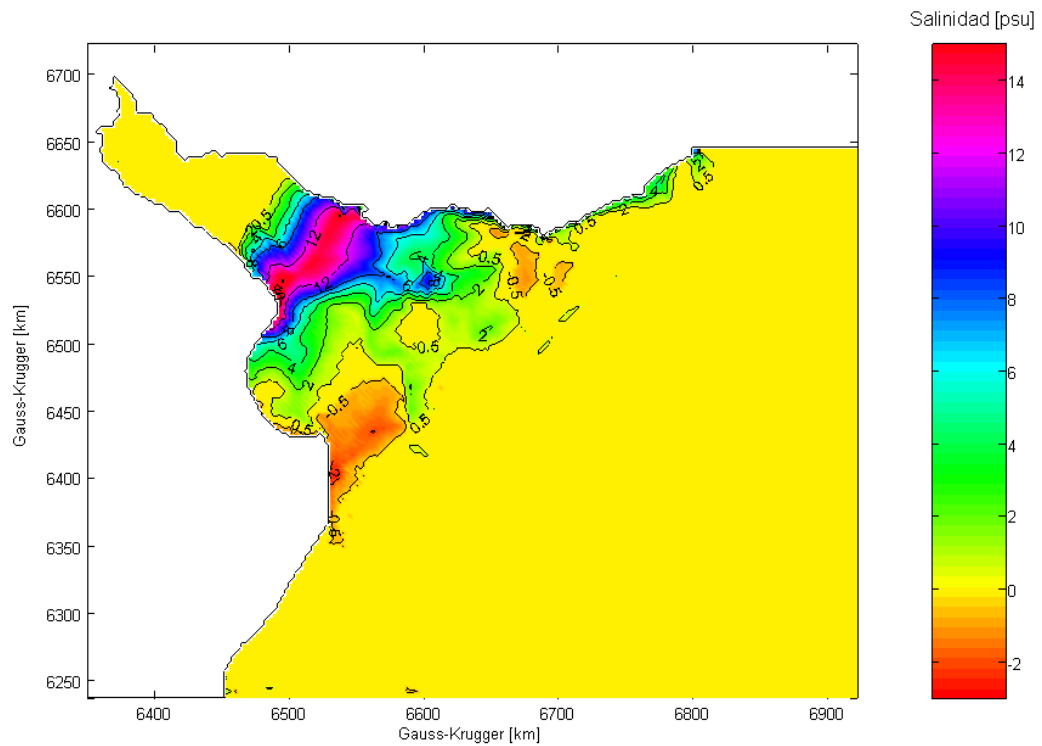


Figura V-35 Cambios de salinidad en fondo según el escenario Ico₂ respecto del escenario Eva-I

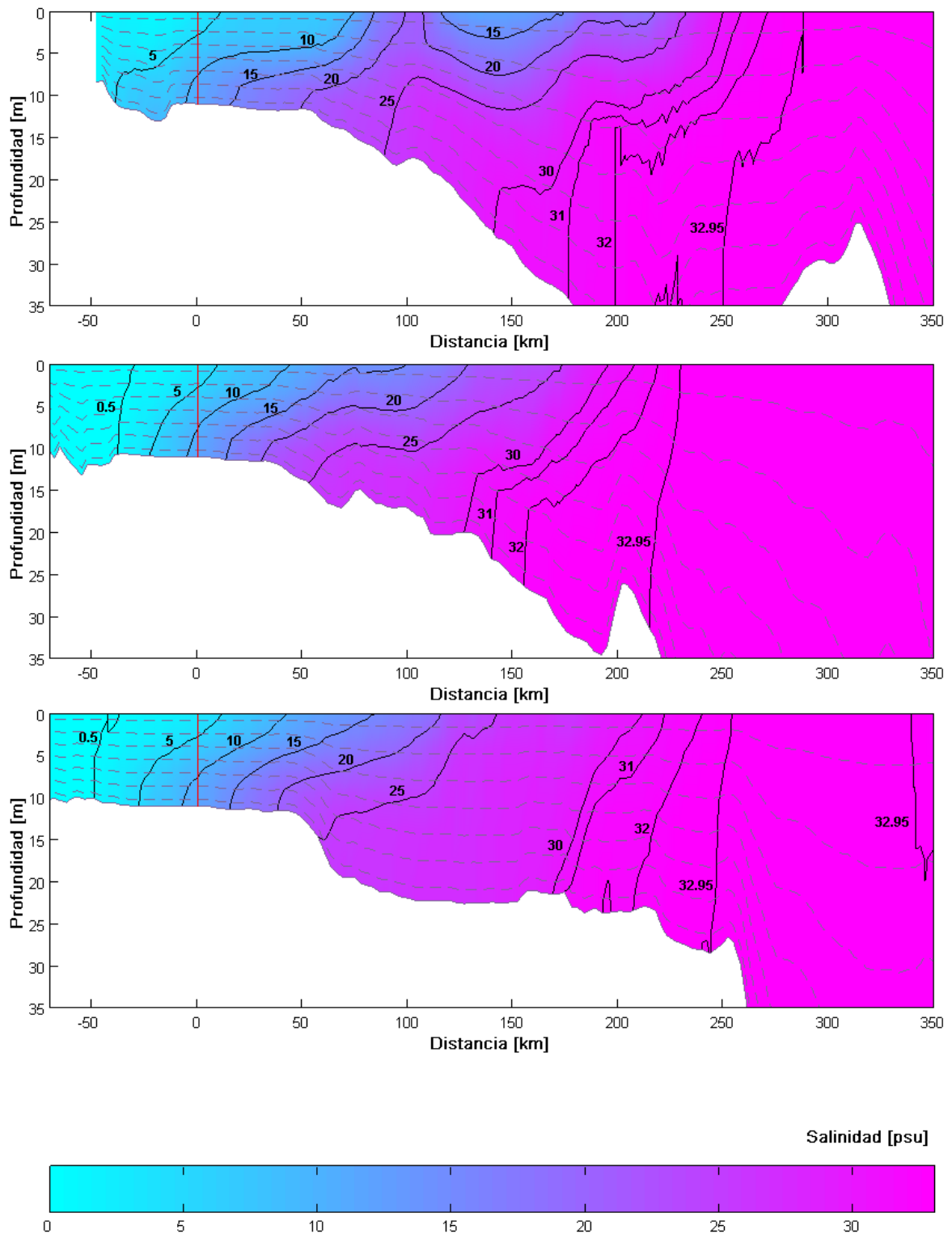


Figura V-36 Secciones verticales a, b y c (de arriba hacia abajo) de salinidad para el escenario Ico₂. Las trazas de cada uno de los cortes se indican en la Figura IV-21. En línea punteada se indican las profundidades correspondientes a los niveles intermedios a la coordenada sigma, de la grilla del RPP-3D. El nivel cero coincide con el nivel medio del mar, que para este escenario es de 5.0 metros sobre el plano de reducción local (cota del Riachuelo), es decir, 4.2 m de aumento del nivel respecto de la situación actual

