

Tesis Doctoral

Estudios de la circulación forzada por el viento en el estuario del Río de la Plata y sus implicancias en la estratificación: resultados del análisis de datos y simulaciones numéricas

Meccia, Virna Loana

2008

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Meccia, Virna Loana. (2008). Estudios de la circulación forzada por el viento en el estuario del Río de la Plata y sus implicancias en la estratificación: resultados del análisis de datos y simulaciones numéricas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Meccia, Virna Loana. "Estudios de la circulación forzada por el viento en el estuario del Río de la Plata y sus implicancias en la estratificación: resultados del análisis de datos y simulaciones numéricas". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2008.

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires



Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Estudios de la circulación forzada por el viento en el estuario del Río de la Plata y sus implicancias en la estratificación: resultados del análisis de datos y simulaciones numéricas

Tesis presentada para optar al Título de Doctor en la Universidad de Buenos Aires en el área Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Virna Loana Meccia

Director de Tesis
Dra. Claudia Simionato

Consejero de Estudios
Dr. Mario Nuñez

Lugar de trabajo:
Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera
CONICET - UBA

Febrero 2008

*“... y bueno hermano,
ahora juntá tus dos orillas,
besalas en mi nombre
y adiós.”*

*Carta al Río de la Plata
Carlos Gardel, 1929*

Resumen

En esta Tesis, por primera vez, se combina el análisis de los datos históricos de salinidad disponibles con series de tiempo de corriente y simulaciones numéricas de alta resolución, en un esfuerzo por comprender los procesos que ocurren en el activo e importante sistema estuarino del Río de la Plata. Con ese fin, se analizan las primeras series relativamente largas de corrientes ADCP colectadas en dos puntos del estuario. Se encuentra que la marea sólo explica alrededor de un 25% de la varianza. Aproximadamente otro 25% está asociado con actividad de ondas internas en los puntos de adquisición de datos, que corresponden a zonas de fuerte estratificación. Estas ondas son forzadas por la brisa tierra-mar y por la marea y son muy frecuentes durante la primavera y el verano. El 50% restante de energía está forzado por el viento en las escalas de tiempo sinóptica a intra-estacional. El estuario responde en una escala de tiempo de alrededor de 6 horas a la variabilidad del viento, con una estructura esencialmente barotrópica frente a vientos con una componente dominante perpendicular al eje del estuario y con una fuerte estructura baroclínica, con inversión en la dirección de las corrientes entre capas superiores e inferiores, para vientos con una componente paralela al eje del estuario. Aunque este tipo de respuesta es característica de cuencas semi-cerradas, no es típica de estuarios y es observada en el Río de la Plata como consecuencia de su gran ancho.

Se utilizó el modelo hidrodinámico Estuary Coastal and Ocean Model (ECOM) juntos con datos CTD de campañas sinópticas históricas para evaluar las implicancias de la circulación forzada por el viento en la estratificación. Se encuentra que, aunque la estructura de cuña salina es una consecuencia de la intensa descarga continental en la región, los vientos predominantes favorecen su mantenimiento. Solamente bajo vientos intensos o persistentes del sudeste la estratificación puede quebrarse completamente. Sin embargo, la estructura vuelve a establecerse en un período de tiempo relativamente corto después de que los vientos se relajan. Los eventos con estas características son poco frecuentes en la región. Esto tiene un fuerte impacto sobre la biología ya que las especies que alberga el estuario requieren de ciertas condiciones de salinidad para su reproducción exitosa. Además, se caracterizó la respuesta de los campos de salinidad al forzante del viento y se encontraron indicios de eventos de surgencia a lo largo de la costa uruguaya frente a vientos del noreste, característicos de la estación cálida. Los resultados modifican el esquema conceptual vigente respecto de la señal estacional como principal característica del campo de salinidad en el Río de la Plata. Esta señal es el resultado de la mayor frecuencia de ocurrencia de vientos provenientes de direcciones determinadas a lo largo de las diversas estaciones. Situaciones caracterizadas como típicas de “invierno” o “verano” pueden ocurrir a lo largo de todo el año con gran variabilidad. La pluma de agua de baja salinidad impactaría en la plataforma continental en

forma de pulsos alternativos hacia el noreste o el sudoeste en una escala del orden de los tres a cuatro días.

Se identificaron los principales forzantes de variabilidad en las diferentes escalas de tiempo mediante una simulación de largo período realizada con el modelo Hamburg Shelf Ocean Model (HamSOM). Se encuentra que el primer modo de variabilidad en la escala interanual de la elevación de la superficie libre está forzado simultáneamente por la descarga continental y por el viento y ambos están asociados a los ciclos del ENSO. La variabilidad en la escala estacional explica un muy bajo porcentaje de varianza y está compuesta por una onda anual y una semianual, forzada por viento y descarga, respectivamente. La variabilidad en la escala subanual explica alrededor del 90% de la varianza y está forzada por el viento. Se encontró que los eventos extremos de crecidas en el estuario presentan a lo largo del tiempo una mayor frecuencia de ocurrencia y una mayor intensidad de respuesta. Por último, la arquitectura de modelado aplicada a la circulación barotrópica resultó exitosa mostrando ser una herramienta robusta para pronóstico y para el estudio de la variabilidad climática futura en respuesta al cambio climático.

Palabras claves: Estuario del Río de la Plata; datos ADCP; modelos hidrodinámicos; circulación barotrópica y baroclínica; estructura de cuña salina.

Abstract

In this Thesis, for the first time, the analysis of historical salinity data and new current series is combined with high resolution numerical simulations, with the aim of understanding the processes that occur in the active and important Río de la Plata estuary. With that objective, the first relatively long ADCP current series collected in two points of the estuary are analyzed. Only 25% of the currents' variance is accounted by the tide. Approximately another 25% is associated with internal wave activity at the sampling locations, where a strong stratification exists. These waves are forced by land-sea breeze and tide and are very frequent during spring and summer. The remaining 50% of the energy is wind driven and occurs in synoptic to intra-seasonal time scales. The estuary responds to wind variability in a time scale of approximately 6 hours. Response displays an essentially barotropic structure to winds with a dominant component perpendicular to the estuary axis and with a strong baroclinic structure, with inversion in current direction between upper and lower layers, to winds with a dominant component along the estuary axis. Although this kind of response is characteristic of semi-enclosed basins, it is not a typical response in estuaries, and it is observed in the Río de la Plata due to its huge width.

To evaluate the implications of the wind forced circulation on stratification, Estuary, Coastal and Ocean Model (ECOM) together with CTD data from synoptic campaigns were used. It is observed that, even though the salt wedge structure is a consequence of the intense discharge, its existence is favoured by winds that prevail in the region. The stratification can only be completely destroyed by strong or persistent south-easterly winds. Nevertheless, the structure is reconstructed in a relatively short period of time after wind relaxation, and that kind of events are not frequent in the region. This has a strong impact on biology because the species housed by the estuary require specific salinity conditions for their successful reproduction. Additionally, the response of the salinity field to wind forcing was characterized. High surface salinity, consistent with upwelling along the Uruguayan coast is observed for north-easterly winds, which are typical of the warm season. The present conceptual scheme involving the seasonal signal as the main feature of the salinity field variability is modified by the results of this Thesis. This signal results from a larger frequency of occurrence of some wind direction along the different seasons, and conditions classically thought as characteristic of "winter" or "summer" can take place during any season with high variability. The fresh water plume would impact the continental shelf in the form of alternating pulses toward the northeast or to the southwest in a time scale around three to four days.

The main forcings of estuarine variability in different time scales were identified by means of a long term numerical simulation using Hamburg, Shelf Ocean Model (HamSOM). The first mode of the sea surface height variability on inter-annual time scale is forced simultaneously by runoff and wind.

Results show clear evidence that both forcings are associated to ENSO cycles. The seasonal scale variability accounts by a very low percentage of variance and it is a combination of an annual and a semi-annual signal forced by wind and runoff, respectively. Approximately 90% of the variance is accounted by sub-annual scale variability, essentially wind driven. Extreme flood events in the estuary increase their frequency of occurrence and intensity over the time. Finally, the model hierarchy applied for barotropic circulation shows to be a robust tool for forecasting and for the study of estuarine climate variability in response to climate change.

Keywords: Río de la Plata estuary; ADCP data; hydrodynamic models; barotropic and baroclinic circulation; salt wedge structure.

Agradecimientos

En primer lugar quiero expresar un profundo agradecimiento a Claudia quien me guió durante todos estos años en mi camino profesional. Quiero en particular agradecerle el haber sido siempre tan humana y tan generosa con sus conocimientos.

Quiero agradecer a Mario su permanente interés por mi trabajo y sobre todo la confianza que siempre depositó en mí.

A Raúl, Walter, Mónica y Enrique por todo lo que me enseñaron. Haber trabajado con ellos fue muy constructivo para mi formación y además fue divertido.

Quiero agradecer al CIMA por haberme brindado un lugar de trabajo y la infraestructura necesaria para llevar a cabo esta investigación. A los Proyectos ANPCyT PICT02 12246 y PICT05 32606 que financiaron parte de este trabajo.

Al proyecto FREPLATA gracias al cual me inicié en el estudio del Río de la Plata. A los biólogos del INIDEP quienes me transmitieron sus conocimientos que ayudaron a conformar gran parte de la motivación de esta Tesis.

A las chicas de la oficina, Fer, Vane, Jose y Naty por haber soportado estoicamente mi estado ciclotímico de los últimos meses. Gracias por la onda de todos los días. También a Angelita que nos visitaba cada tanto.

A los amigos incondicionales que de alguna u otra manera me dio esta carrera. A San, Andre, Lina, La Teacher, Uri, Nidia, Mer, La Coca, Virginia, Moira, Diegote, Lau y Mariano. Gracias por compartir tantas charlas, gustos en comunes, y sobre todo por el aliento para terminar con este ciclo.

A mis viejos, que no sé cómo hacen pero ellos siempre están.



Índice

Resumen	i
Abstract	iii
Agradecimientos	v
Índice	vi
Índice de Figuras	viii
Índice de Tablas	xv
Capítulo 1: Introducción	1
1.1 Características generales del estuario del Río de la Plata y sus principales forzantes	1
1.2 Antecedentes	7
1.3 Motivación y objetivos.....	12
Capítulo 2: Estudios sobre la circulación en el estuario del Río de la Plata en base al análisis de datos de corrientes ADCP	14
2.1 Introducción	14
2.2 Datos	15
2.3 Resultados.....	17
2.3.1 Análisis de varianza	17
2.3.2 Base de datos de viento.....	19
2.3.3 Variabilidad de alta frecuencia.....	22
2.3.4 Variabilidad de baja frecuencia.....	31
2.3.4.1 Componente barotrópica de la circulación	31
2.3.4.2 Componente baroclínica de la circulación	44
2.4 Discusión y conclusiones.....	51
Capítulo 3: Implicancias de la circulación sobre la estratificación en el estuario del Río de la Plata	55
3.1 Introducción	55
3.2 Datos	56
3.3 Resultados	56
3.4 Discusión y conclusiones.....	59

Capítulo 4: Resultados de simulaciones numéricas en base al modelo

hidrodinámico ECOM	63
4.1 Introducción.....	63
4.2 Descripción del modelo.....	65
4.2.1 Generalidades.....	65
4.2.2 Análisis de sensibilidad del modelo.....	66
4.2.3 Validación de la capacidad del modelo para reproducir la estructura de salinidad observada en el Río de la Plata.....	75
4.3 Resultados.....	78
4.3.1 Patrones característicos de variabilidad de baja frecuencia de los campos de salinidad.....	78
4.3.2 Tiempo de reconstrucción de la cuña salina.....	86
4.4 Discusión y conclusiones.....	90

Capítulo 5: Resultados de simulaciones numéricas en base al modelo

hidrodinámico HamSOM	96
5.1 Introducción.....	96
5.2 Descripción del modelo.....	98
5.2.1 Generalidades.....	98
5.2.2 Características de las simulaciones.....	101
5.2.3 Validación de la capacidad del modelo para reproducir la elevación de la superficie libre y las corrientes observadas en el Río de la Plata.....	105
5.3 Resultados del estudio de la variabilidad climática en el campo de alturas en el estuario del Río de la Plata.....	106
5.3.1 Variabilidad en escala estacional de la elevación de la superficie libre.....	110
5.3.2 Variabilidad en escala interanual de la elevación de la superficie libre.....	114
5.3.3 Variabilidad en escala subanual de la elevación de la superficie libre.....	119
5.4 Discusión y conclusiones.....	128

Capítulo 6: Comentarios finales.....132

6.1 Aportes al conocimiento del estuario del Río de la Plata.....	132
6.2 Hacia el futuro.....	135

Referencias Bibliográficas.....137

Índice de Figuras

Figura 1.1: Cuenca del estuario del Río de la Plata con los ríos principales y afluentes menores que descargan en el mismo.	2
Figura 1.2: Batimetría del estuario del Río de la Plata con las principales características morfológicas.....	4
Figura 1.3: Mapas de amplitud en metros (panel izquierdo) y fase en grados (panel derecho) de la componente semidiurna de marea M_2 derivados de un modelo numérico. Esta figura pertenece a Simionato <i>et al.</i> (2004a).....	9
Figura 2.1: Batimetría de la zona de estudio en una grilla de 3 Km \times 3 Km, principales referencias geográficas y posición de los instrumentos cuyos datos son analizados en este capítulo (PON y ARG).....	16
Figura 2.2: Vectores de viento para el período enero 2003 de diferentes fuentes; observaciones con anemómetro colectadas en la estación Pontón Recalada (panel superior), observaciones en la estación Carrasco (Aeropuerto de Montevideo), observaciones del escaterómetro QuikSCAT en el punto más cercano en su pasada ascendente y descendente (paneles centrales) y reanálisis de NCEP/NCAR en el punto de grilla húmedo más cercano a la región de interés (panel inferior).....	21
Figura 2.3: Porción del diagrama Hovmöller para la componente zonal (panel superior) y meridional (panel inferior) de la corriente en ARG entre el 10 y 21 de enero de 2003.	23
Figura 2.4: Porción del diagrama Hovmöller para la componente zonal (panel superior) y meridional (panel inferior) de la corriente en PON entre el 12 y 20 de enero de 2004.	24
Figura 2.5: Estructura vertical de los primeros (paneles izquierdos) y segundos (paneles derechos) modos derivados del análisis de Componentes Principales para las corrientes baroclínicas en ARG (paneles superiores) y PON (paneles inferiores). .	25
Figura 2.6: Espectros de energía de las series de tiempo asociadas al Modo 1 del análisis de Componentes Principales para ambas componentes de la corriente junto con la coherencia y la fase derivados del análisis del espectro cruzado para la componente zonal y meridional en ARG (paneles superiores) y PON (paneles inferiores). Las	

líneas punteadas en los espectros indican el nivel de significancia al 99% de confianza.....	27
Figura 2.7: Escaleogramas de amplitud de la serie de tiempo asociada al Modo 1 de la componente zonal, junto con los vectores tensión del viento derivados de los reanálisis de NCEP/NCAR para ARG (paneles superiores) y PON (paneles inferiores). En los escaleogramas sólo se contornearon los valores significativos al 99% de confianza y las líneas punteadas al comienzo y final de cada gráfico definen el cono de influencia.	28
Figura 2.8: Vectores progresivos de la corriente barotrópica y el viento para cada uno de los cuatro períodos estudiados. Los ejes representan la posición respecto del origen (comienzo de la serie) en cientos de kilómetros. Los puntos indican días.....	33
Figura 2.9: Distribución espectral de varianza de la corriente (panel izquierdo) y el viento (panel derecho) para PON2. Las líneas rojas muestran los espectros de la componente zonal y las azules de la meridional. Las líneas punteadas marcan el nivel de significancia al 99% de confianza.....	34
Figura 2.10: Diagramas de pelo de la velocidad barotrópica observada en cada una de las cuatro series de tiempo disponibles. Por claridad, los gráficos sólo muestran un vector por hora.	35
Figura 2.11: Varianza de la corriente barotrópica (paneles izquierdos) y del viento (paneles derechos) en función de la dirección para cada uno de los períodos observados. ..	36
Figura 2.12: Correlación entre las proyecciones de la corriente y el viento ocurrido 6 horas antes en cada una de las 360 direcciones para ARG (paneles superiores) y PON (paneles inferiores). Sólo se graficaron las correlaciones positivas. Las líneas gruesas marcan el nivel de significancia al 99% de confianza.....	38
Figura 2.13: Resultado del análisis de Componentes Principales de la correlación entre los vientos y corrientes observadas proyectadas en todas las direcciones para los datos de ARG (paneles superiores) y PON (paneles inferiores).....	40
Figura 2.14: Contornos de la intensidad de la corriente ($m s^{-1}$) como función de la intensidad del viento ($m s^{-1}$) y de la dirección de la corriente en ARG (a) y PON (b) conjuntamente con los modos derivados del análisis de Componentes Principales.	41
Figura 2.15: Diagramas de pelo de parte de los registros de corrientes y vientos en ARG2 (paneles superiores) y PON2 (paneles inferiores). Por claridad, los gráficos sólo muestran un vector por hora.	43

Figura 2.16: Espectro cruzado entre la corriente y el viento de direcciones desfasadas 14° y 6 horas para PON2. Sólo se muestran isolíneas que corresponden a coherencias entre las variables mayores que 0,7.	44
Figura 2.17: Isolíneas de correlación entre las corrientes y el viento ocurrido 6 horas antes como función de la dirección de la corriente y la profundidad para vientos del N, NE, E, SE, S, SW, W y NW para ARG. El nivel de significancia al 99% de confianza está marcado con una línea gruesa.	46
Figura 2.18: Isolíneas de correlación entre las corrientes y el viento ocurrido 6 horas antes como función de la dirección de la corriente y la profundidad para vientos del N, NE, E, SE, S, SW, W y NW para PON. El nivel de significancia al 99% de confianza está marcado con una línea gruesa.	47
Figura 2.19: Composiciones de los perfiles de corriente para vientos del N, NE, E, SE, S, SW, W y NW e intensidad del viento entre 8 y 10 m s ⁻¹ para ARG (panel izquierdo) y PON (panel derecho).	48
Figura 2.20: Resultado del análisis de Componentes Principales aplicado a las composiciones de los perfiles de corriente para ARG junto con la correlación de los modos resultantes con la dirección del viento.	49
Figura 2.21: Resultado del análisis de Componentes Principales aplicado a las composiciones de los perfiles de corriente para PON junto con la correlación de los modos resultantes con la dirección del viento.	50
Figura 3.1: Sitios alrededor de ARG y PON donde se colectaron los datos CTD.	56
Figura 3.2: Composiciones de los perfiles verticales de salinidad cerca de ARG (panel superior) y PON (panel inferior) para vientos del NE, SE, SW y NW.	58
Figura 3.3: Isolíneas de frecuencia de ocurrencia (% de tiempo) de vientos del NW, NE, SW y SE en función de los meses del año y de la intensidad del viento derivados de los reanálisis de NCEP/NCAR durante el período 1955-2004. Se utilizó una escala logarítmica para los intervalos de contorno.	60
Figura 4.1: Elevación de la superficie libre al final de cada simulación en los experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal. Las alturas están dadas en metros.	68
Figura 4.2: Campos de salinidad superficial al final de cada simulación en los experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal.	69
Figura 4.3: Campos de salinidad en el fondo al final de cada simulación en los experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal.	69

Figura 4.4: Secciones seleccionadas (norte, central y sur) para analizar los perfiles de salinidad en los experimentos de sensibilidad a la resolución vertical. 70

Figura 4.5: Perfiles de salinidad de la sección norte (paneles izquierdos), central (paneles centrales) y sur (paneles derechos) al final de cada simulación de los experimentos de sensibilidad a la resolución vertical. 71

Figura 4.6: Batimetría interpolada a los puntos de grilla utilizada en los experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal variable. Las profundidades están dadas en metros. 71

Figura 4.7: Elevación de la superficie libre al final de cada simulación de los experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal variable. Las elevaciones están dadas en metros. 72

Figura 4.8: Campos de salinidad superficial (paneles superiores) y de fondo (paneles inferiores) al final de cada simulación de los experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal variable. 72

Figura 4.9: Dominio final y resolución horizontal variable en ambas direcciones. Los valores están dados en metros. 73

Figura 4.10: Batimetría interpolada a los puntos de grilla utilizada en el dominio final. Las profundidades están dadas en metros. 73

Figura 4.11: Perfiles de salinidad de la sección norte (paneles izquierdos), central (paneles centrales) y sur (paneles derechos) al final de cada simulación de los experimentos de sensibilidad a la viscosidad vertical. 74

Figura 4.12: Solución del modelo luego de 150 días de integración con descarga media, componente M_2 de marea y vientos medios de verano provenientes de los reanálisis de NCEP/NCAR para el período 1979-2001. 76

Figura 4.13: Solución del modelo luego de 150 días de integración con descarga media, componente M_2 de marea y vientos medios de invierno provenientes de los reanálisis de NCEP/NCAR para el período 1979-2001. 77

Figura 4.14: Condición inicial para las simulaciones bajo 16 direcciones del viento. Esta condición fue lograda luego de 90 días de integración del modelo con descarga y componente de marea M_2 79

Figura 4.15: Correlación entre los modos obtenidos del análisis de Componentes Principales y la dirección del viento. 80

Figura 4.16: Solución del modelo bajo viento del sudoeste, representativo del primer modo resultante del análisis de Componentes Principales. Las anomalías son respecto de la solución sin viento. Las alturas están dadas en metros.....	81
Figura 4.17: Solución del modelo bajo viento del este-noreste, representativo del segundo modo resultante del análisis de Componentes Principales. Las anomalías son respecto de la solución sin viento. Las alturas están dadas en metros.....	82
Figura 4.18: Solución del modelo bajo viento del nor-noroeste, representativo del tercer modo resultante del análisis de Componentes Principales. Las anomalías son respecto de la solución sin viento. Las alturas están dadas en metros.....	83
Figura 4.19: Solución del modelo bajo viento del sudeste, representativo del cuarto modo resultante del análisis de Componentes Principales. Las anomalías son respecto de la solución sin viento. Las alturas están dadas en metros.....	85
Figura 4.20: Perfiles de salinidad de la sección norte (paneles izquierdos), central (paneles centrales) y sur (paneles derechos) para la condición inicial, y luego de 2 días con viento del sudeste uniforme de intensidad de 9, 11, 13 y 15 m s ⁻¹	87
Figura 4.21: Coeficiente en función del tiempo por el cual se mezclan las condiciones de viento medias de verano con el viento uniforme del sudeste de 15 m s ⁻¹	88
Figura 4.22: Perfiles de salinidad de la sección norte (paneles izquierdos), central (paneles centrales) y sur (paneles derechos) para la condición inicial, y luego de 0, 5, 10 y 15 días pasada la tormenta.....	89
Figura 4.23: Composiciones por dirección del viento de los campos de salinidad superficial observados a partir de campañas sinópticas. Gentileza de Raúl Guerrero.....	92
Figura 4.24: Campos sinópticos de salinidad superficial observados. Gentileza de Raúl Guerrero.....	93
Figura 5.1: Esquema tridimensional de una celda de tipo Arakawa-C utilizada en el modelo HamSOM.....	100
Figura 5.2: Batimetría (en metros) en cada uno de los dominios utilizados por el modelo HamSOM.....	105
Figura 5.3: Validación de la simulación de largo período con el modelo HamSOM. Correlación (panel izquierdo) y pendiente de la recta de regresión (panel derecho) para cada año entre las alturas simuladas y observadas en la estación Palermo.....	108
Figura 5.4: Campo medio total de la elevación de la superficie libre obtenido de la simulación para el período 1965-2004.....	109

Figura 5.5: Análisis de varianza para la elevación de la superficie libre (panel superior izquierdo) y porcentaje de varianza explicado por la componente de variabilidad estacional (panel superior derecho), interanual (panel inferior izquierdo) y subanual (panel inferior derecho). 110

Figura 5.6: Amplitud (paneles izquierdos) y fase (paneles derechos) del armónico anual (paneles superiores) y semianual (paneles inferiores) ajustado a las series de elevación de la superficie libre. 111

Figura 5.7: Valores mensuales de la componente anual para la descarga (panel superior izquierdo) y para el viento en un punto del estuario (panel superior derecho) y medias estacionales de la componente anual de la elevación de la superficie libre (paneles centrales e inferiores). 113

Figura 5.8: Valores mensuales de la componente semianual para la descarga (panel superior izquierdo) y para el viento en un punto del estuario (panel superior derecho) y medias estacionales de la componente semianual de la elevación de la superficie libre (paneles centrales e inferiores). 114

Figura 5.9: Ensamble de casos de la elevación de la superficie libre junto con la descarga (paneles izquierdos) y viento (paneles derechos) asociados a la fase positiva (paneles superiores) y negativa (paneles inferiores) del Modo 1 de variabilidad en la escala interanual. 116

Figura 5.10: Ensamble de casos de la elevación de la superficie libre junto con la descarga (paneles izquierdos) y viento (paneles derechos) asociados a la fase positiva (paneles superiores) y negativa (paneles inferiores) del Modo 2 de variabilidad en la escala interanual. 118

Figura 5.11: Ensamble de casos de la elevación de la superficie libre junto con la descarga (paneles izquierdos) y viento (paneles derechos) asociados a la fase positiva (paneles superiores) y negativa (paneles inferiores) del Modo 3 de variabilidad en la escala interanual. 119

Figura 5.12: Ensamble de casos de la elevación de la superficie libre (paneles izquierdos), de la anomalía subanual del viento (paneles centrales) y del viento total (paneles derechos) asociados a la fase positiva (paneles superiores) y negativa (paneles inferiores) del Modo 1 de variabilidad en la escala subanual. 121

Figura 5.13: Ensamble de casos de la elevación de la superficie libre (paneles izquierdos), de la anomalía subanual del viento (paneles centrales) y del viento total (paneles

derechos) asociados a la fase positiva (paneles superiores) y negativa (paneles inferiores) del Modo 2 de variabilidad en la escala subanual.	122
Figura 5.14: Campos de anomalía subanual de la elevación de la superficie libre cada 6 horas entre los días 8 a 11 de diciembre de 2004.....	123
Figura 5.15: Campos de anomalía subanual de la elevación de la superficie libre cada 6 horas entre los días 24 a 26 de diciembre de 2004.	124
Figura 5.16: Ensamble de casos de la elevación de la superficie libre (paneles izquierdos), de la anomalía subanual del viento (paneles centrales) y del viento total (paneles derechos) asociados a la fase positiva (paneles superiores) y negativa (paneles inferiores) del Modo 3 de variabilidad en la escala subanual.	125
Figura 5.17: Cantidad de casos por año de situaciones de crecidas (en azul) y de bajantes extremas (en verde).	126
Figura 5.18: Ensamble de casos del campo de elevación de la superficie libre (paneles izquierdos) y del viento (paneles derechos) correspondiente a los eventos extremos positivos identificados para la primera década del registro 1965-1974 (paneles superiores) y para la última década del registro 1995-2004 (paneles inferiores).....	127
Figura 5.19: Ensamble de casos del campo de elevación de la superficie libre (paneles izquierdos) y del viento (paneles derechos) correspondiente a los eventos extremos negativos identificados para la primera década del registro 1965-1974 (paneles superiores) y para la última década del registro 1995-2004 (paneles inferiores).....	128

Índice de Tablas

Tabla 2.1: Resultado del análisis de varianza de las componentes barotrópica y baroclínica de las corrientes observadas en ARG y PON para las altas y bajas frecuencias.	18
Tabla 2.2: Correlación entre el viento adquirido en la estación Pontón Recalada y el viento colectado en Carrasco (Aeropuerto de Montevideo), los datos del escaterómetro (QuikSCAT) y los reanálisis de NCEP/NCAR.	22

Capítulo 1: Introducción

1.1 Características generales del estuario del Río de la Plata y sus principales forzantes

El estuario del Río de la Plata, ubicado en la costa este de Sudamérica entre 34° y 36° 20' de latitud sur y 55° y 58° 30' de longitud oeste, es uno de los principales sistemas fluvio-marítimos del mundo. Con un área estuarina de 35000 Km² y un área de drenaje fluvial de $3,5 \times 10^6$ Km² que se extiende a través de Argentina, Bolivia, Brasil, Paraguay y Uruguay, se ubica en 5^{to} y 4^{to} lugar en el mundo en descarga de agua dulce y área de drenaje, respectivamente (Framiñan *et al.*, 1999). Tiene forma de embudo con orientación noroeste-sudeste y longitud de 320 Km que se angosta de 220 Km hasta 40 Km en la parte superior (Balay, 1961; Nagy *et al.*, 1997). Con una profundidad media de 10 metros, descarga al Océano Atlántico un promedio de alrededor de 22000 m³ s⁻¹, aunque se han registrado valores superiores a 50000 m³ s⁻¹ bajo condiciones extremas (Jaime *et al.*, 2002). La descarga proviene fundamentalmente de dos de los ríos más importantes de Sudamérica, el Paraná y el Uruguay, cuyas descargas medias son de 16000 y 6000 m³ s⁻¹ respectivamente (Nagy *et al.*, 1997; Jaime *et al.*, 2002). De esta manera, más del 97% del ingreso de agua dulce al Río de la Plata proviene de los ríos mencionados mientras que el resto es aportado por ríos menores y arroyos a lo largo de ambas márgenes del estuario (Figura 1.1). El río Paraná presenta una estacionalidad marcada con el caudal medio mensual máximo en marzo o abril y el mínimo en septiembre. La estacionalidad del río Uruguay es menos evidente. En cuanto a la variabilidad interanual de la descarga, el Río Paraná presenta variabilidad en períodos de aproximadamente 4, 8 y 17 años y el Río Uruguay en períodos de alrededor de 3, 4, 6, 8 y 14 años (Jaime *et al.*, 2002). Este sistema contribuye sustancialmente a los intercambios de nutrientes, sedimentos, carbono y agua dulce con el Océano Atlántico (Framiñan *et al.*, 1999), afecta la hidrografía de la Plataforma Continental adyacente, tiene importancias en las pesquerías costeras e influencia la dinámica costera hasta 23° S (Campos *et al.*, 1999; Framiñan *et al.*, 1999; Piola *et al.*, 2000, 2005).



Figura 1.1: Cuenca del estuario del Río de la Plata con los ríos principales y afluentes menores que descargan en el mismo.

El Río de la Plata es de gran importancia social y económica para los países que se encuentran en sus márgenes, Argentina y Uruguay. Las ciudades y puertos más importantes, incluidas ambas capitales (Buenos Aires y Montevideo), y muchos centros industriales y ciudades veraniegas se encuentran sobre sus costas. El estuario es también la principal fuente de agua dulce para millones de habitantes y es área de desove y cría para muchas especies costeras, varias de ellas de importancia económica (Cousseau, 1985; Boschi, 1988). La Bahía Samborombón es uno de los humedales de condición natural más ricos, extensos y relevantes de la Argentina (Lasta, 1995; Canevari *et al.*, 1999). Un amplio reconocimiento de ello determinó su declaración como "Humedal de Importancia Internacional", bajo la Convención de Ramsar. Es conocida la importancia del área para distintas especies de aves playeras, en particular chorlos y playeros de las familias *Charadriidae* y *Scolopacidae* (Vila *et al.*, 1994). Existen 17 especies de chorlos y playeros, 15 de las cuales son migratorias boreales, lo que constituye el 63% de las especies migratorias del hemisferio Norte que llegan a la Argentina. El número de ejemplares contabilizados

representa el 34% del corredor migratorio atlántico entre ambos hemisferios. Las aguas estuarinas del Río de la Plata, y en particular el fangoso lecho de la bahía, ofrecen gran riqueza nutritiva para las aves, debido a la abundancia de invertebrados y juveniles de diferentes especies de peces y crustáceos (Lasta, 1995) de la que depende la presencia de las mismas en la región. Es claro que todo este ecosistema es vulnerable a la inundación y la erosión del hábitat costero. Considerada la cuenca más desarrollada de la porción sur de Sudamérica, debido a la enorme cantidad de habitantes que pueblan sus costas y al tráfico marítimo que presenta, el sistema está siendo impactado por acciones antropogénicas, cuyas consecuencias no han sido aun completamente evaluadas.

La geometría y batimetría que presenta el estuario del Río de la Plata son complejas. En cuanto a la morfología se lo ha dividido tradicionalmente en dos regiones: la parte superior y la inferior. Ambas están separadas por una zona somera con profundidades de alrededor de 7 metros, llamada Barra del Indio que atraviesa el estuario en la línea imaginaria Punta Piedras – Montevideo (Comisión Administradora del Río de la Plata C.A.R.P., 1989) (Figura 1.2). La región superior está caracterizada por áreas someras de 1 a 4 metros (Playa Honda y Banco Ortiz) separadas de la costa por canales más profundos de 5 a 8 metros (Canal Norte, Canal Oriental y Canal Intermedio). Hacia el este de la Barra del Indio se encuentra el Canal Marítimo, una zona ancha de depresión que separa la barra y la Bahía Samborombón del Alto Marítimo (Cavalloto, 1988; C.A.R.P., 1989). El Canal Marítimo, la Bahía Samborombón, el Alto Marítimo y la parte este del Canal Oriental son las principales características de la región inferior del estuario. El Canal Marítimo tiene una profundidad de entre 12 y 14 metros que crece hacia el sur alcanzando los 20 metros. El Canal Oriental se extiende a lo largo de la costa uruguaya y, con una profundidad de hasta 25 metros en frente de Punta del Este, es el canal más profundo del estuario. El Alto Marítimo es una zona llana formada por los bancos Arquímedes, Inglés y Rouen (Cavalloto, 1988; C.A.R.P., 1989). El Banco Arquímedes y el Banco Inglés, son áreas someras de entre 6 y 8 metros de profundidad que dividen al flujo entre el Canal Oriental y el Canal Marítimo (Urien, 1967; C.A.R.P., 1989). La Bahía Samborombón, que es una característica batimétrica dominante de la región inferior, es un área somera con profundidad de entre 2 y 10 metros que se extiende desde Punta Piedras al norte hasta Punta Rasa al sur (Framiñan y Brown, 1996).

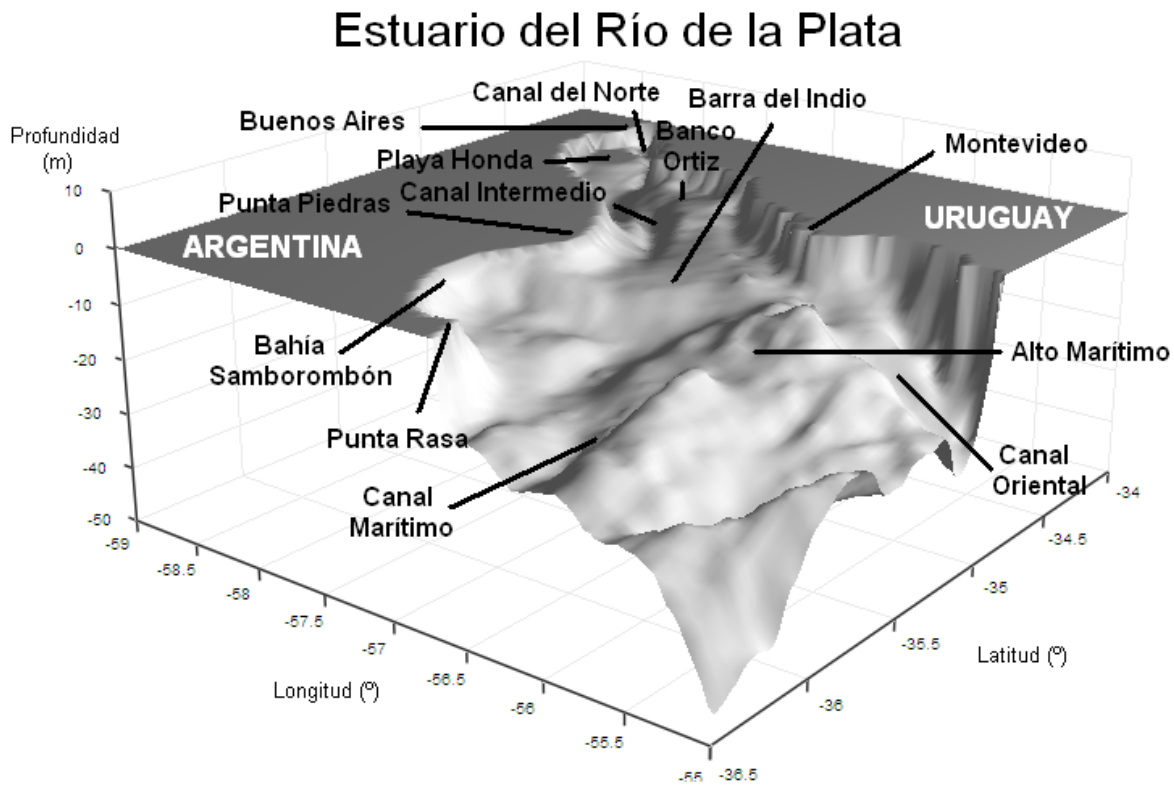


Figura 1.2: Batimetría del estuario del Río de la Plata con las principales características morfológicas.

El estuario es un sistema micromareal. La onda de marea, asociada con los anfíromos del Atlántico Sur propaga hacia el norte a lo largo de la Plataforma Continental Argentina (Glorioso y Flather, 1995, 1997; Simionato *et al.*, 2004a). Las características geográficas modifican la propagación de la marea de manera que la onda alcanza el estuario principalmente por el sudeste (Simionato *et al.*, 2004a) y, a medida que disminuye la profundidad, la longitud de onda también disminuye. Esto, junto con la gran longitud del estuario hace que las componentes semidiurnas de marea tengan la inusual característica de completar una longitud de onda dentro del estuario en todo momento (C.A.R.P., 1989; Simionato *et al.*, 2004a). La amplitud de marea en general no se amplifica hacia el estuario superior; el estuario converge solo en la parte más interior, donde es extremadamente somero y la fricción de fondo juega un rol fundamental en controlar la amplitud (Framiñan *et al.*, 1999; Simionato *et al.*, 2004a). El régimen de marea en el estuario es mixto, predominantemente semidiurno donde la componente M_2 , que explica el 80% de la varianza y posee una amplitud de 0,27 metros en Buenos Aires, es la componente más significativa. Sin embargo el régimen mixto involucra desigualdades diurnas significativas causadas principalmente por la componente O_1 con una amplitud de 0,15 metros en Buenos Aires

(D'Onofrio *et al.*, 1999). Dada la escasez de observaciones de corrientes en el estuario, mucho de lo que se conoce sobre el comportamiento de las corrientes de marea fue inferido a partir de simulaciones numéricas. Las mismas son del orden de $0,5 \text{ m s}^{-1}$ (Urien, 1967). Las mayores velocidades ocurren en los límites norte y sur de la Bahía Samborombón (Punta Piedras y Punta Rasa), mientras que en el interior de la bahía se alcanzan valores mucho más bajos. Esta última región presenta una característica rotacional, mientras que en el estuario superior y central las corrientes tienden a ser más unidireccionales al igual que a lo largo de la costa uruguaya (Simionato *et al.*, 2004a).

La ocurrencia simultánea de altura de marea moderada o alta con importantes ondas de tormenta, causaron históricamente inundaciones en muchas áreas costeras del estuario produciendo daños materiales de envergadura (D'Onofrio *et al.*, 1999). Algunos territorios bajos de la costa Argentina son especialmente vulnerables a este fenómeno. Éste es el caso de la ciudad de Buenos Aires y sus alrededores ubicada en la costa sur de la parte superior del Río de la Plata. La máxima altura de elevación de la superficie libre registrada en Buenos Aires desde 1905, ocurrió en el año 1940. Fortalecida por fuertes vientos del sector sudeste, se alcanzó una altura de 4,44 metros sobre el Datum, siendo la altura de marea superada por 3,18 metros (D'Onofrio *et al.*, 1999). Más recientemente, en 1989 y 1993, la ciudad también experimentó inundaciones extremas. El nivel del mar alcanzó alturas de 4,06 y 3,95 metros sobre el Datum, siendo la marea predicha superada por 3,25 y 2,49 metros respectivamente (D'Onofrio *et al.*, 1999). Las corrientes también son modificadas por las condiciones meteorológicas: se pueden observar valores de $1,5 \text{ m s}^{-1}$ durante períodos de fuertes vientos del sudeste (Urien, 1967). Aunque estos eventos no son siempre tan extremos, son frecuentes, ocurriendo varias veces al año (D'Onofrio *et al.*, 1999).

Debido a la intensa descarga, cuando el agua dulce de origen continental se encuentra con el océano, se forma un marcado frente de salinidad seguido por una pluma de agua de baja salinidad cuya influencia se puede rastrear hasta 23° S (Campos *et al.*, 1999). El frente de salinidad tiene importancia sobre la biodiversidad local y las pesquerías (Mianzan *et al.*, 2001) y además modifica la circulación costera y las condiciones de mezcla y convección (Piola *et al.*, 2000) con importantes implicancias oceanográficas. Los procesos asociados con la interacción del agua de baja y alta salinidad junto con la mezcla que produce la marea generan un frente o máximo de turbidez vinculado con el frente de salinidad (Framiñan y Brown, 1996). En cuanto a la distribución de temperatura, el estuario presenta una estación cálida (de diciembre a marzo) y una estación fría (de junio a septiembre). Sin embargo, en

cada período, las aguas dentro del estuario presentan una distribución espacial casi homogénea tanto en la vertical como en la horizontal. La diferencia media de temperatura entre ambas estaciones es de aproximadamente 10° C.

La circulación general atmosférica en la región está controlada por la del sistema de alta presión del Atlántico Sur. La circulación hacia el sudoeste asociada a esta alta advecta aire cálido y húmedo de regiones subtropicales hacia el estuario (Minetti y Vargas, 1990). El viento a 10 metros de altura en la región presenta una marcada señal estacional; sin embargo gran parte de la varianza del viento se encuentra vinculada con variabilidad en la escala intra-anual; la variabilidad en escala interanual también es significativa (Simionato *et al.*, 2005). El ciclo estacional del viento está dominado por la componente zonal (Simionato *et al.*, 2005). Durante el verano, la dirección media del viento es del este-noreste siendo la responsable de la retracción hacia el sudoeste que se observa en el frente de salinidad superficial (Guerrero *et al.*, 1997). Durante el invierno, los vientos medios rotan hacia el oeste-noroeste, recontribuyendo a la extensión hacia el norte observada del frente de salinidad superficial (Guerrero *et al.*, 1997; Framiñan *et al.*, 1999; Simionato *et al.*, 2001). Durante la primavera, el viento presenta un patrón similar al del verano aunque menos intenso, mientras que el otoño tiene una estructura de transición entre el verano e invierno con bajos valores medios de intensidad (Simionato *et al.*, 2005). En la escala interanual se han reportado ciclos de variabilidad así como tendencias importantes en el viento de superficie tanto en invierno como en verano a lo largo de los últimos 40 años (Simionato *et al.*, 2005). Estos cambios se vinculan con un desplazamiento de las condiciones de verano - invierno hacia meses más tempranos y un aumento en la intensidad del viento. Se han detectado además grandes picos de variabilidad intra-estacional en muchas variables atmosféricas, especialmente en verano. En particular, Nogues-Paegle y Mo (1997) describen un patrón alternante de variabilidad intra-estacional que vincula anomalías de precipitación sobre el noreste argentino con las que ocurren en el sudeste brasileño y que se asocia con fuertes cambios en los vientos de superficie en ambas regiones. Finalmente, en la escala sinóptica, sistemas fríos provenientes del sur traen masas de aire frío sobre la región con una periodicidad dominante de alrededor de cuatro días (Vera *et al.*, 2002). Como resultado, la característica dominante de los vientos en la región es una alternancia del noreste al sudoeste en una escala de pocos días. Además, el Río de la Plata está localizado en una de las regiones más ciclogénicas del mundo, asociado con ondas que se mueven a lo largo de latitudes subtropicales del Pacífico Sur y Sudamérica - con máxima

variabilidad en períodos de 10 a 12 días - y que interactúan con las masas de aire subtropical del noreste argentino, el Uruguay y el sudeste de Brasil (Carleton, 1979; Gan y Rao, 1991; Vera *et al.*, 2002). Este fenómeno es conocido como Ciclogénesis del Litoral Fluvial Argentino y ocurre mayormente durante la primavera y el invierno (Seluchi, 1993). Cuando los ciclones se desarrollan sobre el Uruguay, pueden originar fuertes vientos del sudeste con velocidades que fácilmente exceden los 15 m s^{-1} (Seluchi, 1995; Seluchi y Saulo, 1998). Estas tormentas, conocidas como “Sudestadas” (Alessandro, 2005) producen inundaciones en la parte superior del estuario (D’Onofrio *et al.*, 1999). Escobar *et al.*, (2004) encontraron que crecidas en el Río de la Plata ocurren a lo largo de todo el año, siendo menos frecuentes en invierno, aunque este fenómeno no necesariamente está asociado con la circulación ciclónica.

1.2 Antecedentes

Pese a su gran importancia, hasta hace poco tiempo, no se conocía mucho sobre la circulación en el estuario del Río de la Plata y su variabilidad en frecuencias menores a las mareales. Debido a la falta de mediciones de corrientes en la región, gran parte del conocimiento de la circulación había sido inferido de la salinidad que es la variable que controla la densidad en el estuario, y de otros parámetros hidrográficos como la distribución de sedimentos. Sin embargo pocos aspectos de la circulación pudieron ser determinados de esta manera dado que los datos siempre fueron escasos tanto en espacio como en tiempo. Basados en ese tipo de observaciones, Ottman y Urien (1965) sugirieron que los bancos someros ubicados en la parte exterior del estuario dividen al flujo en dos brazos. Uno de ellos fluiría a lo largo de la costa norte alcanzando Punta del Este, y el otro fluiría por el sur entrando en la Bahía Samborombón alcanzando Cabo San Antonio. Brandhorst y Castello (1971) y Brandhorst *et al.* (1971) concluyeron que la descarga en el estuario tiene mayor importancia en la porción norte, y de esta manera la circulación hacia el sur podría ser un evento periódico, aunque no explicaron las características y frecuencias del mismo. Urien (1967, 1972) sugirió que el movimiento de agua salina tiene mayor importancia a lo largo de los canales profundos en el norte que en la Bahía Samborombón donde, debido a la poca profundidad de la bahía, el movimiento está más restringido. La influencia de la pluma de agua de baja salinidad hacia el norte fue inferida en varios trabajos (Hubold, 1980; Carreto *et al.*, 1982; Lusquiños y Figueroa, 1982; Nagy *et al.*, 1987; Guerrero *et al.*, 1997; Simionato *et al.*, 2001; Pimenta *et al.*, 2005) mientras que otros reportaron un

patrón de descarga hacia el sur (Carreto *et al.*, 1982). Por lo tanto, en la literatura parece reportarse un patrón bimodal de circulación. El patrón más registrado y más aceptado fue siempre hacia el norte a lo largo de los canales más profundos en la parte superior del estuario. Este camino de las aguas es consistente con el de una pluma boyante que se mueve en el Hemisferio Sur desviándose hacia la izquierda debido a la rotación de la Tierra. En cambio, la baja salinidad observada a lo largo de la costa sur fue explicada en términos de un complejo régimen de marea y procesos de mezcla asociados con la baja profundidad de la Bahía Samborombón.

Se realizaron varios intentos de simular numéricamente la circulación en el estuario del Río de la Plata. Molirari (1986), Albarracín (1987) y Olalde (1988) fueron los primeros que modelaron la marea en la región utilizando un modelo integrado en la vertical con un forzante de marea muy simple en la boca del estuario (Menéndez, 1985). Guarga *et al.* (1991) implementaron un modelo también integrado en la vertical pero forzado con 4 componentes de marea y un forzante atmosférico muy simple para estudiar las tormentas. C.A.R.P. (1989) presentó el primer modelo hidrodinámico aplicado al Río de la Plata que incluyó el transporte de sedimentos. Etala (1995) fue la primera en implementar un modelo integrado en la vertical para pronosticar las ondas de tormenta en el Río de la Plata superior. Glorioso y Simpson (1994), Glorioso y Flather (1995, 1997), y Glorioso (2000) estudiaron la propagación de la marea en la plataforma patagónica mediante modelos barotrópicos bidimensionales y tridimensionales. Sus modelos incluían marginalmente al estuario del Río de la Plata, pero sus resultados en la región no son muy confiables dada la cercanía de la condición de contorno. O'Connor (1991), Vieira y Lanfredi (1996) y Simionato *et al.* (2004a) estudiaron en base a modelos numéricos la propagación de marea y ondas de tormenta, los dos primeros trabajos de modo cualitativo y el último de manera más cuantitativa. Simionato *et al.* (2004a) hicieron un estudio completo sobre la propagación de la componente semidiurna M_2 en base a un conjunto de modelos anidados. Estas simulaciones permitieron la construcción de mapas realistas de amplitud y fase de la M_2 derivados de modelos tal como muestra, a modo de ejemplo, la Figura 1.3. En la misma se observa la característica antes mencionada que poseen las componentes semidiurnas de completar una longitud de onda dentro del estuario.

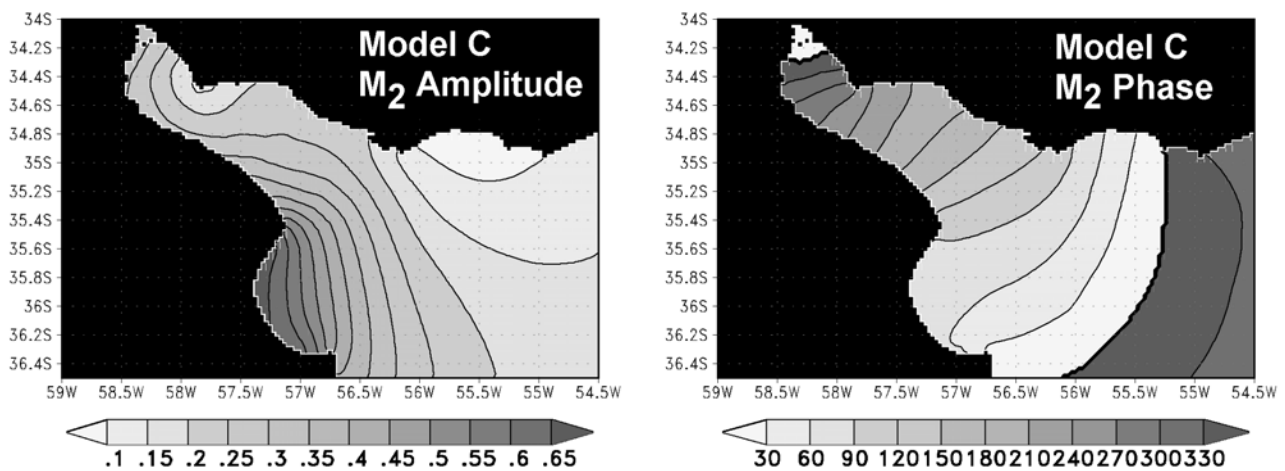


Figura 1.3: Mapas de amplitud en metros (panel izquierdo) y fase en grados (panel derecho) de la componente semidiurna de marea M_2 derivados de un modelo numérico. Esta figura pertenece a Simionato *et al.* (2004a).

Las características del frente de salinidad fueron descritas por Guerrero *et al.* (1997) y por Framiñan *et al.* (1999), mientras que su dinámica en la escala estacional fue modelada por Simionato *et al.* (2001). La variabilidad temporal del frente de turbidez fue estudiada por Framiñan y Brown (1996) y por Bava (2004). Estos trabajos muestran que la posición del frente de salinidad superficial presenta una alta variabilidad en las escalas de tiempo sub-anual, estacional e inter-anual. Tanto los datos como las simulaciones numéricas, sugieren al viento como el principal forzante de la dinámica estuarina (Framiñan y Brown, 1996; Simionato *et al.*, 2001). Dado que, como se discutió en la sección anterior, el viento presenta una alta variabilidad en la región, el frente de salinidad superficial exhibiría también gran variabilidad, al menos en las escalas sinóptica y estacional. La Figura 1.4 muestra la variabilidad estacional del frente de salinidad superficial observado según Guerrero *et al.* (1997) (paneles centrales) y modelado según Simionato *et al.* (2001) (paneles inferiores) conjuntamente con el viento medio para cada estación según Simionato *et al.* (2005) (paneles superiores). Durante el otoño-invierno, se observa una deriva de las aguas superficiales hacia el NNE a lo largo de la costa uruguaya que fue relacionada menormente con los vientos zonales del oeste noroeste (panel superior derecho de la Figura 1.4) y mayormente con un máximo estacional en la descarga continental (Guerrero *et al.*, 1997; Simionato *et al.*, 2001). En cambio, durante la primavera-verano se observa un desplazamiento hacia el sur del frente de salinidad superficial con presencia de agua de baja salinidad en la costa argentina hasta aproximadamente 37° S y una penetración de aguas de plataforma por Punta del Este. Esta característica fue atribuida mayormente a los vientos

dominantes del este (panel superior izquierdo de la Figura 1.4) y menormente a los valores mínimos en la descarga continental durante esa estación (Guerrero *et al.*, 1997; Simionato *et al.*, 2001).

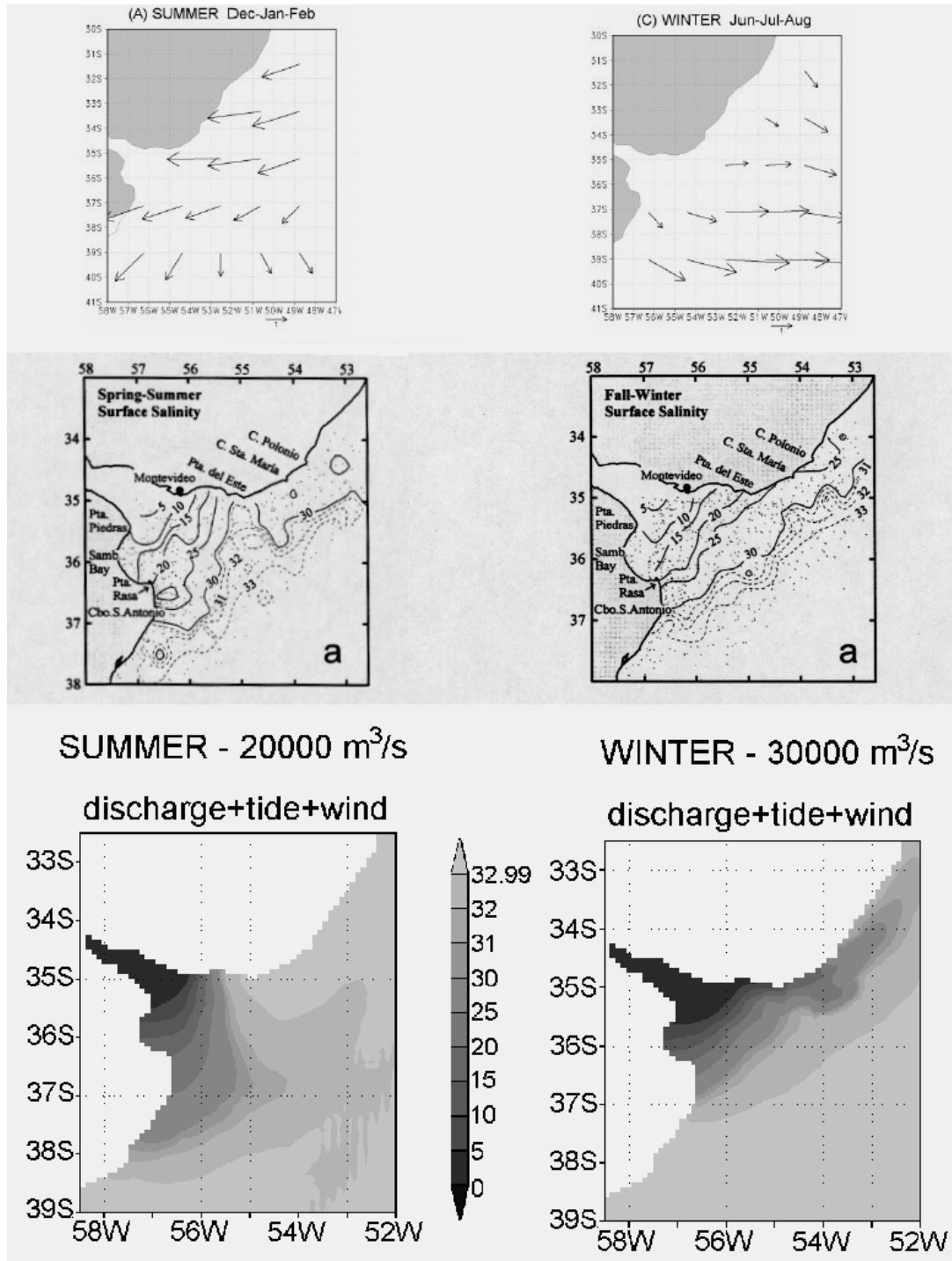


Figura 1.4: Paneles superiores: variabilidad estacional del viento (en m s^{-1}) en el período 1948-1997 de los reanálisis de NCEP/NCAR para la región del estuario del Río de la Plata según Simionato *et al.* (2005). Paneles medios: variabilidad estacional del frente de salinidad superficial observado según Guerrero *et al.* (1997). Paneles inferiores: variabilidad estacional del frente de salinidad superficial modelado según Simionato *et al.* (2001).

El frente de salinidad de fondo, en cambio, mantiene una posición más estable durante el año. El agua continental que ingresa al estuario por el fondo parece estar controlada por la batimetría, y de esta manera, el frente de fondo permanece ubicado, aproximadamente siguiendo la isobata de 10 metros (Guerrero *et al.*, 1997). Como resultado de la estabilidad del frente de fondo y el constante desplazamiento del frente superficial, el estuario exhibe una estructura de cuña salina variable en el tiempo que se observa durante la mayor parte del año. Las principales características de esta cuña salina fueron descritas por Guerrero *et al.* (1997) y Framiñan *et al.* (1999). Estos autores mostraron que la extensión horizontal y el gradiente vertical de la cuña sufren un ciclo estacional asociado a los desplazamientos del frente superficial de salinidad. De esta forma, mientras que la cuña salina es una característica semi-permanente de las porciones central y sur del estuario, la estructura se puede quebrar durante el verano en la porción norte como resultado de una retracción hacia el sudoeste del frente superficial. La cuña salina tiene una extensión horizontal media de alrededor de 150 Km en la porción norte y 100 Km en las porciones central y sur del estuario durante el invierno, mientras que en verano puede alcanzar los 250 Km de longitud en la porción sur (Guerrero *et al.*, 1997). Las observaciones muestran gradientes verticales de alrededor 16 psu m^{-1} durante el invierno que se reducen a valores de alrededor 8 psu m^{-1} durante el verano en la picnoclina (Guerrero *et al.*, 1997).

La característica de dos capas que presenta el estuario hace que éste sea un ambiente adecuado para la generación de ondas internas durante largos períodos del año. Dragani *et al.* (2002) y Sepúlveda *et al.* (2004) observaron oscilaciones de frecuencia mareal con características baroclínicas a partir de transectas ADCP colectadas en el estuario. Estos autores encontraron una intensa variabilidad vertical en la velocidad de las corrientes en esas frecuencias, mostrando reversión en la dirección de las mismas entre las capas superiores e inferiores. Sin embargo estos estudios estuvieron limitados a la longitud del registro que, en ambos casos, fueron de 24 horas. Dado que las oscilaciones internas están caracterizadas por intermitencia, se requiere de registros de datos más largo para un análisis más detallado.

La fuerte estructura baroclínica que presenta la zona de estudio también es de mucha importancia para las especies costeras que desovan y crían en la región. En el estuario del Río de la Plata, especies como *Brevoortia Aurea* y *Micropogonias Furnieri* desovan huevos pelágicos (Weiss, 1981) aprovechando las propiedades retentivas que posee la zona frontal

(Simionato *et al.*, 2008). De esta manera, la cuña salina y su estructura son una característica relevante para el ciclo de vida de especies comerciales de la plataforma argentina. Como la región, dada su baja profundidad, es altamente sensible al viento, eventos persistentes e intensos con una componente del sudeste pueden quebrar esta estructura (Guerrero *et al.*, 1997) exponiendo a las larvas de peces y huevos a cambios en la salinidad. Estos procesos fueron observados en otros sistemas estuarinos del mundo como la Bahía Narragansett, la Bahía Chesapeake, la Bahía Mobile, el Estuario York River y la Bahía Escambia, refiriéndose a los mismos como destratificación inducida por el viento (Weisberg, 1976; Blumberg y Goodrich, 1990; Schroeder *et al.*, 1990; Bhopal *et al.*, 1998; Scully *et al.*, 2005; Ahsan *et al.*, 2005). Estos trabajos muestran que, en general, la estratificación/destratificación en los sistemas estuarinos ocurre como resultado de la respuesta a vientos a lo largo del eje del estuario: vientos corriente arriba tienden a destruir la estratificación, mientras que vientos corriente abajo tienden a fortalecerla. Sin embargo, no es evidente que el estuario del Río de la Plata presente este tipo de estructura puesto que su gran ancho comparado con otros estuarios del mundo podría permitir el desarrollo de corrientes transversales al eje del estuario.

1.3 Motivación y objetivos

Como se mencionó anteriormente, el estuario del Río de la Plata es un sistema muy complejo, con grandes implicancias oceanográficas, socio-económicas y ecológicas que está siendo fuertemente impactado por acciones antropogénicas. Una adecuada gestión de los recursos vinculados al sistema demanda un detallado conocimiento de los procesos que ocurren en el mismo y de sus intercambios con el océano. Los estudios realizados previamente estuvieron básicamente limitados por la escasez de las observaciones. Sin embargo, en años recientes, la adquisición de las primeras series de corrientes ADCP con alta resolución vertical y temporal en el marco del Proyecto PNUD/GEF/RLA 99/G31 FREPLATA: “Protección Ambiental del Río de la Plata y su Frente Marítimo: Prevención y Control de la Contaminación y Restauración de Hábitats” brinda la oportunidad de realizar un estudio detallado de las corrientes y su variabilidad en la región en diversas escalas temporales, desde la mareal a la intra-estacional.

En ese sentido esta Tesis estuvo motivada por el análisis de dichos datos del cual se esperaba un aporte significativo al entendimiento de la circulación en este estuario. Los

resultados obtenidos motivaron un estudio de las implicancias de la circulación sobre la estratificación en el mismo. Para ello, se analizaron simulaciones numéricas orientadas a la comprensión de los procesos asociados al frente de salinidad y la estructura de cuña salina junto con bases de datos disponibles en el Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero (INIDEP). Esta parte del estudio ha sido posible gracias a la gentileza y la cooperación del Lic. Raúl Guerrero. Finalmente, la extensión temporal de los datos ADCP utilizados no permite la identificación de los patrones de variabilidad en frecuencias menores a la intra-estacional ni permite analizar los posibles cambios a lo largo del tiempo. Como alternativa, en esta Tesis también se realizó y analizó una simulación numérica barotrópica de largo período a fin de identificar los forzantes de variabilidad en escalas de tiempos mayores a la limitada por la longitud de los registros de corrientes.

