

Tesis de Posgrado

Modelos hidrodinámicos anidados para el cálculo de la onda de tormenta en el estuario de Bahía Blanca

Etala, María Paula

2000

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias
de la Atmósfera de la Universidad de Buenos Aires

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:

Etala, María Paula. (2000). Modelos hidrodinámicos anidados para el cálculo de la onda de tormenta en el estuario de Bahía Blanca. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3279_Etala.pdf

Cita tipo Chicago:

Etala, María Paula. "Modelos hidrodinámicos anidados para el cálculo de la onda de tormenta en el estuario de Bahía Blanca". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2000.

http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3279_Etala.pdf

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

**MODELOS HIDRODINÁMICOS ANIDADOS
PARA EL CÁLCULO DE LA ONDA DE TORMENTA
EN EL ESTUARIO DE BAHÍA BLANCA**

Trabajo de Tesis elaborado por María Paula Etala para obtener el título de Doctora de la Universidad de Buenos Aires en el Area de Ciencias de la Atmósfera

Directora: Dra. María Cintia Pícolo

Codirector: Dr. Vicente Barros

Lugar de Trabajo: Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

**Modelos hidrodinámicos anidados para el cálculo de la onda de tormenta
en el estuario de Bahía Blanca**

Palabras clave: onda - marea - interacción - modelo - estuario - plataforma

**Nested Hydrodynamical Models for the Calculation of the Storm Surge
in the Bahía Blanca Estuary**

Key words: surge - tide - interaction - model - estuary - shelf

RESUMEN

Este trabajo trata el problema de la onda de tormenta desde un punto de vista dinámico para el estudio de algunos aspectos generales de la misma y, en particular, de su comportamiento en el estuario de Bahía Blanca. Las herramientas utilizadas para este estudio son un conjunto de modelos numéricos desarrollados para tal fin en conjunción con datos observacionales que validan los resultados y conclusiones alcanzados. Los modelos hidrodinámicos utilizados son bidimensionales e integrados en la vertical. Un modelo abarca la plataforma continental y otro cubre el estuario con mayor resolución. Este último contempla el secado e inundación de puntos del dominio. Una condición de radiación modificada permite la introducción de la onda de marea al dominio a través de los bordes abiertos de ambos modelos. La información acerca de la onda de tormenta se transfiere desde el modelo de la plataforma hacia el modelo del estuario.

Algunos aspectos teóricos del intercambio de cantidad de movimiento en la capa límite atmosférica son considerados para la estimación de la tensión del viento sobre la superficie del mar. El carácter regional y local de las perturbaciones del nivel del agua requiere la consideración del factor atmosférico en ambas escalas. Se encuentran características particulares de la estabilidad atmosférica en el área de estudio que influyen sobre la transferencia de cantidad de movimiento al agua.

Este trabajo está enfocado principalmente sobre los aspectos no lineales de la propagación de la onda de tormenta desde la plataforma y sobre su importante modificación dentro del estuario debido a su comportamiento altamente no lineal. La interacción entre la marea y la onda de tormenta se estudia en un caso típico de viento del sudeste. Se encuentran dos diferentes tipos de respuesta en el estuario. El mecanismo de interacción por fricción de fondo predomina en los canales mientras que en las zonas menos profundas, con corrientes más débiles, la principal causa de la interacción es la baja profundidad. Las corrientes de interacción llegan a ser muy intensas tanto en los canales como en la descarga de las planicies. Esta interacción modifica fuertemente la onda de nivel resultante en una forma que depende de la intensidad relativa de ambos fenómenos. La fase relativa del forzante meteorológico con respecto a la marea puede alejar varias horas el máximo nivel del agua del momento que estaría dado por un efecto aislado de la onda de tormenta.

ABSTRACT

This work deals with the problem of the storm surge from a dynamical point of view for the study of some of its general aspects and, particularly, of its behavior in the Bahia Blanca estuary. The tools used in this study are a set of numerical models developed with that purpose in conjunction with observational data that validate the results and conclusions reached. The hydrodynamical models are bidimensional depth-averaged. One of them covers the continental shelf and the other one covers the estuary with higher resolution. The latter considers the drying and flooding of points in the domain. A modified radiation condition allows the input of the tidal wave to the domain through the open boundaries in both models. The information on the storm surge is transferred from the shelf model to the estuary model.

Some theoretical aspects of momentum exchange in the atmospheric boundary layer are considered for the estimation of wind stress at the sea surface. The regional and local character of water level perturbations requires the treatment of the atmospheric factor in both scales. Particular characteristics of atmospheric stability that influence the momentum transfer to water are found in the area of study.

This work is mainly focused on the non-linear aspects of the storm surge propagation from the shelf and on its important modification within the estuary due to its highly nonlinear behavior. The surge - tide interaction is studied in a typical case of southeasterly winds. Two different responses are found within the estuary. The bottom friction interaction mechanism dominates in the channels while in the shallower areas, with weaker currents, the main cause of interaction is limited depth. The interaction currents in the channels can be very strong as well as the changes in discharge currents from the intertidal flats. This interaction strongly modifies the resulting water level wave in a way that depends on the relative intensity of both phenomena. The relative phase between the meteorological forcing and the tide can shift the water level peak several hours from its corresponding value due to an isolated storm surge effect.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	9
1.1 OBJETIVO DEL ESTUDIO.....	10
1.2 ANTECEDENTES.....	12
1.3 LA ZONA DE ESTUDIO.....	13
2. CONSIDERACIONES DINÁMICAS.....	17
2.1 ECUACIONES PARA EL TRATAMIENTO DE LAS ONDAS DE MAREA Y DE TORMENTA.....	17
2.1.1 <i>Efectos no lineales</i>	19
2.1.2 <i>El sistema lineal: solución analítica</i>	20
2.2 DOS PROBLEMAS EN UN BORDE ABIERTO: LA TRANSPARENCIA Y EL FORZADO.....	21
2.3 ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE LA CAPA ATMOSFÉRICA DE SUPERFICIE.....	22
3. LOS MODELOS NUMÉRICOS.....	28
3.1 MÉTODOS NUMÉRICOS UTILIZADOS Y PROGRAMACIÓN.....	28
3.1.1 <i>Preprocesamiento</i>	28
3.1.2 <i>Discretización de las ecuaciones</i>	29
3.1.3 <i>Condiciones de borde abierto</i>	33
3.2 DIAGNÓSTICO DEL VIENTO EN SUPERFICIE.....	34
3.2.1 <i>Método de cálculo</i>	34
3.2.2 <i>Efecto de la estabilidad atmosférica en la zona de estudio</i>	37
3.3 MODELO DE PLATAFORMA CONTINENTAL.....	40
3.3.1 <i>Parametrizaciones y datos utilizados</i>	41
3.3.2 <i>Representación de la marea astronómica</i>	42
3.4 MODELO DEL ESTUARIO DE BAHÍA BLANCA.....	53
3.4.1 <i>Parametrizaciones y datos utilizados</i>	55
3.4.2 <i>Secado e inundación de áreas del dominio</i>	60
3.4.3 <i>Representación de la marea astronómica</i>	62
4. APLICACIÓN A CONDICIONES DE ONDA DE TORMENTA.....	71
4.1 APROXIMACIÓN AL PROBLEMA.....	71
4.1.1 <i>Generación de la onda de tormenta</i>	71
4.1.2 <i>Relación entre el viento en superficie y la asociada tensión sobre el agua</i>	72
4.1.3 <i>Interacción entre la marea y la onda de tormenta</i>	74
4.2 ESTUDIO DEL CASO DEL 14 AL 15 DE JUNIO DE 1997.....	79
4.2.1 <i>Datos utilizados</i>	79
4.2.2 <i>Situación meteorológica</i>	81
4.2.3 <i>La onda de tormenta en la plataforma</i>	86
4.2.4 <i>La onda de tormenta en el estuario</i>	90
4.2.5 <i>Discusión de los resultados</i>	100
4.2.6 <i>Interacción de la marea y la onda de tormenta en el estuario</i>	117
5. CONCLUSIONES.....	122

TABLA DE ILUSTRACIONES

Figura 1. Mapa del estuario de Bahía Blanca. La posición de los puntos que conforman la línea de ribera fue provista por el Centro Argentino de Datos Oceanográficos (CFADO).	14
Figura 2. Grilla de Arakawa tipo C.	29
Figura 3. Viento en la capa de superficie para dos perfiles de temperatura, producidos por el diagnóstico de capa límite: ◁ estable; ■ inestable; ♦ viento geostrófico.	36
Figura 4. El coeficiente de arrastre C_D en función del viento a 10 m U_{10} , para distintas condiciones de estabilidad. a) Hellerman y Rosenstein (H&R); b) implementación de la teoría de capa de superficie.	38
Figura 5. Una situación meteorológica tipo en invierno, sobre la que se muestra la influencia del estuario de Bahía Blanca sobre la tensión de superficie local. a) Las zonas de color representan la intensidad del viento (m/s); isobaras cada 3 hpa; b) campo de contraste térmico aire - agua (°C) a partir de campos climatológicos de temperatura de agua de mar en invierno; c) coeficiente de arrastre ($\sqrt{C_D}$) en 10 m. Se observa un incremento local en el estuario de Bahía Blanca, debido a mayor inestabilidad.	39
Figura 6. Área y retículo de aplicación del modelo de plataforma continental.	41
Figura 7. Batimetría del modelo en plataforma continental.	42
Figura 8. Amplitud (m) y época G (°) de las principales componentes de marea, a partir del modelo de plataforma continental.	45
Figura 9. Estaciones utilizadas para la verificación de la marea producida por el modelo de plataforma.	46
Figura 10. Ejes de las elipses correspondientes a las corrientes de marea obtenidas con el modelo del presente estudio. Las zonas más oscuras corresponden a rotación de las corrientes en el sentido de las agujas del reloj. Nótese que la escala de M_2 es 4 veces menor que la del resto de las componentes.	50
Figura 11. Ejes de las elipses correspondientes a las corrientes de marea de las componentes analizadas: según Rivas (1997); este estudio. Nótese que la escala en M_2 es 4 veces mayor que en el resto de las componentes.	52
Figura 12. Dominios de los modelos anidados.	54
Figura 13. Retículo aplicado en el estuario de Bahía Blanca.	55
Figura 14. Batimetría final en la grilla del modelo.	57
Figura 15. Evolución horaria del nivel del agua y de la intensidad de la corriente durante tres ciclos consecutivos de marea sobre una planicie mesomareal. La intensidad de las corrientes de inundación y de secado se representa con signo negativo y positivo, respectivamente.	58
Figura 16. Mapa de localización para el análisis de los resultados del modelo del estuario aplicado a la circulación por mareas.	59
Figura 17. Amplitud (m) y época G (°) obtenidas mediante el modelo numérico del estuario de Bahía Blanca.	66
Figura 18. Corrientes horarias (m/s) obtenidas por el modelo numérico durante un periodo de 29 días, para distintos puntos del estuario señalados en la Figura 16.	69
Figura 19. El coeficiente de arrastre C_D en función del viento a 10 m U_{10} , según las parametrizaciones de la Tabla 5. La relación utilizada en los modelos de onda de tormenta de este estudio es S&B.	74
Figura 20. Nivel del agua y onda de tormenta una vez alcanzado el régimen, por simulación de viento constante del sudeste: a) 5 m/s; b) 10 m/s y c) 20 m/s. Nótese la diferente escala en la parte c.	77
Figura 21. Resolución del campo de viento con respecto a las dimensiones del estuario. El reticulado indica los puntos del reticulado en plataforma, mientras que el campo original de viento se ubica en los grados enteros. Las componentes zonal y meridional del viento se encuentran ubicadas según la grilla desplazada de la Figura 2.	80
Figura 22. Situación sinóptica del 13 al 15 de junio de 1997.	82
Figura 23. Viento observado en Bahía Blanca los días 14 y 15 de junio de 1997 y el viento en 10 m en el punto más cercano del diagnóstico de viento realizado a partir de los campos del NCEP (cada 12 horas). La hora corresponde al huso +3.	86
Figura 24. Nivel (m) y corrientes producidos por onda de tormenta del 14 y 15 de junio de 1997. Corrientes cada 2 puntos.	88
Figura 25. Series temporales del nivel del agua por onda de tormenta. a) San Blas; b) Torre Oceanográfica; c) Puerto Quequén. La hora corresponde al huso +3.	89
Figura 26. Variación en el nivel del agua de la Torre Oceanográfica producido por el gradiente horizontal de presión. La hora corresponde al huso +3.	90

Figura 27. Nivel del agua (m) y corrientes para el 14/6/97 5:00 (8:00 TUC); a) onda de tormenta; b) onda de marea; c) onda combinada. En b) y c), alturas sobre el nivel medio. Corrientes cada 8 puntos.	87
Figura 28. Nivel del agua (m) y corrientes para el 14/6/97 11:00 (14:00 TUC); a) onda de tormenta; b) onda de marea; c) onda combinada. En b) y c), alturas sobre el nivel medio. Corrientes cada 8 puntos.	89
Figura 29. Nivel del agua (m) y corrientes para el 14/6/97 14:00 (17:00 TUC); a) onda de tormenta; b) onda de marea; c) onda combinada. Se observa el crecimiento en todo el estuario cuando la onda de tormenta ocurre durante la marea alta. En b) y c), alturas sobre el nivel medio. Corrientes cada 6 puntos.	91
Figura 30. Nivel del agua (m) y corrientes durante la creciente de la onda de tormenta; a) onda de tormenta del 14/6/97 15:00 (18:00 TUC); b) onda de tormenta del 14/6/97 16:00 (19:00 TUC); c) onda de tormenta del 14/6/97 18:00 (21:00 TUC); d) onda de tormenta del 14/6/97 19:00 (22:00 TUC); e) onda combinada del 14/6/97 16:00 (19:00 TUC) (alturas sobre el nivel medio). Corrientes cada 8 puntos.	93
Figura 31. Nivel del agua (m) y corrientes debidas a onda de tormenta; a) máximo modelado posterior a la marea alta el 15/6/97 3:00 (6:00 TUC); b) bajante de la onda de tormenta con marea decreciente a las 5:00 (8:00 TUC).	95
Figura 32. Nivel del agua (m) y corrientes debidas a onda de tormenta; a) 15/6/97 10:00 (13:00 TUC); b) 15/6/97 11:00 (14:00 TUC). Corrientes cada 8 puntos.	96
Figura 33. Nivel del agua (m) y corrientes debidas a onda de tormenta del 15/6/97 18:00 (21:00 TUC). Corrientes cada 8 puntos.	97
Figura 34. Nivel del agua por onda de tormenta modelada en tres puntos a lo largo del Canal Principal, durante el 14 y 15 de junio de 1997. La hora corresponde al huso +3.	98
Figura 35. Nivel del agua por onda de tormenta proveniente de las observaciones y del modelo hidrodinámico (m) y nivel total observado (metros sobre el nivel medio) en Puerto Belgrano durante la onda de tormenta del 14 y 15 de junio de 1997. La hora corresponde al huso +3.	98
Figura 36. Marea, onda combinada y onda de tormenta modeladas en la Torre Oceanográfica: a) modelo del estuario; b) modelo de plataforma. La hora corresponde al huso +3. Alturas sobre el nivel medio.	99
Figura 37. Onda de tormenta reproducida por el modelo del estuario menos la onda de tormenta reproducida por el modelo de plataforma, en la Torre Oceanográfica. Hora en huso +3.	100
Figura 38. Nivel del agua por onda de tormenta obtenido por incorporación directa de la observación horaria de viento en Bahía Blanca y el obtenido a partir de los campos analizados interpolados en forma horaria, en comparación con las observaciones y la corrida de referencia.	101
Figura 39. Contribución al nivel del agua por la onda de tormenta de plataforma en el borde abierto, en los tres puntos de la Figura 34.	103
Figura 40. Nivel del agua por onda de tormenta obtenido para Puerto Belgrano sin considerar la marea, en comparación con la serie de referencia.	104
Figura 41. Nivel total del agua en Puerto Belgrano medido, modelado y la predicción de marea según SIHN. Alturas sobre el nivel medio.	105
Figura 42. Intensidad de las corrientes modeladas en Puerto Belgrano durante el evento, discriminadas por sus causas y las totales. El signo positivo indica sentido hacia la boca del estuario (bajante) y negativo, hacia la cabecera (creciente). En el eje secundario se marcan los niveles máximos y mínimos observados.	106
Figura 43. Consecuencias del anidado sobre el nivel del agua modelado en Puerto Belgrano.	107
Figura 44. Efecto de la interacción de la marea y la onda de tormenta modeladas sobre el nivel del agua en Puerto Belgrano.	108
Figura 45. Corrientes producidas alrededor de la pleamar, durante la experiencia en la que se mantiene el viento máximo constante durante 12 horas.	109
Figura 46. Corrientes producidas por la interacción de la marea y la onda de tormenta al variar la sincronización de ambas.	110
Figura 47. Evolución del nivel de la onda de tormenta alrededor de la pleamar, variando la sincronización entre ambas.	111
Figura 48. Nivel del agua por onda de tormenta en Puerto Belgrano obtenido mediante distintas aproximaciones de la profundidad crítica.	112
Figura 49. Nivel del agua y corrientes por interacción de la marea y la onda de tormenta durante la marea creciente: a) 14/6/97 9:00 (12:00 TUC); b) 14/6/97 11:00 (14:00 TUC).	114
Figura 50. Nivel del agua en Bahía Falsa durante el evento, con discriminación de la onda de tormenta y la marea. Se observa un adelantamiento de la onda combinada con respecto a la marea, por efecto de interacción de agua poco profunda.	115

Figura 51. Nivel del agua y corrientes por interacción de la marea y la onda de tormenta para el 14/6/97 19:00 (22:00 TUC), con marea bajante. _____116

Figura 52. Nivel del agua y corrientes por interacción de la marea y la onda de tormenta para el 14/6/97 23:00 (2:00 TUC), correspondiente a la marea creciente previa al máximo de la onda de tormenta. _____116

1. Introducción

Las fuerzas gravitatorias producidas por la Luna y el Sol, junto con las variaciones ocasionadas por sus movimientos orbitales, se reflejan en el agua como movimientos periódicos que conocemos como mareas. El fenómeno de la marea ha sido tratado de manera espectral por primera vez por Darwin (1886) y posteriormente un análisis más completo fue realizado por Doodson (1921). Para el análisis espectral estos autores identificaron los periodos relevantes a los fenómenos astronómicos relacionados, como por ejemplo el día solar, el mes lunar, el año tropical y los periodos de perigeo lunar y solar. Además de la frecuencia, amplitud y fase, se mantiene en cada componente un factor en la amplitud y un desfase, conocidos por dichos factores astronómicos. Las interacciones que tienen lugar en aguas poco profundas, dan lugar a las denominadas mareas compuestas y superarmónicas. Las primeras se originan como combinaciones entre diferentes componentes y las últimas son oscilaciones cuya frecuencia es un múltiplo de la de algún componente principal. Para una descripción detallada del análisis armónico de las mareas se hace referencia, dentro de la abundante bibliografía sobre el tema, a Pugh (1987), Dronkers (1964) y Schureman (1958).

Las fuerzas generadoras de la marea tienden a forzar el agua del océano en forma de elipsoide alrededor del globo. Sin embargo, en la realidad esto no ocurre así, sino que la marea toma formas determinadas por la complejidad de las costas y las variaciones del fondo marino. Las componentes de área se propagan por el océano como ondas de gravedad externas afectadas por la rotación de la Tierra, por lo que su propagación se puede asociar a la del tipo de ondas de Poincaré. Su velocidad de propagación se ve afectada por la profundidad y por la forma de la cuenca oceánica. Un ajuste particular debe efectuarse cerca de los bordes rígidos para responder a la anulación de la corriente perpendicular a estos. Esto genera una onda de Kelvin en las cercanías de las costas hasta una distancia equivalente al radio de deformación de Rossby. El movimiento es forzado por disipación por fricción de fondo. Un análisis detallado de los diferentes tipos de onda relacionados con la marea, como las ondas de Poincaré y onda de Kelvin se presenta en Gill (1982).

Es debido a la compleja dinámica de propagación de la marea que, a pesar de estar bien determinadas y estudiadas sus causas astronómicas, el conocimiento de ésta es a veces puntual. Dicho conocimiento está restringido a lugares en donde se cuenta con una serie de observaciones de nivel y/o corrientes lo suficientemente larga como para poder inferir las constantes armónicas por métodos de análisis espectral y aproximación de funciones. Las nuevas técnicas de teledetección, que proveen una cobertura global de observaciones de nivel del agua, podrían tener un papel crucial en la determinación de los patrones de propagación de la marea. Otra aproximación al problema es el de su tratamiento mediante modelos numéricos que contemplen los procesos físicos a que se ven sometidas las masas de agua en las escalas que son en este caso relevantes.

La atmósfera ejerce su efecto sobre el nivel del agua a través del viento y del gradiente horizontal de presión. Se denomina onda de tormenta a dicho efecto atmosférico sobre el estado del agua, cuya escala temporal abarca desde unas pocas horas hasta varios días. La onda de tormenta está producida por perturbaciones meteorológicas pertenecientes a las denominadas escala sinóptica y mesoescala. La escala horizontal de los fenómenos que los producen es varios órdenes de magnitud mayor que la profundidad del agua, aun en los casos de fenómenos pertenecientes a la mesoescala. Por

eso, al igual que la marea, la onda de tormenta se comporta como una onda de gravedad larga. La onda de tormenta se propaga de la misma manera que la marea e interactúa con ésta durante su propagación. Este efecto es no lineal y modifica todo el proceso de forma compleja. La velocidad de propagación de ambas ondas depende de la profundidad y, por lo tanto, de la onda de tormenta y de la marea mismas. Como el período de la marea es independiente de estos efectos, ya que depende sólo de los forzantes astronómicos, la longitud de onda también se ve afectada, no obedeciendo a los patrones de desfase conocidos localmente. Las corrientes se ven alteradas por modificaciones a la fricción inducidas por el efecto conjunto de la marea y la onda de tormenta. Es extensamente reconocida en la bibliografía la importancia de tratar la marea y la onda de tormenta de forma conjunta (Ryabinin et al., 1996, Flather et al., 1991, Walden et al., 1982, Murty y El-Sabh, 1981, entre otros). En el presente trabajo se pone especial énfasis en el estudio de estas interacciones, que se realiza por primera vez en la región.

En parte, el estado de nivel del agua y corrientes puede ser conocido *a priori*, dado el conocimiento de la marea, nivel medio del mar y corrientes permanentes o semi-permanentes y de descarga. El estado real del nivel y de las corrientes, en la mayoría de los casos, se aparta de ese estado predeterminado. En la práctica, la onda de tormenta está determinada por la diferencia entre el estado real y dicho estado predecible. Estrictamente, de esta manera se incluyen la onda de tormenta propiamente dicha y las interacciones existentes con la onda de marea.

Identificados los mecanismos de generación, propagación y disipación, puede representarse el comportamiento de la onda de tormenta mediante ecuaciones hidrodinámicas apropiadas. Una vez seleccionado el dominio de interés y dadas las condiciones de borde e iniciales, estas ecuaciones pueden resolverse numéricamente, generando un modelo físico-matemático. El uso de modelos numéricos para el cálculo del nivel del agua y corrientes producidas por ondas de tormenta está ampliamente difundido. Se hace referencia a los antecedentes correspondientes más adelante en esta Introducción. Dichos modelos permiten incorporar de manera detallada los distintos procesos físicos que intervienen a lo largo del dominio. También es posible considerar efectos externos al dominio, mediante la transferencia sistemática de información de otro modelo que abarque un área mayor. Esta técnica se denomina anidado y es especialmente útil en zonas que necesitan gran resolución debido a características particulares, pero a la vez están afectadas por lo que ocurre en regiones alejadas. Los modelos numéricos de onda de tormenta son herramientas útiles para la descripción y comprensión de los procesos en un área de estudio y de los efectos de factores externos sobre ésta. Debido principalmente al continuo mejoramiento de la calidad de la información meteorológica disponible, alcanzan niveles de precisión que los hace adecuados también para resolver problemas prácticos, tales como el pronóstico del nivel del agua producido por la onda de tormenta.

1.1 Objetivo del estudio

El objetivo de este trabajo es estudiar la dinámica de la onda de tormenta en el estuario de Bahía Blanca para avanzar en la comprensión de los distintos procesos físicos involucrados y de sus interacciones, mediante técnicas de modelación numérica. Este trabajo se basa en la hipótesis de que el principal determinante de la circulación en el estuario de Bahía Blanca es la onda de marea, la cual es modificada por la onda de tormenta. Esta hipótesis se fundamenta en la evidencia observacional presente en la literatura a la que se hace referencia más adelante en este capítulo introductorio. Para

lograr este objetivo se desarrolló un modelo hidrodinámico bidimensional integrado en la vertical, cuya adecuación para representar los mencionados fenómenos es extensamente reconocida, según se detalla en la siguiente sección.

Las simulaciones producidas por el modelo numérico deben ser suficientemente realistas para permitir extraer conclusiones acerca de los procesos que dominan la interacción de la marea y la onda de tormenta durante su tiempo de coexistencia. Por eso, el primer paso fue lograr un cálculo preciso de la onda de marea astronómica en el estuario. Debido a que la marea producida por el modelo está basada en la propagación de dicha onda a lo largo del estuario a partir únicamente de su especificación en el borde de mar abierto, su exactitud es una primera prueba de la validez de los procesos físicos incluidos en el modelo y de la corrección de los métodos numéricos empleados para representarlos en el mismo. Se utilizan como referencia tres estaciones en donde la onda de marea es conocida por otros métodos y que están ubicadas en la parte exterior, media e interior del estuario, respectivamente.

La marea en el estuario está regida por la propagación de la onda desde la plataforma continental que modifica a su vez la onda dominante en el Océano Atlántico Sur. La onda de tormenta se genera prácticamente sobre la plataforma y dentro del estuario mismo. Por lo tanto, la marea y la onda de tormenta en el estuario están íntimamente ligadas a la dinámica del mar epicontinental, aunque las escalas espaciales de las perturbaciones difieren entre sí sensiblemente. La estrategia para encarar este problema ha sido la de establecer dos versiones del modelo de diferentes características y anidadas, una que abarca la totalidad de la plataforma continental hasta las costas del sur de Brasil con relativamente baja resolución y otra de alta resolución que incluye procesos propios del estuario de Bahía Blanca.

Asimismo, se deben determinar las condiciones meteorológicas en una escala regional y no solamente local. Para esto se recurrió a campos meteorológicos obtenidos de forma objetiva o producidos por modelos numéricos, poniéndose especial énfasis en la forma de transferir la información de viento a los modelos de agua. El estudio de la onda de tormenta y de los procesos de interacción se realizó sobre un caso real típico de generación de una onda de tormenta importante en el estuario. La decisión de realizar el análisis sobre un caso real tuvo como objetivo contrastar en todo momento la información del modelo con los datos observados, de manera de obtener conclusiones consistentes con los mismos. El parámetro disponible para referencia es el nivel del agua en la estación mareográfica de Puerto Belgrano.