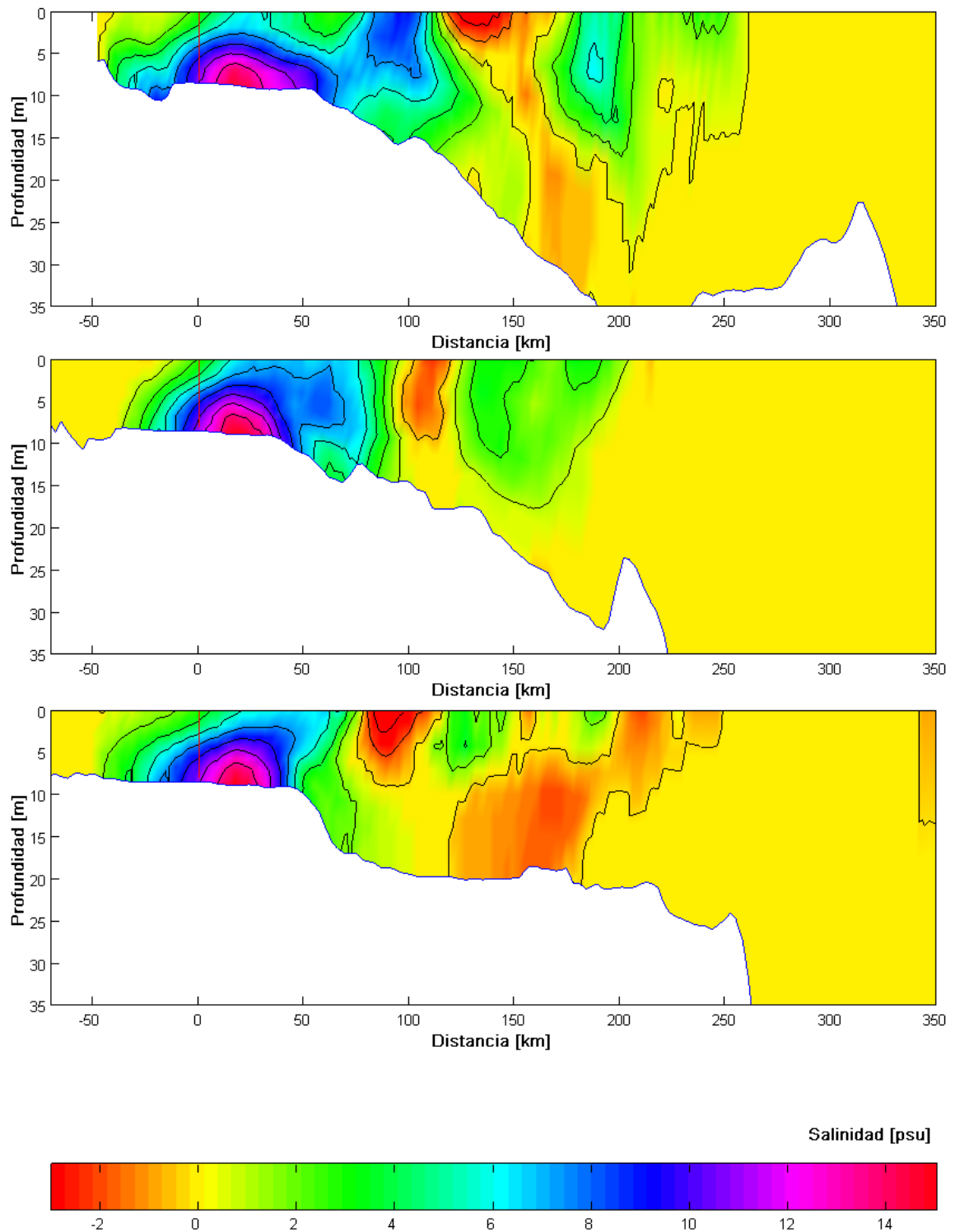


Figura V-37 Secciones verticales de cambios de salinidad *a*, *b* y *c* (de arriba hacia abajo) según el escenario I_{CO_2} respecto del escenario Eva-I. Las trazas de cada uno de los cortes se indican en la Figura IV-21. El nivel cero coincide con el promedio de los planos locales de referencia entre ambos escenarios.

Predicciones para la estación de verano (Escenario Vco2)

De la Figura V-40 a la Figura V-43 se muestran las imágenes de superficie y fondo, obtenidas con la simulación para verano según el escenario de 4.2 m de aumento del nivel medio del mar, como así también las comparaciones respecto del escenario Eva-V. En el fondo del río (Figura V-41) se aprecia una zona de cambios de salinidad en dirección hacia el Sur, llegando cerca de San Clemente. Esta zona de cambios aparece en coincidencia con las fuertes corrientes de deriva que se aprecian en la Figura IV-58, para la estación de verano. Parte de la zona interior de la Bahía Samborombón permanece aún inalterada. Los cambios de salinidad superan los 15 psu. Similarmente al caso de invierno, la base de la cuña se extiende entre La Plata y Punta Indio sobre la costa argentina y cerca de Punta Pavón sobre la costa uruguaya. Se observa, al igual que en las simulaciones de los escenarios Vmd y Vmx, que los cambios de salinidad cerca de las márgenes alcanzan intensidades algo menores que en la zona central del río.

En la Figura V-42 y la Figura V-43 se muestran los resultados de la simulación con el escenario Vco₂ y las diferencias respecto del escenario Eva-V, obtenidas para los cortes *a*, *b* y *c* de la Figura IV-21. Similarmente al caso de invierno, en la base de la cuña los cambios alcanzan extensiones cercanas a los 150 km, produciéndose un desplazamiento cercano a los 30 km hacia el interior del Río de la Plata, respecto del escenario Vmx (Figura V-43).

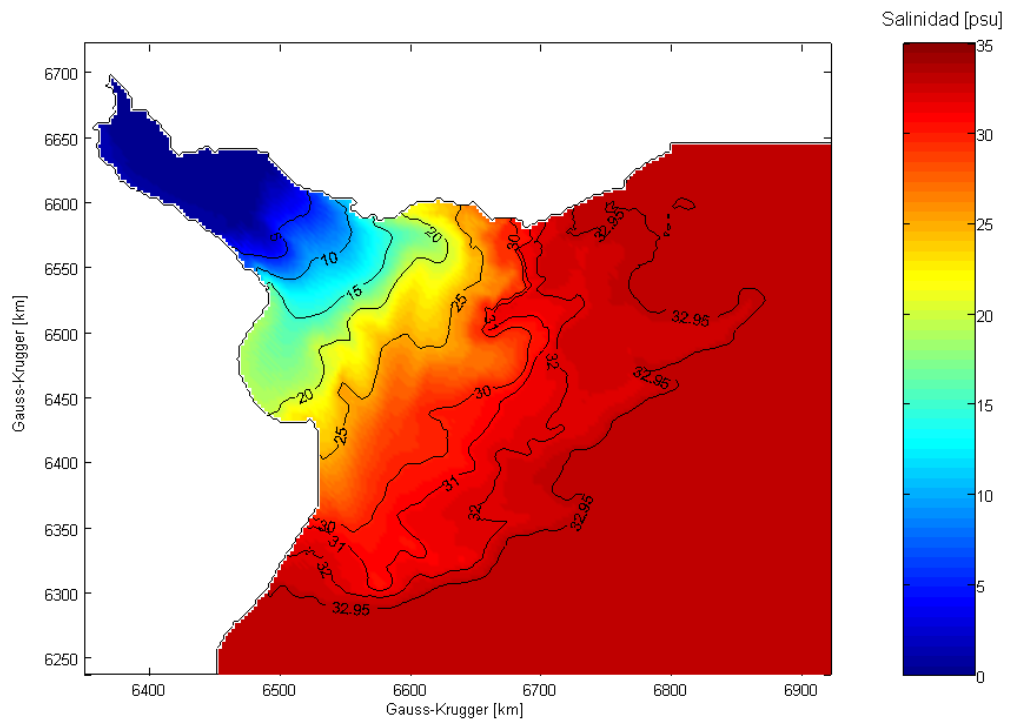


Figura V-38 Salinidad en superficie para la estación de verano según el escenario V_{CO_2}