El objetivo de esta Tesis es, por lo tanto, comprender los mecanismos de la circulación forzada por el viento en el estuario del Río de la Plata, identificar los patrones característicos y su variabilidad y evaluar sus impactos en la estratificación y los intercambios con el océano abierto. En el Capítulo 2 se mostrará un estudio exhaustivo, tanto de la componente barotrópica como de la componente baroclínica de la circulación basado en las primeras series relativamente largas de corrientes que se obtuvieron en la región. En los Capítulos 3 y 4 se contribuye al conocimiento de la respuesta del campo de salinidad, incluyendo los procesos asociados a la estructura de cuña salina, al forzante del viento. Los resultados son complementados con el análisis de las observaciones históricas de salinidad disponibles y simulaciones numéricas. En el Capítulo 5 se caracterizan los principales forzantes de variabilidad de largo período de la componente barotrópica de circulación en base al análisis de una simulación numérica decádica. Finalmente, en el Capítulo 6 se discuten los aportes de esta Tesis al conocimiento de la región y las cuestiones pendientes para el futuro.

Capítulo 2: Estudios sobre la circulación en el estuario del Río de la Plata en base al análisis de datos de corrientes ADCP

2.1 Introducción

Como se discutió en el Capítulo 1, pese a la importancia que tiene el estuario del Río de la Plata, los estudios de su circulación en base a observaciones oceanográficas estuvieron limitados como consecuencia de la escasez de datos. Durante mucho tiempo la circulación se infirió a partir de los campos de salinidad, turbidez y otros parámetros, tales como la distribución de sedimentos o nutrientes (Ottman y Urien, 1965; Brandhorst y Castello, 1971; Brandhorst *et al.*, 1971; Urien, 1967; 1972; Guerrero *et al.*, 1997; Framiñan y Brown, 1996; Framiñan *et al.*, 1999). Estos estudios sugieren que el Río de la Plata presenta intensa variabilidad en las escalas de tiempo interanual, estacional e intra-estacional (Guerrero *et al.*, 1997; Framiñan y Brown, 1996; Framiñan *et al.*, 1999) y la variabilidad del viento parece ser el principal forzante de la misma. Sin embargo este tipo de observaciones no permitieron la construcción de un modelo conceptual para la respuesta estuarina a este forzante, excepto en la escala estacional (Guerrero *et al.*, 1997). Por otro lado, la característica estructura de cuña salina que presenta el estuario en la zona frontal, hace del Río de la Plata un ambiente adecuado para la ocurrencia de ondas internas durante largos períodos del año. Los únicos antecedentes previos de observaciones de variaciones verticales de las corrientes en las frecuencias mareales dentro del estuario se hicieron en base a transectas ADCP con sólo un período de duración de 24 horas (Dragani *et al.*, 2002; Sepúlveda *et al.*, 2004). Dada la intermitencia que caracteriza a este tipo de oscilaciones, se requiere del estudio de series más largas para un análisis detallado.

Recientemente, en el marco del Proyecto PNUD/GEF/RLA 99/G31 FREPLATA: “Protección Ambiental del Río de la Plata y su Frente Marítimo: Prevención y Control de la Contaminación y Restauración de Hábitats”, se colectaron series de corrientes ADCP de alrededor de 6 meses de duración con alta resolución vertical y temporal en dos sitios del estuario: en el Canal Marítimo, cerca de la costa argentina y en Pontón Recalada, cerca de

Montevideo. Estos datos proveen la primera oportunidad de explorar la circulación estuarina y su variabilidad durante varios meses así como también de analizar la estructura vertical de las corrientes en escalas temporales que van desde las mareales hasta la sinóptica e intraestacional.

En este capítulo se realizará un exhaustivo análisis de los datos de corrientes con el objetivo de contribuir a la comprensión de la circulación forzada por el viento y su variabilidad en el estuario del Río de la Plata. Dado que estos datos constituyen las primeras observaciones de corrientes en toda la columna de agua durante un período de tiempo relativamente largo, el análisis de los mismos aportará una información sumamente valiosa. El análisis se realizará tanto para la componente barotrópica como la baroclínica. Se entiende por componente barotrópica de la circulación a aquella parte del flujo que no depende de la profundidad. De acuerdo con la teoría clásica de circulación oceánica inducida por el viento, el flujo barotrópico es el resultante de, o el que está en balance con, la inclinación de la superficie libre del mar (Stewart, 2003). Para fines prácticos, la componente barotrópica del flujo se define como la componente media vertical. En el estuario del Río de la Plata, si bien esta componente de circulación es dominante en la parte superior, donde el agua es esencialmente dulce y está muy mezclada, también explica un alto porcentaje de varianza en el estuario exterior, como se mostrará en este capítulo. Se define a la componente baroclínica del flujo como la parte dependiente de la profundidad que resulta de la distribución de densidad del fluido. Para fines prácticos la componente baroclínica de la velocidad se define como los apartamientos del flujo total con respecto a la componente media vertical (o barotrópica).

2.2 Datos

Las observaciones de corrientes consisten en perfiles verticales medidos en dos sitios dentro del estuario. Inicialmente el proyecto involucraba la colección simultánea de datos en el Canal Marítimo y en el Canal Oriental mediante el uso de dos Perfiladores Doppler Acústicos de Corrientes (ADCP) RDI de 1200 y 600 MHz, respectivamente. El objetivo era obtener información simultánea cerca de la costa de ambos países, Argentina y Uruguay, durante un período de tiempo del orden de seis meses. Los fondeos fueron realizados por el Servicio de Hidrografía Naval (SHN) de Argentina y por el Servicio de Oceanografía, Hidrografía y Meteorología de la Armada Uruguaya (SHOMA). Cada ADCP

fue colocado en un domo de acero inoxidable fijado al fondo a través de un muerto de 5 toneladas. El muerto fue marcado con una boya superficial. El intervalo de ensamble fue fijado en 10 minutos, con 150 pings por ensamble, y la resolución vertical en 0,5 metros. El compás fue calibrado antes del fondeo. Después de casi tres meses, durante la primera tarea de recuperación de datos en el lado uruguayo, se encontró que el cable estaba cortado y, consecuentemente, el ADCP de 600 MHz se había perdido.

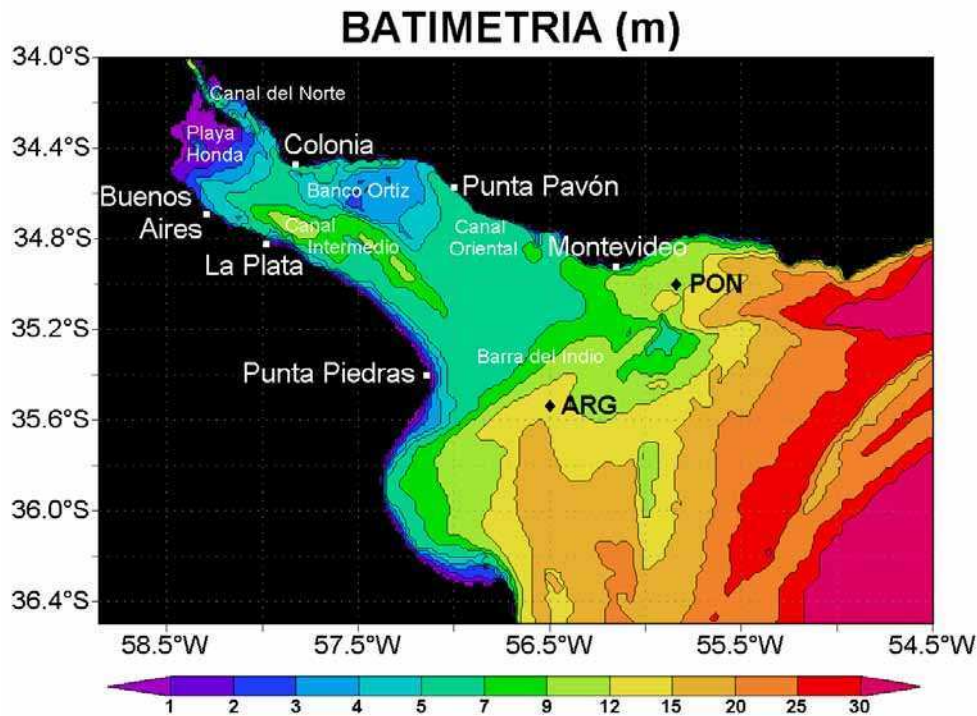


Figura 2.1: Batimetría de la zona de estudio en una grilla de 3 Km × 3 Km, principales referencias geográficas y posición de los instrumentos cuyos datos son analizados en este capítulo (PON y ARG).

El ADCP del lado argentino se fondeó en 35° 40' S, 56° 30' W donde la profundidad es de 17 metros. Este punto de observación será denominado de aquí en adelante como ARG (Figura 2.1). El instrumento fue recuperado y después de la extracción de los datos fue fondeado nuevamente completando un período total de muestreo de más de 6 meses. De esta manera se obtuvieron para este sitio dos series de tiempo (ARG1 y ARG2) abarcando los períodos 4 de diciembre de 2002 a 21 de febrero de 2003 y 22 de febrero a 5 de junio de 2003, respectivamente, con 31 niveles verticales cada una. El instrumento fue entonces fondeado nuevamente en la porción uruguayo del estuario, cerca de Pontón Recalada (de aquí en más, PON) en 35° 02' S, 55° 51' W donde la profundidad es de 14 metros (Figura 2.1). De la misma manera que en el lado argentino se obtuvieron dos series (de aquí en más llamadas PON1 y PON2) con un total de 24 niveles verticales cada una, abarcando los

períodos 3 de septiembre a 13 de noviembre de 2003 y 14 de noviembre de 2003 a 26 de marzo de 2004, respectivamente.

Se realizó un cuidadoso control de calidad de cada serie temporal. En los dos primeros niveles se observaron unos pocos períodos sin datos, debido probablemente a bajantes mayores que las habituales. Inmediatamente antes y después de estos datos faltantes usualmente se registraban valores espurios de la velocidad (diferencias entre valores consecutivos mayores que dos desvíos estándar). Por lo tanto estos valores fueron eliminados de los registros. Como resultado se completó un número pequeño de casos (menos del 1%) por interpolación lineal de valores adyacentes aceptados.

2.3 Resultados

2.3.1 Análisis de varianza

A fin de separar la variabilidad en alta y baja frecuencia, los datos de corriente en cada nivel fueron filtrados utilizando un filtro pasa-bajos con un período de corte de 30 horas. De esta manera, la variabilidad de alta frecuencia queda determinada por procesos con escala temporal menor a 30 horas mientras que la variabilidad de baja frecuencia queda representada por procesos con escala temporal mayor a 30 horas. Como resultado del filtrado se perdió una porción de los datos equivalente a 3,15 días al comienzo y fin de cada registro. Finalmente, la velocidad barotrópica, para ambos rangos de frecuencias fue obtenida a través de un promedio vertical instantáneo de cada una de las componentes del vector velocidad en los 31 (24) niveles disponibles en ARG (PON), y la velocidad baroclínica como la diferencia entre la señal total y la barotrópica.

Con el objeto de evaluar la contribución relativa de las componentes barotrópica y baroclínica de la circulación al movimiento total tanto para las altas como las bajas frecuencias y en ambos sitios se realizó un análisis de varianza para cada serie. Los resultados se muestran en la Tabla 2.1 donde los valores representan la varianza media en la vertical. En primer lugar, en todos los casos se observa que el porcentaje de energía explicado por las altas frecuencias es comparable al explicado por las bajas frecuencias. Para algunos casos, como en el caso de la componente zonal de las corrientes en ARG1 y ARG2, las altas frecuencias explican más del 50% de la varianza total. La partición de la

energía entre la componente barotrópica y baroclínica de las altas frecuencias revela que esta banda no sólo está caracterizada por la marea (componente barotrópica) sino que también ocurren oscilaciones baroclínicas, que en ocasiones explican un porcentaje de varianza tan alto como los movimientos barotrópicos. Este es el caso, por ejemplo de ARG1 donde la componente baroclínica explica el 49% y el 41% de la varianza total en esas frecuencias para la componente zonal y meridional de las corrientes respectivamente. Otra característica que se observa en la Tabla 2.1 es la diferencia en la importancia relativa de la velocidad barotrópica/baroclínica de uno a otro período de muestreo y de uno a otro punto dentro del estuario. Por ejemplo, la energía asociada a la componente zonal de la velocidad baroclínica en las altas frecuencias, que explica casi el 50% de la varianza en ARG1, sólo explica el 37% en ARG2 y alrededor del 25% en PON1 y PON2.

		Altas frecuencias (períodos < 30 horas)			Bajas frecuencias (períodos > 30 horas)		
		Energía en altas frecuencias (m ² s ⁻²) (Porcentaje de la varianza total)	Energía barotrópica (% del total para altas frecuencias)	Energía baroclínica (% del total para altas frecuencias)	Energía en bajas frecuencias (m ² s ⁻²) (Porcentaje de la varianza total)	Energía barotrópica (% del total para bajas frecuencias)	Energía baroclínica (% del total para bajas frecuencias)
ARG1	u	3,48 (65%)	51	49	1,87 (35%)	37	63
	v	4,06 (46%)	59	41	4,72 (54%)	70	30
ARG2	u	2,98 (55%)	63	37	2,47 (45%)	30	70
	v	3,06 (41%)	64	36	4,35 (59%)	66	34
PON1	u	4,17 (44%)	76	24	5,34 (56%)	80	20
	v	1,34 (31%)	33	67	2,95 (69%)	54	46
PON2	u	4,37 (43%)	74	26	5,78 (57%)	81	19
	v	1,53 (35%)	36	64	2,79 (65%)	63	37

Tabla 2.1: Resultado del análisis de varianza de las componentes barotrópica y baroclínica de las corrientes observadas en ARG y PON para las altas y bajas frecuencias.

La partición de la varianza entre las componentes barotrópica y baroclínica en las bajas frecuencias también difiere entre ambos sitios. En ARG, los movimientos barotrópicos son más energéticos para la componente meridional que para la zonal, mientras que en PON se observa lo opuesto. Por otro lado, si bien la componente barotrópica en estas frecuencias domina en PON, representa un porcentaje más pequeño de la varianza total en ARG. Esta última característica probablemente sea una consecuencia del ciclo estacional observado en el frente de salinidad superficial (Guerrero *et al.*, 1997). Durante la primavera-verano, que fueron las estaciones del año cuando se colectaron los datos, el frente de salinidad superficial se desplaza hacia el sudoeste y como resultado la cuña salina maximiza (minimiza) su estructura vertical en ARG (PON) durante ese período (Guerrero *et al.*,

1997). La estructura vertical débil que resulta en PON, produciría una respuesta baroclínica débil en ese sitio. De todas maneras, en casi todos los casos se observa que los movimientos barotrópicos explican más del 50% de la varianza total aún cuando los datos fueron colectados en la zona de la cuña salina donde se espera una máxima estructura baroclínica.

El análisis previo muestra entonces que, aunque históricamente se supuso que las corrientes en el estuario son básicamente bidimensionales y están dominadas por la marea (señal barotrópica en altas frecuencias), éstas explican solamente un 25% de la varianza total en la región frontal. Más aún, en el estuario ocurren oscilaciones baroclínicas en frecuencias mareales tan energéticas como la propia marea y un 50% de la varianza total está asociada a movimientos en escalas supramareales. Estas últimas representan variabilidad en escalas de entre 30 horas (período de corte del filtro aplicado) y 90 días (longitud del registro). En principio podría pensarse que tanto la variabilidad en la descarga continental como en el viento podrían ser los forzantes de la variabilidad en las corrientes. Sin embargo, como se mencionó en el Capítulo 1, la descarga continental muestra variabilidad fundamentalmente en escalas de tiempo mayores y por lo tanto la variabilidad del viento en las escalas sinóptica a intra-estacional emerge como el candidato responsable principal de la variabilidad observada en las corrientes. En lo que sigue de este capítulo se explorarán los mecanismos que vinculan la variabilidad observada de las corrientes en la región frontal del estuario con la variabilidad del viento en las diversas escalas de tiempo, de la diaria a la intra-estacional.

2.3.2 Base de datos de viento

Para el estudio de la conexión entre la circulación estuarina observada y la variabilidad del viento es indispensable contar con bases de datos atmosféricos que representen adecuadamente las características de los mismos sobre el agua. Existen algunas observaciones de viento colectadas con anemómetro en la estación Pontón Recalada, muy cerca de PON, simultáneamente con los datos ADCP utilizados en este análisis. Desafortunadamente, este registro no tiene un intervalo de muestreo constante y contiene una enorme cantidad de “huecos”, o períodos sin observación, por lo cual la aplicabilidad de estos datos es muy limitada. Con el objetivo de identificar una fuente alternativa y apropiada de datos atmosféricos se llevó a cabo una comparación de los datos de la

estación Pontón Recalada con otros registros disponibles para la región. Se dispone de observaciones directas colectadas en el aeropuerto de Montevideo (Carrasco) y de observaciones remotas colectadas cada 12 horas por el escaterómetro SeaWinds a bordo del satélite QuikSCAT (<http://podaac.jpl.nasa.gov/quikscat>). Finalmente, otra fuente de información la constituyen los reanálisis cuatrídarios del viento a 10 metros del National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) (<http://www.cdc.noaa.gov>) en el punto de grilla ubicado en 35° 14,4' S - 54° 22,2' W que es el punto húmedo más próximo al área de estudio.

Las observaciones en la estación Pontón Recalada son directas y además fueron adquiridas muy cerca de PON. Por lo tanto, estos datos deben considerarse como el mejor registro disponible para la comparación con las otras fuentes de información. Los datos de Carrasco también son observaciones directas y fueron colectadas aproximadamente a 370 Km de PON. Sin embargo, este registro también tiene datos faltantes y fue adquirido sobre tierra y no sobre agua. Los datos del escaterómetro son observaciones instantáneas de dispersión de señales electromagnéticas en el océano que a través de algoritmos matemáticos se calibran a velocidad y dirección del viento (Naderi *et al.*, 1991; Wu *et al.*, 1994). Usualmente no se considera conveniente utilizar estos datos para sitios muy cercanos a la costa. El error en la observación es de 2 m s⁻¹ para la velocidad y 20° para la dirección del viento, la resolución espacial es muy alta, de 25 Km, y el intervalo de muestreo es de 24 horas en dos pasadas, una ascendente (cruza el Ecuador a las 6AM LST) y otra descendente (cruza el Ecuador a las 6PM LST). Los reanálisis de NCEP/NCAR no son observaciones directas sino el resultado de un análisis objetivo que combina observaciones de radiosondeo sobre todo el planeta, observaciones remotas colectadas por instrumentos a bordo de satélites y un modelo físico numérico (Kalnay *et al.*, 1996). El resultado de este análisis es un conjunto de datos grillados con una resolución espacial de 2,5° × 2,5° (aproximadamente 250 Km) y una resolución temporal de 6 horas. La principal ventaja de los reanálisis son la consistencia física y la resolución temporal relativamente alta. Una discusión sobre la calidad de los reanálisis en el Hemisferio Sur puede encontrarse en Simmonds y Keay (2000).

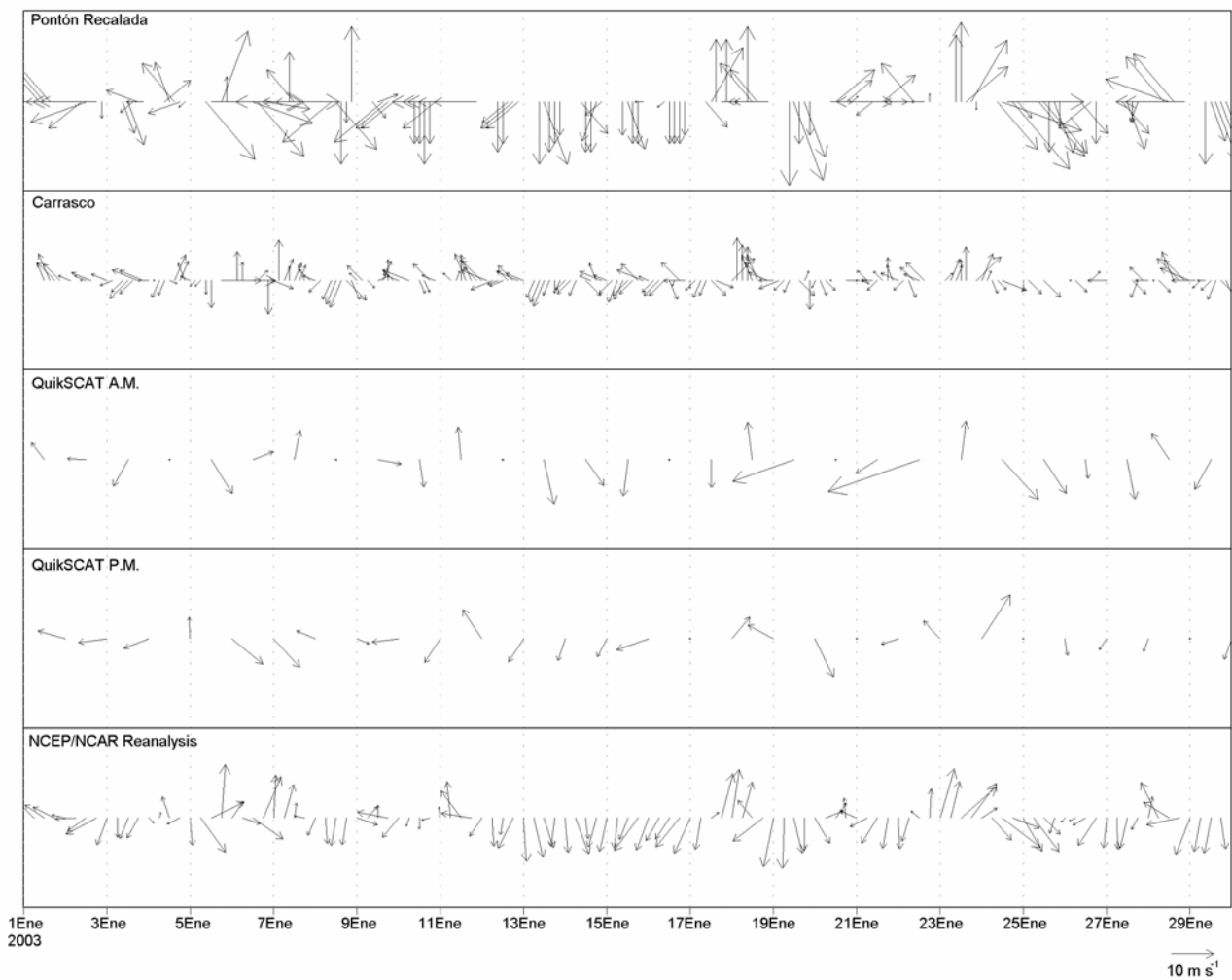


Figura 2.2: Vectores de viento para el período enero 2003 de diferentes fuentes; observaciones con anemómetro colectadas en la estación Pontón Recalada (panel superior), observaciones en la estación Carrasco (Aeropuerto de Montevideo), observaciones del escaterómetro QuikSCAT en el punto más cercano en su pasada ascendente y descendente (paneles centrales) y reanálisis de NCEP/NCAR en el punto de grilla húmedo más cercano a la región de interés (panel inferior).

Una comparación visual entre estas cuatro fuentes de información atmosférica puede hacerse a partir de la Figura 2.2, que muestra los vectores de viento derivados de los diferentes conjuntos de datos para el mes de enero de 2003. Mas allá de las diferencias en el intervalo de muestreo que presentan las cuatro series, hay dos características importantes que emergen de la figura. Por un lado, los datos de Carrasco, QuikSCAT y los reanálisis de NCEP/NCAR tienden a subestimar la velocidad del viento. Si bien esta característica es esperable para los reanálisis (ya que representan una condición media en una región de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ a lo largo de 6 horas) y para los datos de Carrasco (ya que fueron adquiridos sobre tierra y no sobre el mar), no es evidente por qué los datos de QuikSCAT también presentan esta característica. Más allá de esto, se observa en general una buena consistencia en la dirección del viento entre las diferentes series. En particular, los reanálisis de

NCEP/NCAR parecen capturar mejor las características principales de la variabilidad observada en la estación Pontón Recalada que las otras series. Se exploraron otros períodos cuando el número de observaciones colectadas en Pontón Recalada permitía una comparación con resultados similares.

Para cuantificar la comparación entre las series se computó la correlación entre los vientos de Pontón Recalada y los otros conjuntos de datos para todos los momentos en los que se disponía de datos en el período 2002-2004 (Tabla 2.2). Para la base de los reanálisis se obtuvieron valores de correlación de 0,73 (0,68) para la componente zonal (meridional) del viento, mientras que la estación Carrasco y los datos de QuikSCAT correlacionan con valores de 0,60 (0,46) y 0,55 (0,55) respectivamente. Este resultado indica, que pese a las limitaciones que presentan los reanálisis de NCEP/NCAR, como pueden ser la baja resolución espacial, los mismos resultan el conjunto de datos más representativos de los vientos de superficie en la región. Por lo tanto se decidió utilizar la base de los reanálisis de NCEP/NCAR. Los datos de viento, disponibles a las 0:00, 6:00, 12:00 y 18:00 GMT fueron interpolados linealmente al período de muestreo de los datos de corrientes.

Correlación entre los vientos observados en la estación Pontón Recalada y otros datos			
	Estación Carrasco	QuikSCAT	Reanálisis de NCEP/NCAR
<i>u</i>	0,60	0,55	0,73
<i>v</i>	0,46	0,55	0,68

Tabla 2.2: Correlación entre el viento adquirido en la estación Pontón Recalada y el viento colectado en Carrasco (Aeropuerto de Montevideo), los datos del escaterómetro (QuikSCAT) y los reanálisis de NCEP/NCAR.

2.3.3 Variabilidad de alta frecuencia

Como se discutió a comienzos de este capítulo, la variabilidad en alta frecuencia (períodos menores que 30 horas) representa aproximadamente un 50% de la varianza de las corrientes observadas en la región frontal del estuario del Río de la Plata. Esta se encuentra a su vez particionada en aproximadamente un 50% asociado a la señal barotrópica y un 50% asociado a la señal baroclínica. Un análisis armónico de la componente barotrópica en períodos menores a 30 horas (no mostrado) indica que la marea y una débil corriente media, explican más del 90% de la varianza correspondiente a esta partición en ambos sitios, ARG y PON. No se observa una clara periodicidad en la señal residual en ninguno

de los registros, ni variabilidad en períodos próximos al inercial. Este análisis sugiere entonces que la componente barotrópica de la corriente en períodos menores a 30 horas se encuentra completamente vinculada con la marea.

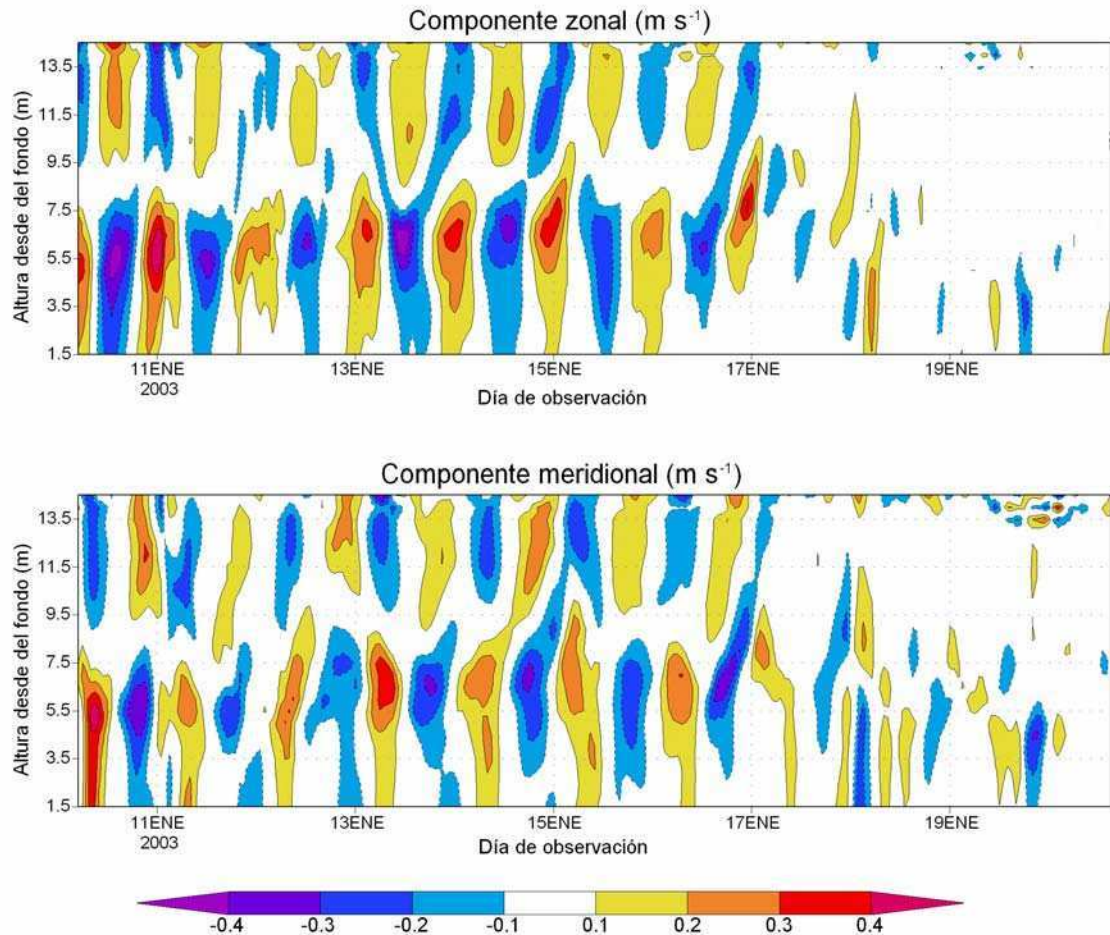


Figura 2.3: Porción del diagrama Hovmöller para la componente zonal (panel superior) y meridional (panel inferior) de la corriente en ARG entre el 10 y 21 de enero de 2003.

Para obtener una primera visión de la componente baroclínica de los datos en períodos menores a 30 horas, se construyeron los diagramas Hovmöller para cada serie de datos. Como ejemplo, la Figura 2.3 muestra una porción de dicho diagrama para la velocidad zonal (panel superior) y meridional (panel inferior) durante el período ARG1. Los datos de los dos primeros metros fueron eliminados del análisis por ser ruidosos y estar contaminados por las olas. En la Figura 2.3 se observa un patrón consistente con actividad de ondas internas. Entre el 10 y 17 de enero, ambas componentes de la velocidad están caracterizadas por una estructura vertical con inversión en la dirección de la corriente entre capas superiores e inferiores que oscila con un período de aproximadamente 24 horas. Las velocidades asociadas a estas ondas alcanzan magnitudes de casi 0,5 m s⁻¹. Se observa

también un desfase entre la componente zonal y meridional de las corrientes durante ese período indicando una rotación antihoraria. La carencia de actividad después del 17 de enero, indicando intermitencia en la señal, es una característica de estas ondas. Se observó un comportamiento similar en los otros períodos así como también en PON. Como ejemplo, se muestra en la Figura 2.4 una porción del diagrama Hovmöller de la componente baroclínica observada tanto para la corriente zonal (panel superior) como meridional (panel inferior) entre el 15 y 22 de enero de 2004 en PON. En la misma puede observarse un evento de actividad de onda interna con período de alrededor de 12 horas entre el 17 y 19 de enero. En este caso, la señal está principalmente asociada a la componente zonal de las corrientes.

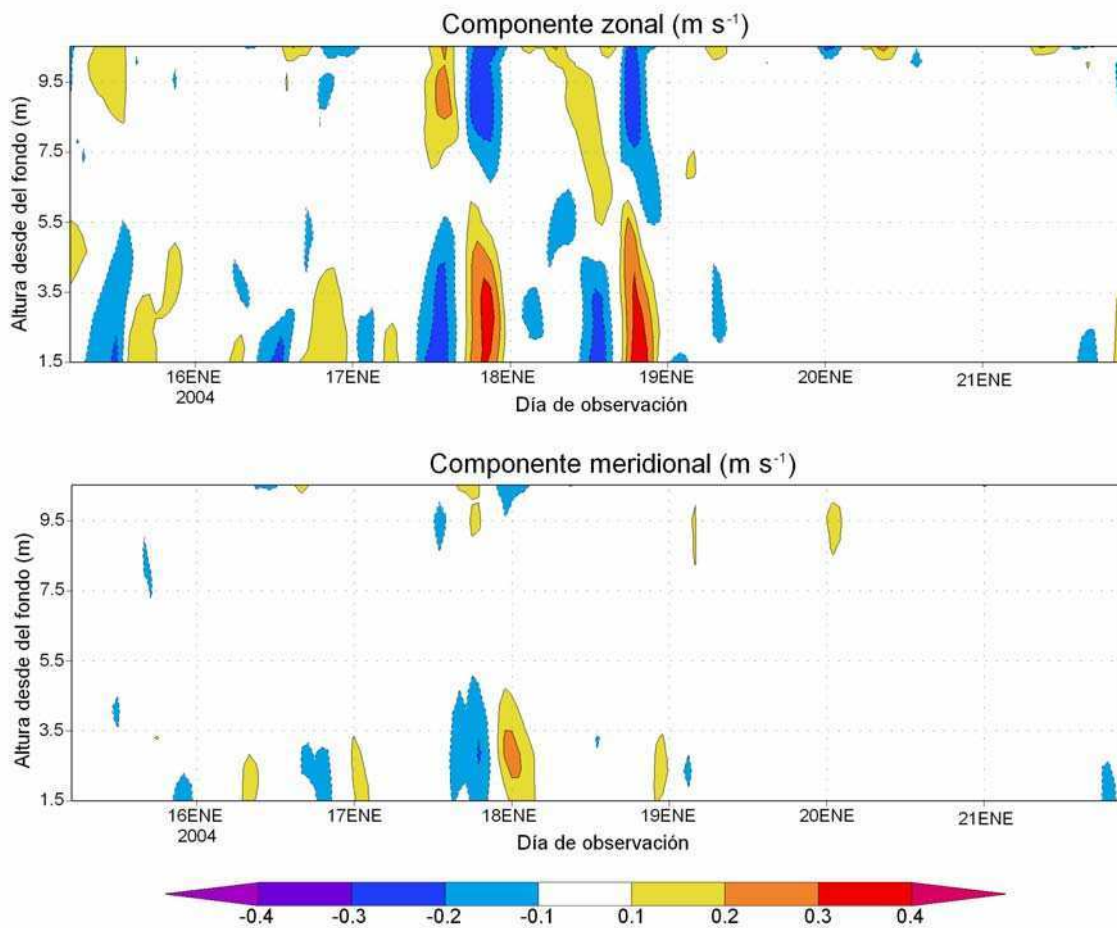


Figura 2.4: Porción del diagrama Hovmöller para la componente zonal (panel superior) y meridional (panel inferior) de la corriente en PON entre el 12 y 20 de enero de 2004.

Para extraer la estructura vertical que caracteriza las ondas detectadas, se aplicó un análisis de Componentes Principales independientemente a los datos de la componente zonal y meridional de la velocidad tanto en ARG como en PON. El análisis indica que un 80% de la varianza queda explicada por dos modos que están relacionados con un patrón distintivo

de actividad de ondas internas. La Figura 2.5 muestra la estructura vertical de estos modos para las series ARG1 (paneles superiores) y PON2 (paneles inferiores). El Modo 1 (paneles izquierdos de la Figura 2.5), que explica alrededor del 65% de la varianza en ARG1 y el 54% en PON2, presenta tanto para la componente zonal como la meridional, una

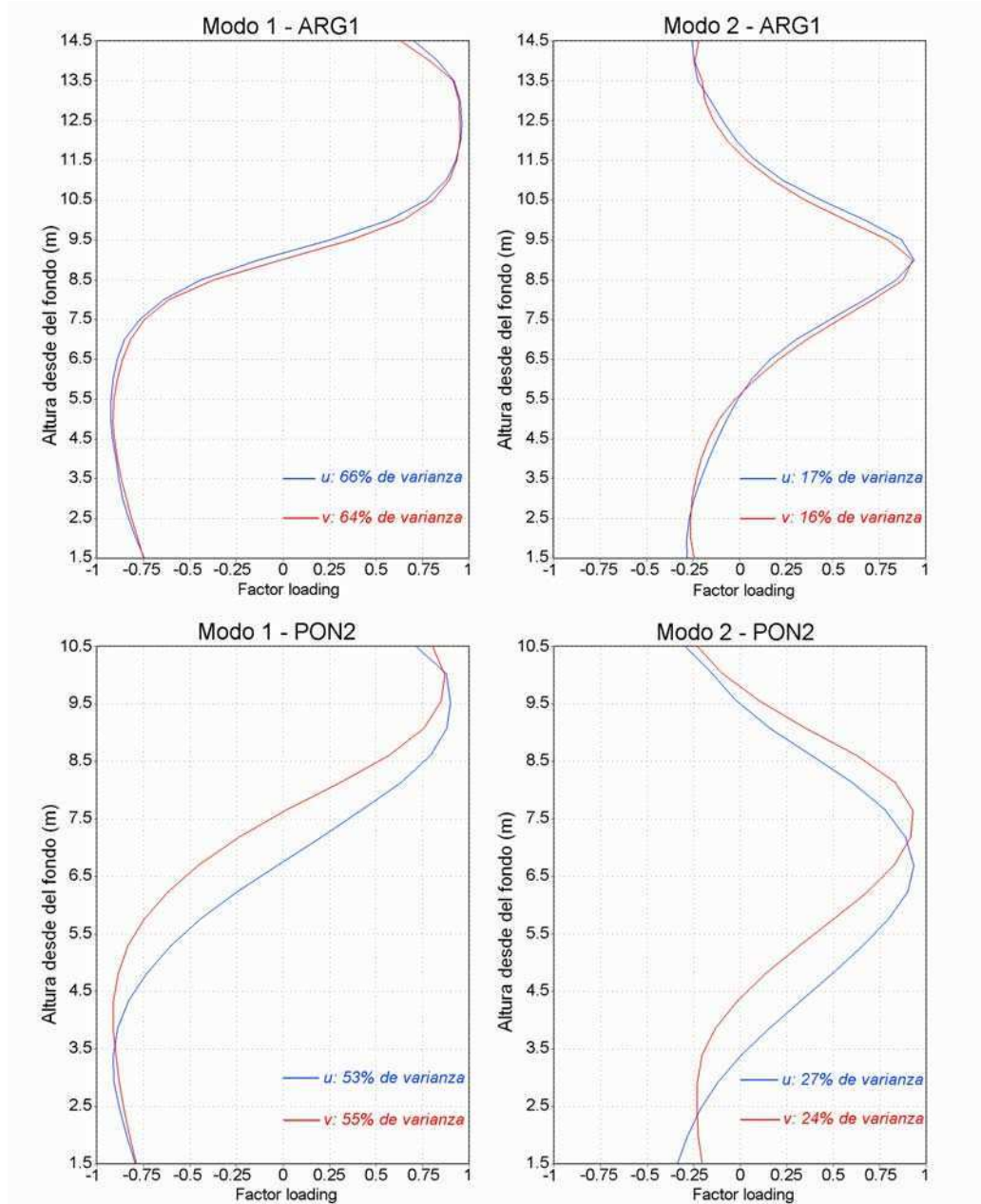


Figura 2.5: Estructura vertical de los primeros (paneles izquierdos) y segundos (paneles derechos) modos derivados del análisis de Componentes Principales para las corrientes baroclínicas en ARG (paneles superiores) y PON (paneles inferiores).

estructura vertical con inversión de signo entre los niveles superiores e inferiores. El máximo gradiente vertical está ubicado entre 8,5 y 9,5 metros desde el fondo en ARG y entre 6,5 y 7,5 metros desde el fondo en PON. Si bien este modo resulta casi idéntico para ambos componentes de la velocidad en ARG1, la metodología no pudo extraer un patrón

vertical idéntico para las componentes zonal y meridional en PON2. Los resultados del análisis para ARG2 y PON1 resultaron similares a los mostrados para ARG1 y PON2 respectivamente.

Los espectros de energía de las series de tiempo asociadas al Modo 1 junto con el análisis del espectro cruzado entre las series de ambas componentes, zonal y meridional, se muestran en la Figura 2.6 para ARG1 (paneles superiores) y PON2 (paneles inferiores). En ARG1 se observa que los principales picos asociados al Modo 1 se encuentran en las bandas centradas aproximadamente en 24 horas y el período inercial (20,48 horas en la región). Un pico débil aunque significativo en la banda semidiurna se observa en la componente meridional. El espectro cruzado indica que las oscilaciones en ambas componentes de la velocidad en los períodos diurno e inercial son coherentes con un desfase de aproximadamente 90° y 100° en esas bandas respectivamente, donde la componente zonal precede a la meridional. Los picos espectrales en el período inercial para ambas componentes de la velocidad poseen amplitudes similares. Esta característica junto con el desfase obtenido entre ambas componentes es consistente con oscilaciones inerciales. Durante ARG2 (no mostrado), aunque los porcentajes de varianza explicados por el Modo 1 resultaron similares, los picos en las bandas diurnas tienen menor amplitud que los obtenidos para ARG1. Este resultado es consistente con lo observado en la Tabla 2.1 que mostró que la energía baroclínica resultó menor durante el período de ARG2 que durante ARG1. En PON2 (panel inferior izquierdo de la Figura 2.6), se encuentran picos de energía alrededor de las bandas semidiurna y diurna en el Modo 1 de la componente zonal. Sin embargo, para la componente meridional, sólo está presente el pico de la banda diurna. Esta señal es altamente coherente entre ambas componentes de la corriente con un desfase entre las mismas de 100° , con la componente zonal precediendo a la meridional, lo que indica al igual que en ARG rotación en sentido antihorario. La señal es más energética para la componente meridional que para la zonal. Los resultados (no mostrados) para PON1 indican que aunque el pico en la banda semidiurna de la componente zonal es tan energético como en PON2, el de la banda diurna tiene menor amplitud.

El Modo 2 resultante del análisis de Componentes Principales (paneles derechos de la Figura 2.5), explica más del 15% de la varianza en ARG y alrededor del 25% en PON para ambas componentes de la velocidad y durante ambos períodos. Aunque los modos resultan similares entre las componentes y preservan el patrón de uno a otro período de

observación, no exhiben una clara periodicidad en las bandas de frecuencias consideradas. La estructura vertical de este modo es consistente con diferencias en las ondas internas de uno a otro evento debido a variaciones en la profundidad de la piconclina.

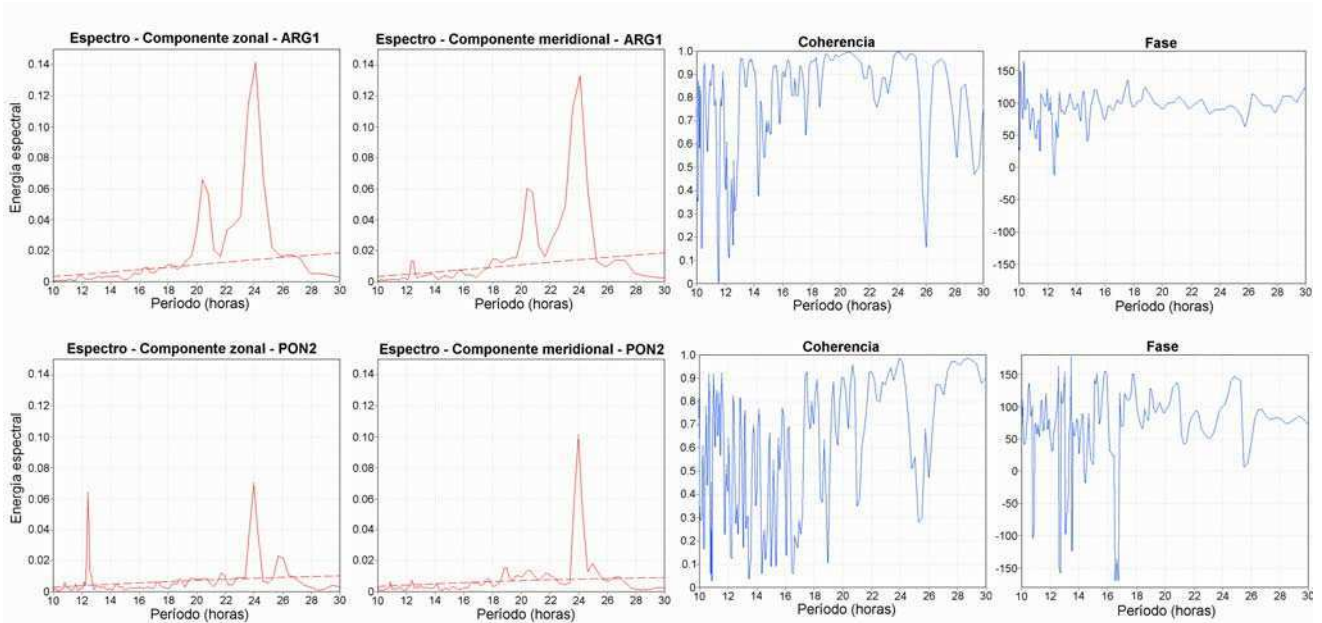


Figura 2.6: Espectros de energía de las series de tiempo asociadas al Modo 1 del análisis de Componentes Principales para ambas componentes de la corriente junto con la coherencia y la fase derivados del análisis del espectro cruzado para la componente zonal y meridional en ARG (paneles superiores) y PON (paneles inferiores). Las líneas punteadas en los espectros indican el nivel de significancia al 99% de confianza.

A fin de identificar los períodos de ocurrencia de las ondas internas encontradas, se aplicó la transformada “wavelet” o análisis de onditas a las series de tiempo del Modo 1 derivadas del análisis previo. De acuerdo a Torrence y Compo (1998) se seleccionó una función wavelet madre Morlet con un parámetro de 6. Los escaleogramas de amplitud que resultaron de las series de tiempo asociadas al Modo 1 de la componente zonal durante ARG y PON se muestran en los paneles superiores e inferiores de la Figura 2.7 respectivamente. En la figura sólo se contornearon los valores significativos al 99% de confianza. Las líneas rayadas al comienzo y final de cada serie representan el cono de influencia, fuera del cual el análisis puede ser confuso. Se puede observar en los paneles superiores de la Figura 2.7 que en ARG ocurren ondas internas con frecuencias entre la inercial y la diurna durante el período muestreado. Los eventos son muy frecuentes durante ARG1 y duran aproximadamente 3 días. Durante ARG2, se observa una intensa actividad durante marzo que luego decae a medida que progresa el otoño. Durante la primera mitad de enero de 2003 se observa una secuencia de eventos intensos con períodos de alrededor de 24 horas que coinciden, en parte, con el lapso de tiempo del diagrama Hovmöller de la

componente baroclínica mostrado en la Figura 2.3. Un evento de período más corto, cerca del inercial, puede identificarse durante los primeros días de febrero de 2003. Este evento también pudo ser identificado en el diagrama Hovmöller (lapso no mostrado) de los datos. El análisis para la componente meridional (no mostrado) exhibe características similares consistente con el análisis de Componentes Principales y el espectro cruzado indicando respectivamente una similar estructura vertical y varianza explicada entre ambas componentes de velocidad en cada serie de tiempo para esta locación.

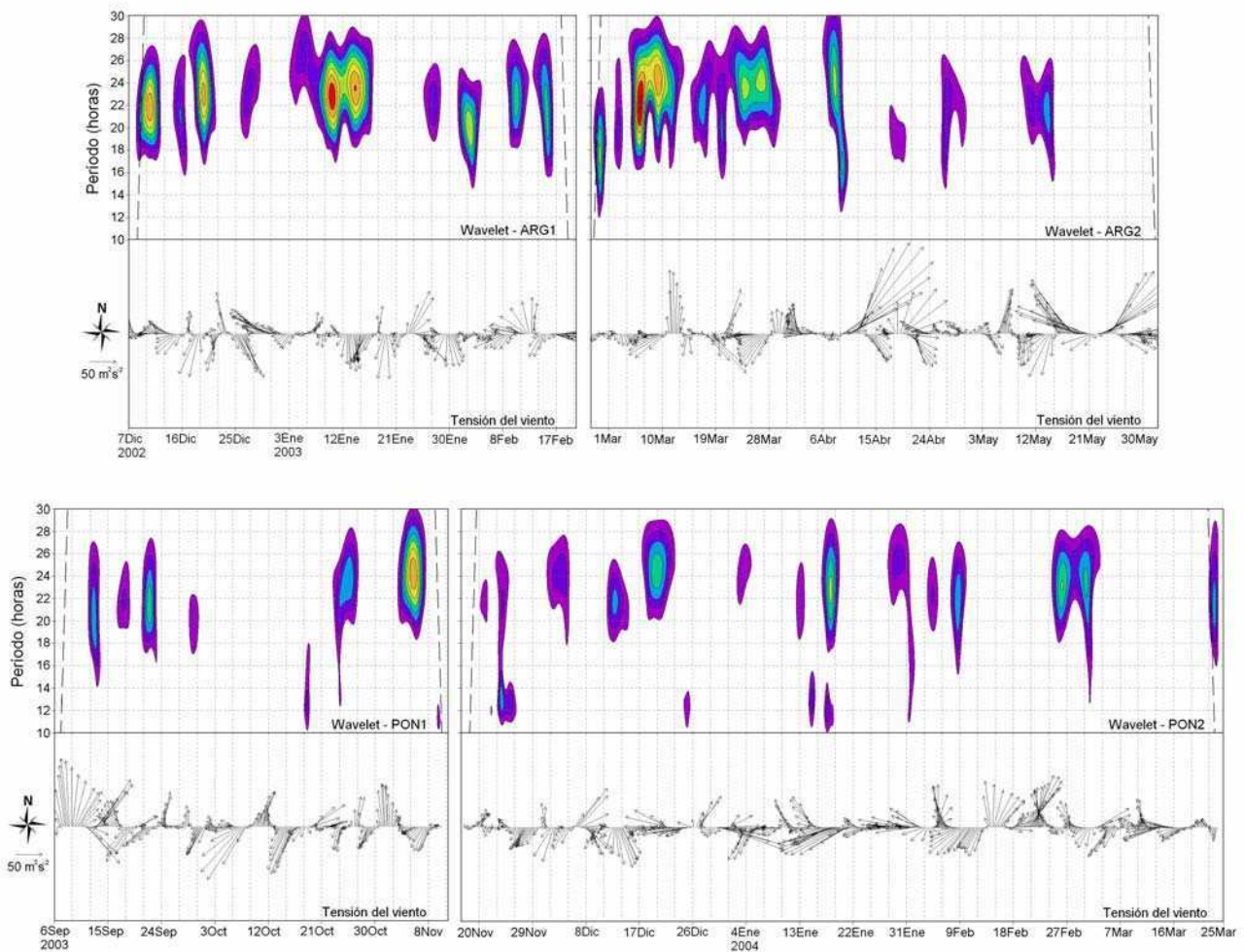


Figura 2.7: Escaleogramas de amplitud de la serie de tiempo asociada al Modo 1 de la componente zonal, junto con los vectores tensión del viento derivados de los reanálisis de NCEP/NCAR para ARG (paneles superiores) y PON (paneles inferiores). En los escaleogramas sólo se contornearon los valores significativos al 99% de confianza y las líneas punteadas al comienzo y final de cada gráfico definen el cono de influencia.

Para PON, los paneles inferiores de la Figura 2.7 muestran actividad de ondas a lo largo de todo el registro. Al igual que en ARG, los eventos en la banda diurna parecen tener, en general, una duración de alrededor de 3 días, aunque también ocurren eventos más débiles

y cortos. En períodos alrededor de la banda semidiurna, puede observarse actividad de ondas, por ejemplo, a mediados de octubre, fines de noviembre, fines de diciembre y mediados de enero. Este último coincide con el evento mostrado en la Figura 2.4 obtenido directamente de los datos. No se encontró relación entre los períodos de ocurrencia de estos eventos y las fases de la luna. En consistencia con el análisis espectral (paneles inferiores de la Figura 2.6), esta señal semidiurna no está presente en los resultados del análisis de onditas de la serie de tiempo asociada al Modo 1 de la componente meridional (no mostrados).

Se observa una buena coincidencia entre los resultados del análisis de onditas de las series de tiempo asociadas al Modo 1 del análisis de Componentes Principales con lo observado en los diagramas Hovmöller de las series de datos en ambas locaciones. Esta concordancia está presente, no sólo en cuanto a la ocurrencia de eventos sino también en cuanto a la ausencia de señal, antes y después de la actividad. Esto indica que la metodología aplicada es consistente y útil para identificar ondas.

El análisis de los datos colectados en dos sitios diferentes dentro de la zona frontal del estuario del Río de la Plata discutido precedentemente condujo a resultados consistentes con actividad intermitente de ondas internas en las bandas de frecuencia alrededor de la semidiurna y entre la inercial y diurna. La teoría lineal indica que las ondas internas no pueden propagar libremente en frecuencias menores a la inercial (Gill, 1982). Por lo tanto, las ondas observadas con período de alrededor de 24 horas deben ser ondas forzadas. La ocurrencia de ondas internas depende de la disponibilidad de un medio apropiado y de un forzante que las excite. Desafortunadamente, no se dispone de series de tiempo de temperatura y salinidad simultáneas con las observaciones de corrientes analizadas para evaluar la variabilidad en la estratificación y la relación con las ondas observadas. En el estuario del Río de la Plata, la variabilidad de la cuña salina está esencialmente dominada por la descarga continental y el forzante atmosférico. Dada la inmensa descarga junto con su larga escala temporal de variabilidad (Jaime *et al.*, 2002), el ancho del estuario y la ubicación donde las ondas internas se observaron, parece improbable que las variaciones en la descarga jueguen un rol fundamental en controlar la estructura vertical para la generación de estas ondas en las escalas de tiempo analizadas. Por lo tanto el forzante atmosférico parece ser la principal fuente de variabilidad en estas frecuencias.

Se computaron los vectores tensión del viento definido como $\mathbf{W} \bullet |\mathbf{W}|$, donde \mathbf{W} es el vector viento, los cuales se superpusieron a los resultados del análisis de onditas de la Figura 2.7 para todo el período muestreado. A fin de eliminar la variabilidad de muy alta frecuencia se aplicó un promedio móvil de 5 elementos a los datos antes del cómputo de la tensión del viento. El panel superior de la Figura 2.7 muestra que en ARG las ondas internas tienden a ocurrir bajo condiciones de calma o vientos con una componente hacia el sur, es decir, vientos del noroeste al noreste. Recíprocamente, en general, no hay actividad de onda cuando el viento presenta una componente del sur. En respuesta a vientos del norte, esta región del estuario presenta un desplazamiento del frente de salinidad superficial hacia el este por lo que se esperaría una extensión de la cuña salina dando lugar a un ambiente más favorable para la generación de ondas internas. En cambio, los vientos del sur tienden a producir una intrusión de agua oceánica y mezcla vertical en esta región debilitando la estructura de densidad (Guerrero *et al.*, 1997) y así inhibiendo el desarrollo de ondas internas. En PON (panel inferior de la Figura 2.7), al igual que en ARG, la mayoría de los eventos en la banda diurna parecen ocurrir bajo vientos del norte y prácticamente no se observa actividad de onda interna bajo vientos con una componente sur. Sin embargo, para el período observado, los eventos son menos frecuentes que en ARG. Las observaciones en PON se adquirieron durante la primavera-verano. Durante estas estaciones del año, la estructura de cuña salina no es una condición permanente en esta región del estuario (Guerrero *et al.*, 1997) sino que su existencia depende del equilibrio entre la descarga continental y los vientos y, por lo tanto, la convergencia de las condiciones que producen un ambiente adecuado para la ocurrencia de ondas internas es menos frecuente. Esto puede explicar, al menos en parte, por qué los eventos observados en PON son menos frecuentes que los observados en ARG.

Finalmente, respecto de los mecanismos que las fuerzan, las ondas pueden estar excitadas por un forzante en la frecuencia apropiada o pueden ser modos libres resultantes de relajación. Esto último parece ser el caso para la onda inercial observada durante los primeros días de febrero de 2003 en ARG (panel superior izquierdo de la Figura 2.7) cuando ocurrió una relajación de los vientos hacia una condición de calma después de casi 3 días de vientos persistentes del norte. Las oscilaciones semidiurnas registradas en PON parecen estar forzadas por la marea semidiurna ya que no sólo presentan el mismo período de alrededor de 12,5 horas sino que también presentan una dominancia en la corriente zonal que es una característica de las componentes semidiurnas de marea en ese sitio. En

cuanto a las oscilaciones diurnas presentes tanto en ARG como en PON, un conjunto de indicios sugiere que el mecanismo generador de estas ondas es la brisa tierra-mar. Primero, la actividad parece ocurrir casi siempre bajo condiciones de calma o vientos del norte en concordancia con las condiciones para la ocurrencia de la brisa, que se observa principalmente los días cálidos y soleados (Berri y Nuñez, 1993; Sraibman y Berri, 2002). Segundo, los resultados muestran que en PON la señal de las ondas internas en la banda diurna es más intensa para la componente meridional de las corrientes que para la zonal. En esa región la costa tiene una orientación zonal y por lo tanto la brisa se desarrolla principalmente en dirección meridional (Berri y Nuñez, 1993; Sraibman y Berri, 2002). En ARG la costa tiene orientación noroeste-sudeste y por lo tanto se espera que la brisa se desarrolle tanto en la componente zonal como meridional con amplitudes similares. En consistencia, la señal observada en ARG en esta banda tiene intensidad similar en ambas componentes de la corriente.

2.3.4 Variabilidad de baja frecuencia

La partición de varianza analizada a comienzos de este capítulo mostró que el 50% de la energía de las corrientes está asociada a oscilaciones en períodos mayores a 30 horas. De esta energía, un 50% resultó estar asociada a movimientos barotrópicos y otro 50% a movimientos baroclínicos. En esta sección se estudiará la variabilidad de baja frecuencia de las corrientes y su relación con la variabilidad atmosférica. En primer lugar se estudiará la componente barotrópica de la circulación y su relación con el viento. Luego se estudiará la contribución de la componente baroclínica analizando la señal total observada en las corrientes y su relación con la variabilidad atmosférica.

2.3.4.1 Componente barotrópica de la circulación

Para proporcionar una visión general de la componente barotrópica de las corrientes en períodos mayores a 30 horas y determinar las potenciales tendencias y la posible relación con el viento, se realizaron diagramas de vectores posición progresivos de la corriente y del viento para cada período muestreado. Los resultados se muestran en la Figura 2.8, donde los paneles superiores (en verde) de cada período corresponden a las corrientes y los inferiores (en rojo) al viento. Los ejes representan la posición respecto del origen (comienzo de la serie) en cientos de kilómetros. Para mostrar la evolución temporal, se

superpusieron puntos a la línea cada 24 horas de observación. Nótese que los períodos de tiempo mostrados en cada gráfico corresponden a los períodos de observación de las series de corriente y, por lo tanto, son diferentes en todos los casos. Aunque los vectores progresivos no reflejan necesariamente las trayectorias de las partículas en la naturaleza, dan una idea del desplazamiento medio de las masas de agua y aire a lo largo del tiempo. La primera característica que emerge de la figura es una concordancia entre los movimientos atmosféricos y estuarinos. Por ejemplo, durante el período de ARG1, correspondiente a primavera/verano, los vientos dominantes fueron del noreste (Figura 2.8b). Como consecuencia, se observa un movimiento medio de las aguas del estuario en dirección sudoeste (Figura 2.8a), con un valor medio de $0,035 \text{ m s}^{-1}$. Tanto en PON1 como en PON2 (Figuras 2.8f y 2.8h) los vientos dominantes durante el período observado, correspondiente asimismo a primavera/verano, fueron principalmente del este. Como consecuencia, se observa un desplazamiento de las aguas del estuario en ese sitio fundamentalmente hacia el oeste (Figuras 2.8e y 2.8g) con valores medios de $0,065 \text{ m s}^{-1}$ y $0,055 \text{ m s}^{-1}$ para PON1 y PON2, respectivamente. La predominancia de vientos del este-noreste durante la primavera/verano es característica de esta región (Guerrero *et al.*, 1997; Simionato *et al.*, 2005). Los desplazamientos observados tanto en ARG1, como en PON1 y PON2 son consistentes con el movimiento del frente superficial de salinidad hacia el sudoeste observado durante primavera/verano en datos históricos (Guerrero *et al.*, 1997) y en resultados de simulaciones numéricas (Simionato *et al.*, 2001). Este movimiento tendría como consecuencia una retracción de las aguas hacia el sudoeste en ARG y hacia el oeste en PON. Durante el período correspondiente a ARG2 (Figuras 2.8c y 2.8d) se observan características diferentes consistentes asimismo con la estación del año, otoño, en la que fueron colectados los datos. El otoño en esta región es una estación de transición caracterizada por una alta variabilidad en la dirección de los vientos (Simionato *et al.*, 2005). Esta característica es claramente observable en los vientos durante el período ARG2 (Figura 2.8d). Como consecuencia, se observa mucha variabilidad en la dirección de las corrientes, y una relajación de la condición de verano forzada por los vientos dominantes del primer cuadrante durante esa estación (Figura 2.8c).