En este trabajo se expone sintéticamente la física de la generación y propagación de la onda de tormenta. Una vez halladas las herramientas matemáticas adecuadas, mediante un modelo hidrodinámico se reproduce su comportamiento en el estuario de Bahía Blanca y plataforma continental. En la sección 2 se definen los conceptos que se utilizan en la investigación y se presentan las bases físicas del tratamiento que se aplica a los procesos relacionados. En la sección 3 se detallan las técnicas numéricas que se utilizaron en los modelos para representar estos procesos, se describe cada modelo en particular y se muestran los resultados más significativos que hacen a la validación de dichos modelos. El análisis del problema de la onda de tormenta se realiza en la sección 4, así como el estudio detallado de los procesos relativos a su interacción con la marea y la comparación de los resultados con datos observacionales de un caso representativo. En la sección 5 se resumen las conclusiones generales.

1.2 Antecedentes

El desarrollo de aplicaciones numéricas para el cálculo de onda de tormenta tiene sus inicios durante la década del '60. En un principio, la mayor parte de las investigaciones en modelación habían estado dirigidas al estudio de la dinámica de la marea en ríos y puertos. Por ejemplo, Kamphuis (1970) investiga varios métodos numéricos para la representación unidimensional de la onda de marea en un estuario. Las primeras aproximaciones al problema sobre plataforma continental contemplaron sistemas lineales, como el modelo presentado en 1969 por Heaps (Heaps, 1983). Reid y Bodine (1968) ya plantean la conveniencia del anidado para forzar regiones costeras y estuariales con las condiciones del mar epicontinental y resolver rasgos particulares con mayor resolución espacial, atendiendo a la no linealidad en zonas de muy baja profundidad. Los efectos sobre el nivel del agua de tormentas tropicales y extratropicales fueron foco de atención desde épocas tempranas (Stewart, 1962; Redfield y Miller, 1957) y generaron iniciativas de pronósticos automatizados (Pore, 1973). El desastre ocurrido entre el 31 de enero y 1 de febrero de 1953, que llevó más de 1400 vidas en los Países Bajos y alrededor de 300 en Inglaterra había estimulado los estudios en este sentido sobre el Mar del Norte. Flather y Davies (1976) y Prandle (1975) proponen un esquema para el pronóstico operativo de la onda de tormenta. Hacia fines de la década del '70 se llegó a establecer en algunas regiones estos sistemas operativos orientados al pronóstico del nivel del agua para previsión de inundaciones (Davies y Flather, 1978). Prandle (1978) plantea la posibilidad de su aplicación como ayuda para la navegación. Se puede encontrar una revisión de la evolución de los modelos utilizados en el Mar del Norte, con énfasis sobre las costas inglesas, a lo largo de 15 años en Heaps (1983). Aunque desde entonces se utilizan modelos tridimensionales fundamentalmente para estudios que involucren el perfil vertical de las corrientes (Nihoul, 1977), debido al carácter esencialmente bidimensional de la onda de tormenta, los modelos integrados en la vertical continúan siendo una herramienta comúnmente utilizada para el cálculo de la misma. Su programación ha sido en algunos casos adaptada a las nuevas supercomputadoras (van Stijn, 1989). Flather (1981) describe el modelo de uso operativo en la Oficina Meteorológica Británica (BMO) para el pronóstico de la onda de tormenta desde 1978 hasta la actualidad. Estos modelos se utilizan no sólo para la aplicación práctica al pronóstico (Ryabinin et al., 1996), sino también el estudio de aspectos físicos particulares o regionales (Tang et al., 1997; Glorioso y Flather, 1995; Flather, 1994).

Hay algunos antecedentes de la aplicación de este tipo de modelos en nuestra región. El primer intento fue de Alvarez (1973), que desarrolló un modelo para el estuario del Río de la Plata, con fines de pronóstico operativo. Otros modelos fueron aplicados posteriormente al Río de la Plata (Guarga et al., 1992; Mazio, 1987; Molinari, 1986). O' Connor (1991) abarca un área que incluye el desarrollo de la onda de tormenta sobre la plataforma continental, llegando hasta los 39° 20' S. Este autor reproduce idealmente situaciones meteorológicas para realizar simulaciones numéricas, cuyos resultados compara con datos publicados de tormentas reales. Glorioso y Simpson (1994) aplican un modelo para la componente principal semidiurna lunar (M_2) frente a Bahía Blanca y Patagonia norte y calculan la disipación de energía debido a esta componente. Glorioso y Flather (1995) aplican el modelo descrito por Flather (1981) a la plataforma continental completa desde aproximadamente los 35° S, con fines de establecer sistemas de pronóstico en la zona de las Islas Malvinas. Utilizando una prescripción de la corriente de Malvinas dada por un modelo climático de la corriente circumpolar, logran simular el efecto de la corriente de Malvinas. Para contribuir a demostrar el origen meteorológico de las llamadas "ondas de largo período" (oscilaciones en el nivel del agua cuyo rango de períodos abarca desde

varios minutos hasta 2 ó 3 horas), Dragani (1997) aplica un modelo integrado en la vertical a la plataforma frente a la costa bonaerense y Río de la Plata. Por razones de estabilidad numérica, este modelo considera una topografía ideal del océano profundo.

En Etala (1995) se presenta resultados preliminares del modelo desarrollado en el presente trabajo para la plataforma continental, en conjunto con un modelo similar del Río de la Plata. Etala (1996) describe la primera experiencia acerca de la determinación sistemática del nivel del agua en dicha región. El estuario de Bahía Blanca presenta rasgos particulares en cuanto a su morfología y dinámica de mareas. La drástica modificación de las características de la circulación a lo largo de cada ciclo de marea hace necesario adoptar nuevas aproximaciones, como la consideración de un dominio variable y la representación de procesos relativos al secado e inundación alternada de áreas a lo largo del ciclo de marea. Palma (1997) presenta un modelo hidrodinámico que incluye dichos procesos con el objetivo de lograr una herramienta aplicable a diversas situaciones de interés desde un punto de vista ingenieril. El autor analiza sus aspectos numéricos en condiciones generales y en su aplicación a dos escenarios de diferentes características morfológicas en el litoral argentino, como son la Bahía de San Sebastián y el Estuario de Bahía Blanca. Estudia los regímenes de marea a través de su componente principal y simula la acción del viento en casos ideales, con énfasis en el estudio del flujo residual, responsable del transporte neto de escalares pasivos.

1.3 La zona de estudio

El estuario de Bahía Blanca (Figura 1), situado al sudoeste de la Provincia de Buenos Aires, es un sistema mesomareal conformado por varios canales con orientación NO-SE, separados por islas, amplias marismas bajas y planicies de marea. La longitud total del estuario es de 68 km, siendo su ancho de 200 m en la cabecera y de 56 km en la desembocadura, considerando la línea que une Punta Laberinto y Monte Hermoso. Su extremo superior culmina en una planicie de unos 30 km² de extensión denominada Salitral de la Vidriera. La profundidad media es de 10 m. La batimetría es muy irregular, llegando a máximos de hasta 25 m en el Canal Principal, frente a Puerto Rosales, y presentando amplias zonas con profundidades menores a 4 m.

El estuario está caracterizado como un área de erosión activa por causas no antropogénicas (Grupo de Trabajo Argentino, 1997). La eliminación de los aportes sedimentarios de origen continental sería la causa del estado de erosión en que se encuentra el estuario, según este informe. Ginsberg y Perillo (1991) estudiaron la evolución de la morfología de canales y bancos y relevaron las diferentes características del fondo en los mismos. Comparando Cartas Náuticas con relevamientos propios, dichos autores detectan erosión en los canales, con un pequeño grado de transporte lateral, que acumula materiales en la orilla sur y degrada el flanco norte. Cuadrado y Perillo (1996) analizan las corrientes residuales transversales y longitudinales en relación con la erosión y acumulación de sedimentos en un área. En todos los casos analizados, estos autores encuentran corrientes residuales hacia la boca del estuario. Piccolo y Perillo (1990) encontraron corrientes residuales dirigidas hacia la cabecera en el flanco sur y en las capas inferiores del lado norte del Canal Principal, mientras que en las capas superiores del flanco norte, la corriente neta se dirige hacia la boca.

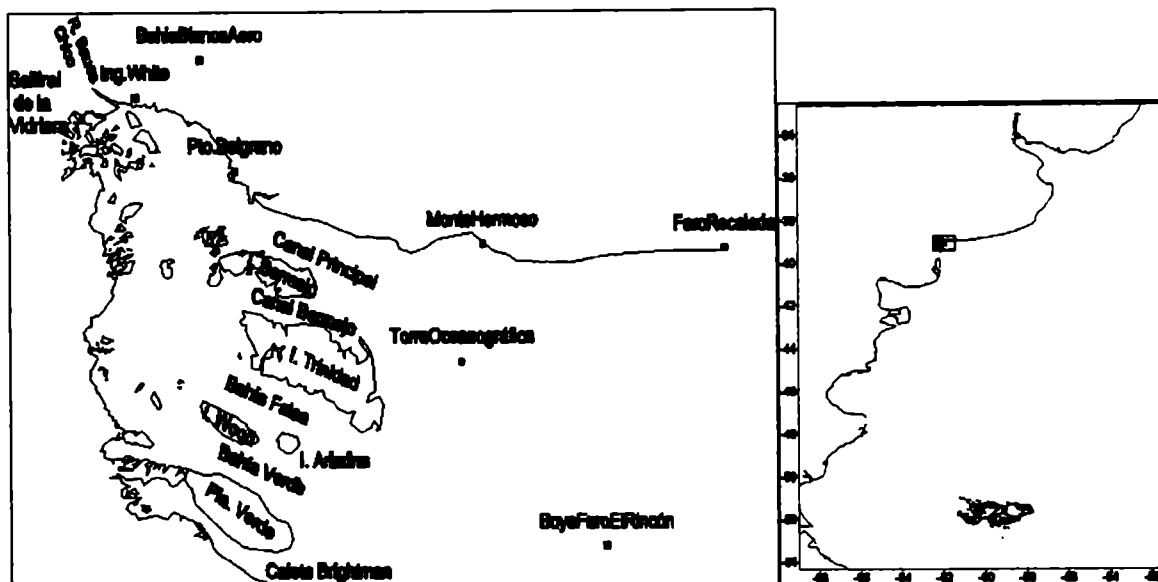


Figura 1. Mapa del estuario de Bahía Blanca. La posición de los puntos que conforman la línea de ribera fue provista por el *Centro Argentino de Datos Oceanográficos (CEADO)*.

Uno de los puertos más importantes de aguas profundas de la región, el puerto de Ing. White, se localiza en su parte superior. Otros puertos se ubican a lo largo de sus costas, como Puerto Belgrano, la principal base naval del país. En los Puertos Rosales y Galván se concentra el transporte marítimo comercial de combustible (Grupo de Trabajo Argentino, 1997). La intensa navegación a lo largo del estuario y las operaciones en dichos puertos generan en el mismo una potencial área de contaminación. La ciudad de Bahía Blanca descarga en él sus aguas, estimadas en $10 \text{ m}^3/\text{s}$ (Piccolo y Perillo, 1990).

Los principales aportes de agua dulce se encauzan a través del río Sauce Chico, con una descarga anual media de $1,9 \text{ m}^3/\text{s}$ y el Napostá, con una descarga anual media de $0,8 \text{ m}^3/\text{s}$ (Piccolo et al., 1987). Esta descarga es sensible a variaciones de escala sinóptica, debido a las cuales la descarga del río Sauce Chico puede llegar a los $50 \text{ m}^3/\text{s}$, aunque se han registrado valores superiores en ocasiones de tormentas extraordinarias.

La temperatura de superficie del agua varía desde un promedio de $8.5 \text{ }^\circ\text{C}$ en invierno hasta una media de $21.6 \text{ }^\circ\text{C}$ en verano (Piccolo et al., 1987). Sólo una pequeña variación se observa hacia la cabecera (Arango, 1985). La variación vertical de la temperatura observada fue pequeña durante las experiencias de campo presentadas en Piccolo y Perillo (1990), tanto en condiciones de primavera - verano, con mayor aporte fluvial, como en invierno. La estratificación crece hacia la cabecera, aunque las aguas se encuentran bien mezcladas en general, salvo cerca de las zonas de descarga de los afluentes (Piccolo et al., 1987). El Salitral de la Vidriera se encuentra parcialmente cubierto durante las pleamares de sicigias, produciendo un aporte de salinidad en el estuario superior, debido a la restringida circulación del agua y a importantes procesos de evaporación. Aguas abajo, las grandes corrientes de marea tienden a homogeneizar la masa de agua, por lo que la estratificación también varía a lo largo del ciclo de marea. Piccolo y Dávila (1991) detectaron la influencia de la marea sobre la temperatura de los sedimentos en las planicies y sobre el aire por encima de ellas.

La circulación general en el estuario de Bahía Blanca está dominada por las mareas y modificada por el viento. La marea en la boca del estuario es de tipo mixto, con una amplitud media de 2,2 m y en la cabecera tiene una amplitud media de 3,5 m donde predomina la onda semidiurna (Perillo y Piccolo, 1991). El nivel de las aguas varía desde decenas de centímetros hasta máximos de 4 m, en periodos de varias horas a días (Piccolo y Perillo, 1989). Mediciones de corrientes presentadas por Piccolo y Perillo (1990) indican que la estructura temporal de las corrientes es asimétrica. La máxima corriente de bajante es aproximadamente el doble de la máxima corriente de creciente, aunque esta última tiene mayor duración. Dichos autores atribuyen el fenómeno a la inundación de las planicies durante la creciente. En los análisis realizados, la componente de la corriente transversal al Canal Principal es más importante en el flanco sur, donde las planicies son más extensas, que en el norte. De esta manera, la corriente longitudinal durante la bajante es menos intensa en el primero que en el segundo. Las corrientes máximas se encuentran cuando el nivel del agua en el Canal es menor que el nivel de las planicies, mientras que cuando el nivel del agua sobrepasa a este último, la intensidad de las corrientes decrece.

Piccolo et al. (1991) estudiaron el efecto del viento sobre la marea del Puerto Ing. White en las mediciones de nivel del agua a lo largo de un año, encontrando diferencias significativas tanto en tiempo como en altura. Estos autores encontraron alturas menores con vientos del sector NNO, con adelanto de las bajamareas y retraso de las pleamareas. Los niveles fueron mayores que lo normal con vientos del SSE, mientras que no se encontró con estos vientos un patrón determinado de variaciones temporales. El máximo aumento de nivel encontrado en el período fue de 1.53 m, en coincidencia con la bajamar. Perillo y Piccolo (1991) reportan un rango de apartamientos observados en Ingeniero White entre -4.01 m y 2.39 m durante un período de dos años. Los extremos fueron producidos por vientos del NO y del SO, respectivamente. Estos autores también estudiaron la frecuencia de los apartamientos en relación con los diferentes estados de marea y analizan los desvíos de bajamareas y pleamareas en un mes de datos. El comportamiento observado no pudo ser completamente explicado mediante estos estudios estadísticos.

También en la plataforma adyacente las corrientes están dominadas fundamentalmente por las mareas y el viento (Cuadrado et al., 1998). Estos autores estudiaron la circulación en la plataforma continental interior adyacente al estuario de Bahía Blanca sobre la base de mediciones de corrientes, salinidad, temperatura y sedimentos en suspensión. La distribución vertical de temperatura resultó homogénea, excepto cerca de la desembocadura del estuario, en donde se detectó un aumento de agua 1 °C más caliente en la superficie que en el fondo. Hacia el sur del estuario detectaron flujo neto de agua hacia el NE, que lleva el agua de la desembocadura del Río Colorado a dicha zona de la plataforma. Cuadrado y Perillo (1991) encontraron una relación directa entre la extensión de los sedimentos en suspensión en el exterior del estuario y el viento.

Los núcleos poblacionales y principales estructuras costeras están localizados principalmente a lo largo de la ribera nororiental del estuario. Los asentamientos urbanos y suburbanos se encuentran, en general, sobre las zonas más altas de dicha costa. La onda de tormenta positiva afecta a las estructuras costeras, embarcaciones y zonas bajas suburbanas, principalmente cuando la misma está acompañada por vientos intensos del sector sudeste, los que producen además un intenso oleaje. Con frecuencia en estos casos, el temporal está acompañado por intensas precipitaciones que provocan inundaciones en la zona urbana y desplazamientos del terreno que afectan a los caminos adyacentes y vías del ferrocarril,

conformándose un cuadro general de dificultades. En general, la tormenta sobre la zona urbana e interrupciones en las comunicaciones terrestres y accidentes de tránsito tienen la mayor repercusión en la prensa local y se tiene por lo tanto escasa información acerca de los daños causados sobre las costas.

Durante la madrugada del 20 de abril de 1976 fuertes vientos del sector sudeste, con ráfagas de hasta 125 km/h, castigaron duramente las zonas costeras ("La Nueva Provincia", 21 de abril de 1976). En esa ocasión, 20 casas precarias en el complejo portuario de Bahía Blanca fueron arrasadas, más de 100 personas tuvieron que ser evacuadas y numerosas viviendas quedaron anegadas en los barrios bajos whitenses. La cota máxima de nivel del agua alcanzado en Puerto Belgrano fue de 5,85 m (E. D'Onofrio, comunicación personal), esto es, 3,41 m por sobre su nivel medio. La situación se vio agravada por la lluvia, que dificultó las tareas de rescate de personas. Más de 50 embarcaciones sufrieron averías, algunas se hundieron y otras fueron arrancadas de sus apostaderos y lanzadas sobre la costa, quedando varadas en tierra firme. Algunas de estas embarcaciones destruyeron instalaciones de clubes náuticos, los que sufrieron pérdidas cuantiosas. La marejada rompió terraplenes, cubrió rutas con escombros y trozos de asfalto y socavó caminos y vías. Muelles, puentes, balnearios y otras estructuras e instalaciones costeras fueron destruidos por el agua, entre otras, las tuberías de la draga que se estaba utilizando en el Canal Principal. Según la fuente mencionada, la rapidez con que se desencadenó el temporal, así como la veloz crecida del nivel del agua impidieron que los pobladores pudieran rescatar elemento alguno de sus casas, siendo las pérdidas cuantiosas, pero sin tener que lamentar víctimas fatales. Lamentablemente no ocurrió lo mismo 4 años antes, cuando una persona perdió la vida al ser sorprendido por una creciente súbita del mar mientras se encontraba pescando en la zona salitrosa ("La Nueva Provincia", 3 de marzo de 1972). El sector al que el grupo había accedido por tierra quedó rápidamente aislado por el agua. Esta creciente alcanzó una magnitud de 2,67 m sobre el nivel medio (E. D'Onofrio, comunicación personal) sin que se mencionen tormentas en este caso.

En síntesis, los efectos de la onda de tormenta sobre la actividad humana están localizados sobre las zonas portuarias, instalaciones costeras recreativas y deportivas y asentamientos suburbanos precarios en zonas bajas. Las consecuencias en zonas urbanas están más ligadas a la situación de temporal de lluvia y viento que está frecuentemente asociado. Resultan afectadas por la creciente y el oleaje las estructuras costeras, vías de comunicación, viviendas y embarcaciones en muelle. Las pérdidas personales no son frecuentes por el hecho de no encontrarse gran cantidad de pobladores en estas zonas, situación que facilita las actividades de rescate. Sin embargo, en los casos reportados autoridades y pobladores han sido sorprendidos por crecientes súbitas que no han dejado lugar a las acciones de prevención correspondientes. Esta situación constituye también un riesgo para las actividades náuticas y pesca deportiva. El conocimiento del comportamiento de la onda de tormenta en el estuario puede contribuir a la mitigación de sus efectos adversos.

2. Consideraciones dinámicas

En este capítulo se establecen las bases físicas para la discusión del problema de la onda de tormenta que se desarrolla en este trabajo. Las aproximaciones consideradas para el modelado de la onda de tormenta están descritas en el contexto del actual estado del arte. Las teorías aplicadas para la estimación de la transferencia de cantidad de movimiento o impulso de la atmósfera al agua están desarrolladas de manera sintética, así como también se mencionan algunas cuestiones relativas a dicha transferencia que se encuentran aún en discusión. Las correspondientes técnicas de aplicación y resultados se discuten más adelante. Aquí se plantean también algunos problemas que surgen de la aplicación de las ecuaciones en dominios restringidos, mientras que las aproximaciones adoptadas para su solución se presentan en el siguiente capítulo.

2.1 Ecuaciones para el tratamiento de las ondas de marea y de tormenta

La marea es un fenómeno global y ésta es la manera en que puede ser tratada más rigurosamente. Los modelos globales de marea consideran el efecto de todos los forzantes mencionados en la sección anterior y representan su propagación alrededor de la Tierra. La escala horizontal de estos forzantes es muy grande con respecto a la profundidad del océano, de manera que esta propagación puede ser tratada con aproximaciones válidas para aguas poco profundas. Esto asume un efecto barotrópico de la marea, que en realidad es predominante. Sin embargo, existe un efecto baroclínico, dado por la interacción de las corrientes con la topografía del fondo, que podría ser importante cerca del talud continental y por la fricción contra el fondo, principalmente en mares poco profundos y con fuertes corrientes de marea (Gill, 1982).

Cuando se trata de representar áreas reducidas, con relativamente escasa masa de agua, las fuerzas astronómicas tienen un efecto despreciable frente a la dinámica de propagación, con las perturbaciones ocasionadas por las variaciones de la batimetría y los efectos del borde de la cuenca. Esta masa es mucho menor si, además, estamos tratando áreas relativamente poco profundas, como por ejemplo, una plataforma continental. Por ello, los modelos regionales de marea se basan en la libre propagación de las ondas (salvo disipación) teniendo como única información astronómica las componentes espectrales en el borde de mar abierto del recinto, que se suponen conocidas. Esta información puede provenir de estaciones de observación o de modelos globales de marea, convenientemente interpolados. Este tema en particular será tratado en la sección 3.1.3.

Se descarta en este estudio a las corrientes oceánicas permanentes, como por ejemplo las corrientes de Malvinas y Brasil que, aunque se encuentran en parte y sin duda influyen en el dominio considerado, no corresponden al tipo de regímenes transitorios que se están estudiando. Es cierto que las fluctuaciones estacionales o sinópticas de estas corrientes podrían inducir, por geostrofismo, variaciones acordes en el nivel del agua, según sugieren Glorioso y Flather (1995) para la corriente de Malvinas. Sin embargo, el desconocimiento de estas fluctuaciones según el estado del arte actual, no permitirían considerar estos efectos de manera realista. En el futuro, un modelo numérico adecuado podría proveer las condiciones de borde que forzarán dichas variaciones.

Las ondas de tormenta duran típicamente desde unas pocas horas hasta dos o tres días. Como las mareas, corresponden a la clase de movimiento conocido como ondas de gravedad largas y ambas son descritas esencialmente por las mismas ecuaciones. Estas ecuaciones están integradas en la vertical, debido al carácter esencialmente bidimensional de estas ondas y, en coordenadas geográficas, son las siguientes:

$$(2.1.1) \quad \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \Phi} \left[\frac{\partial(Du)}{\partial \Theta} + \frac{\partial(Dv \cos \Phi)}{\partial \Phi} \right] = 0$$

$$(2.1.2) \quad \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \Phi} \frac{\partial u}{\partial \Theta} + \frac{v}{R} \frac{\partial u}{\partial \Phi} - \frac{uv \tan \Phi}{R} - fv = -\frac{g}{R \cos \Phi} \frac{\partial h}{\partial \Theta} - \frac{1}{\rho R \cos \Phi} \frac{\partial p}{\partial \Theta} + \frac{1}{\rho D} (F_s - F_B)$$

$$(2.1.3) \quad \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \Phi} \frac{\partial v}{\partial \Theta} + \frac{v}{R} \frac{\partial v}{\partial \Phi} + \frac{u^2 \tan \Phi}{R} + fu = -\frac{g}{R} \frac{\partial h}{\partial \Phi} - \frac{1}{\rho R} \frac{\partial p}{\partial \Phi} + \frac{1}{\rho D} (G_s - G_B)$$

donde:

t	tiempo
Φ, Θ	latitud, longitud
H	nivel medio del agua
h	elevación de la altura del agua sobre el nivel medio
u, v	componentes de la corriente media
$(F_s, G_s) = \vec{T}_s$	tensión del viento en superficie
$(F_B, G_B) = \vec{T}_B$	tensión de fondo
p	presión atmosférica
$D = H + h$	profundidad total del agua
ρ	densidad del agua, supuesta constante
R	radio de la Tierra
g	aceleración de la gravedad
f	parámetro de Coriolis
A	coeficiente de difusión horizontal

La ecuación (2.1.1) es la ecuación de continuidad o de conservación de la masa. Los cambios en la elevación del agua se relacionan con los flujos netos de masa en una columna de agua. Las ecuaciones (2.1.2) y (2.1.3) relacionan, para cada componente, la aceleración del agua con las fuerzas que actúan sobre ella.

Las fuerzas meteorológicas que generan la onda de tormenta son la tensión del viento y el gradiente horizontal de presión atmosférica, que se suponen conocidos. La tensión del viento normalmente se relaciona con el viento a cierta altura sobre la superficie, mediante una ley cuadrática como

$$(2.1.4) \quad \vec{T}_s = \rho_a C_D \vec{W} |\vec{W}|$$

en donde ρ_a es la densidad del aire, \vec{W} es el viento en superficie y C_D es un coeficiente empírico de arrastre que varía aproximadamente en forma lineal con la velocidad del viento.

El último término de las ecuaciones (2.1.2) y (2.1.3) representa la difusión horizontal de la velocidad. El coeficiente de difusión A es, en general, un factor de calibración, aunque existen estudios que lo relacionan con la profundidad. El sistema formado por las ecuaciones (2.1.1) a (2.1.4) queda cerrado si la tensión de fondo se expresa en función de la corriente media, por ejemplo, mediante una ley cuadrática similar a (2.1.4), que es

$$(2.1.5) \quad \vec{T}_B = \rho C_B \vec{q} |\vec{q}|$$

en donde \vec{q} es la corriente promediada verticalmente y C_B es un coeficiente empírico de arrastre. Jenter y Madsen (1989) demuestran que esta aproximación puede causar errores direccionales en la estimación de la fricción de fondo y proponen como alternativa al uso del coeficiente de arrastre, un tensor que permite considerar la diferencia en dirección entre la corriente media y la fricción de fondo. Según lo expuesto, la expresión (2.1.5) tiene una validez relativa y además, el coeficiente C_B depende de factores que no son, en general, completamente conocidos. Como consecuencia, este último coeficiente es un factor muy importante en la calibración de cualquier modelo. Se suele hacer dependiente de alguna condición local, como la profundidad o simplemente la zona del dominio.