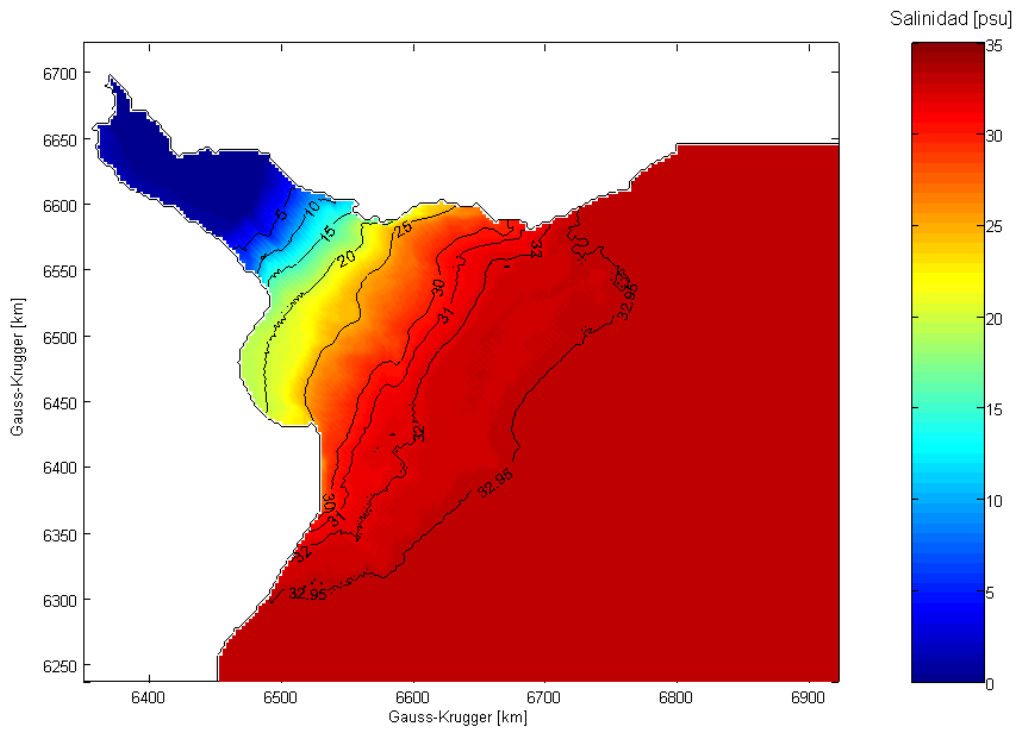


Figura V-39 Salinidad en fondo para la estación de verano según el escenario V_{CO_2}

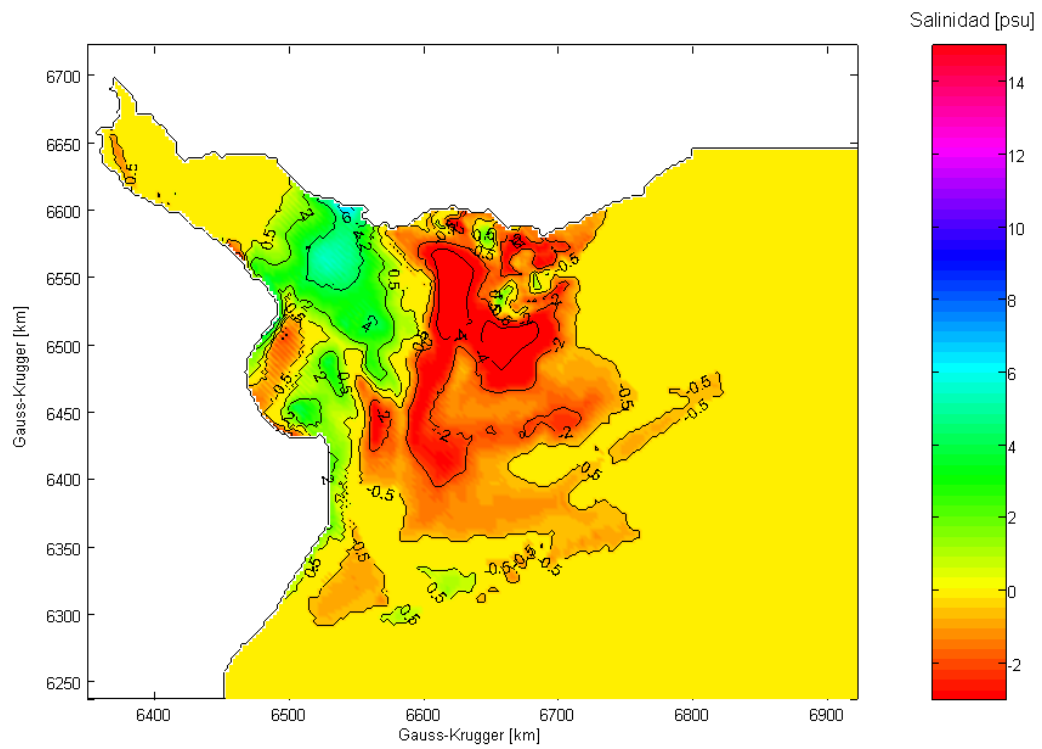


Figura V-40 Cambios de salinidad en superficie según el escenario V_{CO_2} respecto del escenario Eva-V

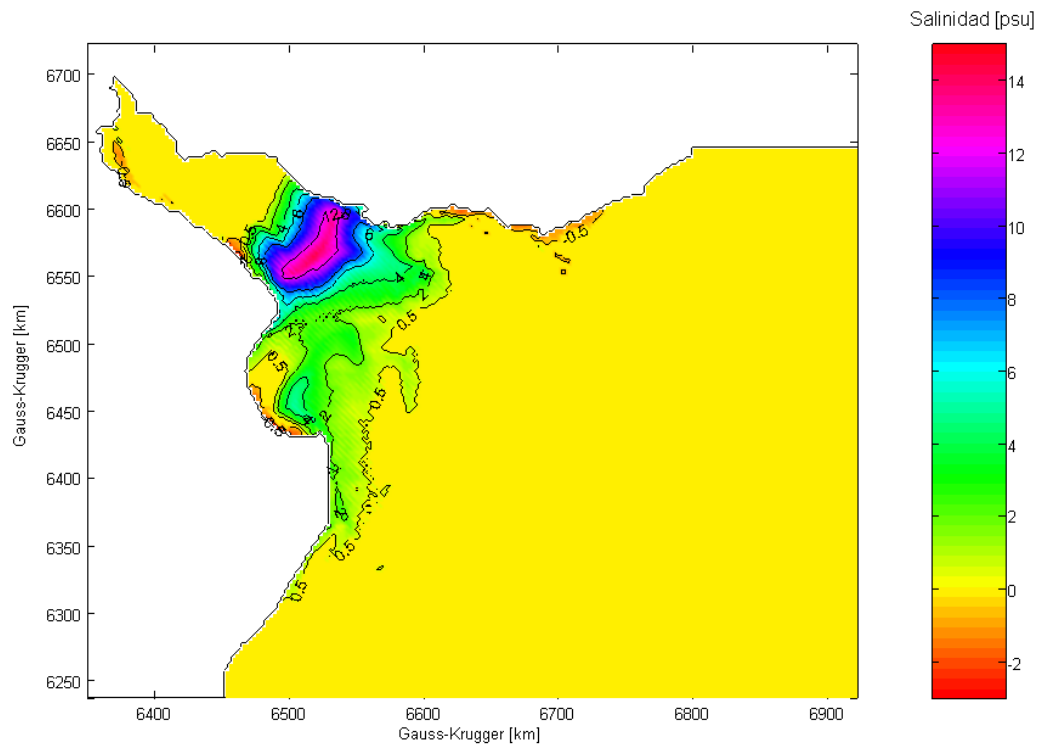


Figura V-41 Cambios de salinidad en fondo según el escenario V_{CO_2} respecto del escenario Eva-V