Además de los movimientos medios recién discutidos en la Figura 2.8 se puede observar gran variabilidad superpuesta tanto en los vientos como en las corrientes, que parece estar relacionada entre ambas variables. Para estudiar mejor este aspecto, se calculó la distribución de la densidad espectral de varianza de las corrientes y del viento. Los

resultados para el período PON2 se muestran en la Figura 2.9. Las líneas rojas muestran los

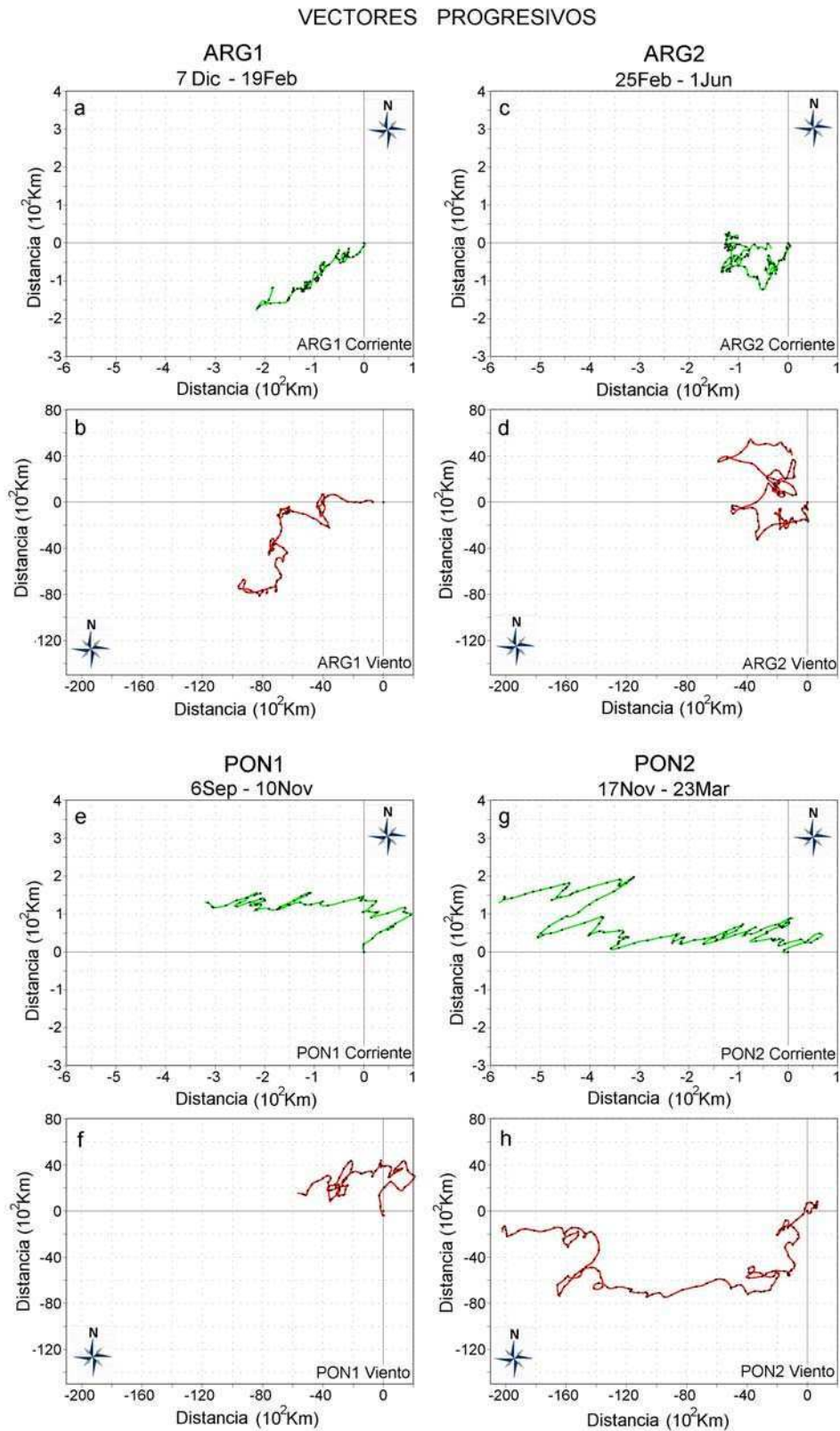


Figura 2.8: Vectores progresivos de la corriente barotrópica y el viento para cada uno de los cuatro períodos estudiados. Los ejes representan la posición respecto del origen (comienzo de la serie) en cientos de kilómetros. Los puntos indican días.

espectros de la componente zonal y las azules de la meridional mientras que las líneas punteadas indican el nivel de significancia al 99% de confianza. Puede observarse en la figura que tanto la corriente como el viento exhiben, en períodos menores que 40 días, variabilidad en las mismas escalas: entre 2 y 4 días, 5 a 8 días, alrededor de los 12 días y entre los 18 y 25 días. Las mismas bandas de variabilidad se observan en los espectros (no mostrados) de las corrientes y el viento en los otros registros. Aunque la distribución relativa de energía de una a otra banda y componente no es la misma en todos los casos, siempre se encuentra una coincidencia entre las frecuencias de variabilidad del viento y de la corriente. Esta concordancia parece indicar que la variabilidad observada en las corrientes es forzada por el viento como fue observado en otros estuarios grandes y someros del mundo (Wang, 1975; Valle-Levinson *et al.*, 1998, 2001; Janzen y Wong, 2002; Wong y Valle-Levinson, 2002). Sin embargo, en los espectros de la Figura 2.9 no se observa una relación evidente entre las direcciones del viento y de la corriente forzada por el mismo.

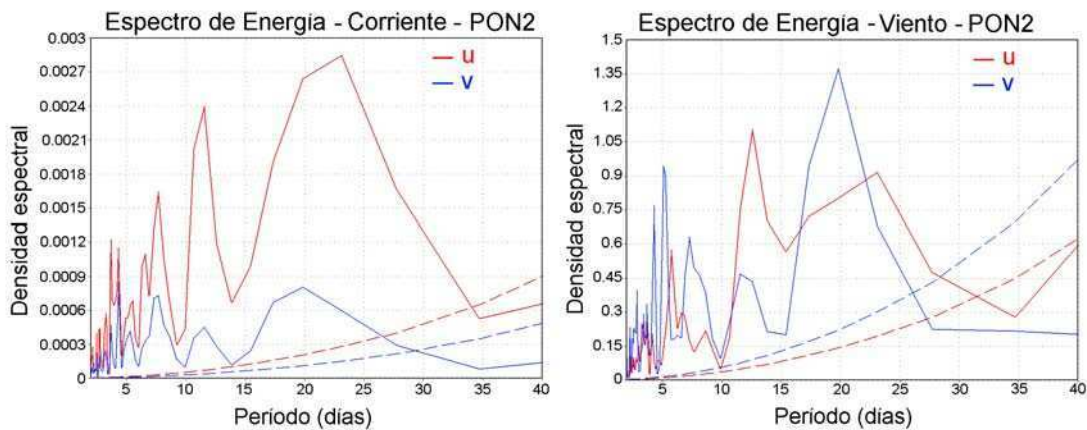


Figura 2.9: Distribución espectral de varianza de la corriente (panel izquierdo) y el viento (panel derecho) para PON2. Las líneas rojas muestran los espectros de la componente zonal y las azules de la meridional. Las líneas punteadas marcan el nivel de significancia al 99% de confianza.

Para evaluar las características de la variabilidad de las corrientes, se construyeron diagramas de pelo de los vectores velocidad barotrópica observados para cada una de las series de corrientes disponibles. Los resultados se muestran en la Figura 2.10 donde, por claridad, se graficó sólo un vector por hora. Dos características interesantes emergen de esta figura. Primero, las corrientes tanto en ARG como en PON muestran una gran variabilidad temporal en dirección e intensidad. Por otra parte, las corrientes en ambos sitios muestran una tendencia a desarrollarse principalmente a lo largo de un eje. Este eje tiene una orientación aproximadamente norte-sur en el caso de ARG y noreste-sudoeste en el caso de PON. Esta característica prevalece más allá de los cambios en los vientos, que

pueden ser muy diferentes de uno a otro período de muestreo en un mismo sitio, como en los casos de ARG1 y ARG2 (Figura 2.8).

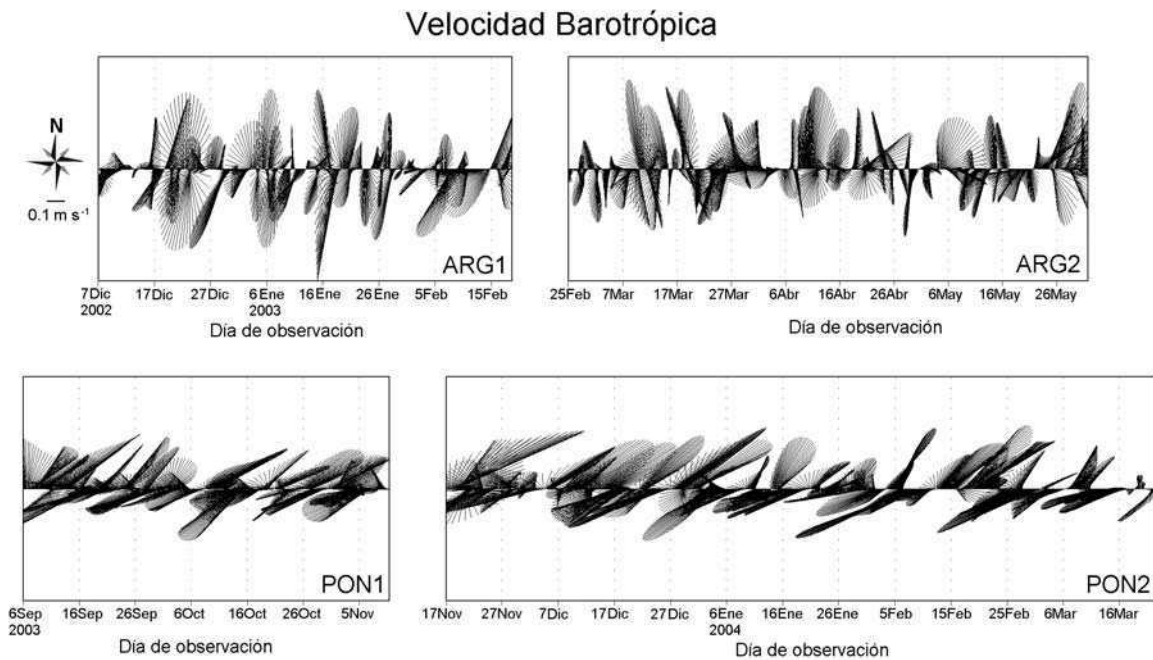


Figura 2.10: Diagramas de pelo de la velocidad barotrópica observada en cada una de las cuatro series de tiempo disponibles. Por claridad, los gráficos sólo muestran un vector por hora.

Para estudiar mejor esta característica, los datos instantáneos de vientos y de corrientes fueron proyectados en 360 direcciones, apartadas entre sí por un grado. De esta manera, se obtuvieron 360 series temporales para cada sitio, variable y período de observación, cada una de ellas reflejando la variabilidad en una dirección determinada. Posteriormente, se computó la varianza de las corrientes y los vientos en cada dirección. Los resultados se muestran en la Figura 2.11, en la cual la convención elegida es la meteorológica, es decir, que la dirección es aquella de la cual vienen el viento y/o la corriente. En esta figura puede apreciarse una vez más que, a pesar de que los vientos muestran importantes cambios en su dirección prevaleciente de uno a otro período, las corrientes parecen mostrar una tendencia a desarrollarse a lo largo de determinadas direcciones que difieren de uno a otro sitio. En ARG las corrientes muestran máxima varianza a lo largo del eje nor-noreste/sud-sudoeste y mínima varianza a lo largo del eje este-sudeste/oeste-noroeste. En PON, los ejes de máxima y mínima varianza son este-noreste/oeste-sudoeste y sud-sudeste/nor-noroeste, respectivamente. Por otra parte, la distribución de varianza de la corriente en cada dirección no difiere tanto en cada sitio de uno a otro período de muestreo como lo hace la del viento. Una vez más, no se encuentra una relación evidente entre la dirección del viento y la de la

corriente, lo que probablemente esté relacionado con un efecto de rectificación topográfica. Nótese que las direcciones de máxima varianza en cada locación están alineadas con la batimetría local (Figura 2.1).

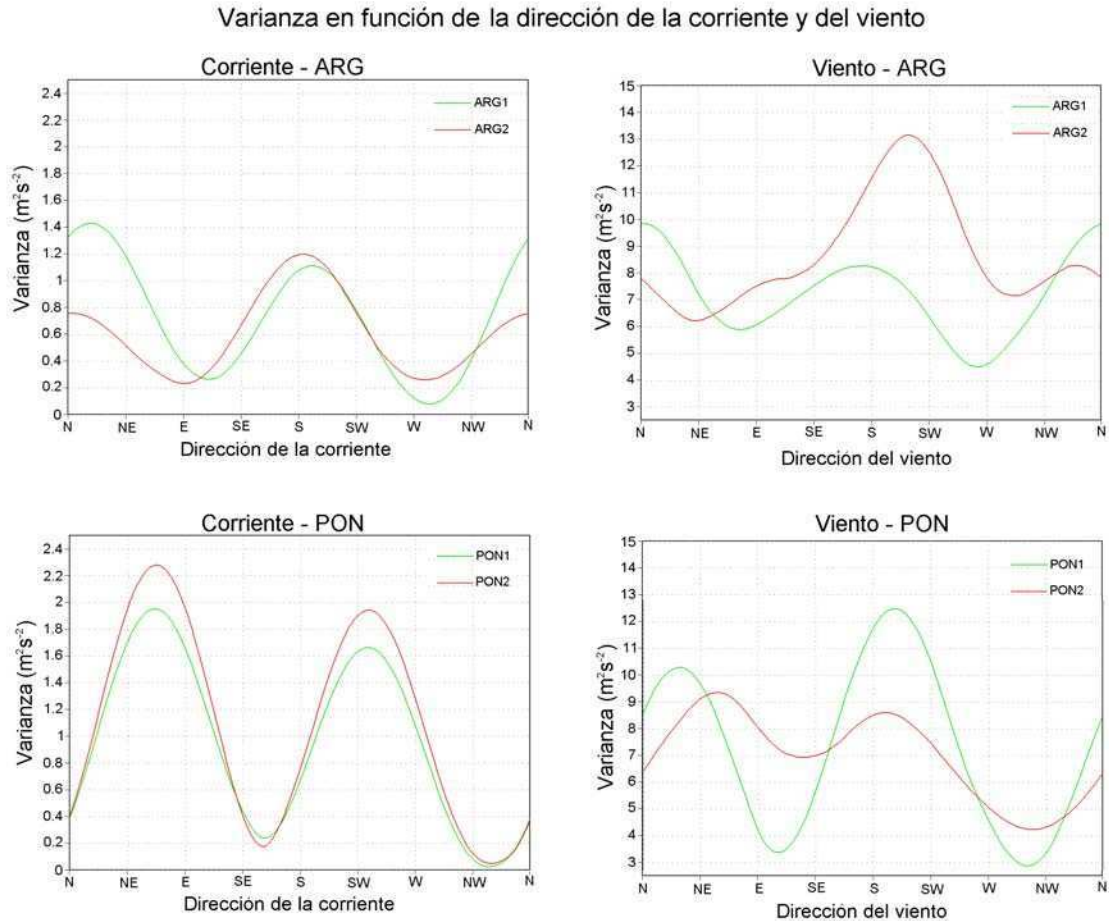


Figura 2.11: Varianza de la corriente barotrópica (paneles izquierdos) y del viento (paneles derechos) en función de la dirección para cada uno de los períodos observados.

Para buscar la conexión entre los patrones de variabilidad observados en las corrientes y el viento, se computó la correlación entre esas variables proyectadas sobre cada una de las 360 direcciones. A fin de encontrar el tiempo de respuesta del estuario, el cálculo se repitió para diferentes desfases entre las variables. Sólo tiene sentido desfasar el viento en múltiplos de 6 horas ya que éste es el intervalo temporal original de estos datos. En todos los casos se encontraron correlaciones máximas con el viento ocurrido 6 horas antes, aunque el aumento de la correlación cuando se desfasa el viento es más evidente en ARG que en PON. Esto parece sugerir que el estuario tiene un tiempo de respuesta barotrópica al viento de entre 3 y 9 horas. Esta escala de tiempo de respuesta es comparable con la observada en otros estuarios del mundo. Por ejemplo, el desfase entre vientos y corrientes

es menor que 10 horas en un estuario relativamente grande como la Bahía de Chesapeake (Valle-Levinson *et al.*, 1998) y de alrededor de 3 horas en un estuario chico como la Bahía Narragansett (Weisberg y Sturges, 1976). Las isolíneas de correlación entre las corrientes y el viento ocurrido 6 horas antes para cada una de las 360 direcciones se muestran en la Figura 2.12. Dado que los valores negativos de correlación resultaron pequeños y no tienen un significado físico, sólo se graficaron los valores positivos de las mismas. En la figura, el eje horizontal corresponde a la dirección del viento y el eje vertical a la dirección de la corriente. En todos los casos, correlaciones mayores que 0,3 (marcada en la figura con una línea gruesa) son significativas al 99% de confianza. La primera característica que emerge de esta figura es la gran similitud en el patrón de la correlación observado en cada sitio de uno a otro período de muestreo. Nótese que esta similitud se sostiene a pesar de las importantes diferencias observadas en la distribución de varianza del viento en estos períodos (Figura 2.11) y a las limitaciones que presentan los datos de viento utilizados en este estudio. En todos los casos, la correlación positiva se distribuye a lo largo de un eje, con máximos y mínimos relativos. Las direcciones del viento para las que se obtienen máximas y mínimas correlaciones a lo largo de este eje coinciden de uno a otro período y más aún de una a otra ubicación en el estuario. En efecto, las máximas correlaciones corresponden en todos los casos a vientos del noreste y sudoeste, mientras que las mínimas correlaciones se observan para vientos del sudeste y noroeste. Es interesante notar que estas direcciones del viento no necesariamente coinciden con las direcciones en las que esta variable muestra su máxima varianza (Figura 2.11). Todo esto parece sugerir que el estuario tiene una estructura propia de respuesta al viento tal que la dirección de la corriente depende fundamentalmente de la dirección del viento y de la batimetría local.

A fin de estimar el tiempo que le toma a las corrientes establecer un régimen de equilibrio con el viento, el cálculo de las correlaciones fue repetido filtrando de las series de corrientes y vientos las escalas menores que dos, tres, cuatro días, etc. Los resultados muestran que a medida que se filtran procesos de escalas menores, el patrón de correlación se mantiene, pero las correlaciones aumentan. Para procesos con escalas mayores de 4 días la correlación máxima alcanza valores estables que, en todos los casos, son mayores que 0,9. Por otra parte, la señal residual resultante de este filtrado, que representa los procesos de escala corta, conserva asimismo el patrón de correlación mostrado en la Figura 2.12, con correlaciones pequeñas aunque significativas. Este resultado indica que, aunque la escala de respuesta del estuario a cambios en la dirección del viento es del orden de 6 horas, el

mismo alcanzaría un régimen de equilibrio con el viento sólo para procesos con escalas mayores a 4 días.

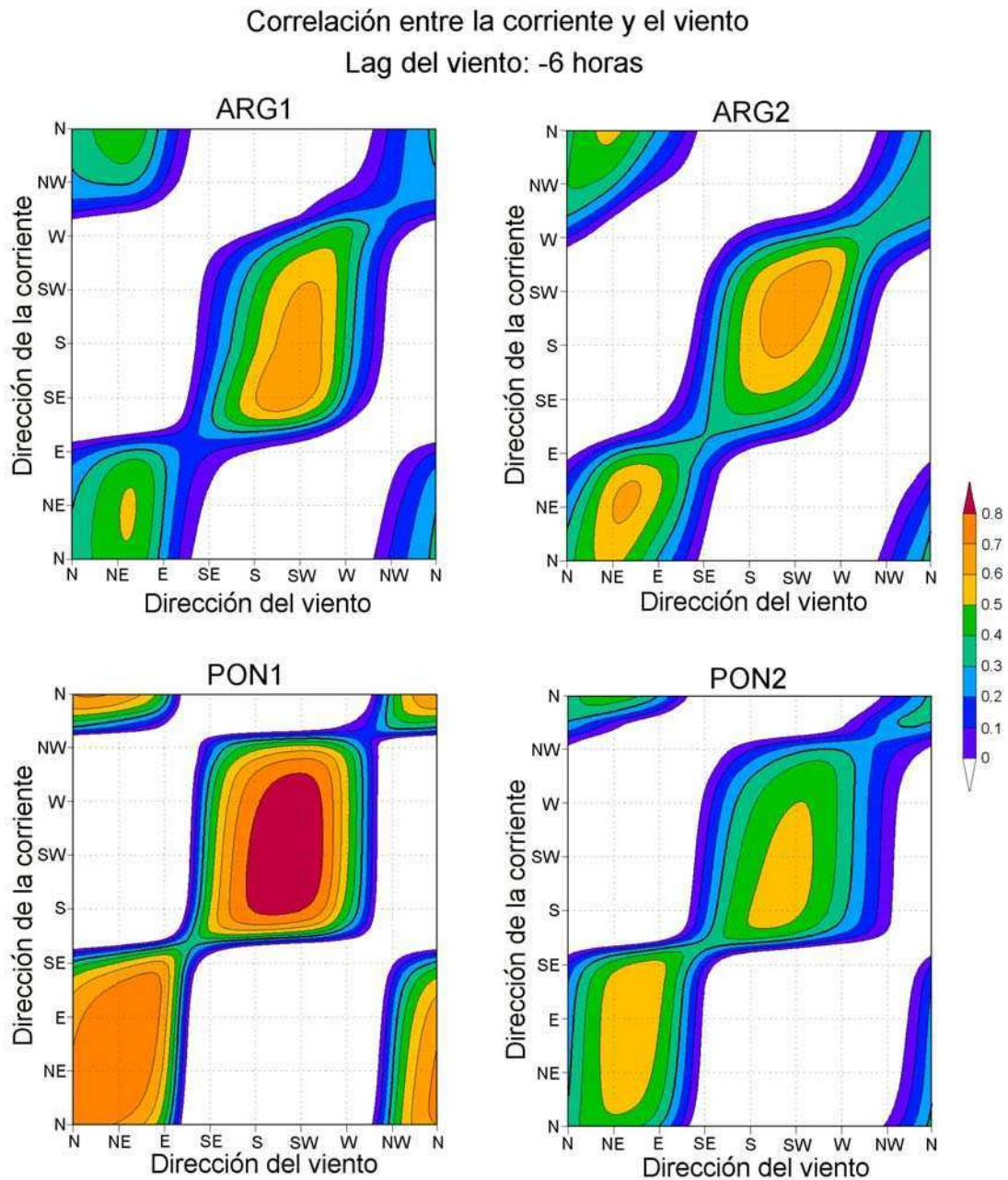


Figura 2.12: Correlación entre las proyecciones de la corriente y el viento ocurrido 6 horas antes en cada una de las 360 direcciones para ARG (paneles superiores) y PON (paneles inferiores). Sólo se graficaron las correlaciones positivas. Las líneas gruesas marcan el nivel de significancia al 99% de confianza.

Las implicancias de estos patrones de correlación en términos de corrientes en el estuario para distintas direcciones del viento pueden ser interpretadas con mayor facilidad a partir

de un análisis de Componentes Principales de los mismos. Dado que los patrones de correlación resultaron muy similares en cada sitio para los distintos períodos muestreados, el cálculo se llevó a cabo sobre un ensamble de todas las observaciones en cada sitio. Los resultados se muestran en la Figura 2.13. Este análisis revela que la respuesta del estuario a los vientos puede explicarse en término de dos modos. El primero corresponde, en ambos sitios, en su fase positiva (negativa) a vientos del sector noreste (sudoeste). Este modo produce en ARG corrientes del sector nor-noreste (sur-sudoeste) y en PON corrientes del este-noreste (oeste-sudoeste). Las direcciones de las corrientes asociadas a este modo se corresponden con las direcciones de máxima varianza observada (Figura 2.11) que además están alineadas con la batimetría local (Figura 2.1). El segundo modo, corresponde en ambos casos, en su fase positiva (negativa) a vientos del sector noroeste (sudeste) y fuerza corrientes del sector oeste-noroeste (este-sudeste) en ARG y corrientes del sector nor-noroeste (sur-sudeste) en PON. Las corrientes asociadas a este modo corresponden a las direcciones de mínima varianza observada (Figura 2.11) y además son normales a la batimetría local en ambos sitios (Figura 2.1). Estos modos indican entonces que la respuesta barotrópica del Río de la Plata a los vientos tiene un desfase en cuanto a la dirección de la corriente con respecto a la dirección del viento que es función de la ubicación dentro del estuario y resultado de rectificación topográfica, es decir, que las direcciones están influenciadas por la alineación batimétrica en cada punto.

Para estudiar la intensidad de la corriente barotrópica y su relación con el viento, se graficó la velocidad de la corriente como función de la velocidad del viento y de la dirección de la corriente tanto para ARG (panel izquierdo de la Figura 2.14) como para PON (panel derecho de la Figura 2.14). En general se observan mayores intensidades de la corriente barotrópica en PON que en ARG. Esto está en concordancia con lo observado en la Tabla 2.1 donde los porcentajes de varianza explicados por la componente barotrópica resultaron mayores en PON que en ARG. Por otro lado, se puede observar en la Figura 2.14 que la intensidad de la corriente no sólo depende de la intensidad del viento sino que también es función de la dirección de la corriente. Si bien la corriente tiende a intensificarse cuando lo hace el viento, para una dada velocidad del viento la corriente alcanza su máxima y/o mínima intensidad para direcciones específicas de la corriente. Las direcciones de máxima respuesta barotrópica de las corrientes son nor-noreste y sur-sudoeste en ARG y este-noreste y oeste-sudoeste en PON, en concordancia con las direcciones de máxima varianza (Figura 2.11). La mínima respuesta barotrópica resulta para las direcciones perpendiculares

a la de máxima, en concordancia con las direcciones de mínima varianza (Figura 2.11). Para clarificar este punto, se agregó a la Figura 2.14, en cada locación, las correlaciones entre los

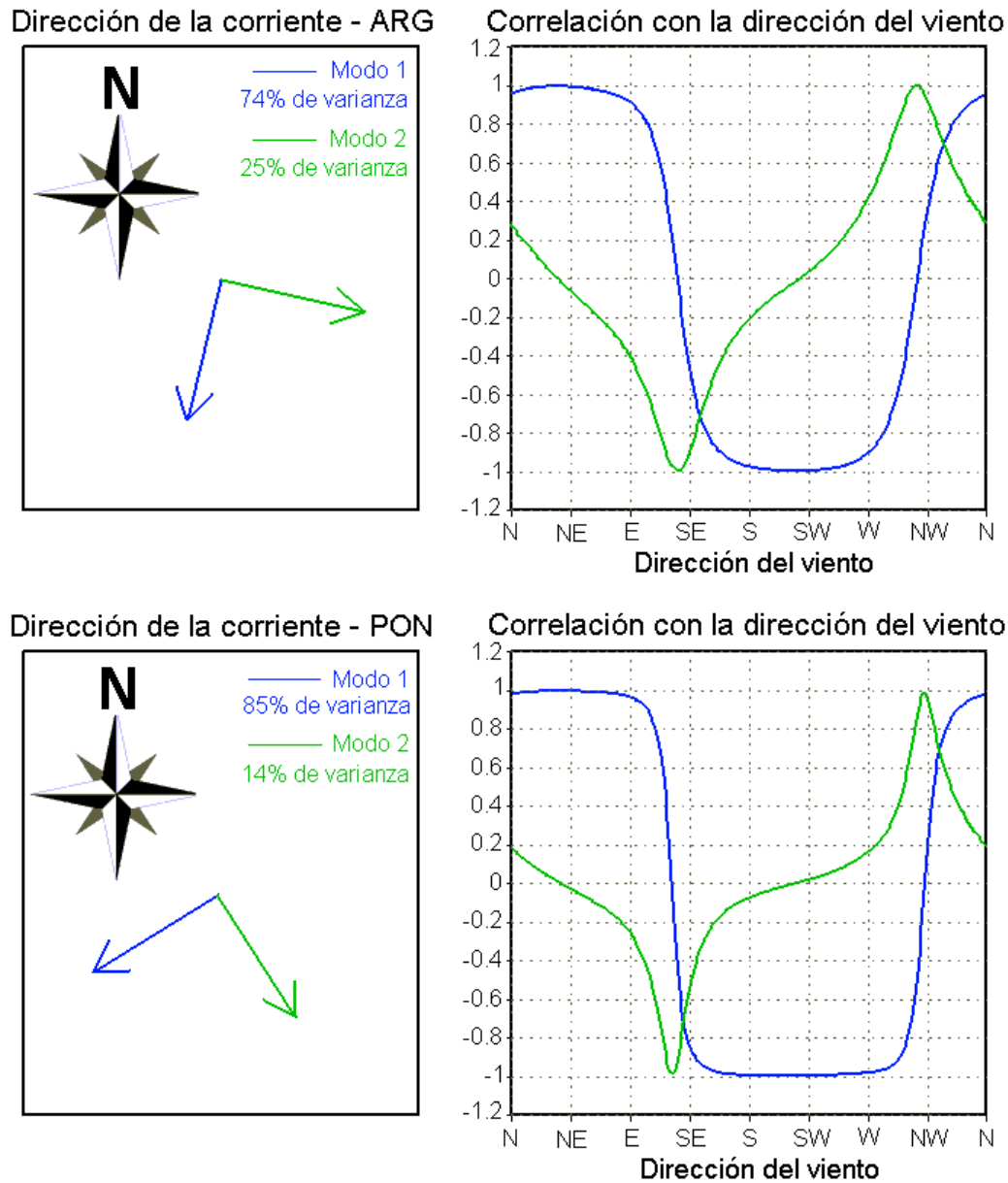


Figura 2.13: Resultado del análisis de Componentes Principales de la correlación entre los vientos y corrientes observadas proyectadas en todas las direcciones para los datos de ARG (paneles superiores) y PON (paneles inferiores).

modos 1 y 2 con las direcciones del viento resultante del análisis de Componentes Principales. En ambos sitios, la máxima respuesta barotrópica en cuanto a intensidad de la corriente está asociada al Modo 1 de circulación mientras que la mínima respuesta está asociada al Modo 2. Esto explica por qué aunque ambos modos implican un corrimiento entre la dirección de respuesta y la dirección del viento que depende de la ubicación en el estuario, los mismos son igualmente diferenciados.

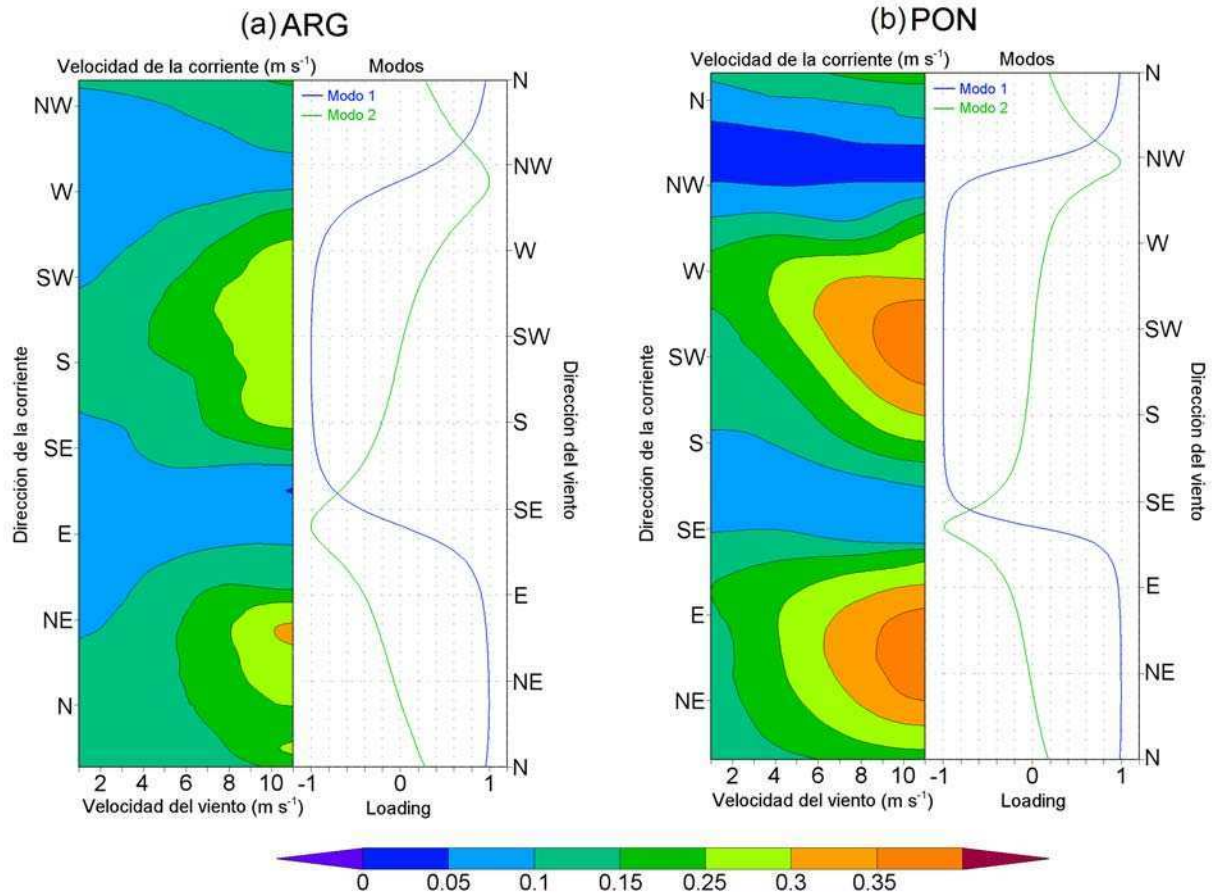


Figura 2.14: Contornos de la intensidad de la corriente ($m s^{-1}$) como función de la intensidad del viento ($m s^{-1}$) y de la dirección de la corriente en ARG (a) y PON (b) conjuntamente con los modos derivados del análisis de Componentes Principales.

En resumen, los resultados revelan que las corrientes barotrópicas en bajas frecuencias forzadas por el viento en el estuario del Río de la Plata presentan un corrimiento en la dirección con respecto a la dirección del viento que es función de la ubicación dentro del estuario y una intensidad que es función tanto de la intensidad del viento como de la dirección de las corrientes. En ARG el desfase entre la dirección del viento y la corriente sería de aproximadamente -32° (con la corriente a la izquierda del viento) y en PON de $+14^\circ$ (con la corriente a la derecha del viento). La máxima respuesta barotrópica resulta para vientos del noreste y sudoeste, es decir para vientos con una componente perpendicular al eje del estuario, mientras que la mínima respuesta barotrópica resulta para vientos del sudeste y noroeste, es decir, para vientos paralelos al eje del estuario. Esto explica por qué si bien la distribución de varianza de los vientos como función de la dirección del viento puede ser diferente de un período de observación a otro, la distribución de varianza de las corrientes barotrópicas tiende a maximizar a lo largo de

direcciones específicas (asociadas al Modo 1). De hecho, en ambos sitios, PON y ARG, el Modo 1 explica más del 75% de la varianza.

Para verificar los resultados obtenidos del análisis anterior en los datos originales, la Figura 2.15 muestra diagramas de pelo de parte de los registros de corrientes y vientos en ARG2 y PON2. Dado que el régimen de equilibrio se alcanza para procesos de escalas mayores a 4 días, en los datos mostrados se filtraron los procesos de escalas menores. En la figura puede observarse que la respuesta desarrollada por el estuario se corresponde con las características descritas precedentemente, en particular la dirección de las corrientes y el desfase temporal entre los cambios en la dirección del viento y la respuesta estuarina. Que la respuesta barotrópica a vientos del sudeste es más débil que para otras direcciones se puede observar por ejemplo entre el 1 y 4 de abril de 2003 en ARG2. Durante ese período, la dirección del viento cambió rápidamente del sur al sudeste con sólo un pequeño cambio en la velocidad mientras que la respuesta estuarina fue significativamente más débil. Resultados similares se pueden observar entre el 8 y 15 de enero de 2004 en PON2 cuando, como resultado de vientos persistentes del sudeste sólo se desarrolló una débil respuesta barotrópica.

Los espectros de la corriente y el viento sugieren, por otra parte, que las escalas de variabilidad del estuario replican las de la atmósfera. Para resumir estos resultados, la Figura 2.16 muestra el espectro cruzado entre el viento y la corriente de direcciones desfasadas +14° y 6 horas para PON2. En este gráfico sólo se muestran las isolíneas de covarianza espectral que corresponden a coherencias entre las variables mayores que 0,7. Puede verse en esta figura que, para este caso, la variabilidad periódica del viento en todas las escalas temporales está fundamentalmente dada por cambios en la dirección del viento del noreste al sudoeste, produciendo variabilidad en la corriente en la dirección este-noreste/oeste-sudoeste. Estas direcciones corresponden a su vez, a las del Modo 1 de los patrones de correlación entre el viento y la corriente (Figura 2.13). Se sabe que situaciones de vientos persistentes del sudeste asociadas a ciclones sobre el litoral argentino (Sudestadas) producen una intensa señal barotrópica en el estuario que da lugar a importantes crecidas en la región de la ciudad de Buenos Aires (D'Onofrio *et al.*, 1999). Sin embargo no se observan picos espectrales en esta dirección del viento ni tampoco en la noroeste, es decir en las direcciones paralelas al eje del estuario. No obstante, debe tenerse en cuenta que las correlaciones entre la corriente y el viento muestran valores significativos para estas

direcciones. La falta de picos se debe, probablemente, a que la variabilidad del viento en esas direcciones no mostró periodicidad evidente y fue poco frecuente en el periodo muestreado. Por otro lado, esa es una de las direcciones que producen una respuesta barotrópica más débil en los puntos analizados (Figura 2.14).

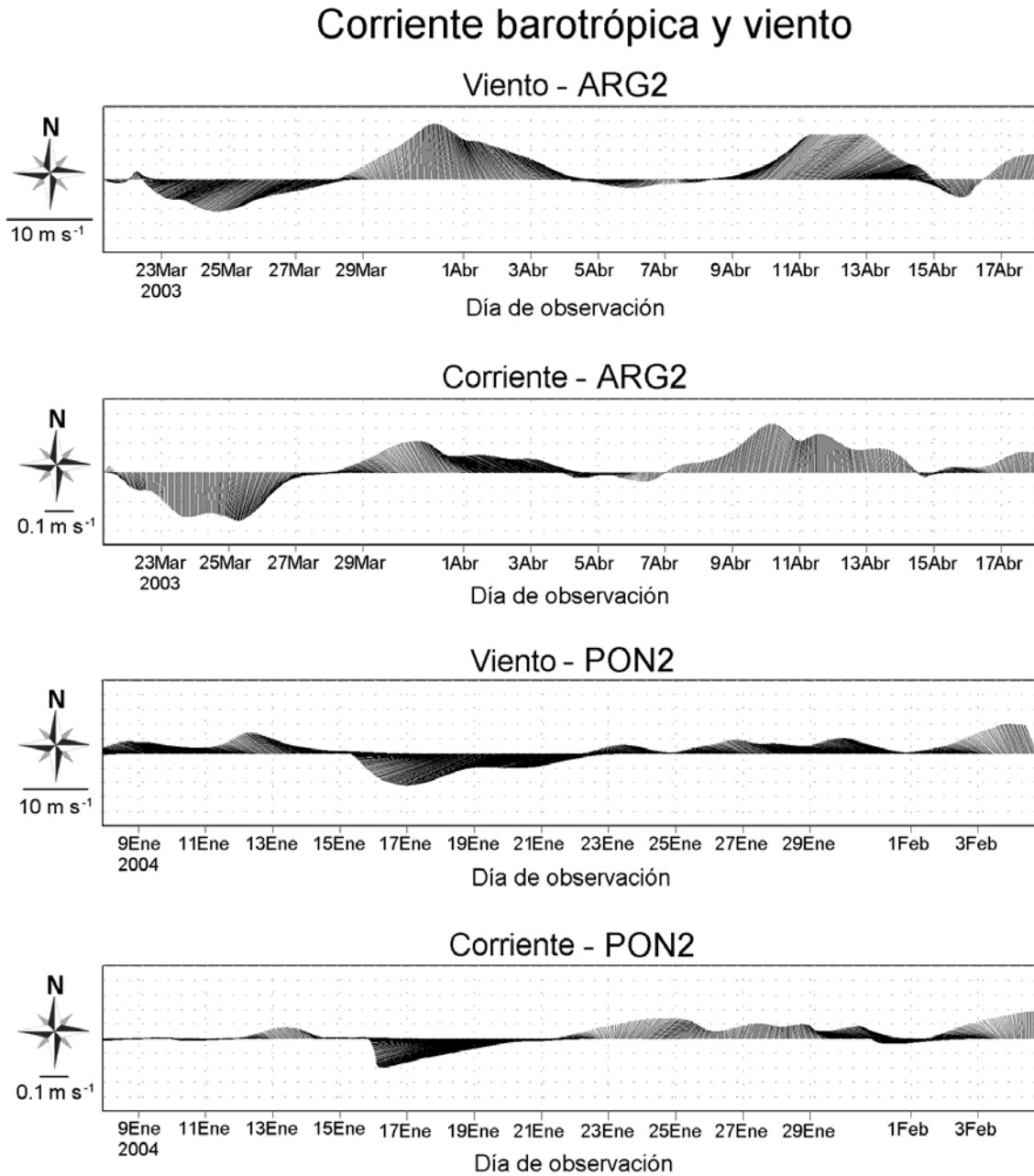


Figura 2.15: Diagramas de pelo de parte de los registros de corrientes y vientos en ARG2 (paneles superiores) y PON2 (paneles inferiores). Por claridad, los gráficos sólo muestran un vector por hora.

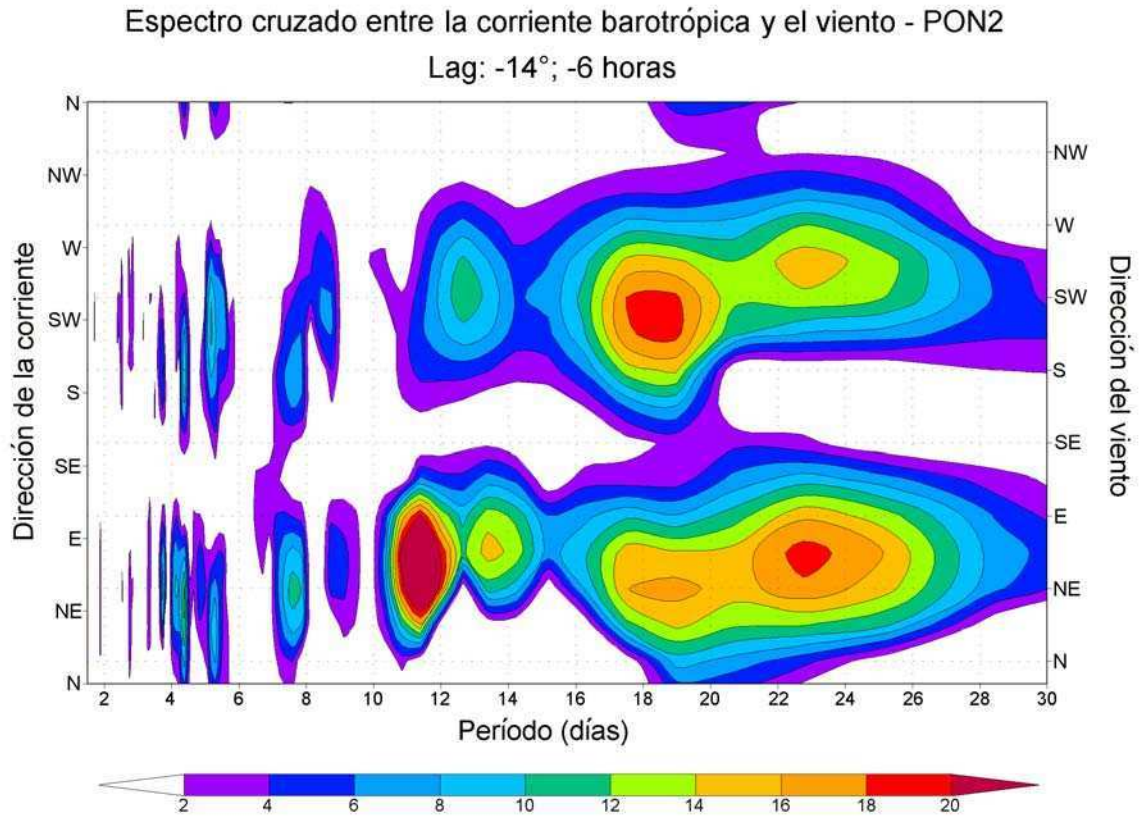


Figura 2.16: Espectro cruzado entre la corriente y el viento de direcciones desfasadas 14° y 6 horas para PON2. Sólo se muestran isóneas que corresponden a coherencias entre las variables mayores que 0,7.

2.3.4.2 Componente baroclínica de la circulación

En la sección anterior se analizó la componente barotrópica de baja frecuencia de los datos de corrientes y se encontró que la dirección del viento tiene un efecto tanto en la dirección como en la intensidad de dicha componente. Los vientos del noreste y sudoeste generan corrientes barotrópicas más intensas que los vientos del noroeste y sudoeste. Este hecho sugiere entonces una conexión entre la dirección del viento y la estructura vertical de las corrientes en el estuario.

Para analizar la posible relación entre los vientos y los perfiles verticales de corrientes, se aplicó a la corriente total en cada nivel la misma metodología que se utilizó previamente para el análisis de la componente barotrópica. Tanto los reanálisis del viento a 10 metros como las observaciones de corrientes fueron proyectados en 360 direcciones apartadas un grado entre sí. De esta manera se obtuvieron 360 series de tiempo de corriente para cada

nivel, sitio y período de observación y 360 series de tiempo de viento para cada período de observación. Luego se computaron las correlaciones entre los vientos y corrientes proyectadas sobre cada una de esas direcciones. Al igual que en la sección anterior, los primeros dos metros de los datos de corrientes fueron eliminados del análisis por la presencia ruido. De esta manera el análisis se aplicó a 27 y 20 niveles en ARG y PON respectivamente. Este cálculo se repitió para diferentes desfases entre las corrientes y vientos que fueran múltiplos de 6 horas. En todos los casos se encontró que la correlación maximiza para vientos ocurridos 6 horas antes que las corrientes, tal como se encontró para el análisis de las corrientes barotrópicas (sección 2.3.4.1). Esto indica que el tiempo de respuesta del estuario al forzante del viento está entre 3 y 9 horas, no sólo para las corrientes promediadas en la vertical sino también para la señal total. Esto sugiere que probablemente como resultado de la baja profundidad del estuario, la estructura baroclínica no modifica esencialmente los tiempos de respuesta del estuario a cambios en el viento. Los patrones de correlación obtenidos para ambos períodos en cada locación resultaron casi idénticos, por lo que se mostrarán los resultados para el ensamble de los datos de ARG1 y ARG2 y el ensamble para PON1 y PON2.

Las isolíneas de correlación entre las corrientes y los vientos ocurridos 6 horas antes como función de la dirección de la corriente y la profundidad para vientos del N, NE, E, SE, S, SW, W y NW se muestran en la Figura 2.17 y la Figura 2.18 para ARG y PON, respectivamente. Los ejes horizontales representan la dirección de la corriente mientras que los verticales representan la altura desde el fondo. Las correlaciones mayores a 0,3 mostradas en las figuras con una línea gruesa representa el nivel de significancia al 99% de confianza. Se puede observar en las figuras una alta correlación entre el viento y las corrientes en cada nivel y cada sitio indicando que las corrientes en toda la columna de agua responden a cambios en los vientos en ambas locaciones. También se observa en las figuras una alta dependencia de la estructura vertical de las corrientes con la dirección del viento.

Para apreciar estas características directamente de las observaciones, se calcularon, para cada sitio, los perfiles medios de corriente para vientos que soplan de sectores de 45° de ancho centrados en el N, NE, E, SE, S, SW, W y NW. Los perfiles resultantes para velocidades del viento entre 8 y 10 m s⁻¹ se muestran en el panel izquierdo y derecho de la Figura 2.19 para ARG y PON, respectivamente. Se construyeron las composiciones para diferentes rangos de velocidad del viento y los resultados mostraron que, aunque la

intensidad de las corrientes aumenta a medida que lo hace la velocidad del viento, la estructura vertical de las corrientes se mantiene. Se puede observar en la Figura 2.19 que en general, las máximas corrientes ocurren cerca de la superficie y decaen hacia el fondo. Sin embargo, aunque para algunas direcciones la estructura vertical se manifiesta principalmente con un debilitamiento en las corrientes con la profundidad, para otras se observa una inversión en la dirección de las corrientes entre las capas superficiales y de fondo. Esta inversión es más evidente a medida que el viento adquiere una componente

Correlación entre la corriente y el viento ocurrido 6 horas antes
ARG

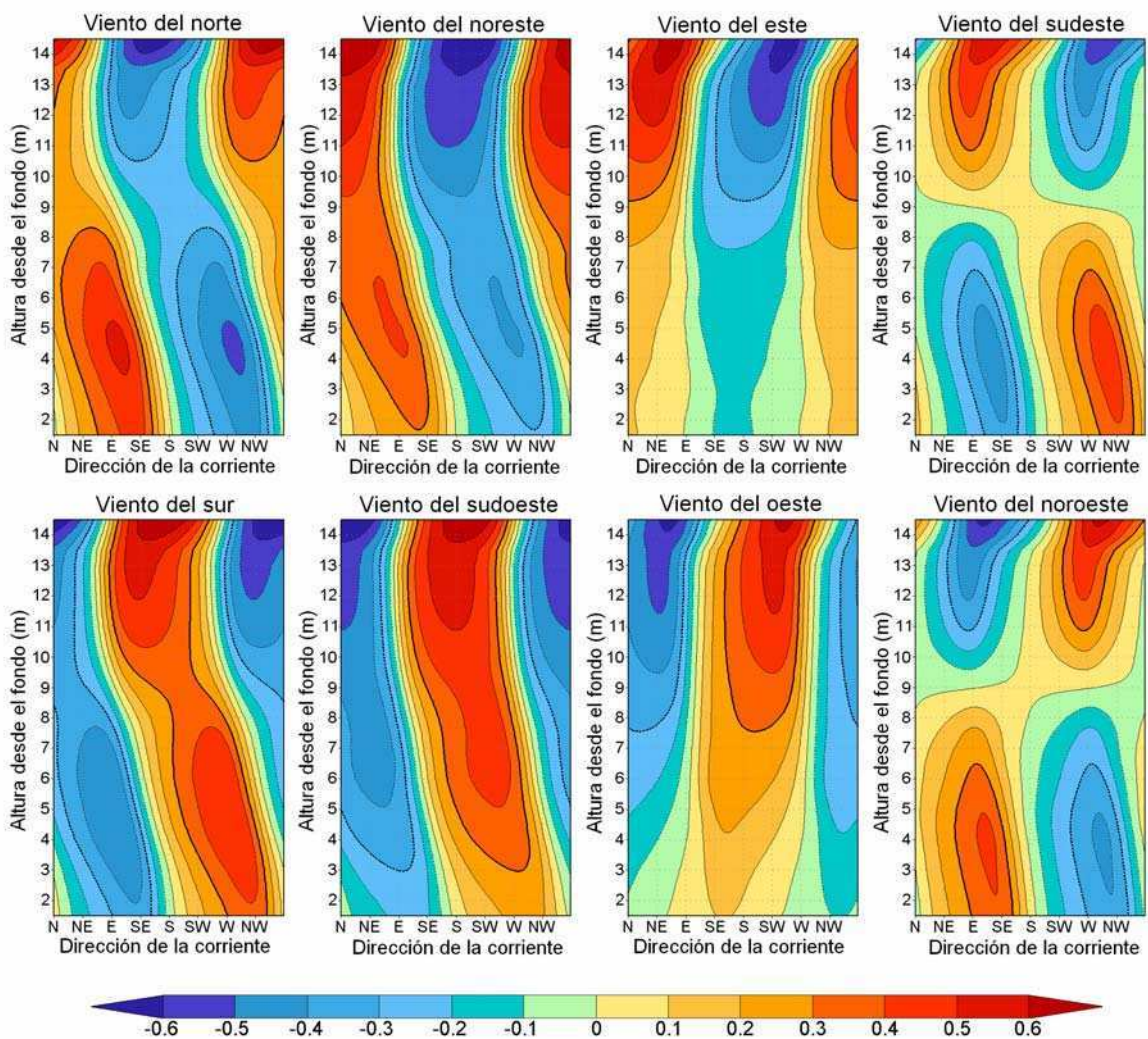


Figura 2.17: Isolíneas de correlación entre las corrientes y el viento ocurrido 6 horas antes como función de la dirección de la corriente y la profundidad para vientos del N, NE, E, SE, S, SW, W y NW para ARG. El nivel de significancia al 99% de confianza está marcado con una línea gruesa.

dominante paralela al eje del estuario alcanzando la máxima estructura vertical para vientos del sudeste y noroeste. Esta característica es muy clara en ARG (panel izquierdo de la Figura 2.19) mientras que es más débil en PON (panel derecho de la Figura 2.19).

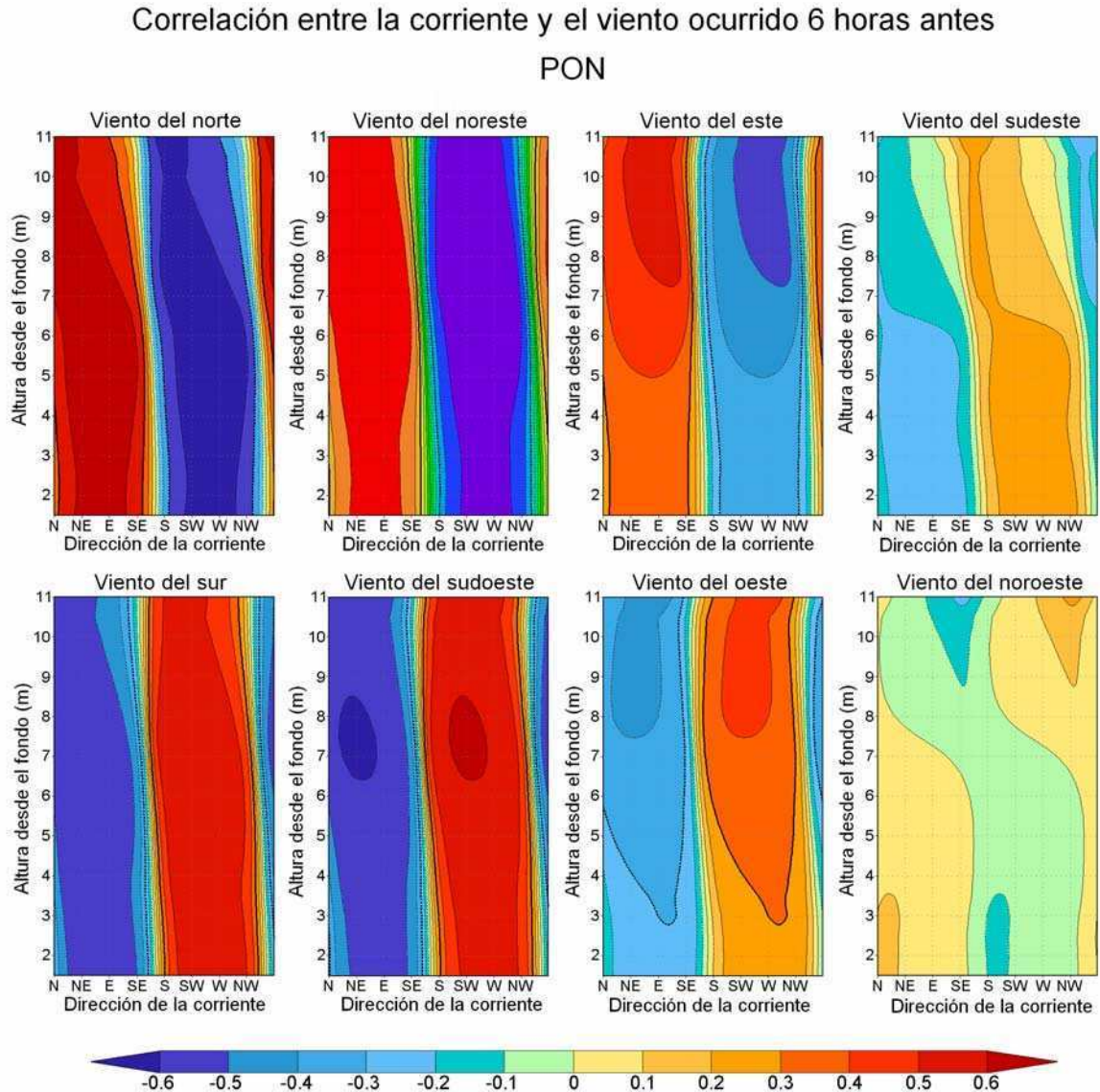


Figura 2.18: Isolíneas de correlación entre las corrientes y el viento ocurrido 6 horas antes como función de la dirección de la corriente y la profundidad para vientos del N, NE, E, SE, S, SW, W y NW para PON. El nivel de significancia al 99% de confianza está marcado con una línea gruesa.

Para simplificar la interpretación de estos resultados, se aplicó un análisis de Componentes Principales a las composiciones de los perfiles de la Figura 2.19 a fin de extraer los patrones

de la estructura vertical para diferentes direcciones del viento. Los resultados se muestran

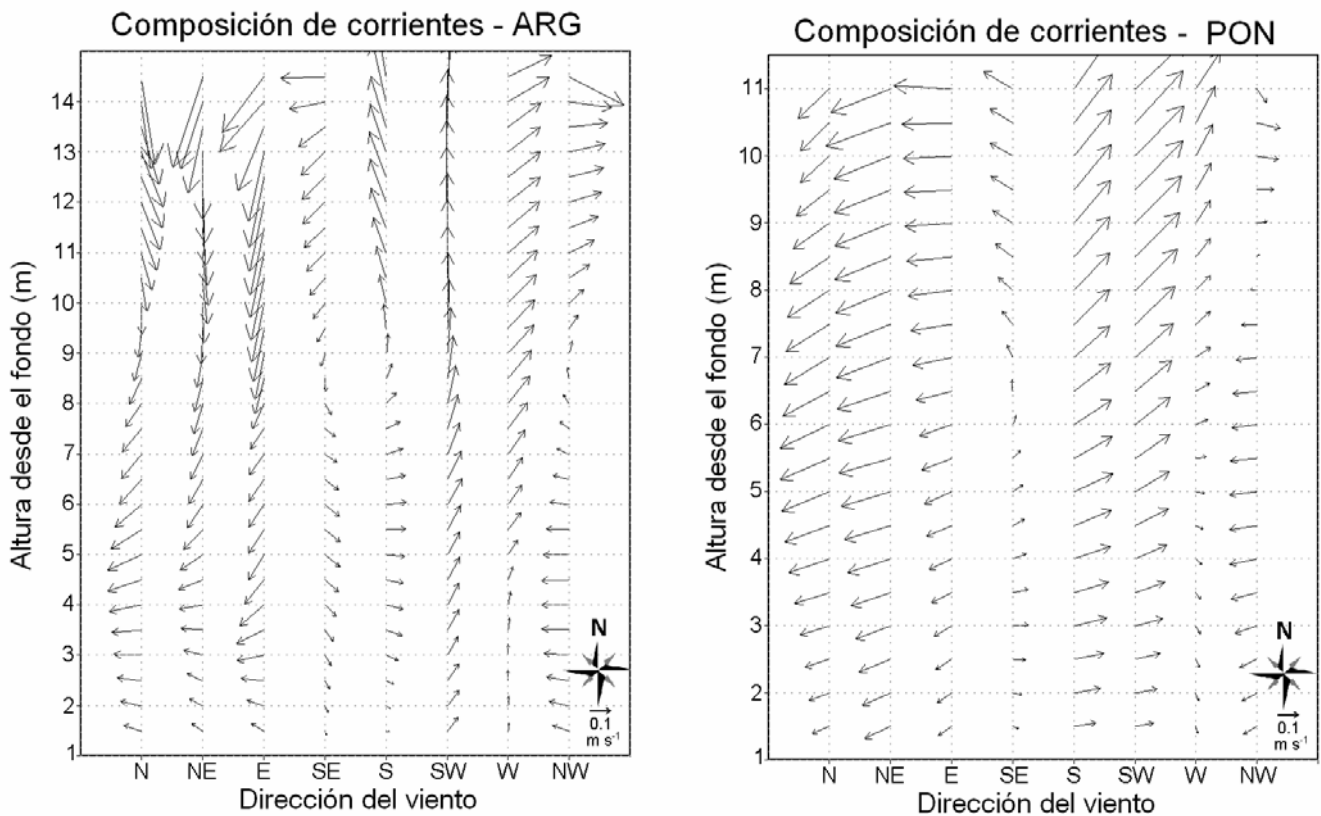


Figura 2.19: Composiciones de los perfiles de corriente para vientos del N, NE, E, SE, S, SW, W y NW e intensidad del viento entre 8 y 10 m s^{-1} para ARG (panel izquierdo) y PON (panel derecho).

en la Figura 2.20 y la Figura 2.21 para ARG y PON, respectivamente donde los paneles izquierdos muestran los modos y los derechos la correlación de los modos con la dirección del viento. Este análisis revela que la respuesta del estuario a cambios en la dirección del viento puede explicarse, en ambos casos, en término de dos modos. Estos modos tienen una estructura de correlación con la dirección del viento que es casi idéntica a las encontradas previamente para las corrientes barotrópicas. El primer modo, que explica el 55% (54%) de la varianza en ARG (PON), está asociado a vientos del sur al sudoeste y norte al noreste. Este modo produce corrientes con una estructura vertical con valores máximos en superficie que decaen hacia el fondo con una ligera rotación en las capas inferiores. El Modo 1 está asociado a corrientes hacia el norte-noroeste en ARG y hacia el noreste-este en PON a lo largo de toda la columna de agua para vientos del sur al sudoeste y direcciones opuestas para vientos del norte al noreste. El segundo modo, que explica el 38% (25%) de la varianza en ARG (PON) está asociado a vientos del noroeste y sudeste. Este modo produce una estructura vertical definida con una inversión en la dirección de las corrientes entre las capas superficiales y de fondo. El mismo está asociado a corrientes

hacia el este en ARG y hacia el sudeste en PON en las capas superficiales y direcciones opuestas en el fondo para vientos del noroeste y lo inverso para vientos del sudeste. La estructura vertical resulta más fuerte en ARG donde las velocidades de las corrientes cerca de superficie y fondo son similares que en PON. Esta diferencia es probablemente consecuencia de las diferencias observadas en la estratificación media en ambos sitios. Mientras que ARG está ubicada en una región dentro del estuario donde la estratificación es fuerte durante gran parte del año, PON está situada en un área donde la estratificación es usualmente más débil (Guerrero *et al.*, 1997).