Para comenzar la integración a partir del reposo, lo que usualmente se denomina *arranque en frío*, las condiciones iniciales son

$$h = u = v = 0 \quad \text{en} \quad t = 0$$

Es conveniente alejar en el tiempo este estado imaginario, mediante un período de *retroanálisis* que permita establecer condiciones iniciales más adecuadas para la situación de estudio.

En los límites de tierra, se utiliza una condición cinemática que impide el deslizamiento de la frontera. La componente de la corriente media normal al borde cerrado debe anularse, de modo que

$$q_n = 0$$

En los bordes que conectan al dominio con cuerpos de agua se utiliza la condición de borde abierto propuesta por Davies y Flather (1978). Esta permite la salida de perturbaciones generadas dentro del dominio y además prescribe la altura y/o la corriente como funciones de la posición y del tiempo, introduciendo así la onda de marea al modelo.

En las siguientes secciones se discute con mayor profundidad los distintos términos de estas ecuaciones. También se dan los detalles de la aplicación y calibración de los modelos, tanto en plataforma continental como en el estuario de Bahía Blanca.

2.1.1 Efectos no lineales

Los términos no lineales en las ecuaciones (2.1.1) a (2.1.3) representan las interacciones de una onda de marea u onda de tormenta consigo misma, de la marea con la onda de tormenta y de cada una y la combinación de ambas con el fondo marino. La naturaleza de estas interacciones está en estrecha relación con el entorno, esto es, la amplitud de marea, la profundidad y forma de la cuenca y la fricción de fondo. También están condicionadas por las características particulares de cada situación, es decir,

amplitud de la onda de tormenta, recorrido de las ondas sobre una región favorable a la interacción y fase del forzante meteorológico con respecto a la marea.

Considerando que la perturbación h del nivel del agua está originada por la perturbación ocasionada por la marea, por la onda de tormenta y por las interacciones mencionadas, los términos no lineales se pueden clasificar en tres tipos, según el origen de la interacción que producen:

$\frac{\partial[(H+h)u]}{R \cos \Phi \partial \Theta}$, $\frac{\partial[(H+h)v \cos \Phi]}{R \cos \Phi \partial \Phi}$ en (2.1.1) son los denominados términos de interacción de agua poco profunda;

$\frac{u}{R \cos \Phi} \frac{\partial u}{\partial \Theta}$, $\frac{v}{R} \frac{\partial u}{\partial \Phi}$, $\frac{uv \tan \Phi}{R}$ en (2.1.2) y $\frac{u}{R \cos \Phi} \frac{\partial v}{\partial \Theta}$, $\frac{v}{R} \frac{\partial v}{\partial \Phi}$, $\frac{u^2 \tan \Phi}{R}$ en (2.1.3) son los términos de interacción advectiva y

$\frac{1}{\rho(H+h)} F_B$ en (2.1.2) y $\frac{1}{\rho(H+h)} G_B$ en (2.1.3) son los términos de interacción por fricción de fondo.

Como consecuencia de los efectos no lineales en la ecuación de continuidad, las variaciones de profundidad modifican la velocidad de propagación de las ondas. En aguas extremadamente poco profundas, esto produce un retardo durante la bajante, que se manifiesta como una deformación de la onda, extensamente mencionada en la literatura. Debido también a estos términos, la marea y la onda de tormenta combinadas sufren este cambio de velocidad de distinta manera que si se las analizara por separado. También las variaciones de la profundidad actúan de distinta forma según la onda de marea esté en creciente o en bajante. Se destaca que, como consecuencia de esto, el efecto de una pendiente o de un accidente topográfico no es constante con el tiempo.

Distintos autores (Bijlsma, 1989; Gill, 1982) señalan que, en general, los efectos advectivos son los menos significativos en la interacción de la marea y la onda de tormenta, aun en aguas poco profundas, en comparación con la fricción de fondo y los términos de la ecuación de continuidad. Más adelante se tratará en detalle la interacción de la onda de marea y la onda de tormenta producida por los términos de agua poco profunda y por fricción de fondo.

2.1.2 El sistema lineal: solución analítica

El sistema de ecuaciones (2.1.1) a (2.1.3) no tiene solución analítica. Sin embargo, es de utilidad conocer la solución analítica del sistema lineal correspondiente, ya que éste tiene validez bajo determinadas condiciones. Según se ha visto en la sección anterior, en aguas donde la profundidad es mucho mayor que las variaciones de nivel y, más aún, a profundidad aproximadamente constante, se pueden considerar despreciables los efectos no lineales. Por ejemplo, el modelo global de mareas que se utiliza para generar las condiciones de borde abierto más allá de la plataforma continental, como se detalla en la sección 3.1.3, está basado en un sistema lineal.

El sistema lineal en coordenadas cartesianas, con profundidad constante, sin considerar la fuerza de Coriolis ni forzantes atmosféricos o de fricción, se reduce a

$$(2.1.6) \quad \frac{\partial h}{\partial t} + H \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right] = 0$$

$$(2.1.7) \quad \frac{\partial u}{\partial t} + g \frac{\partial h}{\partial x} = 0$$

$$(2.1.8) \quad \frac{\partial v}{\partial t} + g \frac{\partial h}{\partial y} = 0$$

Para un fluido inicialmente en reposo, en el que se introduce una perturbación $h=G(x)$, la solución analítica de este sistema es

$$(2.1.9) \quad h = \frac{1}{2} [G(x+ct) + G(x-ct)]$$

$$(2.1.10) \quad u = -\frac{1}{2} c^{-1} g [G(x+ct) - G(x-ct)]$$

en donde c es la velocidad de propagación de la perturbación. Esta solución indica que la propagación se realiza en ambos sentidos a lo largo de la dirección x . La componente v de la perturbación es nula.

La condición de estabilidad del esquema numérico presentado en la sección 3.1, se deduce de este sistema. La condición de radiación modificada, utilizada en el borde abierto de este modelo, está basada en la solución analítica (2.1.9) y (2.1.10) de este sistema lineal. Esta se presenta en la sección 3.1.3, donde también se justificará la supresión de la fuerza de Coriolis para la aplicación de estas ecuaciones.

2.2 Dos problemas en un borde abierto: la transparencia y el forzado

La alta resolución que es necesaria en zonas costeras y estuariales no permite extender el dominio de los modelos a toda la cuenca oceánica, donde éste encontraría sus límites naturales. La manera habitual de encarar el problema del modelado de alta resolución es la del anidado en modelos de menor resolución, que tengan en cuenta el dominio natural de fenómenos de mayor escala. Uno de los problemas más importantes del modelado aparece, entonces, con la introducción de fronteras artificiales. La condición de borde perfecta, en estos casos, sería la que produjera una solución igual a la del modelo en alta resolución, con un dominio completo.

En el caso de los modelos de marea pura, la masa de agua epicontinental, costera o estuarial que constituye el dominio del modelo, actúa prácticamente sólo en respuesta al forzado impuesto por el océano, por las razones que se exponen en la sección 2.1. La onda de tormenta, aunque se genera también en el interior del recinto, tiene una contribución del exterior, sobre todo en el caso de modelo de estuario o costas. Su representación requiere una prescripción de estos forzantes en la frontera de mar abierto del modelo de área limitada.

A su vez, las perturbaciones generadas en el interior del dominio deben encontrar el mecanismo apropiado para propagarse hacia el exterior con la menor distorsión posible. Se han propuesto numerosas posibilidades para el tratamiento de los bordes abiertos. En Røed y Cooper (1986) se puede encontrar una revisión de diferentes condiciones de borde abierto, aplicadas a modelos oceánicos. En cuanto a las consecuencias prácticas de la aproximación en el borde, por ejemplo, una nota de Busalacchi y Blanc (1989) muestra el efecto de las condiciones de borde sobre la solución interior de un modelo oceánico aplicado al Atlántico tropical.

La condición que ha sido más extensamente utilizada es la *condición de radiación* (Sommerfeld, 1949), que representa la libre propagación de la onda hacia el exterior, mediante la aplicación de la ecuación de onda

$$(2.2.1) \quad \frac{\partial Q}{\partial a} + c_\rho \frac{\partial Q}{\partial t} = 0$$

Orlanski (1976) propone una expresión numérica para calcular la velocidad de propagación en casos generales, y la aplica a la explosión de una burbuja. Camerlengo y O'Brien (1980) proponen otra implementación y la aplican a ondas de Rossby y Kelvin. El caso de los modelos bidimensionales, integrados en la vertical, como el que se presenta en este trabajo, el problema es más sencillo, ya que la velocidad de propagación de la perturbación, con ciertos supuestos, puede ser conocida. El problema del borde abierto se reduce a encontrar una solución estable para la aproximación elegida. Este tema, así como también la manera en que ha sido combinada la condición de borde abierto con la prescripción del forzado, será desarrollado en la sección 3.1.3.

2.3 Algunas consideraciones sobre la capa atmosférica de superficie

Si se considera predominante el efecto de las tensiones verticales frente a las horizontales en la capa límite planetaria, el movimiento horizontal en esta capa está representado por las ecuaciones

$$(2.3.1) \quad \frac{dU}{dt} = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial \hat{p}_a}{\partial x} + fV + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial \tau_x}{\partial z}$$

$$(2.3.2) \quad \frac{dV}{dt} = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial \hat{p}_a}{\partial y} - fU + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial \tau_y}{\partial z}$$

donde U, V son las componentes horizontales del viento y (τ_x, τ_y) son las componentes del flujo vertical de cantidad de movimiento. Señalando con *prima* la perturbación respecto al valor medio, es

$$(2.3.3) \quad \bar{\tau} = \rho_a \nu_a \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} - \rho_a \langle \bar{U}'W' \rangle$$

donde el primer término representa las tensiones moleculares y el segundo, las tensiones debidas a las fluctuaciones horizontales y verticales del movimiento. Estas últimas son las llamadas tensiones de Reynolds, que actúan como un término de fricción y donde se ha retenido sólo el término en el que

interviene la variación vertical del movimiento que se considera predominante. Una revisión reciente de los aspectos que interesan al modelado de la acción atmosférica sobre el agua puede encontrarse en Komen et al. (1994).

Se cierra el sistema formado por las ecuaciones (2.3.1) y (2.3.2), expresando (τ_x, τ_y) en función de cantidades medias, en la escala considerada. Las tensiones moleculares son significativas sólo en una capa sumamente delgada (del orden o menor que el milímetro). Para alturas mayores predomina el segundo término en la ecuación (2.3.3) frente al primero. Más aún, si las variaciones de nivel en la superficie de discontinuidad son mayores que este orden, las tensiones viscosas pueden ser ignoradas. La expresión de la tensión en superficie o flujo de cantidad de movimiento generalmente aceptada es

$$(2.3.4) \quad \bar{\tau} = \rho_a K_z^m \frac{\partial \bar{U}}{\partial z}$$

en donde el coeficiente K_z^m es el *coeficiente vertical de intercambio turbulento de cantidad de movimiento*, y a su determinación se reduce ahora el problema de las ecuaciones de movimiento (2.3.1) y (2.3.2).

Los fuertes gradientes de velocidad encontrados en la discontinuidad tierra - aire o aun agua - aire son los responsables de las aceleraciones producidas por el intercambio vertical de cantidad de movimiento, en una capa cercana a la superficie. Prevalece el último término en las ecuaciones (2.3.1) y (2.3.2), de manera que, en la llamada *capa de superficie* se cumple

$$(2.3.5) \quad \frac{\partial \bar{\tau}}{\partial z} = 0$$

en un estado de balance. Esto equivale a decir que el flujo vertical de cantidad de movimiento es constante con la altura en esta capa.

Según la teoría de Prandtl, el coeficiente de intercambio K_z^m es función de la *longitud de mezcla* l y del perfil vertical de velocidades. Dejando de aquí en adelante, por simplicidad, el subíndice y supraíndice, sabiendo que se refieren siempre al transporte vertical de cantidad de movimiento, el coeficiente puede ser expresado como

$$(2.3.6) \quad K = l^2 \left| \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \right|$$

Cerca de la superficie es generalmente aceptado que $l = \kappa z$, donde κ es la *constante de Von Kármán*, de manera que

$$(2.3.7) \quad \bar{\tau} = \rho_a \kappa^2 z^2 \left| \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \right| \frac{\partial \bar{U}}{\partial z}$$

La tensión se expresa, por conveniencia, en función de la *velocidad de fricción* u_* , de la forma

$$(2.3.8) \quad \bar{\tau} = \rho_a u_*^2$$

Como la capa de flujos constantes es delgada, se puede considerar $\rho_a \approx$ constante y por lo tanto, $u_* \approx$ constante. Se llega de esta manera, con comodidad, a obtener una expresión para la variación vertical del viento en función de u_* , válida en la capa de superficie o de flujos constantes:

$$(2.3.9) \quad U_{(z)} = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}$$

en donde, por definición, la constante de integración z_0 , tal que $u(z_0) = 0$ es la llamada *longitud de rugosidad* y es, en general, determinada experimentalmente.

Sobre el agua, hay una diferencia conceptual en la definición de la longitud de rugosidad. La longitud z_0 sigue siendo la altura a partir de la cual se puede encontrar un perfil logarítmico del viento, como el que se indica en la ecuación (2.3.9). Sin embargo, sobre las olas, el flujo producido por la turbulencia que hemos tratado hasta ahora, sea $\bar{\tau}_{turb}$, no es constante, sino que $\bar{\tau} = \bar{\tau}_w + \bar{\tau}_{turb}$ (donde $\bar{\tau}_w$ es la tensión introducida por las olas), es constante. Entonces z_0 sería la altura sobre las olas a la cual $\bar{\tau}_w$ comienza a ser lo suficientemente pequeño para que $\bar{\tau}_{turb}$ pueda considerarse constante, de manera que se cumpla la ecuación (2.3.9).

Para relacionar el flujo de cantidad de movimiento con variables medidas, tales como el perfil de viento, se introduce la ecuación (2.3.10), donde el coeficiente de intercambio es llamado *coeficiente de arrastre*. La variación del viento se considera entre la superficie y un nivel fijo, en general, 10 metros.

$$(2.3.10) \quad \tau = \rho_a C_D (\Delta U)^2$$

De las ecuaciones (2.3.8) y (2.3.9), se infiere directamente que este coeficiente de arrastre es

$$(2.3.11) \quad C_D = \frac{\kappa^2}{\ln^2 \left(\frac{z}{z_0} \right)}$$

de manera que el arrastre depende del nivel elegido y de la longitud de rugosidad. Sobre el agua, salvo en experimentos de campo restringidos en espacio y tiempo, z_0 debe calcularse basándose en variables conocidas. Obviamente, la expresión utilizada para obtener dicho parámetro influirá en el valor final del coeficiente de arrastre.

La capa de superficie o de flujos constantes, constituye la parte atmosférica de la interfaz del sistema mar - atmósfera y, en ella, ambas componentes interactúan. El coeficiente de arrastre depende del estado del mar, es decir, de las olas, y de la estabilidad atmosférica. Diferentes expresiones empíricas se han utilizado para representar estas dependencias.

Charnock (1955) introduce la longitud de rugosidad sobre las olas como

$$(2.3.12) \quad z_{ch} = \alpha_{ch} \frac{u_*^2}{g} \quad \text{con } \alpha_{ch} \approx 0.01$$

Es intuitivamente claro que el viento en presencia de olas pierde más impulso que sobre una superficie plana. Esta dependencia también se suele representar a través de la variación del coeficiente de arrastre con el viento. La evidencia observacional indica que la variación de éste con la velocidad del viento es aproximadamente lineal. Yelland y Taylor (1996), Anderson (1993), Wu (1982), Large y Pond (1982), Smith y Banke (1975), encuentran rectas de regresión concordantes en este sentido. Sin embargo, en todos los experimentos se observa una gran dispersión sugiriendo que esta variación del arrastre con el viento no representa totalmente el fenómeno. Makin et al. (1995) y Janssen (1989) han desarrollado teorías que intentan explicar las bases físicas de esta relación. Estos autores parten, en cierta forma, del camino inverso al que hemos recorrido hasta ahora en esta sección, completando el círculo de la interacción, en cuanto al flujo de cantidad de movimiento. Conocido el espectro de olas, es posible determinar $\bar{\tau}_w$ justo sobre la superficie. Por el principio de continuidad de cantidad de movimiento, se puede obtener $\bar{\tau}_{urb}$ y, por lo tanto, z_0 y C_D . Otro modelo ha sido recientemente presentado por Makin y Mastenbroek (1996) en el cual incluyen los coeficientes de intercambio de calor y humedad.

Más aún, hay evidencia observacional (Donelan et al., 1993; Smith et al., 1992), así como también en el primer experimento realizado en el Hemisferio Sur sobre este tema (Banner y Chen, 1994), en el sentido de que un mar que comienza a ser perturbado por el viento sería más rugoso (en igualdad del resto de las condiciones) que un mar completamente desarrollado para dicho estado de la atmósfera. En el primer caso, la atmósfera pierde impulso en favor de las olas que crecen, hay más transferencia de cantidad de movimiento y por lo tanto la tensión es mayor, mientras que en el segundo caso, se ha llegado al equilibrio. La diferencia en el coeficiente de arrastre es cuantificada por el primer autor como de hasta un factor de dos. Esto sugiere un fuerte acoplamiento de la tensión en superficie y las olas, sobre todo para mar en desarrollo. Yelland et al. (1998) cuestionan la validez para mar abierto de esta teoría, basada fundamentalmente en mediciones en zonas costeras y lagos. Una breve revisión de estos experimentos se puede encontrar en Lionello et al. (1998). Los recientes resultados presentados por Donelan et al. (1997) demuestran que el mar de fondo enmascara las relaciones anteriormente obtenidas entre la velocidad de fricción y el viento, alterando el coeficiente de arrastre, según su dirección relativa al viento y en mayor grado para vientos débiles. Janssen (1989) formula una teoría de acoplamiento del flujo medio con las olas, que justifica también esta dependencia del estado de desarrollo del mar, encontrando que la porción de tensión producida por la presencia de olas es una importante fracción de la tensión total, llegando a un 100% de incremento de tensión. Esto tiene importantes consecuencias para el modelado oceánico y, en particular, de la onda de tormenta.

La influencia de la estabilidad atmosférica sobre el flujo de cantidad de movimiento y la manera de parametrizarla, ha sido extensamente estudiada. Un análisis de este efecto sobre la convección puede encontrarse en Piccolo (1991) y su evidencia a través del modelado, en Piccolo (1982). En el marco de la teoría de Monin-Obukhov (Monin y Yaglom, 1971), la forma de las funciones que determinan los coeficientes de intercambio turbulento han sido determinadas empíricamente por Businger et al. (1971). Las mediciones de Large y Pond (1982) sobre el mar confirman la validez de estas parametrizaciones, obtenidas a partir de experimentos de campo realizados sobre tierra.

Mientras que la expresión (2.3.9) es válida para una atmósfera neutra, en condiciones generales de estabilidad atmosférica, el perfil de viento en la capa de superficie atmosférica está dado por

$$(2.3.13) \quad U_{(z)} = \frac{u_*}{\kappa} [\ln(z/z_0) - \psi_{(z/L)}]$$

donde

$$(2.3.14) \quad L = -\frac{u_*^3 \theta_v}{\kappa g < w' \theta_v' >}$$

es la llamada longitud de Obukhov, que representa la altura a la cual se igualan la turbulencia producida por gradiente y por la estabilidad estática. θ_v es la temperatura potencial virtual, y es $L > 0$ para el caso estable, $L = 0$ para el neutral y $L < 0$ para el caso inestable. En la parametrización de Businger et al. (1971), $\kappa = 0.35$ y ψ es

$$(2.3.15) \quad \psi = \begin{cases} 2\ln\left[\frac{1+\phi^{-1}}{2}\right] + \ln\left[\frac{1+\phi^{-2}}{2}\right] - 2\tan^{-1}\phi^{-1} + \pi/2 & \xi \leq 0 \\ -4.7\xi & \xi > 0 \end{cases}$$

con
$$\xi = \frac{z}{L}$$

y
$$\phi = \begin{cases} (1 - 15\xi)^{-1/4} & L < 0 \text{ inestable} \\ 1 + 4.7\xi & L > 0 \text{ estable} \end{cases}$$

La ecuación (2.3.13) muestra el apartamiento del perfil logarítmico que se da en presencia de estratificación estable o inestable de la atmósfera. De esta manera, el coeficiente de arrastre corregido por estabilidad es

$$(2.3.16) \quad C_D = \frac{\kappa^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_{(\xi)}\right]^2}$$

Mediante una recopilación de datos de distintas fuentes, Bunker (1976) tabuló los valores del coeficiente de arrastre C_D en función del viento y del contraste térmico aire - agua. En dicha tabla, se observa que la dependencia de C_D (y por lo tanto, de la tensión) con la estabilidad es más importante para vientos débiles, pero aún se mantiene para vientos fuertes. De manera que, por ejemplo, un viento de 18 m/s con el aire 3° C más frío que el agua, tiene el mismo arrastre que un viento de 22.5 m/s con la misma diferencia térmica, pero el aire más caliente que el agua. Para valores extremos de viento, esta dependencia desaparece. Es sobre un ajuste realizado con estos datos, en el cual Hellerman y Rosenshtein (1983) basan sus conocidos cálculos climatológicos de la tensión del viento sobre la superficie del agua. Más adelante se dan detalles sobre las parametrizaciones mencionadas en esta sección.

Según Dronkers (1964, pág. 188), el coeficiente de arrastre del viento depende también de la profundidad, ya que se modifica el perfil de corrientes. Dicho autor menciona evidencia observacional

según la cual la tensión producida por el viento (en igualdad de otras condiciones) sería mayor sobre agua muy poco profunda que sobre profundidades intermedias.

Por otra parte, combinando las ecuaciones (2.3.6) y (2.3.9) se obtiene

$$(2.3.17) \quad K_{neutral} = \kappa u_* z$$

En general, en la capa de superficie, los coeficientes de intercambio turbulento son los del caso neutral, corregidos por una función que depende de la estabilidad

$$(2.3.18) \quad K_{(z)} = \kappa u_* z / \phi_{(\xi)}$$

Por lo tanto, el valor del coeficiente K aumenta con condiciones inestables y se hace menor en condiciones de estabilidad atmosférica, disminuyendo el intercambio turbulento. Esta teoría se aplica en una experiencia para la zona de estudio en la sección 3.2.2, en donde se describen los detalles de su implementación.

3. Los modelos numéricos

El sistema desarrollado para la modelación de la onda de tormenta consta de programas de preprocesamiento, un modelo de la capa límite atmosférica para el cálculo del viento en superficie y dos versiones del modelo hidrodinámico, una que abarca la plataforma continental y otra de malla más fina para el estuario de Bahía Blanca. En primer lugar, las características comunes a ambos modelos hidrodinámicos integran una sección general. En la misma se describen los métodos numéricos utilizados, tanto para discretizar en los modelos hidrodinámicos las ecuaciones de movimiento presentadas en el capítulo anterior, como para el tratamiento de los bordes abiertos y la manera de determinar la onda de marea en estos últimos. Cada una de las siguientes secciones corresponde a la descripción de un modelo en particular: atmosférico, hidrodinámico de plataforma y del estuario. Las consideraciones realizadas durante la determinación de la topografía del fondo marino están detalladas para cada dominio de los modelos hidrodinámicos. En estas secciones también se incluyen algunos resultados que hacen a la verificación básica del funcionamiento de los modelos, como la propagación de la onda de marea astronómica desde los bordes abiertos hasta algunas estaciones en las que la marea es conocida mediante el análisis de datos observacionales. El secado e inundación de puntos del dominio se trata en la sección correspondiente al modelo del estuario.

3.1 Métodos numéricos utilizados y programación

3.1.1 Preprocesamiento

La programación del modelo fue realizada de manera que éste sea eficiente para una costa irregular y que sean mínimos los cambios necesarios para adaptar el retículo a cualquier forma de costa. Se trató de desarrollar un sistema versátil para una fácil adaptación a cualquier área, dadas las condiciones de borde y la batimetría. Para cumplir con el primer objetivo, se almacena las variables en vectores y no en la forma natural de matrices, lo que desperdiciaría memoria en el caso de un contorno irregular. Se utiliza un sistema de indicadores de límites de aplicación de las distintas ecuaciones, ubicación de bordes abiertos y cerrados y de derivadas meridionales. Esta idea está basada en el sistema mencionado por Flather (1988) en el que su autor, F. Henry, llama "códigos intermedios" a dichos límites de aplicación. Este método permite tener en cuenta los bordes irregulares, eliminando las preguntas en el programa, lo que disminuye el tiempo de ejecución. Para cumplir con el segundo objetivo se programó un sistema de cálculo automático de estos códigos, dada la batimetría en un retículo rectangular que abarque la zona, que se describe a continuación.

El dominio se define en un archivo, llamado *máscara*, el que contiene un carácter "-" por cada punto húmedo o punto de agua y blancos para los puntos de tierra. El programa que genera el archivo *máscara* supone que el casillero del retículo que acumula más de tres vértices con profundidades negativas (por encima del nivel medio del mar) pertenece a tierra o "punto seco", en caso contrario, es punto de agua. Otros criterios consideran el promedio de las profundidades contenidas en una caja del retículo, si se cuenta con una batimetría más detallada que el mismo. Este archivo intermedio puede ser modificado, de manera que los detalles de la costa que no queden definidos por el método mencionado, pueden ser modificados posteriormente. En la determinación final de puntos húmedos se tomó en

cuenta, en todos los casos, el concepto de *definición hidrodinámica de la batimetría*, según Schwiderski (1978b). Esto se refiere a la consideración, en la forma más realista posible, de islas o accidentes costeros de sub-escala que actúen como barreras al flujo. De esta manera, se introducen puntos secos que no responden en rigor a una interpolación batimétrica. Este análisis ha sido especialmente necesario en el caso del estuario de Bahía Blanca, que presenta una batimetría compleja, con pequeñas islas, barreras y canales. Los detalles se discuten en la sección 3.4.

Dado que el retículo tiene, en general, una forma irregular, en el preprocesamiento también se realiza una clasificación de los puntos según su ubicación en el retículo, por conveniencia para la aplicación de los métodos numéricos. Se encuentran los límites de aplicación (códigos intermedios) de las ecuaciones no lineales completas, para cada fila y se identifican los puntos correspondientes a bordes, en los que no se cumplen los requisitos para su aplicación, tal como se indica en la próxima sección. Además se identifican los bordes abiertos y cerrados, para la aplicación de las respectivas condiciones durante la integración. En éste se debe señalar también los bordes abiertos, con una "O" en el lugar correspondiente.