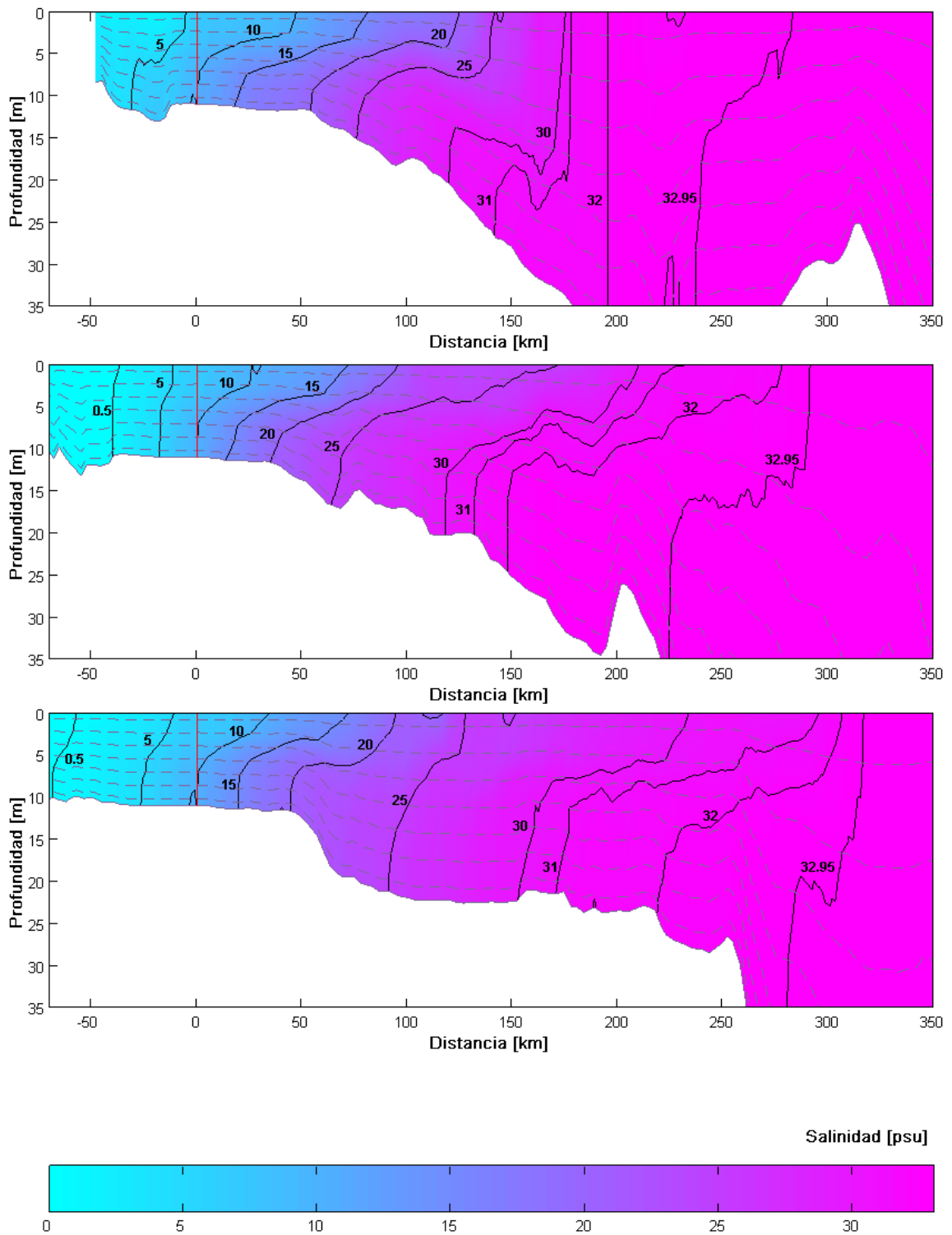


Figura V-42 Secciones verticales a, b y c (de arriba hacia abajo) de salinidad para el escenario V_{CO_2} . Las trazas de cada uno de los cortes se indican en la Figura IV-21. En línea punteada se indican las profundidades correspondientes a los niveles intermedios a la coordenada sigma, de la grilla del RPP-3D. El nivel cero coincide con el nivel medio del mar, que para este escenario es de 5.0 metros sobre el plano de reducción local (cota del Riachuelo), es decir, 4.2 m de aumento del nivel respecto de la situación actual

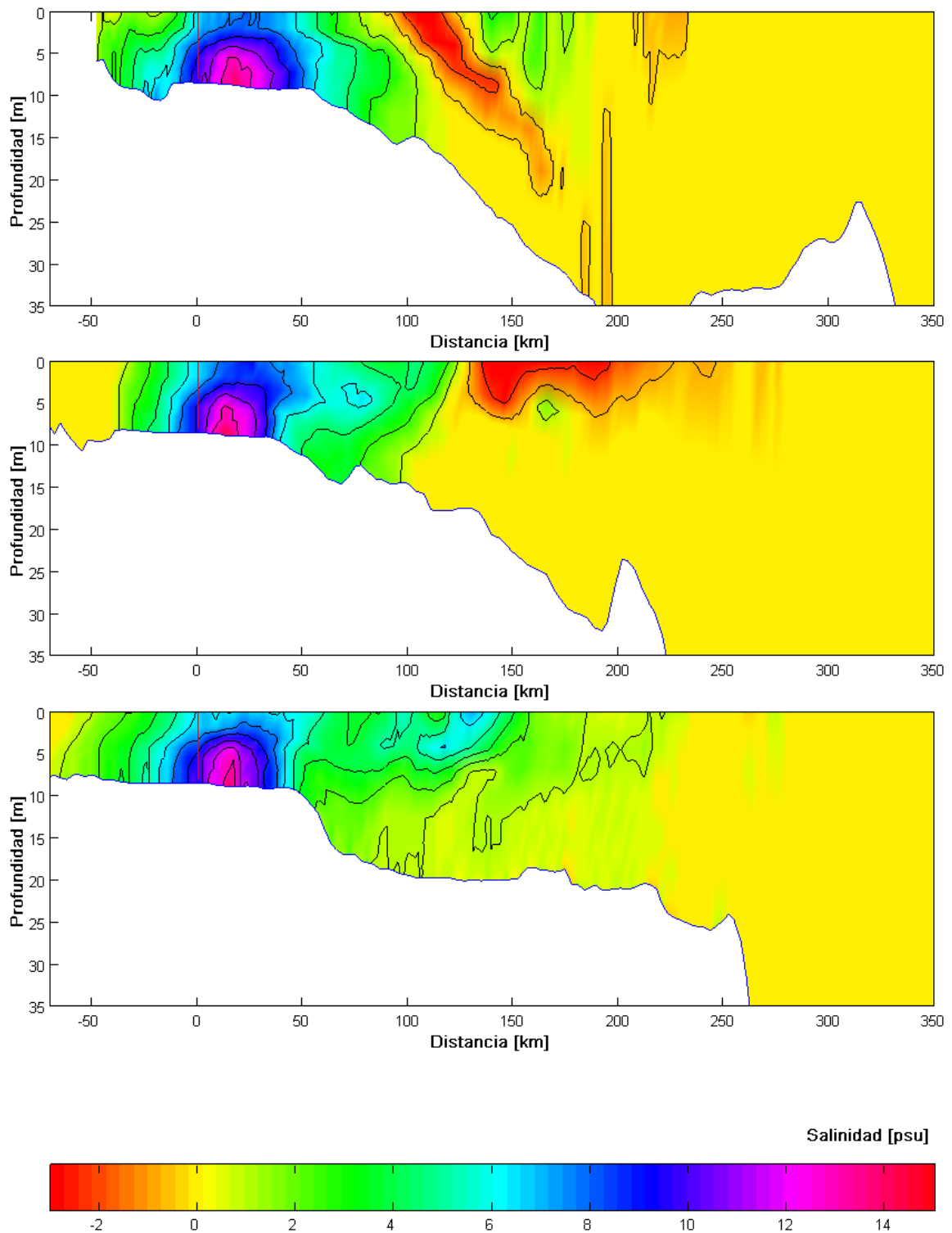


Figura V-43 Secciones verticales de cambios de salinidad *a*, *b* y *c* (de arriba hacia abajo) según el escenario V_{CO_2} respecto del escenario Eva-V. Las trazas de cada uno de los cortes se indican en la Figura IV-21. El nivel cero coincide con el promedio de los planos locales de referencia entre ambos escenarios.