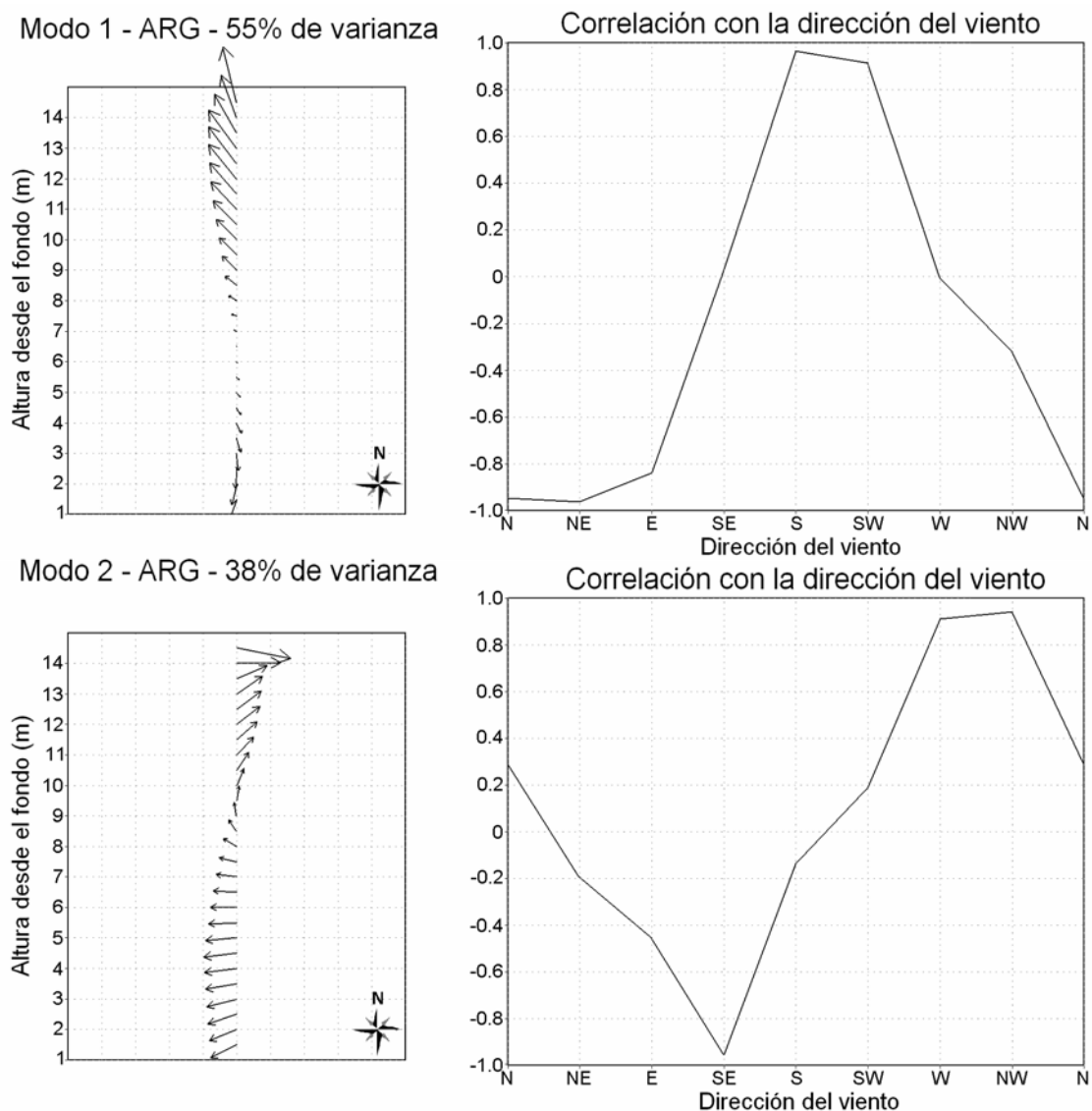


Figura 2.20: Resultado del análisis de Componentes Principales aplicado a las composiciones de los perfiles de corriente para ARG junto con la correlación de los modos resultantes con la dirección del viento.

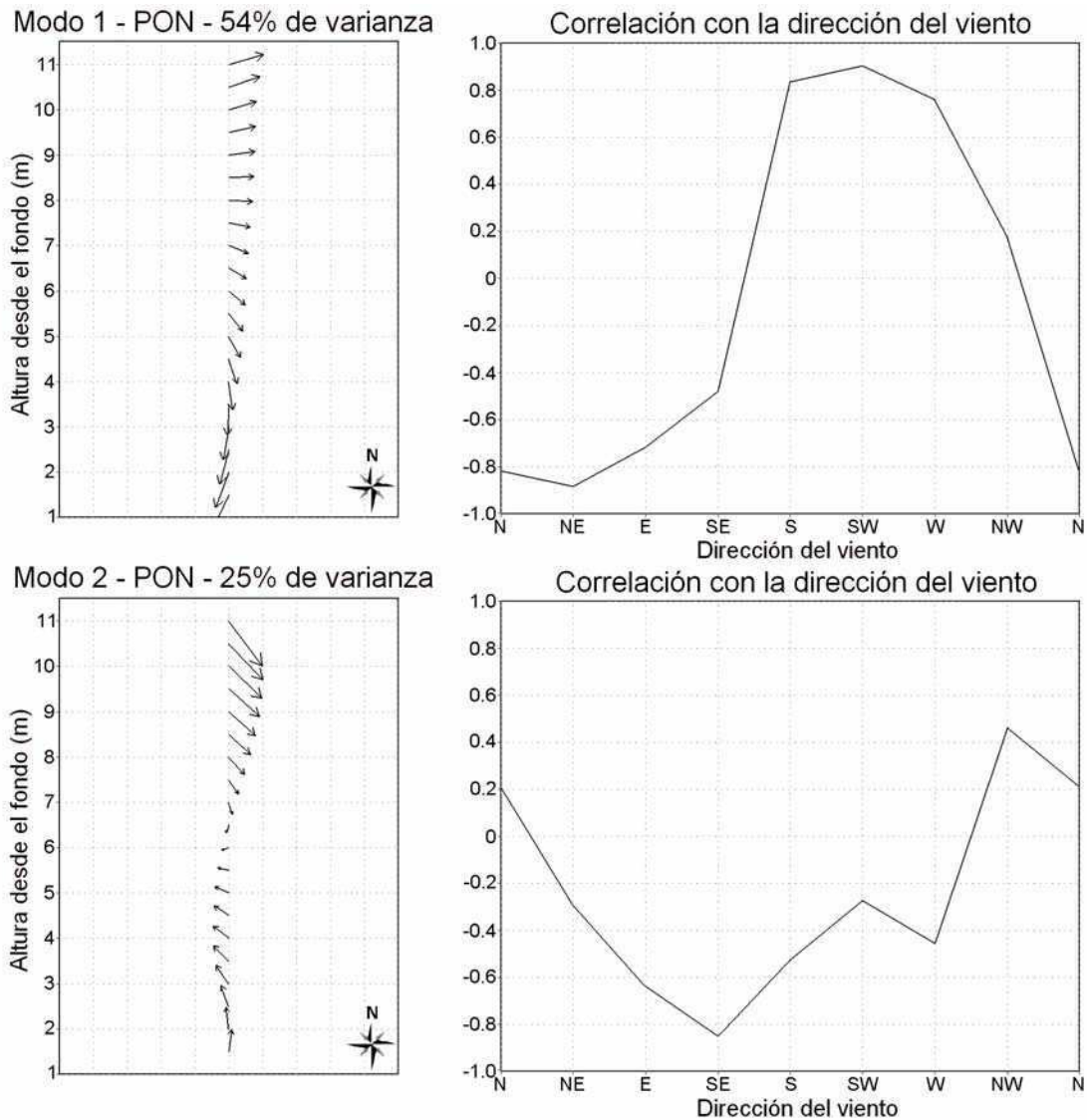


Figura 2.21: Resultado del análisis de Componentes Principales aplicado a las composiciones de los perfiles de corriente para PON junto con la correlación de los modos resultantes con la dirección del viento.

Los resultados indican entonces que el estuario del Río de la Plata responde con un decaimiento vertical en las corrientes para vientos con una componente dominante perpendicular al eje del estuario, y con corrientes que invierten su dirección entre capas superficiales y de fondo para vientos con una componente dominante paralela al eje del estuario. Estas estructuras parecen estar conectadas con la geometría y batimetría del estuario. Para vientos con una componente perpendicular, el transporte forzado por el viento en la zona del frente de salinidad, tiende a seguir las características batimétricas produciendo un transporte neto a lo largo de la barra del indio y la línea de costa (Simionato *et al.*, 2008). En cambio, para vientos paralelos al eje del estuario el agua en la parte superior del mismo se encuentra con la costa y el transporte de masa debe ser

compensado por movimientos en el fondo dando lugar a las inversiones observadas. Finalmente, la mínima respuesta barotrópica obtenida en la sección anterior para vientos del sudeste y noroeste puede ser explicada en términos de una máxima estructura vertical en las corrientes. Para esas direcciones del viento, el estuario desarrolla corrientes opuestas entre las capas superiores e inferiores dando lugar a una débil corriente media en la vertical.

2.4 Discusión y conclusiones

En este capítulo se analizaron las primeras series largas ADCP (de aproximadamente 6 meses de duración) colectadas en dos puntos del estuario del Río de la Plata. Se analizaron por separado las altas frecuencias (períodos menores a 30 horas) y las bajas frecuencias (períodos mayores a 30 horas). Se encontró que aunque históricamente se ha postulado que el sistema está dominado por la marea, ésta sólo explica un 25% de la varianza de las corrientes y la variabilidad en la circulación estuarina está principalmente forzada por la variabilidad atmosférica de corto período.

Los resultados del análisis de la componente baroclínica en altas frecuencias proveen la primera evidencia firme de la ocurrencia de ondas internas en la zona frontal del estuario del Río de la Plata. Estas oscilaciones pueden explicar en algunos casos, aproximadamente el 50% de la varianza en estas frecuencias con velocidades de casi $0,5 \text{ m s}^{-1}$. Se encontraron diferencias en los períodos de oscilación de estas ondas entre ARG y PON. En PON se encontraron oscilaciones esencialmente zonales con período semidiurno y oscilaciones con una componente meridional dominante en el período diurno. Mientras que las primeras podrían estar forzadas por las componentes semidiurnas de marea dominantes en la región, las segundas parecen estar forzadas por la brisa tierra-mar. En ARG, se encontraron oscilaciones de amplitudes similares entre las componentes zonal y meridional con períodos alrededor del inercial y el diurno. Algunas de las oscilaciones inerciales detectadas resultaron de la relajación del viento, mientras que las oscilaciones en la banda diurna parecen estar forzadas, al igual que en PON, por la brisa tierra-mar. Este fenómeno ocurre principalmente durante días cálidos y soleados, especialmente en verano y comúnmente bajo vientos medios con una componente norte (Berri y Nuñez, 1993; Sraibman y Berri, 2002). En concordancia, la actividad de onda diurna en PON se observa uniformemente durante todo el período de muestreo correspondiente a la estación cálida del año mientras que en ARG, la actividad está presente durante el verano pero decae durante el otoño. Por

lo tanto, la escasa presencia de estas ondas durante el otoño en ARG puede ser explicado en términos de la ausencia del forzante apropiado. Durante esa estación ocurren conjuntamente una mayor cantidad de tormentas que tienden a destruir la estratificación, y menor cantidad de días con brisa. De ser esta la explicación, se esperaría que el invierno sea una estación con muy poca actividad de onda ya que durante ese período ambas condiciones son más marcadas.

Desafortunadamente, solo se pueden hacer conclusiones tentativas en cuanto a los mecanismos generadores de las ondas internas encontradas. Por ejemplo, aunque parece evidente que las ondas en la banda semidiurna encontradas en el lado uruguayo están generadas por la marea semidiurna, no está claro por qué no se observan ondas en esas frecuencias en el lado argentino ni tampoco el mecanismo por el cual estas ondas son excitadas. De la misma manera, tampoco está claro por qué no se encuentran oscilaciones inerciales en PON, mientras que están presentes en ARG. Esto puede deberse a la falta de condiciones simultáneas tanto del medio apropiado como de la relajación de los vientos adecuados en el registro de datos para PON. Para hacer un análisis más completo se requiere de mayor cantidad de observaciones incluyendo la estructura termohalina y variables atmosféricas.

En cuanto a la variabilidad temporal en períodos mayores a 30 horas, las corrientes en el estuario del Río de la Plata responden rápidamente a cambios en el viento con un tiempo de respuesta de entre 3 a 9 horas tanto para la circulación barotrópica como para la señal total. En ese sentido, la fuerte estructura vertical no parece afectar las escalas de respuesta de la circulación en el estuario al forzante atmosférico. La respuesta del estuario al viento puede ser explicada en término de dos modos. El primer modo prevalece para vientos con una componente dominante perpendicular al eje del estuario. Este modo produce una débil estructura vertical en las corrientes generando una máxima respuesta barotrópica. El segundo modo prevalece para vientos paralelos al eje del estuario. Estos vientos generan una fuerte estructura vertical en la circulación con corrientes que invierten su dirección entre las capas superficiales y de fondo, y por lo tanto, producen una débil respuesta barotrópica. Esta circulación en forma de dos modos es debido al hecho que el estuario del Río de la Plata es una cuenca semi-cerrada que no tiene libertad para responder al viento en cualquier dirección, y donde la batimetría y la línea de costa determinan la dirección de la corriente bajo una condición de viento determinada.

La variabilidad de la circulación barotrópica en el estuario parece responder a las escalas de variabilidad del viento. En efecto, se observan picos espectrales en bandas entre los 2 y 8 días, 10 y 12 días y entre los 18 y 25 días (Figura 2.9 y Figura 2.16). Todos estos picos corresponden a escalas de variabilidad sinóptica a intra-estacional de la atmósfera bien documentadas (ver Capítulo 1). Dado que los resultados previamente presentados sugieren que la circulación barotrópica estuarina alcanza un régimen de equilibrio con el viento para procesos con escalas mayores a 4 días, el mismo tendría una respuesta en equilibrio a la mayor parte de los procesos atmosféricos de escala sinóptica a intra-estacional. Nótese que la Figura 2.16 muestra que la variabilidad de escala intra-estacional puede ser muy significativa e incluso actuar en la misma dirección que la sinóptica. Por lo tanto, la modulación de la señal producida por la misma puede tener efectos muy significativos sobre la circulación estuarina. Estas características de la respuesta del estuario a los cambios en la dirección del viento implica que la variabilidad del mismo está caracterizada por la variabilidad atmosférica, no sólo en la escala sinóptica sino también en la intra-estacional, presentando por lo tanto condiciones de “tiempo” y de “clima” tal como muestra la atmósfera. En ese sentido, aunque la variabilidad estacional que presenta el estuario estuvo clásicamente asociada a los vientos medios de cada estación (Simionato *et al.*, 2001), ésta parece ser mas bien la respuesta a las condiciones más dominantes de viento a lo largo de las estaciones. Estos resultados sugieren que es probable que condiciones al momento reconocidas como propias de “invierno” o de “verano” se presenten en el estuario durante cualquier estación con gran variabilidad.

Los resultados discutidos anteriormente tienen importantes implicancias en relación con la predictabilidad del estuario, que quedaría limitada a la de la atmósfera. En ese sentido, aunque los procesos de escala sinóptica tienen una predictabilidad de varios días, el conocimiento de la variabilidad atmosférica en la escala intra-estacional es aún limitado. La variabilidad en la escala intra-estacional puede tener un importante impacto sobre la circulación estuarina. Dado que esta variabilidad se encuentra fuertemente modulada por procesos atmosféricos de gran escala (Nogues-Paegle y Mo, 1997) y no se dispone de observaciones directas de corrientes con la duración necesaria para hacer una evaluación exhaustiva de este impacto, los modelos numéricos del océano combinados con bases de datos meteorológicos, como NCEP/NCAR, emergen como una valiosa herramienta para su estudio.

Finalmente, los resultados presentados en este capítulo muestran que existe una alta dependencia de la estructura vertical de las corrientes con el viento. Algunas direcciones del viento producen un perfil de corrientes con inversión en la dirección entre los niveles superficiales y los cercanos al fondo. Los datos de corrientes analizados se colectaron en dos puntos ubicados en la zona frontal del estuario. En ese sentido es esperable que estos resultados tengan una fuerte implicancia en cuanto a la estratificación. Dado que toda la columna de agua resulta sensible a cambios en el viento, los perfiles de corrientes generados podrían actuar favoreciendo la existencia o el quiebre de la cuña salina, dependiendo de las condiciones atmosféricas.

Capítulo 3: Implicancias de la circulación sobre la estratificación en el estuario del Río de la Plata

3.1 Introducción

La disponibilidad de las series relativamente largas de corrientes ADCP y el análisis de las mismas mostrado en el capítulo anterior constituyen un avance en el conocimiento del estuario. Este ha demostrado ser un sistema complejo y muy variable que responde rápidamente al forzante del viento. En particular, los resultados muestran una dependencia de la estructura vertical de las corrientes con la dirección del viento en los puntos analizados, ambos ubicados en la zona frontal del estuario. Los resultados obtenidos sugieren implicancias en la estratificación de densidad del estuario y consecuentemente en la reproducción de diversas especies que desovan y crían en el Río de la Plata aprovechando las condiciones retentivas que presenta la región de la cuña salina (Simionato *et al.*, 2008). Un debilitamiento o eventual ruptura de la estratificación, por ejemplo, afectaría directamente la reproducción de esas especies. Existen evidencias de que eventos persistentes e intensos del sector sudeste quiebran esta estructura (Guerrero *et al.*, 1997). Estudios de episodios de eventos disruptivos en otros estuarios del mundo muestran en general que la estratificación/destratificación ocurre como resultado de la respuesta a vientos que soplan paralelos al eje del estuario (Weisberg, 1976; Blumberg y Goodrich, 1990; Schroeder *et al.*, 1990; Bhopal *et al.*, 1998; Scully *et al.*, 2005; Ahsan *et al.*, 2005). Sin embargo, el ancho que posee el Río de la Plata en la región del frente de salinidad superficial es aproximadamente un orden de magnitud mayor que el de los estuarios estudiados en los trabajos citados. Esto posibilita el desarrollo de corrientes bidimensionales con una importante componente transversal al eje del estuario, como se mostró en el Capítulo 2. Es muy probable, por lo tanto, que el comportamiento del Río de la Plata sea diferente al estudiado en otras regiones del mundo.

En este capítulo se estudiarán los efectos de la variabilidad de las corrientes y su estructura vertical como función de la dirección del viento sobre la estratificación en el estuario del

Río de la Plata. De esta manera el objetivo particular de este capítulo es contribuir al entendimiento del sistema en cuanto a la estructura de cuña salina y su respuesta al forzante del viento.

3.2 Datos

Los datos utilizados en este capítulo consisten en perfiles de salinidad adquiridos alrededor de ARG y PON. Los sitios donde fueron colectados los datos se muestran con puntos en la Figura 3.1. Los mismos provienen de estaciones CTD colectados durante 12 años por el Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero (INIDEP). Los datos correspondientes a los períodos El Niño 1998 y La Niña 1999-2000 fueron excluidos del análisis dado que corresponden a condiciones extremadamente altas y bajas de descarga continental, respectivamente.

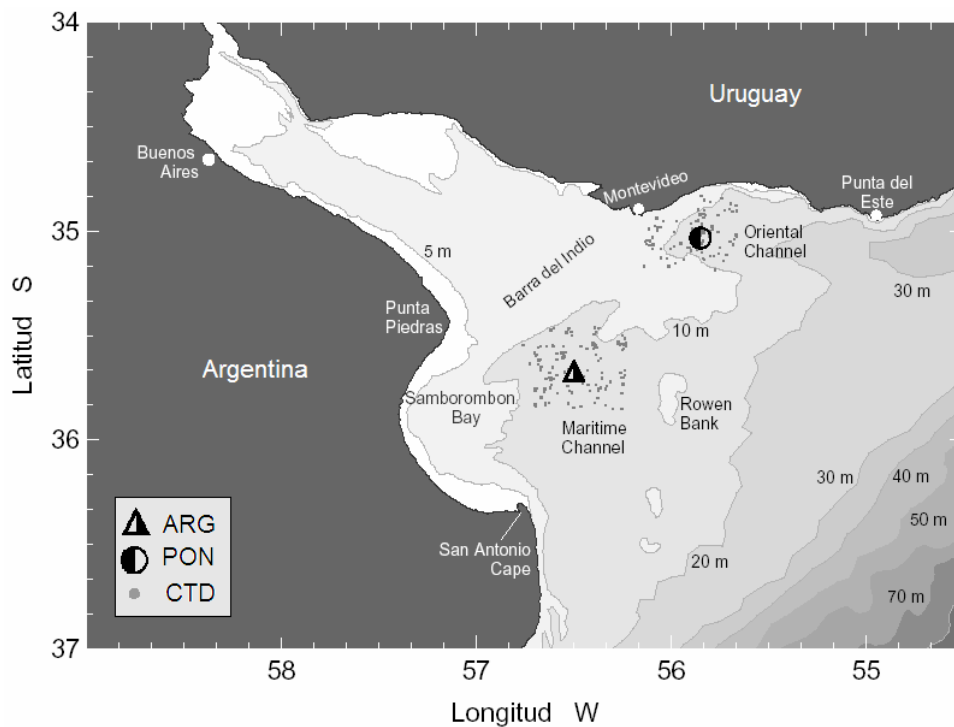


Figura 3.1: Sitios alrededor de ARG y PON donde se colectaron los datos CTD.

3.3 Resultados

Los resultados discutidos en el Capítulo 2 sugieren implicancias en la estructura vertical de densidad en el estuario del Río de la Plata. La misma está controlada básicamente por la

salinidad (Guerrero *et al.*, 1997) y por lo tanto está directamente relacionada con la estructura de cuña salina. Vientos que soplan perpendicularmente al eje del estuario producen corrientes que decaen en intensidad hacia el fondo y, por lo tanto, tenderían a extender la pluma de agua de baja salinidad superficial con sólo un pequeño desplazamiento de las condiciones de fondo. En cambio, vientos paralelos al eje del estuario producen corrientes con inversión en la dirección entre capas superficiales y de fondo. Esto tendería, consecuentemente, a modificar la cortante vertical e intensificar la mezcla vertical, con un efecto neto en la estratificación ya sea intensificándola o debilitándola.

Para verificar estas conclusiones se calcularon composiciones de los perfiles verticales de salinidad en un entorno de ARG y PON para vientos de diferentes direcciones. Para ello, se asignaron datos de viento a 10 metros de altura provenientes de los reanálisis de NCEP/NCAR desfasados 6 horas a cada una de las observaciones de salinidad disponibles en una caja de aproximadamente 36 Km alrededor de ARG y PON. Luego se promediaron los perfiles para diferentes direcciones del viento. Dado que las observaciones de salinidad son relativamente escasas, no se pudo separar los datos para diferentes intensidades del viento. Sin embargo los casos en los que el viento resultó más débil que 2 m s^{-1} fueron considerados como calmas y no se incluyeron en los promedios.

Los resultados para vientos de sectores de 45° de ancho centrados en el NE, SE, SW y NW se muestran en el panel superior e inferior de la Figura 3.2 para ARG y PON, respectivamente. Para construir las composiciones se promediaron 18 (12), 10 (12), 4 (7) y 7 (9) perfiles correspondientes a períodos de tiempo en los cuales las direcciones del viento resultaron del NE, SE, SW y NW, respectivamente en ARG (PON). Se puede observar en la figura que bajo vientos del noreste (perfiles en rojo) en ARG se desarrolla una fuerte estructura de cuña salina, con una variación de salinidad entre superficie y fondo (ΔS) de 13,74 mientras que en PON ocurre una débil estructura vertical con ΔS de 8,69. Los resultados analizados en la sección 2.3.4.2 del capítulo anterior mostraron que vientos del noreste producen corrientes hacia el sudeste (sudoeste) que decaen hacia el fondo en ARG (PON). Esto implica penetración de agua de baja (alta) salinidad en niveles superiores en ARG (PON) con un pequeño desplazamiento de las aguas de fondo en ambas locaciones. En consecuencia en ARG se desarrolla una fuerte estructura vertical de salinidad mientras

que en PON sólo se observa una débil estructura. Lo inverso ocurre para vientos del sudoeste, es decir, una penetración de agua de salinidad relativamente alta en ARG y baja

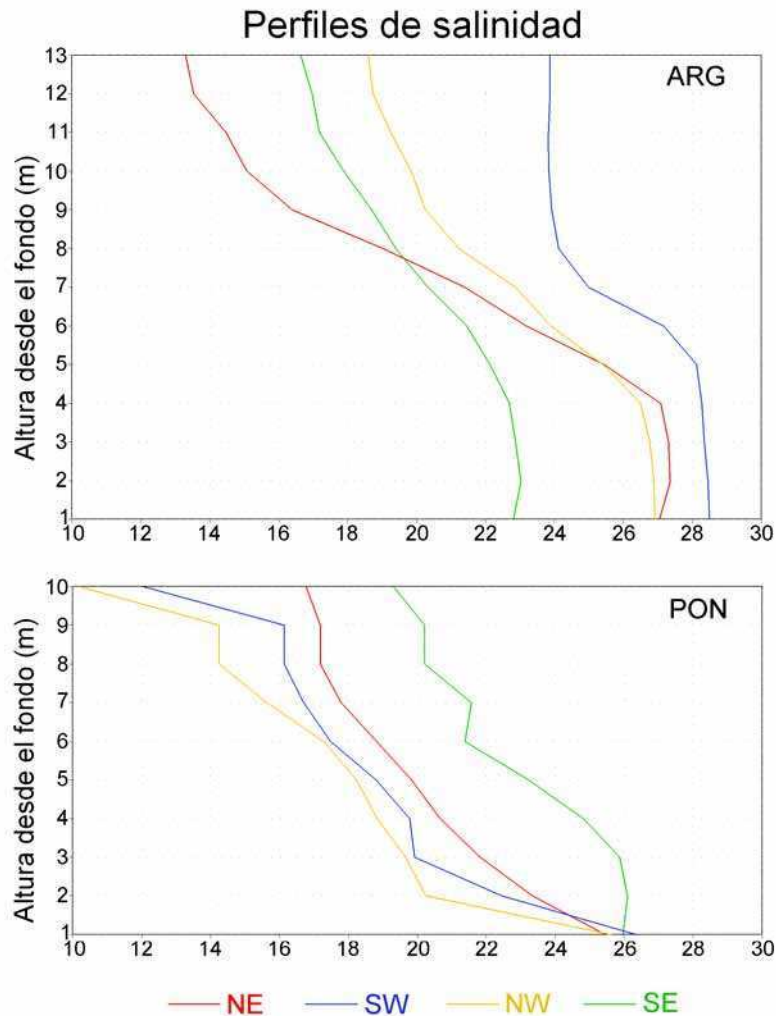


Figura 3.2: Composiciones de los perfiles verticales de salinidad cerca de ARG (panel superior) y PON (panel inferior) para vientos del NE, SE, SW y NW.

en PON en los niveles superiores con poco desplazamiento de las aguas de fondo. Como resultado, se desarrolla una débil estructura vertical en ARG ($\Delta S = 4,63$) y fuerte en PON ($\Delta S = 14,31$) como se puede observar en la Figura 3.2 para esa dirección del viento (perfiles en azul). La respuesta de las corrientes del estuario frente a vientos del noroeste y sudeste es muy dependiente de la profundidad con una inversión en la dirección entre las capas superiores e inferiores en ambas locaciones. Vientos del noroeste generan corrientes superficiales hacia el este en ARG y hacia el sudeste en PON y con direcciones opuestas en el fondo en cada uno de los sitios. Como resultado se produce penetración de agua de baja salinidad cerca de superficie y de agua de alta salinidad en el fondo y, consecuentemente, una intensificación de la estructura de cuña salina en ambos sitios con una variación de

salinidad entre las capas superficiales y de fondo de 8,32 y 15,43 para ARG y PON, respectivamente. Finalmente, los vientos del sudeste generan las corrientes recíprocas y consecuentemente un debilitamiento de la estructura vertical de densidad en ambos sitios con una variación de salinidad entre superficie y fondo de 6,17 y 6,44 para ARG y PON, respectivamente. Estas últimas características pueden también observarse en la Figura 3.2 para esas direcciones del viento (perfiles en amarillo para vientos del noroeste y en verde para vientos del sudeste). De esta manera, sólo los vientos del sector sudeste pueden debilitar la estratificación en ambos sitios.

Las observaciones disponibles no permiten hacer una estimación de las escalas de tiempo de la respuesta del campo de salinidad a los cambios en el viento. Sin embargo, el hecho de que las características descritas pueden observarse en las composiciones, construidas con los datos colectados para diferentes velocidades y persistencias del viento, y en presencia de variabilidad atmosférica en escala sinóptica, sugiere que esta escala es corta, probablemente del orden de horas.

3.4 Discusión y conclusiones

La circulación general atmosférica en la región del Río de la Plata está controlada por la influencia del sistema de alta presión semi permanente del Atlántico Sur. La circulación hacia el sudoeste asociada a este sistema advecta aire húmedo y cálido de las regiones subtropicales hacia el estuario (Minetti y Vargas, 1990). Por otro lado, los sistemas que vienen del sur traen a la región masas de aire frío con una periodicidad dominante de 4 días (Vera *et al.*, 2002). Como resultado, la característica dominante de variabilidad en la región es una alternancia de vientos del noreste al sudoeste en la escala de tiempo de algunos días. Este hecho se puede observar en la Figura 2.7 que muestra la tensión del viento para el período de adquisición de los datos ADCP. La alternancia de vientos del noreste al sudoeste está modulada por un patrón de variabilidad en las escalas de tiempo intra-estacional que conecta las anomalías de precipitación sobre el este de Argentina y sudeste de Brasil (Nogués-Paegle y Mo, 1997), el cual está asociado a cambios en los vientos superficiales del noreste y sudoeste en la región de estudio (Liebmann *et al.*, 2004). Además, el Río de la Plata está ubicado en una de las regiones más ciclogénicas del mundo como consecuencia de ondas que se mueven a lo largo de latitudes subtropicales del Pacífico sur y Sudamérica (Gan y Rao, 1991). Estas ondas exhiben máxima variabilidad en períodos de 10

a 12 días e interactúan con las masas de aire subtropicales sobre el noreste de Argentina, Uruguay y el sur de Brasil (Vera *et al.*, 2002). Cuando éstos se desarrollan sobre Uruguay, pueden originar vientos muy fuertes del sudeste (sudestadas) con velocidades que pueden exceder los 15 m s^{-1} (Seluchi, 1995; Seluchi y Saulo, 1998). Ocurren, aproximadamente ocho de estos ciclones por año, con mayor frecuencia en verano.

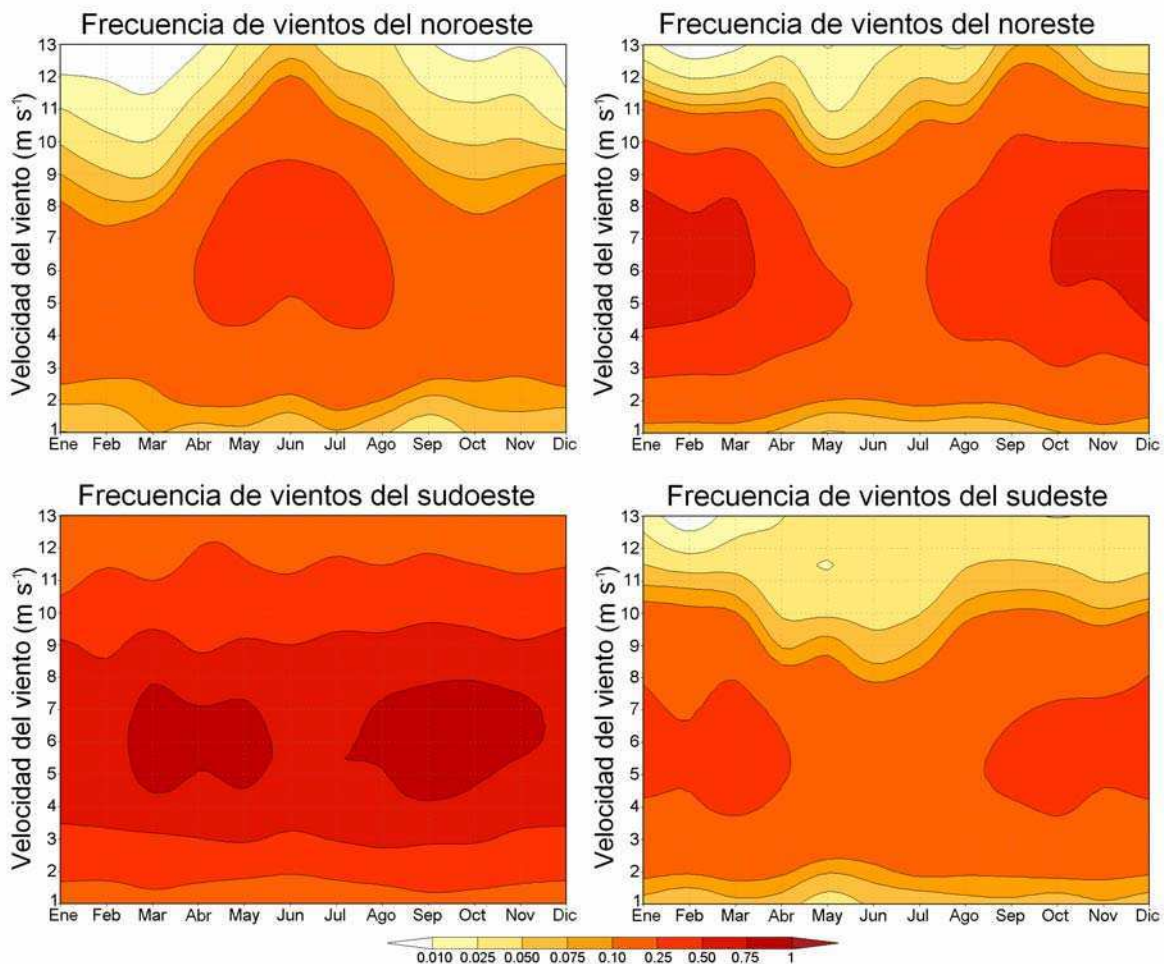


Figura 3.3: Isolíneas de frecuencia de ocurrencia (% de tiempo) de vientos del NW, NE, SW y SE en función de los meses del año y de la intensidad del viento derivados de los reanálisis de NCEP/NCAR durante el período 1955-2004. Se utilizó una escala logarítmica para los intervalos de contorno.

Isolíneas de frecuencia de ocurrencia en porcentaje de tiempo de vientos del noroeste (panel superior izquierdo), noreste (panel superior derecho), sudoeste (panel inferior izquierdo) y sudeste (panel inferior derecho) para todos los meses del año y para diferentes velocidades del viento se muestran en la Figura 3.3. La misma se construyó utilizando los reanálisis de NCEP/NCAR para el período 1955-2004. Nótese que los intervalos de contorno no son regulares sino que están en escala logarítmica. Se observa en la Figura 3.3 que, en general la velocidad del viento es moderada en la región, con valores de entre 5 y 7

m s^{-1} para todas las direcciones del viento y todos los períodos del año. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que los reanálisis tienden a subestimar la intensidad, especialmente para vientos débiles, por lo que probablemente las velocidades reales sean mayores a las mostradas en la figura. Por otro lado, se observa una predominancia de los vientos del sudoeste y noreste a lo largo del año, con un ciclo estacional asociado a una mayor frecuencia de vientos del sector oeste durante el invierno y del noreste durante el verano. Finalmente la Figura 3.3 muestra que los vientos del noroeste y sudeste no son ni frecuentes ni intensos en la región.

Considerando el análisis previo junto con los resultados obtenidos en la sección anterior, se concluye que, aunque la estratificación en el estuario del Río de la Plata es una consecuencia natural de la intensa descarga continental y la batimetría, los vientos que prevalecen en la región tienden a favorecer su existencia. Esto resulta de que los vientos prevalecientes exhiben la característica principal de alternar del noreste al sudoeste, es decir, las dos direcciones del viento que producen una intensificación de la estructura de cuña salina (sección anterior). Más aún, los vientos del noroeste, aunque son relativamente menos frecuentes también intensifican la estructura vertical de salinidad. Finalmente, en la sección anterior se mostró que la estratificación puede debilitarse en ambos sitios analizados solamente bajo vientos intensos o persistentes del sudeste. Si bien estos eventos pueden ser fuertes, son poco frecuentes en la región. Por lo tanto los vientos locales tienden a favorecer la ocurrencia de la fuerte haloclina en este estuario durante la mayor parte del tiempo. De hecho, las observaciones históricas muestran que las medias estacionales están caracterizadas por la ocurrencia de la cuña salina (Guerrero *et al.*, 1997).

En resumen, los datos muestran que un eventual quiebre en la estructura vertical de salinidad puede ocurrir solamente bajo vientos del sector sudeste. En particular, Guerrero *et al.* (1997) mostraron los datos de una campaña oceanográfica llevada a cabo en abril de 1993, cuando vientos del sudeste al este-sudeste de 10 a 14 m s^{-1} soplaron durante 60 horas. Los perfiles de salinidad presentaron una situación de quiebre de la estructura halina producto de la mezcla vertical inducida por el viento. De esta manera, el quiebre de la estructura vertical en el Río de la Plata está solamente asociado a fuertes eventos ciclogénicos que ocurren pocas veces al año.

Es posible que las características del estuario de tendencia al mantenimiento de la estructura de cuña salina encontradas en este capítulo determinen en gran medida el hecho de que este sistema presente la inusual característica de ser área de desove y cría para muchas especies costeras, lo que es la base para un rico ecosistema que incluye gran número de especies de aves, tortugas y cangrejos. Más aún, los eventos de mezcla más significativos que producen intercambio de agua, sedimentos, nutrientes y otras propiedades entre el estuario y el océano abierto estarían limitados a ocurrir sólo a lo largo de unos pocos días del año, cuando tormentas ciclogénicas se desarrollan en el área produciendo fuertes vientos del sudeste. Por otro lado, estos resultados implican que la pluma de agua de baja salinidad del Río de la Plata impactaría a la Plataforma Continental en forma de pulsos alternativos hacia el sudoeste y noreste asociado a vientos de esas direcciones. El hecho de que la estratificación esté tan fuertemente afectada por variabilidad de corto período indica nuevamente que el “ciclo estacional” reportado en trabajos previos puede explicarse no como resultado de los vientos medios que soplan en cada estación, sino como una consecuencia de que el verano (invierno) está caracterizado por mayor frecuencia de vientos del noreste (oeste-sudoeste). En realidad, las condiciones que clásicamente se consideraron típicas de verano o invierno pueden ocurrir durante cualquier estación del año con gran variabilidad.

Aunque una respuesta similar a la encontrada en este capítulo para vientos paralelos al eje del estuario fue reportada por varios autores (Weisberg, 1976; Scully *et al.*, 2005; Ahsan *et al.*, 2005), el enorme ancho del Río de la Plata comparado con otros estuarios del mundo, permite la ocurrencia de otro modo de circulación relacionado a vientos perpendiculares al eje del canal que no se ha observado previamente en otro lugar. Respecto de su circulación, el Río de la Plata se comporta más como una cuenca semi-cerrada que como un estuario.

Finalmente, es evidente que se requieren muchos más datos de variables hidrográficas de los disponibles actualmente para comprender completamente la variabilidad en escala sinóptica del campo de salinidad en el Río de la Plata, verificar los resultados aquí presentados y estudiar las escalas temporales asociadas. Mientras tanto, los modelos numéricos pueden ayudar a estimar las escalas de respuesta del campo de salinidad a cambios en los vientos y las escalas de restitución de la cuña salina después de un evento de quiebre asociado a ciclogénesis local.

Capítulo 4: Resultados de simulaciones numéricas en base al modelo hidrodinámico ECOM

4.1 Introducción

El análisis mostrado en el capítulo anterior, basado en observaciones hidrográficas históricas, proporciona la primera aproximación a la comprensión de la respuesta del frente de salinidad en el estuario del Río de la Plata al forzante del viento en escala sinóptica. En particular, proporciona un aporte significativo al entendimiento de la dinámica del sistema para el mantenimiento semi-permanente de la estructura de cuña salina y de las condiciones necesarias para su degradación y eventual destrucción. Lamentablemente, la base de datos hidrográficos históricos de salinidad disponible no tiene la resolución espacio-temporal necesaria para un estudio más completo de esta variabilidad a lo largo de toda la cuenca estuarina, ni para la determinación de las escalas temporales asociadas a los procesos estudiados. Ambos problemas presentan interés tanto desde el punto de vista científico como desde la aplicación. En relación con el primero, no es evidente que las regiones costeras del estuario, donde el movimiento es restringido, muestren un comportamiento similar a las regiones interiores del mismo, estudiado en los capítulos anteriores. Por ejemplo, Framiñan y Brown (1998) y Framiñan *et al.* (2001) reportan eventos de surgencia durante la estación de verano que resultarían de una interacción de las corrientes forzadas por el viento con la batimetría. Estos eventos podrían tener impacto en la redistribución de oxígeno, nutrientes u otras propiedades. Respecto del segundo punto, los resultados mostrados en el capítulo anterior al igual que el estudio de Guerrero *et al.* (1997), indican que la cuña salina puede debilitarse y eventualmente ser destruida en situaciones de vientos intensos o persistentes del sudeste. Sin embargo no se conoce aún la intensidad o persistencia de los vientos necesarios para producir un evento disruptivo de este tipo ni el tiempo de persistencia de la señal introducida. Dado que la cuña es un elemento central para el ciclo reproductivo de muchas especies costeras, esta información es muy valiosa y una adecuada comprensión de estos factores es necesaria para, por ejemplo, una correcta formulación de los modelos pesqueros.

Debido a que no se dispone de bases de datos adecuadas para atacar estos problemas, los modelos numéricos constituyen una alternativa para complementar los estudios realizados en base a observaciones así como para determinar áreas estratégicas que deban ser mejor muestreadas. En este capítulo se discutirán los resultados de simulaciones numéricas orientadas a procesos que buscan comprender la respuesta del frente de salinidad y la cuña salina a la variabilidad atmosférica en la escala sinóptica. Este capítulo tiene dos objetivos particulares. En primer lugar se busca contribuir al entendimiento de la variabilidad de los campos de salinidad asociada a la variabilidad del viento y determinar zonas cuyo comportamiento pueda alejarse del hallado en el capítulo previo en base a observaciones en la región central del frente. En segundo lugar, se quiere determinar las condiciones de viento necesarias para el quiebre de la cuña salina y los tiempos de restitución de la misma luego de un evento disruptivo.

El modelo elegido para este estudio es ECOM (Estuary, Coastal and Ocean Model), desarrollado por Hydroqual (Blumberg, 1996). Aunque este modelo es costoso computacionalmente, cuenta con ventajas que lo hacen muy adecuado para el estudio de ambientes estuarinos de baja profundidad. Este modelo incorpora una grilla vertical sigma, que sigue la topografía de fondo. De esta manera, el número de niveles permanece constante a lo largo del dominio de modelado mientras que su espesor varía según el punto de grilla. Dado que el modelo se utilizará para simular procesos asociados a la cuña salina, una alta resolución vertical es una condición necesaria para asegurar una adecuada representación de la misma. En ese sentido, un modelo en coordenada z , en el cual el espesor de las capas permanece constante mientras que el número de las mismas varía punto a punto, requeriría de un gran número de niveles verticales de pequeño espesor. Esto podría conducir a inestabilidades del modelo durante condiciones de marea baja, producto del vaciamiento de las capas superiores. Los esquemas en coordenadas sigma pueden generar problemas en zonas con fuertes gradientes batimétricos, especialmente si la resolución horizontal es baja. Sin embargo, permiten contar con una buena resolución vertical en todo el dominio y especialmente en zonas poco profundas sin que se produzca vaciamiento de capas manteniéndose la estabilidad numérica. Además, ECOM incorpora diversos esquemas para el cómputo de la advección y de la turbulencia, específicos para zonas someras y admite grillas curvilíneas, lo cual puede convertirse en una ventaja para la simulación de este tipo de regiones.

4.2 Descripción del modelo

4.2.1 Generalidades

El modelo numérico utilizado en este capítulo es el Estuary, Coastal, and Ocean Model (ECOM), un modelo tridimensional hidrodinámico desarrollado por HydroQual (Blumberg, 1996) para aplicaciones de sistemas marinos y de agua dulce. Es un modelo de ecuaciones primitivas, hidrostático, en coordenada sigma, derivado del Princeton Ocean Model (Blumberg y Mellor, 1987). Este modelo ha sido ampliamente utilizado y una descripción detallada del mismo se puede encontrar en Kourafalou *et al.* (1996) o Fong (1998). Aquí se describirán los detalles específicos de este estudio.

Para lograr una mayor eficiencia computacional, ECOM computa en tiempos separados los modos internos (baroclínicos) y externos (barotrópicos). En las simulaciones que se mostrarán, la condición de borde en la superficie del mar es de flujo nulo de calor y masa, dado que se ha demostrado que estos efectos son menores en la determinación de las características del campo de salinidad en el estuario (Simionato *et al.*, 2001). En el fondo, la cantidad de movimiento es balanceada por una tensión de fondo cuadrática con un coeficiente de arrastre dado por la “ley de la pared”, los flujos de calor y sal y la velocidad vertical son nulos. La condición de contorno en los bordes abiertos es tal que la pluma de agua de baja salinidad pasa a través de los bordes. Para la elevación de la superficie libre, se utilizó la condición de radiación desarrollada por Reid y Bodine (1968). La pared de borde costera es impenetrable, impermeable y sin deslizamiento.

El esquema de advección se seleccionó de acuerdo a trabajos previos. El uso de un esquema de diferencias finitas centrado puede conducir a valores negativos de salinidad, (Fennel y Mutzke, 1997). En cambio, el esquema de diferencias finitas adelantado introduce difusión numérica (Smolarkiewicz, 1984; Smolarkiewicz y Clarke, 1986; Smolarkiewicz y Grabowski, 1990). Para corregir esta difusión numérica los algoritmos de advección incorporan una velocidad de anti-difusión. La versión con dos pasos correctivos consecutivos (Smolar_2) introduce inestabilidades en la solución que si bien retrasan su crecimiento cuando se incrementa la resolución vertical, no se logra eliminarlas (García Berdeal *et al.*, 2002). Finalmente García Berdeal *et al.* (2002) proponen el esquema de advección Smolar_r, en el cual la velocidad de anti-difusión, equivalente a aplicar un

número infinito de pasos correctivos, se estima usando una relación recursiva. Este esquema, que demanda el mayor tiempo computacional, es el que se seleccionó para este estudio. El coeficiente de mezcla horizontal de sal, temperatura y cantidad de movimiento está parametrizado utilizando la formulación de Smagorinski (1963), con el valor adimensional (HORCON) de 0,2.

Para construir la batimetría se utilizaron datos proporcionados por el Servicio de Hidrografía Naval que provienen de digitalización de cartas (SHN, 1986, 1992, 1993, 1999a, 1999b). Dado que el interés principal es estudiar la variabilidad de la lengua de baja salinidad y del frente salino que son fenómenos que, a priori, ocurren dentro de la plataforma continental, no se consideraron profundidades mayores a 200 metros. Esta aproximación no modifica los resultados en las áreas someras mientras que permite la utilización de pasos de tiempo más largos.

Las simulaciones numéricas de las plumas de agua de baja salinidad en los océanos presentan una particular dificultad ya que éstas responden rápidamente al viento y a los forzantes baroclínicos y frecuentemente exhiben fuertes gradientes horizontales y verticales de densidad. En ese sentido, los experimentos numéricos de la dinámica de estas plumas son particularmente sensibles a la resolución de la grilla, a la viscosidad y al esquema de advección. Es por ello que surge la necesidad de hacer un estudio de sensibilidad a estos parámetros para garantizar una adecuada elección de los mismos que conduzca a resultados físicamente consistentes con el menor costo computacional posible.

4.2.2 Análisis de sensibilidad del modelo

Para los experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal, a la resolución vertical y a la viscosidad vertical que se detallan a continuación se consideró como único forzante externo, una descarga continental uniforme representativa de la descarga media de los ríos Uruguay y Paraná durante las últimas décadas de $25000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Jaime *et al.*, 2002). No se consideró la marea ni el forzante atmosférico. El modelo fue inicializado con salinidad constante de 35 y temperatura de 10° C en todo el dominio. En el Río de la Plata las variaciones de la densidad están dominadas por la salinidad mientras que la temperatura, aunque puede variar significativamente de una a otra estación, presenta gradientes

espaciales pequeños (Guerrero *et al.*, 1997) y, por lo tanto, juega un rol menor. Consecuentemente, la temperatura se mantuvo constante a lo largo de las simulaciones.

En los experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal del modelo se utilizó un dominio rectangular que se extiende de 38,5° S a 30,0° S y de 59,0° W a 49,0° W. En todos los casos se utilizaron 10 niveles verticales. Los coeficientes de mezcla vertical están parametrizados mediante el esquema de 2,5 niveles de Mellor - Yamada (1982) con un valor de base (UMOL) de $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Los experimentos consisten en 4 casos con diferente resolución horizontal. Para el primer caso, de menor resolución (10 Km \times 10 Km), se utilizaron pasos de tiempo de 30 y 1 minutos para los modos interno y externo respectivamente cumpliendo con el criterio de Courant, Friedrichs y Lewy (CFL) (Courant *et al.*, 1928). En el segundo caso se incrementó la resolución a 7 Km \times 7 Km, y a fin de asegurar la estabilidad numérica los pasos de tiempo se redujeron a 22,5 minutos y 45 segundos para los modos interno y externo, respectivamente. En el tercer caso, se consideró una resolución de 5 Km \times 5 Km y los pasos de tiempo fueron de 15 minutos y 30 segundos. Finalmente para el caso de mayor resolución (3 Km \times 3 Km) se utilizaron pasos de tiempo de 10 minutos y 20 segundos para los modos interno y externo, respectivamente. En los 4 experimentos se corrió el modelo desde un estado de reposo durante 90 días dado que éste es un tiempo suficiente a los fines propuestos. Se analizaron las soluciones para la elevación de la superficie libre, la salinidad superficial y la salinidad de fondo al final de la simulación y se evaluó en qué medida un aumento de la resolución horizontal (que eleva el costo computacional) modifica los campos simulados. Las figuras 4.1, 4.2 y 4.3 muestran la elevación de la superficie libre, el campo de salinidad superficial y el campo de salinidad de fondo, respectivamente, después de 90 días de simulación para cada uno de los experimentos. Tanto en la Figura 4.1 como en la Figura 4.2 se puede observar que los campos superficiales son muy sensibles a la resolución horizontal. Se observan cambios en el área de influencia del agua de baja salinidad que ingresa al sistema tanto en la salinidad como en la elevación de la superficie libre. En particular, la lengua de baja salinidad se extiende más hacia el norte a lo largo de la costa uruguaya a medida que aumenta la resolución. También se observa una mejor definición del frente (mayores gradientes de salinidad) a medida que aumenta la resolución. En cuanto a los campos de salinidad de fondo, en la Figura 4.3 se observa que la solución no es tan sensible como en los campos superficiales. Se observa también una mayor influencia de la descarga hacia el norte a medida que aumenta la resolución. Sin embargo, la comparación de las soluciones

muestra que la simulación de mayor resolución horizontal no muestra cambios significativos respecto de la de $5 \text{ Km} \times 5 \text{ Km}$ que justifique el alto costo computacional adicional. Por lo tanto se decidió continuar los experimentos de sensibilidad con un dominio con resolución horizontal de $5 \text{ Km} \times 5 \text{ Km}$.

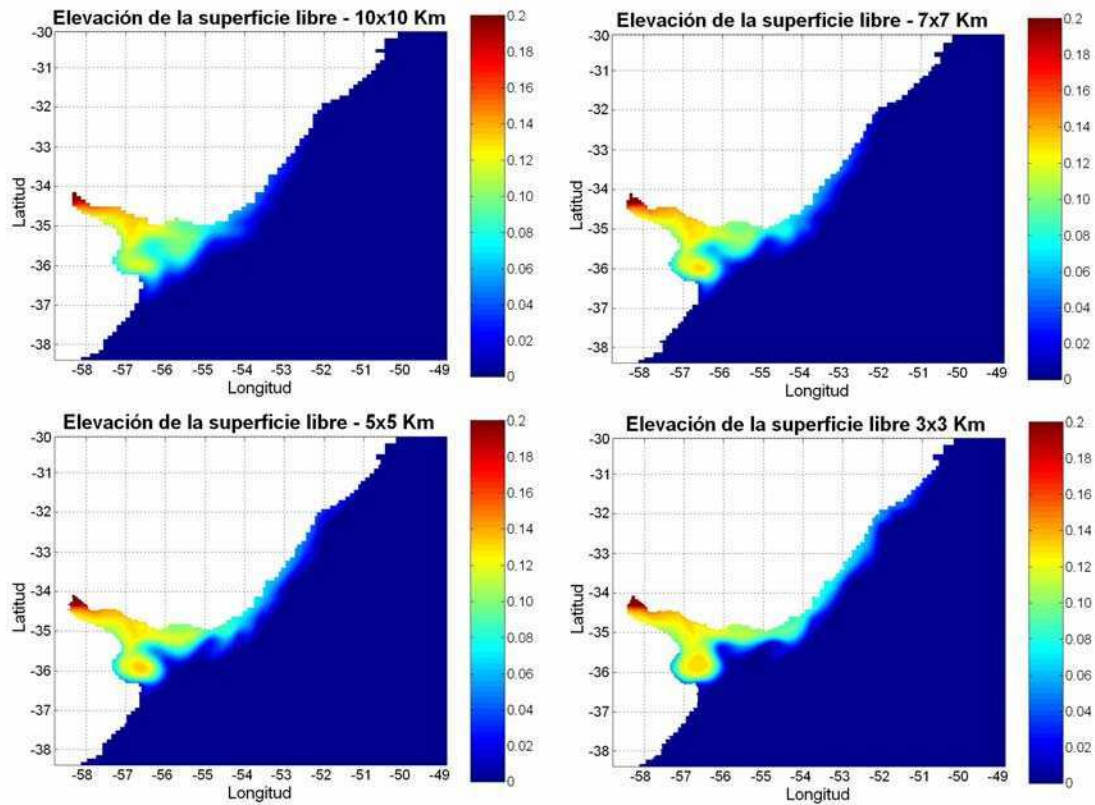


Figura 4.1: Elevación de la superficie libre al final de cada simulación en los experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal. Las alturas están dadas en metros.

Los experimentos de sensibilidad a la resolución vertical consisten en 3 casos. El primero, de menor resolución, tiene 7 niveles verticales en coordenadas sigma. En el segundo caso se incrementó la resolución a 10 niveles, y finalmente en el tercer caso se consideraron 20 niveles verticales. En los 3 experimentos se corrió el modelo desde un estado de reposo durante 90 días. Se analizaron perfiles verticales de salinidad al final de la simulación a lo largo de tres secciones a las que denominaremos “norte”, “central” y “sur”, respectivamente. La Figura 4.4 muestra la ubicación de las secciones analizadas. Las mismas fueron seleccionadas siguiendo a Guerrero *et al.* (1997) a fin de poder comparar, en estudios posteriores, las simulaciones con la climatología obtenida por esos autores. La Figura 4.5 muestra los perfiles de salinidad de las secciones norte, central y sur al final de

cada simulación. Se observa en esta figura que las soluciones para los perfiles cuando se

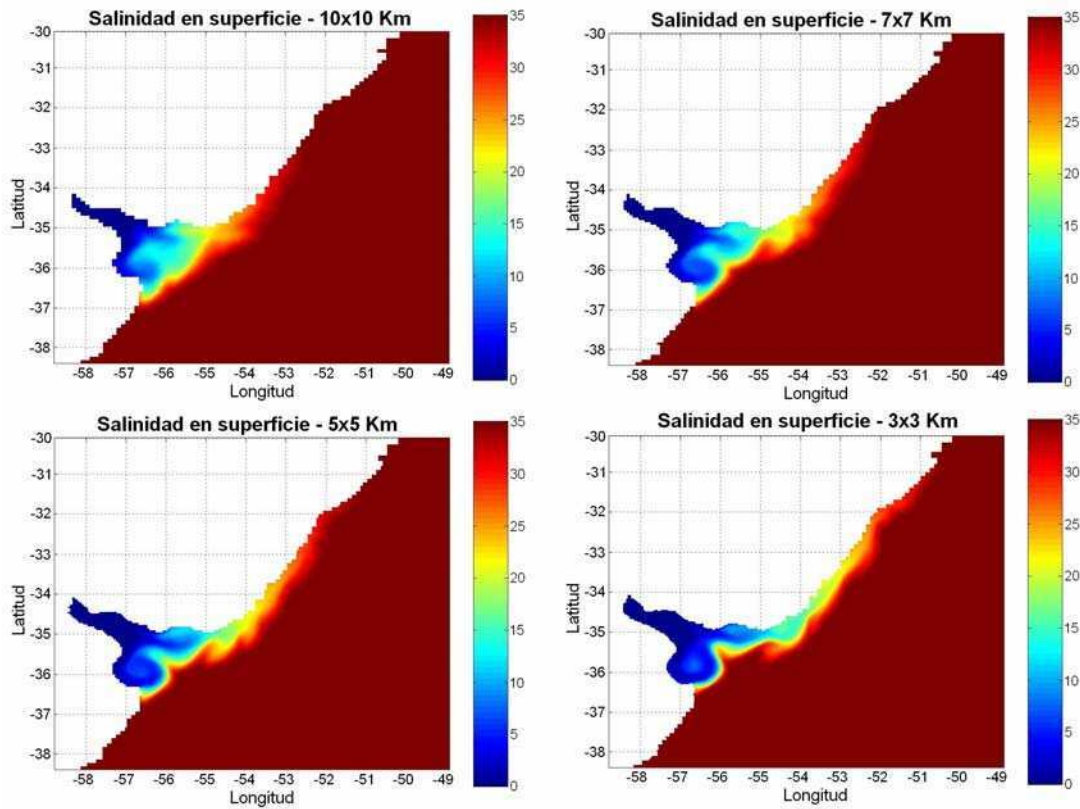


Figura 4.2: Campos de salinidad superficial al final de cada simulación en los experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal.

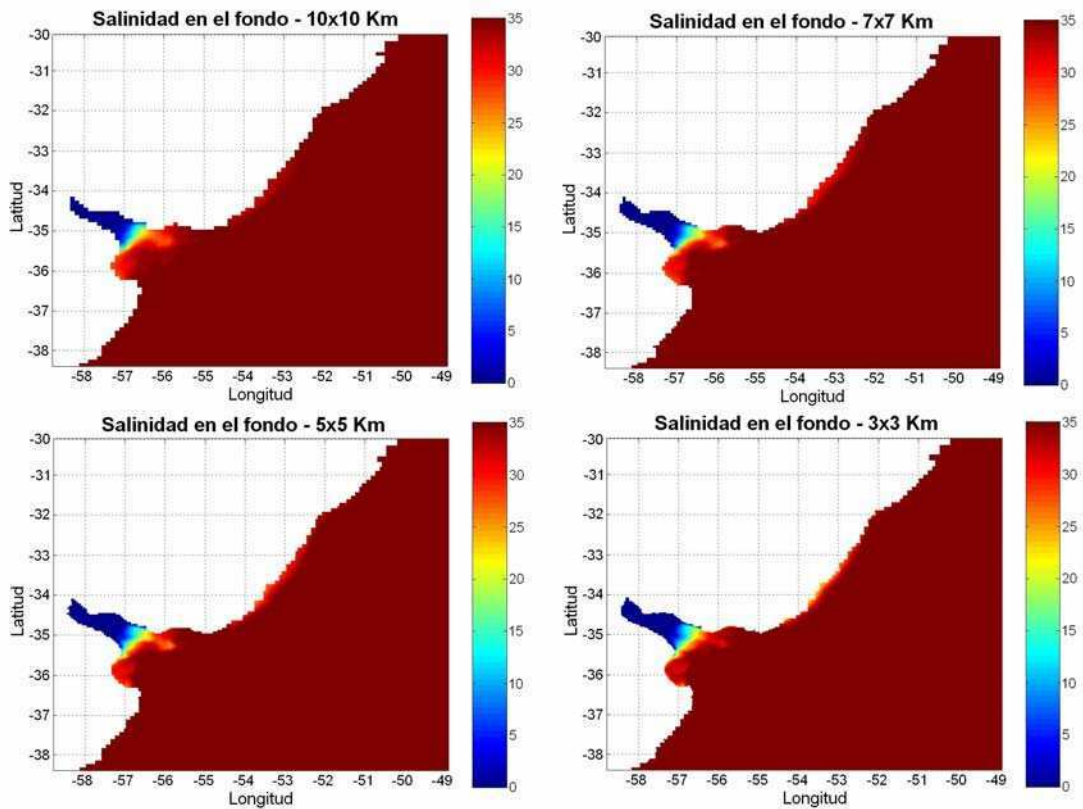


Figura 4.3: Campos de salinidad en el fondo al final de cada simulación en los experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal.

utilizan 7 niveles verticales presentan menores gradientes horizontales que cuando el número de niveles aumenta. Para el caso de 10 niveles verticales se observa una mayor penetración por superficie de las aguas de menor salinidad provenientes de la descarga continental. De esta forma se obtiene una mayor definición de la cuña salina. Sin embargo, en la Figura 4.5 se puede encontrar que un aumento en la resolución a 20 niveles verticales no produce grandes cambios en los perfiles, sugiriendo una convergencia de las soluciones para mayor cantidad de niveles. Se decidió, por lo tanto, utilizar 10 niveles verticales en los experimentos posteriores.

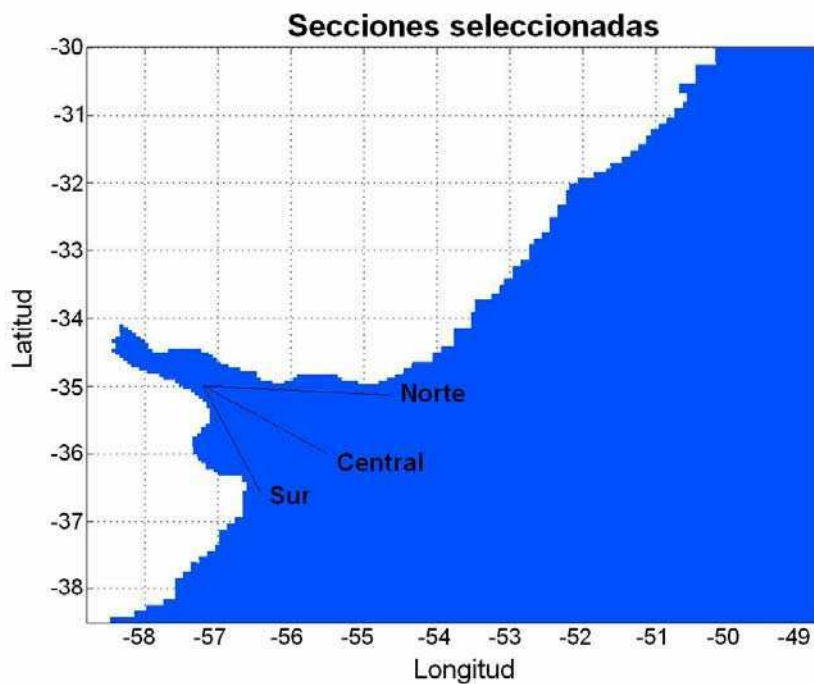


Figura 4.4: Secciones seleccionadas (norte, central y sur) para analizar los perfiles de salinidad en los experimentos de sensibilidad a la resolución vertical.