Parte de este preprocesamiento se ha convertido en una rutina en el modelo del estuario de Bahía Blanca, debido a la modificación del dominio y de los límites de aplicación de las ecuaciones, por el secado e inundación de puntos. Durante la ejecución del modelo y cada vez que hay algún cambio en la configuración de puntos húmedos, según el criterio establecido en Flather y Heaps (1975) que se detalla en la sección 3.4.2, dicha rutina genera la numeración consecutiva de los puntos del retículo y archiva los índices de los puntos correspondientes a cada tipo de borde, según los límites de aplicación de las ecuaciones. En el caso de Bahía Blanca, o de cualquier región en la cual la distribución de puntos secos y húmedos pueda variar en el tiempo, debe existir un archivo inicial que contenga la cantidad máxima posible de puntos húmedos. La cantidad y ubicación de los bordes abiertos no son variables en la versión actual.

3.1.2 Discretización de las ecuaciones

El modelo utiliza una grilla desplazada o "staggered" del tipo C de Arakawa (Mesinger y Arakawa, 1976), que se muestra en la Figura 2.

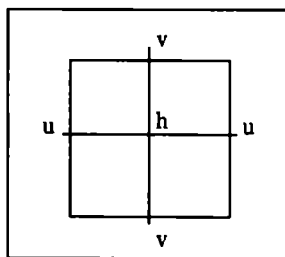


Figura 2. Grilla de Arakawa tipo C.

Las ecuación de continuidad (2.1.1) se discretiza en diferencias finitas de la siguiente forma:

$$(3.1.1) \quad \frac{h_i^{t+\tau} - h_i^t}{\tau} + \frac{1}{R \cos \phi_m} \left[\frac{(\overline{H}_i u_i^t - \overline{H}_{i-1} u_{i-1}^t)}{\Delta \theta} + \frac{(\hat{H}_{i-n} v_{i-n}^t \cos \phi_{m-\frac{1}{2}} - \hat{H}_i v_i^t \cos \phi_{m+\frac{1}{2}})}{\Delta \phi} \right] = 0$$

en donde τ es el paso de tiempo, m es la fila correspondiente a h y representamos como n al valor que, sustraído o sumado al índice i permite calcular la derivada meridional. Además

$$\overline{H}_i = 0.5(H_i + H_{i+1})$$

$$\hat{H}_i = 0.5(H_i + H_{i+n})$$

Los términos lineales de las ecuaciones de movimiento (2.1.2) y (2.1.3) se discretizan de la siguiente forma (Esquema a):

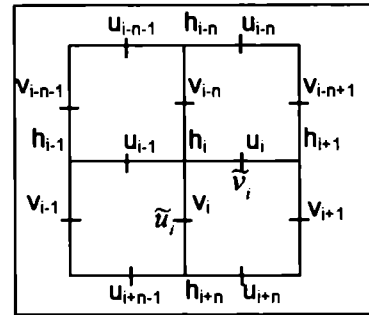
$$(3.1.2) \quad \frac{u_i^{t+\tau} - u_i^t}{\tau} = f_m \tilde{v}_i^t - \frac{g}{R \cos \phi_m} \frac{(h_{i+1}^{t+\tau} - h_i^{t+\tau})}{\Delta \theta}$$

$$(3.1.3) \quad \frac{v_i^{t+\tau} - v_i^t}{\tau} = -f_{m+\frac{1}{2}} \tilde{u}^{t+\tau} - \frac{g}{R} \frac{(h_i^{t+\tau} - h_{i+n}^{t+\tau})}{\Delta \phi}$$

donde

$$\tilde{u}_i = 0.25(u_i + u_{i-1} + u_{i+n-1} + u_{i+n})$$

$$\tilde{v}_i = 0.25(v_i + v_{i+1} + v_{i-n+1} + v_{i-n})$$



Esquema a.

La discretización del sistema lineal (2.1.6) - (2.1.8) conduce a una dispersión computacional que está regida por la ecuación (Mesinger y Arakawa, 1976)

$$(3.1.4) \quad \frac{\partial^2 \chi}{\partial t^2} + k^2 gH \left[\frac{\text{sen}\left(\frac{k\Delta x}{2}\right)}{\frac{k\Delta x}{2}} \right]^2 \chi = 0$$

en donde χ es la parte temporal de la altura o la velocidad del agua y k es el número de onda. Si suponemos

$$(3.1.5) \quad \chi = \chi^0 \text{Re}(e^{i\sigma t})$$

entonces la velocidad resultante es

$$(3.1.6) \quad c^* = \frac{\sigma^*}{k} = \frac{\text{sen}\left(\frac{k\Delta x}{2}\right)}{\frac{k\Delta x}{2}} \sqrt{gH}$$

Esto indica que, a medida que k aumenta, c^* decrece respecto de la velocidad de propagación c . Debido a la ecuación (3.1.6), sería de esperar un mayor desfase para longitudes de onda menores, como las que se dan en general en las zonas menos profundas. Allí se produciría entonces un mayor retardo de la onda modelada por el efecto de dispersión computacional. En un caso ideal de un dominio regular en el

que la profundidad fuese constante, este tipo de dispersión se acrecentaría para las ondas de mayor frecuencia, esto es para semidiurnas y superarmónicos en general, más que para las ondas diurnas. Aplicando (3.1.6), el retraso de la solución numérica de las ecuaciones lineales de propagación de una onda semidiurna con resolución espacial de 30 km en una profundidad de 10 m es inferior al 1 % de la velocidad dada por la solución analítica. Como se verá más adelante, esta es aproximadamente la resolución del modelo de plataforma, mientras que la resolución aplicada en el estuario es mucho mayor. Por lo tanto, para el problema que se trata en este trabajo, la dispersión computacional se considera despreciable frente a otras fuentes posibles de error, como lo es, por ejemplo, la incompleta representación de la topografía del fondo en los modelos numéricos.

Los términos no lineales de advección se discretizan según Flather (1988), utilizando conceptos de Flather y Heaps (1975) y Davies y Flather (1978) con un método de direcciones alternadas que permite que estos términos estén centrados en espacio y en tiempo. En los pasos impares las ecuaciones se procesan según índices crecientes, primero la de u y luego la de v . En los pasos pares, se procesan según índices decrecientes, primero v y luego u . Por brevedad, se hará referencia sólo al tratamiento de estos términos. De esta manera, por ejemplo, en la discretización de la ecuación (2.1.2), el término

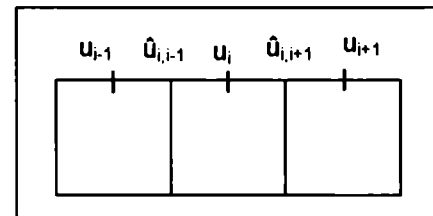
$$\frac{u}{R \cos \phi} \frac{\delta u}{\delta \theta}$$

en los pasos impares resulta (Esquema b)

$$\frac{1}{2} \frac{(\hat{u}'_{i,i+1} + \hat{u}'_{i,i-1})}{2} \left[\frac{\Delta u}{\Delta \theta} \right]_{i+\frac{1}{2}}^{t+\tau} + \frac{\Delta u}{\Delta \theta} \left]_{i-\frac{1}{2}}^{t+\tau} \right]$$

y en los pasos pares,

$$\frac{1}{2} \frac{(\hat{u}'_{i,i+1} + \hat{u}'_{i,i-1})}{2} \left[\frac{\Delta u}{\Delta \theta} \right]_{i+\frac{1}{2}}^{t+\tau} + \frac{\Delta u}{\Delta \theta} \left]_{i-\frac{1}{2}}^{t+\tau} \right]$$



Esquema b.

en donde se obviaron las constantes, $\frac{\Delta \Phi}{\Delta \Psi}$ indica derivada centrada y $\hat{u}_{i,j} = 0.5(u_i + u_j)$.

El término

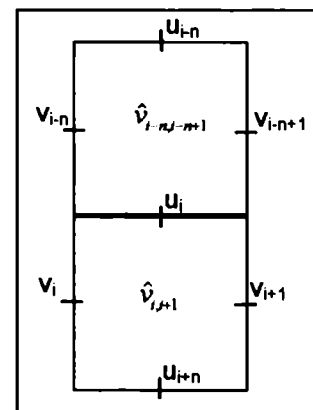
$$\frac{v}{R} \frac{\delta u}{\delta \phi}$$

en los pasos impares, se discretiza como (Esquema c)

$$\frac{1}{2} \left[\hat{v}'_{i-n,i-n+1} \frac{\Delta u}{\Delta \phi} \right]_{i-\frac{n}{2}}^{t+\tau} + \hat{v}'_{i,i+1} \frac{\Delta u}{\Delta \phi} \left]_{i+\frac{n}{2}}^{t+\tau} \right]$$

y en los pasos pares, como

$$\frac{1}{2} \left[\hat{v}'_{i-n,i-n+1} \frac{\Delta u}{\Delta \phi} \right]_{i-\frac{n}{2}}^{t+\tau} - \hat{v}'_{i,i+1} \frac{\Delta u}{\Delta \phi} \left]_{i+\frac{n}{2}}^{t+\tau} \right]$$



Esquema c

En la ecuación (2.1.3), el término

$$\frac{u}{R \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \theta}$$

es discretizado en los pasos impares como (Esquema d)

$$\frac{1}{2} \left[\hat{u}_{i-1,i+n-1}^t \frac{\Delta v}{\Delta \theta} \right]_{i-\frac{1}{2}}^{t+\tau} + \hat{u}_{i,i+n}^t \frac{\Delta v}{\Delta \theta} \left]_{i+\frac{1}{2}}^t \right]$$

y en los pasos pares,

$$\frac{1}{2} \left[\hat{u}_{i-1,i+n-1}^t \frac{\Delta v}{\Delta \theta} \right]_{i-\frac{1}{2}}^{t+\tau} + \hat{u}_{i,i+n}^t \frac{\Delta v}{\Delta \theta} \left]_{i+\frac{1}{2}}^{t+\tau} \right]$$

Por último, el término

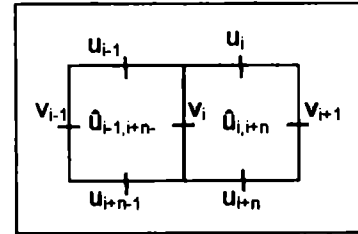
$$\frac{v}{R} \frac{\partial v}{\partial \phi}$$

en los pasos impares resulta ser (Esquema e)

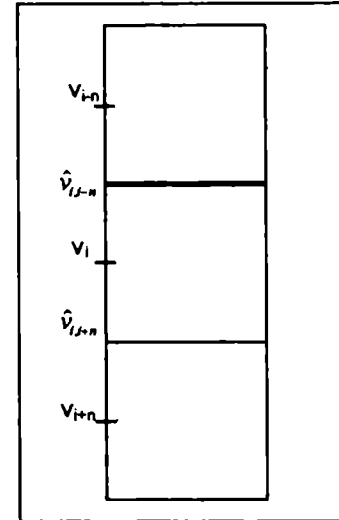
$$\frac{1}{2} \frac{(\hat{v}_{i,n}^t + \hat{v}_{i+1,n}^t)}{2} \left[\frac{\Delta v}{\Delta \phi} \right]_{\frac{2i}{2^n}}^{t+\tau} + \frac{\Delta v}{\Delta \phi} \left]_{\frac{2i+1}{2^n}}^t \right]$$

y en los pasos pares,

$$\frac{1}{2} \frac{(\hat{v}_{i,n}^t + \hat{v}_{i+1,n}^t)}{2} \left[\frac{\Delta v}{\Delta \phi} \right]_{\frac{2i}{2^n}}^t + \frac{\Delta v}{\Delta \phi} \left]_{\frac{2i+1}{2^n}}^{t+\tau} \right]$$



Esquema d



Esquema e

La grilla de Arakawa tipo C es muy adecuada para la discretización de este sistema de ecuaciones debido a que optimiza el cálculo de los cocientes incrementales, cuyos resultados son aplicados convenientemente a puntos intermedios del retículo. Solamente en los términos advectivos es necesario recurrir a información de puntos más allá de la fila o columna contigua. Es por esto, que en todas las filas y columnas correspondientes a un borde, no se considera advección en la dirección normal al borde, para la componente de velocidad paralela a éste (R. Flather, comunicación personal).

La condición de estabilidad del esquema numérico se deduce a partir del sistema lineal, tal como indican Isaacson et al. (1966) y se desarrolla en Flather (1988). La condición necesaria y suficiente para la estabilidad y convergencia, según el criterio de Courant - Friedrich - Lewis para este esquema es

$$(3.1.7) \quad \Delta t < \frac{1}{\sqrt{gH}} \frac{\Delta x \Delta y}{\sqrt{(\Delta x)^2 + (\Delta y)^2}} \left[1 - \frac{1}{2} \Delta t \left(\frac{k}{H} + f \right) \right]^{1/2}$$

$$y \quad \Delta t < \frac{2}{\frac{k}{H} + f}$$

en donde k es un coeficiente de fricción de fondo, en una aproximación lineal. Como, en la práctica $k \ll H$ y $f \ll 1$, resulta

$$(3.1.8) \quad \Delta t < \frac{1}{\sqrt{gH}} \frac{\Delta x \Delta y}{\sqrt{(\Delta x)^2 + (\Delta y)^2}}$$

3.1.3 Condiciones de borde abierto

Combinando la condición de radiación (2.2.1) y el sistema lineal (2.1.6) - (2.1.8), se obtiene

$$(3.1.1) \quad \frac{\partial q}{\partial s} = \sqrt{\frac{g}{H}} \frac{\partial h}{\partial s}$$

en donde s es la dirección normal al borde y q es la corriente en esa dirección. La condición de borde abierto propuesta por Davies y Flather (1978) para modelos de marea y onda de tormenta prescribe ambas en el borde y aplica la condición (3.1.1) a la diferencia entre el valor interior y el valor prescrito, de manera que la perturbación que sale del dominio cumple la expresión

$$(3.1.2) \quad q - \hat{q} - q_s = \frac{c}{H} (h - \hat{h} - h_s)$$

en la que q es la perturbación de la corriente que entra o sale del dominio, $c = \pm \sqrt{gH}$ es la velocidad de las ondas de gravedad externas en agua poco profunda, que *salen* del dominio del modelo; \hat{h} y \hat{q} son el nivel y la corriente media de marea prescritas en el borde abierto, respectivamente; h es la altura calculada en el punto interior adyacente al borde y h_s y q_s son la altura y corriente producidas por la onda de tormenta proveniente del exterior, obtenidas de algún conocimiento previo, como por ejemplo, otro modelo numérico de área más amplia, en el caso de anidado.

La altura de marea se prescribe conociendo una determinada cantidad de componentes armónicas, como (Schureman, 1958)

$$(3.1.3) \quad \hat{h}_{(\phi, \Theta, t)} = \sum_{i=1}^n F_{(t)}^{(i)} \Gamma_{(\phi, \Theta)}^{(i)} \cos(a^{(i)}t + V_{0u(t)}^{(i)} + p^{(i)}\Theta - G_{(\phi, \Theta)}^{(i)})$$

donde

- n es el número de componentes de marea consideradas,
- F es el factor nodal,
- a es la velocidad de la componente,
- t es el tiempo a partir del comienzo de la predicción en *tiempo universal compartido* (TUC),
- V_{0u} es la marea de equilibrio en el meridiano de Greenwich,
- p es 1 para componentes diurnas y 2 para semidiurnas,
- Γ es la amplitud de la componente
- G es la fase (expresada como *época*) de la componente de marea.

Los valores de f y V_{ou} dependen del tiempo y según la práctica habitual, se tabularon los valores de f para la mitad de cada año y los de V_{ou} para el comienzo de cada año, así como su corrección por mes y día, para un período de 10 años, desde 1990 hasta 1999, para 7 componentes de marea. Un programa previo a la ejecución del modelo calcula los valores de f y V_{ou} para el comienzo del período de integración, de manera de establecer la fase de las componentes de marea seleccionadas, en dicho instante. Los valores de amplitud y época son dados por algún conocimiento local, y sus fuentes se indican en 3.3.2 y 3.4.3, para los modelos en plataforma y en el estuario de Bahía Blanca, respectivamente.

Dado que no se dispone de datos de amplitud y fase de la corriente de marea para establecerla a partir de su análisis armónico, como en (3.1.3), se aplica la solución (2.1.5) del sistema lineal, una vez conocida la elevación por (3.1.3). De manera que,

$$(3.1.4) \quad \hat{q} = \pm \sqrt{\frac{g}{H}} \hat{h}$$

en donde el signo es, en este caso, el correspondiente a la componente normal al borde, de la velocidad de una perturbación que *entra* al dominio.

La validez de la aproximación lineal está directamente relacionada a las condiciones de profundidad. Es conveniente buscar la mayor profundidad posible en el borde y que, además, el borde abierto coincida aproximadamente con una línea de profundidad constante. Sin embargo, la experiencia ha indicado que, en caso de tener que optar, es preferible basar la elección del borde por condición de ortogonalidad con la dirección de propagación de las perturbaciones que salen o entran al dominio del modelo.

Las suposiciones aplicadas para las condiciones de borde implican la supresión del efecto de Coriolis. En este tipo de modelos de marea, en los que el forzado de la onda se hace exclusivamente desde el borde abierto, en realidad se introduce allí una perturbación finita. Haciendo un análisis de magnitud de las fuerzas actuantes en las proximidades de una discontinuidad (Gill, 1982), las fuerzas de gravedad generadas por la discontinuidad predominan sobre el efecto de Coriolis. De esta manera, la onda de Poincaré puede aproximarse aquí como una onda de gravedad pura, valiendo el sistema (2.1.1) - (2.1.3).

3.2 Diagnóstico del viento en superficie

3.2.1 Método de cálculo

En la sección 2.1 se señalan los forzantes meteorológicos en las ecuaciones de movimiento que rigen a la onda de tormenta. La relación (2.1.4) es la más utilizada para introducir el efecto del viento en superficie. En dicha relación, el viento proviene de un nivel representativo de capas bajas, en o por encima de los 10 metros. Los modelos atmosféricos en general no proveen el dato de viento en el nivel de 10 metros, ya que estos poseen su nivel inferior por encima de la capa superficial. Por lo tanto, es necesario inferir las condiciones en la capa de superficie, a partir de la información disponible de

niveles superiores. El intercambio turbulento de cantidad de movimiento en la capa de superficie depende de la velocidad de fricción y de la estabilidad atmosférica, tal como lo indica la ecuación (2.3.18). La consecuencia práctica de la definición de la velocidad de fricción es la ecuación (2.3.13), que la relaciona con la intensidad del viento a lo largo de toda la capa superficial. Supuesta conocida la estabilidad y dado algún valor de viento en la capa de superficie, es posible conocerlo en toda la capa y, por lo tanto, en el nivel de 10 metros requerido por los modelos de agua. La velocidad de fricción es función de la velocidad del viento y de la longitud de rugosidad, ambos desconocidos. Sobre el agua, la longitud de rugosidad z_0 depende, a su vez, de la velocidad de fricción, como señala la relación de Charnock (2.3.12). En el problema que se presenta en esta sección, en el cual las variables de la capa superficial no son conocidas *a priori*, es necesario suponer un z_0 inicial, que se irá ajustando a lo largo de una cierta cantidad de iteraciones. En la sección 4.1.2, se mostrará que esta suposición no introduce errores significativos en el método. En esta relación, se impone un límite inferior de $z_0 = 0.00015$ m, que tiene un efecto sobre el coeficiente de arrastre en el rango de vientos débiles, que se mostrará más adelante.

La altura de la capa de superficie se calcula mediante una adaptación de la ecuación de Dear-dorff (1974) para condiciones estacionarias y ausencia de velocidades verticales, que resulta ser

$$(3.2.1) \quad S = 0.013 \frac{u_*^2}{|f|}$$

Su valor inicial se fija arbitrariamente en 30 metros y se va ajustando mediante (3.2.2) a lo largo de las iteraciones. En el caso en que el nivel de viento disponible esté por encima de este tope, la interfaz entre la capa de superficie y la capa límite planetaria se trata de la misma manera que en el modelo *Eta*, siguiendo a Black (1988). Se ha agregado a este último esquema la consideración de la estabilidad atmosférica, por consistencia con el tratamiento que se describe en la sección 2.3 para la capa de superficie. Cabe destacar que esta aproximación es válida para un nivel cercano al tope de la capa de superficie. El perfil del viento en la parte inferior de la capa límite planetaria se considera lineal y con continuidad de orden cero y uno en la interfase, con el perfil dado por la ecuación (2.3.13) para la capa de superficie. Dado un viento V_p en el nivel inferior de la capa límite planetaria, próximo al tope de la capa de superficie, esto conduce a

$$(3.2.2) \quad V_s = A + BS$$

donde

$$B = \frac{V_p}{z_p + S \left[\ln \left(\frac{S}{z_0} - \Psi_{(S/L)} \right) - 1 \right]}$$

y

$$A = V_p - Bz_p$$

de donde se obtiene el viento V_s en el tope de la capa de superficie. Si, por el contrario, el tope de la capa de superficie es superior al nivel del dato de viento, éste se considera directamente como dato dentro de la capa de superficie. Conocido el coeficiente de arrastre en el nivel por la ecuación (2.3.16), este valor de viento permite conocer la velocidad de fricción. Se recalcula la longitud de rugosidad mediante la relación (2.3.12) y se repite todo el procedimiento descrito en este párrafo dos veces más, en esta implementación. Disponiendo de todos los parámetros de la capa de superficie y por aplicación

de la ecuación (2.3.13), es inmediata la obtención del viento a 10 metros de altura. En el caso en que no sean conocidas las condiciones de estabilidad, se aplica el mismo esquema, suponiendo estabilidad neutral.

En un ejemplo que se muestra en la Figura 3, se varió la temperatura de la columna de aire para analizar, a igualdad de otras condiciones, el efecto de la estabilidad sobre el perfil de viento. Para un viento de 20 m/s con un perfil inestable, se obtiene una disminución del 10 % en su intensidad, para el caso estable. Esto se traduce en una variación del 35 % en la tensión de superficie. El orden de las variaciones en el viento están en concordancia, por ejemplo con Cardone (según Komen et al., 1994), que introduce con este criterio el concepto de viento efectivo, según la tensión que produce. En las Figura 4a y b, se grafica el coeficiente de arrastre en función de la velocidad del viento para distintas condiciones de estabilidad atmosférica, según surge de la función de Hellerman y Rosenstein (1983) (H&R) y de la aplicación de la teoría descrita, respectivamente. El esquema presentado aquí produce, a igualdad de condiciones, valores inferiores de arrastre que H&R. En la sección 4.1.2 se mostrará que el mismo está de acuerdo con resultados experimentales posteriores. El aumento del arrastre en el rango de vientos débiles que predice la teoría para condiciones inestables está producido por la cota inferior en z_0 , y la localización del mínimo depende de dicha cota. Como se verá en 4.1.2, esta forma de la función también está de acuerdo con resultados recientes.

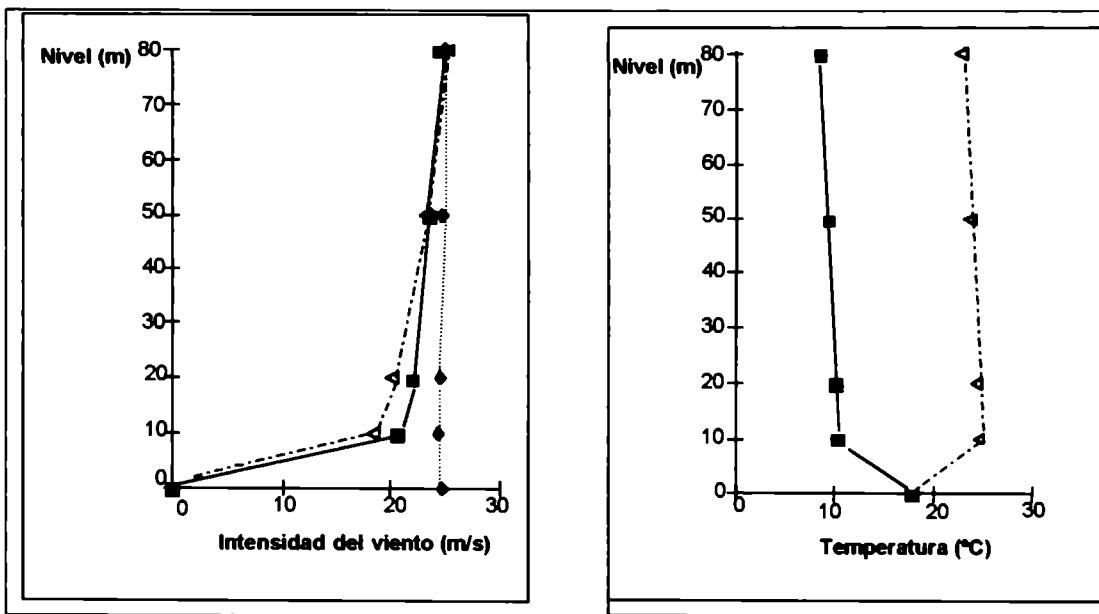


Figura 3. Viento en la capa de superficie para dos perfiles de temperatura, producidos por el diagnóstico de capa límite: ---◁--- estable; —■— inestable;♦..... viento geostrófico.

Analizando la respuesta de este modelo simple, para estas dos estratificaciones de la atmósfera, se ve que el aumento de fricción en el caso inestable se traduce en un viento mayor en superficie, con respecto al caso estable, para igual gradiente de presión. Estos resultados son concordantes con las experiencias citadas en la literatura (Komen et al., 1994; Bunker, 1976). Este mecanismo puede tener

una influencia determinante en la estructura de la capa límite atmosférica. Por ejemplo, Mc. Nider y Pielke (1981) responsabilizan la estabilización de las capas bajas, es decir, al bloqueo de la transferencia de cantidad de movimiento, de la generación de un pronunciado jet nocturno super-geostrófico por encima de la capa de superficie.