V-4 Indicadores de cambio

Con el fin de brindar un análisis cuantitativo de la evolución de los cambios de salinidad con el aumento del nivel medio del mar, se definieron algunos indicadores representativos de dichos cambios:

- u_{fr} “Avance del frente salino”. Relación entre L_{desp} “longitud de avance del frente salino” y L_0 “posición actual del frente salino” medido sobre el nivel de fondo. La posición actual del frente salino (L_0) es considerada como la distancia en km medida sobre el eje principal del Río de la Plata, entre el Frente del Delta del Río Paraná y la recta perpendicular a dicho eje que mejor ajusta la isohalina de 5 psu. La longitud de avance del frente salino (L_{desp}), es tomado como el desplazamiento en km de la recta perpendicular al eje principal del Río de la Plata que mejor ajusta la isohalina de 5 psu. Los ajustes son calculados por mínimos cuadrados. En la Figura V-44 se indican los parámetros definidos para la medición de u_{fr} .
- ΔSal_{Rel} “Variación relativa de salinidad”. Valor medio de la diferencia de salinidad entre el escenario futuro y el actual referido a la salinidad actual, calculado sobre la región de aumento de concentración. Debido a que los cambios en el fondo presentan un comportamiento más homogéneo que en superficie, este parámetro es aplicado sobre el nivel de fondo con el fin de brindar una estimación de la intensidad con la que se producen las variaciones de concentración de sal. Este parámetro es calculado en base a los mapas de diferencias como:

$$\overline{\Delta Sal}_{Rel} = \frac{1}{\Omega} \int_{\Omega} \frac{Sal_{(x,y)}^{Esc.Futuro} - Sal_{(x,y)}^{Esc.Actual}}{Sal_{(x,y)}^{Esc.Actual}} d\Omega \quad \text{Ec. V-1}$$

Para poder relacionar este parámetro con la intensidad con la cual se produce el desplazamiento de la cuña salina hacia el interior del estuario a medida que aumenta el nivel del mar, el dominio de integración es considerado sólo en aquellas celdas que muestran una diferencia de salinidad positiva, es decir, la concentración salina en el escenario futuro es mayor que la actual (Ω es considerado sólo si $(Sal_{(x,y)}^{Esc.Futuro} - Sal_{(x,y)}^{Esc.Actual}) > 0$). De este modo se intenta filtrar las deformaciones de la cuña salina que no contribuyen a un desplazamiento hacia adentro del Río de la Plata.

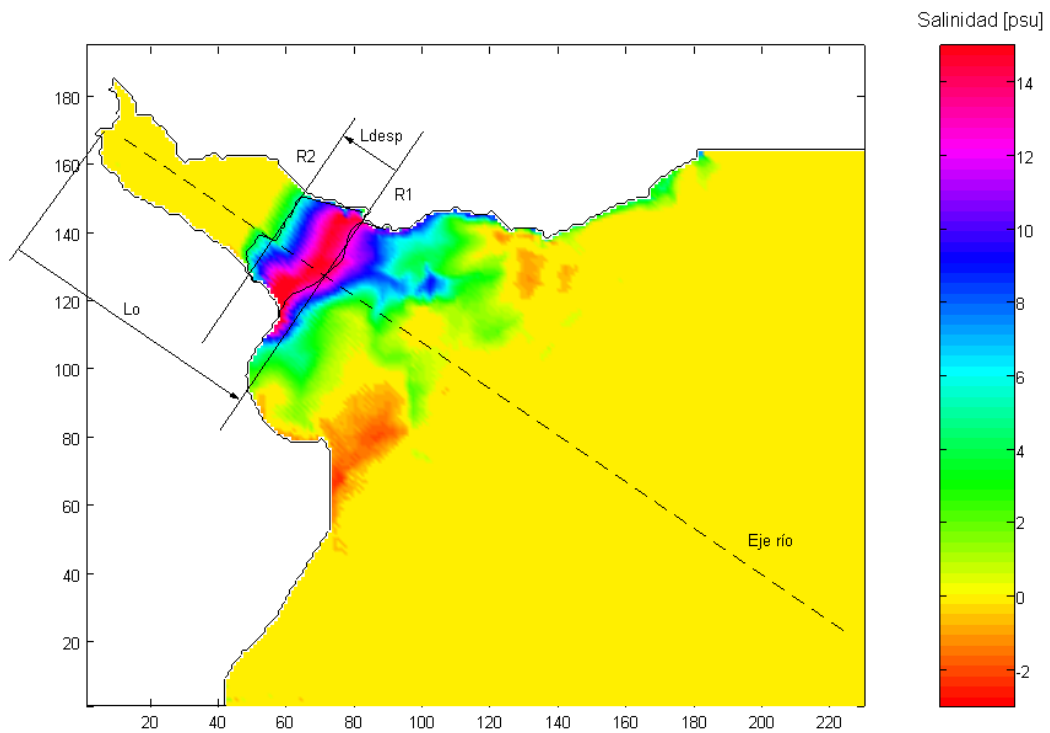


Figura V-44 Parámetros para la medición de U_{fr} , indicados sobre un mapa de diferencias de salinidad en el fondo correspondiente a dos simulaciones S1 y S2. En línea punteada se señala el eje principal del Río de la Plata. Las rectas R1 y R2 corresponden a los ajustes por mínimos cuadrados realizados para las isohalinas de 5 psu en las situaciones 1 y 2 respectivamente. Se observa como estas rectas ajustan a los contornos de 5 psu marcados en trazo negro, y cumplen con la perpendicularidad al eje principal. La distancia entre R1 y R2 es L_{desp} , y la distancia entre el Frente del Delta del Río Paraná y R1 se la indica como L_0 .

La Tabla V-1 recopila los resultados de los parámetros arriba definidos, procesados para los escenarios ensayados en las simulaciones de invierno y verano, mientras que la Figura V-45 y la Figura V-46 muestran las predicciones de evolución del avance del frente salino y la variación relativa de la salinidad con el aumento del nivel del mar, respectivamente.

<i>Comparación</i>	L_0	L_{desp}	$u_{fr} (L_{desp} / L_0)$	$\overline{\Delta Sal}_{Rel}$
Imd – Eva-I	188.2 km	5.83 km	3.1 %	12.7 %
Imx – Eva-I	188.2 km	12.06 km	6.4 %	16.7 %
Ico ₂ – Eva-I	188.2 km	46.6 km	24.7 %	31.0 %
Vmd – Eva-V	177.74 km	5.55 km	3.1 %	14.4 %
Vmx – Eva-V	177.74 km	7.70 km	4.3 %	16.0 %
Vco ₂ – Eva-V	177.74 km	38.50 km	21.6 %	25.5 %

Tabla V-1 Resumen de parámetros calculados a partir de las diferencias de salinidad en el fondo del río, obtenidas con las simulaciones de invierno y verano

La isohalina de 5 psu considerada como umbral para la medición del frente de salinidad, se presenta tanto en las estaciones de invierno (Figura V-9, Figura V-21 y Figura V-33) y verano (Figura V-15, Figura V-27 y Figura V-39) en la zona de Barra del Indio, extendiéndose sobre la costa argentina entre las localidades de Punta Piedras y Punta Indio, y sobre la costa uruguaya entre Montevideo y Punta Tigre. La posición actual del frente salino (Figura IV-45 para el escenario Eva-I y Figura IV-57 para el escenario Eva-V), coincide con la zona donde comienza el denominado Río de la Plata exterior. Asimismo, en dicha zona, el contorno litoral determina una expansión del ancho del Río de la Plata, al mismo tiempo que se incrementa la profundidad de las aguas del estuario. Estas características inducen un flujo de carácter tridimensional, generándose corrientes en dirección transversal al eje principal del río, lo cual es consistente con los mapas de deriva neta.

Las predicciones de avance del frente en invierno son algo mayores que en verano (Figura V-45). Probablemente esto se deba a las corrientes sobre la costa argentina en dirección hacia el Sur en la estación de verano (Figura IV-58 a Figura IV-60), que son esencialmente opuestas al sentido de avance del frente de marea proveniente del Sur. Las diferencias en el desplazamiento del frente salino en las predicciones medias y máximas hacia el año 2100 son de unos pocos kilómetros hacia el interior del estuario, tanto para la estación de invierno (Figura V-11 y Figura V-23) como para la de verano (Figura V-17 y Figura V-29). Incluso los valores de intensidades relativas con las que se producen dichas diferencias no resultan muy significativos (Figura V-46). No obstante, en una zona muy reducida cercana al frente salino, estas diferencias de intensidad se incrementan.