Se realizaron experimentos de sensibilidad a resolución horizontal variable con el objetivo de construir una grilla muy fina en la zona de mayor interés pero con baja resolución en el resto del dominio que reduzca el costo computacional sin alterar la calidad de las soluciones. Se utilizó el mismo dominio rectangular que para los experimentos anteriores. Los experimentos consisten en 2 casos. En el primer caso se varió la resolución horizontal desde un máximo de 3 Km a un mínimo de 9 Km. El modelo se corrió con pasos de tiempo de 12 minutos y 24 segundos para los modos interno y externo, respectivamente. En el segundo caso se varió la resolución de 3 a 17 Km y se utilizaron pasos de tiempo de 16 minutos y 32 segundos para los modos interno y externo respectivamente. En ambos casos el cambio en la resolución horizontal es gradual. La Figura 4.6 muestra la batimetría

interpolada para cada experimento realizado. En esta figura se observa que la definición de la batimetría y de la línea de costa se mantiene prácticamente idéntica en ambos dominios para la zona del estuario y del frente salino. Se pierde definición solamente en la línea de costa en el norte del dominio, especialmente en el caso de menor resolución. En ambos experimentos se corrió el modelo desde un estado de reposo durante 90 días y se analizaron las soluciones al final de cada simulación. Las figuras 4.7 y 4.8 muestran las soluciones para la elevación de la superficie libre y los campos de salinidad en superficie y en el fondo respectivamente para cada experimento, mostrando que éstas resultan similares en ambos casos. En los dos experimentos se consigue una adecuada definición del frente de salinidad, indicando que un cambio en la resolución horizontal, particularmente una fuerte disminución en la misma en las regiones alejadas del área de interés, no modifica los resultados en la zona del frente salino y la lengua de agua de baja salinidad mientras que garantiza un menor costo computacional.

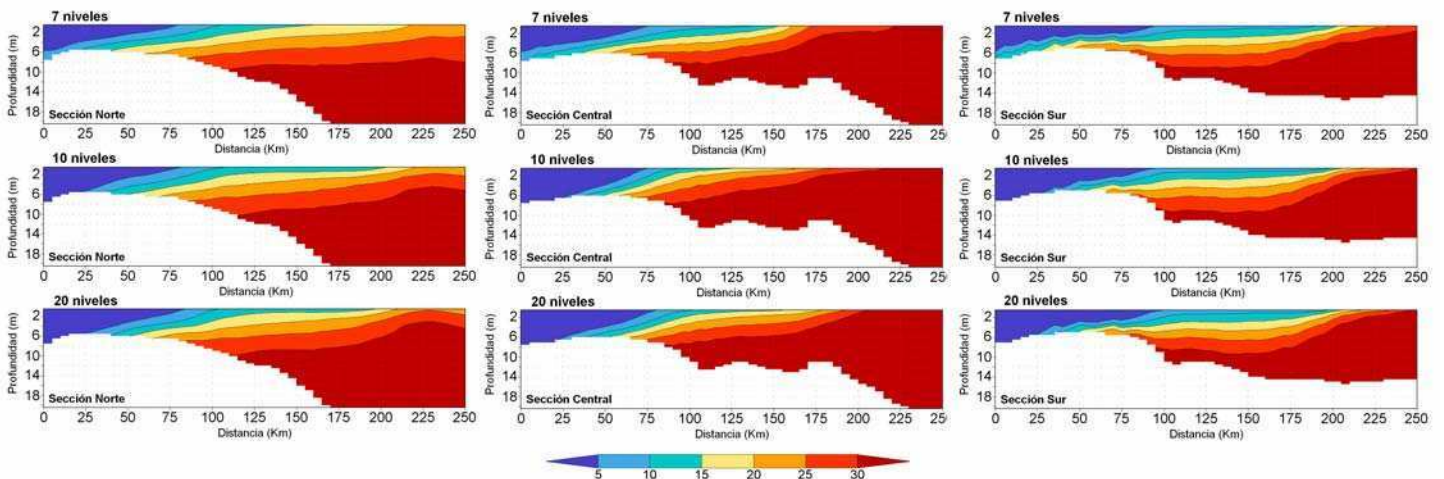


Figura 4.5: Perfiles de salinidad de la sección norte (paneles izquierdos), central (paneles centrales) y sur (paneles derechos) al final de cada simulación de los experimentos de sensibilidad a la resolución vertical.

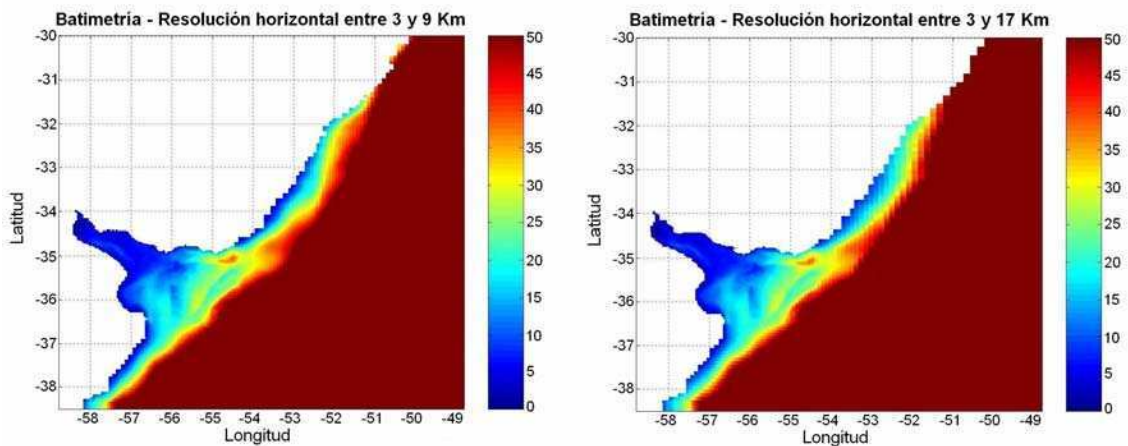


Figura 4.6: Batimetría interpolada a los puntos de grilla utilizada en los experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal variable. Las profundidades están dadas en metros.

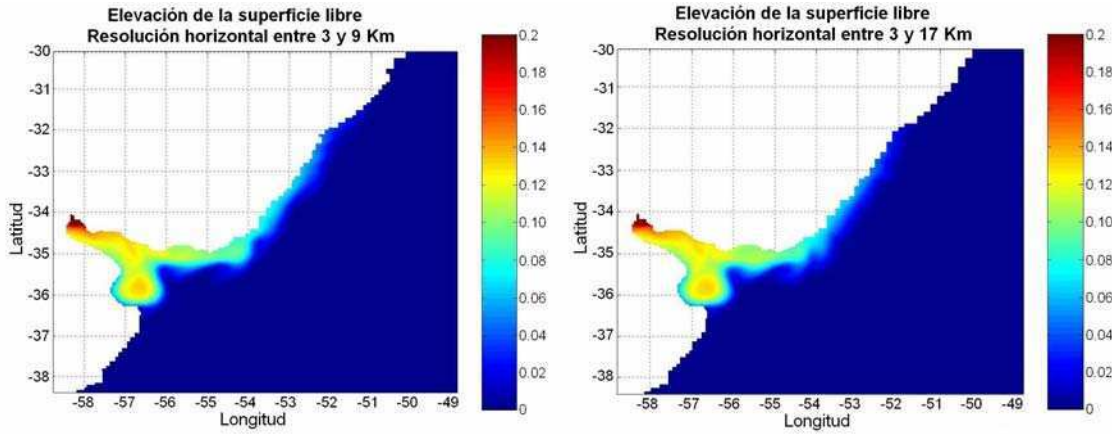


Figura 4.7: Elevación de la superficie libre al final de cada simulación de los experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal variable. Las elevaciones están dadas en metros.

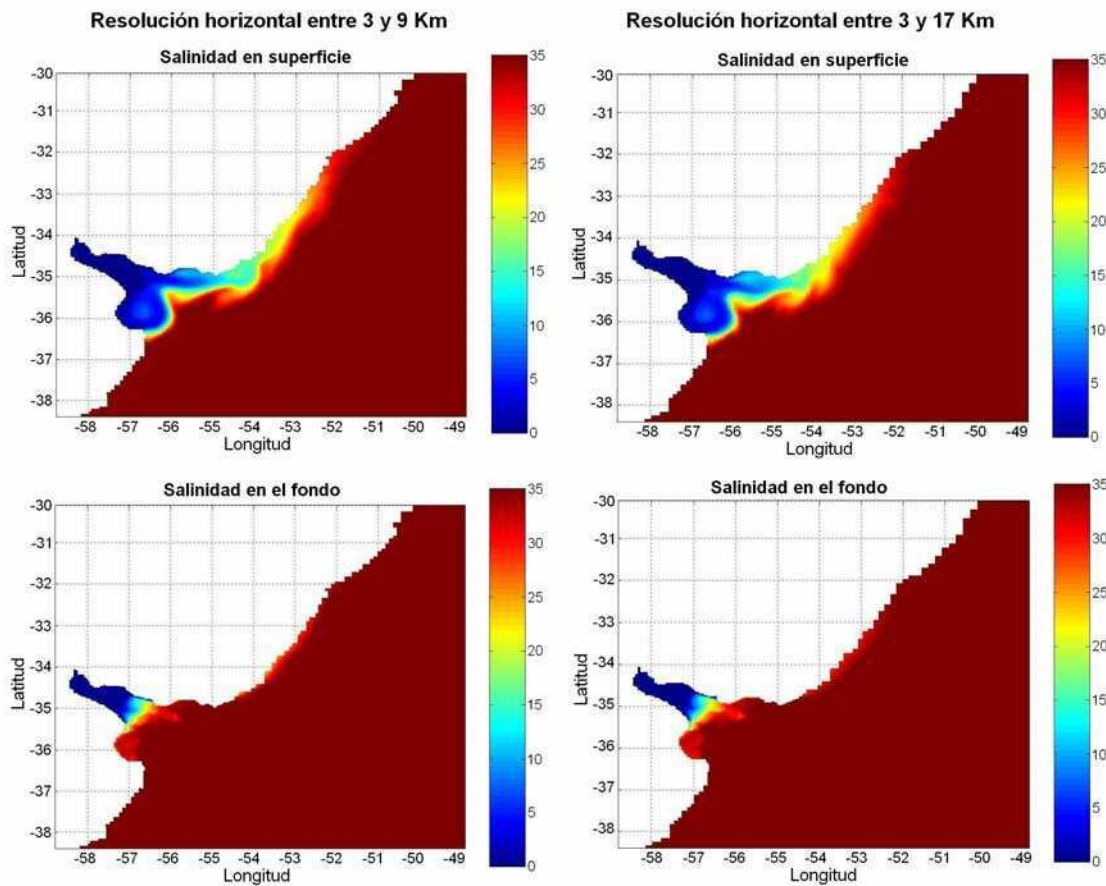


Figura 4.8: Campos de salinidad superficial (paneles superiores) y de fondo (paneles inferiores) al final de cada simulación de los experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal variable.

A fin de reducir la cantidad de puntos húmedos del dominio que son los que computa el modelo sin alterar la resolución deseada en el área de interés, se construyó un dominio curvilíneo en el cual una de las coordenadas sigue aproximadamente la dirección del talud

continental. Utilizando los resultados de los análisis de sensibilidad previamente discutidos se construyó la grilla con resolución horizontal variable entre 3 y 12 Km y 10 niveles verticales. La Figura 4.9 muestra el dominio final; los contornos corresponden a la resolución horizontal en ambas direcciones. La máxima resolución en la dirección paralela a la plataforma continental (x) se ubica en el Río de la Plata y su frente marítimo alcanzando valores menores a 4 Km. La máxima resolución en la dirección ortogonal a la plataforma (y) se ubica en la zona del frente marítimo y a lo largo de toda la costa alcanzando valores de 3 Km. La Figura 4.10 muestra la batimetría final tal como entra en el modelo (panel izquierdo) y un detalle de la misma en la región de interés (panel derecho). Como en los casos anteriores, no se consideraron profundidades mayores a 200 metros.

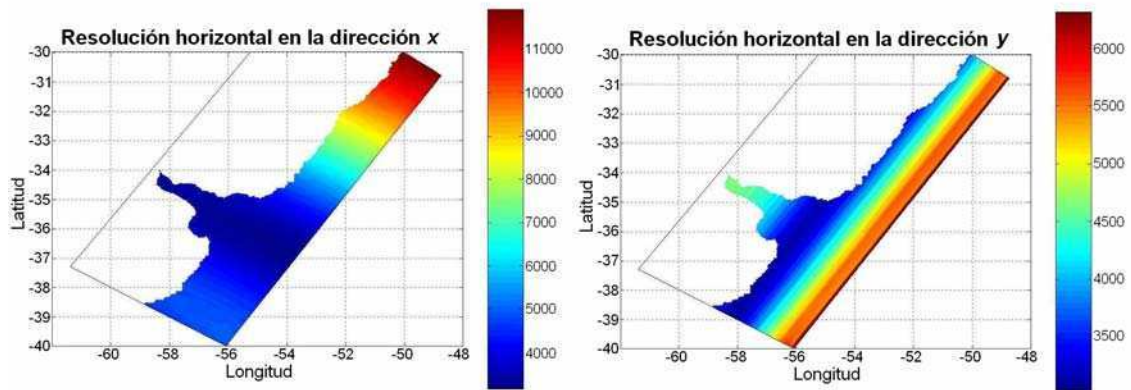


Figura 4.9: Dominio final y resolución horizontal variable en ambas direcciones. Los valores están dados en metros.

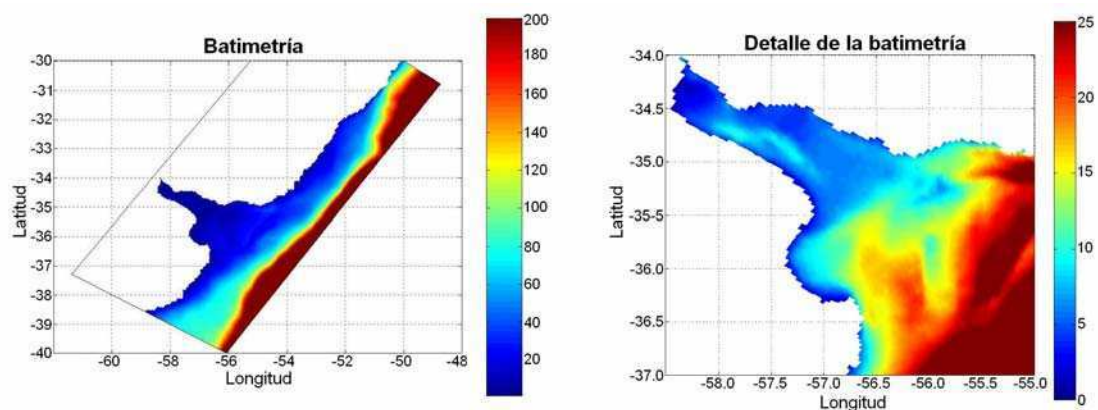


Figura 4.10: Batimetría interpolada a los puntos de grilla utilizada en el dominio final. Las profundidades están dadas en metros.

Finalmente se realizaron experimentos de sensibilidad a la viscosidad vertical del modelo. Para ello se utilizó el dominio mostrado en la Figura 4.9. En todos los casos se corrió el

modelo con pasos de tiempo de 14,4 minutos y 28,8 segundos para los modos interno y externo, respectivamente. Como se mencionó anteriormente, en ECOM la difusión vertical de calor, sal y cantidad de movimiento se parametriza mediante el esquema de Mellor - Yamada (1982) con un valor de base que en el modelo y la literatura vinculada con ECOM y POM se conoce como UMOL. Los experimentos consisten en 3 casos diferentes, cada uno con un valor distinto de UMOL. En el primer caso se consideró un valor de $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, en el segundo y tercer caso se subió el valor a 5×10^{-4} y $1 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, respectivamente. En los 3 experimentos el modelo se corrió desde un estado de reposo durante 90 días. La Figura 4.11 muestra los perfiles de salinidad de las secciones norte, central y sur al final de cada simulación. Se observa que las soluciones son altamente sensibles al coeficiente de viscosidad vertical. A medida que el valor de UMOL es mayor, aumenta consecuentemente la mezcla vertical. Las diferencias más significativas ocurren cuando se aumenta este valor desde $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ a $5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Los perfiles mezclados indican ausencia de la cuña salina observada y una mayor penetración de la lengua de agua de baja salinidad por el fondo. Se utilizará entonces un valor de $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ en simulaciones posteriores, que, consistentemente, es el valor recomendado por Blumberg (2002). Sin embargo, es importante notar que la elección del coeficiente de mezcla vertical no es un factor trivial, sugiriendo que los coeficientes del modelo, las configuraciones y los esquemas de turbulencia (como muestran Xing y Davies, 1999) deben ser cuidadosamente examinados antes de hacer comparaciones del modelo con datos o con otros modelos.

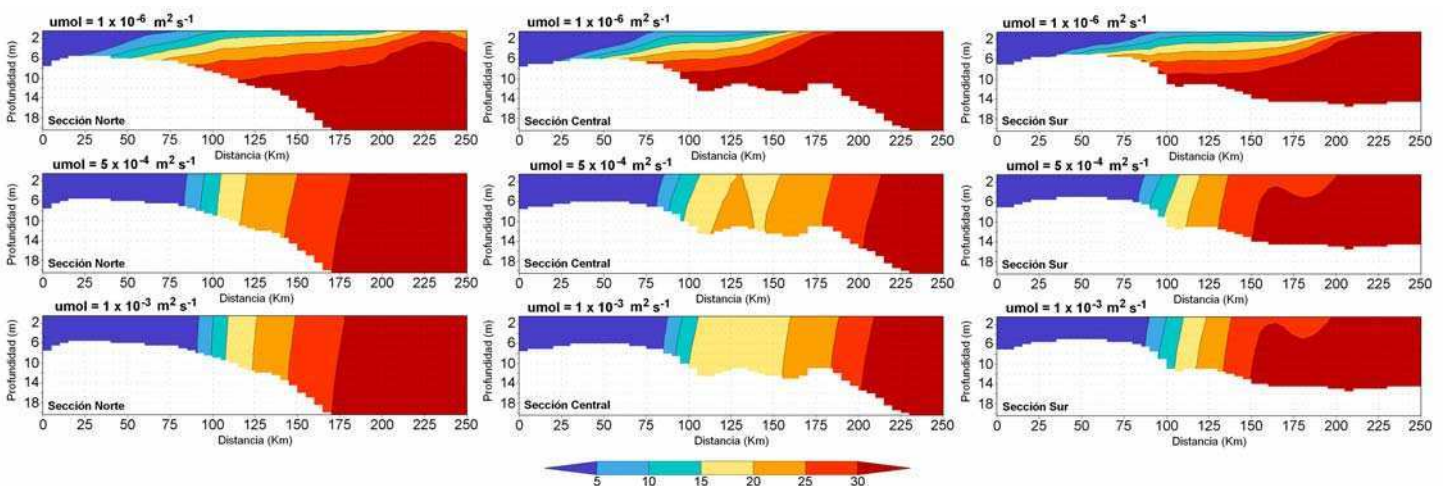


Figura 4.11: Perfiles de salinidad de la sección norte (paneles izquierdos), central (paneles centrales) y sur (paneles derechos) al final de cada simulación de los experimentos de sensibilidad a la viscosidad vertical.

4.2.3 Validación de la capacidad del modelo para reproducir la estructura de salinidad observada en el Río de la Plata

Como se discutió en la introducción, el modelo ECOM con la arquitectura de modelado óptima hallada en la sección anterior se utilizará en este capítulo con dos fines específicos. Primero, se busca comprender la respuesta del campo de salinidad a la variabilidad del viento en todo el estuario. Esto permitirá complementar los resultados inferidos en base a observaciones en el capítulo anterior. Segundo, se desea estudiar la escala temporal de quiebre de la cuña salina por mezcla inducida por el viento y la persistencia de la señal. De esta manera, a los fines deseados, el campo de salinidad es la clave. Por lo tanto, resulta necesario validar el modelo y mostrar que éste es capaz de reproducir adecuadamente los campos de salinidad observados bajo diferentes condiciones, así como la estructura de cuña salina asociada. Con este fin se realizaron simulaciones bajo condiciones medias típicas de verano e invierno y se las comparó con las reportadas en la literatura por Guerreo *et al.* (1997).

El modelo se corrió desde un estado de reposo y condiciones iniciales de 10° C de temperatura y 33 de salinidad en todo el dominio. Se lo forzó con la componente M₂ de marea proveniente de un modelo de mayor escala (Simionato *et al.*, 2004a), descarga continental media de 25000 m³ s⁻¹ y vientos medios estacionales provenientes de los reanálisis de NCEP/NCAR para el período 1979-2001. El verano se define como el período diciembre-febrero y el invierno como junio-agosto. Los resultados después de 150 días de integración se pueden observar en las figuras 4.12 y 4.13 para el verano e invierno, respectivamente. Las mismas muestran la solución para la salinidad en superficie (paneles izquierdos), salinidad en el fondo (paneles derechos) y las secciones norte, central y sur (paneles inferiores). Las figuras revelan que el modelo reproduce satisfactoriamente la variabilidad estacional reportada en el campo superficial de salinidad y de fondo. Durante el verano, el frente de salinidad superficial (panel izquierdo de la Figura 4.12) se retrae hacia el sudoeste como resultado de los vientos medios de esa estación que son predominantemente del noreste. La costa argentina se encuentra bañada por agua de origen continental hasta aproximadamente 37° S, mientras que agua de plataforma alcanza la costa uruguaya en consistencia con las observaciones de Guerrero *et al.* (1997) y las simulaciones de Simionato *et al.* (2001). Durante el invierno, el frente de salinidad superficial se extiende hacia el noreste a lo largo de la costa uruguaya (panel izquierdo de la Figura 4.13) en

respuesta a los vientos medios de invierno que son débiles y soplan principalmente del oeste. De esta manera, la costa bonaerense está más afectada por aguas de plataforma que durante la estación cálida mientras que la costa uruguaya está bañada por aguas continentales. Estas características son, asimismo, consistentes con las reportadas en la literatura (Guerrero *et al.*, 1997; Simionato *et al.*, 2001). Por otro lado, como se discutió en la introducción, el frente de salinidad de fondo es menos sensible a los vientos y está

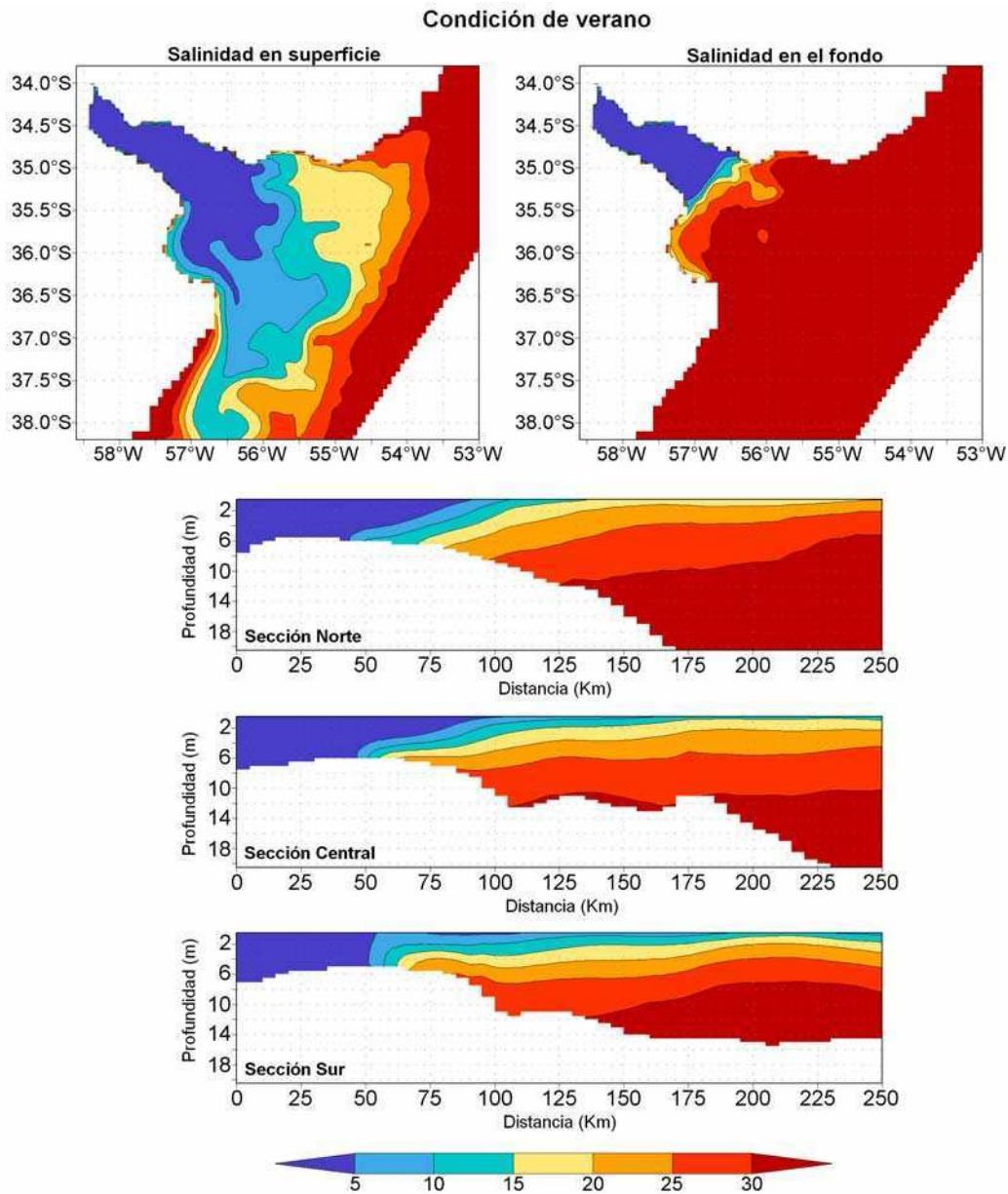


Figura 4.12: Solución del modelo luego de 150 días de integración con descarga media, componente M_2 de marea y vientos medios de verano provenientes de los reanálisis de NCEP/NCAR para el período 1979-2001.

controlado fundamentalmente por la batimetría. Como resultado, la señal estacional en la salinidad de fondo es mínima (paneles derechos de las figuras 4.12 y 4.13). Como consecuencia el modelo también reproduce la estructura de cuña salina consistentemente con las observaciones reportadas por Guerrero *et al.* (1997).

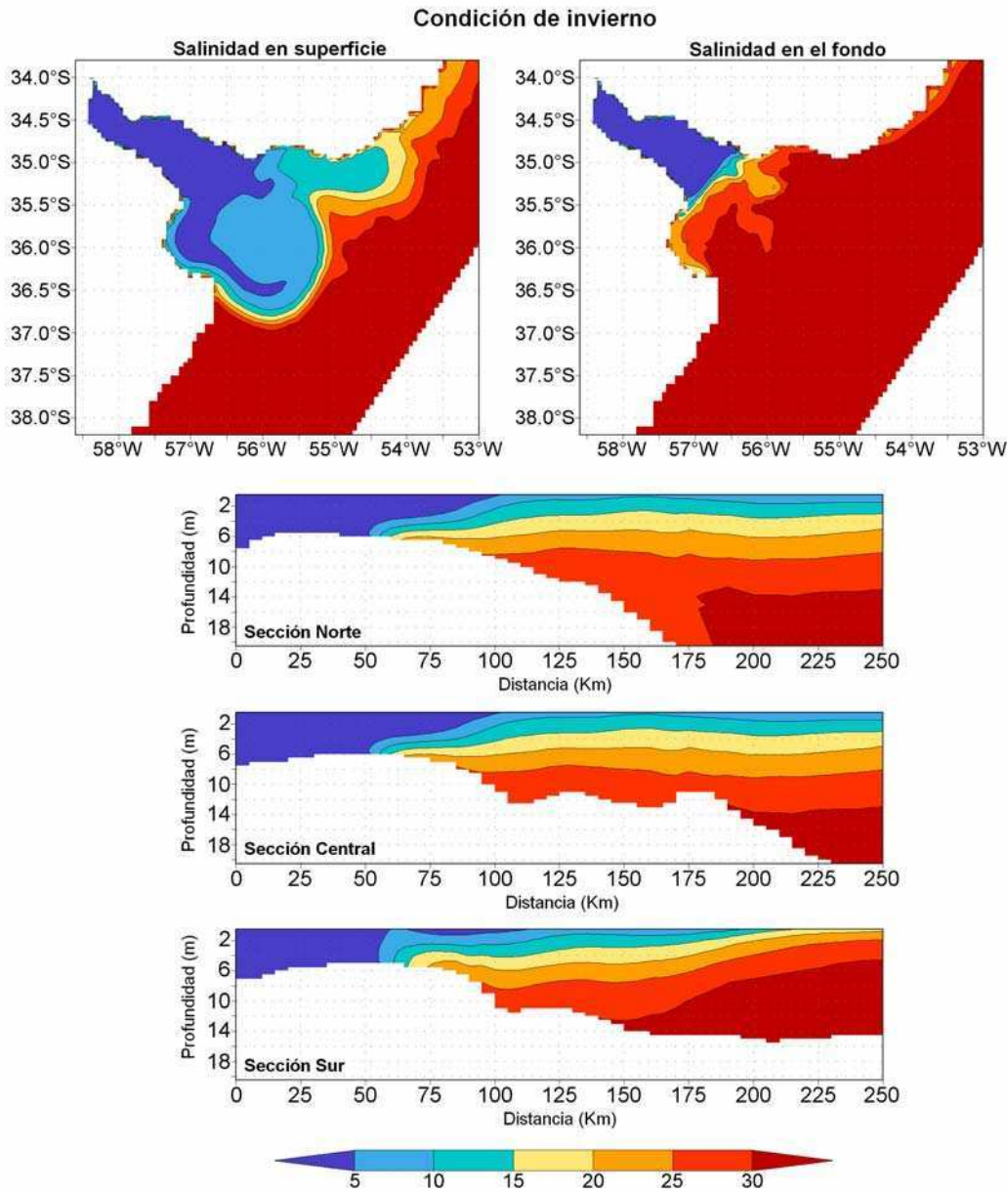


Figura 4.13: Solución del modelo luego de 150 días de integración con descarga media, componente M_2 de marea y vientos medios de invierno provenientes de los reanálisis de NCEP/NCAR para el período 1979-2001.

En conclusión, ECOM con la arquitectura óptima encontrada reproduce exitosamente los campos de salinidad estacionales observados (Guerrero *et al.*, 1997) y la estructura de cuña

salina presente la mayor parte del año, lo que muestra su adecuado funcionamiento a los fines deseados.

4.3 Resultados

4.3.1 Patrones característicos de variabilidad de baja frecuencia de los campos de salinidad

En esta sección se estudia la respuesta del campo de salinidad en el estuario del Río de la Plata al forzante del viento. Para ello, se fuerza el modelo con vientos idealizados a fin de comprender la respuesta de la salinidad a la variabilidad atmosférica. Se utilizó el dominio de modelado en coordenadas curvilíneas y la batimetría mostrados en las figuras 4.9 y 4.10, respectivamente. De esta manera, el dominio contiene 232×135 puntos de grilla y 10 niveles verticales sigma. Se utilizaron pasos de tiempo de 20 segundos para el modo externo y 10 minutos para el modo interno. Siguiendo a Simionato *et al.* (2001), se consideró a la zona frontal dependiente únicamente de la salinidad, que es el parámetro que controla la densidad en el estuario. El modelo fue inicializado con salinidad constante de 33 y temperatura de 10° C en todo el dominio. Se forzó el modelo con una descarga continental de los ríos Uruguay y Paraná de $25000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Para introducir el efecto de la marea en las simulaciones se impuso como condición de borde a la elevación de la superficie, la evolución de la componente semidiurna lunar M_2 proveniente de un modelo de mayor escala (Simionato *et al.*, 2004a). La solución luego de 90 días de integración se muestra en la Figura 4.14. Una comparación con observaciones (ver, por ejemplo, Guerrero *et al.*, 1997) muestra que los campos de salinidad superficial y de fondo así como la estructura de cuña salina modelada concuerdan cualitativamente con las mismas.

Una vez obtenida la condición inicial mostrada en la Figura 4.14, se corrió el modelo con viento constante y uniforme para 16 direcciones apartadas $22,5^\circ$ entre sí, la primera de ellas centrada en el norte. Se consideró como velocidad del viento el valor constante de 6 m s^{-1} , valor representativo de la media y la moda de los reanálisis de viento de NCEP/NCAR para la región (Simionato *et al.*, 2008). Los vientos fueron gradualmente incorporados a las simulaciones a través de una rampa de un día de duración, luego del cual la tensión del viento se mantuvo constante. Debido a la baja profundidad del sistema, el modelo desarrolla una respuesta a este forzante en la escala de tiempo de horas. Una de las

características más importantes de la circulación atmosférica en la región es la alta variabilidad en las escalas de tiempo sinóptica a intra-estacional, particularmente en la dirección del viento (Capítulo 1). Como consecuencia, los vientos raramente soplan de la misma dirección durante más de algunos días. Por esta razón, el modelo se corrió durante 3 días para cada dirección del viento y se analizaron las soluciones al final de cada simulación.

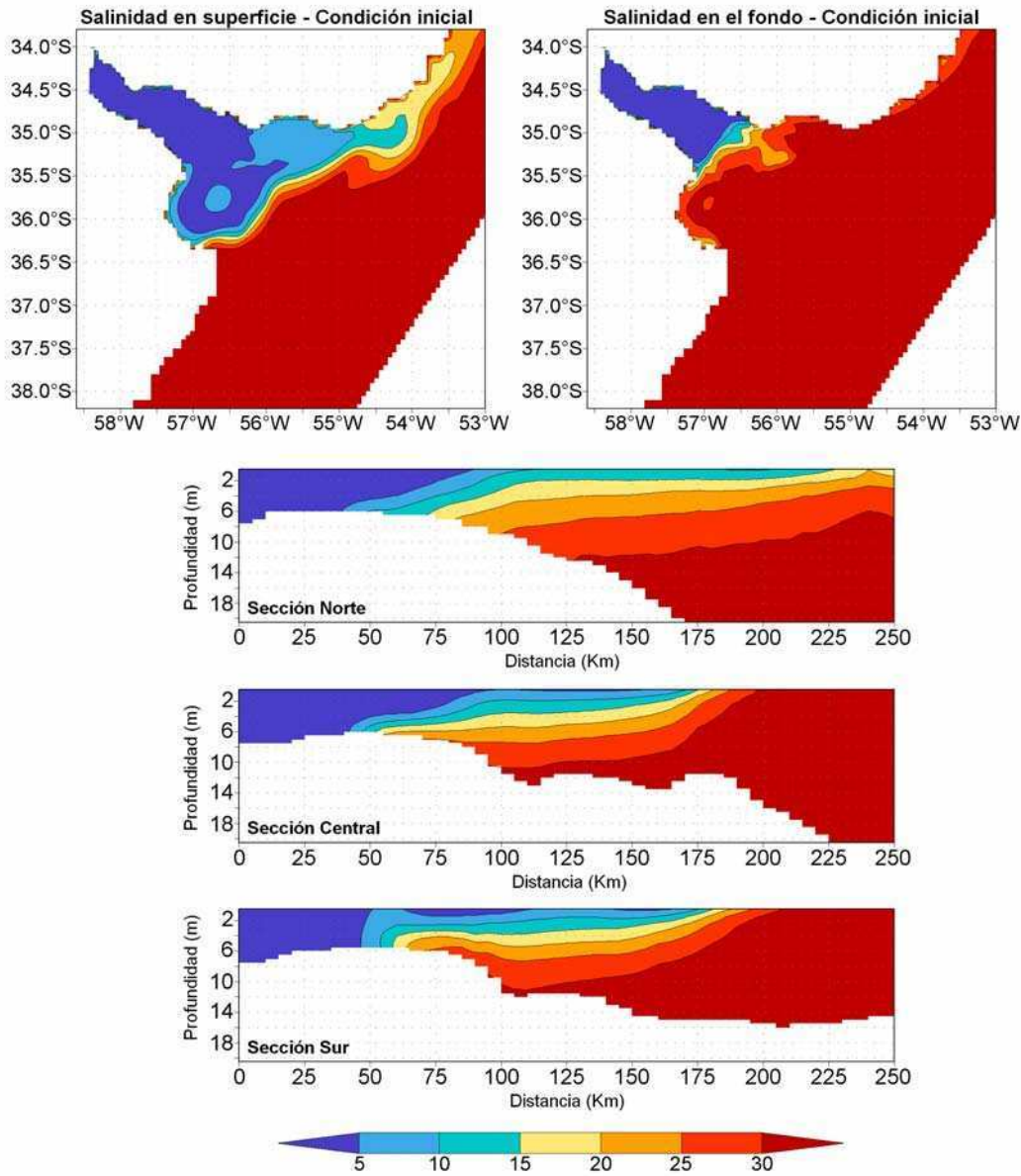


Figura 4.14: Condición inicial para las simulaciones bajo 16 direcciones del viento. Esta condición fue lograda luego de 90 días de integración del modelo con descarga y componente de marea M_2 .

A fin de simplificar la comprensión del conjunto de soluciones, se aplicó un análisis de Componentes Principales a los campos de salinidad en los 10 niveles conjuntamente con la elevación de la superficie libre. Previo al análisis se removió la solución correspondiente al caso sin viento. Los resultados revelan que la respuesta del estuario al forzante del viento

local de diferentes direcciones puede ser explicada en término de 4 modos, cuya correlación con la dirección del viento (loadings) se muestran en la Figura 4.15. Se utilizó la convención meteorológica, es decir, las direcciones representan aquellas de las cuales viene el viento.

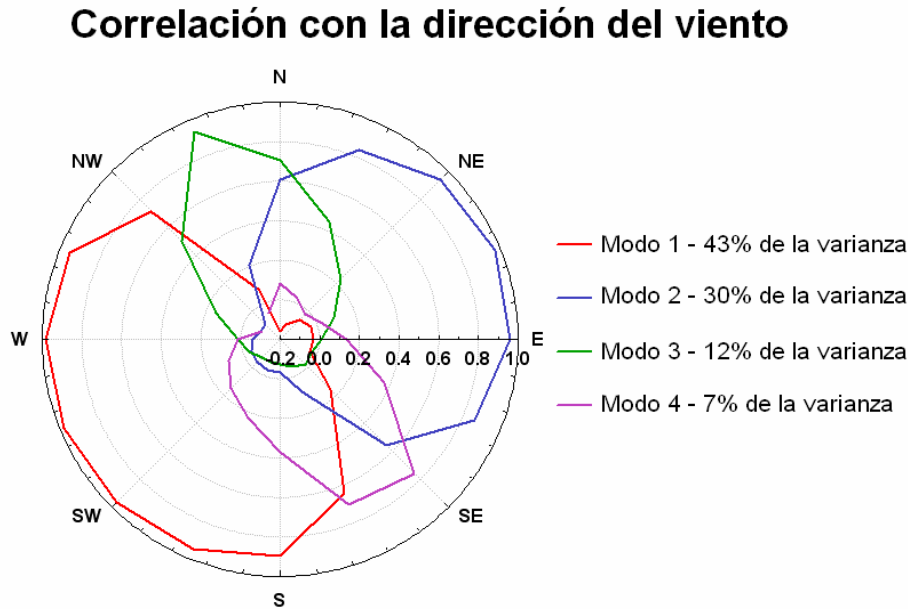


Figura 4.15: Correlación entre los modos obtenidos del análisis de Componentes Principales y la dirección del viento.

Como se observa en la Figura 4.15, el primer modo, que explica el 43% de la varianza, domina para vientos del sector sur a oeste-noroeste (en sentido horario). La solución del modelo para vientos del sudoeste, representativa de este modo, se muestra en la Figura 4.16, donde se contornearon la salinidad en la superficie y el fondo (figuras 4.16 a y b, respectivamente), la anomalía de la elevación de la superficie libre respecto al caso sin viento (Figura 4.16 c) y las anomalías de la salinidad a lo largo de las secciones norte, central y sur (figuras 4.16 d, e y f, respectivamente). Vientos que soplan del sector oeste/sudoeste producen una entrada de agua oceánica al estuario por el sur. Esto se manifiesta con un corrimiento del frente de salinidad superficial hacia el norte (Figura 4.16 a) y con acumulación de agua a lo largo de la costa uruguaya produciendo una anomalía positiva de la elevación en la superficie libre en esa región como se observa en la Figura 4.16 c. Esta última característica, así como la disminución de salinidad a lo largo de toda la columna de agua en la sección norte (Figura 4.16 d), es consistente con un movimiento de hundimiento a lo largo de la costa uruguaya para estas direcciones del viento. Se observa además un incremento en la salinidad en las capas superiores a lo largo de las secciones

central y sur (figuras 4.16 e y f) y en la parte exterior de la sección norte (Figura 4.16 d) en consistencia con entrada de agua oceánica por superficie.

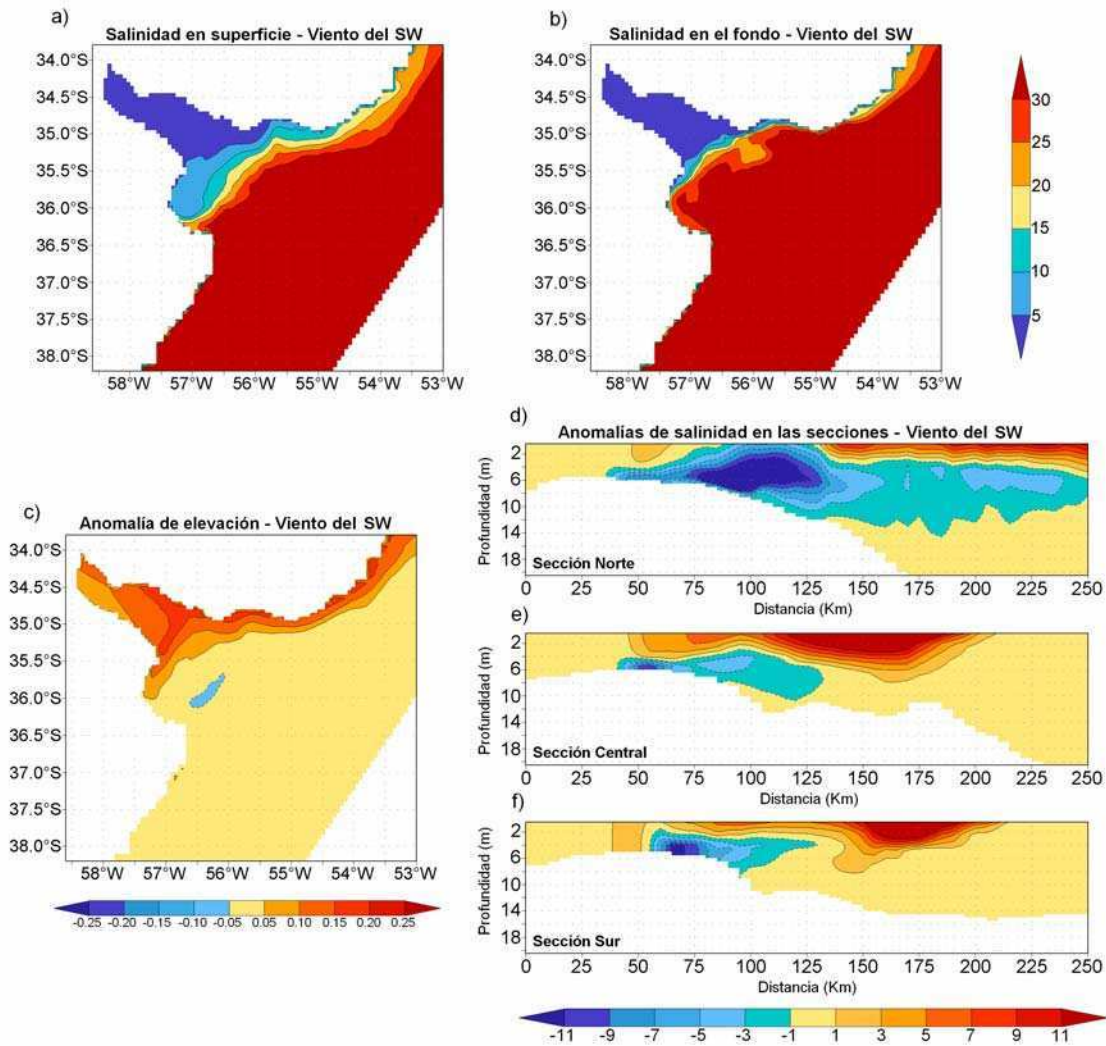


Figura 4.16: Solución del modelo bajo viento del sudoeste, representativo del primer modo resultante del análisis de Componentes Principales. Las anomalías son respecto de la solución sin viento. Las alturas están dadas en metros.

El segundo modo, que explica el 30% de la varianza, domina para vientos del sector noreste a este-sudeste (Figura 4.15). La solución del modelo para viento del este-noreste, representativa de este modo, se muestra en la Figura 4.17. El efecto de los vientos del sector este/noreste es producir un movimiento hacia el sur del frente de salinidad superficial y por lo tanto una disminución de salinidad de las aguas superficiales al sur de alrededor 36° S (Figura 4.17 a). Esto se debe a un movimiento hacia el sudoeste del agua que originalmente ocupaba la costa uruguaya y se manifiesta a través de una reducción en la elevación de la superficie libre en esa región (Figura 4.17 c). El incremento de salinidad de

las aguas superficiales en la costa uruguaya entre Montevideo y Punta del Este, con valores superiores a los del entorno y a 30 (Figura 4.17 a), indica movimiento de surgencia en esa zona. En la Bahía Samborombón se produce disminución de salinidad de las aguas de fondo (Figura 4.17 b) debido al apilamiento de agua de baja salinidad sobre esa región (Figura 4.17 c) y a procesos de mezcla en esa zona muy somera. La disminución de salinidad en los niveles superiores en la región exterior de las secciones central y sur (figuras. 4.17 e y f) resulta del movimiento hacia el sur del frente de salinidad. Como consecuencia, vientos de este sector producen una intensificación en la estructura de cuña salina a lo largo de las secciones central y sur, que se manifiesta a través de un aumento de la salinidad en los niveles inferiores en esas secciones, como muestran las figuras 4.17 e y f. Nótese que esta característica es consistente con lo inferido de los perfiles de salinidad observados mostrados en el Capítulo 3.

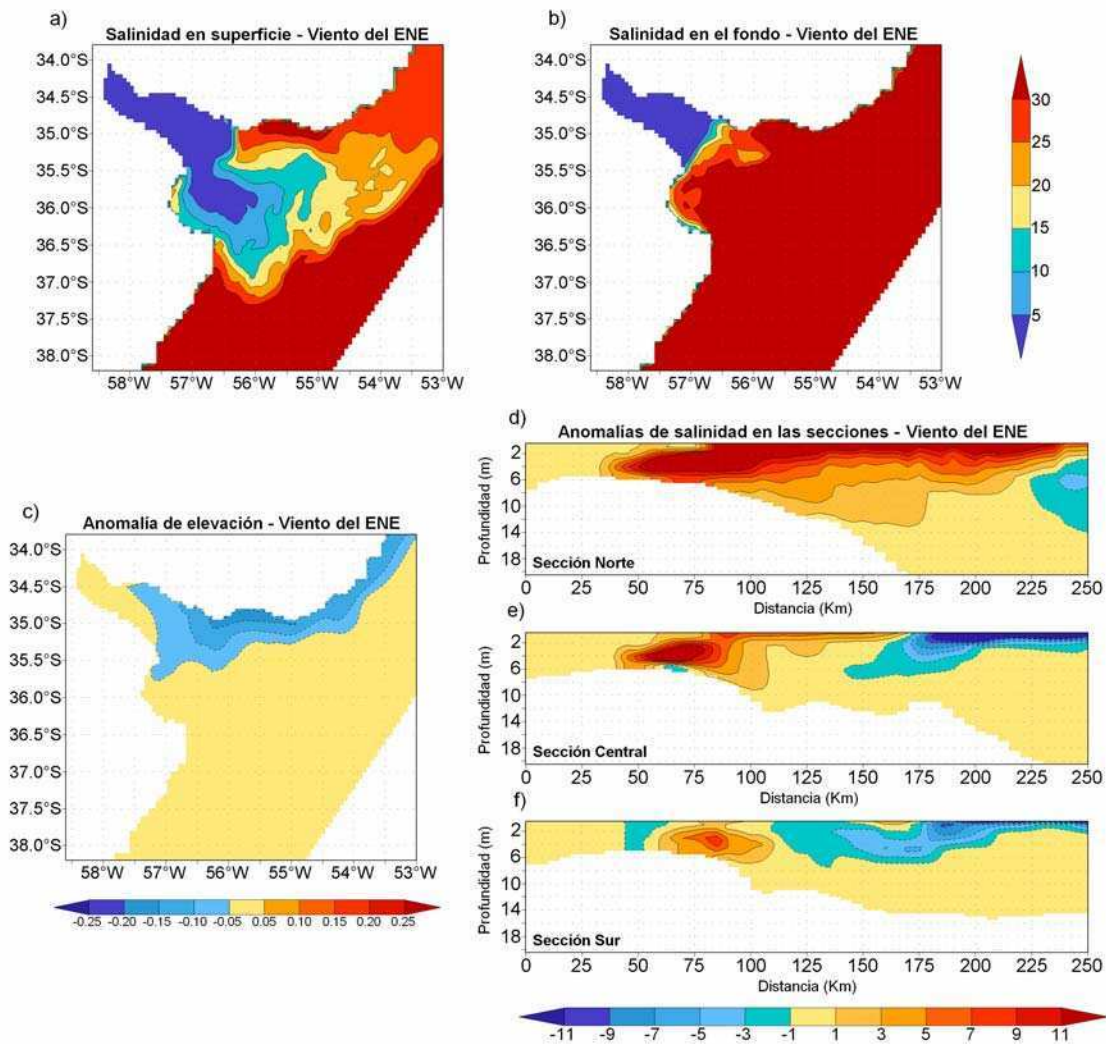


Figura 4.17: Solución del modelo bajo viento del este-noreste, representativo del segundo modo resultante del análisis de Componentes Principales. Las anomalías son respecto de la solución sin viento. Las alturas están dadas en metros.

El tercer modo, que explica el 12% de la varianza, domina para vientos del nor-noroeste (Figura 4.15). La solución del modelo forzado con viento de esa dirección se muestra en la Figura 4.18. El efecto de los vientos de este sector es producir una salida neta de agua desde el estuario, por lo tanto, se observa una significativa reducción en la elevación de la superficie libre en la parte superior del mismo (Figura 4.18 c). La salinidad superficial muestra una extensión de la pluma de agua de baja salinidad hacia el noreste con un movimiento hacia el este de las aguas superficiales a lo largo de la costa uruguaya (figuras 4.18 a y d). El frente de salinidad de fondo sufre una retracción (figuras. 4.18 b, d, e y f) que puede ser explicada en términos de entrada de agua oceánica por los niveles más bajos en compensación por el flujo saliente en superficie. Nótese que este resultado es consistente con lo inferido de los perfiles de corrientes ADCP (Capítulo 2), que mostraron inversión en la dirección de las corrientes entre las capas superficiales y de fondo, con egreso de agua

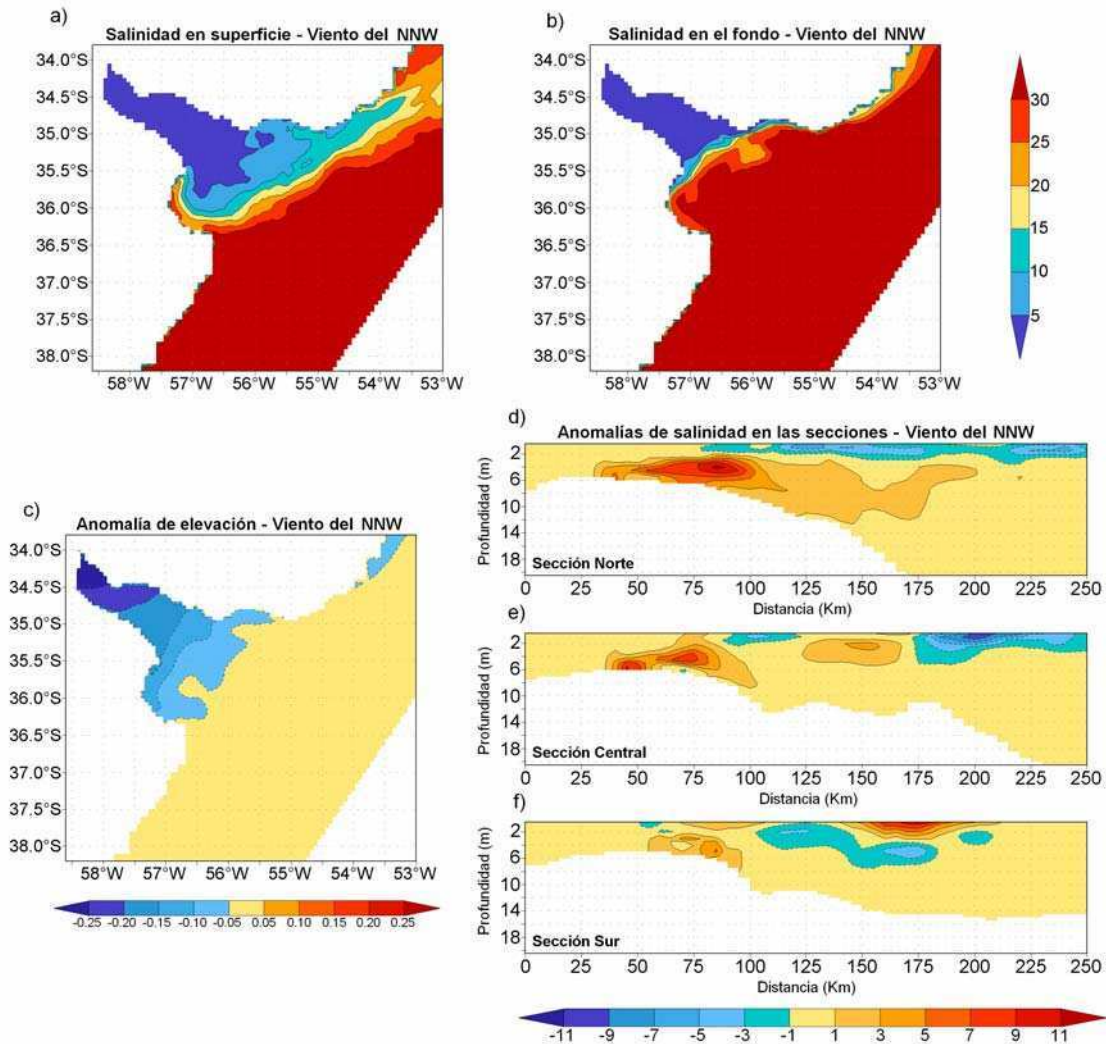


Figura 4.18: Solución del modelo bajo viento del nor-noroeste, representativo del tercer modo resultante del análisis de Componentes Principales. Las anomalías son respecto de la solución sin viento. Las alturas están dadas en metros.

de baja salinidad por superficie e ingreso de agua de alta salinidad por el fondo para esta dirección del viento. El incremento en la salinidad superficial observado en la Bahía Samborombón está asociado a entrada de agua oceánica por el sur y a fuerte mezcla vertical en esta región somera. La disminución de salinidad por encima de la haloclina y aumento por debajo de la misma observado a lo largo de las secciones norte y central (figuras 4.18 d y e) se debe a la extensión del frente de salinidad superficial (Figura 4.18 a) y consecuentemente indica una intensificación de la estructura de cuña salina en todo el estuario.

El cuarto modo, que explica el 7% de la varianza, domina para vientos del sudeste al sudsudeste (Figura 4.15). La solución del modelo para viento del sudeste se muestra en la Figura 4.19. El efecto de los vientos de este sector es producir una entrada neta de agua hacia el estuario y como resultado se observa un significativo incremento relativo de la elevación de la superficie libre en la parte superior (Figura 4.19 c) y retracción del frente de salinidad superficial (Figura 4.19 a). La extensión del frente de salinidad de fondo y el incremento de salinidad en superficie (figuras. 4.19 d, e y f) se explican en términos de salida de agua desde el interior del estuario por el fondo en compensación a la entrada de agua por superficie. Nótese que, nuevamente, esto es consistente con los resultados obtenidos del análisis de datos ADCP (Capítulo 2) que mostró que para vientos de este sector se produce una inversión en la dirección de las corrientes entre niveles superiores e inferiores con ingreso de agua salina por superficie y egreso de agua de baja salinidad por el fondo. Esta característica muestra que los vientos del sector sudeste son muy efectivos en degradar la estructura de cuña salina a lo largo de todo el frente.

Los resultados del análisis de las series de corrientes ADCP (Capítulo 2) indicaron que la respuesta de las corrientes del estuario al forzante del viento puede explicarse en términos de dos modos. El primero, que prevalece para vientos que tienen una componente perpendicular al eje del estuario, está asociado a una respuesta fuertemente barotrópica. El segundo modo domina cuando el viento sopla a lo largo del eje del estuario y está asociado con un patrón de reversión en la dirección de las corrientes entre capas superficiales y de fondo dando lugar a una débil respuesta barotrópica. Los resultados mostrados en esta sección indican que la respuesta del campo de salinidad asociada a estas corrientes puede explicarse en término de cuatro y no de dos modos. Nótese que aunque los patrones para la elevación de la superficie libre correspondientes a los dos primeros modos resultan

prácticamente opuestos (figuras. 4.16 c y 4.17 c), los patrones para la salinidad no lo son (figuras. 4.16 a y 4.17 a). Esta separación de los modos asociados al campo de salinidad resulta de la interacción de los movimientos de las aguas con la costa, que fuerza movimientos de ascenso y descenso. De la misma manera, los patrones de la elevación de la superficie libre asociados al tercer y cuarto modos son prácticamente opuestos (figuras. 4.18 c y 4.19 c) mientras que los de la salinidad nuevamente no lo son (figuras. 4.18 a y 4.19 a). Sin embargo, en este caso, los procesos son diferentes. Mientras que los vientos del noroeste intensifican la estructura de cuña salina, los vientos del sudeste tienden a destruirla.

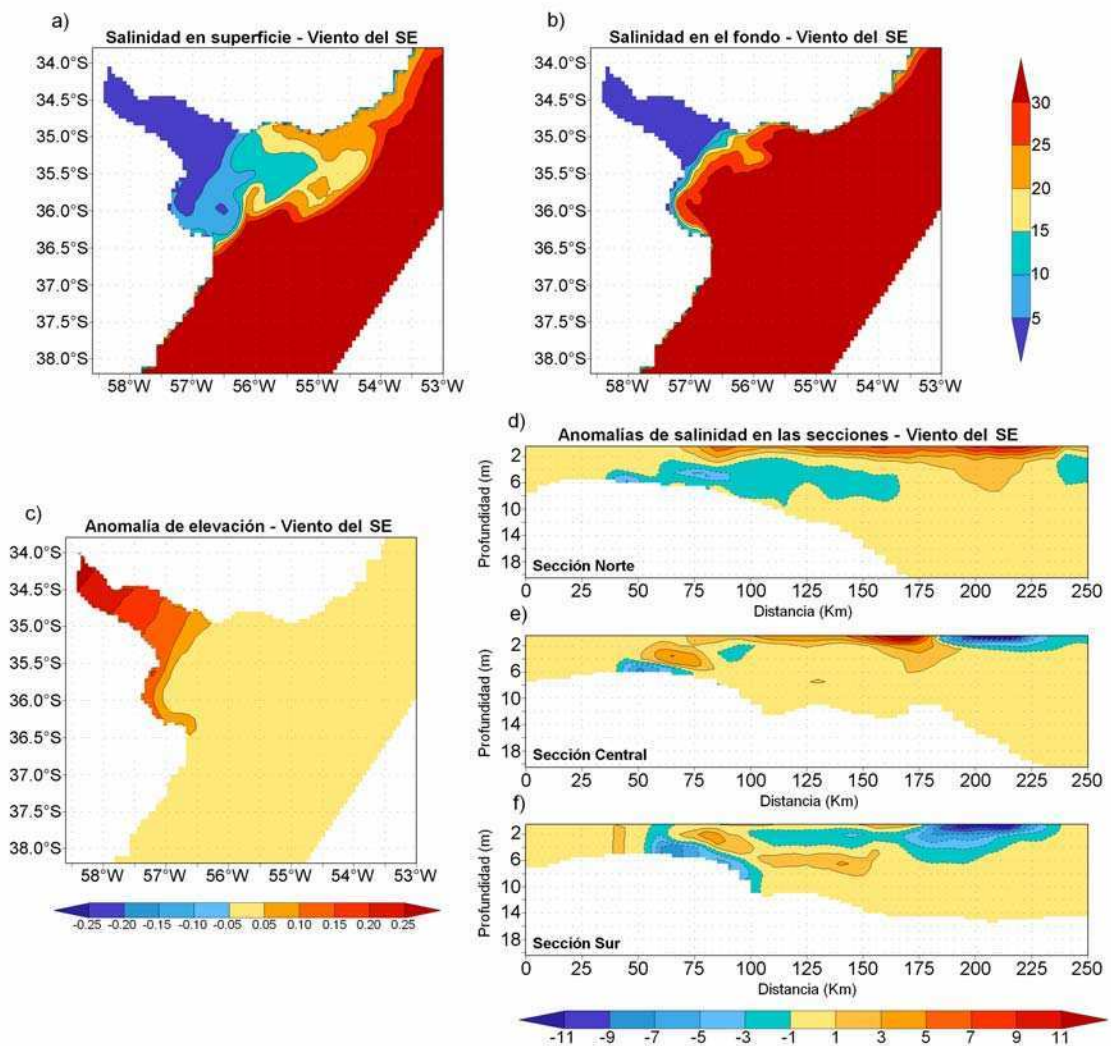


Figura 4.19: Solución del modelo bajo viento del sudeste, representativo del cuarto modo resultante del análisis de Componentes Principales. Las anomalías son respecto de la solución sin viento. Las alturas están dadas en metros.