3.2.2 Efecto de la estabilidad atmosférica en la zona de estudio

Para las experiencias que se presentan en esta sección, se ha utilizado el sistema de asimilación de datos del SMARA (Barreira, 1996; Etala et al., 1987). Las variables analizadas por este sistema son la altura geopotencial, la temperatura y la humedad en niveles isobáricos. Los niveles inferiores de análisis son los de 1000, 925 y 850 hpa para el geopotencial y 800 hpa y el tope de la capa de superficie para la temperatura y humedad. Estos últimos valores provienen de la inicialización del modelo de pronóstico (Barreira, 1993). Dado que sólo se dispone del viento geostrófico en un nivel que puede estar muy alejado de la capa de superficie sobre el mar, es necesario en este caso, un paso intermedio para aplicar el esquema descrito en la sección anterior. Sobre la base de las ecuaciones de movimiento horizontal (2.3.1) y (2.3.2), se intenta reconstruir el perfil de viento en la capa límite planetaria hasta la capa de superficie. Para este fin, se adopta la aproximación utilizada por Zubillaga (1985) para el campo de gran escala en el modelo costero que aplica sobre el litoral marítimo de Buenos Aires. Suponiendo el predominio de las variaciones verticales del movimiento en esta capa, se desprecian los términos de advección horizontal de velocidad. Esta suposición permite lograr una aproximación unidimensional al problema, de modo que la solución se calcula independientemente en cada punto de grilla, para toda la capa límite. La altura de la capa límite planetaria P se considera como en Mahrer y Pielke (1977),

$$(3.2.1) \quad P = 25S$$

Los coeficientes de intercambio vertical son los sugeridos por O'Brien (1970), por encima de la capa de superficie, donde las tensiones van disminuyendo hasta un valor pequeño, considerado fijo. Estos son

$$(3.2.2) \quad K_{(z)} = \begin{cases} K_{(P)} + \frac{(P-z)^2}{(P-S)^2} \left\{ K_{(S)} - K_{(P)} + (z-S) \left[\frac{\partial K}{\partial z} \right]_S + 2 \left(\frac{K_{(S)} - K_{(P)}}{P-S} \right) \right\} & P \geq z \geq S \\ K_{(P)} & z > P \end{cases}$$

Los primeros 1000 m de la atmósfera se discretizan en 10 niveles, no igualmente distribuidos, sino permitiendo mayor resolución cerca de superficie. Siempre se considera al menos el nivel inferior, que en esta implementación es el de 10 m, dentro de la capa de superficie. Se impone como límite inferior al sistema formado por las ecuaciones (2.3.1), (2.3.2), (3.2.1) y (3.2.2), el viento en el nivel superior dentro de la capa de superficie, obtenido mediante el esquema que se presenta en la sección anterior. El primer sistema queda entonces complementado por (3.2.1) y (3.2.2) para su conexión con la física de la capa de superficie. El sistema conjunto se resuelve de manera iterativa, de manera que las condiciones en la capa de superficie se ajustan simultáneamente. Suponiendo el estado inicial igual al

viento geostrófico en cada nivel, se integra hasta alcanzar un estado cuasi-estacionario $\left(\frac{\partial U}{\partial t} \cong 0\right)$ en la capa superior. Fijadas entonces las condiciones en el primer nivel por encima de la capa de superficie, se calcula el viento en 10 m como en 3.2.1.

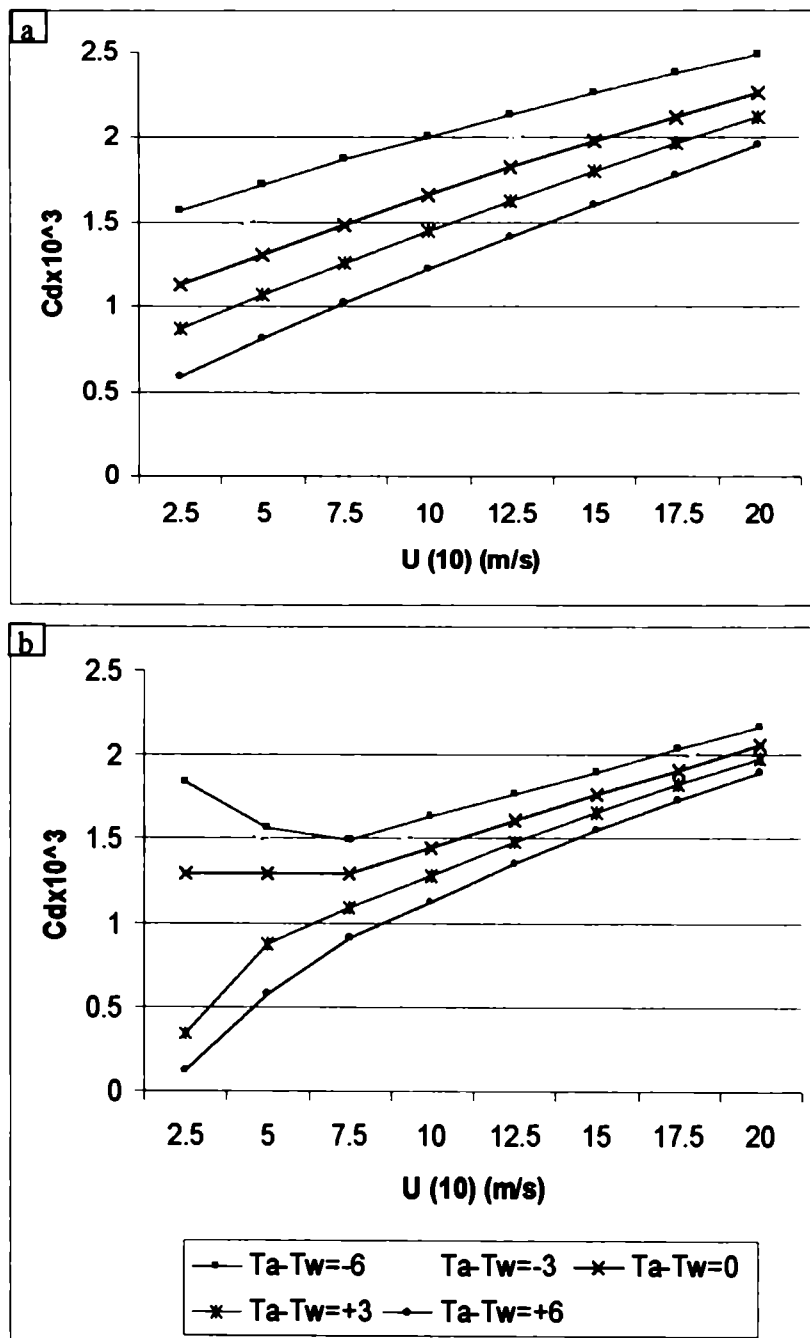


Figura 4. El coeficiente de arrastre C_D en función del viento a 10 m (U_{10}), para distintas condiciones de estabilidad. a) Hellerman y Rosenstein (1983) (H&R); b) implementación de la teoría de capa de superficie.

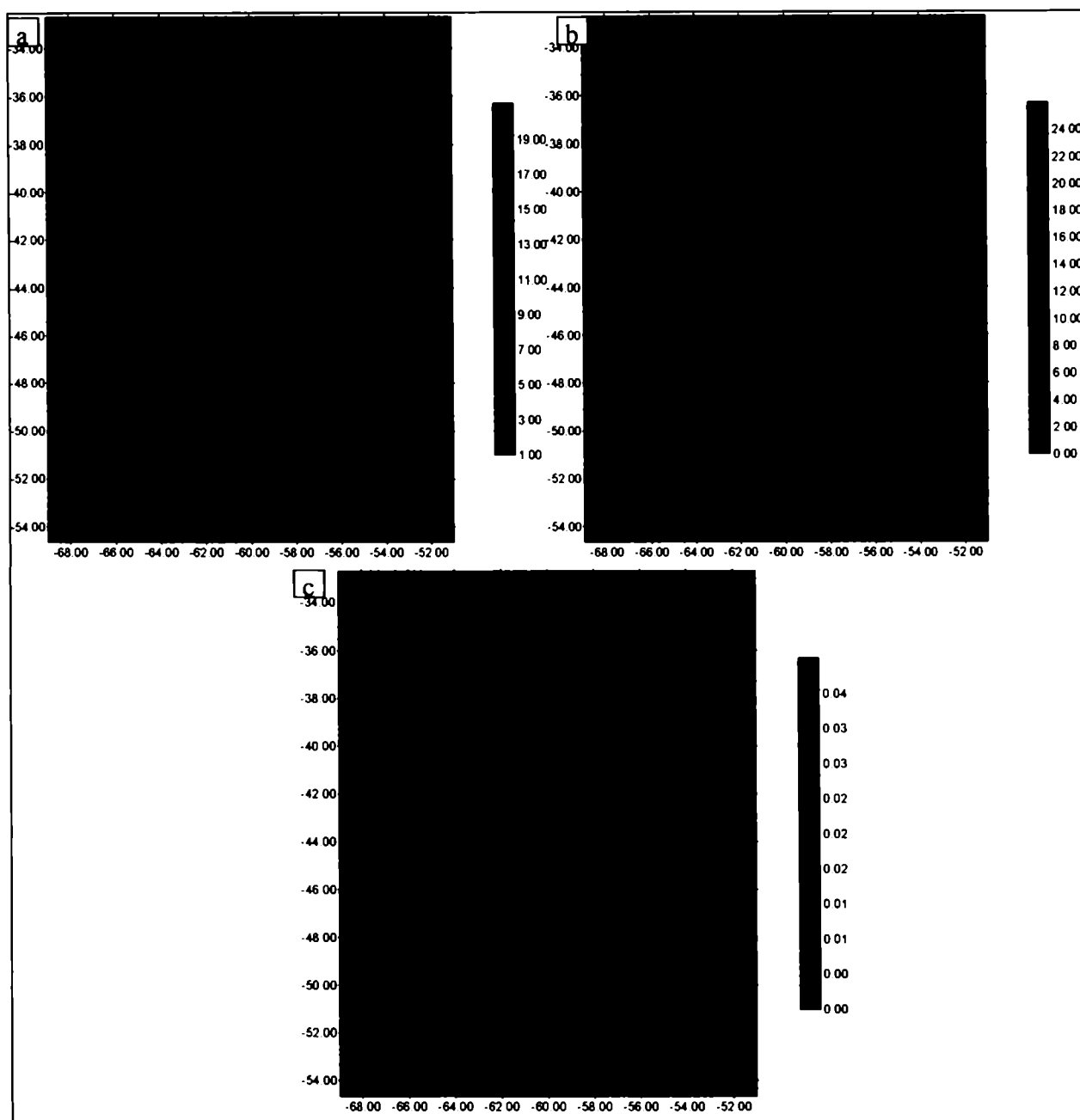


Figura 5. Una situación meteorológica tipo en invierno, sobre la que se muestra la influencia del estuario de Bahía Blanca sobre la tensión de superficie local. a) Las zonas de color representan la intensidad del viento (m/s); isobaras cada 3 hpa; b) campo de contraste térmico aire - agua (°C) a partir de campos climatológicos de temperatura de agua de mar en invierno; c) coeficiente de arrastre ($\sqrt{C_D}$) en 10 m. Se observa un incremento local en el estuario de Bahía Blanca, debido a mayor inestabilidad.

El perfil de temperatura y humedad, necesario para conocer la estabilidad atmosférica, es interpolado a partir de los datos provistos por el sistema de asimilación en el tope de la capa de superficie y en 800 hpa y de un campo de temperatura de superficie del agua. La humedad sobre el

agua se considera igual a la de saturación y la temperatura del aire inmediatamente por encima del agua, igual a la temperatura de agua de mar. Para los estudios que aquí se presentan, se consideraron campos climatológicos de temperatura de agua de mar, de invierno y verano, analizados en el retículo del modelo de plataforma continental a partir de datos compilados por el *Centro Argentino de Datos Oceanográficos* (CEADO). La expresión utilizada para la longitud de Obukhov (L), equivalente a la ecuación (2.3.14), siguiendo a Mahrer y Pielke (1977), es

$$(3.2.3) \quad L = \frac{\theta u_*^2}{\kappa g \theta_*}$$

donde θ es la temperatura potencial y θ_* es la llamada *temperatura de fricción* y es

$$(3.2.4) \quad \theta_* = C_D (\Delta\theta)_{(aire-agua)}$$

En los campos climatológicos de temperatura superficial del agua de mar se evidencia la presencia de los principales estuarios hasta una cierta distancia de sus desembocaduras. Este aumento relativo de la temperatura de agua de mar produce mayor inestabilidad, por consiguiente, un incremento del coeficiente de arrastre, del viento y de la tensión, en estas zonas. En una situación típica, que se presenta en la Figura 5a, se muestra el contraste térmico aire-agua (Figura 5b) producido por la temperatura del aire y los campos climatológicos de temperatura de superficie de agua de mar utilizados. Resalta como rasgo característico un área de mayor estabilidad (color oscuro), producida por la corriente de Malvinas. Se observa, en particular, en la zona de la boca del estuario de Bahía Blanca, una zona relativamente más inestable. La Figura 5c reproduce el coeficiente de arrastre sobre el agua que genera el viento de la parte a), según se modela con la teoría presentada. Se observa una zona de relativamente mayor arrastre alrededor del estuario de Bahía Blanca, producido por la zona de mayor inestabilidad. Esto significa que a igualdad de otras condiciones, en esa zona se producirá una mayor tensión sobre el agua y, por lo tanto, el viento en superficie también es mayor, como se ve en la Figura 5a. Hellerman y Rosenstein (1983) consideran la estabilidad en su derivación de campos medios mensuales de tensión superficial sobre el agua, pero con una resolución mucho menor que la aplicada en este modelo, por lo que en aquellos campos no se evidencian los detalles que aquí se presentan.

3.3 Modelo de Plataforma Continental

En la Introducción se hace referencia a la influencia determinante de la plataforma continental en la deformación de la onda de marea. Se puede ver en Schwiderski (1979, 1981a, b, c y d) cómo se generan rasgos bien diferenciados en el patrón de propagación de la marea al llegar a nuestra plataforma. Se darán detalles acerca de estos patrones en la sección 3.3.2. Para representar dicha modificación de la onda de marea y la generación de la onda de tormenta en las aguas someras de la plataforma, antes de alcanzar el litoral argentino y el estuario de Bahía Blanca, se aplicó el modelo hidrodinámico a la plataforma continental desde los $54^\circ 30'$ S hasta aproximadamente $32^\circ 30'$ S y entre los $51^\circ 10'$ W y la costa sudamericana con una resolución de $20'$ en latitud y longitud. El retículo utilizado se muestra en la Figura 6.

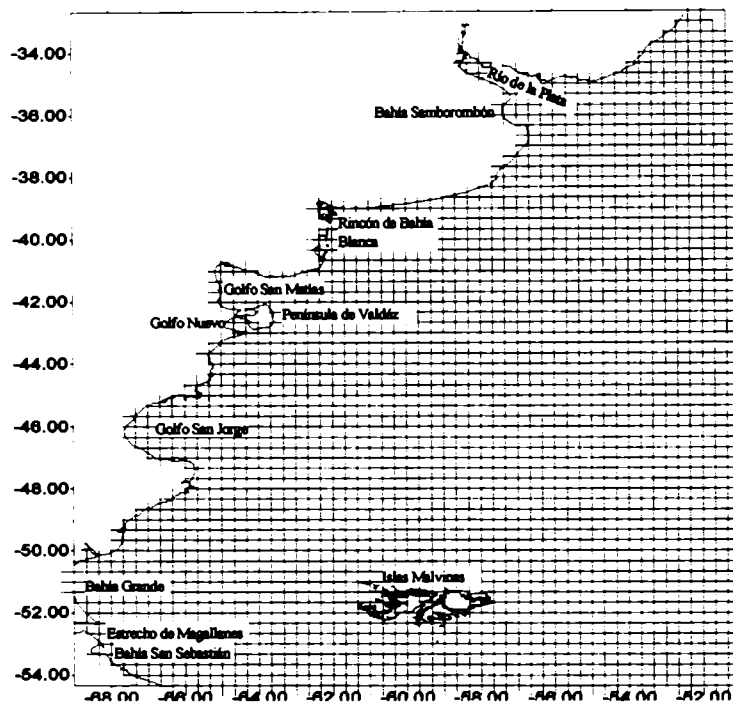


Figura 6. Area y retículo de aplicación del modelo de plataforma continental.

3.3.1 Parametrizaciones y datos utilizados

El punto de partida para la determinación de la batimetría en la plataforma continental fue el conjunto de datos en puntos de grilla ETOPO5, producido por el National Geophysical Data Center (NGDC), disponible en el CEADO. Al encontrarse serios errores en estos datos sobre la plataforma continental argentina, se recurrió a datos de sondajes crudos, también provistos por el CEADO y compilados en el producto GEODAS Versión I (NGDC). Mediante técnicas de interpolación adecuadas a la diferente resolución espacial de ambas bases de datos, se integraron los datos de ambas fuentes, en la batimetría en puntos de grilla del modelo. Aun así, durante el ajuste fino de la representación de la marea, a la que se hará referencia en la siguiente sección, se encontraron problemas asociados a la topografía del fondo en la zona denominada El Rincón de Bahía Blanca (SIHN, 1994). Dado que el interés de este trabajo está focalizado en esta zona, se revisaron las cartas batimétricas GEBCO (Canadian Hydrographic Service, 1978), Universidad de Columbia (Rabinowitz et al., 1978) y Servicio de Hidrografía Naval (SIHN, 1994). Luego de varias modificaciones a la batimetría se probó que las diferencias entre las distintas fuentes eran suficientes para provocar alteraciones importantes en la velocidad y dirección de propagación de la onda de marea en El Rincón, posiblemente debido a la escasa profundidad y la importancia que adquiere ésta en dicha velocidad y en la fricción de fondo. Para la adopción de una solución final se tomó en cuenta el efecto provocado por la batimetría según el modelo numérico en la propagación de la componente de marea M_2 en dicha zona. La fase de esta componente de marea es conocida en algunos puntos de observación que se señalan en la siguiente sección y que permitieron seleccionar la mejor solución provista por el modelo sobre la base de los diferentes datos batimétricos. La topografía del fondo adoptada finalmente en la zona refleja en mayor

medida a la de SIHN (1994). La batimetría en todo el dominio del modelo se muestra en la Figura 7. Se fijó como 4 m la profundidad mínima en el modelo para evitar la posibilidad de secado de áreas, sin restricciones en la máxima.

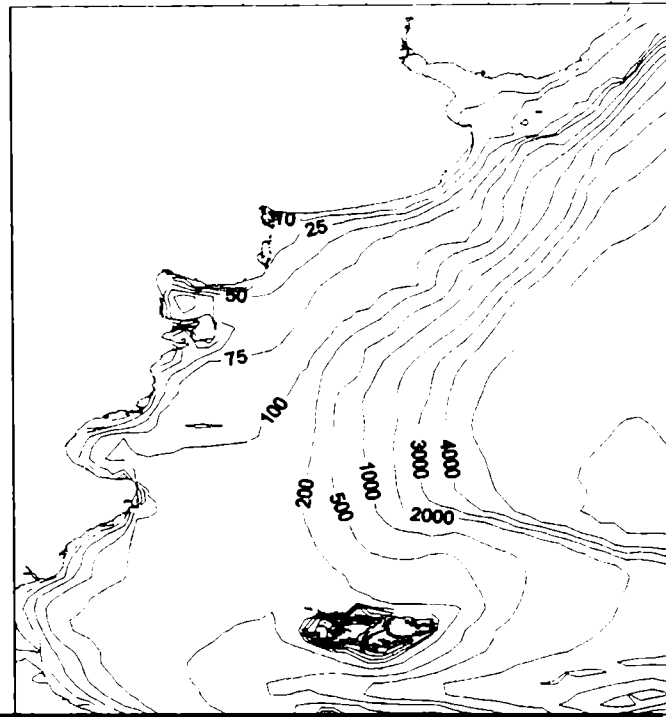


Figura 7. Batimetría del modelo en plataforma continental.

Como en el caso del modelo de plataforma $\Delta x = \Delta y = \Delta s$, la condición de estabilidad (3.1.8) se reduce a

$$(3.3.1) \quad \Delta t < \frac{\Delta s}{\sqrt{2gH}}$$

Debido a la profundidad alcanzada más allá del talud continental (hasta casi 6000 m), el paso de tiempo dado por esta condición es de 1 minuto.

3.3.2 Representación de la marea astronómica

Para reproducir el comportamiento de la marea en el dominio, se debe conocer ésta a lo largo de todo el borde abierto del retículo. Las ondas semidiurnas principales de marea que afectan nuestra plataforma se propagan en la cuenca del Atlántico Sur alrededor de dos puntos anfifrónicos, como se denomina a los puntos de marea nula, situados uno entre 30° y 40° S y entre 20° y 30° W, con rotación anticiclónica y el otro, ciclónico, aproximadamente en 60° S y el meridiano de Greenwich. En el patrón

de las ondas diurnas principales hay un punto anfidrómico dominante de la propagación en sentido ciclónico en el Atlántico Sur situado entre 30° y 40° S y alrededor de los 10° W (Schwidorski, 1979, 1981a, b, c y d). Las ondas de marea, en su rotación alrededor de estos puntos alcanzan el borde de la plataforma continental y se introducen en el dominio del modelo de plataforma.

Al no existir mediciones en el borde abierto, se utilizaron los resultados provistos por un modelo global de marea (Schwidorski, 1980, 1978a). Este modelo considera las forzantes astronómicas y, además, asimila los datos de marea disponibles en las costas e islas de manera de ajustar los resultados de las ecuaciones hidrodinámicas. Para cada componente de marea analizada, el modelo provee amplitud y época en un retículo de 1°x 1°. Estos valores fueron interpolados a los puntos del borde Norte, Este y Sur del modelo regional. La altura de marea, con respecto al nivel medio del mar, se obtiene en cada paso de tiempo a lo largo del borde, introduciendo en la ecuación (3.1.3) los valores de amplitud y fase (Schwidorski, 1979, 1981a, b, c) previamente interpolados para cada componente. Las corrientes de marea en el borde se calculan mediante la solución de la ecuación lineal (3.1.4), utilizando las cartas de marea graficadas por Schwidorski para determinar, en cada caso, la dirección de propagación. Las componentes consideradas son M_2 , S_2 , N_2 , K_1 y O_1 .

A partir de un estado inicial con el agua en reposo y permitiendo un período de estabilización de 7 días, se integró el sistema durante 86 días, archivando los campos de nivel y corrientes en forma horaria. Se aplicó el método de Foreman (1979) a las series horarias obtenidas en cada punto del retículo para calcular las constantes de amplitud y fase que definen la onda de marea, según la ecuación (3.1.3). Las cartas de isoamplitudes y líneas cotidales obtenidas se muestran en la Figura 8. En las componentes semidiurnas (Figura 8a, b y c) se establecen dos sistemas anfidrómicos en la parte más extensa de la plataforma, frente a Patagonia. Ambos aparecen en las cartas del modelo de Schwidorski mencionado anteriormente y en las cartas construidas a partir de datos observacionales por Balay (1956) para M_2 . Glorioso y Simpson (1994) obtienen mediante un modelo numérico de la parte norte de la plataforma para esta última componente, un punto anfidrómico desplazado hacia tierra. Se observa el efecto rotacional más fuerte en las componentes diurnas, más largas, con un solo sistema dominando la propagación en la plataforma (Figura 8d y e). En estas componentes aparecen también ondas estacionarias que se forman por reflexión de la onda de marea en el talud continental.

Para la calibración del modelo se compararon los valores de las constantes armónicas (amplitud y fase) producidas por éste con las provistas por el SIHN en las estaciones San Clemente, Pinamar, Mar de Ajó, Punta del Este, Mar del Plata, Quequén, San Blas, San Antonio, Punta Colorada, Puerto Madryn, Rawson, Santa Elena, Comodoro Rivadavia, Puerto Deseado, San Julián, Punta Quilla, Punta Loyola, Bahía San Sebastián, Río Grande y Bahía Thetis, las de la Torre Oceanográfica (Ministerio de Obras y Servicios Públicos), analizadas por el Instituto Argentino de Oceanografía (IADO) y los valores publicados por Glorioso y Flather (1995) de Puerto Argentino (P. Stanley) y de la estación FS1. La localización de estas estaciones se muestra en la Figura 9. Se utilizaron la amplitud y fase de la onda de marea entrante en el borde abierto y el coeficiente de fricción de fondo como parámetros de ajuste del modelo. Los datos provenientes del modelo global utilizado como condición de borde no fuerzan la amplificación que tiene lugar a lo largo de la parte sur de la plataforma, posiblemente por su resolución espacial. Esta experiencia está de acuerdo con lo manifestado por Glorioso y Flather (1995). Se adopta una amplificación para las componentes semidiurnas en el borde abierto sur, que varía en forma lineal a

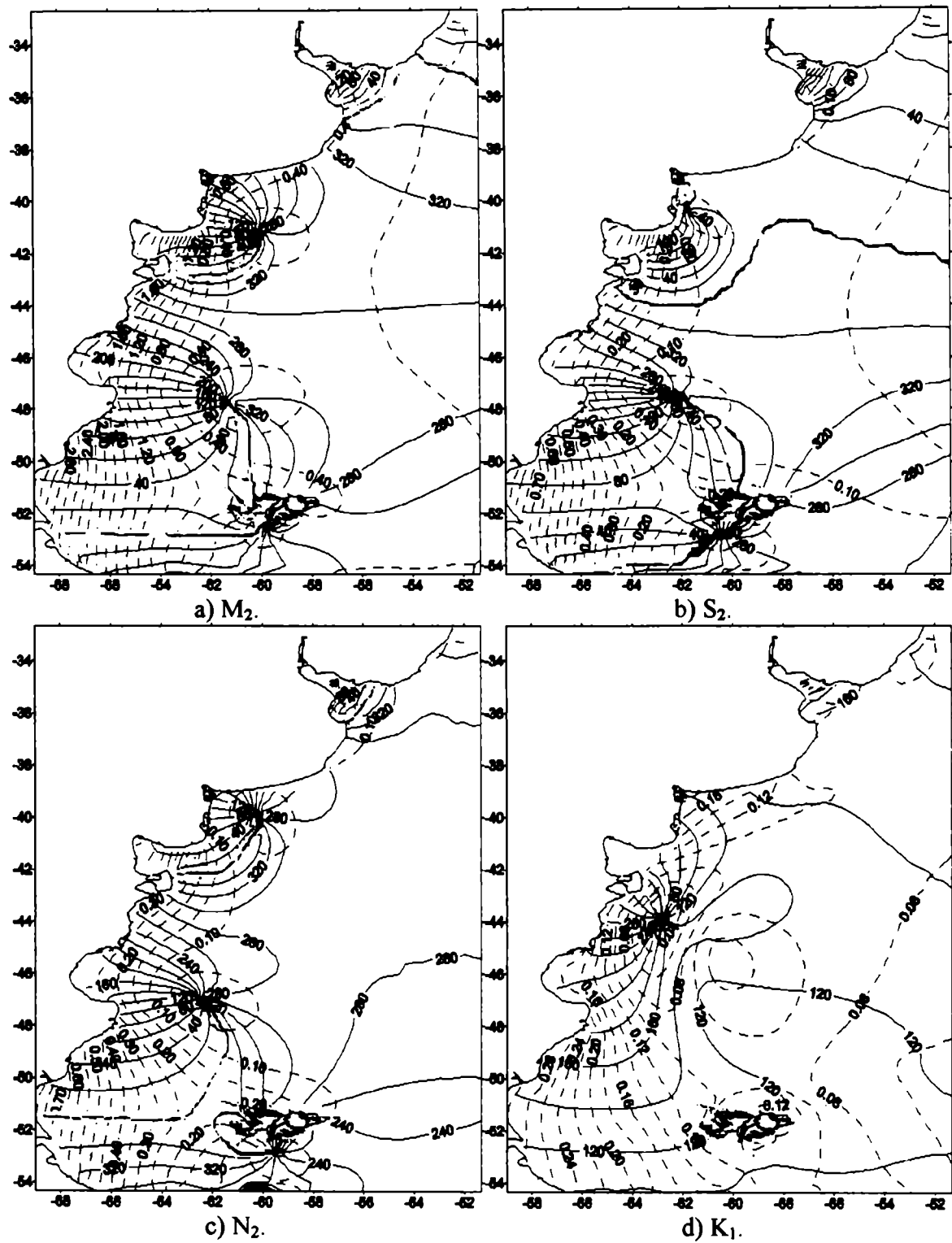
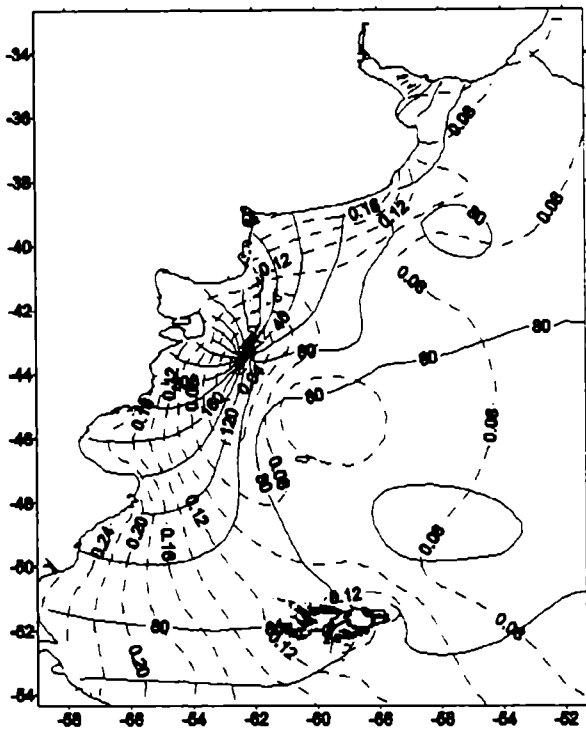


Figura 8. Amplitud (m) y época G ($^\circ$) de las principales componentes de marea, a partir del modelo de plataforma continental.



e) O_1 .