Analizando lo que ocurre en invierno para el escenario Imd, se observa un avance del frente de unos 5.83 km, con intensidad media de avance de un 12.7%. Si bien esta intensidad será mayor

cerca del frente, donde se produce una mayor variación de salinidad, según lo que muestra la Figura V-11, los cambios no resultan significativos más allá de una franja muy reducida cercana al actual frente salino. En el caso de las predicciones máximas para el invierno hacia el año 2100, el avance del frente es de unos 12 km. Sin embargo, ahora aparece una deformación relativa sobre ambas costas, mostrando una penetración un poco mayor que en el centro del río (Figura V-23). Las intensidades con las que se manifiestan los cambios son algo superiores que en el caso anterior, pero no supera el 17%. Considerando que ahora los cambios se dan en un área mayor y que la concentración es marginalmente superior cerca del frente (y más aún cerca de las costas), es de esperar que la intensidad sea bastante mayor en este área reducida. En el caso de las predicciones según el escenario de 4.2 m de aumento del nivel del mar, el avance del frente llega hasta unos 50 km, alcanzando la zona media del Río de la Plata Intermedio, entre La Plata y Punta Indio sobre la costa argentina, y cerca de Punta Pavón sobre la costa uruguaya, tal como se señaló anteriormente (Figura V-35). Las intensidades con que se manifiestan los cambios son muy fuertes, superan el 30%, pero nuevamente en una franja concentrada en el frente salino llegan a superar varias veces este valor.

En el caso de las simulaciones con los escenarios de verano, los fenómenos que se observan son similares a los manifestados para invierno. Las zonas bajo la influencia del corrimiento de la cuña salina son muy similares, tanto para el escenario Vmd como para el Vmx. Comparando las situaciones de cambios de concentración salina en el fondo para los escenarios de máxima (Figura V-23 y Figura V-29), se observa en la situación de verano un patrón más intenso en el centro del río, mientras que en la situación de invierno los cambios son mayores cerca de las costas. Asimismo, en verano el avance del frente según el escenario de 4.2 m de aumento del nivel del mar llega a desplazarse unos 40 km, corrimiento bastante menor que en el caso de invierno. Las intensidades de cambios de salinidad son de un 25%, haciéndose más presentes en la zona cercana al frente de la cuña.

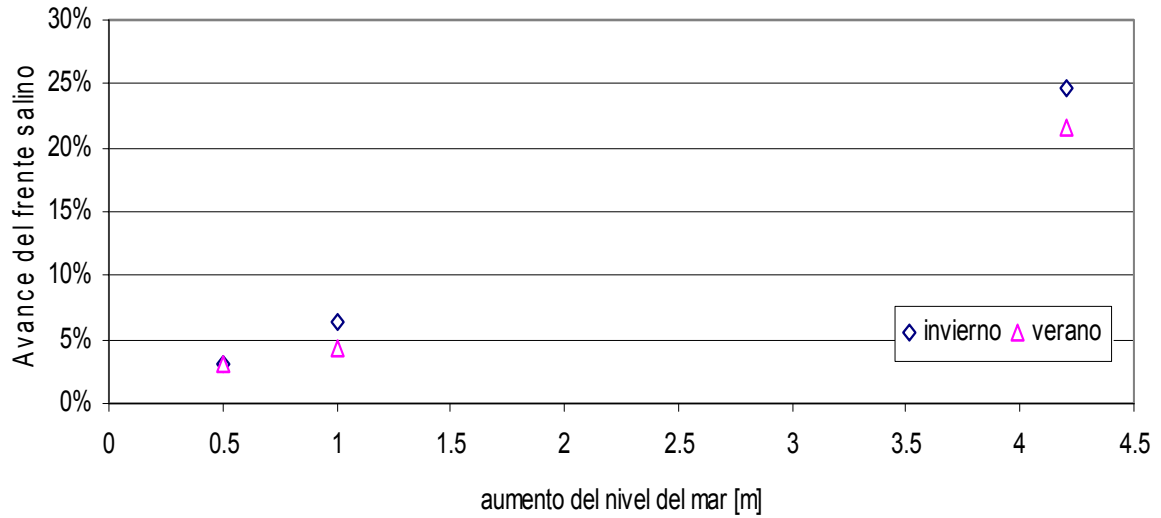


Figura V-45 Predicciones de desplazamiento del frente de salinidad con el aumento del nivel del mar. Los cálculos se efectuaron según el parámetro ufr, considerado sobre la base de la cuña salina (fondo del río). Sobre el eje vertical se indica el desplazamiento del frente salino referido a la posición actual (fines del siglo XX), para los cambios en el nivel del mar que se indican en el eje horizontal. Los puntos en color azul corresponden a las predicciones obtenidas de las simulaciones para los escenarios de invierno y los puntos indicados en fucsia rojo corresponden a las predicciones obtenidas a partir de las simulaciones para la estación de verano.

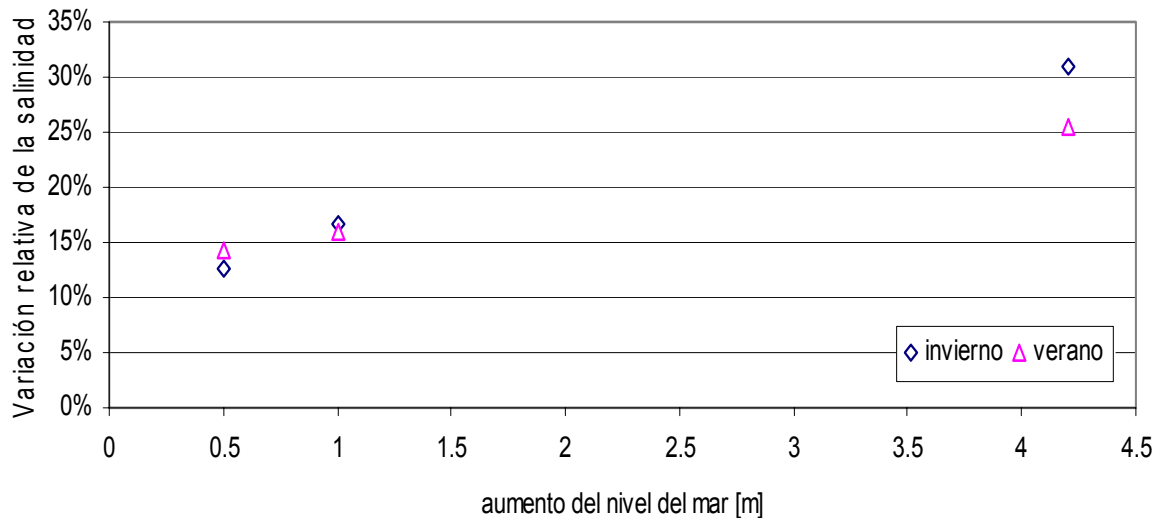


Figura V-46 Evolución de la intensidad de cambios en la concentración salina, con el aumento del nivel del mar. Los valores del eje vertical responden a la ecuación Ec. V-1. El cálculo fue generado para las celdas del dominio que muestran una variación de salinidad positiva. En color azul se indican las variaciones correspondientes a las simulaciones para la estación de invierno, mientras que en color fucsia se indican las variaciones para la estación de verano.