4.3.2 Tiempo de reconstrucción de la cuña salina

El mantenimiento de la estratificación en el Río de la Plata es de fundamental importancia para aquellas especies costeras que desovan y crían en el estuario dado que éstas requieren condiciones específicas de salinidad para su reproducción exitosa. Esta razón fue la motivación para un estudio más completo sobre las condiciones necesarias para un quiebre de la estructura de cuña salina y la reconstrucción de dicha estructura una vez quebrada. En particular, es de interés encontrar los tiempos que le toma al estuario reacomodarse y reconstruir su estratificación luego de un evento disruptivo. En el Capítulo 3 y en la sección anterior se mostró que las condiciones de fuerte mezcla vertical necesaria para quebrar la estructura de cuña salina en toda la región del frente ocurren únicamente bajo vientos del sudeste. Sin embargo, los análisis previos no identificaron las condiciones de intensidad y persistencia del viento necesarias para destruir completamente la estratificación ni el tiempo que necesita el sistema para reconstruir las condiciones naturales de la cuña salina una vez quebrada.

Con el objetivo de contestar a esas preguntas se llevaron a cabo simulaciones numéricas adicionales. Para este ejercicio, dado que interesa estudiar el detalle de la cuña salina, se incrementó la resolución vertical al doble, es decir a 20 niveles verticales sigma. Como condición inicial se utilizó una condición media de verano equivalente a la mostrada en la validación. Luego el modelo se corrió con descarga media, componente M_2 de marea proveniente de un modelo de mayor escala (Simionato *et al.*, 2004a) y viento idealizado. En primer lugar, y a fin de establecer las condiciones de viento necesarias para la ruptura de la estratificación, se analizó la sensibilidad a la intensidad y persistencia del viento. En este caso el forzante atmosférico idealizado consiste en viento del sudeste constante y uniforme que sopla durante 3 días. Se realizaron simulaciones para diferentes intensidades del viento entre 8 y 15 $m s^{-1}$. Para evitar el desarrollo de excesivas ondas gravito-inerciales en la simulación, los vientos se cambiaron gradualmente desde las condiciones medias de verano a través de una rampa lineal de un día de duración. En cada caso se guardaron las salidas del modelo cada 3 horas y se analizaron las condiciones necesarias para el quiebre de la cuña salina. Los resultados indican que intensidad y persistencia del viento tienen efectos similares. Es decir que tanto para vientos persistentes como intensos, se logra la ruptura de la estratificación. Por ejemplo, un viento del sudeste de 15 $m s^{-1}$ logra quebrar la estructura en el orden de 12 horas mientras que un viento un poco más débil, de 13 $m s^{-1}$, requiere de

una persistencia de aproximadamente 42 horas para lograr el mismo efecto. A modo de ejemplo, la Figura 4.20 muestra las secciones norte (paneles izquierdos), central (paneles centrales) y sur (paneles derechos) para la condición inicial y luego de 2 días de simulación de viento del sudeste con intensidades de 9, 11, 13 y 15 m s⁻¹. Se puede observar que para vientos más débiles (por ejemplo para 9 a 11 m s⁻¹), si bien la estratificación queda debilitada respecto de la condición inicial, no se logra un quiebre completo de la estructura de cuña salina. Sin embargo, vientos más intensos (a partir de 13 m s⁻¹) producen en ese tiempo una completa ruptura de la estratificación ocurriendo más rápido para vientos más intensos. Este resultado indica que para que la estructura de cuña salina se encuentre totalmente quebrada y la columna vertical se encuentre completamente mezclada, no sólo se requiere de vientos del sector sudeste sino que además éstos deben ser o intensos o persistentes.

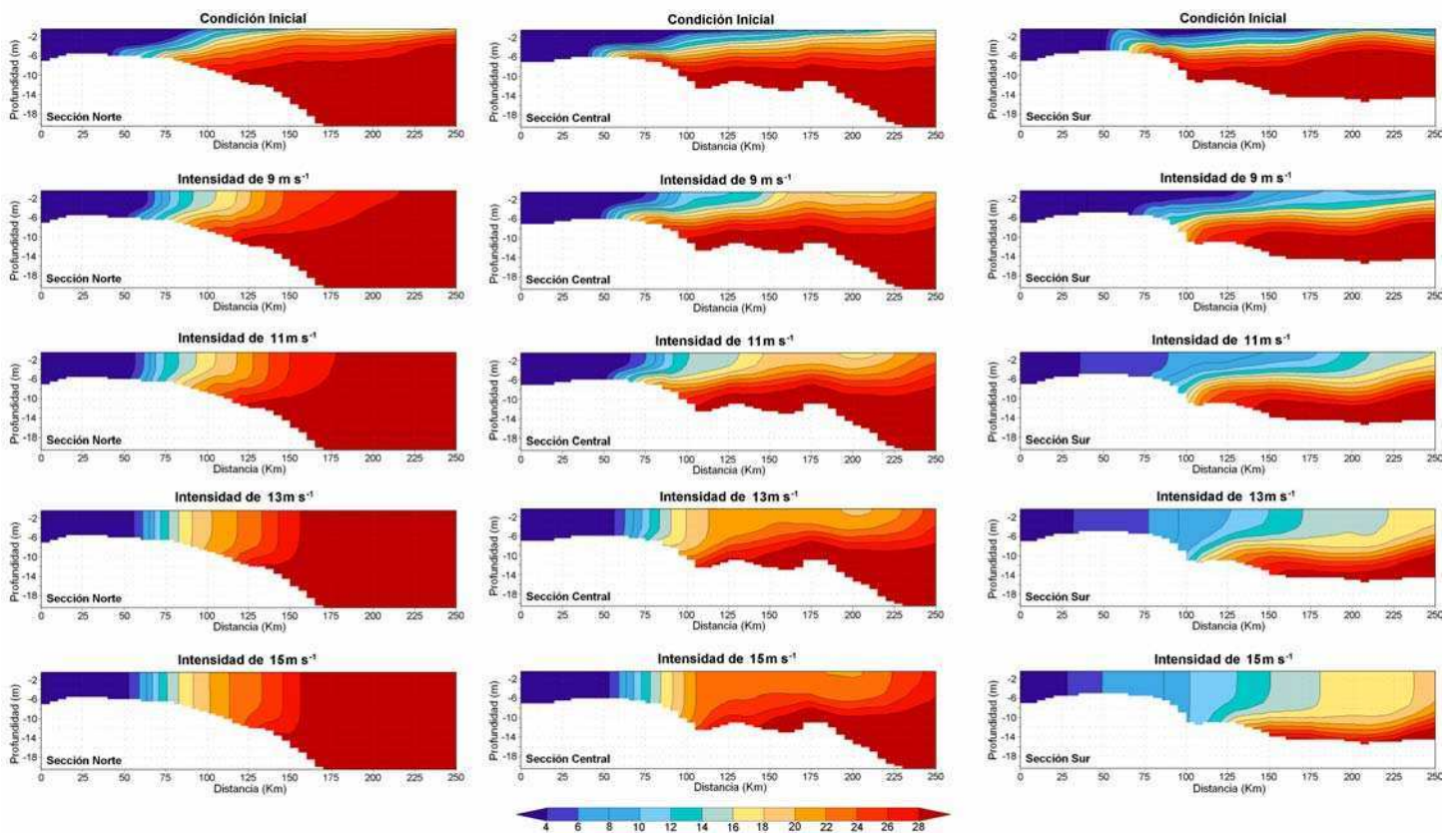


Figura 4.20: Perfiles de salinidad de la sección norte (paneles izquierdos), central (paneles centrales) y sur (paneles derechos) para la condición inicial, y luego de 2 días con viento del sudeste uniforme de intensidad de 9, 11, 13 y 15 m s⁻¹.

Una vez establecidas las condiciones del viento necesarias para romper la estructura de cuña salina, es interesante determinar el tiempo que le toma al sistema volver a establecer la estratificación que caracteriza al estuario (Guerreo *et al.*, 1997). Para ello se realizó una

simulación a partir de la condición media de verano forzando al modelo con descarga media, componente de marea M_2 y un viento idealizado que simula a una sudestada típica. Esta condición de viento se construyó en base a las observaciones reportadas por Escobar *et al.* (2004) y Guerrero *et al.* (1997) y la intensidad se fijó en función de los resultados previos. La misma consiste en un viento del sudeste uniforme en todo el dominio cuya intensidad varía en el tiempo a través de una función como la que se muestra en la Figura 4.21 y alcanza una intensidad máxima de 15 m s^{-1} . La tormenta tiene un total de 70 horas de duración, se inicia a partir de una condición media de verano y alcanza su máxima intensidad a las 36 horas desde su comienzo, luego de las cuales decae rápidamente a las condiciones medias nuevamente. Aunque simple, este esquema reproduce todas las características típicas de un evento de este tipo. Una vez pasada la sudestada, se continúa corriendo el modelo durante 30 días con vientos medios de verano para estudiar la persistencia de la señal.

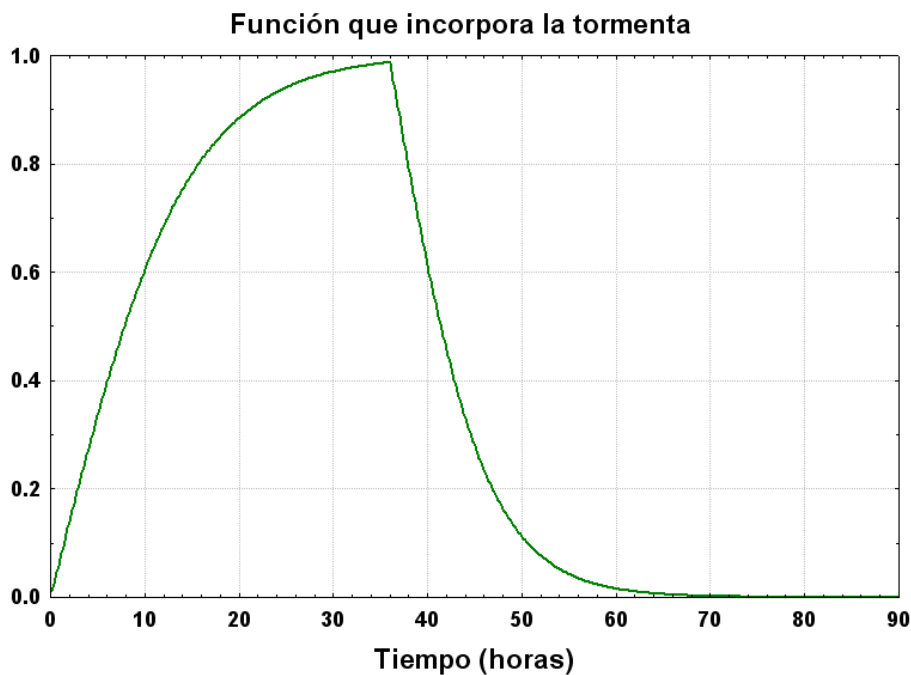


Figura 4.21: Coeficiente en función del tiempo por el cual se mezclan las condiciones de viento medias de verano con el viento uniforme del sudeste de 15 m s^{-1} .

Los resultados de la simulación se muestran en la Figura 4.22 donde se graficaron los perfiles de salinidad en la secciones norte, central y sur para la condición inicial, inmediatamente después de finalizada la tormenta y 5, 10 y 15 días después. La condición inicial (paneles superiores de la Figura 4.22), de acuerdo a la estructura típica de verano, muestra una fuerte cuña salina. Inmediatamente después de la sudestada (48 horas desde su comienzo) se observa en los campos de salinidad un gran debilitamiento de la estructura

vertical en las tres secciones analizadas. En particular la sección norte es la más afectada con quiebre total de la estratificación a lo largo de la misma. Las secciones central y sur desarrollan un gran debilitamiento de la estructura vertical debido a la retracción del frente de salinidad superficial, al avance del frente de fondo, y a la mezcla vertical que el viento induce de esta manera. Si bien en las regiones central y sur del estuario se observa estratificación en las porciones exteriores de las secciones analizadas, las porciones interiores tienen una estructura muy débil e incluso muestran mezcla completa. Luego de pasada la tormenta, retornadas las condiciones de viento medias de verano, la estructura vertical comienza a reestablecerse. Durante los primeros 5 días el sistema es capaz de formar nuevamente una cuña salina, aunque con gradientes menores a los que mostraba previo a la sudestada, como puede observarse en los paneles centrales de la Figura 4.22. Sin embargo, luego de 10 días el sistema prácticamente retorna a la condición inicial. Esta restitución de la cuña en 10 días es más evidente en la sección sur, mientras que en las secciones norte y central parece requerir un tiempo algo mayor, alcanzando a los 15 días la marcada estructura inicial (paneles inferiores de la Figura 4.22).

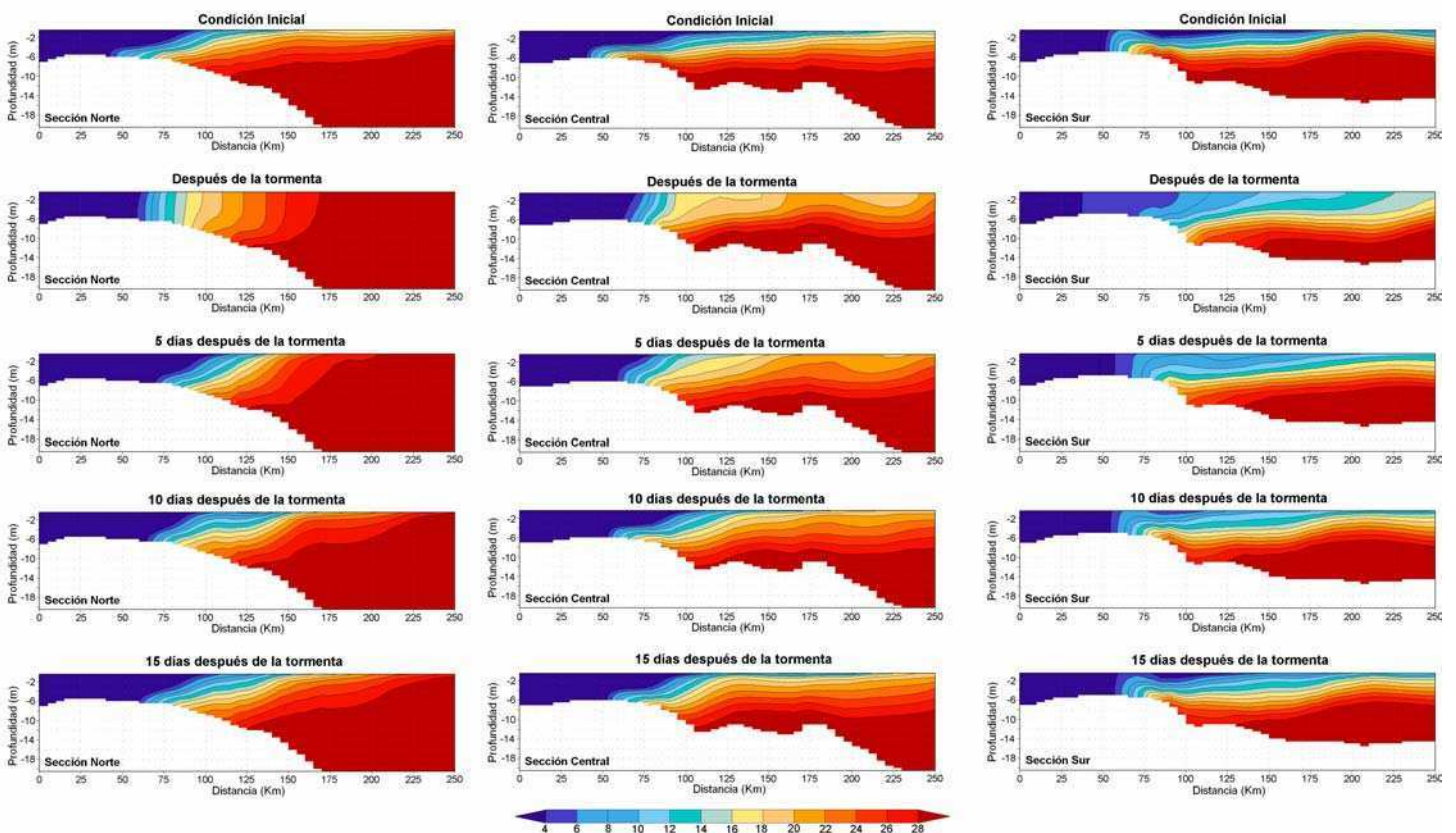


Figura 4.22: Perfiles de salinidad de la sección norte (paneles izquierdos), central (paneles centrales) y sur (paneles derechos) para la condición inicial, y luego de 0, 5, 10 y 15 días pasada la tormenta.

Los resultados indican que una sudestada intensa del orden de 15 m s^{-1} , o bien un viento del sudeste más débil pero persistente (por ejemplo de 11 m s^{-1} durante 3 días, no mostrado), debilita la fuerte estructura de cuña salina e incluso puede quebrarla completamente especialmente en la región norte. Sin embargo, el sistema es capaz de reestablecer la estratificación en el orden de 10 a 15 días, en las tres secciones analizadas representativas de toda la región del frente.

4.4 Discusión y conclusiones

En este capítulo se utilizó el modelo hidrodinámico ECOM con el fin de estudiar la respuesta de los campos de salinidad del estuario del Río de la Plata a la variabilidad del viento en escala sinóptica, determinar las condiciones de viento necesarias para quebrar la estructura de cuña salina y el tiempo que le toma al sistema recuperarla frente a un evento disruptivo. Se determinó la arquitectura de modelado óptima a fin de reducir el costo computacional y asegurar una buena representatividad de las variables de interés, particularmente el campo de salinidad. Se demostró que el modelo en dicha arquitectura captura cualitativamente los campos de salinidad superficiales y de fondo y la estructura de cuña salina bajo las condiciones medias de verano e invierno.

Las simulaciones numéricas muestran que todo el campo de salinidad responde rápida (orden de 3 días) e intensamente a cambios en la dirección del viento. La respuesta del sistema a estos cambios puede explicarse en término de cuatro patrones característicos que resultan de la respuesta a vientos con una componente predominante en direcciones paralela y perpendicular al eje del estuario. Estos patrones, a diferencia de los hallados para las corrientes en el Capítulo 2 no son simétricos como resultado de la interacción de las corrientes con la línea de costa, que genera movimientos verticales y, por lo tanto, efectos particulares en regiones costeras. Para vientos del sector sudoeste, se produce una extensión del frente de salinidad superficial hacia la costa uruguaya (norte) y un probable movimiento de hundimiento en esa región. Para vientos del sector noreste se observa una retracción del frente de salinidad superficial hacia el sudoeste y un ingreso de agua de alta salinidad de origen marino por la costa norte. El modelo indica que bajo esta condición de viento podría producirse a lo largo de dicha costa surgencia de agua de fondo como resultado de que el transporte de Ekman es perpendicular y hacia fuera de la misma. Para vientos del sector noroeste se produce una salida neta de agua desde el estuario superior y

entrada de agua oceánica por los niveles más bajos. De esta manera la cuña salina queda intensificada en todo el estuario en consistencia con el resultado encontrado a partir de los perfiles de salinidad observados (Capítulo 3). Finalmente, para vientos del sudeste se produce una entrada neta de agua hacia el estuario y salida de agua desde el interior del mismo por el fondo. Los vientos del sector sudeste son efectivos en degradar la estructura de cuña salina a lo largo de todo el frente tal como se encontró en el capítulo anterior a partir de observaciones.

Aunque los datos de salinidad disponibles no tienen la resolución espacio-temporal necesaria para extraer estos patrones directamente de los mismos por una metodología similar, es interesante intentar observar si muestran los rasgos descritos por la simulaciones. Para ello, la Figura 4.23 muestra composiciones de los campos superficiales de salinidad para las cuatro direcciones características del viento (noroeste, noreste, sudoeste y sudeste). Esta figura, presentada en esta Tesis por gentileza del Lic. Raúl Guerrero, fue construida a partir de datos de campañas CTD que fueron compuestos por dirección del viento según los reanálisis de NCEP/NCAR. De esta manera, los datos utilizados para construir cada una de las figuras corresponden a momentos y campañas diferentes y a diferentes condiciones de persistencia de viento de una misma dirección, proporcionando una visión probablemente suavizada de la respuesta del campo de salinidad a una dirección determinada del viento. Se puede observar en esta figura que las características descritas por las simulaciones son aparentes en los datos. Por ejemplo, es evidente la retracción hacia el sudoeste del frente de salinidad bajo vientos del sector noreste (panel superior derecho de la Figura 4.23) y el desplazamiento hacia la costa uruguaya bajo vientos del sector sudoeste (notar, por ejemplo, las isohalinas de entre 10 y 15 en el panel inferior izquierdo). De la misma manera, el campo compuesto para vientos del sector sudeste (panel inferior derecho de la Figura 4.23) muestra una retracción del frente en la porción superior similar a la que indican las simulaciones para esa dirección del viento. Por último, bajo vientos del sector noroeste (panel superior izquierdo de la Figura 4.23), la extensión de la lengua de baja salinidad hacia el norte a lo largo de la costa uruguaya se insinúa en las observaciones, aunque no de manera tan marcada como muestran las simulaciones. Esto resulta de que en la región del Río de la Plata los vientos del sector noroeste, cuando ocurren, son débiles comparados con los vientos de otros sectores (Simionato *et al.*, 2008), por lo cual introducen una señal más débil. En cambio, en las simulaciones y a fin de poder comparar, se utilizó la misma intensidad del viento para todas las direcciones. De esta manera, las

observaciones parecen confirmar las conclusiones extraídas de las simulaciones. Nótese, sin embargo, que dado que los campos compuestos se construyeron utilizando datos dispersos en espacio y tiempo, es probable que la señal que muestran los mismos esté muy suavizada y sea más débil que la señal sinóptica en un instante determinado. En todo caso, el encontrar una señal clara en composiciones de este tipo habla de la intensidad y la velocidad de la respuesta del estuario a la variabilidad del viento y confirma la conclusión inferida en capítulos previos de que la señal “estacional” observada en el estuario no es representativa de ningún momento en particular sino el resultados de la mayor frecuencia

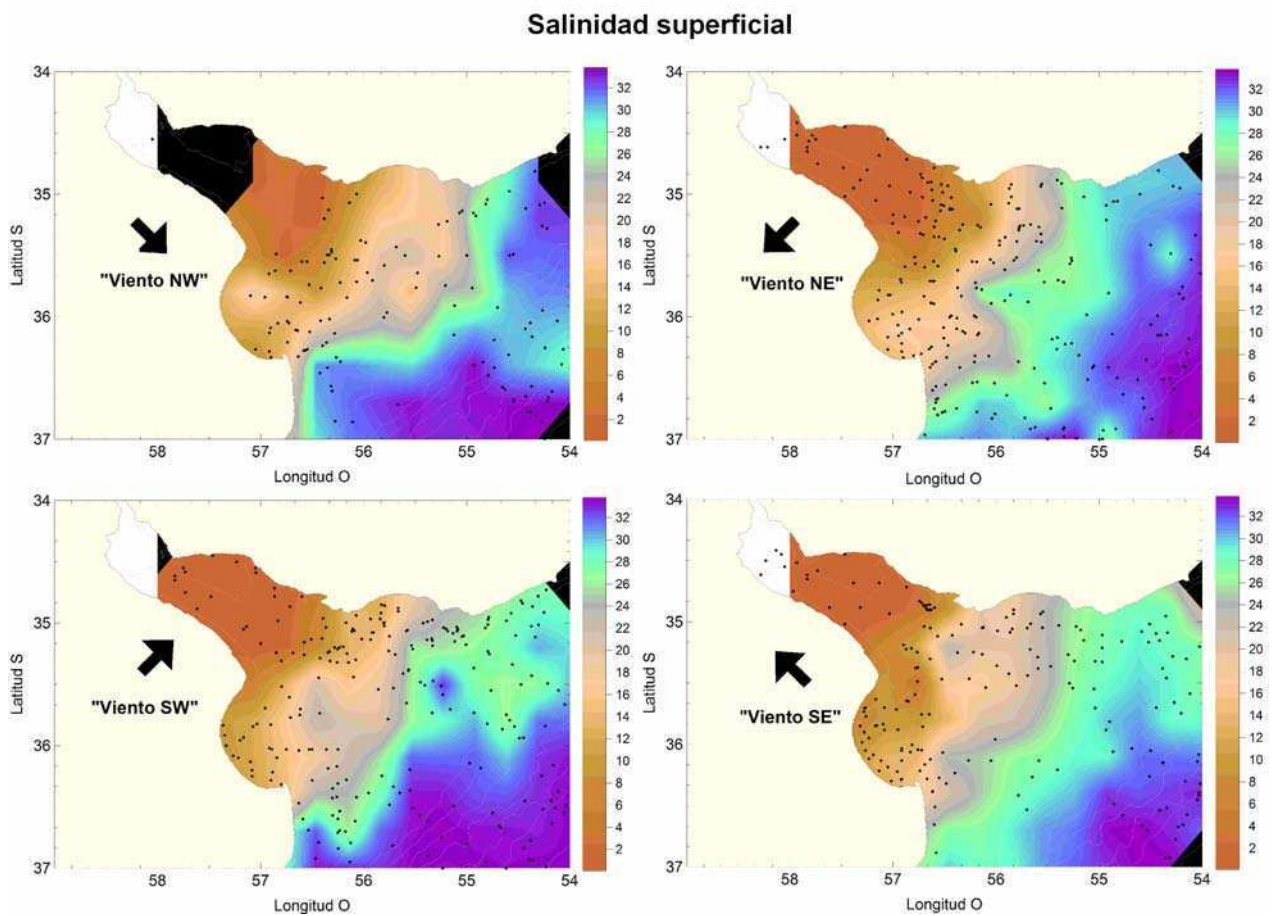


Figura 4.23: Composiciones por dirección del viento de los campos de salinidad superficial observados a partir de campañas sinópticas. Gentileza de Raúl Guerrero.

de vientos del sector noreste en verano y del sector oeste en el invierno. En efecto, y a modo de ejemplo, la Figura 4.24, mostrada nuevamente por gentileza del Lic. Raúl Guerrero, muestra dos campos sinópticos de salinidad superficial. En el panel izquierdo de la misma se observa una situación típica de verano durante el otoño. El frente de salinidad superficial presenta una retracción hacia el sudoeste y se observa un centro de alta salinidad en la costa uruguaya, frente a Punta de Este. Esta situación parece haber ocurrido en

respuesta a un viento sinóptico con una componente dominante del norte, aún durante la estación fría del año. De la misma manera, el panel derecho de la Figura 4.24 presenta una situación típica de invierno con desplazamiento hacia el noreste del frente superficial durante la estación cálida, aparentemente en rápida respuesta del campo de salinidad superficial del estuario a vientos del sector oeste.

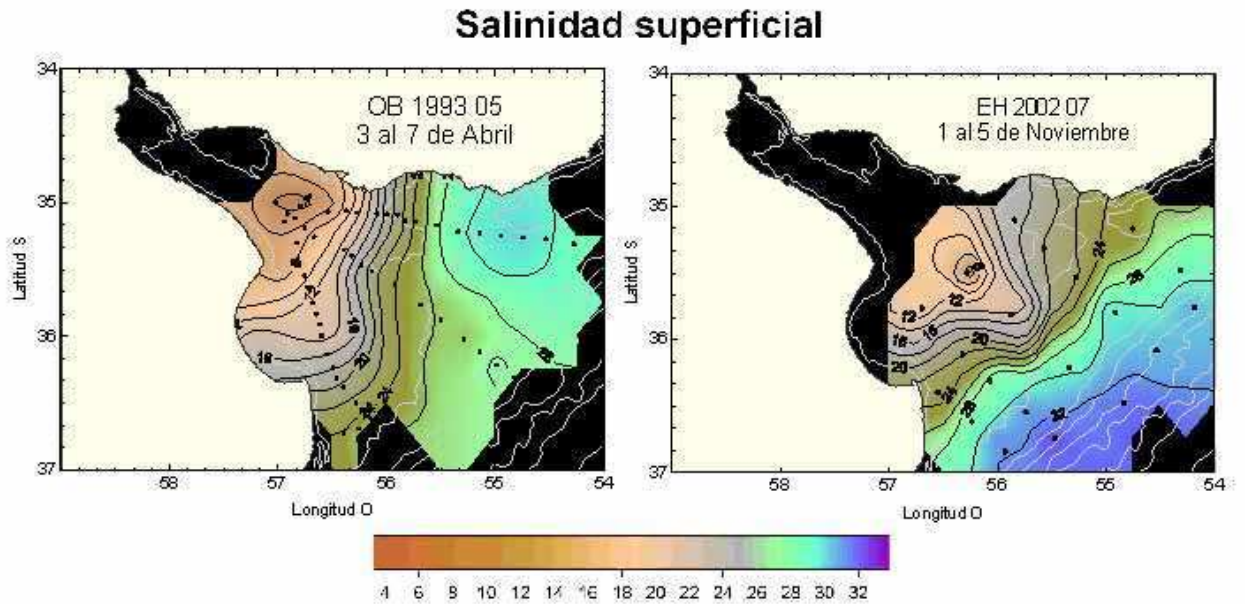


Figura 4.24: Campos sinópticos de salinidad superficial observados. Gentileza de Raúl Guerrero.

La falta de observaciones en las regiones próximas a las costas no permite una validación de las soluciones del modelo en esas regiones. En particular, las simulaciones indican que para vientos del sector noreste el movimiento de las aguas estuarinas hacia el sudoeste sería compensado no sólo por un ingreso neto de agua oceánica a lo largo de la costa uruguaya, sino que se producirían movimientos verticales de surgencia en la región entre Montevideo y Punta del Este. Dado que los vientos de este sector son dominantes durante el período cálido (Simionato *et al.*, 2005) estos eventos serían típicos de primavera y verano. Framiñan y Brown (1998) y Framiñan *et al.* (2001) reportaron eventos de surgencia a lo largo de la costa uruguaya durante los meses de verano, especialmente desde mediados de diciembre a principios de febrero. Estos autores analizaron imágenes satelitales de temperatura superficial del mar y encontraron eventos de enfriamiento de entre 4° y 5° con respecto a las aguas circundantes en la región que es próxima a Punta del Este y que pueden llegar hasta el interior de la plataforma. Por otro lado, campañas CTD realizadas por el INIDEP a lo largo de pocos días (casi sinópticas) han mostrado, en ocasiones, características de este tipo. Este es el caso, por ejemplo, de la campaña realizada entre los días 3 y 7 de abril de

1993 para la cual se muestra el campo de salinidad superficial en el panel izquierdo de la Figura 4.24. Un mejor entendimiento de este proceso requiere estrategias de muestreo específicas orientadas a obtener observaciones de perfiles CTD (e idealmente de corrientes simultáneas) en proximidades de la costa uruguaya entre Montevideo y Punta del Este, bajo diferentes condiciones de viento.

Los resultados de las simulaciones son consistentes con los obtenidos en base a observaciones en algunos puntos del estuario en el capítulo previo respecto de que un debilitamiento y/o quiebre de la haloclina puede ocurrir solamente bajo vientos del sudeste. Sin embargo las simulaciones muestran que se requieren condiciones de viento particulares para lograr una mezcla efectiva. Por ejemplo, es necesario que el viento sea intenso (aproximadamente 13 m s^{-1}) o muy persistente (alrededor de 3 días para un viento de 10 m s^{-1}) para lograr el quiebre. Las simulaciones muestran además que una vez quebrada completamente la estratificación, el sistema es capaz de reconstruir la fuerte estructura vertical en aproximadamente 10 a 15 días. Es probable que en la naturaleza, la alta variabilidad atmosférica en la escala sinóptica contribuya a que estos tiempos de restitución sean incluso, más cortos.

Los resultados encontrados en este capítulo tienen implicancias para la biología. Como se mencionó en el Capítulo 1, la fuerte picnoclina en la cabecera de la cuña produce la acumulación y retención de plancton, incluyendo los huevos de las especies que desovan y crían en el estuario. La región de la cuña salina del Río de la Plata está caracterizada por gran actividad biológica por encima de la haloclina mientras que por debajo se encuentra una región biológicamente pobre (Acha y Macchi, 2000). De esta manera, durante eventos disruptivos, las propiedades retentivas del sistema quedan alteradas y el plancton queda expuesto a fuertes y rápidos cambios en las condiciones de salinidad. Sin embargo, los eventos con estas características ocurren pocas veces al año (Salio, 1997; Escobar *et al.*, 2004), y el sistema restablece rápidamente la estructura. Como resultado, el estuario presenta una fuerte haloclina durante la mayor parte del tiempo a lo largo de todo el año. Esto implica, tal como se discutió en el Capítulo 3, que los intercambios de nutrientes, sedimentos y otras propiedades entre las aguas estuarinas y oceánicas también ocurrirían pocas veces al año, bajo condiciones de sudestadas intensas, mientras que el sistema mostraría características fuertemente retentivas, beneficiando a la biota al retener las larvas y huevos, pero también acumulando contaminantes. La ocurrencia de eventos de surgencia

a lo largo de la costa norte del estuario podría eventualmente ser un efecto desfavorable para la biota, dado que tendería a inundar dicha costa de aguas de origen oceánico más frías y más pobres en nutrientes que las aguas del propio estuario. Finalmente, es evidente que los modelos pesqueros para la región, que son construidos bajo la hipótesis de una marcada señal estacional deben ser revisados.

Capítulo 5: Resultados de simulaciones numéricas en base al modelo hidrodinámico HamSOM

5.1 Introducción

Durante los últimos años se han observado cambios tanto en la variabilidad atmosférica sobre el estuario del Río de la Plata (Simionato *et al.*, 2005) como en la descarga continental, estos últimos fundamentalmente asociados a ciclos de largo período (Jaime *et al.*, 2002). Se espera además que como resultado del cambio climático en las próximas décadas se produzcan nuevos cambios en estas variables, con un potencial efecto sobre el nivel medio del mar, la profundidad media del estuario y las áreas inundadas (Barros, 2005; Camilloni, 2005; Camilloni y Bidegain, 2005; Re, 2005). Estos cambios podrían tener un importante impacto social, económico y ecológico. Por ejemplo, cambios en la sedimentación podrían modificar las necesidades de dragado de los canales de acceso a los puertos; o variaciones en la circulación podrían modificar los patrones retentivos que favorecen a las pesquerías (Simionato *et al.*, 2008) con impacto sobre las aves que anidan en la región, o incluso con cambios en los tiempos de residencia de las aguas en el estuario con efectos sobre la concentración de contaminantes. Sin embargo, debido a la falta de observaciones directas con la resolución necesaria, prácticamente no existen estudios que hayan abordado el impacto de la variabilidad y cambio de los vientos y la descarga sobre la región. Fiore *et al.* (2001) y Pousa *et al.* (2007) analizaron una serie de alturas del nivel del mar de alrededor de 100 años de duración adquirida en Palermo (Buenos Aires) en la que observaron no sólo un incremento del nivel medio del estuario sino importantes cambios en el régimen de crecidas y bajantes. Escobar *et al.* (2004), D'Onofrio *et al.* (2005) y Cerne *et al.* (2005) vincularon los cambios en las crecidas y bajantes con cambios en la variabilidad de los vientos. Barros *et al.* (2003) sugirieron que esta variabilidad podría ser además responsable de cambios observados en los niveles medios.

Una adecuada gestión ambiental requiere predictabilidad y para un completo entendimiento y, consecuentemente, una adecuada predictabilidad de la variabilidad climática en el estuario

y los posibles cambios en el futuro es necesario un previo entendimiento de la variabilidad climática actual y pasada del sistema y sus forzantes. El conocimiento del clima presente y pasado constituye, sin duda, la base para la evaluación del clima futuro. El objetivo de este capítulo es, en ese sentido, estudiar la variabilidad climática a lo largo de las últimas décadas en el estuario del Río de la Plata. Dado que no se dispone de observaciones con la resolución espacio-temporal necesaria, un estudio de este tipo basado en datos requeriría de un extensivo y costoso programa observacional que no sólo está lejos de los recursos disponibles, sino que insumiría un tiempo excesivamente largo en un sistema que está cambiando y que requiere de rápidas decisiones. Ante la falta de observaciones, las simulaciones numéricas derivadas de modelos propiamente formulados y debidamente forzados contienen suficiente física como para proporcionar aproximaciones muy realistas de la circulación y su variabilidad. Sin embargo, para realizar simulaciones numéricas representativas es necesario disponer de condiciones de contorno para todo el período de simulación. Dado que no se dispone de series de tiempo de largo período de salinidad en distintos niveles que permitan una formulación adecuada de la baroclinicidad en las simulaciones, éstas desafortunadamente quedan limitadas al estudio de la circulación barotrópica. Las condiciones de borde para este tipo de simulaciones las constituyen la marea, que se compone a partir de las constantes armónicas derivadas de modelos globales o regionales de marea, y el viento y la presión atmosféricas, disponibles de diversas bases de datos globales. Aunque este tipo de simulaciones no permite el abordaje del estudio de la variabilidad de los campos termohalinos, la circulación barotrópica determina prácticamente en su totalidad el campo de nivel del mar en el estuario. Esta es una variable sumamente importante desde el punto de vista práctico, ya que de ella dependen las inundaciones, la navegación, la disponibilidad de agua potable y, eventualmente, la erosión costera. En este capítulo se realizará una simulación numérica de varias décadas de la circulación barotrópica incluyendo la variabilidad de escala sinóptica del viento, que generará la base de datos de altura del nivel del mar que será entonces utilizada para el estudio de la variabilidad climática en todas las escalas de tiempo.

El modelo numérico seleccionado para este estudio es Hamburg Shelf Ocean Model (HamSOM). Este es un modelo desarrollado por Backhaus (1983, 1985) y ampliamente utilizado en varias regiones costeras de todo el mundo (Backhaus y Hainbucher, 1987; Rodríguez *et al.*, 1991; Stronach *et al.*, 1993; Simionato *et al.*, 2001, 2004a, 2004b, 2006), demostrando ser muy robusto para el estudio de la dinámica costera. La elección de este

modelo para este estudio en lugar de ECOM utilizado en el capítulo anterior se basa en dos criterios. En primer lugar, la capacidad de este modelo de reproducir con alto grado de realismo los niveles y corrientes observadas en el estuario ha sido previamente demostrada por Simionato *et al.* (2006). En segundo lugar, HamSOM es más económico computacionalmente lo que, dado que se requiere realizar una simulación muy larga es sumamente importante desde el punto de vista práctico.

Se espera que la variabilidad climática en el estuario esté dominada por la variabilidad de la descarga y el viento. Los principales tributarios del Río de la Plata, los ríos Paraná y Uruguay, tienen represas para producción energética en diversos lugares a lo largo de su cauce. Por esa razón, la variabilidad de sus descargas, especialmente en períodos cortos, puede reflejar actividad humana y no de índole natural. Por eso, habitualmente se utilizan medias mensuales para estudiar los ciclos de variabilidad natural en los mismos. Estos ciclos fueron estudiados por Jaime *et al.* (2002), quienes encontraron variabilidad principalmente en escalas de entre 6 y 8 años y entre 14 y 17 años, sumados a ciclos secos y húmedos de largo período. Los cambios en los vientos a 10 metros en la región fue estudiada por Simionato *et al.* (2005), quienes encontraron variabilidad en todas las escalas desde la sinóptica hasta la inter-anual. En particular, estos autores mostraron que el 60% y el 10% de la varianza de la componente zonal y meridional, respectivamente, están asociados a variabilidad en escala estacional, mientras que la escala interanual explica el 2% y el 10%, respectivamente. La variabilidad en escala subanual también determina el comportamiento de la componente meridional, explicando aproximadamente el 80% de la varianza. La simulación realizada en este capítulo fue forzada con datos de descarga mensual de los ríos Paraná y Uruguay y datos cuatrídarios de presión a nivel del mar y vientos a 10 metros de altura.

5.2 Descripción del modelo

5.2.1 Generalidades

El modelo HamSOM (Hamburg Shelf Ocean Model) fue desarrollado por Backhaus (1983; 1985) en el Institut für Meereskunde (IfM) de Hamburgo, Alemania. Ha sido aplicado a diversas cuencas del planeta, demostrando ser muy robusto para describir la dinámica asociada a las plataformas continentales (Backhaus y Hainbucher, 1987; Rodriguez *et al.*,

1991; Stronach *et al.*, 1993; Rodríguez, 1998; Simionato *et al.*, 2001, 2004a, 2004b, 2006). Este modelo fue descrito en muchas publicaciones (Backhaus, 1983, 1985; Backhaus y Hainbucher, 1987; Rodríguez y Alvarez, 1991; Rodríguez *et al.*, 1991; Stronach *et al.*, 1993; Alvarez *et al.*, 1997), sin embargo a continuación se realiza una breve reseña de las principales ecuaciones que resuelve.

Se trata de un modelo tridimensional multinivel en coordenada ξ . En su versión barotrópica, el modelo está basado en el siguiente conjunto de ecuaciones de Reynolds:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = fv + A_h \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + \frac{\partial \tau_x}{\partial z}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = -fu + A_h \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + \frac{\partial \tau_y}{\partial z}$$

donde u , v y w son las componentes del vector velocidad; t es el tiempo; p es la presión; ρ es la densidad del agua; f el parámetro de Coriolis; τ_x y τ_y las componentes zonal y meridional del vector esfuerzo del viento y A_h es la viscosidad turbulenta horizontal. La formulación se completa con la ecuación de continuidad para un fluido incompresible y la ecuación hidrostática:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

donde g es la aceleración de la gravedad.

El modelo está desarrollado en diferencias finitas. El tipo de malla empleado es el Arakawa-C (Arakawa y Lamb, 1977). En el mismo, tanto la elevación de la superficie libre como los transportes ocupan diferentes posiciones en el espacio. Las variables son distribuidas para facilitar el cálculo de las derivadas. La Figura 5.1 muestra un esquema tridimensional de este tipo de celda. Las dimensiones de esta celda son, siguiendo los ejes cartesianos, Δx , Δy y $\Delta \xi$. Los transportes U y V se calculan en las caras este y sur, respectivamente mientras

que la velocidad vertical w se determina en el centro de la cara superior. La elevación de la superficie libre η sólo está definida en la capa superficial.

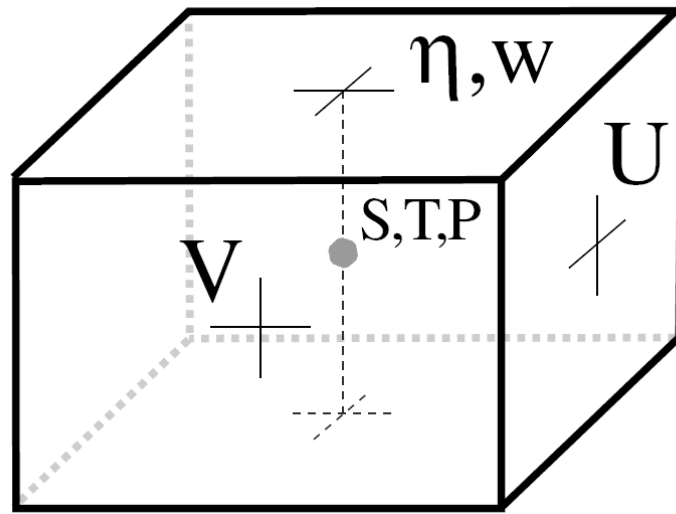


Figura 5.1: Esquema tridimensional de una celda de tipo Arakawa-C utilizada en el modelo HamSOM.

HamSOM está escrito en coordenadas cartesianas. A fin de tener en cuenta la convergencia de los meridianos todas las distancias a lo largo del eje horizontal se computan como una función de la latitud y la celda de volumen considerada de esta manera queda distorsionada a fin de satisfacer la conservación de masa. El código utiliza un esquema numérico temporal de dos niveles (presente y futuro). A fin de evitar inestabilidades, algunos términos de las ecuaciones son tratados de forma semi-implícita (el gradiente de presión y la difusión vertical) y el resto de los términos de forma explícita. El término de Coriolis es tratado utilizando la aproximación propuesta por Wais (1985). A fin de derivar y resolver las ecuaciones discretizadas del modelo, primero se integran verticalmente las ecuaciones de conservación de la cantidad de movimiento en cada capa. De esta forma se encuentra una expresión para los transportes en cada capa, que contiene la elevación de la superficie libre desconocida (lo que hace que la ecuación para la primera capa sea no lineal) y el esfuerzo debido a la fricción vertical. Integrando en la vertical nuevamente, a lo largo de la columna de agua, se cancela el esfuerzo debido a la fricción vertical y se obtiene una expresión para el transporte integrado verticalmente. Cuando se sustituye esta expresión en la ecuación de continuidad integrada verticalmente (aplicada a una celda en volumen) se obtiene una ecuación elíptica para la variación del nivel del agua. Esta última ecuación se resuelve por medio de una técnica de sobre relajación iterativa, que se combina con un algoritmo de eliminación directa a fin de acelerar la convergencia. De este modo, después de una

parametrización de los términos difusivos y de la fricción en el fondo, se pueden resolver las ecuaciones para la velocidad en cada una de las capas por eliminación directa. Siguiendo la analogía de la viscosidad turbulenta “eddy”, los esfuerzos debidos a la fricción vertical se parametrizan como una función de la velocidad de las capas. Los coeficientes de mezcla turbulenta vertical “eddy” se actualizan utilizando una expresión para la longitud de mezcla (Pohlmann, 1996). La fricción en el fondo se parametriza por medio de una ley cuadrática en términos de la velocidad de la corriente:

$$\tau_b = C_b \bar{u}_L |\bar{u}_b|$$

donde u_b es el vector velocidad horizontal en la capa de fondo del modelo y u_L es la velocidad horizontal promediada verticalmente en una capa cercana al fondo. C_b es el coeficiente adimensional de arrastre o de fricción de fondo. Por razones de estabilidad, este término es tratado de manera semi-implícita, siendo u_b computado en el tiempo futuro y u_L en el presente. A fin de evitar valores excesivamente grandes de fricción en áreas donde la profundidad de la capa de fondo es muy delgada, el transporte en el fondo es computado en una capa de espesor constante (30 metros) en todos aquellos lugares en los que la profundidad total sea mayor a ese espesor (Rodríguez y Alvarez, 1991).

5.2.2 Características de las simulaciones

Para que un modelo oceánico represente de manera adecuada la circulación observada, sus principales forzantes deben incluirse en el mismo de manera realista. La calidad de la simulación está, evidentemente, fuertemente ligada al grado de conocimiento y/o capacidad de determinación de los forzantes. La circulación barotrópica en el estuario del Río de la Plata está forzada por la marea, la descarga continental y el forzante atmosférico (viento y presión atmosférica). Dada la carencia de observaciones de marea lejos de las costas, los modelos regionales de alta resolución anidados a modelos oceánicos globales de marea que a su vez asimilan datos de satélite (Le Provost *et al.*, 1995, 1998) son una herramienta adecuada para reproducir y pronosticar el forzante mareológico con un buen grado de precisión. Simionato *et al.* (2004a) incorporaron un esquema de este tipo al modelo HamSOM en el Río de la Plata y demostraron que el mismo funciona exitosamente. En cuanto a la descarga continental, la misma se estimó con precisión a lo largo de muchas décadas permanentemente. En este trabajo, el modelo fue forzado con datos medios

mensuales de descarga provistos por el Instituto Nacional del Agua (INA) a fin de filtrar el ruido presente en las series en períodos más cortos, que podría no corresponder a variabilidad natural. Cada valor de estas series ha sido calculado promediando a lo largo de un dado mes los valores diarios de caudal. A su vez, cada valor diario surge de transformar a caudal una única lectura de escala, mediante una curva de descarga propia de la sección. Este cálculo se actualiza periódicamente (Borús *et al.*, 2007). La variabilidad de las descargas de los ríos Uruguay y Paraná ha sido detalladamente analizada por Jaime *et al.* (2002). Finalmente, dada la carencia de series largas de observaciones directas de la atmósfera sobre el estuario y la plataforma adyacente, los estudios de la variabilidad del viento superficial en la región estuvieron basados principalmente en los productos atmosféricos derivados como los reanálisis de NCEP/NCAR (Escobar *et al.*, 2004; Simionato *et al.*, 2005). La comparación de estos reanálisis con los datos observados con anemómetro en la estación Pontón Recalada mostrada en el Capítulo 2 (Tabla 2.2) sugiere que los reanálisis reproducen las observaciones directas mejor que los datos satelitales. El uso de los reanálisis como forzante tiene algunas limitaciones. Su resolución espacial es de sólo 2,5° (del orden de 250 Km) y se trata de un producto que, aunque incluye todas las observaciones disponibles, es derivado de modelo y no es una observación directa. Sin embargo, esta base tiene también enormes ventajas como su resolución temporal (de 6 horas), su homogeneidad física y su extensa duración temporal que abarca del año 1948 al presente. Las observaciones de los forzantes descarga, presión atmosférica y viento son interpoladas linealmente al paso de tiempo del modelo de forma automática.

El modelo HamSOM funciona como un conjunto de modelos anidados unidireccionalmente, en el cual el estuario se alcanza a través de tres modelos de diferentes escalas. El Modelo A, de mayor escala, cubre el área que se extiende entre 56,5° S y 23,5° S y 69,5° W y 45,5° W. La resolución horizontal es constante y de 20' en la dirección zonal y 15' en la meridional, respectivamente, lo que representa aproximadamente 27 Km. En la vertical se emplean diez capas, cuyos fondos se encuentran en 10, 20, 40, 60, 100, 200, 500, 1000, 3000 y 6000 metros. La profundidad mínima permitida, a fin de evitar el vaciado de capas es de 5 metros. El Modelo A proporciona condiciones de contorno de elevación de la superficie libre (incluyendo tanto la marea como el efecto del viento) cada media hora a un modelo de mayor resolución del Río de la Plata y la porción norte de la Plataforma Continental Argentina, el Modelo B. Este modelo cubre la región entre 42,0° S y 31,4° S, y 61,5° W y 51,5° W, con resoluciones constantes en las direcciones zonal y meridional de

6,66' y 5', respectivamente lo que representa aproximadamente 9 Km. En este caso se utilizan 13 niveles verticales, con fondos en 7, 10, 15, 20, 40, 60, 100, 150, 250, 500, 1000, 3000 y 5500 metros. La profundidad mínima permitida en este caso es de 4 metros. Aunque la profundidad de la primera capa es demasiado alta para resolver apropiadamente las regiones someras del Río de la Plata, se seleccionó suficientemente profunda para resolverla en la parte sudoccidental del dominio del modelo, donde las amplitudes de marea son grandes. Finalmente, el Modelo B proporciona condiciones de contorno cada media hora al Modelo C de mayor resolución del Río de la Plata. Este dominio cubre la región entre 36,5° S y 34,0° S y 59,0° W y 54,5° W, con resoluciones horizontales zonal y meridional de 1,8' y 1,5', respectivamente representando 3 Km aproximadamente. Este modelo tiene 13 capas verticales con fondos en 3, 4, 6, 8, 10, 14, 18, 22, 26, 30, 35, 45 y 55 metros. La elección de estos niveles permite una buena resolución vertical aún en las zonas muy someras del Río de la Plata superior. La profundidad mínima permitida en este dominio es de 3 metros. Una ventaja de utilizar un modelo multicapas aun cuando la densidad se mantiene constante es permitir una mejor representación de la fricción de fondo ya que, como se mencionó anteriormente, la misma está parametrizada por medio de una ley cuadrática en términos del vector velocidad horizontal en la capa del fondo y el promedio vertical de la velocidad horizontal en la capa de fricción cerca del fondo.

Aunque los modelos globales de marea tienen suficiente grado de desarrollo como para proveer aproximaciones muy adecuadas (Le Provost *et al.*, 1995, 1998), tienen muy baja resolución espacial (del orden de 1° usualmente) lo que no permite una buena representación en la Plataforma Continental Argentina, conocida como una de las áreas de mayor disipación y resonancia de esta onda en el mundo (Andersen *et al.*, 1995; Glorioso y Flather, 1997; Simionato *et al.*, 2004a; Palma *et al.*, 2004). Por lo tanto, el forzante de marea debe ser introducido lo más lejos posible de la plataforma procurando no atravesarla. Esto se hace en el modelo de mayor escala (Modelo A). Se utilizaron con este fin las amplitudes y fases de las componentes armónicas derivadas del modelo global de mareas de Zahel (1997) que asimila observaciones de altura de la superficie libre del mar provenientes del altímetro de la misión Topex/Poseidón. Se utilizó una rutina de interpolación bilineal para convertir las soluciones del modelo de Zahel (1997) a amplitudes y fases en los bordes abiertos del Modelo A. Se incluyeron en las simulaciones las ocho componentes de marea más importantes a fin de asegurar la calidad de las condiciones de borde que se aplican a los modelos B y C de mayor resolución. Estas componentes son: M_2 , S_2 , K_2 , N_2 , O_1 , P_1 , K_1

y Q_1 . A fin de realizar las correcciones a la fase (argumentos de equilibrio) y la amplitud (factor nodal) por fecha se incorporaron al modelo rutinas que computan las constantes astronómicas.

Como los datos de batimetría ETOPO5 muestran características irrealmente muy someras sobre la Plataforma Continental Argentina, la batimetría del Modelo A se construyó combinando este último conjunto de datos con datos proporcionados por el Servicio de Hidrografía Naval de Argentina (SHN, 1986) para profundidades menores a 200 metros. La batimetría así obtenida se muestra en el panel izquierdo de la Figura 5.2, en la cual pueden apreciarse las características topográficas más relevantes de la amplia Plataforma Continental Argentina. Los datos de batimetría de alta resolución para los Modelos B y C fueron proporcionados por el SHN y provienen de digitalización de cartas (SHN, 1992, 1993, 1999a, 1999b). Las batimetrías obtenidas se muestran en los paneles derechos de la Figura 5.2. Los grandes gradientes batimétricos presentes en la región de interés son evidentes en las figuras. Aún el Modelo B, de relativamente pequeña escala, tiene profundidades del fondo que varían de los pocos metros en la parte superior del estuario a 5500 metros en la plataforma exterior.

El ajuste de los parámetros del modelo, fricción de fondo y difusión lateral y vertical, así como detalles en la batimetría tales como la definición de la línea de costa, la realizaron Simionato *et al.* (2004a) a través de una serie de simulaciones de la propagación de la componente M_2 de marea desde la Plataforma Continental Argentina al estuario del Río de la Plata, utilizando los tres modelos anidados. El paso de tiempo utilizado en las simulaciones con el Modelos A fue de 10 minutos (600 segundos) y de 5 minutos (300 segundos) para los modelos B y C. Con estos pasos de tiempo se garantiza la estabilidad y la ausencia de difusión computacional o desfasajes computacionales (Kowalik y Murty, 1993). La viscosidad turbulenta horizontal fue ajustada a un valor de $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ para el Modelo A y $50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ para los modelos B y C, aunque experimentos de sensibilidad indican que la solución es poco sensible a este parámetro (Simionato *et al.*, 2004a). El coeficiente de fricción de fondo para el Modelo A se ajustó en $2,5 \times 10^{-3}$. En el caso del Modelo B, se ajustó un valor de 5×10^{-4} al sur de 39° S en cada punto de grilla donde la profundidad es menor que 50 metros, y para el Modelo C el valor es reducido $3/5$ del valor exterior ($2,5 \times 10^{-3}$) en cada punto donde la profundidad es menor a 10 metros.

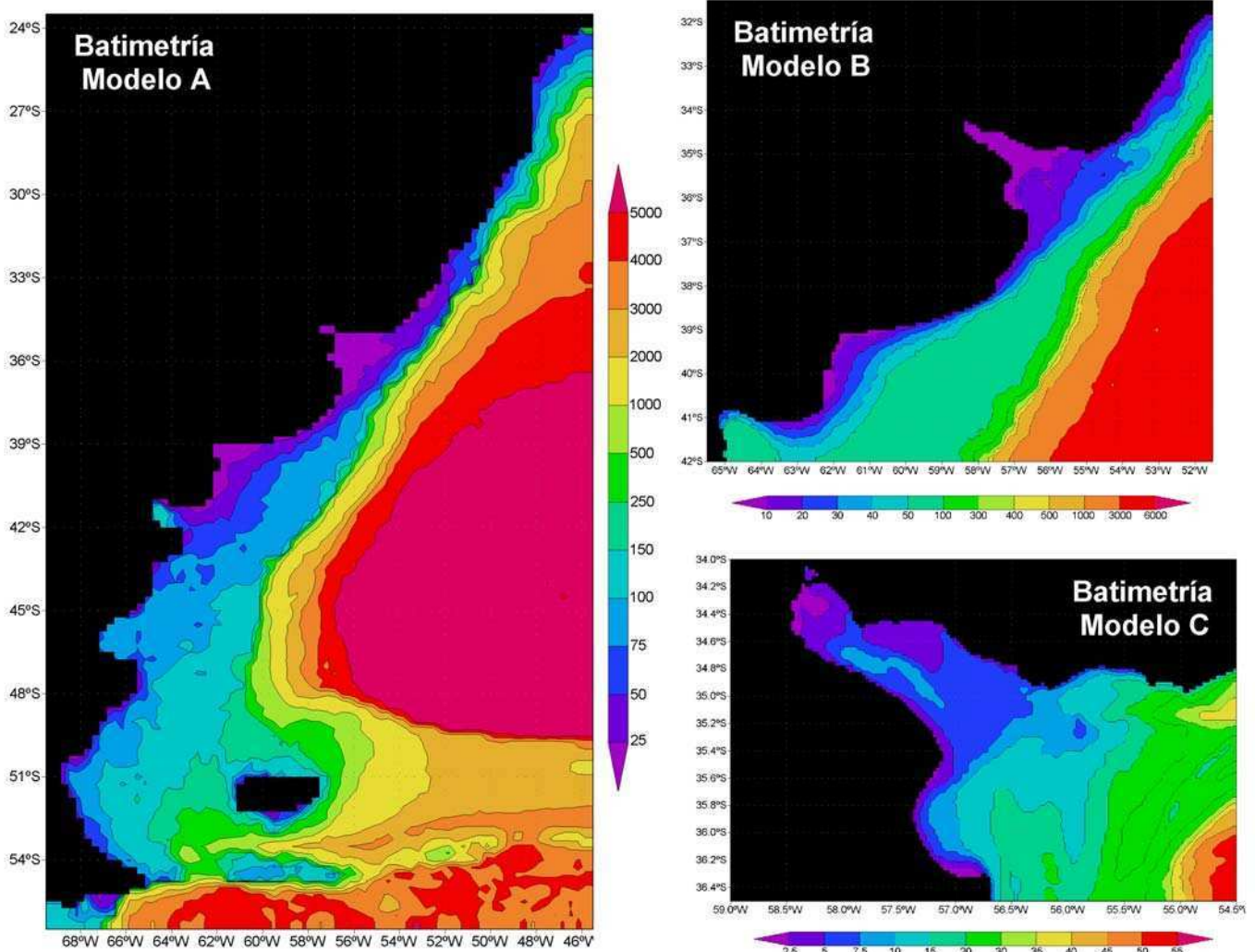


Figura 5.2: Batimetría (en metros) en cada uno de los dominios utilizados por el modelo HamSOM.

5.2.3 Validación de la capacidad del modelo para reproducir la elevación de la superficie libre y las corrientes observadas en el Río de la Plata

Una minuciosa validación del modelo HamSOM en la configuración descrita en la sección anterior fue realizada por Simionato *et al.* (2006). Estos autores analizaron la capacidad del modelo de reproducir las corrientes y alturas observadas bajo situaciones normales y condiciones extremas. Ellos encontraron que para obtener valores representativos de las observaciones en las simulaciones es necesario un factor de corrección para los vientos de NCEP/NCAR con valor que varía de 2 a 1 para vientos débiles a fuertes, respectivamente. Esto sugiere que los reanálisis subestiman la intensidad del viento en los casos de viento

débiles pero capturan mejor los eventos intensos. Con esta corrección se logra un excelente ajuste entre las observaciones y las simulaciones no sólo para condiciones normales de viento sino también para eventos extremos de tormenta, con coeficientes de correlación entre las observaciones y las simulaciones de alrededor de 0,9 para la componente de baja frecuencia de la elevación de la superficie libre.

Por otro lado, los análisis de sensibilidad al dominio de modelado realizados por Simionato *et al.* (2006) indicaron que una mejora en las simulaciones se logra cuando el dominio se extiende hasta el sur de la Patagonia, indicando que el Río de la Plata es sensible a la gran escala atmosférica. Esto es consistente con el sentido de propagación de las ondas de Kelvin atrapadas en la costa forzadas por el viento, que viajan hacia el norte a lo largo de la costa argentina, entrando al estuario por el sur. Este último resultado implica un costo computacional mayor para lograr una mejora en las simulaciones que será asumido en este caso. Mayores detalles de la validación del conjunto de modelado HamSOM forzado con los reanálisis de NCEP/NCAR y las descargas del INA pueden encontrarse en Simionato *et al.* (2006).

5.3 Resultados del estudio de la variabilidad climática en el campo de alturas en el estuario del Río de la Plata

A fin de estudiar la variabilidad climática presente y pasada y los posibles cambios de los patrones de circulación a lo largo de las últimas décadas se realizó una simulación larga con el modelo HamSOM en la arquitectura descrita en la sección anterior. El plan original involucraba una simulación para todo el período NCEP (desde la década del 50) pero, como se discutirá más adelante, por limitaciones en dicha base de datos, las simulaciones sólo resultaron aceptables para las últimas cuatro décadas, por lo cual se decidió trabajar con el período 1965-2004. Las soluciones del modelo C se guardaron cada hora para poder hacer un adecuado filtrado de la marea por análisis armónico y estudiar la circulación forzada por el viento y descarga continental exclusivamente. Las simulaciones se inicializaron desde el reposo 6 meses antes para obtener una condición inicial estable.

A las salidas horarias de la elevación de la superficie libre a cada punto de grilla del Modelo C, se aplicó un análisis armónico según Foreman (1977) utilizando 19 años de simulación. A partir de los armónicos obtenidos se realizó la predicción de la marea para toda la

simulación y para cada punto de grilla a fin de sustraerla de las soluciones originales y obtener la variabilidad debida solamente a la descarga continental y al forzante atmosférico.