Figura 8. Continuación.

través de la plataforma, hasta llegar a un valor máximo en la costa. Esta amplificación máxima es del 100 % para la componente M_2 , del 50 % para S_2 y del 80 % para N_2 . La amplitud de las dos primeras componentes debe ser disminuida a lo largo de los bordes norte y este para evitar un excesivo aumento sobre la costa de la Provincia de Buenos Aires. La reducción es máxima en el norte, del 80 % y 65 %, respectivamente, y gradual a lo largo del borde oriental, manteniendo en cada caso la consistencia con el borde sur. La fase de S_2 se adelanta en 20° y la amplitud de O_1 se reduce en un 40 % de forma homogénea en todo el borde. La zona de El Rincón de Bahía Blanca es especialmente sensible a cualquier ajuste en las condiciones de borde, ya que en ésta las fuerzas de gravedad y de Coriolis parecen estar en un equilibrio delicado para la onda de marea principal semidiurna M_2 . El cambio en las condiciones de marea en el borde, aun en el borde sur, afecta notablemente la estructura de las líneas cotidales, es decir, la propagación de la marea, en especial en esta zona. Un aumento de la amplitud de la marea en el borde abierto produce un aumento de las fuerzas de gravedad, que puede borrar el punto anfodrómico de El Rincón para las componentes semidiurnas y así alterar completamente la fase de la onda. Glorioso y Flather (1995) obtienen un buen ajuste de la amplitud en el sur de la plataforma, que es el centro de su interés, mediante un aumento del 50 % en la amplitud dada por Schwiderski, pero perdiendo el punto anfodrómico de El Rincón.

Siguiendo la forma sugerida por Bijlsma (1989) para el Mar del Norte se llegó a una expresión para el coeficiente de De Chèzy que es consistente con los valores aplicados en los estuarios de Bahía Blanca y del Río de la Plata. Los valores adoptados para la plataforma son

$$(3.3.1) \quad C = \begin{cases} 73 & D \leq 50 \text{ m} \\ 93 - \frac{2}{5}D & 50 < D \leq 80 \text{ m} \\ 61 & D > 80 \text{ m} \end{cases}$$

siendo el coeficiente de fricción

$$(3.3.2) \quad C_B = \frac{g}{C^2}$$

El coeficiente de difusión turbulenta horizontal no fue considerado para la calibración, sino que se consideró, como en Glorioso y Flather (1995),

$$(3.3.3) \quad A = 5H$$

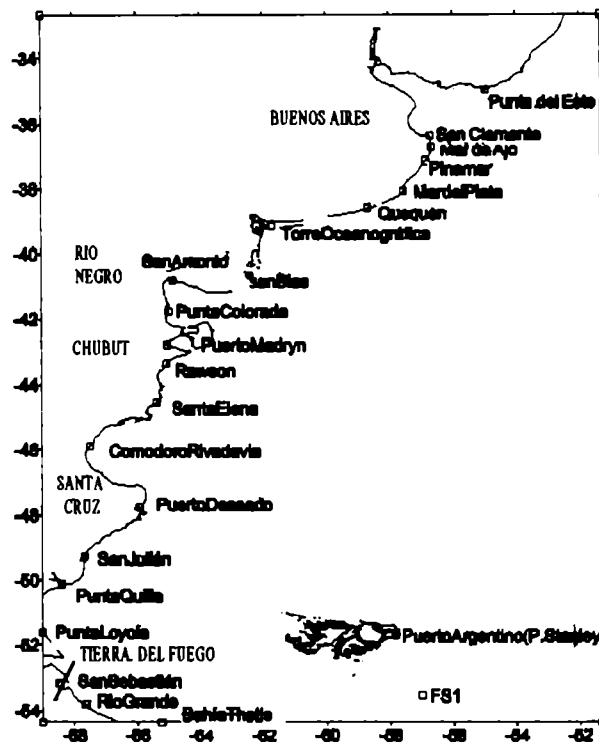


Figura 9. Estaciones utilizadas para la verificación de la marea producida por el modelo de plataforma.

En la Tabla 1 se presentan los resultados finales de la comparación de la marea obtenida mediante el modelo numérico, con los valores de amplitud y fase de las componentes armónicas analizadas en las estaciones de la Figura 9. Se observa que las componentes M_2 y S_2 modeladas sufren una amplificación espúrea sobre la costa Este de la Provincia de Buenos Aires, desde San Clemente hasta Mar del Plata. La marea en esta zona está muy relacionada con las ondas

		M ₂		S ₂		N ₂		K ₁		O ₁	
		amp.	fase	amp.	fase	amp.	fase	amp.	fase	amp.	fase
Punta del Este	mod.	0.21	20	0.07	79	0.07	335	0.08	162	0.06	93
	obs.	0.06	347	0.01	83	0.03	322	0.00	105	0.05	151
San Clemente	mod.	0.53	35	0.14	91	0.16	346	0.10	151	0.07	113
	obs.	0.36	11	0.06	97	0.15	334	0.06	237	0.17	121
Mar de Ajó	mod.	0.52	1	0.14	55	0.15	313	0.09	143	0.08	115
	obs.	0.32	330	0.06	51	0.13	285	0.09	231	0.17	97
Pinamar	mod.	0.41	334	0.11	28	0.12	291	0.08	148	0.11	118
	obs.	0.31	306	0.06	29			0.12	204	0.17	126
Mar del Plata	mod.	0.40	319	0.10	16	0.10	281	0.09	154	0.14	107
	obs.	0.37	304	0.07	11			0.16	169	0.18	71
Puerto Quequén	mod.	0.46	287	0.10	7	0.08	262	0.13	151	0.19	71
	obs.	0.48	282	0.09	6			0.16	129	0.15	53
Torre Oceanog.	mod.	1.08	214	0.08	13	0.09	131	0.18	121	0.18	31
	obs.	1.09	234	0.17	356	0.17	158	0.20	85	0.15	19
San Blas	mod.	0.68	125	0.03	155	0.11	58	0.14	90	0.13	0
	obs.	0.82	159	0.06	246			0.21	40	0.12	347
San Antonio	mod.	3.37	68	0.66	134	0.65	39	0.12	52	0.11	318
	obs.	3.14	72	0.65	147			0.20	7	0.10	292
Punta Colorada	mod.	3.25	64	0.63	130	0.63	35	0.12	50	0.11	316
	obs.	2.84	63	0.56	142			0.21	1	0.05	269
Puerto Madryn	mod.	2.91	321	0.66	31	0.51	303	0.12	313	0.13	234
	obs.	1.89	320	0.45	34			0.18	310	0.07	221
Rawson	mod.	2.00	289	0.44	355	0.34	269	0.13	293	0.14	217
	obs.	1.40	296	0.26	370			0.15	284	0.03	202
Santa Elena	mod.	1.66	245	0.33	313	0.25	223	0.15	256	0.16	188
	obs.	1.63	269	0.39	347			0.17	257	0.12	178
Comodoro Rivadavia	mod.	2.09	199	0.37	265	0.29	168	0.19	224	0.19	161
	obs.	2.06	220	0.41	309			0.20	248	0.13	150
Puerto Deseado	mod.	1.42	128	0.25	172	0.27	89	0.21	188	0.20	129
	obs.	1.79	139	0.33	198			0.24	206	0.19	126
San Julián	mod.	2.87	72	0.67	114	0.63	43	0.29	158	0.26	102
	obs.	2.83	75	0.60	118			0.27	165	0.20	105
Punta Quilla	mod.	3.46	46	0.85	88	0.78	20	0.30	142	0.26	88
	obs.	3.74	52	1.00	106			0.26	155	0.22	87
Punta Loyola	mod.	3.58	31	0.89	74	0.81	6	0.30	134	0.26	81
	obs.	3.73	32	1.01	88			0.26	146	0.21	83
Puerto Argentino	mod.	0.46	260	0.15	281	0.10	233	0.12	100	0.12	51
	obs.	0.43	277	0.15	312	0.10	247	0.13	103	0.15	60
San Sebastián	mod.	3.00	7	0.70	56	0.66	350	0.26	126	0.23	78
	obs.	3.29	352	0.98	47			0.24	106	0.24	65
FSI	mod.	0.36	258	0.12	274	0.07	241	0.10	100	0.11	54
	obs.	0.36	281	0.13	313	0.08	255	0.12	121	0.17	63
Río Grande	mod.	2.60	343	0.64	24	0.59	322	0.27	109	0.23	59
	obs.	2.62	333	0.69	29			0.27	102	0.21	39
Bahía Thetis	mod.	1.41	311	0.33	351	0.33	295	0.23	98	0.20	50
	obs.	1.27	299	0.31	348			0.18	87	0.19	51

Tabla 1. Amplitud (m) y época G ($^{\circ}$) de las componentes de marea obtenidas a partir del modelo numérico en plataforma continental y de los análisis de mediciones de nivel del agua provenientes de otras fuentes citadas en el texto.

semidiurnas que se propagan por agua profunda de Sur a Norte, ya que parte de la energía de las ondas que avanzan sobre la plataforma hasta El Rincón de Bahía Blanca (Figura 6) se disipa sobre la plataforma (Glorioso y Simpson, 1990) o queda confinada a los sistemas anfidrómicos que se observan en las Figura 8a, b y c. Durante el proceso de ajuste, se comprobó que la amplitud de la marea en esta zona es más sensible a las variaciones de amplitud de la onda entrante por el borde Sur que a la amplitud en el borde Este, a pesar de su proximidad a este último. Las aproximaciones adoptadas surgen de un compromiso con la representación correcta de la amplitud en las distintas zonas de la plataforma. Es posible que dicho aumento de amplitud se deba a la marcada disminución de la profundidad que encuentra la onda de marea al alcanzar esta zona desde la cuenca profunda del Atlántico adyacente a la plataforma (Figura 7). Esto produce un acortamiento de la longitud de onda y aumento de amplitud (*shoaling*) que la fricción de fondo, tal como se encuentra representada en el modelo, no es capaz de disipar adecuadamente. Se hace notar que la aproximación (3.3.2) adoptada para la fricción de fondo es sólo dependiente de la profundidad y, por lo tanto, muy general en un área extensa. Para la componente N_2 , sin embargo, la amplificación modelada coincide con las observaciones. Las grandes diferencias de fase de la componente diurna K_1 alrededor de la desembocadura del estuario del Río de la Plata sugieren la presencia de un sistema anfidrómico, en concordancia con Schwiderski (1981b) y no representado por este modelo numérico. En cambio, la fase de la componente diurna O_1 sólo difiere significativamente de las observaciones en Punta del Este.

En la zona que abarca la costa sudeste de Buenos Aires al sur de Mar del Plata y El Rincón de Bahía Blanca (Figura 6 y Figura 9), la marea está bien representada en general (estaciones Mar del Plata, Quequén, Torre Oceanográfica y San Blas). La componente semidiurna principal M_2 se ajusta a los datos, con excepción de la fase en San Blas, en donde la onda presenta un retraso de aproximadamente una hora con respecto a lo observado. Esta estación está próxima al punto anfidrómico (Figura 8a), siendo la variación de fase a lo largo de la plataforma es pronunciada entre dicho punto y la costa, lo que puede producir localmente errores importantes. El punto anfidrómico de la componente S_2 se encuentra prácticamente sobre esta última estación (Figura 8b), por lo que la diferencia de fase es puntualmente mayor, pero alcanza la Torre Oceanográfica con aproximadamente media hora de adelanto. Tanto S_2 como N_2 sufren una cierta amplificación extra en la Torre Oceanográfica, posiblemente por algún desplazamiento de los puntos anfidrómicos. Las componentes diurnas se amplifican en la zona de El Rincón (Figura 8d y e), fenómeno que está correctamente representado en el modelo numérico, aunque la componente K_1 llega a la Torre Oceanográfica con un retraso importante, de alrededor de dos horas.

La significativa amplificación de las componentes semidiurnas en el Golfo San Matías (Figura 6) se reproduce en el modelo numérico con muy buena concordancia también en la fase. Se observa un desfase importante de las componentes diurnas en el interior del golfo, posiblemente debido a perturbaciones provocadas por la limitada resolución, ya que estas ondas llegan con la fase correcta a la boca, como se desprende de la comparación de las Figura 8d y e con los valores observados de San Antonio y Punta Colorada en la Tabla 1.

En la zona del Golfo Nuevo (Figura 6), estaciones Puerto Madryn y Rawson, el modelo produce una amplificación localizada de las componentes semidiurnas, como ocurre también en Glorioso y Flather (1995). Hacia el Sur, existe concordancia entre la marea modelada y las observaciones, incluso

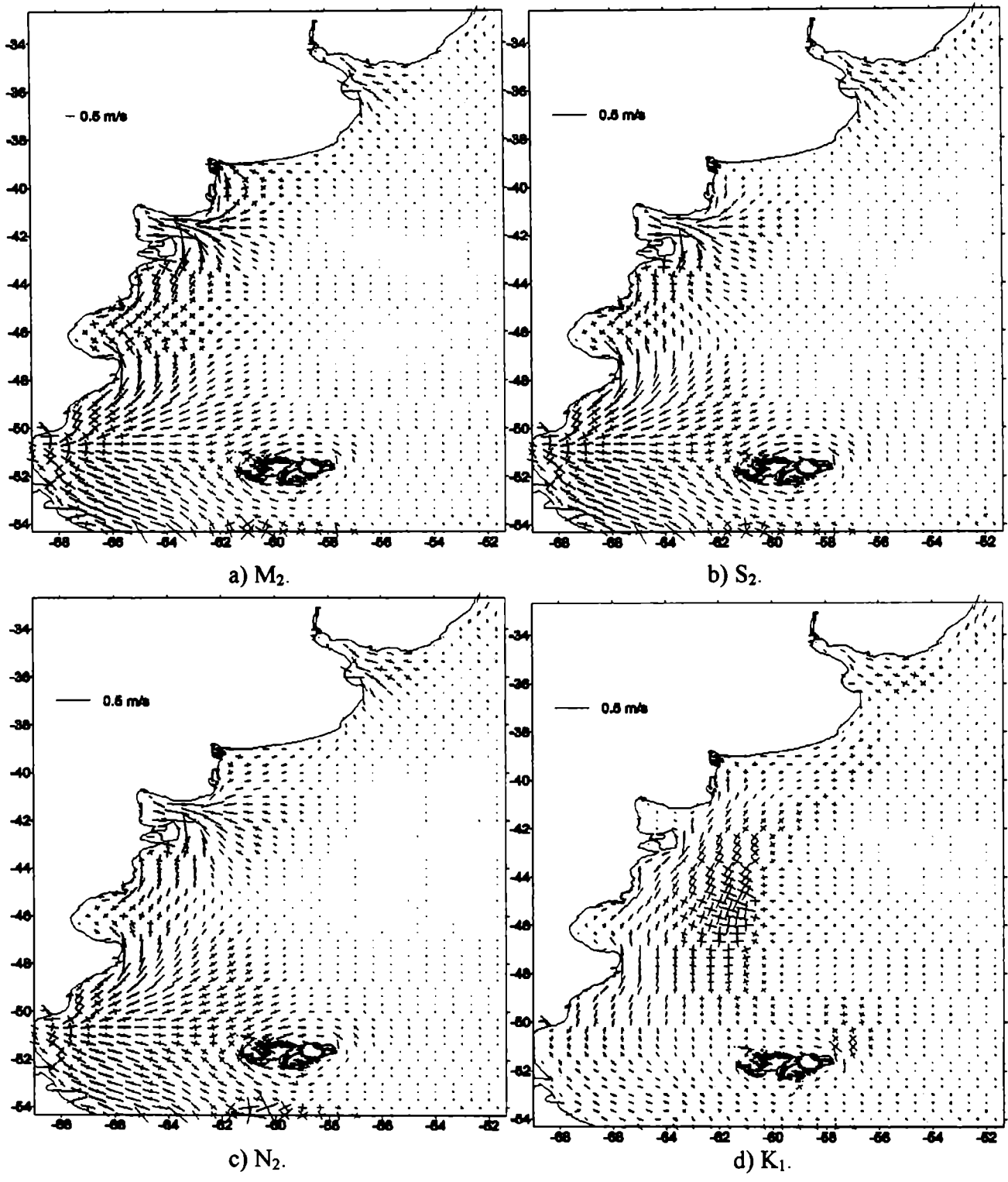


Figura 10. Ejes de las elipses correspondientes a las corrientes de marea obtenidas con el modelo del presente estudio. Las zonas más oscuras corresponden a rotación de las corrientes en el sentido de las agujas del reloj. Nótese que la escala de M_2 es 4 veces menor que la del resto de las componentes.

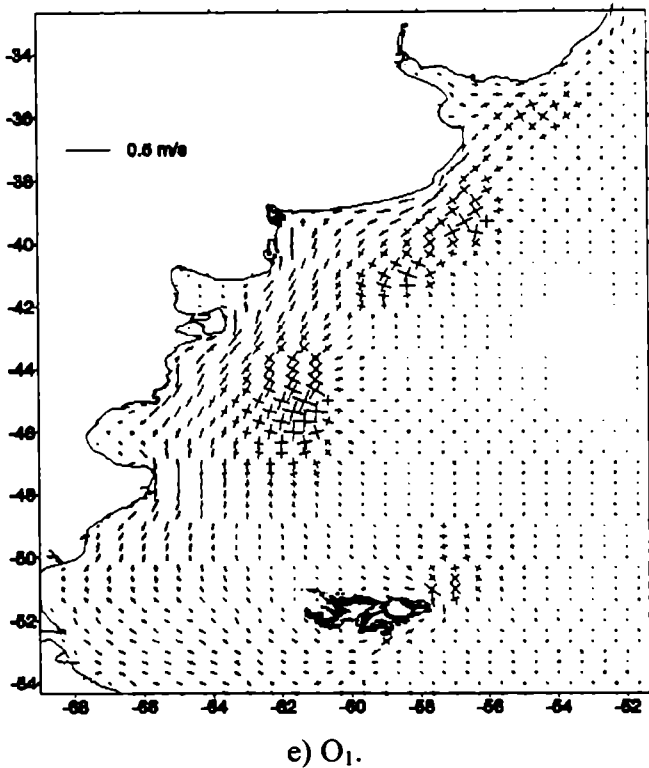
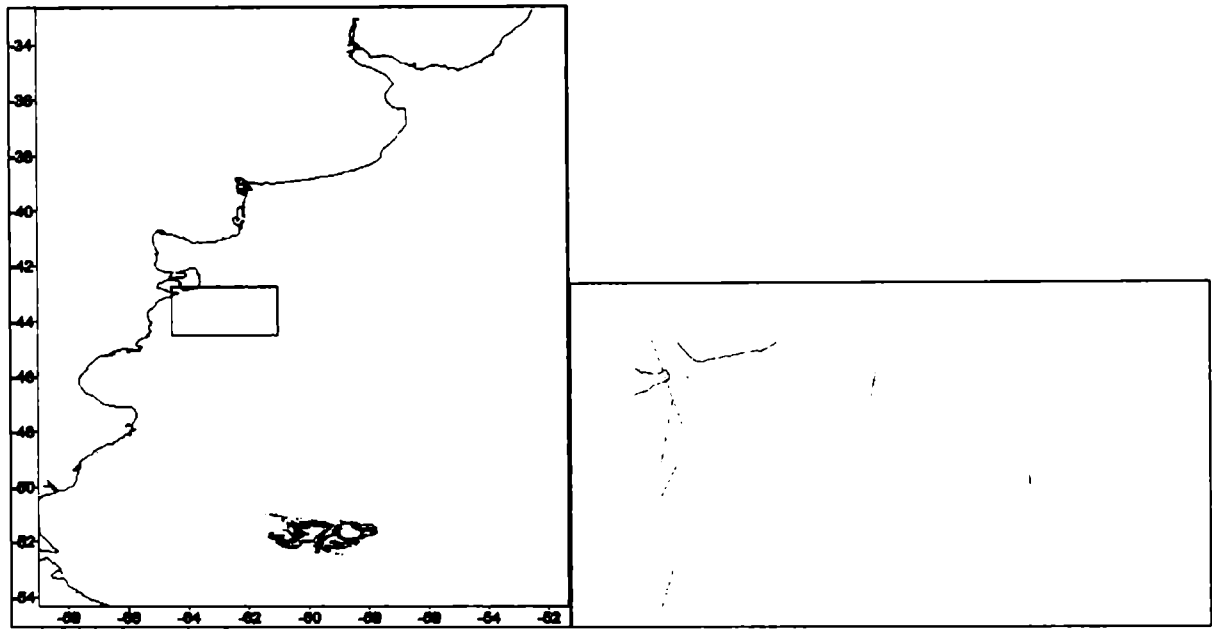


Figura 10. Continuación.

en cuanto a la extraordinaria amplificación de las componentes semidiurnas hacia la costa que tiene lugar en la parte sur de la plataforma, en especial en Bahía Grande, hasta Tierra del Fuego.

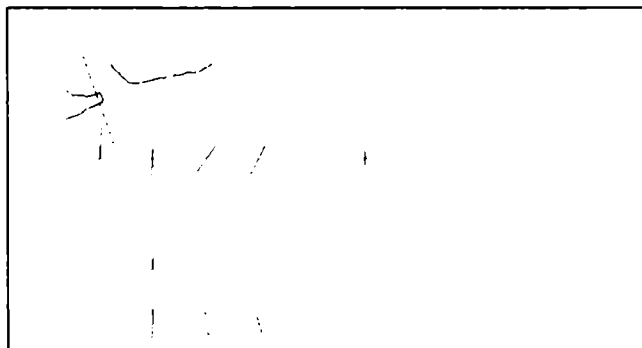
Existe mucha menos información disponible acerca de las corrientes de marea, que los que se ha visto con respecto al nivel del agua. Por eso, una vez calibrado el modelo mediante los datos de nivel, se procedió a aplicar el método de Foreman (1979) a las series horarias de corrientes de marea obtenidas en cada punto del retículo para calcular los parámetros de las elipses que definen las componentes armónicas de las mismas. Este método de representación sintetiza la información acerca de la corriente producida por cada componente de marea (Pugh, 1987). Respondiendo a la perturbación producida por la onda de marea, la corriente rota y varía su intensidad en forma también periódica. En cada punto, el extremo del vector corriente recorre el perímetro de la elipse, en su rotación a lo largo de un ciclo de marea, cuyo sentido depende de condiciones locales. La intensidad y dirección de la corriente máxima está dada, respectivamente, por la longitud y dirección de un semieje mayor, y la intensidad y dirección de la corriente mínima, por un semieje menor, de la misma forma. Así, la excentricidad de las elipses refleja el grado de unidireccionalidad de las corrientes de marea en todo el ciclo. En cada semiciclo, la corriente alcanza una vez su valor máximo y mínimo, con sentido opuesto a los del semiciclo anterior. Los ejes de las elipses de las componentes analizadas de las corrientes de marea provenientes del modelo numérico se muestran en la Figura 10.

Figura 11. Ejes de las elipses correspondientes a las corrientes de marea de las componentes analizadas: según Rivas (1997); este estudio. Nótese que la escala en M_2 es 4 veces mayor que en el resto de las componentes.

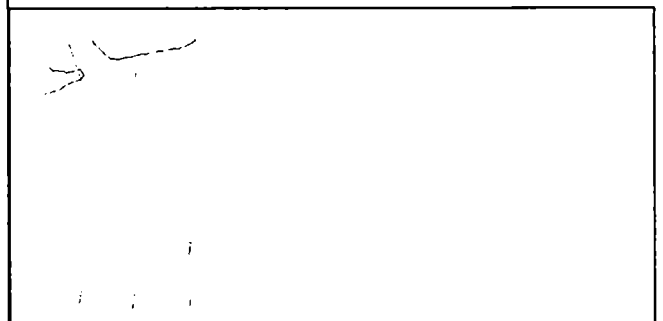


a) Area detallada.