Conclusiones

De los estudios de simulación numérica efectuados con el modelo RPP-3D, implementado especialmente para este estudio, se extraen las siguientes conclusiones principales:

- Tal como era de esperarse, la cuña salina se desplaza hacia el interior del Río de la Plata a medida que aumenta el nivel medio del mar.
- Para el escenario de aumento máximo estimado del nivel medio del mar hacia el año 2100, de alrededor de 1 metro, el frente de salinidad avanzará alrededor de 10 km hacia el interior del Río de la Plata. Esto indica que, en principio, no se producirán efectos significativos que alerten sobre la necesidad de prever medidas de mitigación prácticamente en ninguna región.
- En el caso del escenario correspondiente a altas concentraciones de CO₂, que prevé un aumento del nivel medio del mar de alrededor de 4 metros, la cuña salina no logrará penetrar más allá de 50 km de su posición actual. En consecuencia, ni siquiera esta situación extrema traerá consecuencia alguna sobre la calidad del agua para provisión de la Región Metropolitana de Buenos Aires, aunque sí producirá efectos locales cuya significación habrá que evaluar en función del desarrollo alcanzado por esa región para entonces.
- A medida que aumenta el nivel medio oceánico las diferencias entre los patrones estacionales de salinidad se amplifican, tanto en el desplazamiento de la cuña como en los cambios relativos de concentración. Ambos indicadores muestran mayor sensibilidad al aumento del nivel del mar para la situación de invierno.
- Para el escenario de aumento máximo estimado del nivel medio del mar a fines del presente siglo, el incremento relativo de concentración de sal se mantiene esencialmente por debajo del 17%
- El avance del frente de salinidad no se producirá en forma verticalmente homogénea, sino que el aumento absoluto de concentración será mayor en el fondo que en la superficie.

- Localmente, el desplazamiento del frente salino está condicionado por la pendiente del lecho. En efecto, cuanto mayor es la contrapendiente menor es el avance de la cuña.
- Para condiciones estacionales medias, el detalle de la distribución de salinidad está influenciado por el campo de vientos (medios) locales, pero no por los vientos regionales.
- La variación estacional del campo de vientos se refleja fuertemente en las corrientes de deriva neta en superficie, influenciando la distribución de salinidad. En invierno los vientos predominantes provienen del sector Noroeste (y son algo más débiles que en verano), lo que provoca una corriente de deriva neta paralela a la costa uruguaya, que genera una lengua de agua dulce extendiéndose sobre este litoral. En verano los vientos predominantes provienen del sector Noreste, lo cual provoca una corriente de deriva neta sobre la costa argentina, que genera el desplazamiento del frente salino hacia el Sur.
- El desplazamiento del frente salino, debido al aumento del nivel medio del mar, que se produce durante el verano sobre la costa argentina es mayor que el que se produce durante el invierno sobre la costa uruguaya.
- La cantidad de escenarios planteados para obtener predicciones del desplazamiento de la cuña salina fue limitada fundamentalmente debido a los largos tiempos de procesamiento. No obstante ello, los mismos son considerados representativos de este estudio, así como los ensayos efectuados suficientes para obtener resultados significativos desde el punto de vista de la gestión del recurso.

Referencias

- Albarracín, J., 1987. Análisis de la Hidrodinámica del Río de La Plata a partir de una Simulación Numérica. Informe LHA 065-001-88, INCyTH, Argentina.
- Asselin, R., 1972. Frequency filters for time integrations. *Mon. Weather Rev.*, 100, pp. 487-490.
- Balay, M. A., 1961. El Río de la Plata entre la Atmósfera y el Mar. Public. H-621, Servicio de Hidrografía Naval, Secretaría de Marina, pp. 1-166.
- Blumberg, A. F., Mellor, G. L., 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in *Three Dimensional Coastal Ocean Models*. American Geophysical Union, editado por N. Heaps. Vol. 4, pp. 208.
- Bombardelli, F. A., Menéndez, Á. N., Brea, J. D., Montalvo, J. L., Porro, G. O., 1994. Estudio hidrodinámico del Delta del Río Paraná mediante modelación matemática. Informe LHA-INCYTH 137-01-94.
- CARP, 1989. Estudio para la evaluación de la contaminación en el Río de la Plata. Comisión Administradora del Río de la Plata, Montevideo-Buenos Aires.
- Cartwright, D. E., Ray, R. D., 1990. Oceanic tides from Geosat altimetry. *Journal of Geoph. Research*, 95, pp. 3069-3090.
- Computational Science Education Project (CSEP), 1991. *Ocean Models*. U.S. Department of Energy, pp. 1-74. <http://csep1.phy.ornl.gov/CSEP/OM/OM.html>.
- D'Onofrio, E. E., Fiore, M. Informe de mareas. The impact of global change on the coastal areas of the Río de la Plata sea level rise and meteorological effects, 2002, pp. 1-17.
- Davies, A. M., Sauvel, J., Evans, J., 1985. Computing near coastal tide dynamics from observations and a numerical model. *Continental Shelf Research*, 4, pp- 341-366.
- Ezer, T., Arango, H., Shchepetkin, A. F., 2002. Developments in terrain-following ocean models: intercomparisons of numerical aspects. *Ocean Modelling*, 4, pp. 249-267.
- Framiñan, M., Brown, O., 1996. Study of the Río de la Plata turbidity front, Part I: spatial and temporal distribution. *Cont. Shelf Res.*, 16, N° 10, pp. 1259-1282.
- Gill, A. E., 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Academic Press, pp. 1-662.
- Gobierno de la Ciudad de Buenos Aires, 1998. Medio Ambiente. Inf. Téc. del Plan Estratégico Buenos Aires Futuro. <http://www.buenosaires2010.org.ar/publicaciones/informes.asp>.
- Guerrero, R.A., Acha, E.M., Framiñan, M.B., Lasta, C.A., 1997. Physical Oceanography of the Río de la Plata Estuary, Argentina. *Continental Shelf Research*, Vol. 17, N° 7, pp. 727-742.

- Halcrow, W., Partners, 1969. Estudio y proyecto del canal de vinculación entre el Puerto de Buenos Aires y el Río Paraná de las Palmas. Informe Final DNCPyVN.
- Haney, R. L., 1991. On the pressure gradient force over steep topography in sigma-coordinate ocean models. *J. Phys. Ocean.*, 21, pp. 610-619.
- Henderson, F.M., 1996. *Open Channel Flow*, Macmillan.
- Herz R., Mascarenhas, A. S., 1993. Patos Lagoon. En *The Management of Coastal Lagoons and Enclosed Bays*, J. Sorensen, F. Gable, y F. Bandarin. American Society of Civil Engineers, pp. 52-54.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Third Assessment Report on the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, ISBN 0521 80767 0.
- Jaime, P, Menéndez, Á. N., 1999. Modelo Hidrodinámico Río de la Plata 2000. Informe LHA-INA 183-01-99, INA, Argentina.
- Jaime, P, Menéndez, Á. N., 2002. Análisis del Régimen Hidrológico de los Ríos Paraná y Uruguay. Informe LHA-INA 05-216-02, INA, Argentina.
- Kalnay E., and Coauthors, 1996. The NCEP/NCAR 40-years Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteoriological Society*, 77, pp. 437-471.
- Mellor, G. L., 1991. An equation of state for numerical models of oceans and estuaries. *J. Atmos. Oceanic Tech*, 8, pp. 608-609.
- Mellor, G. L., 2003. *Users Guide for a Three Dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model*. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, Princeton University, Princeton, NJ 08544-0710, pp. 1-53.
- Mellor, G. L., Blumberg, A. F., 1985. Modeling vertical and horizontal diffusivities with the sigma coordinate system. *Mon. Wea. Rev.*, 113, pp. 1380-1388.
- Mellor, G. L., Ezer, T., Oey, L. Y., 1998. Sigma coordinate gradient errors and the seamount problem. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, 15, pp. 1122-1131.
- Mellor, G. L., Yamada, T., 1974. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Science.*, 31, pp. 1791-1806.
- Mellor, G. L., Yamada, T., 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, pp. 851-875.
- Menéndez Á. N., 1990. Sistema HIDROBID II para simular corrientes en cuencos. *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería*, Vol. 6, 1.