La validación realizada por Simionato *et al.* (2006) demostró que el modelo HamSOM en su actual arquitectura de modelado y forzado con los reanálisis de NCEP/NCAR representa adecuadamente la elevación de la superficie libre en el estuario. Sin embargo, todos los casos utilizados para dicha validación corresponden a lapsos de tiempo posteriores al comienzo de la década del '80, cuando empieza la era satelital y en la cual se espera una mejora en la calidad de los reanálisis. En este caso, dado que las simulaciones involucran períodos previos a esta era, donde el número de observaciones incluidas en el reanálisis es significativamente menor, se decidió hacer una validación de toda la simulación. La única serie de datos de elevación de la superficie libre de largo período disponible para la región corresponde a los datos de la estación mareográfica mantenida por el Servicio de Hidrografía Naval en Palermo (gentileza del Ing. D'Onofrio y la Lic. Fiore). Se comparó para cada año, la serie simulada en ese punto con las observaciones luego de filtrar la marea. Con este fin, se calcularon los coeficientes de correlación y las pendientes de las rectas de regresión entre ambas series. Mientras que el primer estadístico mide la concordancia entre las observaciones y las simulaciones en relación a la variabilidad temporal, el segundo indica si la solución numérica ajusta en magnitud a las observaciones. Para un ajuste óptimo resultaría un valor de pendiente de 1, mientras que valores mayores o menores a 1 indicarían sobreestimación o subestimación de la intensidad de las simulaciones, respectivamente. Los resultados de esta validación muestran que previo a 1960 la correlación entre las simulaciones y las observaciones es relativamente baja, con valores del orden de 0,5. A partir de esa década se observa una mejora significativa, tanto en la correlación como en las pendientes de las rectas de regresión que parece vincularse con una mejora en la calidad de los reanálisis. La Figura 5.3 muestra los coeficientes de correlación y las pendientes de las rectas de regresión entre las observaciones y las simulaciones a partir de 1959. La ausencia de datos durante los años 1963 y 1964 impidió la completa validación para la primera mitad de la década, por lo que se decidió utilizar únicamente años posteriores a 1965. En la Figura 5.3 se puede observar que para el período considerado el modelo es capaz de reproducir adecuadamente la variabilidad observada, alcanzando en todos los casos un coeficiente de correlación con las observaciones superior a 0,8. En cuanto a la pendiente de la recta de regresión, en todos los casos resultó menor a 1 indicando subestimación de la intensidad de la elevación simulada respecto a la observada

en este punto en particular. La validación realizada por Simionato *et al.* (2006) muestra que este no es un error sistemático del modelo, sino que parece vincularse únicamente con ese punto. Sin embargo se logra un valor de pendiente superior a 0,7 en todos los casos a excepción de los años 1965, 1968 y 1973, con valores levemente inferiores. En general es evidente una progresiva mejora tanto en la representación de la variabilidad como de la intensidad de la respuesta a lo largo de todo el período indicando una progresiva mejora en la calidad del forzante atmosférico. En particular se observa un salto en el valor de la pendiente de la recta de regresión a partir de mediados de la década del '70.

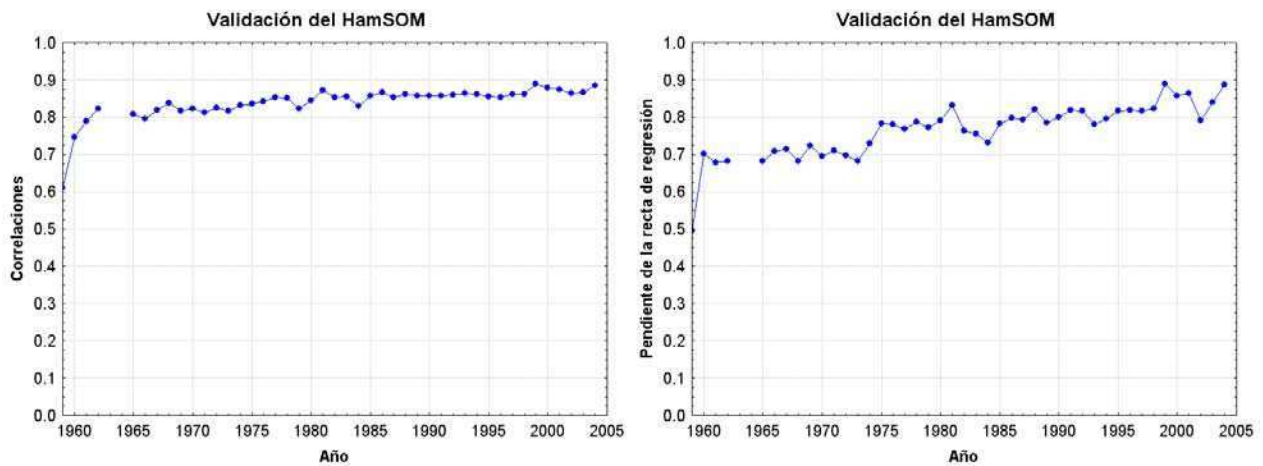


Figura 5.3: Validación de la simulación de largo período con el modelo HamSOM. Correlación (panel izquierdo) y pendiente de la recta de regresión (panel derecho) para cada año entre las alturas simuladas y observadas en la estación Palermo.

Una vez filtrada la marea y realizada la validación, dado que el forzante atmosférico tiene un paso de tiempo de 6 horas, las soluciones simuladas se muestrearon a ese intervalo. De esta manera se dispone, para cada punto de grilla (7132 puntos húmedos) de una serie de elevación de la superficie libre de 40 años de longitud con intervalo de muestreo de 6 horas. En primer lugar se calculó el campo medio total de altura. El resultado se muestra en la Figura 5.4, donde pueden observarse valores superiores a 0,55 metros en el estuario superior y, en general alturas mayores a lo largo de la costa uruguaya que a lo largo de la costa argentina. Este campo medio tiene una estructura similar a la encontrada por Simionato *et al.* (2004b) en sus simulaciones teóricas bajo descarga y marea. Estos autores mostraron que la pluma del río tiende a moverse hacia el este por la costa norte siguiendo los canales profundos a lo largo de la misma y afectada por la rotación de la Tierra. Esto indica que la solución media temporal está caracterizada principalmente por la descarga con un efecto menor del viento particularmente en la parte exterior del estuario.

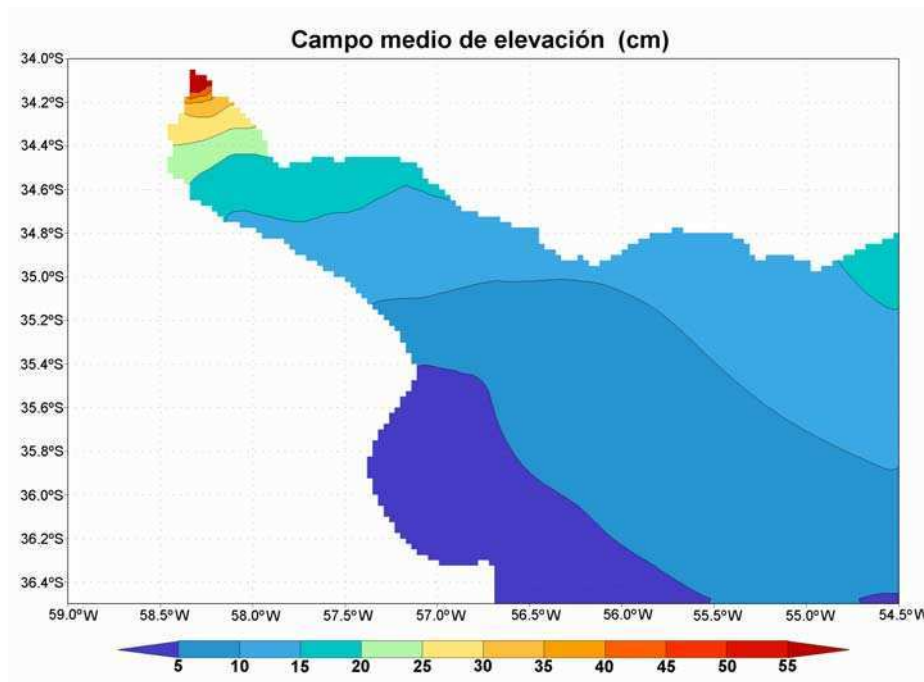


Figura 5.4: Campo medio total de la elevación de la superficie libre obtenido de la simulación para el período 1965-2004.

Una vez extraída la componente media total de las series se analizó la variabilidad en las escalas estacional, interanual y subanual. Para extraer la variabilidad estacional, se ajustaron por cuadrados mínimos en cada punto de grilla dos ondas, de frecuencia anual y semianual, respectivamente. La componente interanual se definió como los campos medios de cada mes a lo largo de todo el período, de la componente residual resultante de extraer la variabilidad estacional a la serie original. Finalmente, la componente subanual queda definida como la componente residual luego de extraer la variabilidad estacional y la interanual. A fin de analizar la contribución energética de cada una de las componentes a la variabilidad total se realizó un análisis de varianza (Figura 5.5). La varianza total dentro del estuario (panel superior izquierdo de la Figura 5.5) presenta valores máximos en sus partes superior y media, hasta la línea imaginaria que une Punta Piedras con Montevideo, alcanzando valores de $0,2 \text{ m}^2$ en el estuario superior. En cuanto a la componente estacional (panel superior derecho de la Figura 5.5), si bien explica un muy bajo porcentaje de varianza (menor que 0,5% en todo el dominio) muestra un patrón con valores relativamente altos en el estuario superior y exterior y valores mínimos en el centro del mismo. La componente interanual (panel inferior izquierdo de la Figura 5.5) explica un porcentaje de varianza mayor al 2% en todo el estuario alcanzando valores superiores al 10% en el estuario superior. Finalmente el mayor porcentaje de varianza está explicado por

la componente subanual (panel inferior derecho de la Figura 5.5) alcanzando valores superiores al 95% en el estuario medio.

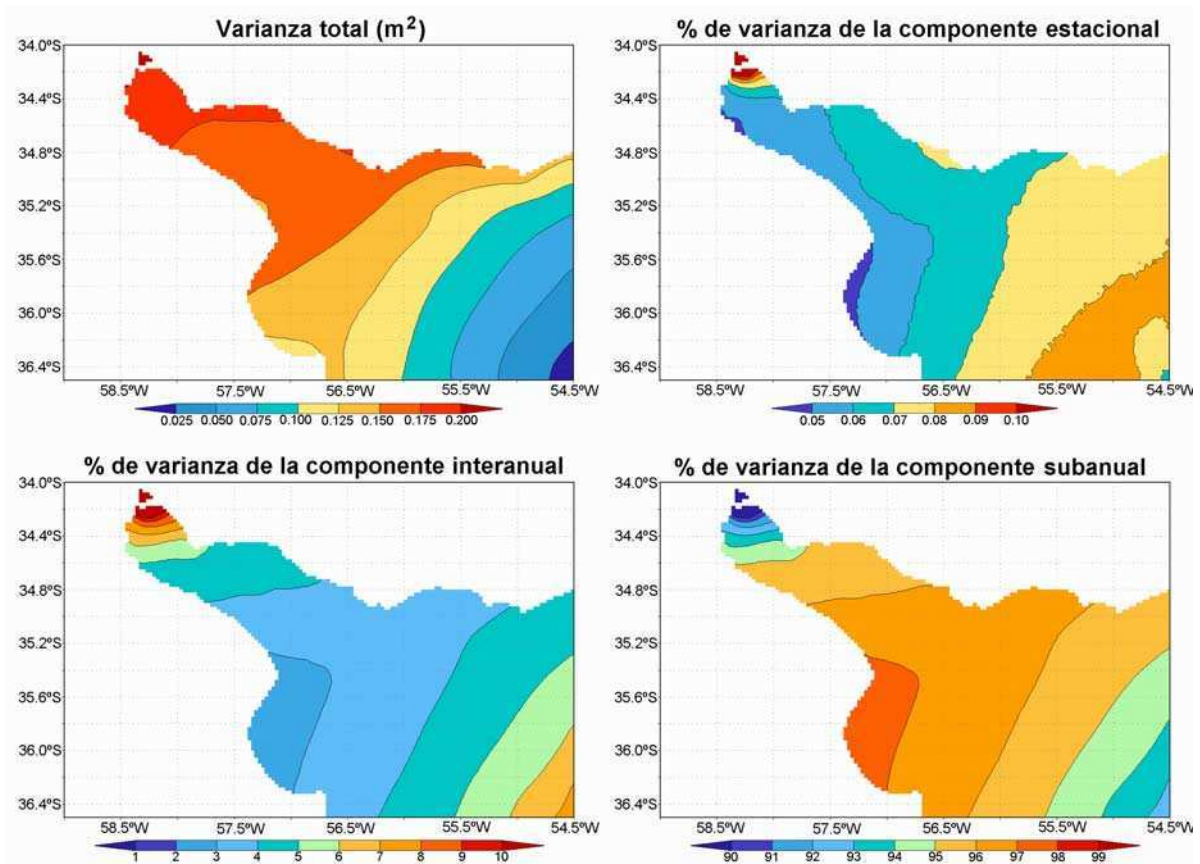


Figura 5.5: Análisis de varianza para la elevación de la superficie libre (panel superior izquierdo) y porcentaje de varianza explicado por la componente de variabilidad estacional (panel superior derecho), interanual (panel inferior izquierdo) y subanual (panel inferior derecho).

5.3.1 Variabilidad en escala estacional de la elevación de la superficie libre

Las amplitudes y fases de los armónicos anual y semianual que se ajustaron a las series de altura se muestran en la Figura 5.6. Puede observarse que la señal estacional está explicada principalmente por la componente anual, cuyas amplitudes aunque pequeñas (de 1 a 2 cm) son de un orden de magnitud mayor que las amplitudes de la componente semianual. Los valores máximos de la componente anual se observan a lo largo de la costa uruguaya, mientras que los valores más altos de la componente semianual ocurren en el estuario superior. En los paneles derechos de la Figura 5.6 se puede observar que la respuesta en escala estacional en el estuario no está en fase. La componente anual tiene un desfase del orden de 60° entre el estuario superior y medio e indica que la máxima señal ocurre dos

meses antes en el estuario medio que en el estuario superior. En el caso de la onda semianual, el desfase es de aproximadamente 100° . Esto indica un corrimiento temporal de un mes y medio entre el estuario interior y exterior, con la señal ocurriendo primero en la parte superior del mismo. Esto sugiere que la variabilidad estacional estaría forzada por el viento en el caso de la componente anual y por la descarga continental en el caso de la semianual.

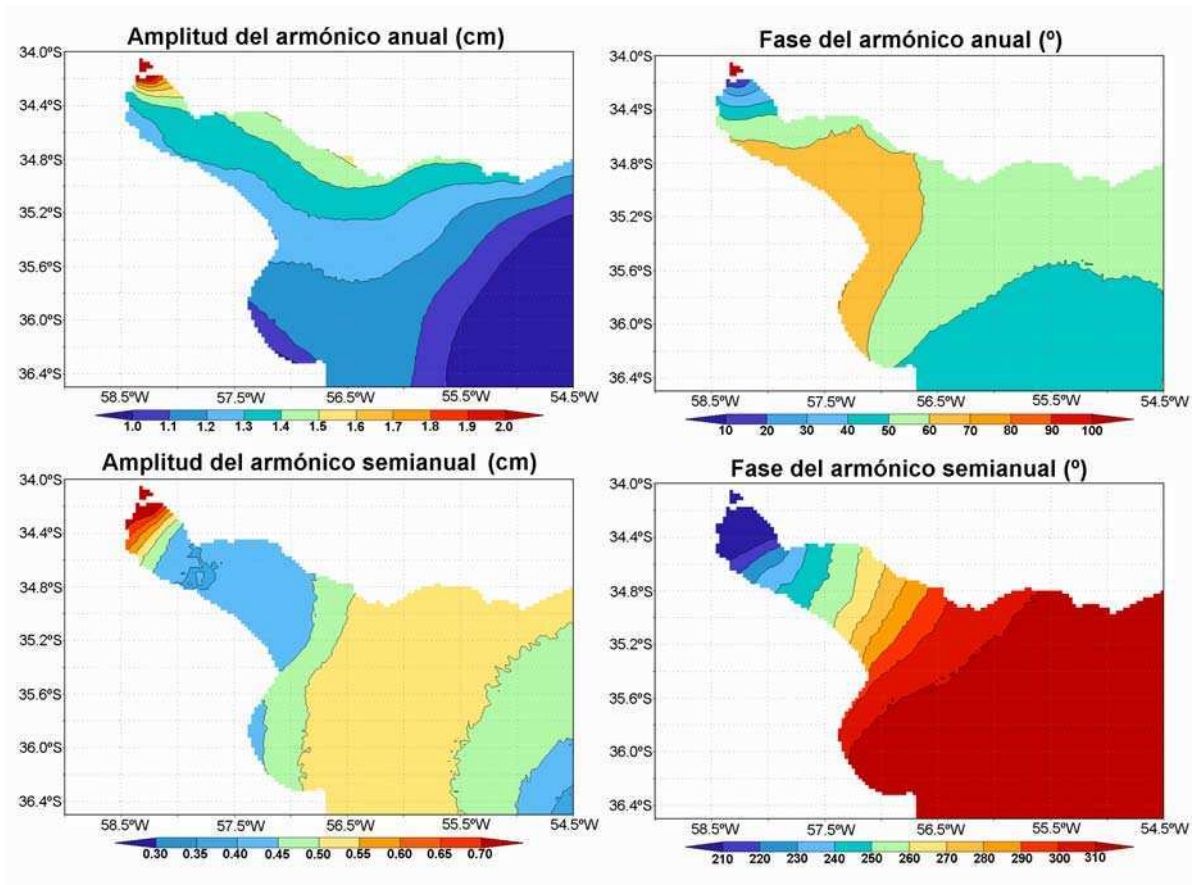


Figura 5.6: Amplitud (paneles izquierdos) y fase (paneles derechos) del armónico anual (paneles superiores) y semianual (paneles inferiores) ajustado a las series de elevación de la superficie libre.

A fin de determinar los forzantes de variabilidad estacional, se ajustaron de manera análoga a la elevación de la superficie libre, ondas de frecuencia anual y semianual a la descarga continental y al viento. Luego se graficaron los valores mensuales de las ondas ajustadas. La Figura 5.7 muestra la media de verano, otoño, invierno y primavera de la componente anual para la elevación de la superficie libre, y las medias mensuales de la componente anual para la descarga y viento en un punto de grilla ubicado en el centro del estuario. El campo anual de verano de la elevación de la superficie libre resulta positivo en todo el estuario con valores de hasta 1,2 cm en la porción superior del mismo, mientras que lo opuesto ocurre en invierno. Para los meses de verano (invierno), la descarga resulta anómalamente baja

(alta), lo que forzaría anomalías negativas (positivas) en la elevación de la superficie libre en el estuario superior. Sin embargo, la figura muestra lo opuesto, es decir anomalías positivas (negativas) durante esa estación. Al mismo tiempo, durante esas estaciones, los vientos tienen una componente dominante del este (oeste), que tienden a acumular agua produciendo elevaciones positivas (negativas), en concordancia con lo observado en la figura. Más aún, la diferencia de fase observada en la Figura 5.6 entre el estuario medio y superior indica que la máxima señal que se observa en el estuario superior en verano (invierno) comenzó a sentirse en el estuario medio dos meses antes, es decir en octubre (abril). En efecto, es en octubre (abril) cuando comienza a soplar viento del este (oeste), como se observa en el panel superior derecho de la Figura 5.7. Por lo tanto la componente anual de la elevación de la superficie libre puede justificarse como resultado de una respuesta a la marcada señal anual del viento zonal. La señal anual en la descarga, aunque tiene una amplitud de $5000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ queda enmascarada por la fuerte señal estacional del viento zonal que explica un 60% de la varianza de esta última variable (Simionato *et al.*, 2005).

El campo medio de verano, otoño, invierno y primavera de la componente semianual para la elevación de la superficie libre y los valores mensuales para la descarga y viento se muestran en la Figura 5.8. Se observan anomalías negativas de altura en el estuario superior y anomalías positivas en el estuario exterior en verano e invierno y lo opuesto en otoño y primavera. Este patrón es, en principio, consistente con ambos forzantes. Durante verano/invierno, la descarga continental alcanza sus valores mínimos y el viento tiene una componente del noroeste. Ambos forzantes tienden a producir bajante en el estuario superior. De la misma manera, durante el otoño/primavera la descarga alcanza sus valores máximos y el viento es principalmente del sudeste. Nuevamente ambos forzantes tienden a acumular agua en el interior del estuario para esas estaciones. Por lo tanto la componente semianual de la variabilidad estacional en la elevación de la superficie libre podría estar forzada tanto por la descarga como por el viento. Sin embargo, dado que las diferencias de fase (Figura 5.6) indican que la señal ocurre primero en el estuario superior, resulta que el principal responsable para la componente semianual de la variabilidad estacional debe ser la descarga continental.

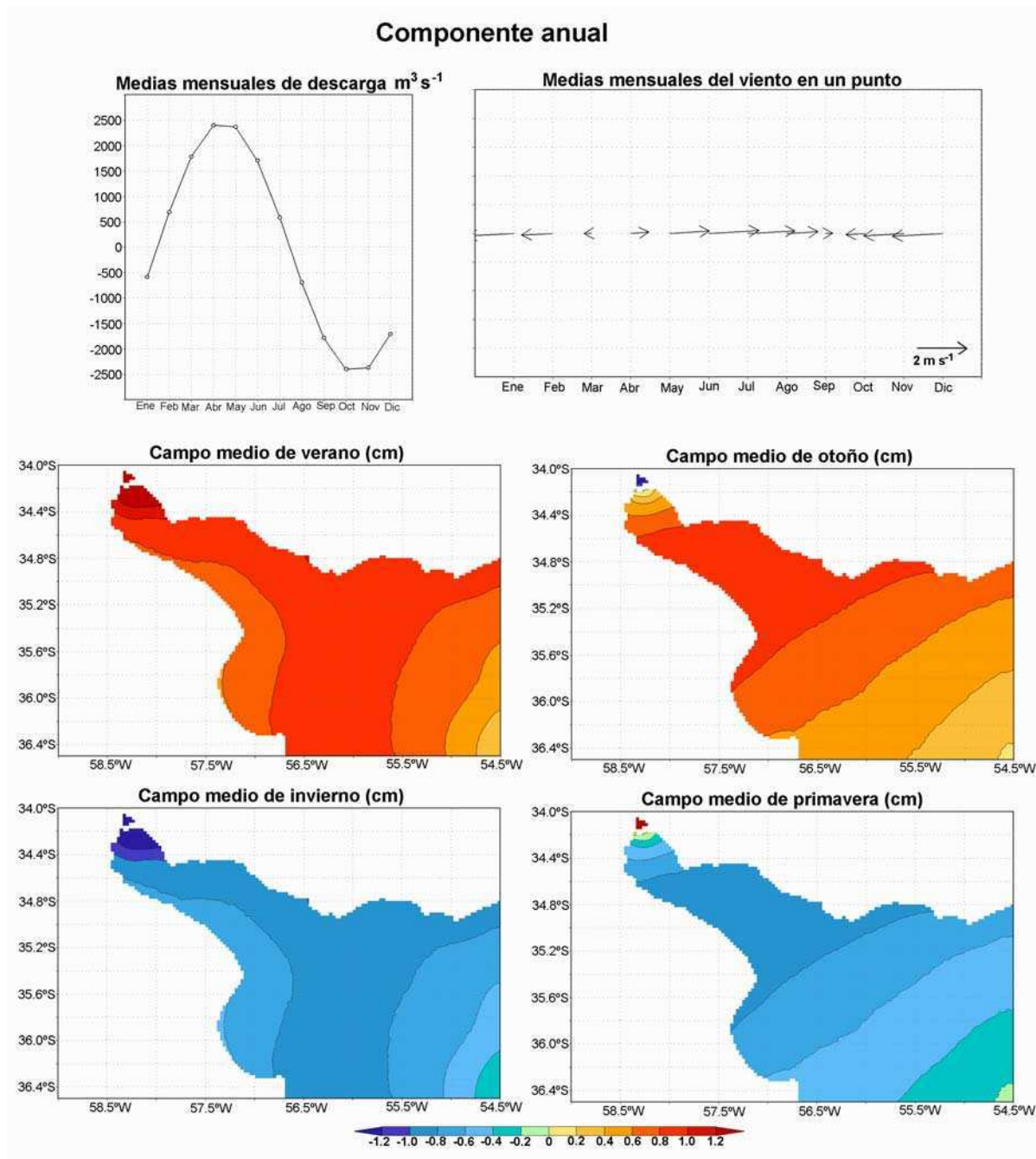


Figura 5.7: Valores mensuales de la componente anual para la descarga (panel superior izquierdo) y para el viento en un punto del estuario (panel superior derecho) y medias estacionales de la componente anual de la elevación de la superficie libre (paneles centrales e inferiores).

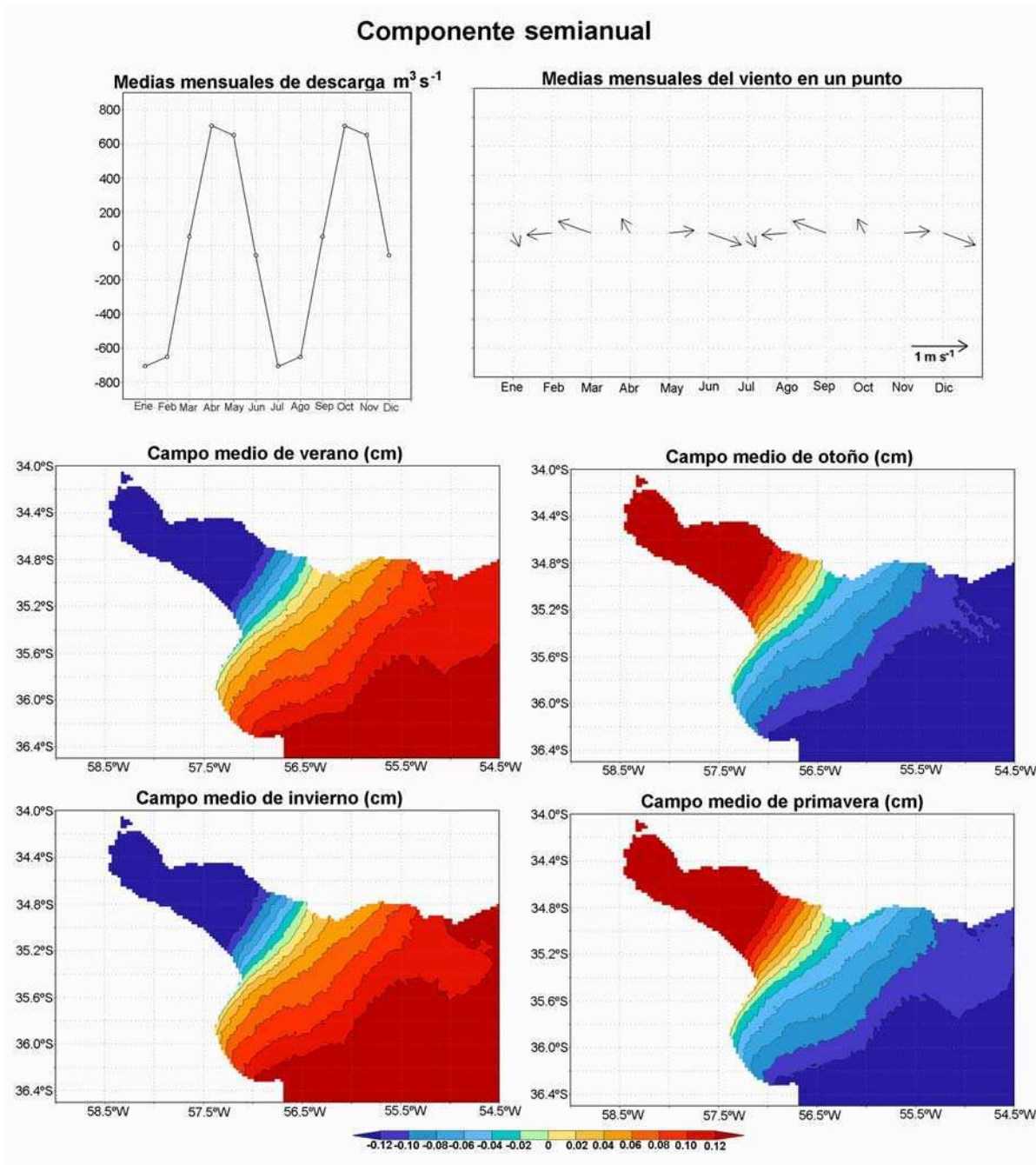


Figura 5.8: Valores mensuales de la componente semianual para la descarga (panel superior izquierdo) y para el viento en un punto del estuario (panel superior derecho) y medias estacionales de la componente semianual de la elevación de la superficie libre (paneles centrales e inferiores).

5.3.2 Variabilidad en escala interanual de la elevación de la superficie libre

A fin de comprender la variabilidad en escala interanual de la elevación de la superficie libre en el estuario se aplicó un análisis de Componentes Principales a las series de la señal interanual. Se encuentra que tres modos explican el 93% de la varianza. Para comprender estos modos de variabilidad y sus forzantes se construyeron ensambles de los casos

explicados por cada modo. Así, se calcularon los campos medios de elevación de la superficie libre, del viento y la descarga media correspondiente a los momentos para los cuales la correlación entre cada modo y el campo simulado supera un valor crítico de 2 desvíos estándares respecto de la media. De esta manera se obtuvieron dos patrones asociados a cada modo, uno correspondiente a la fase positiva y otro a la negativa. La Figura 5.9 muestra los ensambles asociados al Modo 1, que explica el 62% de la varianza. Este modo está caracterizado por una bajante (crecida) en el estuario superior y medio en su fase positiva (negativa) con valores de hasta 25 cm. Para los casos correspondientes a la fase positiva (paneles superiores de la Figura 5.9), la descarga media resulta anómalamente baja ($13601 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) y los vientos presentan una componente interanual del noroeste; mientras que para la fase negativa la descarga resulta anómalamente alta ($47855 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) y los vientos presentan una componente del sudeste. Cabe destacar que esta señal es sumamente estable, observándose bajo diferentes criterios para realizar el ensamble y en casos individuales. Por lo tanto, los campos de elevación resultantes son consistentes con ambos forzantes, dado que baja descarga y viento del noroeste tienden a producir bajante mientras que alta descarga con viento del sudeste tienden a producir crecidas. Un análisis espectral de la serie de tiempo asociada al Modo 1 (no mostrado) revela que la misma tiene picos en 8 y 3,5 años. Esto sugiere que el primer modo de variabilidad interanual estaría asociado a los ciclos del ENSO. De hecho, los picos de variabilidad interanual de la descarga ocurren alrededor de 8 y 3,5 años (Jaime *et al.* 2002) y es conocida la relación entre el ENSO y la descarga continental al estuario (ver por ejemplo, Depetris *et al.*, 1996; Mechoso y Perez-Iribarren, 1992; Camilloni y Barros, 2000; Camilloni y Barros, 2003). En general, los años en que ocurre la fase positiva del ENSO (El Niño) se observan anomalías positivas de precipitación en la Cuenca del Plata, y por lo tanto valores anómalamente altos de descarga. Lo opuesto se observa en la fase negativa (La Niña). Es interesante notar que los resultados presentados sugieren que el ENSO no sólo produce anomalías en la descarga sino también en el campo de viento, siendo del este (oeste) durante El Niño (La Niña). Piola (2002) y Piola *et al.* (2005) sugirieron que un efecto de este tipo podría estar ocurriendo y que sería responsable de la relativamente escasa extensión de la pluma de baja salinidad del Río de la Plata a lo largo de la costa brasileña, aún bajo condiciones de descarga anómalamente alta, durante los años El Niño. El análisis realizado por Simionato *et al.* (2005) no reporta un modo de variabilidad interanual en el campo de viento vinculado con el ENSO. No obstante, dicho análisis contempla únicamente medias anuales y, como indican los propios autores, podría conducir a resultados diferentes si se utilizaran datos medios mensuales. Sin

embargo, las anomalías de geopotencial a 850 hPa asociadas a El Niño y La Niña mostradas por Grimm *et al.* (2000) son consistentes con anomalías del viento del este y del oeste, respectivamente, en concordancia con las observadas en la Figura 5.9.

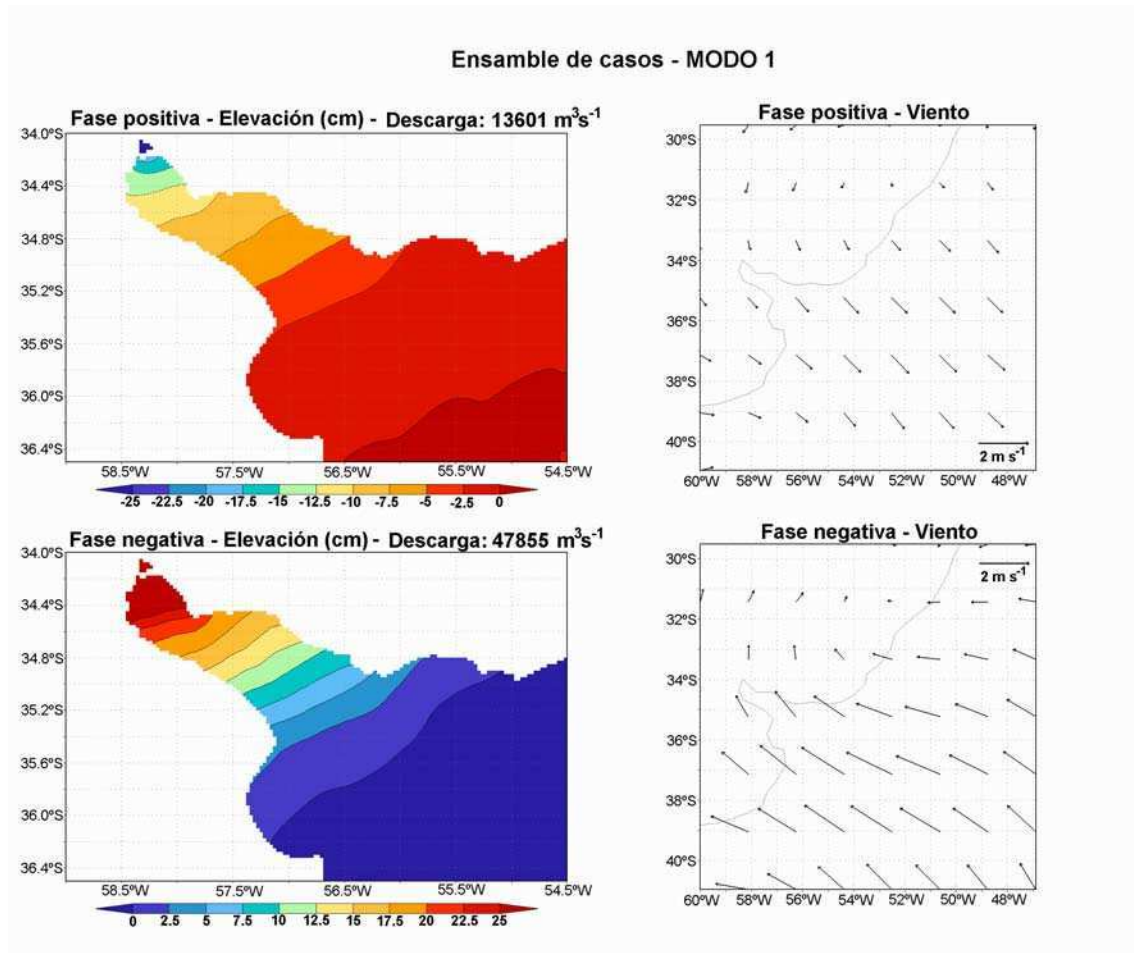


Figura 5.9: Ensamble de casos de la elevación de la superficie libre junto con la descarga (paneles izquierdos) y viento (paneles derechos) asociados a la fase positiva (paneles superiores) y negativa (paneles inferiores) del Modo 1 de variabilidad en la escala interanual.

Los ensambles de casos para la elevación de la superficie libre, el viento y la descarga correspondientes al Modo 2, que explica alrededor del 20% de la varianza, se muestran en la Figura 5.10 para su fase positiva (paneles superiores) y negativa (paneles inferiores). Este modo está caracterizado por valores positivos de elevación en el estuario superior (de alrededor de 5 cm) y valores negativos en el estuario medio (también de alrededor de 5 cm) en su fase positiva y lo opuesto en la fase negativa. El espectro de la serie de tiempo asociada al Modo 2 (no mostrado) exhibe picos de energía alrededor de 8 y 2,5 años. Los valores de descarga correspondientes al ensamble de casos resultan de $29356 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y $15982 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, un 20 a 30% superior e inferior al valor medio anual en la fase positiva y negativa, respectivamente. Esto puede explicar los valores de altura obtenidos en la parte superior

del estuario. Los vientos resultan principalmente del sector nor-noroeste y sur-sudeste en la fase positiva y negativa, respectivamente. Los patrones para el viento (paneles derechos de la Figura 5.10) resultan similares a los obtenidos por Simionato *et al.* (2005). Estos autores encontraron que el primer modo de variabilidad interanual en los vientos en la región del estuario del Río de la Plata es una modulación de baja frecuencia del patrón estacional con períodos de alrededor de 2 años. Vientos del sudeste (noroeste) sobre el Río de la Plata están asociados con anomalías negativas (positivas) de temperatura superficial del mar sobre la región del Pacífico oeste tropical (Simionato *et al.*, 2005). Esta señal propaga hacia el Río de la Plata a través de un tren de ondas de Rossby y estaría vinculado con el patrón “Pacífico-Sudamérica” reportado por Mo (2000). Por lo tanto, el segundo modo de variabilidad interanual en la elevación de la superficie libre en el estuario del Río de la Plata parece estar forzado por la descarga en la región superior y por el primer modo de variabilidad interanual de los vientos medios anuales reportado por Simionato *et al.* (2005) en el estuario medio. Este patrón también resulta muy estable y se observa bajo diferentes criterios para el ensamble y en situaciones individuales. Nuevamente los resultados aquí presentados podrían indicar algún tipo de vinculación física entre la anomalía del campo de viento y la descarga continental, aunque la determinación de los mecanismos involucrados exceden el foco de este trabajo.

Los ensambles de casos para la elevación de la superficie libre, el viento y la descarga asociados al tercer modo de variabilidad interanual en el estuario, que explica el 11% de la varianza, se muestran en la Figura 5.11. Este modo está caracterizado por anomalías positivas de altura en todo el estuario con valores máximos superiores a 10 cm a lo largo de la costa uruguaya en la fase positiva (paneles superiores) y lo opuesto en la fase negativa (paneles inferiores). La serie de tiempo asociada a este modo tiene su pico espectral en 10 años. El ensamble de casos para la descarga resultó de $27259 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y $16891 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para la fase positiva y negativa, respectivamente. Los campos ensamblados del viento muestran una componente del sudoeste (noreste) sobre la región del estuario durante la fase positiva (negativa). Estas direcciones del viento producirían elevación (reducción) del nivel del agua a lo largo de la costa uruguaya durante esas dos fases, en consistencia con lo que puede observarse en los ensambles correspondientes. Los patrones que resultaron del ensamble de casos para los vientos son similares a los obtenidos por Simionato *et al.* (2005) para el segundo modo de variabilidad interanual de los vientos medios anuales en la región que, consistentemente, tiene su pico de variabilidad entre 8 y 12 años. Por lo tanto, el tercer

modo de variabilidad interanual en la elevación de la superficie libre en el estuario del Río de la Plata estaría forzado por el segundo modo de variabilidad interanual de los vientos medios anuales reportado por dichos autores.

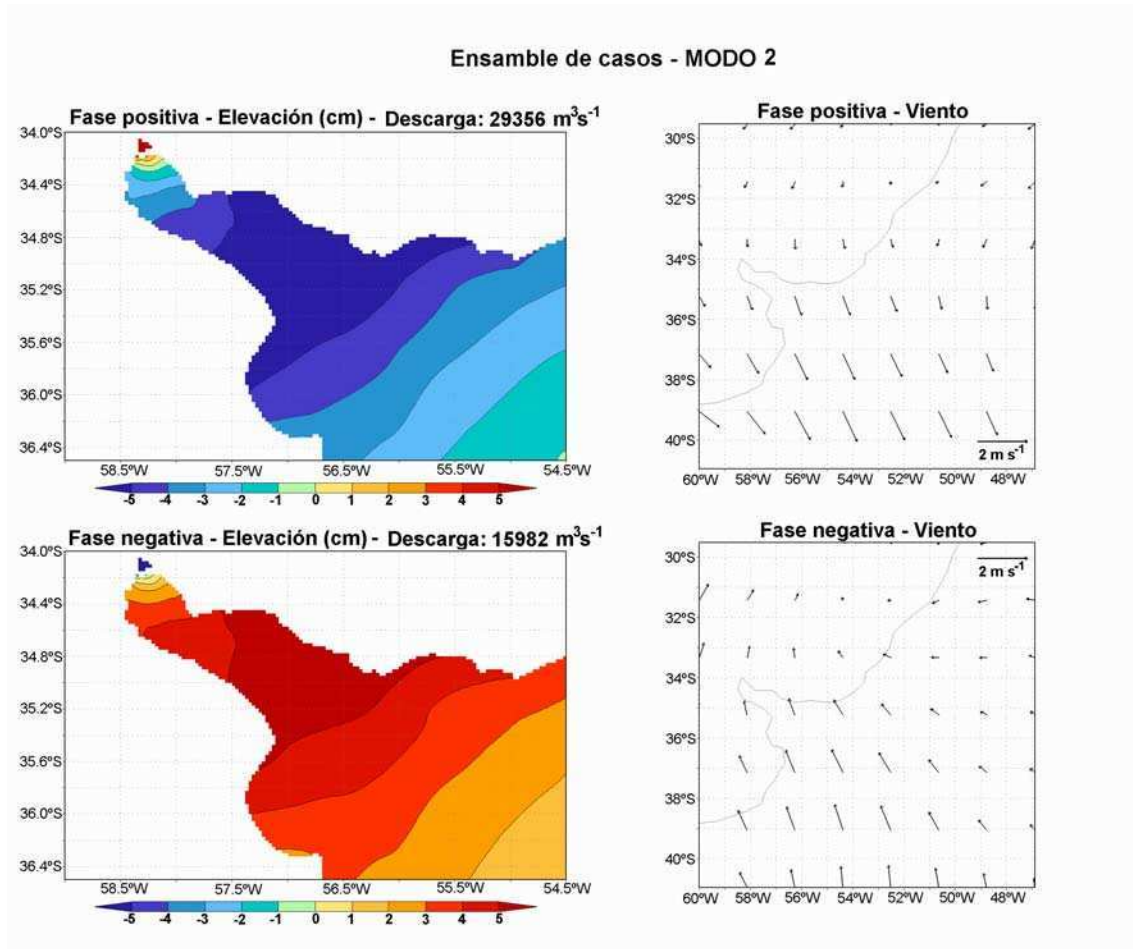


Figura 5.10: Ensamble de casos de la elevación de la superficie libre junto con la descarga (paneles izquierdos) y viento (paneles derechos) asociados a la fase positiva (paneles superiores) y negativa (paneles inferiores) del Modo 2 de variabilidad en la escala interanual.

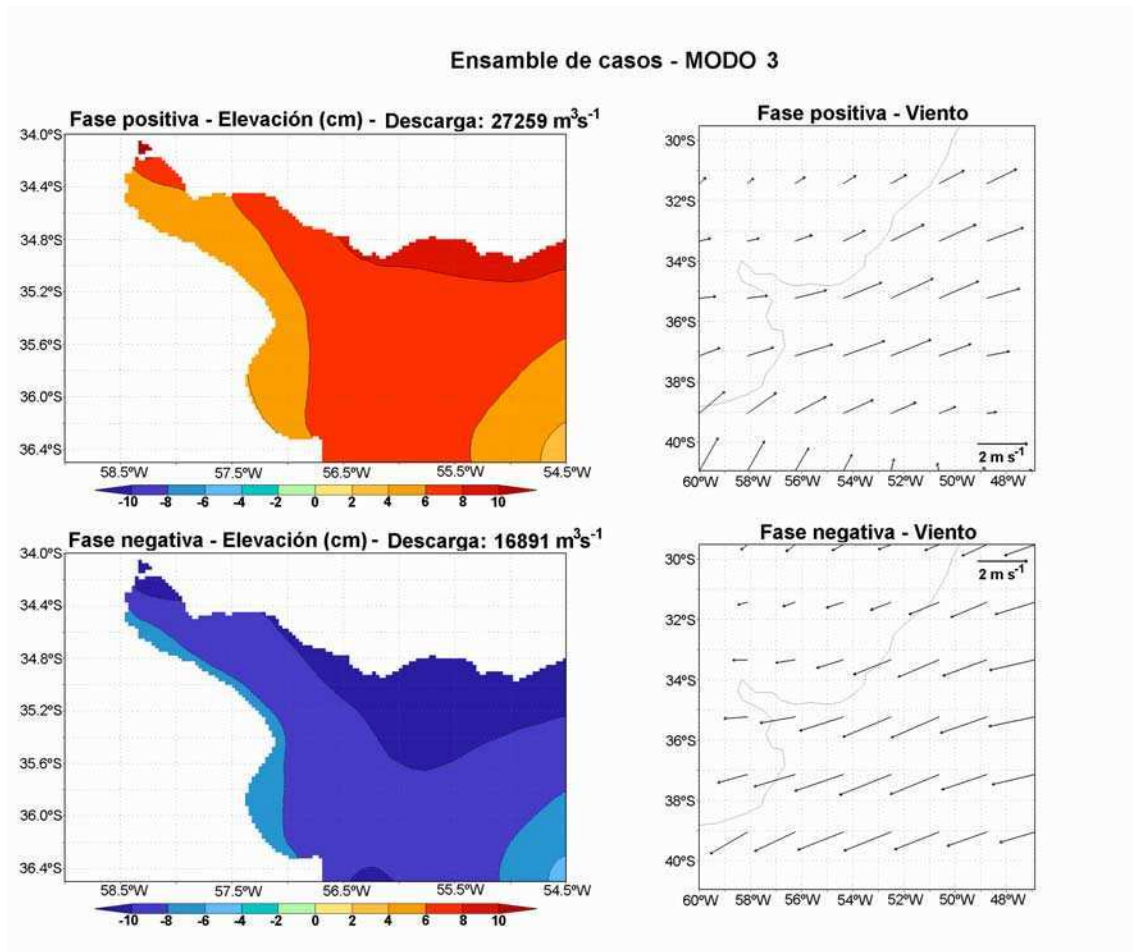


Figura 5.11: Ensamble de casos de la elevación de la superficie libre junto con la descarga (paneles izquierdos) y viento (paneles derechos) asociados a la fase positiva (paneles superiores) y negativa (paneles inferiores) del Modo 3 de variabilidad en la escala interanual.

5.3.3 Variabilidad en escala subanual de la elevación de la superficie libre

Dada la forma en que se definió la componente subanual de la variabilidad del campo de altura y que se trata de una simulación de 40 años de duración, el volumen de información fue enorme. Como consecuencia, resultó imposible desde el punto práctico y por limitaciones computacionales aplicar un análisis de Componentes Principales a todo el conjunto. A fin de obtener los modos de variabilidad subanual se optó, por lo tanto, por aplicar el análisis a diversos años y verificar la estabilidad de los patrones resultantes. En efecto, los diversos análisis mostraron que en todos los casos tres modos de idéntica estructura espacial explican aproximadamente el 90% de la varianza de la variabilidad en esta escala. A fin de obtener las series de tiempo asociadas a cada uno de los modos, se calculó la correlación entre el campo de altura simulado cada 6 horas a lo largo de todo el período con los campos patrón resultantes del análisis de Componentes Principales. Se

obtuvieron, de esta manera, series de tiempo con una longitud de 40 años y un intervalo de muestreo de 6 horas de correlaciones. A continuación se construyeron, al igual que para la componente de variabilidad interanual, los ensambles de los casos en los cuales las correlaciones superaran un valor crítico de 2 desvíos estándares respecto de la media para la elevación de la superficie libre y para el viento. Así, se obtuvieron dos patrones asociados a cada modo, uno correspondiente a su fase positiva y otro a la negativa. En este caso, dado que la variabilidad de escala menor a la mensual en la descarga no fue considerada en las simulaciones, esta variable no es analizada.

Los patrones resultantes del ensamble de casos asociados a la fase positiva y negativa del Modo 1, que explica alrededor del 50% de la varianza, se muestran en los paneles superiores e inferiores de la Figura 5.12, respectivamente. Los paneles izquierdos muestran los campos medios asociados al Modo 1 de la elevación de la superficie libre, los paneles centrales muestran los campos medios correspondientes a la anomalía debida a la variabilidad en escala subanual del viento y los paneles derechos muestran los campos ensamblados para el viento total (observado en esos instantes). En la Figura 5.12 se puede observar que el modo predominante de variabilidad subanual está caracterizado por una elevación (reducción) de altura en todo el estuario con valores máximos de hasta 60 cm en el estuario superior. En su fase positiva, el Modo 1 está dominado por un sistema de vientos ciclónico seguido por uno anticiclónico que se mueve en la dirección noreste (panel superior derecho de la Figura 5.12). Este patrón de viento es característico de una situación post-sudestada o de un viento del sudeste sobre el estuario producto de la adición de la rama sudoeste del ciclón, con vientos del sudeste, y la rama noreste del anticiclón, con vientos también del sudeste (Seluchi y Saulo, 1998). La persistencia de vientos del sudeste por el pasaje del sistema ciclónico-anticiclónico genera la máxima respuesta de crecida en el estuario a posteriori del pico en la intensidad de viento de esa dirección. En su fase negativa (paneles inferiores), en cambio, el Modo 1 está caracterizado por situaciones en las cuales el frente que acompaña al ciclón de Malvinas tiende a posicionarse hacia el sur (Gan y Rao, 1991). De esta manera, si bien la respuesta de la elevación de la superficie libre en el estuario en las fases positiva y negativa asociadas al Modo 1 resulta opuesta, las situaciones en la atmósfera que las producen corresponden a fenómenos diferentes. No obstante, ambas señales son una respuesta a las dos situaciones posibles de ciclogénesis que ocurren sobre el territorio argentino y que fueron estudiadas por Gan y Rao (1991).

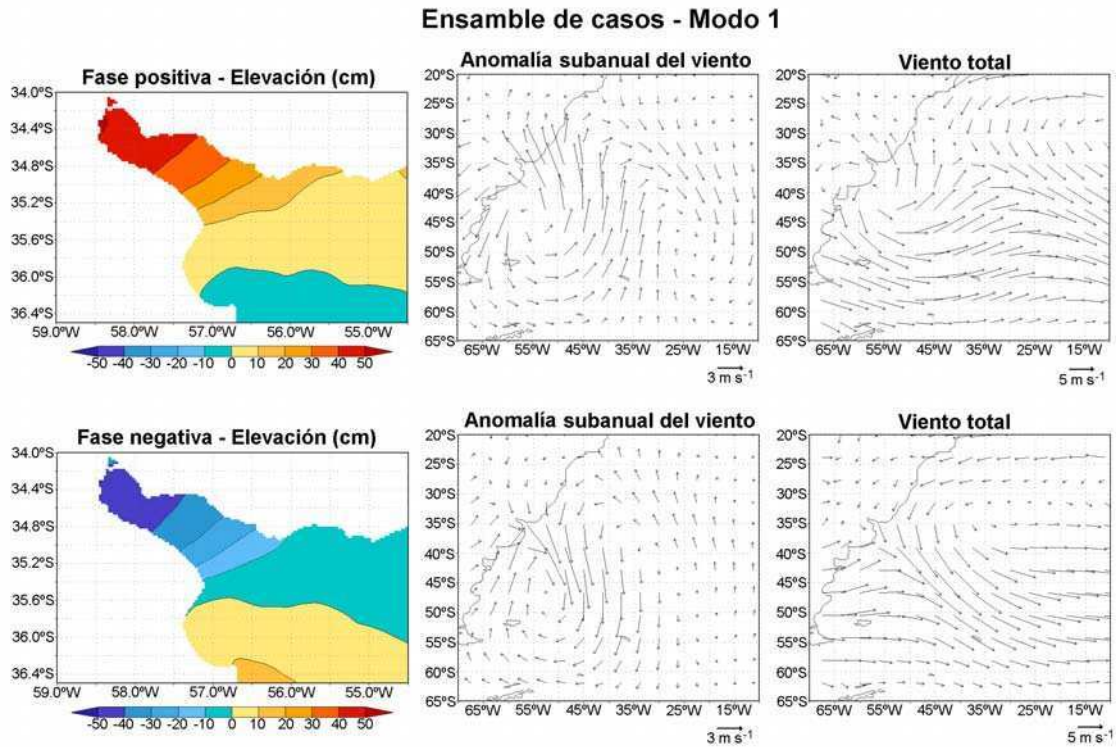


Figura 5.12: Ensamble de casos de la elevación de la superficie libre (paneles izquierdos), de la anomalía subanual del viento (paneles centrales) y del viento total (paneles derechos) asociados a la fase positiva (paneles superiores) y negativa (paneles inferiores) del Modo 1 de variabilidad en la escala subanual.

Los ensambles de casos asociados al Modo 2, que explica aproximadamente el 30% de la varianza, se muestran en los paneles superiores e inferiores de la Figura 5.13 en su fase positiva y negativa, respectivamente. Este modo está caracterizado por un campo de elevación de la superficie libre con valores mínimos (máximos) en el estuario medio y valores mayores (menores) en el estuario superior y exterior al mismo tiempo. Los ensambles para los vientos asociados a este modo resultan similares a los ensambles asociados al Modo 1 pero ambos, tanto en fase positiva como negativa, desplazados hacia el noreste. Estos patrones son característicos de la situación atmosférica posterior a las asociadas al Modo 1 que resulta cuando los sistemas se mueven hacia el noreste. Este modo, por lo tanto, parece ser producto de la relajación del estuario luego de una situación de crecida o bajante asociada al Modo 1. Aunque ensambles realizados bajo criterios diversos muestran la estabilidad de estos patrones, para verificar esta hipótesis se eligieron al azar dos situaciones típicas de la fase positiva y negativa del Modo 1 y se estudió la evolución de los campos de elevación de la superficie libre durante los mismos. La Figura 5.14 muestra los campos de la componente subanual de la elevación cada 6 horas entre los días 8 y 11 de diciembre de 2004. Se observa en la figura una crecida (respuesta similar a la de la fase positiva del Modo 1) a partir de las 18 horas del 8 de diciembre y una persistencia

de esa señal durante más de un día. Luego se observa que esa situación comienza a relajarse a partir del 10 de diciembre, mostrando un campo con una anomalía negativa que parece entrar al estuario desde el sur y propagar hacia la boca, llegando el centro de mínima al estuario medio el 11 de diciembre a las 6 horas, cuando el patrón es característico de la fase positiva del Modo 2. De la misma manera se analizó una situación correspondiente a la fase negativa. Los resultados se muestran en la Figura 5.15 donde se graficó la componente subanual de la elevación de la superficie libre correspondiente al período 24 a 26 de diciembre de 2004. En la misma se observa una elevación del nivel del mar con una estructura similar a la representada por la fase negativa del Modo 1 a partir de las 12 horas del 24 de diciembre, con una máxima correlación con el modo a las 18 horas del mismo día. Posteriormente, se observa una relajación del campo de elevación de la superficie libre, alcanzando una estructura muy similar a la de la fase negativa del Modo 2 a las 0 horas del 26 de diciembre.

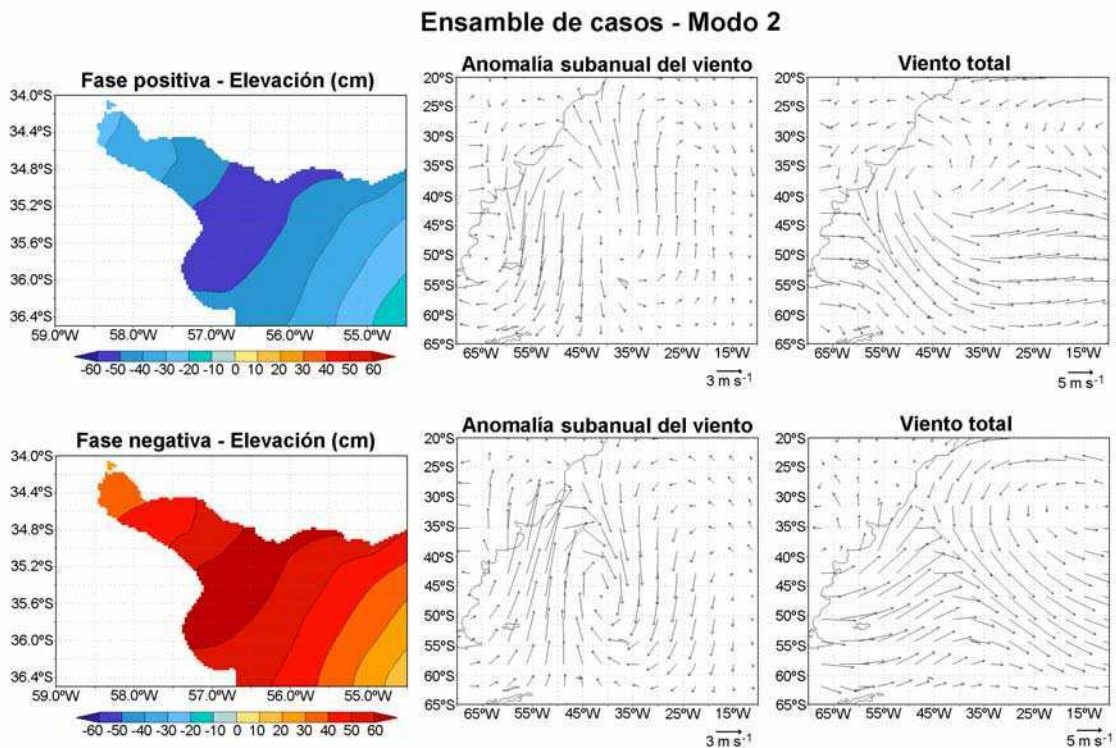


Figura 5.13: Ensamble de casos de la elevación de la superficie libre (paneles izquierdos), de la anomalía subanual del viento (paneles centrales) y del viento total (paneles derechos) asociados a la fase positiva (paneles superiores) y negativa (paneles inferiores) del Modo 2 de variabilidad en la escala subanual.

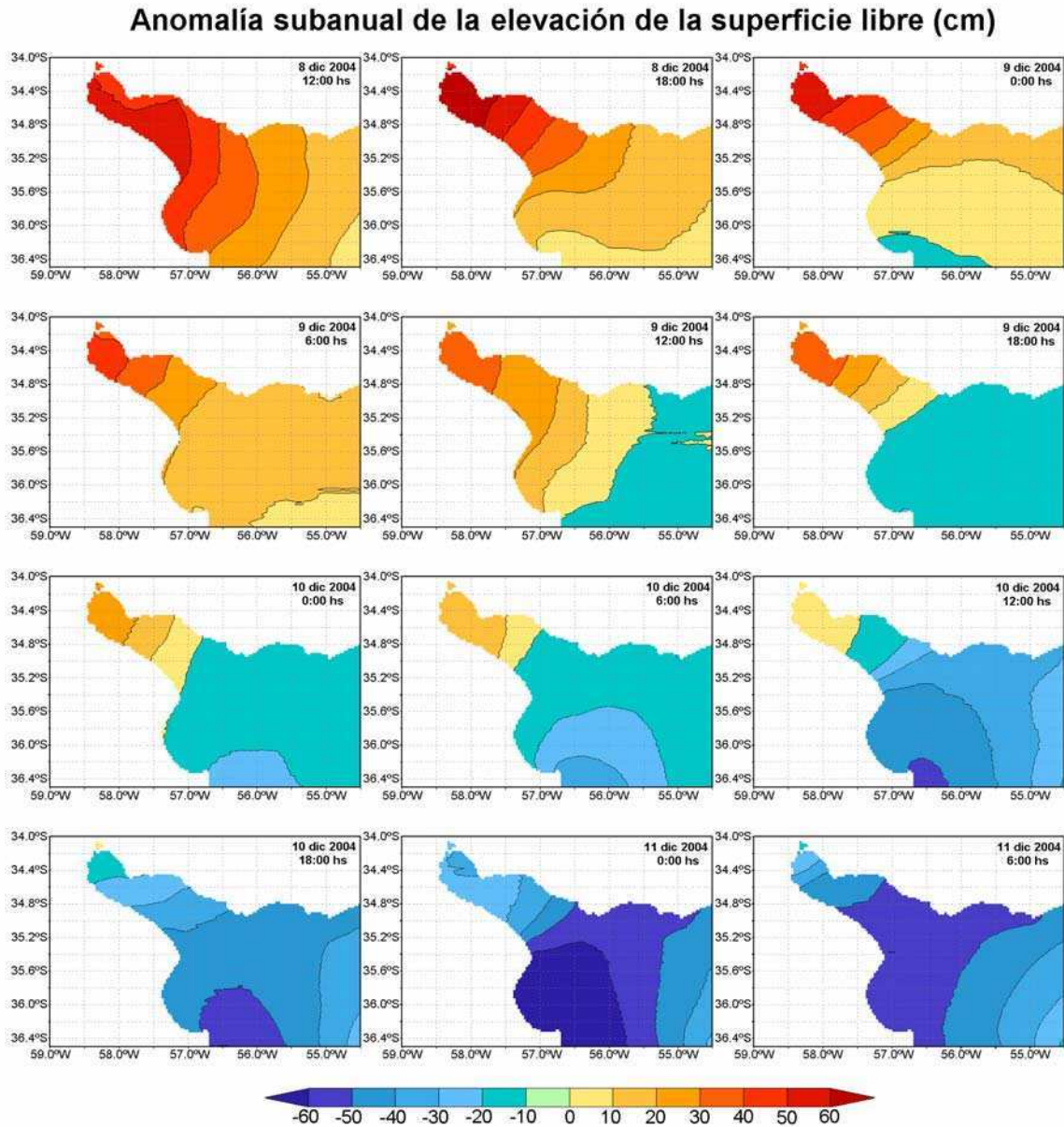


Figura 5.14: Campos de anomalía subanual de la elevación de la superficie libre cada 6 horas entre los días 8 a 11 de diciembre de 2004.

Los ensambles de casos asociados al Modo 3, que explica aproximadamente el 8% de la varianza en esta escala, se muestran en los paneles superiores e inferiores de la Figura 5.16 en su fase positiva y negativa, respectivamente. Este modo está caracterizado por un campo de altura anómalamente negativo (positivo) en todo el estuario con valores mínimos (máximos) a lo largo de la costa uruguaya. Los ensambles de viento para la fase positiva son consistentes con una intensificación del anticiclón semipermanente del Atlántico Sur, del cual resulta una anomalía de viento del noreste en la región del estuario que, a su vez da origen a los valores relativamente bajos de altura observados a lo largo de la costa uruguaya. En la fase negativa, los ensambles de viento son consistentes con un ciclón que se ubica al

este del estuario (panel inferior central de la Figura 5.16) dando como resultado una anomalía del sudoeste sobre la región de interés que, a su vez origina las anomalías de altura relativamente altas observadas a lo largo de la costa uruguaya.