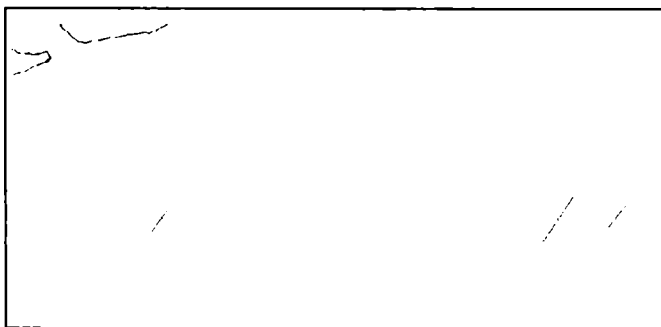
b) M_2 (escala 0.3 m/s en 0.2 cm)



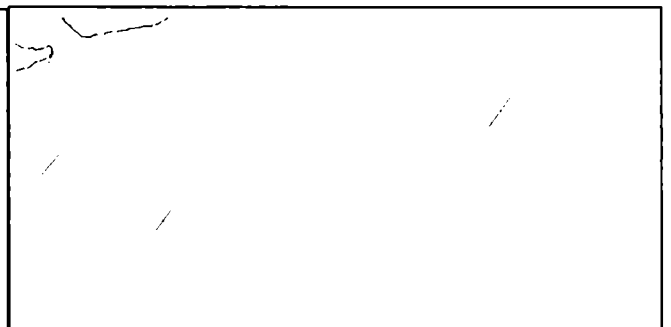
c) S_2 (escala 0.15 m/s en 0.4 cm)



d) N_2 (escala 0.15 m/s en 0.4 cm)



e) K_1 (escala 0.15 m/s en 0.4 cm)



f) O_1 (escala 0.15 m/s en 0.4 cm)

Rivas (1997) presenta resultados de mediciones de corrientes en tres puntos ubicados desde la boca del Golfo Nuevo hasta la isobata de 100 m, a través de la plataforma continental. A partir de estos datos medidos, calcula las elipses de las corrientes de marea para las principales componentes. En la Figura 11 se amplía el área correspondiente a estas mediciones y se grafican los resultados publicados, en forma de ejes de las elipses de las corrientes de marea, para su comparación con los resultados del modelo numérico. En el punto más cercano a la boca del Golfo Nuevo las corrientes de las componentes semidiurnas de marea reflejan la amplificación que se produce en la marea modelada en la zona, mencionada en el análisis de la Tabla 1. Los cambios en intensidad y excentricidad de las elipses a través de la plataforma dados por el modelo concuerdan con los resultados de las observaciones. El sentido de giro de la corriente durante el ciclo de marea (Figura 10) coincide en todos los casos con el observado. La dirección de las corrientes máximas y mínimas observadas y modeladas están de acuerdo en general. Se encuentran diferencias para las componentes diurnas en el punto más exterior, sugiriendo un cierto error del modelo en la localización de sus sistemas anfídromicos.

3.4 Modelo del Estuario de Bahía Blanca

En la sección anterior se señalan las particularidades de la zona de El Rincón de Bahía Blanca con respecto a la respuesta a la onda de marea que se propaga desde la plataforma. Si bien se realizó un exhaustivo ajuste especialmente sobre la componente principal M_2 en el modelo de plataforma, se consideró conveniente extender el modelo de alta resolución más allá del estuario para mejorar la onda de marea modelada en dicha zona exterior. En principio, esto permite lograr mayor profundidad en el borde abierto, lo que aumenta la validez de la teoría lineal que allí se aplica, según se describe en la sección 3.1.3. Por otra parte, ésta es una extensa zona poco profunda en la que la onda de tormenta podría sufrir modificaciones no representadas con precisión por el modelo de baja resolución de la plataforma. En el siguiente capítulo se presentan resultados que avalan esta decisión.

Para la definición de la orientación de los bordes del dominio se tomó en cuenta los resultados del modelo de plataforma en cuanto a la dirección de la corriente máxima producida por la componente de marea M_2 (Figura 10a) y que están de acuerdo con el análisis de mediciones realizado por Cuadrado et al. (1998) en la zona. En beneficio del comportamiento de la condición de borde abierto (3.1.2), como se señala en la sección 3.1.3, para la entrada de la corriente por la principal componente de marea desde la plataforma, se adoptó el dominio que se muestra en la Figura 12. Como se detalla en dicha sección, la condición (3.1.2) también representa el anidado entre los modelos, mediante el traspaso de información de corriente y nivel producido en plataforma por la onda de tormenta y la salida de las perturbaciones fuera del dominio. En el dominio elegido, la corriente producida por un viento de los sectores sur o sudeste que sople desde la plataforma o la corriente hacia el exterior generada en el estuario por los frecuentes vientos de los sectores norte y noroeste (Piccolo et al., 1991), están también convenientemente orientadas con respecto al borde.

La hidrografía del estuario se describe sintéticamente en la Introducción. La influencia de la descarga de los ríos afluentes sobre el nivel del agua, según ha sido verificado por Piccolo y Perillo (1989), es despreciable. Esto es además concordante con lo ocurrido, por ejemplo, en el Río de la Plata, en donde, aun siendo el aporte de caudales varios órdenes de magnitud superior, el efecto sobre el nivel del agua se reduce a un área muy cercana a la correspondiente desembocadura (Marazzi y Menéndez,

1991). Dado el escaso caudal de los tributarios en Bahía Blanca (Pícolo et al., 1987) se ha despreciado también su influencia sobre la circulación del estuario, dominada por la marea y modificada principalmente por el viento (Perillo y Pícolo, 1991). Por lo tanto, el borde es cerrado en la cabecera del estuario y se ha situado aproximadamente en la desembocadura del Río Sauce Chico, poco antes de que el canal, ya muy estrecho, termine en la planicie del Salitral de la Vidriera, siguiendo a estos últimos autores.

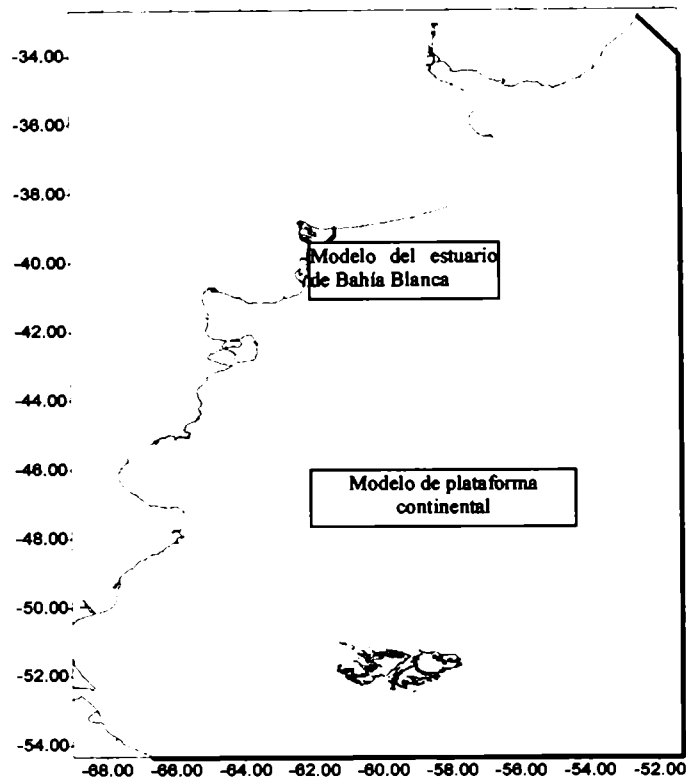


Figura 12. Dominios de los modelos anidados.

Debido al ciclo de marea, que se analizará en detalle en la sección 3.4.3, la fisonomía del estuario cambia completamente desde la pleamar, durante la cual se encuentra casi en su totalidad cubierto por el agua, con las principales islas visibles, hasta la bajamar, durante la cual quedan expuestas amplias zonas, sólo separada por estrechos canales intermedios. Unos 900 km² se secan e inundan alternadamente durante un ciclo de marea. Esta particularidad del estuario y la manera en que se ha resuelto en el modelo numérico, se tratará más profundamente en la sección 3.4.2.

El estuario de Bahía Blanca, tal como se aprecia en la Figura 1, tiene una configuración compleja. También presenta una topografía del fondo sumamente irregular, con canales y planicies, que obliga a adoptar una resolución acorde. El cambio de fisonomía durante la bajamar y el estrechamiento de los principales canales a los que se restringe la circulación, es el principal factor determinante de la resolución necesaria. Luego de un primer ensayo con menor resolución, se ha ido casi hasta el extremo que permite la condición de estabilidad (3.1.8), dada la profundidad máxima en el Canal Principal y en la zona exterior. Con un intervalo de tiempo de 20 segundos, la resolución es de 1°/180 en latitud y

1°/120 en longitud, lo que es aproximadamente 620 y 710 metros, respectivamente. El retículo elegido se muestra en la Figura 13.

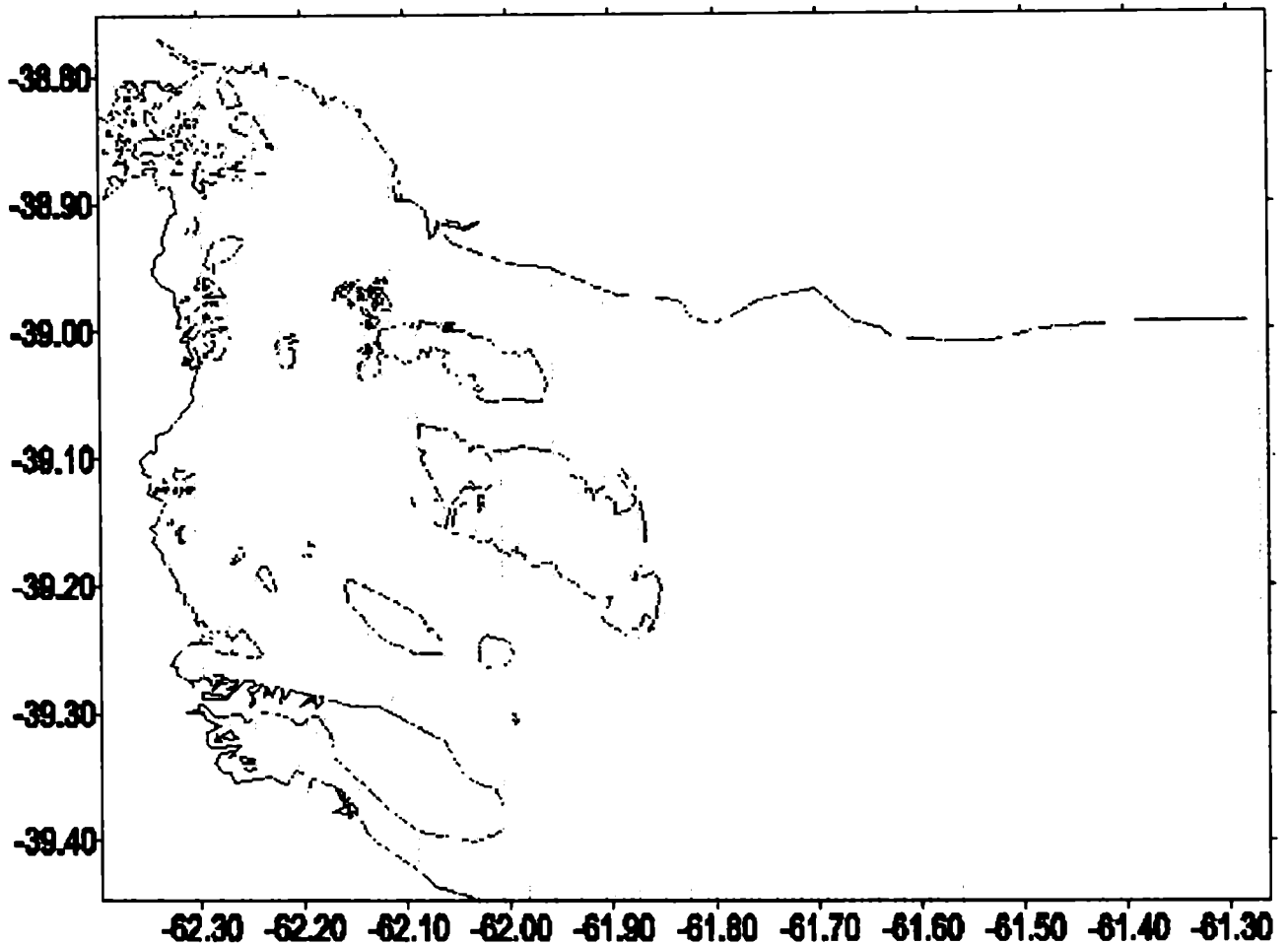


Figura 13. Retículo aplicado en el estuario de Bahía Blanca.

3.4.1 Parametrizaciones y datos utilizados

La batimetría utilizada es el resultado de la digitalización realizada sobre la carta náutica H-212 (SIHN, 1995). Esta proporciona la profundidad con respecto al llamado *plano de reducción*, que en el caso de la carta H-212 es el límite inferior de la media de las bajamares de sicigias. Las mediciones en las que se basa esta carta se concentran en los canales navegables. No existe un relevamiento topográfico sistemático sobre las planicies de marea, que permita definir con precisión la topografía en todo el estuario. Las planicies presentan una pendiente suave, hasta terminar en pequeños acantilados de unos 2 metros de altura, los que limitan el alcance del agua. Se asignó a las bases de dichos acantilados una altura de 4 metros (el orden de las máximas variaciones de nivel por la marea) sobre el cero de la carta náutica o plano de reducción y se definió en primera instancia la topografía de las planicies por interpolación. Posteriormente y para representar las planicies de manera más realista, se

redujo la altitud de las áreas expuestas por sobre el nivel medio del agua a una cuarta parte del valor interpolado. El límite máximo del alcance del agua, que representa los acantilados mencionados, es fijo y está dado por una definición "a priori" de los puntos siempre secos en el retículo. Esto se basa en que la extensión de las áreas alternadamente cubiertas y descubiertas no depende de las variaciones de amplitud que sufre la marea en los diferentes ciclos astronómicos (Perillo y Pícolo, 1991). Se ampliarán los detalles sobre este aspecto en la sección 3.4.2.

Para reducir a profundidad respecto al nivel medio del mar, nivel de referencia en el modelo, se utilizó en cada punto el nivel medio de la estación de referencia más cercana (E. D'Onofrio, comunicación personal). Se aplicó un suavizado que promedia los datos de las columnas adyacentes en donde surgen discontinuidades producidas por el cambio de estación de referencia. Las estaciones de referencia utilizadas por el SIHN para la construcción de esta carta náutica son Ing. White, Puerto Belgrano y Monte Hermoso (Figura 1).

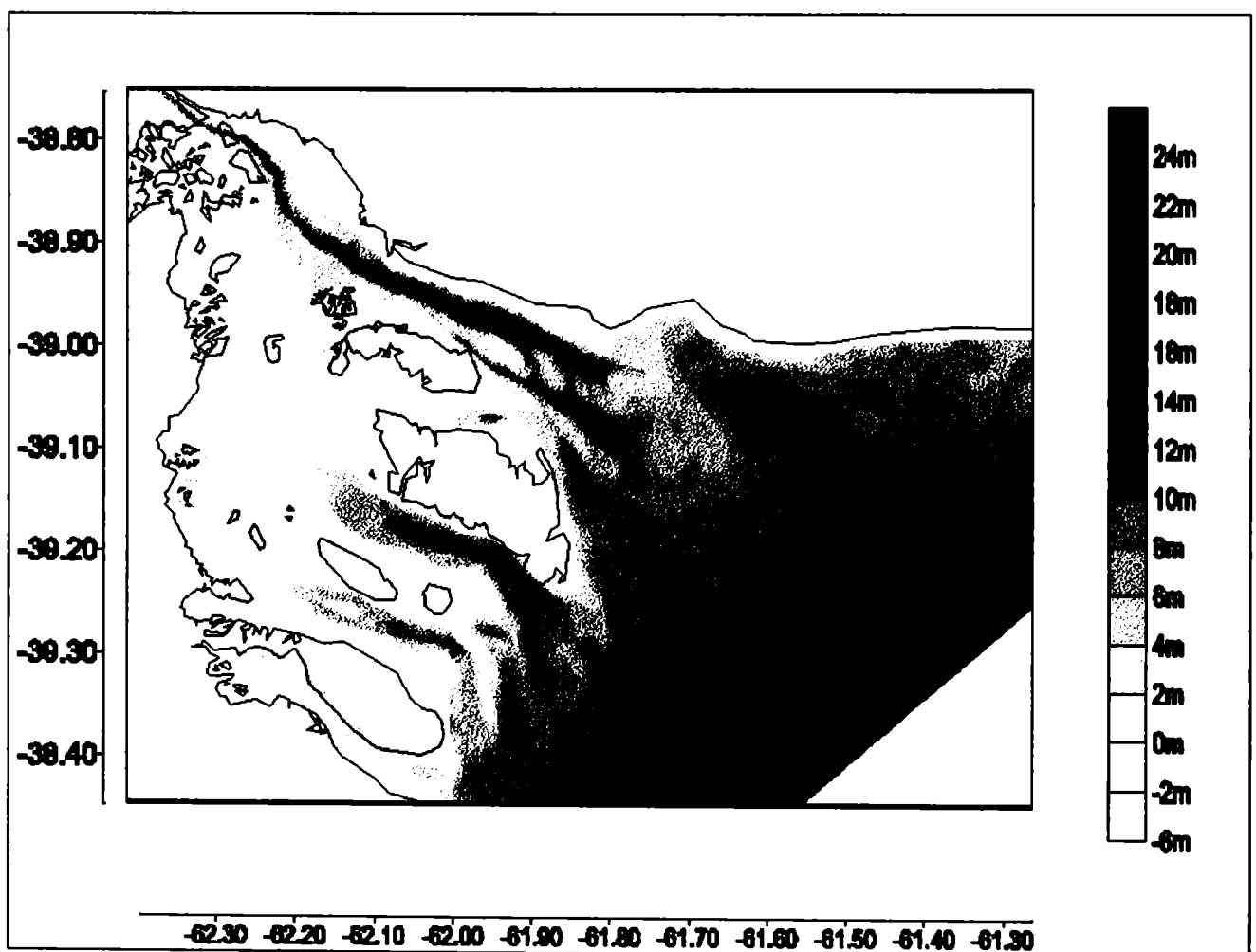


Figura 14. Batimetría final en la grilla del modelo.

Dado que la digitalización se realizó sobre las curvas de nivel y no sobre una distribución regular de sondajes, se encontraron problemas en la definición de los canales, sobre todo el principal. Esto se mejoró manualmente, sólo para los principales canales que fluyen hacia el canal principal o que contribuyen a su drenaje. Para el Canal Principal se consideró su dragado actual, verificando su continuidad y el correcto drenaje del agua durante las bajantes. Se tiene, de esta manera, una batimetría del estuario en forma digital e hidrodinámicamente definida en las zonas principales. La resolución de la batimetría es mayor que la del modelo, ya que este procedimiento se aplicó sobre cada punto de altura, velocidad zonal y meridional de la grilla desplazada o staggered. La batimetría obtenida se muestra en la Figura 14.

Dadas las distintas particularidades de este estuario a que se ha hecho referencia, en este caso hay más variables de ajuste que en el modelo de plataforma continental. Es de fundamental importancia la definición de la fricción de fondo en condiciones de extremadamente poca profundidad, así como la manera de evitar la singularidad que se produce en las ecuaciones de movimiento (2.1.2) y (2.1.3) en el caso en que la profundidad llegue a cero. Para esto último, se adopta una *profundidad crítica*, por debajo de la cual la profundidad $D=H+h$ en el término correspondiente a las tensiones de fondo y de superficie en dichas ecuaciones, se mantiene constante como $D=D_{crit}$ (Flather y Hubbert, 1990). La tensión de fondo aumenta de manera inversamente proporcional a la profundidad, por lo que una profundidad crítica demasiado pequeña disminuiría demasiado la corriente en condiciones próximas al secado, no permitiendo que éste se complete. Por otra parte, una profundidad crítica demasiado grande puede exagerar las corrientes de drenaje, llegando a inestabilizar el modelo. En principio, ésta es una variable de ajuste cuyo valor surge de un compromiso entre la amplitud de marea, el área total secada en bajamar y el comportamiento cualitativo de la corriente en profundidades pequeñas. Avanzando en este estudio se encontró que este parámetro también influye sobre los procesos de interacción entre la marea y la onda de tormenta, efecto que se discute en la sección 4.2.5. El valor finalmente adoptado para la profundidad crítica es de 2 metros. En la Figura 15 se muestra la evolución horaria del nivel del agua y de la intensidad de la corriente en un punto ubicado sobre la planicie de inundación que se extiende entre Puerto Belgrano e Ingeniero White, cuya profundidad se mantiene en general por debajo

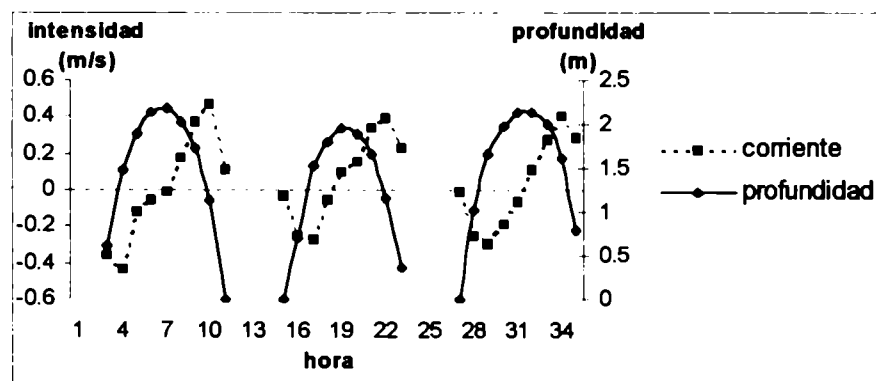


Figura 15. Evolución horaria del nivel del agua y de la intensidad de la corriente durante tres ciclos consecutivos de marea sobre una planicie mesomareal. La intensidad de las corrientes de inundación y de secado se representa con signo negativo y positivo, respectivamente.

de dicha cota. La localización precisa del punto de referencia se observa en la Figura 16. Esta zona además presenta condiciones alternadas de secado e inundación a lo largo del ciclo de marea. Las corrientes de flujo presentan menor intensidad que las de refluo, en coincidencia con los resultados de mediciones realizadas en la parte superior del Canal Principal por Piccolo y Perillo (1990).

Luego del ajuste fino del modelo y manteniendo la forma de (3.3.1), se llegó a la expresión para el coeficiente de De Chèzy

$$(3.4.1) \quad C = \begin{cases} 187 & D \leq 1,5 \text{ m} \\ 220 - 22H & 1,5 < D \leq 5 \text{ m} \\ 110 & D > 5 \text{ m} \end{cases}$$

Según la relación (3.3.2) se ve que el coeficiente de fricción (pero no la tensión de fondo) aumenta con la profundidad, como en la parametrización para plataforma continental (3.3.1). También se debe hacer notar que en esta parametrización se manejan diferentes rangos de profundidades que en aquella, poniéndose detalle en los entornos muy poco profundos y donde, por otra parte, H y h pueden llegar a ser del mismo orden de magnitud. Ryabinin et al. (1996) mencionan la expresión de Ramming para la fuerza correspondiente a la fricción de fondo que, aunque sin bases físicas explícitas, ha logrado mejorar los resultados en entornos extremadamente poco profundos ($H \cong h$), con respecto a la expresión utilizada para dicha fuerza en las ecuaciones (2.1.2) y (2.1.3). Sin embargo, los mismos autores señalan que los resultados de ambas parametrizaciones son prácticamente equivalentes para profundidades mayores o iguales a 3 metros. No es el objetivo de este trabajo el estudio detallado de la circulación sobre las planicies mesomareales, por lo que se ha aplicado aquí la expresión más extensamente utilizada para variados rangos de profundidades.

Los cálculos realizados por Perillo y Piccolo (1991) indican que el estuario de Bahía Blanca es hipersincrónico, según la clasificación de Le Floch citada por estos autores. Esto significa que el efecto de la fricción es menor que el de la convergencia en este estuario. Basándose en mediciones, estos autores encuentran que la longitud de onda y la velocidad de propagación de la marea son un 98 % y 95 % de los valores sin fricción, respectivamente. Estos resultados están en concordancia con los bajos coeficientes de fricción encontrados en la calibración del modelo de este estudio. Sin embargo, se demostrará más adelante que debido a la combinación de la baja profundidad y las intensas corrientes presentes en el estuario, la fricción de fondo cobra un papel muy importante en determinados procesos que afectan a la circulación y al nivel del agua.

Debido a las grandes variaciones en batimetría dentro del estuario, se mantuvo la expresión del coeficiente de difusión horizontal (3.3.3) utilizada en la plataforma. Este parámetro no fue considerado como variable de ajuste, ya que la fricción de fondo y su comportamiento en situaciones de profundidad extremadamente pequeña tienen una influencia preponderante y su determinación lleva ya bastante incertidumbre. El ajuste de la marea en el borde se tratará en la siguiente sección. Otros parámetros tienen que ver con el algoritmo de secado e inundación y se hará referencia a éstos en la sección 3.4.2.

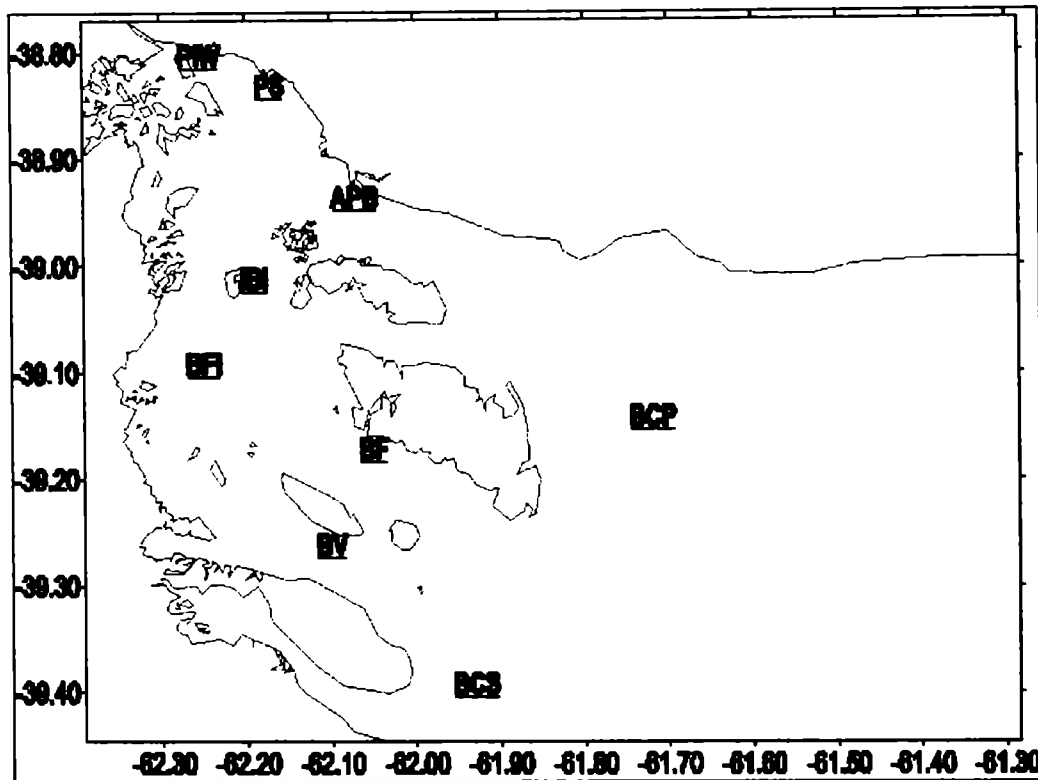


Figura 16. Mapa de localización para el análisis de los resultados del modelo del estuario aplicado a la circulación por mareas.