- Menéndez, Á. N., 1985. Simulación numérica de flujos cuasidimensionales a superficie libre. Informe LHA-INCYTH S5-016-85.
- Molinari, G. N., 1987. Simulación Numérica de la Circulación en el Río de la Plata. Informe LHA-S5-017-86, INCyTH, Argentina.
- Oey, L., Mellor, G. L., Hires, R. I., 1985. A three-dimensional simulation of the Hudson Raritan Estuary. *J. Phys. Oceanog.*, 31, pp. 790-809.
- Olalde, A.M., 1988, Simulación numérica de corrientes de deriva en el Río de la Plata. Informe LHA 065-002-88, INCyTH, Argentina.
- Parker, G., López Laborde, J., 1988. Morfología y variaciones morfológicas del lecho del Río de la Plata, en SIHN-SOHMA. Estudio para la Evaluación de la Contaminación en el Río de la Plata. *Inf. Téc.* n° 4.
- Pereira, C. S., 1989. Seasonal variability in the coastal circulation on the Brazilian continental shelf (29°S-35°S). *Continental Shelf Research*, Vol. 9, pp. 285-299.
- Phillips, N. A., 1957. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *J. Meteorol.*, 14, pp. 184-185.
- Ré, M., Menéndez Á., 2003*a*. Modelo Hidrodinámico del Río de la Plata y su Frente Marítimo. Proyecto LHA 216, Informe LHA 03-216-03, pp. 1-65.
- Ré, M., Menéndez, Á., 2003*b*. Modelo Numérico del Río de la Plata y su Frente Marítimo para la Predicción de los Efectos del Cambio Climático. XIII Congreso sobre Métodos Numéricos y sus Aplicaciones, ENIEF'2003, Bahía Blanca.
- Servicio de Hidrografía Naval (SHN), Argentina. Tablas de Marea, 1997.
- Simionato C., Nuñez M., Meccia V., 2002. Estudio de la respuesta del modelo HamSOM/CIMA a vientos intensos sobre el Río de la Plata. Informe CIMA/Oc-02-01. Proyecto AIACC LA26.
- Simionato C., Nuñez, M. N., 2001. The Salinity Front of the Río de la Plata – a numerical case study for winter and summer conditions. *Geoph. Res. Letters*, Vol. 28, 13, pp. 2641-2644
- Simionato, C. G., Dragani, W., Nuñez, M., Engel, M., 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 M_2 . submitted to *Continental Shelf Research*.
- Tossini, L., 1959. Sistema Hidrográfico y Cuenca del Río de la Plata. Contribución al Estudio de su Régimen Hidrológico. *An. Soc. Cient. Arg.*, 167, pp. 41-64.
- Urien, C. M., 1967. Los sedimentos modernos del Río de la Plata Exterior. Publ. H-106, Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina, 4, pp. 113-213.

Nomenclatura Utilizada

x, y, z	Coordenadas cartesianas en el espacio tridimensional.
t	Coordenada temporal.
g	Aceleración gravitacional.
σ	Nivel de discretización vertical en el sistema de coordenadas sigma.
\tilde{x}, \tilde{y}	Coordenadas horizontales cartesianas transformadas al sistema de representación sigma.
\tilde{t}	Coordenada temporal en el sistema de representación sigma.
ϕ	Variable de pronóstico genérica.
$\bar{\phi}$	Variable de pronóstico genérica, integrada ó promediada (según el caso) en la dirección vertical.
∇	Operador gradiente.
u, v, w	Componentes cartesianas de la velocidad de corriente en el espacio tridimensional.
\bar{u}, \bar{v}	Componentes horizontales de la velocidad, promediadas verticalmente.
η	Elevación superficial respecto del plano de reducción.
D	Profundidad total de agua ($H + \eta$).
H	Profundidad de agua referida al plano de reducción.
u_n	Velocidad de corriente normal a una superficie dada.
c	Velocidad de propagación de una perturbación dada (celeridad).
c_s	Velocidad del sonido.
Θ	Temperatura potencial.
S	Salinidad.
f	Factor geostrofico (Coriolis).
Ω	Velocidad de rotación terrestre.

φ	Latitud terrestre.
R	Término debido a la radiación solar en la ecuación de temperatura.
ρ_0	Densidad potencial de referencia.
ρ	Densidad potencial.
ρ_a	Densidad del aire sobre la superficie libre del agua.
p	Presión.
P_a	Presión atmosférica.
q_b	Perturbación de presión en dirección vertical.
b	Empuje vertical ascendente.
$\overline{Q}_H, \overline{Q}_S$	Flujo de calor y sal en superficie, respectivamente.
$Q_{rad}, Q_{la}, Q_{se}, Q_{lw}$	Flujo de calor por radiación solar (onda corta), latente, sensible, y onda larga, respectivamente.
S_s	Salinidad en la interfase aire/agua.
E, P	Tasa de evaporación y precipitación, respectivamente.
U_{10}, V_{10}	Componentes de la velocidad del viento a 10m sobre la superficie libre del agua.
C_D^s	Coefficiente de arrastre en superficie.
C_D^b	Coefficiente de arrastre de fondo.
u_{*0}	Velocidad de fricción superficial.
u_{*b}	Velocidad de fricción de fondo.
u_b, v_b	Componentes de la velocidad de corriente en el fondo.
F_Θ, F_S	Términos de difusión horizontal de temperatura y salinidad, en las ecuaciones de conservación para temperatura y salinidad respectivamente.
F_Θ	Término de difusión horizontal en la ecuación de conservación para la temperatura.
F_X, F_Y	Términos de viscosidad horizontal en las direcciones X e Y respectivamente, en las ecuaciones de cantidad de movimiento.

F_q, F_l	Términos de difusión horizontal en las ecuaciones de transporte de cantidades turbulentas.
F_{s0}^ϕ, F_{b0}^ϕ	Flujo superficial y de fondo en las formulaciones de condiciones de contorno verticales.
F_{s1}^ϕ, F_{b1}^ϕ	Coefficiente de transferencia en superficie y fondo, para las formulaciones de condiciones de contorno verticales.
\tilde{F}_X, \tilde{F}_Y	Términos de viscosidad horizontal promediados en la vertical.
P_X, P_Y	Componentes del gradiente de presión en el plano horizontal.
G_X, G_Y	Términos de dispersión en la dirección X e Y respectivamente, en las ecuaciones de cantidad de movimiento promediadas verticalmente.
$\tau_{XX}, \tau_{XY}, \tau_{YX}, \tau_{YY}$	Componentes del tensor de tensiones de Reynolds.
$\overline{\tau_{XX}}, \overline{\tau_{XY}}, \overline{\tau_{YX}}, \overline{\tau_{YY}}$	Componentes del tensor de tensiones de Reynolds promediadas verticalmente.
τ_{s1}, τ_{s2}	Componentes de tensiones de corte superficial debido a la acción del viento.
τ_{b1}, τ_{b2}	Componentes de tensiones de corte de fondo.
ν_H	Coefficiente de difusión horizontal para las ecuaciones de cantidad de movimiento.
ν_T	Coefficiente de viscosidad de torbellino vertical para las ecuaciones de cantidad de movimiento.
λ_H	Coefficiente de difusión horizontal para las ecuaciones de temperatura y salinidad.
λ_T	Coefficiente de difusión de torbellino vertical para las ecuaciones de temperatura y salinidad.
K_q	Coefficiente de difusión vertical para cantidades turbulentas.
κ	Constante de Von Karman.
z_0	Escala de rugosidad efectiva.
E_b	Tasa de disipación de energía por fricción de fondo.
l	Longitud de mezcla de Kolmogorov-Prandtl (macroescala).
$k, q^2/2$	Energía cinética turbulenta.

\tilde{W}	Función de proximidad de cierre (<i>wall proximity function</i>).
S_M, S_H, S_Q	Funciones de estabilidad para ν_T, λ_T, K_q respectivamente.
α_b	Coefficiente de turbulencia de base.
G_H	Número de Richardson.
$A_1, B_1, A_2, B_2,$	Constantes empíricas del modelo de turbulencia.
C_1, E_1, E_2, E_3	