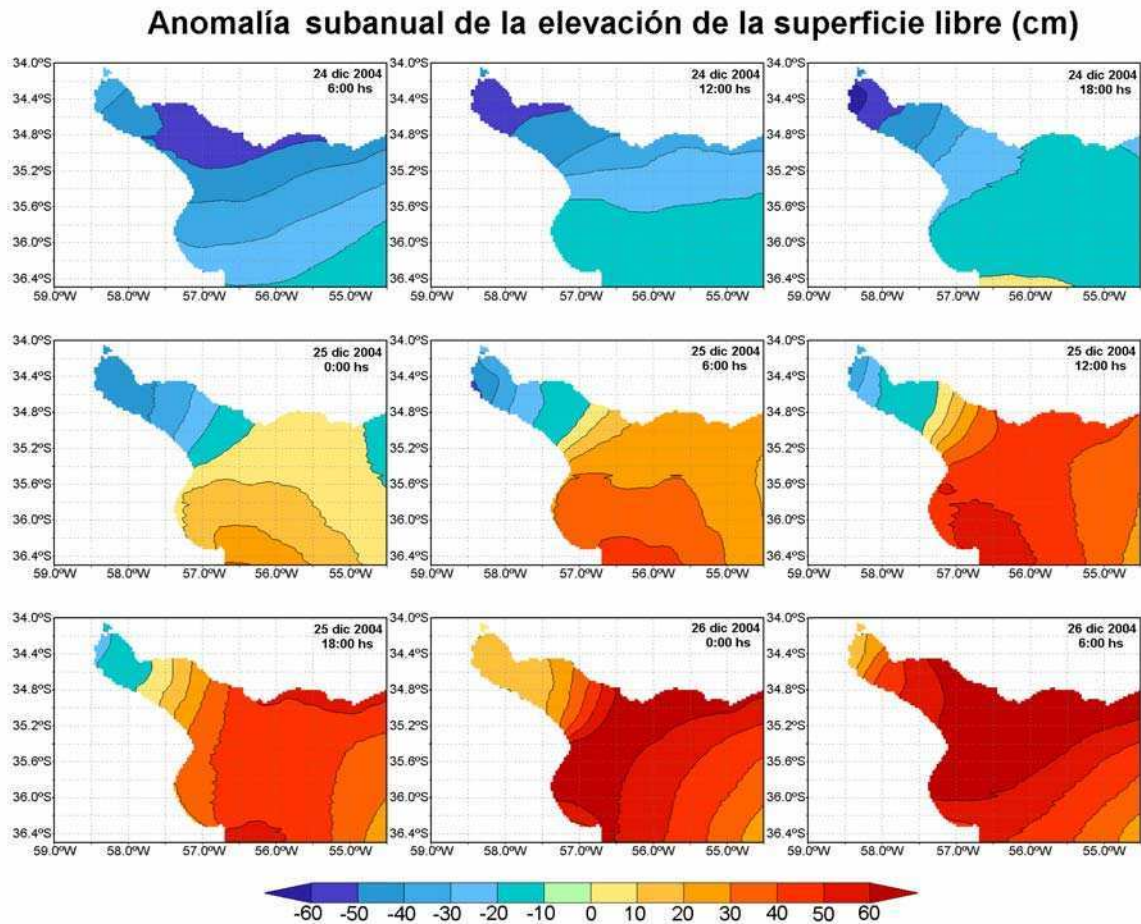


Figura 5.15: Campos de anomalía subanual de la elevación de la superficie libre cada 6 horas entre los días 24 a 26 de diciembre de 2004.

Los ensambles de casos asociados a los tres modos mostrados en esta sección resultaron estables, observándose bajo diferentes criterios para realizar el ensamble. Las series de tiempo de correlaciones de los campos simulados con los patrones resultantes del análisis de Componentes Principales no mostraron periodicidades definidas. Esto es resultado de que las fases positivas y negativas de cada uno de los modos analizados son la respuesta a fenómenos diferentes en la atmósfera que tienen su génesis en regiones diversas.

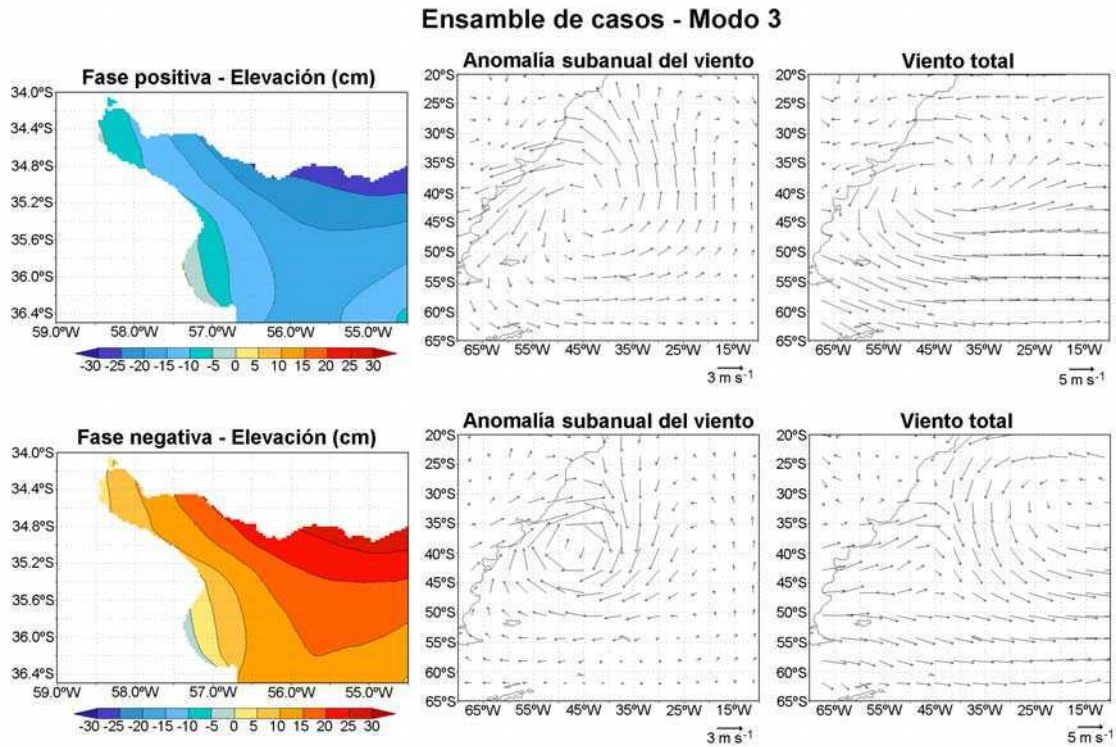


Figura 5.16: Ensamble de casos de la elevación de la superficie libre (paneles izquierdos), de la anomalía subanual del viento (paneles centrales) y del viento total (paneles derechos) asociados a la fase positiva (paneles superiores) y negativa (paneles inferiores) del Modo 3 de variabilidad en la escala subanual.

No se encontraron tendencias a lo largo del tiempo en el número de casos de ocurrencia de estos patrones de variabilidad en esta escala. Sin embargo, esto no implica que no haya tendencias en las situaciones extremas, en particular, en las crecidas o bajantes. De hecho, Pousa *et al.* (2007) reportaron cambios en el régimen de ondas de tormenta en Buenos Aires a lo largo de las últimas décadas. Para estudiar las tendencias en los campos extremos de la elevación de la superficie libre, se identificaron los casos en los cuales la altura del nivel de mar en el punto de grilla más cercano a la estación mareográfica de Palermo es mayor o menor que dos desvíos estándares respecto de la media. La Figura 5.17 muestra la cantidad de casos por año de situaciones de crecida o bajante extremas obtenidas de esta manera. La primera característica que emerge de la figura es que el número de casos de crecida siempre supera al número de casos de bajante. En promedio, ocurren la mitad de situaciones de bajantes que de crecidas. Esto es un resultado de la génesis de estos eventos. Mientras que las crecidas están asociadas generalmente con la ciclogénesis del Litoral que es relativamente frecuente (Seluchi y Saluo, 1996), las bajantes extremas requieren de la ocurrencia de vientos intensos y/o persistentes del sector oeste-noroeste (Simionato *et al.*, 2004b) que ocurren sólo unas pocas veces por año en la región (Simionato *et al.*, 2008). Por otra parte, se observa una gran variabilidad interanual tanto en el número de casos de

bajante como de crecida y una evidente tendencia al aumento en el número de casos de crecida. En efecto, durante la última década se observa un incremento del 77% respecto de la primera en la cantidad de eventos positivos extremos. Una tendencia es aparente también en la última década en el número de casos de bajante, aunque la longitud del registro no permite determinar si en efecto se trata de una tendencia o de variabilidad interanual. En los últimos 10 años ocurrieron, en promedio, 50% más de casos de bajante que en la primera década.

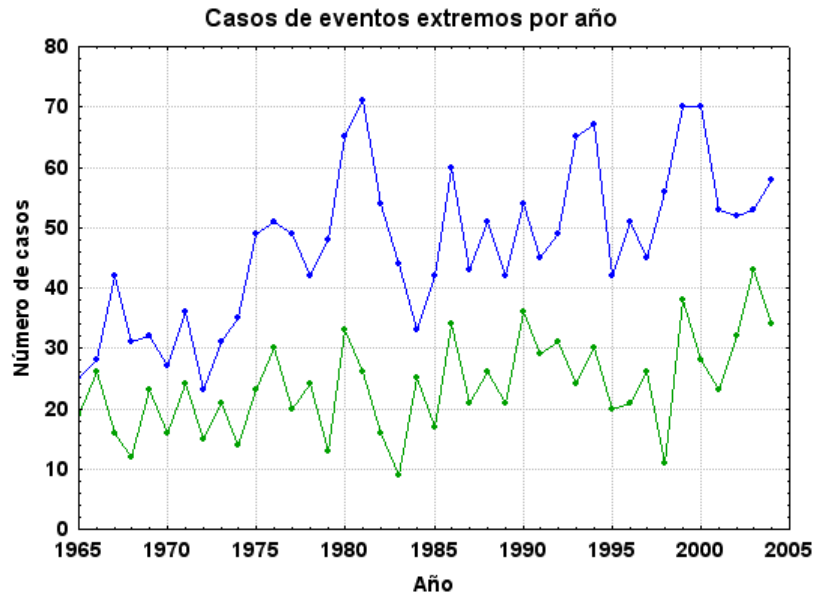


Figura 5.17: Cantidad de casos por año de situaciones de crecidas (en azul) y de bajantes extremas (en verde).

Respecto de la intensidad de la respuesta, un ensamble del campo de elevación de la superficie libre y del viento correspondiente a los eventos extremos positivos (negativos) identificados se muestran en la Figura 5.18 (5.19) para la primera y última década del registro (paneles superiores e inferiores de las figuras, respectivamente). En la Figura 5.18 se observa un incremento en la intensidad de la respuesta de la elevación de la superficie libre en el estuario. En particular, el aumento es más evidente en la parte superior donde la isolinia de 1 metro se ubica corriente abajo de la línea imaginaria que une Buenos Aires y Colonia para los ensambles correspondientes a la última década. De hecho, la altura máxima registrada (cerca de la ciudad de Buenos Aires) en los ensambles de la última década es aproximadamente un 30% mayor que la registrada en la primera década. Este aumento en la elevación de la superficie libre parece ser una respuesta a un incremento en la intensidad del viento que se puede observar en los paneles derechos de la Figura 5.18. Si bien la estructura de los vientos ensamblados es idéntica para ambos períodos, indicando

que la génesis de las crecidas extremas se mantuvo a lo largo del tiempo, la intensidad sufre un incremento que en particular se puede observar en el viento del sudeste que sopla sobre el estuario.

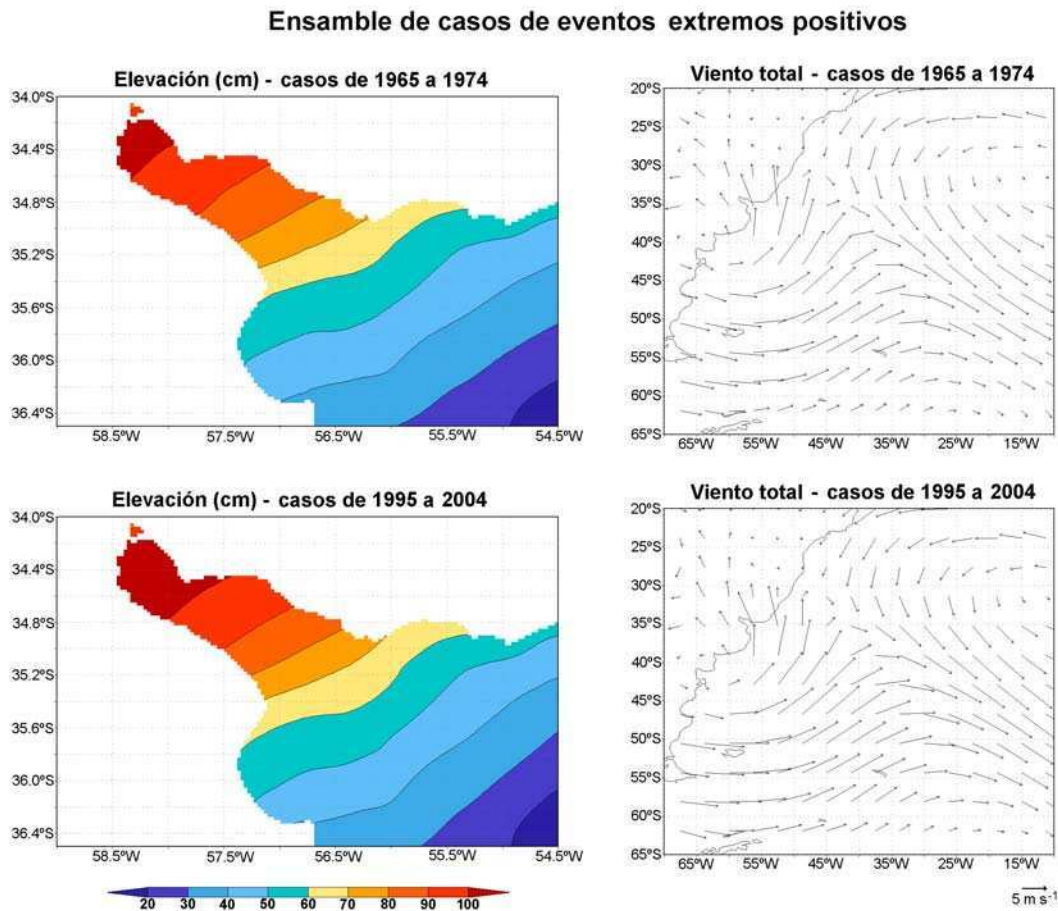


Figura 5.18: Ensamble de casos del campo de elevación de la superficie libre (paneles izquierdos) y del viento (paneles derechos) correspondiente a los eventos extremos positivos identificados para la primera década del registro 1965-1974 (paneles superiores) y para la última década del registro 1995-2004 (paneles inferiores).

En el caso de los eventos extremos negativos (Figura 5.19), el cambio en la intensidad de la respuesta es menos evidente. Se observa una mayor intensidad de la anomalía negativa alrededor de Colonia en la última década, aunque el resto del campo ensamblado es muy similar al de la primera década. De hecho el valor mínimo de anomalía negativa de altura ensamblada registrado en todo el dominio es de 1 metro para ambos períodos. De la misma manera no se observa un claro aumento de la intensidad del viento para los ensambles asociados a los eventos extremos negativos (paneles derechos de la Figura 5.19). No se puede discriminar si el incremento en la intensidad de la respuesta para los casos de crecida en la última década respecto de la primera se debe únicamente a la mejora en la calidad de

los reanálisis mostrada en la Figura 5.3, y en particular en la mejora en la intensidad del viento (panel derecho de la Figura 5.3). Sin embargo, el hecho de que esta característica no se observe claramente para el caso de los eventos extremos negativos, y que el incremento registrado es muy alto (del orden del 30%), sugiere que este aumento en la intensidad de la respuesta es real.

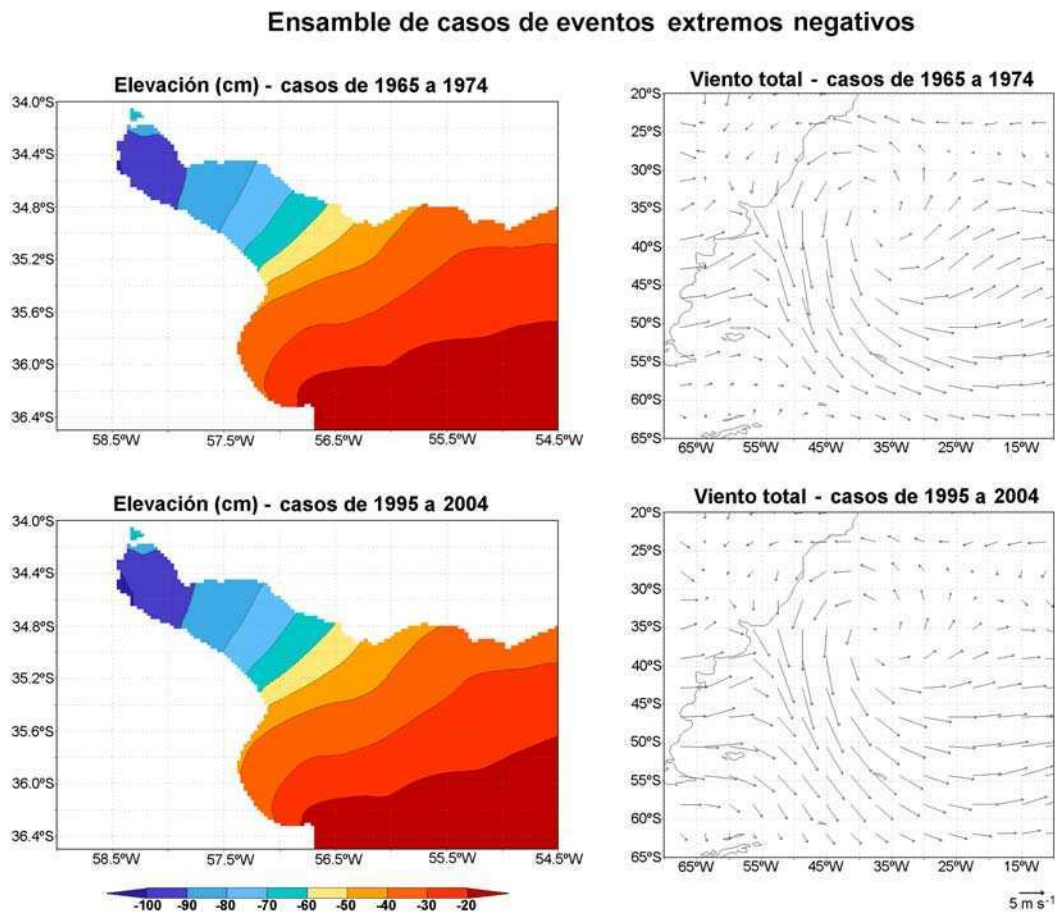


Figura 5.19: Ensamble de casos del campo de elevación de la superficie libre (paneles izquierdos) y del viento (paneles derechos) correspondiente a los eventos extremos negativos identificados para la primera década del registro 1965-1974 (paneles superiores) y para la última década del registro 1995-2004 (paneles inferiores).

5.4 Discusión y conclusiones

En este capítulo se realizó un estudio de la variabilidad climática en el campo de elevación de la superficie libre en el estuario del Río de la Plata en base a una simulación numérica barotrópica de 40 años de duración. El modelo utilizado fue el HamSOM en una

configuración de tres grillas anidadas de resolución progresivamente mayor, forzado con los reanálisis cuatrídarios de NCEP/NCAR y descargas medias mensuales del INA. La capacidad de esta arquitectura de modelado de representar adecuadamente la variabilidad observada en períodos cortos fue demostrada por Simionato *et al.* (2006). En el presente trabajo una validación en períodos largos sugiere que los reanálisis sólo representan de modo realista la variabilidad del viento a partir de mediados de la década del '60 y una mejora a lo largo de los años posteriores resulta evidente, indicando indirectamente una mejora en los reanálisis.

La partición de varianza en diferentes escalas temporales indica que el mayor porcentaje de energía (más del 90%) en el estuario está explicado por variabilidad en escala subanual, es decir por variabilidad en la escala de tiempo sinóptica a intra-estacional del viento, confirmando la conclusión de capítulos previos de esta tesis de que el estuario del Río de la Plata replica las condiciones de tiempo y clima de la atmósfera. La señal estacional explica un porcentaje sumamente bajo de la varianza (inferior al 1%), mientras que la señal interanual es importante, explicando aproximadamente el 10% de la varianza en el estuario superior.

La variabilidad en escala estacional de la altura en el estuario está compuesta por una pequeña componente anual (con amplitudes máximas del orden de 2 cm) y una semianual de un orden de magnitud menor que la anterior. Éstas están forzadas por la intensa variabilidad en escala anual del viento zonal y por un ciclo semianual en la descarga, respectivamente.

Tres modos explican la variabilidad en escala interanual en el Río de la Plata. El primero, con picos espectrales en períodos alrededor de 8 y 3,5 años, está forzado tanto por viento como por descarga y parece estar asociado a los ciclos del ENSO. Las composiciones de casos indican que durante las fases positivas (negativas) de este modo, asociadas a La Niña (El Niño) no sólo ocurren descarga anómalamente bajas (altas), sino que simultáneamente se observa una anomalía de viento de noroeste (sudeste). Ambas señales contribuyen conjuntamente a anomalías negativas (positivas) de la elevación de la superficie libre en todo el estuario y, especialmente, en su porción superior. La diferencia entre una y otra fase conduce a una variación en la altura del orden de medio metro en el estuario superior. El segundo modo, con periodicidad en 8 y 2,5 años parece estar forzado por la descarga en el

estuario superior y por el primer modo de variabilidad interanual del viento medio anual en el estuario medio e implica una señal de unos 10 cm de amplitud. Finalmente, el tercer modo, con periodicidad de 10 años estaría forzado por el segundo modo de variabilidad interanual del viento medio anual y está asociado a una señal de unos 20 cm de amplitud.

La variabilidad en la escala subanual, también está explicada por tres modos. El primero es una respuesta del estuario con anomalías en la elevación de la superficie libre positivas (negativas) y valores máximos (mínimos) en el estuario superior en la fase positiva (negativa). La diferencia en la altura máxima entre una fase y otra es de aproximadamente 1 metro. Los patrones asociados a la fase positiva y negativa resultan opuestos aunque ambos constituyen la respuesta del estuario a dos fenómenos diferentes en la atmósfera. El patrón con anomalías positivas en la altura es la respuesta del estuario a una situación post-sudestada mientras que el patrón con anomalías negativas en la elevación de la superficie libre en todo el dominio es la respuesta a un posicionamiento más al sur del frente que acompaña al ciclón de Malvinas. El segundo modo de variabilidad en la escala subanual, con una amplitud máxima de respuesta del orden de 1,2 metros, resulta de la relajación del estuario de las situaciones asociadas al modo anterior. Finalmente el tercer modo está caracterizado por un campo de elevación de la superficie libre anómalamente negativo o positivo en todo el dominio dependiendo de la fase. La máxima amplitud entre la fase positiva y negativa, de aproximadamente 0,6 metros se alcanza a lo largo de la costa uruguaya. Este modo es la respuesta del estuario al viento local del noreste (sudeste) en la región en su fase positiva (negativa).

Finalmente, el análisis de los eventos de crecida extrema indica que hay un claro aumento tanto en la cantidad de casos como en la intensidad de la respuesta en la última década analizada (1995-2004) frente a la primera década (1965-1974). Sin embargo, si bien puede haber un aumento en la cantidad de casos de eventos extremos negativos sobre los últimos 10 años analizados, no se identifica un claro aumento en la intensidad de la respuesta en este caso.

Los resultados presentados en este capítulo indican que la variabilidad en el estuario está forzada principalmente por la variabilidad atmosférica. La descarga resulta importante como forzante en escalas largas de tiempo, particularmente en la escala interanual, forzando el primer modo de variabilidad en esta escala y el segundo modo en el estuario superior.

Esto tiene importancia en cuanto a la predictabilidad del estuario que va a estar fuertemente limitada a la predictabilidad de la atmósfera. Sin embargo, ambos forzantes, descarga y viento deben ser tenidos en cuenta y deben estar bien representados para un adecuado estudio de gestión en cuanto al cambio climático.

Por último, si bien se han reportado cambios en el nivel del mar en los últimos años en la región (Fiore *et al.*, 2001), los mismos no se analizaron en este capítulo dado que esa componente no se puede incluir adecuadamente en el modelado. Sin embargo es un factor que debe tenerse en cuenta para el análisis de los posibles cambios futuros.

Capítulo 6: Comentarios finales

6.1 Aportes al conocimiento del estuario del Río de la Plata

Pese a su gran importancia oceanográfica, económica, social y ecológica, previo a esta Tesis se conocía muy poco sobre la circulación en el Río de la Plata y, en particular, acerca de los patrones característicos de la respuesta de este estuario a los principales forzantes y su variabilidad. La carencia de observaciones de largo período había dificultado el entendimiento de la dinámica del sistema. Lo que se sabía sobre la circulación había sido inferido de parámetros hidrográficos, como la salinidad o la temperatura, o del transporte de sedimentos y a partir de algunas simulaciones numéricas simples. Sin embargo, muy pocas características de la circulación pudieron ser comprendidas de esta manera e incluso la escasez y baja resolución espacio-temporal de los datos disponibles había conducido a algunas inferencias que resultaron ser erróneas. En esta Tesis, por primera vez, se combinó el análisis de los datos de salinidad históricos disponibles con series de tiempo de corrientes y simulaciones numéricas de alta resolución, en un esfuerzo por comprender los procesos que ocurren en este activo sistema.

La adquisición reciente de series relativamente largas de corrientes en el marco del Proyecto FREPLATA, en la cual participaron el SHN y el SHOMA, permitió el análisis presentado en esta Tesis, que contribuyó significativamente a la comprensión de los patrones de circulación. Dichas series de datos constituyen las primeras observaciones ADCP de largo período de corrientes con alta resolución vertical y temporal y fueron colectadas en dos puntos estratégicamente ubicados en la región de la cuña salina del estuario y próximos a las costas norte y sur. La información aportada por los mismos resultó totalmente novedosa y proporcionó una nueva visión de los procesos que ocurren en este estuario así como de su variabilidad y forzantes. La alta resolución y cobertura temporal de las series permitió una caracterización de la circulación en escalas de tiempo que abarcan desde la mareal a la intra-estacional. La metodología de análisis aplicada, orientada a estudiar la respuesta del estuario al forzante atmosférico, permitió encontrar y explicar características de la circulación en el estuario que no habían sido reportadas previamente en la literatura. Este estuario es un sistema complejo que, debido a su baja profundidad, responde

rápidamente al viento y, más aún, replica las escalas de variabilidad atmosférica. Si bien clásicamente se consideraba a la marea como el principal forzante de la circulación en el estuario, los resultados presentados en esta Tesis muestran que la misma sólo explica alrededor de un 25% de la varianza total de las corrientes en escalas de tiempo intra-estacional o menores. Un aporte energético similar está asociado a eventos de ondas internas en frecuencias mareales y diurnas, que por primera vez fueron observadas en los datos aquí presentados. Estas ondas están forzadas por la brisa tierra-mar y por la onda de marea que ingresa al estuario y ocurren con gran frecuencia a lo largo de las estaciones cálidas, mostrando que el frente de salinidad del Río de la Plata es un ambiente altamente apropiado para la generación de este tipo de actividad. Estas ondas tienen grandes implicancias para el mantenimiento y degradación de la interfase entre las aguas de origen oceánico y continental y los seres vivos que se asocian a la misma. El 50% restante de la varianza de las corrientes está asociado a variabilidad en períodos mayores a 30 horas y es forzada por la atmósfera. Se encontró que el estuario responde al viento en una escala de tiempo muy corta, inferior a las 6 horas, y produce corrientes con una estructura esencialmente barotrópica para vientos con una componente perpendicular al eje del estuario y una estructura fuertemente baroclínica para vientos con una componente paralela al eje del estuario. La circulación en forma de dos modos resulta del hecho que el estuario del Río de la Plata es una cuenca semi-cerrada que no puede responder libremente al viento desarrollando corrientes en cualquier dirección, y donde la batimetría y la línea de costa determinan la dirección de la corriente resultante para una condición de viento determinada. Sin embargo, la respuesta del Río de la Plata es diferente a la observada en otros estuarios del mundo, ya que su gran ancho permite el desarrollo de corrientes con dirección perpendicular al eje del estuario. En este sentido, este estuario se comporta más como una cuenca oceánica semi-cerrada que como un estuario típico.

Gracias a la colaboración con el INIDEP, fue posible combinar las bases de datos de salinidad colectadas por esta institución en campañas sinópticas desarrolladas a lo largo de muchos años con soluciones de simulaciones numéricas con el fin de caracterizar y explicar los procesos asociados a la cuña salina en relación a los resultados obtenidos del análisis de datos ADCP. De esta manera fue posible comprender la respuesta del campo de salinidad en el estuario a la variabilidad del forzante atmosférico. Los resultados muestran que dicho campo también responde rápidamente a la variabilidad del viento. Esto modifica el esquema conceptual vigente, de una marcada señal estacional como principal característica

del campo de salinidad. Dicha señal estacional no sería más que el resultado de la mayor frecuencia de ocurrencia de vientos de direcciones determinadas a lo largo de las diversas estaciones, pero situaciones clásicamente reportadas como características de “invierno” o “verano” pueden ocurrir a lo largo de todo el año con gran variabilidad. Más aún, los resultados aquí presentados muestran que las aguas dulces de origen continental impactarían en el océano en forma de pulsos alternativos hacia el noreste o sudoeste en una escala del orden de los tres a cuatro días. Por otra parte, en consistencia con inferencias de datos satelitales de temperatura superficial del mar previamente reportadas por otros autores, se encontró que el estuario puede responder con movimientos de surgencia a lo largo de la costa uruguaya, entre Montevideo y Punta del Este bajo vientos del noreste. Dado que estos vientos predominan en primavera y verano, este hecho podría desfavorecer a la biota en la región costera, dado que frente a estas situaciones dicha región del estuario tendría un alto aporte de aguas de origen oceánico, menos ricas en nutrientes que las aguas continentales. Sin embargo, la región de la cuña salina del estuario y la Bahía Samborombón tienen la inusual característica de ser áreas de desove y cría para muchas especies costeras a lo largo de esas estaciones, varias de ellas de importancia económica. Este tema ha sido otro punto de interés de esta Tesis del que poco se conocía previamente. Los resultados muestran que los vientos predominantes en la región (norestes y sudoestes), combinados con la alta descarga continental que ingresa al sistema, tienden a favorecer el mantenimiento de la estructura de cuña salina en el estuario. Dicha estructura sólo puede quebrarse bajo vientos fuertes y/o persistentes del sudeste, los que ocurren pocas veces al año en la región bajo situaciones de ciclogénesis del litoral. Más aún, la cuña salina se restablece rápidamente cuando dichos vientos relajan. Esto implica que la estructura de cuña salina que los peces utilizan como elemento clave en su ciclo reproductivo es una característica semi-permanente en este estuario favoreciendo dicho ciclo. De la misma manera, los mayores intercambios de nutrientes, sedimentos y otras propiedades entre las aguas estuarinas y oceánicas estarían limitados a ocurrir unas pocas veces por año, cuando los ciclones fuerzan fuertes vientos del sudeste sobre el estuario. Como resultado, el Río de la Plata es un ambiente naturalmente retentivo. Esto no sólo favorece al rico ecosistema que alberga cangrejos, tortugas, peces y aves, sino que las características retentivas que posee el estuario también afectan a los contaminantes. Es ese sentido los resultados presentados en esta Tesis deben tenerse en cuenta para construir nuevos modelos conceptuales tanto para pesquerías como para la dispersión de contaminantes.

La identificación de los forzantes de variabilidad en las diversas escalas temporales, desde la subanual hasta la interanual es también novedosa puesto que no se habían reportado previamente estudios similares vinculando la variabilidad estuarina de largo período con los forzantes de descarga continental y viento. Los datos analizados y las simulaciones numéricas muestran que la circulación en el estuario no sólo es sensible a la variabilidad sinóptica de la atmósfera, sino también a los procesos que ocurren en escalas mayores. Los resultados aquí presentados muestran indicios claros de una relación entre los ciclos del ENSO, no sólo con la descarga continental sino también con el campo de vientos. La climatología presentada en este trabajo, así como la caracterización de los diferentes forzantes de la variabilidad en las diversas escalas de tiempo aporta al conocimiento del sistema y establece la base para estudios climáticos futuros, por ejemplo, acerca de la respuesta del estuario al cambio climático.

La arquitectura de modelado presentada para estudiar la circulación barotrópica constituye una herramienta robusta que puede ser adaptada para pronóstico, lo que permitiría la predicción de la elevación de la superficie libre y de las corrientes en todo el estuario con un horizonte de 48 a 72 horas, constituyendo una importante herramienta de gestión en este sistema altamente impactado antropogénicamente.

En síntesis los resultados presentados en esta Tesis muestran que el estuario del Río de la Plata dista de comportarse como un sistema “determinístico” básicamente dominado por la marea y por un marcado ciclo estacional, como se creía hasta hace unos años. Por el contrario, el sistema resultó ser altamente dinámico y complejo y está principalmente forzado por la variabilidad atmosférica.

6.2 Hacia el futuro

Si bien en los últimos años se avanzó significativamente en el conocimiento del estuario del Río de la Plata, todavía quedan algunos puntos por investigar para el completo entendimiento del sistema que permita un adecuado pronóstico y gestión ambiental. Dado que el estuario resultó ser un sistema altamente dominado por el viento, una mejor caracterización de la variabilidad atmosférica en la región ayudaría a una mejor comprensión de la variabilidad estuarina. En ese sentido se requiere de un estudio más

exhaustivo de los vientos superficiales incluyendo la brisa tierra-mar. Para este punto, es crucial la adquisición de datos atmosféricos con alta resolución temporal.

En cuanto a la estratificación en el estuario, se requiere de más observaciones para una mejor comprensión y para verificar algunas de las conclusiones presentadas en esta Tesis en relación a los procesos asociados a la cuña salina y a los movimientos que tienen lugar cerca de la costa. Asimismo sería necesario replantear las estrategias de muestreo con estos objetivos y también para poder analizar las escalas de tiempo asociadas a estos procesos en base a observaciones. Un programa observacional diseñado para estos fines debería incluir la colección simultánea de datos de corrientes, salinidad y viento con una adecuada resolución temporal y una longitud relativamente larga, y en lo posible en diversos puntos dentro del estuario incluyendo sitios cerca de la costa uruguaya.

En cuanto a la circulación barotrópica en el estuario se mostró que la arquitectura de modelado hidrodinámico junto con los forzantes adecuados presentados en esta Tesis constituye una herramienta lo suficientemente robusta y confiable para el estudio de la circulación, su variabilidad y sus cambios frente a diversos escenarios climáticos futuros en el estuario del Río de la Plata. En ese sentido, un estudio de variabilidad climática futura sería el paso siguiente. Sin embargo, se debería hacer un esfuerzo adicional para incorporar los cambios reportados en el nivel medio del mar.

Finalmente, para lograr un mejor y más completo entendimiento del complejo y dinámico sistema del estuario del Río de la Plata para una adecuada gestión es necesario encarar trabajos más interdisciplinarios en el cual participen científicos de diferentes instituciones con diferentes formaciones.

Referencias Bibliográficas

Acha, E. M. y G. J. Macchi, 2000: Spawning of Brazilian menhaden, *Brevoortia aurea*, in the Río de la Plata Estuary off Argentina and Uruguay. *Fishery Bulletin*, **98**, 227-235.

Ahsan, Q., A. F. Blumberg, A. J. Thuman y T. W. Gallagher, 2005: Geomorphological and Meteorological Control of Estuarine Processes: A Three-Dimensional Modeling Analysis. *Journal of Hydraulic Engineering*, **131 (4)**, 259-272.

Albarracín, J. I., 1987: Análisis de la hidrodinámica del Río de la Plata a partir de una simulación numérica. *Informe LHA-INCYTH -065-001-88*, 141 pp.

Alessandro, A. P., 2005: Synoptic features associated with critical water level rises in the Río de la Plata. *Meteorological Applications*, **12**, 123-133.

Alvarez Fanjul, E., B. Perez Gómez e I. Rodriguez Sánchez Arévalo, 1997: A Description of the Tides in the Eastern North Atlantic. *Progress in Oceanography*, **40**, 217-244.

Andersen, O. B., P. L. Woodworth y R. A. Flather, 1995: Intercomparison of recent ocean tide models. *Journal of Geophysical Research*, **100(C12)**, 25261-25282.

Arakawa, A. y V. R. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, **17**, Academic Press, 173-265.

Backhaus, J. O., 1983: A semi-implicit scheme for the shallow water equations for application to shelf sea modelling. *Continental Shelf Research* **2(4)**, 243-254.

Backhaus, J. O., 1985: A three dimensional model for simulation of shelf sea dynamics. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* **38(H.4)**, 164-187.

Backhaus, J. O. y D. Hainbucher, 1987: A finite difference general circulation model for shelf sea and its applications to low frequency variability on the North European Shelf. En: Nihoul, J. C., Jamars B. M. (Eds.), Three Dimensional Model of Marine and Estuarine Dynamics. Oceanographic Series, 45. Elsevier, Amsterdam, 221-244.

Balay, M. A., 1961: El Río de la Plata entre la atmósfera y el mar. *Servicio de Hidrografía Naval, Argentina, Público H-621*, 153 pp.

Barros, V., I. Camilloni y A. Menéndez, 2003: Impact of global change on the coastal areas of the Río de La Plata. *ALACC Notes*, **2**, 9-12.

Barros, V., 2005: Cambio Climático. En: Barros, V., Menéndez A. y Nagy G. (Eds.), El cambio climático en el Río de la Plata. CIMA-UBA, Buenos Aires, **Cap. 1**, 3-12.

Bava, J., 2004: Metodologías de procesamiento de imágenes NOAA-AVHRR y su utilización en aplicaciones oceanográficas y biológico-pesqueras en el Atlántico Sudoccidental. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, Argentina, 214 pp.

Berri, G. J. y M. N. Nuñez, 1993: Transformed shoreline-following horizontal coordinates in a mesoscale model: A sea-land-breeze case study. *Journal of Applied Meteorology*, **32(5)**, 918-928.

Bhopal, K., A. Valle-Levinson, J. L. Miller y G. H. Wheless, 1998: Enhanced stratification in the lower Chesapeake Bay following northeasterly winds. *Continental Shelf Research*, **18(13)**, 1631-1647.

Blumberg, A. F. y G. L. Mellor, 1987: A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. En: Three-Dimensional Coastal Ocean Models. N. S. Heaps (Ed.), 1-16, American Geophysical Union, Washington, DC.

Blumberg, A. F. y D. M. Goodrich, 1990: Modeling of wind-Induced destratification in Chesapeake Bay. *Estuaries*, **13(3)**, 236-249.

Blumberg, A. F., 1996: An Estuarine and Coastal Ocean Version of POM. *Proceedings from the Princeton Ocean Model Users meeting (POM96)*, Princeton, N. J., 58 pp.

Blumberg, A. F., 2002: A primer for ECOMSED. Version 1.3, Users Manual. HydroQual, Inc. Mahwah, N. J., 188 pp.

Borús, J., M. Uriburu Quirno y D. Calvo, 2007: Evaluación de caudales diarios descargados por los grandes ríos del sistema del Plata al estuario del Río de la Plata. Alerta Hidrológico - Instituto Nacional del Agua y el Ambiente, Ezeiza, Argentina.

Boschi, E. E., 1988: El ecosistema estuarial del Río de la Plata (Argentina y Uruguay). *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México* **15**, 159-182.

Brandhorst, W. y L. P. Castello, 1971: Evaluación de los recursos de anchoíta (*Engraulis Anchoíta*) frente a la Argentina y Uruguay. I. Las condiciones oceanográficas, sinopsis del conocimiento actual sobre la anchoíta y el plan para su evaluación. Proyecto de Desarrollo Pesquero FAO. *Technical Report*, **29**. Mar del Plata.

Brandhorst, W., J. P. Castello, R. P. Habiaga y B. H. Roa, 1971: Evaluación de los recursos de anchoíta (*Engraulis Anchoíta*) frente a la Argentina y Uruguay. IV. Abundancia relativa entre las latitudes 34°30'–44°10' S en relación a las condiciones ambientales en agosto y en septiembre de 1970. Proyecto de Desarrollo Pesquero FAO. *Technical Report*, **36**. Mar del Plata.

Camilloni, I. y V. Barros, 2000: The Paraná River response to the 1982-83 and 1997-98 ENSO events. *Journal of Hydrometeorology*, **1**, 412-430.

Camilloni, I. y V. Barros, 2003: Extreme discharge events in the Paraná River and their climate forcing. *Journal of Hydrometeorology*, **278**, 94-106.

Camilloni, I., 2005: Tendencias climáticas. En: Barros, V., Menéndez A. y Nagy G. (Eds.), El cambio climático en el Río de la Plata. CIMA-UBA, Buenos Aires, **Cap. 2**, 13-19.

Camilloni, I. y M. Bidegain, 2005: Escenarios climáticos para el Siglo XXI. En: Barros, V., Menéndez A. y Nagy G. (Eds.), El cambio climático en el Río de la Plata. CIMA-UBA, Buenos Aires, **Cap. 4**, 33-39.

Campos, J. D., C. A. Lentini, J. L. Miller y A. R. Piola, 1999: Interannual variability of the sea surface temperature in the South Brazilian Bight. *Geophysical Research Letters*, **26(14)**, 2061-2064.

Canevari, P., D. E. Blanco y E. H. Bucher, 1999: Los Beneficios de los Humedales de la Argentina. Amenazas y Propuestas de Soluciones. *Wetlands International*, Buenos Aires, Argentina, 64 pp.

Carleton, A. M., 1979: A synoptic climatology of satellite-observed extratropical cyclone activity for the Southern Hemisphere: winter. *Archiv fur Meteorologie Geophysik und Bioklimatologie*, **27**, 265-279.

Carreto, J., R. M. Negri, y H. R. Benavídez, 1982: Fitoplancton, pigmentos y nutrientes. Resultados campañas III y VI del B/I Shinkai Maru 1978. En: Lesculescu, V. (Ed.), Campañas de Investigación Pesquera Realizadas en el Mar Argentino por los B/I Shinkai Maru y Walter Herwig y el B/P Marburg, 1978 y 1979. Contribución del INIDEP 383, 181-201.

Cavallotto, J. L., 1988: Descripción e interpretación morfológica del Río de la Plata. Simposio Internacional sobre el Holoceno en América del Sur. Commission on the Quaternary of South America, Paraná, Argentina.

Cerne, B., N. Possia, C. Campetella, E. D'Onofrio, M. Fiore, R. Saurral y M. Bertolotti, 2005: Casos extremos de las bajantes del Río de la Plata. *IX Congreso Argentino de Meteorología (CONGREMET IX)*, Buenos Aires, Argentina. Publicación en CD.

Comisión Administradora del Río de la Plata (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, 137 pp.

Courant, R., K. Friedrichs y H. Lewy, 1928: Über die partiellen Differenzgleichungen der mathematischen Physik. *Mathematische Annalen*, **100(1)**, 32-74.

Cousseau, M. B., 1985: Los peces del Río de la Plata y su Frente Marítimo. En: Yañez-Arancibia, A. (Ed.), *Fish Community Ecology in Estuaries and Coastal Lagoons: Towards an Ecosystem Integration*. UNAM Press, Mexico, 515-534.

Depetris, P. J., S. Kempe, M. Latif y W.G. Mook, 1996: ENSO controlled flooding in the Paraná River (1904-1991), *Naturwissenschaften*, **83**, 127-129.

D'Onofrio, E., M. Fiore y S. Romero, 1999: Return periods of extreme water levels estimated for some vulnerable areas of Buenos Aires. *Continental Shelf Research*, **19**, 1681-1693.

D'Onofrio, E., M. Fiore, C. Campetella, N. Possia, B. Cerne, M. Bertolotti y R. Saurral, 2005: Ondas de tormenta negativas en el puerto de Buenos Aires. *IX Congreso Argentino de Meteorología (CONGREGMET IX)*, Buenos Aires, Argentina. Publicación en CD.

Dragani, W. C., C. G. Simionato y M. N. Nuñez, 2002: On the vertical structure of currents in the intermediate Río de la Plata: Observational study. *Geoacta*, **27**, 71-84.

Escobar, G., W. Vargas y S. Bischoff, 2004: Winds tides in the Río de la Plata estuary: meteorological conditions. *International Journal of Climatology*, **24**, 1159-1169.

Etala, M. P., 1995: Un modelo para onda de tormenta en el Río de la Plata y plataforma continental. *VI Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar, Mar del Plata, Argentina*, 75.

Fennel, W. y A. Mutzke, 1997: The initial evolution of a buoyant plume. *Journal of Marine System*, **12**, 53-68.

Fiore, M. E., E. E. D'Onofrio, F. De Biase y M. Stadelmann, 2001: Statistical analysis of storm surges in Buenos Aires. *Joint Assemblies of the International Association for the Physical Sciences of the Oceans, International Association for Biological Oceanography and XII Coloquio Argentino de Oceanografía*, Mar del Plata, Argentina (Poster).

Fong, D. A., 1998: Dynamics of freshwater plumes: Observations and numerical modeling of the wind-forced response and along-shore freshwater transport. Ph.D. thesis, MIT/WHOI Joint Program in Oceanography, Woods Hole.

Foreman, M. G. G., 1977: Manual for Tidal Heights Analysis and Prediction. Pacific Marine Science, Report 77-10, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Sidney, B. C., 58 pp. (2004 revision).

Framiñan, M. B., y O. B. Brown, 1996: Study of the Río de la Plata turbidity front: I. Spatial and temporal distribution. *Continental Shelf Research*, **16**, 1259– 1282.

Framiñan, M. B., y O. B. Brown, 1998: Sea surface temperature anomalies off the Río de la Plata Estuary: coastal upwelling? *Transactions AGU* **79(1)**, 128.

Framiñan, M. B., M. P. Etala, E. M. Acha, R. A. Guerrero, C. A. Lasta y O. B. Brown, 1999: Physical characteristics and processes of the Río de la Plata Estuary. En: Perillo, G. M., Piccolo, M. C. y Pino Quivira M. (Eds.), *Estuaries of South America: Their Morphology and Dynamics*, Springer, New York, 161–194.

Framiñan, M. B., O. B. Brown, A. Muenchow y A. Valle-Levinson, 2001: Coastal upwelling off the Río de la Plata Estuary, South America. 2001: *An Ocean Odyssey. Joint assemblies of the LAPSO-LABO*. Resumen en CD.

Gan, A. P. y B. V. Rao, 1991: Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, **119(5)**, 1293-1302.

García Berdeal, I., B. M. Hickey y M. Kawase, 2002: Influence of Wind Stress and Ambient Flow on a High Discharge River Plume. *Journal of Geophysical Research*, **107(C9)**, 3130, doi:10.1029/2001JC000932.

Gill, A., 1982: *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, New York, 662 pp.

Glorioso, P. D. y J. H. Simpson, 1994: Numerical modelling of the M₂ tide on the northern Patagonian shelf. *Continental Shelf Research*, **14**, 267-278.

Glorioso, P. D. y R. A. Flather, 1995: A barotropic model of the currents off SE South America. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 13427–13440.

Glorioso, P. D. y R. A. Flather, 1997: The Patagonian Shelf tides. *Progress in Oceanography*, **40**, 263-283.

Glorioso, P., 2000: Patagonian Shelf 3-D tide and surge model. *Journal of Marine Systems*, **24**, 141-151.

Grimm, A., V. Barros y M. Doyle, 2000: Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, **13**, 35-58.

Guarga, R., E. Kaplán, S. Vinzón y H. Rodríguez, 1991: Aplicación de un modelo de circulación al Río de la Plata. Actas de las Jornada de Investigaciones Científicas en Materia de Contaminación de Aguas, Montevideo, 57-65.

Guerrero, R. A., E. M. Acha, M. B. Framiñan y C. A. Lasta, 1997: Physical oceanography of the Río de la Plata Estuary, Argentina. *Continental Shelf Research*, **17(7)**, 727-742.

Hubold, G., 1980: Hydrography and plankton off Southern Brazil and Río de la Plata, August-November, 1977. *Atlántica*, **4**, 1-22.

Jaime, P., A. Menéndez, M. Urriburu Quirno y J. Torchio, 2002: Análisis del régimen hidrológico de los ríos Paraná y Uruguay. *Informe LHA 05-216-02*, Instituto Nacional del Agua, Buenos Aires, Argentina.

Janzen, C. D. y K. C. Wong, 2002: Wind-forced dynamics at the estuary - shelf interface of a large coastal plain estuary. *Journal of Geophysical Research*, **107(C10)**, 3138, doi:10.1029/2001JC000959.

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. Walt, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne y D. Joseph, 1996: The

NCEP/NCAR 40-Year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437-471.

Kourafalou, V. H., L. Oey, J. Wang y T. N. Lee, 1996: The fate of river discharge on the continental shelf, 1, Modeling the river plume and inner shelf coastal current. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 3415-3434.

Kowalik, Z. y T. S. Murty, 1993: Numerical modeling of ocean dynamics. *Advanced Series of Ocean Engineering*, **5**, World Scientific, 481 pp.

Lasta, C. A. 1995: La Bahía Samborombón: zona de desove y cría de peces. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata, Argentina, 304 pp.

Le Provost, C., A. F. Bennet y D. E. Cartwright, 1995: Ocean tide for and from TOPEX/POSEIDON. *Science*, **267**, 639-642.

Le Provost, C., F. Lyard, J. M. Molines, M. L. Genco y F. Rabilloud, 1998: A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating satellite altimeter-derived data set. *Journal of Geophysical Research*, **103(C3)**, 5513-5529.

Liebmann, B., G. Kiladis, C. Vera, A. C. Saulo y L. M. V. Carvalho, 2004: Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, **17(19)**, 3829-3842.

Lusquiños, A. J. y H. Figueroa, 1982: Influencia del Río de la Plata en el Mar Epicontinental. *Servicio de Hidrografía Naval, Technical Report*, **10**.

Mechoso, C. R. y G. Perez-Iribarren, 1992: Streamflow in southeastern South America and the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, **5**, 1535-1539.

Mellor, G. L. y T. Yamada, 1982: Development of a turbulent closure model for geophysical fluid problems. *Review of Geophysics and Space Physics*, **20(4)**, 851-875.

Menéndez, A., 1985: Simulación numérica de la circulación en el Río de la Plata. *Informe LHA-INCYTH-S5-016-85*, 113 pp.

Mianzan, H. W., E. M. Acha, R. A. Guerrero, F. Ramírez, D. Sorroarín, C. G. Simionato y R. Borús, 2001: South Brazilian marine fauna in the Río de la Plata estuary: discussing the barrier hypothesis. *Colacmar IX*, Colombia.

Minetti, J. L. y W. M. Vargas, 1990: Comportamiento del borde anticiclónico subtropical en Sudamérica. II Parte. *Geofísica Internacional*, **33**, 177-190.

Mo, K., 2000: Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, **13**, 3599–3610.

Molinari, G. N., 1986: Simulación numérica de la circulación en el Río de la Plata. *Informe LHA-INCYTH -S5-017-86*, 116 pp.

Naderi, F. M., M. H. Freilich y D. G. Long, 1991: Spaceborne radar measurement of wind velocity over the ocean. An overview of the NSCAT Scatterometer System. *Proceeding IEEE*, **79**, 850-866.

Nagy, G. J., J. López Laborde y L. H. Anastasia, 1987: Caracterización de ambientes del Río de la Plata Exterior (salinidad y turbiedad óptica). *Investigación Oceanológica*, **1**, 31-56.

Nagy, G. J., C. M. Martínez, R. M. Caffera, G. Pedraloza, E. A. Forbes, A. C. Perdomo y J. L. Laborde, 1997: The hydrological and climatic setting of the Río de la Plata. En: *The Río de la Plata, An Environmental Review, An EcoPlata Project Background Report*. Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 17-68.

Nogues-Paegle, J. y K. C. Mo, 1997: Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review*, **125**, 279-291.

O'Connor, W. P., 1991: A numerical model of tides and storm surges in the Río de la Plata estuary. *Continental Shelf Research*, **11**, 1491-1508.

- Olalde, A., 1988: Simulación numérica de la corriente de deriva en el Río de la Plata. *Informe LHA-INCYTH -065-002-88*, 91 pp.
- Ottman, F. y C. M. Urien, 1965: La melange des eaux douces et marines dans le Río de la Plata. *Cahiers Oceanographiques*, **17**, 213-234.
- Palma, E. D., R. P. Matano y A. P. Piola, 2004: A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Barotropic response to tidal and wind forcing. *Journal of Geophysical Research*, **109**, C08014, doi:10.1029/2004JC002315
- Pimenta, F. M., E. J. Campos, J. L. Miller y A. R. Piola, 2005: A numerical study of the Plata River plume along the southeastern South American Continental Shelf. *Brazilian Journal of Oceanography*, **53(3/4)**, 129-146.
- Piola, A. R., E. J. Campos, O. O. Möller, M. Charo y C. Martinez, 2000: Subtropical shelf front off eastern South America. *Journal of Geophysical Research*, **105(C3)**, 6565-6578.
- Piola, A. R., 2002: El impacto del Plata sobre la Plataforma Continental. En: Schnack, E. J., De Francesco F. y Pousa, J. L. (Eds.), Taller El Niño: sus impactos en el Plata y en la Región Pampeana. Contribuciones, 19-22.
- Piola, A. R., R. P. Matano, E. D. Palma, O. O. Moller y E. J. D. Campos, 2005: The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophysical Research Letter*, **32**, L01603, doi:10.1029/2004GL021638
- Pohlmann, T., 1996: Predicting the thermocline in a circulation model of the North Sea- Part I: model description, calibration and verification. *Continental Shelf Research*, **16(2)**, 131-146.
- Pousa, J. L., D'Onofrio, E. E. y Fiore M. M., 2007: Changes in the Regime of Storm Surges at Buenos Aires, Argentina. *Journal of Coastal Research*. Doi: 10.2112/05-0588.1. In press.
- Re, M., 2005: Impacto del Cambio Climático Global en las Costas del Río de la Plata. Tesis de Maestría. Universidad de Buenos Aires, Argentina, 120 pp.

Reid, R. O. y B. R. Bodine, 1968: Numerical model for storm surges in Galveston Bay: *Journal of the Waterways and Harbors Division*, **94**, WWI, 33-57.

Rodríguez, I., 1998: Modelado de los procesos barotrópicos y baroclínicos en la costa Noroeste de África. Tesis Doctoral. Universidad de Las Palmas, España, 222 pp.

Rodríguez, I. y E. Alvarez, 1991: Modelo tridimensional de Corrientes. Condiciones de aplicación a las costas españolas y análisis de resultados para el caso de un esquema de mallas anidadas. *Clima Marítimo Report* **42**, 65 pp.

Rodríguez, I., E. Alvarez, E. Krohn y J. Backhaus, 1991: A mid-scale tidal analysis of waters around the north western corner of the Iberian Peninsula. *Proceedings of a Computer Modelling in Ocean Engineering*, **91**, Balkema, 568 pp.

Salio, P. V., 1997: Pronóstico de Sudestadas en el Río de la Plata. Tesis de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires, Argentina, 182 pp.

Schroeder, W. W., S. P. Dinnel y W. J. Wiseman, 1990: Salinity Stratification in a River-Dominated Estuary. *Estuaries*, **13**(2), 145-154.

Scully, M., C. Friedrichs y J. Brubaker, 2005: Control of Estuarine Stratification and Mixing by Wind-Induced Straining of the Estuarine Density Field. *Estuaries*, **28**(3), 321-326.

Seluchi, M. E., 1993: Estudio del comportamiento de los sistemas sinópticos migratorios en la Argentina. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, Argentina, 243 pp.

Seluchi, M. E., 1995: Diagnóstico y pronóstico de situaciones sinópticas conducentes a ciclogénesis sobre el este de Sudamérica. *Geofísica Internacional*, **34**, 171-186.

Seluchi, M. E. y A. C. Saulo, 1998: Possible mechanisms yielding an explosive coastal cyclogenesis over South America: Experiments using a limited area model. *Australian Meteorological Magazine*, **47**, 309-320.

Sepúlveda, H. H., A. Valle-Levinson y M. Framiñan, 2004: Observations of subtidal and tidal flows in the Río de la Plata Estuary. *Continental Shelf Research*, **24**, 509-525.

SHN, 1986: Mar Argentino, de Río de la Plata al Cabo de Hornos, Carta Náutica 50, 4^{ta} edición. Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.

SHN, 1992: Acceso al Río de la Plata, Carta Náutica H1, 5^{ta} edición. Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.

SHN, 1993: El Rincón, Golfo San Matías y Nuevo, Carta Náutica H2, 4^{ta} edición. Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.

SHN, 1999a: Río de la Plata Medio y Superior, Carta Náutica H116, 4^{ta} edición. Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.

SHN, 1999b: Río de la Plata Exterior, Carta Náutica H113, 2^{da} edición. Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.

Simionato, C. G., M. N. Nuñez y M. Engel, 2001: The salinity front of the Río de la Plata - a numerical case study for winter and summer conditions. *Geophysical Research Letters*, **28(13)**, 2641-2644.

Simionato, C. G., W. C. Dragani, M. N. Nuñez y M. Engel, 2004a: A set of 3-D nested models for tidal propagation from the Argentinean Continental Shelf to the Río de la Plata Estuary: I. M₂. *Journal of Coastal Research*, **20(3)**, 893-912.

Simionato, C. G., W. C. Dragani, V. L. Meccia y M. N. Nuñez, 2004b: A numerical study of the barotropic circulation of the Río de La Plata Estuary: Sensitivity to bathymetry, the earth's rotation and low frequency wind variability. *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences*, **61**, 261-273.

Simionato, C. G., C. Vera y F. Siegmund, 2005: Surface wind variability on seasonal and interannual scales over Río de la Plata area. *Journal of Coastal Research*, **21(4)**, 770-783.

Simionato C. G., V. L. Meccia, W. C. Dragani y M. N. Nuñez, 2006: On the use of the NCEP/NCAR surface winds for modelling barotropic circulation in the Río de la Plata Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **70**, 195-206.

Simionato C. G., A. Berasategui, V. L. Meccia, M. Acha M. y H. Mianzan, 2008: On the short time-scale wind forced variability in the Río de la Plata Estuary and its role on ichthyoplankton retention. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **76**, doi:10.1016/j.ecss.2007.07.031.

Simmonds, I y K. Keay, 2000: Mean Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior in the 40-year NCEPNCAR Reanalysis. *Journal of Climate*, **13**, 873-885.

Smagorinski, J., 1963: General Circulation Experiments With the Primitive Equations. I. The Basic Experiment. *Monthly Weather Review*, **91**, 99-164.

Smolarkiewicz, P. K., 1984: A fully multidimensional positive definite advection transport algorithm with small implicit diffusion. *Journal of Computational Physics*, **54**, 325-362.

Smolarkiewicz, P. K. y T. L. Clarke, 1986: The multidimensional positive definite advection transport algorithm: Further development and applications. *Journal of Computational Physics*, **67**, 396-438.

Smolarkiewicz, P. K. y W. W. Grabowski, 1990: The multidimensional positive definite advection transport algorithm: Nonoscillatory opinion. *Journal of Computational Physics*, **86**, 355-375.

Sraibman, L. y G. J. Berri, 2002: Experimentos con un modelo en ecuaciones primitivas de circulación atmosférica en capas bajas sobre el Río de la Plata y su zona de influencia. *XXI Reunión Científica AAGG 2002*, Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Rosario, Argentina.

Stewart, R. H., 2003: Introduction to Physical Oceanography. Department of Oceanography, Texas A & M University, 344 pp.

Stronach, J. A., J. Backhaus y T. S. Murty, 1993: An update on the numerical simulation of oceanographic processes in the waters between Vancouver Island and the mainland: the GF8 model. *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*, **31**, 1-86.

Torrence, C. y G. Compo, 1998: A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**, 61-78.

Urien, C. M., 1967: Los sedimentos modernos del Río de la Plata Exterior. *Servicio de Hidrografía Naval, Argentina, Público H-106 4 (2)*, 113-213.

Urien, C. M., 1972: Río de la Plata Estuary environments. *Geological Society of America Memoirs*, **133**, 213-234.

Valle-Levinson, A., C. Lia, T. C. Royera y L. P. Atkinson. 1998: Flow patterns at the Chesapeake Bay entrance. *Continental Shelf Research*, **18**, 1157-1177.

Valle-Levinson, A., K. Wong y K. Bosley, 2001: Observations of the wind-induced exchange at the entrance to Chesapeake Bay. *Journal of Marine Research*, **59**, 391- 416.

Vera, C. S., P. K. Vighiarolo y E. H. Berbery, 2002: Cold season synoptic scale waves over subtropical South America. *Monthly Weather Review*, **130**, 684-699.

Vieira, A., N. W. Lanfredi, 1996: A hydrodynamic model for the Río de la Plata. *Journal of Coastal Research*, **12 (2)**, 430-446.

Vila, A. R., E. R. Bremer y M. Beade, 1994: Censos de chorlos y playeros migratorios en la Bahía Samborombón, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Boletín Técnico*, 22, Fundación Vida Silvestre Argentina, Buenos Aires, Argentina.

Wais, R., 1985: On the relation of linear stability and the representation of Coriolis term in the numerical solution of the shallow water equations. Tesis Doctoral. Universidad de Hamburgo, Alemania.

- Wang, D. P., 1975: Wind-driven circulation in the Chesapeake Bay, winter, 1975. *Journal of Physical Oceanography*, **9**, 564-572.
- Weisberg, R. H., 1976: The nontidal flow in the Providence River of Narragansett Bay: a stochastic approach to estuarine circulation. *Journal of Physical Oceanography*, **6**, 721-734.
- Weisberg, R. H. y W. Sturges, 1976: Velocity observations in the west passage of Narragansett Bay: A partially mixed estuary. *Journal of Physical Oceanography*, **6**, 345-354.
- Weiss, G., 1981: Ictioplankton del estuario de Lagoa dos Patos, Brasil. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de la Plata, Argentina.
- Wong, K. y A. Valle-Levinson, 2002: On the relative importance of the remote and local wind effects on the subtidal exchange at the entrance to the Chesapeake Bay. *Journal of Marine Research*, **60**, 477-498.
- Wu, C., J. Graf, M. Freilich, D. Long, M. Spencer, W. Tsai, D. Lisman y C. Winn, 1994: The Sea Winds scatterometer instrument. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, **3**, 1511- 1515.
- Xing, J. y A. M. Davies, 1999: The effect of wind direction and mixing upon the spreading of a buoyant plume in a non-tidal regimen. *Continental Shelf Research*, **19**, 1437-1483.
- Zahel, W., 1997: Ocean Tides. En: Wilhelm, H., Zürn, W. y Wenzel, G. (Eds.), Tidal Phenomena. Springer, 113-143.