3.4.2 Secado e inundación de áreas del dominio

La transición ocurrida durante el secado y la inundación plantea problemas que aún no tienen una solución definitiva en el actual estado del arte de la modelación. Estas son cuestiones como, por ejemplo, la evolución de la fricción de fondo durante el secado, perturbaciones espúreas producidas durante la transición debidas a los saltos discretos en los modelos y la estructura de las corrientes a lo largo de este proceso. Existen distintas aproximaciones al problema y en cada caso particular se adopta la solución que se adecua mejor a la configuración local. No se pretende en este trabajo un alto grado de exactitud en la representación de las áreas en las que se produce el secado, debido a la falta de información topográfica. Sin embargo, este mecanismo debe ser representado, en primer lugar, en favor de los resultados generales del modelo. Yeh y Chou (1979) prueban que la utilización de un borde fijo puede sobrestimar la altura de la onda de tormenta hasta en un 30 %, donde hay una condición real de deslizamiento. Más aún, en el caso de Bahía Blanca, al quedar formados bancos y barreras, la circulación cambia completamente a lo largo de un ciclo de marea, por lo que en un modelo de circulación este efecto debe ser tenido en cuenta. Existen también aproximaciones involucradas en la modelación de los procesos relacionados con el secado y la inundación, que se describen en esta sección. Se demostrará en la sección 4.2.5 que cambios en la parametrización relacionada con estos procesos tienen importantes consecuencias en los resultados de la onda de tormenta aun en el Canal Principal.

El pionero trabajo de Reid y Bodine (1968) trata condiciones de borde abierto referidas a la interfaz tierra – agua y a barreras internas al flujo, totales o parciales. Estas condiciones relacionan el flujo normal a la frontera con el estado del nivel del agua en la misma. Así, especifica la corriente normal a la costa según el nivel del agua supere o no al de tierra, de la siguiente forma

$$(3.4.1) \quad Q_n = \begin{cases} 0 & D_b \geq 0 \\ \pm C_o D_b \sqrt{g D_b} & D_b < 0 \end{cases}$$

en donde D_b es la elevación de la tierra sobre el agua y C_o es un coeficiente empírico de descarga. La misma ecuación (3.4.1) se aplica para el caso de barreras internas, parciales o totales, con las correspondientes especificaciones de D_b y C_o .

Para el secado gradual de costas con pendientes pequeñas en costas, existe por ejemplo la aproximación presentada por Lynch y Gray, según Flather (1988), en la que se asume que el borde se desplaza a la misma velocidad que las partículas. En la misma,

$$(3.4.2) \quad D = 0 \text{ en } s = s_0 + \int_0^t q_b dt$$

y $q = q_b$

en donde s es la posición del borde en el tiempo t , s_0 es su posición inicial y q_b es su velocidad de desplazamiento. Esta presenta problemas prácticos en su implementación para topografías complejas y no permite los bancos aislados, así como otras aproximaciones como la de Johns et al., también citada por Flather (1988).

La morfología del estuario de Bahía Blanca con áreas expuestas extensas e irregulares y canales intermedios, es similar a la de la Bahía de Morecambe, donde Flather y Heaps (1975) aplican por primera vez su algoritmo para el secado y la inundación alternada de puntos de grilla. Este se basa en ciertas pruebas sobre la profundidad y el gradiente del nivel del agua, que se llevan a cabo para determinar si un punto de grilla está seco o inundado. Sobre la base de estas pruebas, se permite o se interrumpe el flujo de agua en el punto. Gray et al. (1984) aplican este método para un modelo de la costa este de Nueva Escocia, Canadá. Posteriormente, Flather y Hubbert (1990) utilizan diferentes aproximaciones para evitar los errores de un modelo de paso de grilla mayor que el ancho de los canales, sin aplicar un modelo de muy alta resolución. Dichos errores pueden ser la exageración de dichos canales, llevándolos al ancho de grilla o la interrupción del flujo durante el secado. Utilizando un modelo de alta resolución como referencia, estos autores obtienen los mejores resultados mediante la aplicación de factores que definen las porciones cubiertas o descubiertas, dentro de un intervalo del retículo. Este método se continúa utilizando actualmente en modelos tridimensionales (Davies y Jones, 1996; Davies y Lawrence, 1995).

En el presente trabajo no se han utilizado los factores de cubrimiento parcial propuestos por Flather y Hubbert (1990). La aplicación de este algoritmo es más compleja y la determinación de los factores de cubrimiento parcial durante la bajamar en cada casillero del retículo es trabajosa, sin proporcionar ventajas adicionales en este caso, debido a que no se cuenta con una batimetría precisa con alta resolución en todo el estuario. Precisamente sobre las planicies de marea, la información es escasa, y existen diferencias entre las distintas fuentes. Por ejemplo, la carta producida por el Instituto

Argentino de Oceanografía (Bernárdez y Melo, 1987) y la carta H-212 del SIHN presentan evidentes diferencias con respecto a las zonas que permanecen secas durante la pleamar. Se decidió basar el modelo en la representación del SIHN por coherencia con la batimetría utilizada, ya que la primera no presenta información batimétrica.

En cada paso de tiempo, después de realizar la integración de la ecuación de continuidad y antes de computar las componentes de la corriente, se realizan las pruebas de secado o inundación sobre los puntos de aplicación de las ecuaciones para u y v de la Figura 2. Si el resultado es que el punto está inundado, la velocidad (u o v , según corresponda) se calcula mediante las ecuaciones de movimiento. En caso contrario, ésta se fija igual a cero. El esquema de secado es el de Flather y Heaps (1975), en el que se ha agregado un parámetro $dmin$, que es una profundidad mínima, por debajo de la cual la misma se considera igual a cero. El valor dado a este parámetro es de 0.3 m. Como se menciona en 3.4.1, la batimetría en los puntos de u y v tiene un valor propio y no surge de la interpolación de la batimetría en los puntos de h , por lo que en este sentido se pueden notar también alguna diferencia con el algoritmo original. Según el esquema aplicado, el punto i de la componente u está inundado si se cumple

$$D_{(i,t+\Delta t)}^u > dmin$$

en donde

$$(3.4.3) \quad D_{(i,t+\Delta t)}^u = H_{(i)}^u + (h_{(i,t+\Delta t)} + h_{(i+1,t+\Delta t)}) / 2$$

y además,

$$i. \quad D_{(i,t+\Delta t)} > dmin \text{ y } D_{(i+1,t+\Delta t)} > dmin$$

ó

$$ii. \quad D_{(i,t+\Delta t)} > dmin \text{ y } D_{(i+1,t+\Delta t)} \leq dmin \text{ pero } h_{(i,t+\Delta t)} - h_{(i+1,t+\Delta t)} > \varepsilon$$

ó

$$iii. \quad D_{(i,t+\Delta t)} \leq dmin \text{ y } D_{(i+1,t+\Delta t)} > dmin \text{ pero } h_{(i+1,t+\Delta t)} - h_{(i,t+\Delta t)} > \varepsilon$$

Las condiciones *ii* e *iii* implican que el flujo es *hacia* la región seca. El parámetro ε trata de evitar el secado e inundación alternadas de un mismo punto en pasos de tiempo consecutivos. Debido al pequeño espaciamento entre puntos de este modelo, se ha tomado un valor de $\varepsilon = 0.005 \text{ m}$. Con los cambios correspondientes según la Figura 2, se aplica el algoritmo en forma análoga para los puntos de la componente v .

Luego de aplicar el algoritmo descrito para todos los puntos de u y v , se verifican los bordes de cada casillero del retículo (ver Figura 2) y si un casillero tiene sus cuatro bordes secos, el punto pasa a estar seco, esto es, se elimina del dominio. De esta manera se redefine la máscara del dominio, que se describe en 3.1.1. Si hubo algún cambio en la configuración de puntos secos e inundados, con respecto al paso de tiempo anterior, se recalcula los límites de aplicación de las ecuaciones, como en el preprocesamiento de los modelos de dominio fijo. Posteriormente, se continúa con la aplicación de las ecuaciones de movimiento en los puntos húmedos.

3.4.3 Representación de la marea astronómica

La prescripción de la marea se realiza, por falta de datos medidos en este lugar del océano, mediante la interpolación de los resultados del modelo de plataforma continental a lo largo del borde abierto del modelo de malla fina. Utilizando los datos de amplitud y fase de marea obtenidos en la Torre Oceanográfica se realiza el ajuste fino de la marea en el borde. En general, se aplica un factor a la amplitud y un desfase para cada componente en el borde abierto. La Torre oceanográfica se encuentra ubicada inmediatamente antes de la boca, cerca del Canal Principal (Figura 1). Por eso los datos allí medidos son de suma utilidad para asegurar la correcta determinación de la onda de marea astronómica que se propaga desde plataforma, antes de entrar ésta al estuario. Las estaciones utilizadas para el ajuste de los parámetros del modelo señalados en 3.4.1 fueron además, Ingeniero White, prácticamente en el extremo opuesto del estuario sobre el Canal Principal y Puerto Belgrano, en la parte intermedia del mismo (Figura 1). Se representan las cinco componentes principales en el estuario de Bahía Blanca, M_2 , S_2 , N_2 , K_1 y O_1 , según los espectros de energía presentados por Serman (1985).

El análisis armónico de las series temporales de nivel del agua en puntos predeterminados se realizó mediante el método de Foreman (1979) con un periodo de 35 días de datos producidos por el modelo, con posterioridad a un periodo de estabilización de 5 días. Se presenta en la Tabla 2 a Tabla 4 los resultados finales obtenidos para las constantes armónicas consideradas en las estaciones de referencia. Las fuentes consultadas para los valores de las constantes armónicas fueron los datos publicados por Perillo y Piccolo (1991), los valores provistos por el SIHN para Puerto Belgrano y los gráficos de amplitudes publicados por Serman (1985), los que fueron considerados como información complementaria. En Ingeniero White y en la Torre Oceanográfica, por lo tanto, sólo se cuenta con datos completos provenientes de Perillo y Piccolo (1991). En Puerto Belgrano se tiene información redundante y se encuentran discrepancias entre las distintas fuentes. La precisión de estas constantes armónicas que se utilizan como referencia está afectada por errores de medición, método de cálculo, periodo considerado y por las dificultades en la reconstrucción de la parte temporal de las series de nivel del agua en los registros analógicos. No es el objetivo de este trabajo profundizar en este aspecto, limitándose a un análisis cualitativo por el cual en Puerto Belgrano se prefirieron los valores del SIHN por presentar en general mayor coincidencia con Serman (1985) en las amplitudes y una mayor coherencia con las fases presentadas por Perillo y Piccolo (1991) para las otras dos estaciones.

En las amplitudes presentadas en las Tabla 2 a Tabla 4 se observa la marcada predominancia de la componente M_2 , ya señalada en los espectros de Serman (1985). El ajuste obtenido con el modelo para la onda de marea es satisfactorio, según se desprende de dichas Tablas. El error en la amplitud de la componente M_2 en Puerto Belgrano es de 1 cm. El error de 8 cm en la amplitud de esta componente en Ing. White, prácticamente en la cabecera del estuario, es menor al 5 %, mientras que el error en la fase es de 5° , que representa aproximadamente 17 minutos de retraso en la onda, con respecto a lo observado. El desfase en las componentes diurnas es del mismo orden, considerando que la velocidad angular de estas ondas es aproximadamente la mitad de la de las semidiurnas. La magnitud de los errores se compara con las diferencias encontradas entre las fases provenientes de las distintas fuentes de datos, que llegan a ser de 20° . El único desfase importante del modelo se produce en la componente N_2 , que se evidencia en Puerto Belgrano y llega a ser de 43° (aproximadamente 1,4 horas de retraso) en Ingeniero White. Las fases de todas las componentes se han calibrado en la Torre Oceanográfica y hay indicios que sugieren la posibilidad de que exista algún error en este valor de calibración

para N_2 . Se observa en la Tabla 1 que el resultado del modelo de plataforma avalaría una modificación al valor dado por la Torre, en el mismo sentido que lo hacen Ingeniero White y Puerto Belgrano y de acuerdo también con la propagación dada por el modelo del estuario. En efecto, la corrección a la fase del modelo de plataforma impuesta por el valor de la Torre Oceanográfica es de 52° ,

Torre Oceanográfica	M_2		S_2		O_1		K_1		N_2	
	Ψ	G	Ψ	G	Ψ	G	Ψ	G	Ψ	G
Análisis armónico	1,09	233	0,17	356	0,15	19	0,20	85	0,17	159
Modelo numérico	1,08	234	0,16	358	0,15	16	0,20	88	0,16	160

Tabla 2. Amplitud (m) y época G ($^\circ$) de las principales componentes armónicas para la Torre Oceanográfica, provenientes del análisis de datos observacionales (según Perillo y Piccolo, 1991) y los correspondientes valores obtenidos en este estudio.

Puerto Belgrano	M_2		S_2		O_1		K_1		N_2	
	Ψ	G	Ψ	G	Ψ	G	Ψ	G	Ψ	G
Análisis armónico	1,44	259	0,24	38	0,16	36	0,22	98	0,19	169
Modelo numérico	1,43	266	0,20	44	0,15	31	0,22	107	0,20	202

Tabla 3. Id. 1, para Puerto Belgrano, según análisis del SIHN.

Ingeniero White	M_2		S_2		O_1		K_1		N_2	
	Ψ	G	Ψ	G	Ψ	G	Ψ	G	Ψ	G
Análisis armónico	1,63	271	0,22	48	0,13	43	0,19	110	0,24	172
Modelo numérico	1,55	276	0,22	59	0,14	39	0,22	115	0,21	215

Tabla 4. Id. 1, para Ingeniero White (según Perillo y Piccolo, 1991).

mayor que para el resto de las componentes. Sin embargo, se ha mantenido el criterio de respetar este dato por carecerse de una comprobación en sentido contrario. La amplitud de las componentes S_2 , K_1 y O_1 parece sufrir un aumento en el análisis armónico de Puerto Belgrano y luego una disminución en Ingeniero White. Este comportamiento se verifica en los datos de Serman sólo para S_2 y levemente para K_1 , pero no ocurre en ningún caso si se utilizan los datos de Puerto Belgrano de Perillo y Piccolo (1991). El modelo manifiesta rasgos sostenidos de crecimiento o decrecimiento de amplitud para cada componente a lo largo del estuario y se mantiene siempre con errores pequeños con respecto a lo observado.

Se calcularon las constantes armónicas en todo el estuario, de la misma manera que se obtuvieron en 3.3.2 para la plataforma continental. Fueron excluidas del análisis las zonas con profundidades menores que 2 m para evitar aplicar el método de Foreman (1979) a zonas de secado. La amplitud en ese caso obedece a las condiciones locales de profundidad y no es representativa de la onda de marea que se propaga en el estuario, mientras que la fase está afectada por la dinámica de secado e inundación y la topografía de canales intermedios que ~~no~~ está definida con suficiente

precisión en el modelo. Por estas razones se consideró que carecería de significado presentar cartas de marea obtenidas mediante el modelo hidrodinámico sobre las planicies.

Las cartas de marea obtenidas mediante el modelo numérico para cada componente se presentan en la Figura 17a, b, c, d y e, respectivamente. Surge un rasgo común en todas las componentes, que es la desaceleración de la onda en los canales de Bahía Falsa y Bahía Verde, frente a la onda en el Canal Principal, ya señalado en el estudio de Palma (1997). Se manifiesta en las cartas como un apretamiento de las líneas cotidales, debido a la disminución de la velocidad (por lo tanto, de la longitud de onda) producida por la menor profundidad. Este efecto conduce a que la marea se presente en diferente fase a uno y otro lado de las planicies principales del noroeste, determinando la manera en que se inundan y desaguan dichas planicies. En el capítulo siguiente, se estudia en detalle la evolución de la marea y su circulación, destacándose los comportamientos bien diferenciados en estos dos sectores del estuario.

Como se menciona en la introducción, el régimen de marea pasa de ser mixto en la boca a predominantemente semidiurno en el interior. Esto se debe a una amplificación de las componentes semidiurnas hacia el interior, aunque no en las diurnas, efecto ya notado por Serman (1985). En las cartas de líneas cotidales de las componentes semidiurnas (Figura 17a, b, y c) se observa que la diferencia de fase entre la boca y la cabecera del estuario sobre el Canal Principal es de aproximadamente 45° . Esto descarta el argumento de resonancia para esta amplificación, ya que la longitud de onda sería entonces prácticamente 8 veces la longitud del estuario. Este resultado es coincidente con lo encontrado por Perillo y Piccolo (1991), quienes aducen un mecanismo de amplificación producido por la convergencia del estuario predominando sobre la fricción de fondo. En cambio, la onda estacionaria que se forma en los canales del sur está en condiciones más cercanas a la resonancia para las componentes semidiurnas debido a su considerablemente menor longitud de onda. En la Figura 17a, b y c se ve que la longitud de este sector del estuario equivale aproximadamente a $1/5$ de la longitud de onda para esas componentes. No ocurre lo mismo para las componentes diurnas (Figura 17d y e), cuya longitud de onda es mayor.

En la zona menos profunda de la ribera norte entre Puerto Belgrano e Ingeniero White las líneas de isoamplitud (Figura 17) presentan un rasgo muy marcado para todas las componentes, que desvía el eje de las máximas amplitudes. En efecto, observando la topografía del fondo del Canal Principal (Figura 14) y dichas cartas de marea se aprecia que las partes más profundas del canal conducen a las mayores amplitudes de las ondas. La disminución de la amplitud de marea sobre las planicies fue señalada por Perillo y Piccolo (1991). También en la Figura 17a, b, c, d y e se destaca que las aguas menos profundas de Caleta Brightman presentan una atenuación de la amplitud para todas las componentes.

El nivel del agua es el parámetro comúnmente más medido. Se dispone de series lo suficientemente largas como para determinar con cierta precisión la onda de marea. No ocurre lo mismo con las corrientes, las que sólo se miden, en general, en campañas localizadas y por periodos relativamente cortos. Perillo (1989) menciona las corrientes residuales orientadas hacia la plataforma, en la parte exterior del estuario y las responsabiliza del estado de erosión en la que se encontraría el mismo. Los resultados aquí encontrados son coincidentes en este sentido, ya que las corrientes aparecen más intensas durante la bajante que durante la creciente en la parte exterior y en los canales. En la Figura 18 se grafica las corrientes horarias, en sus componentes zonal y meridional, para un

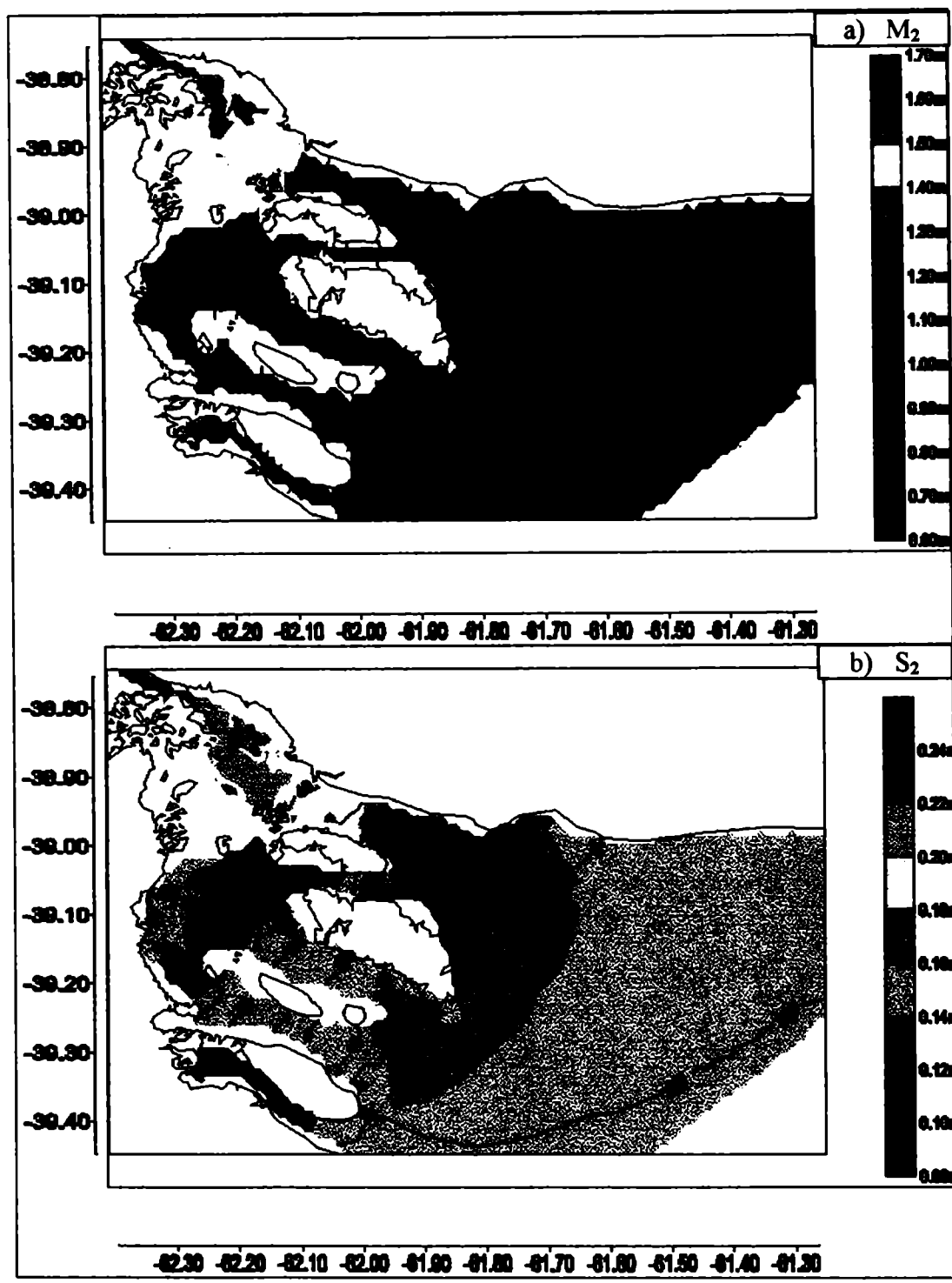


Figura 17. Amplitud (m) y época G ($^{\circ}$) obtenidas mediante el modelo numérico del estuario de Bahía Blanca.

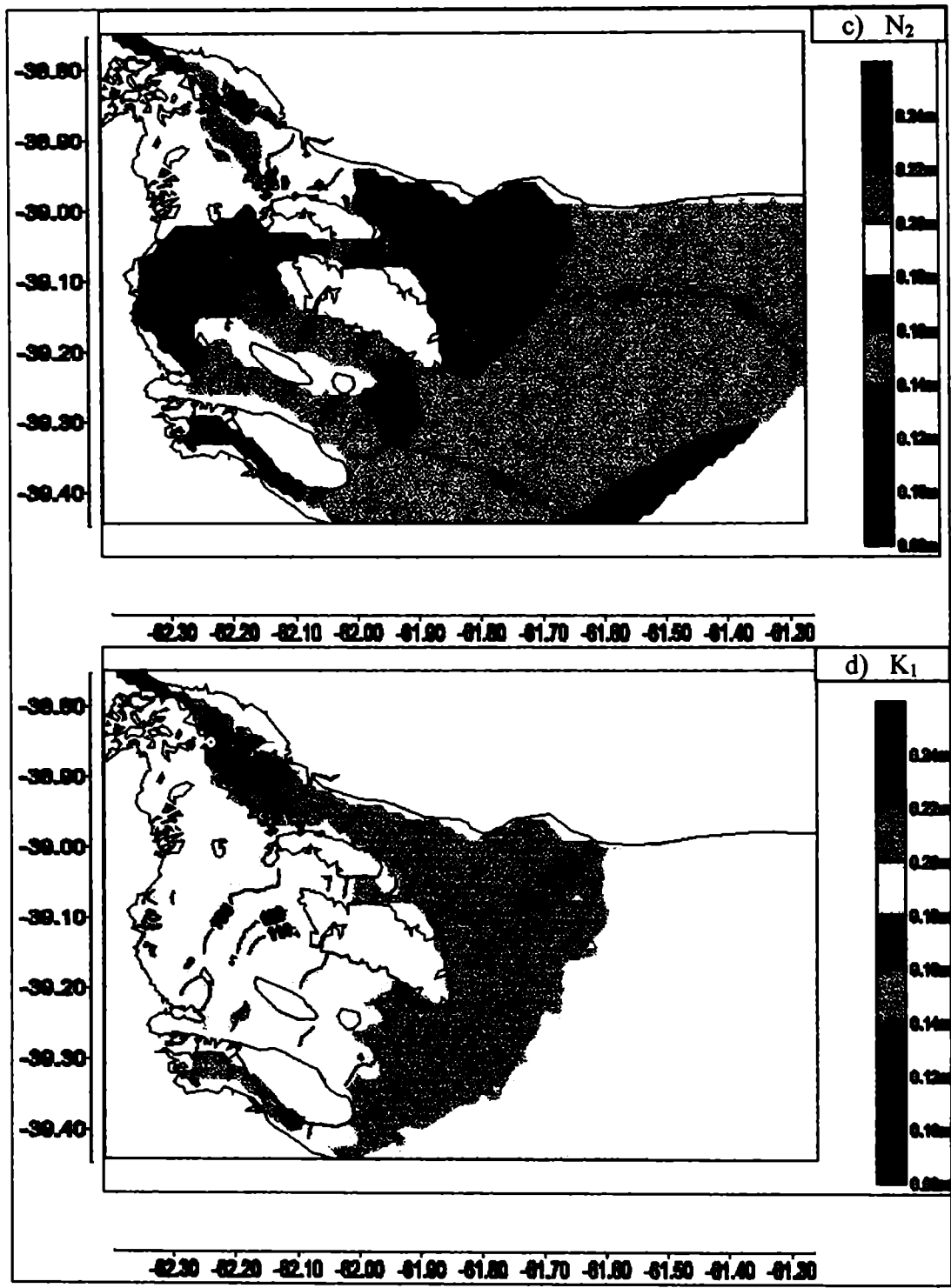


Figura 17. Continuación.

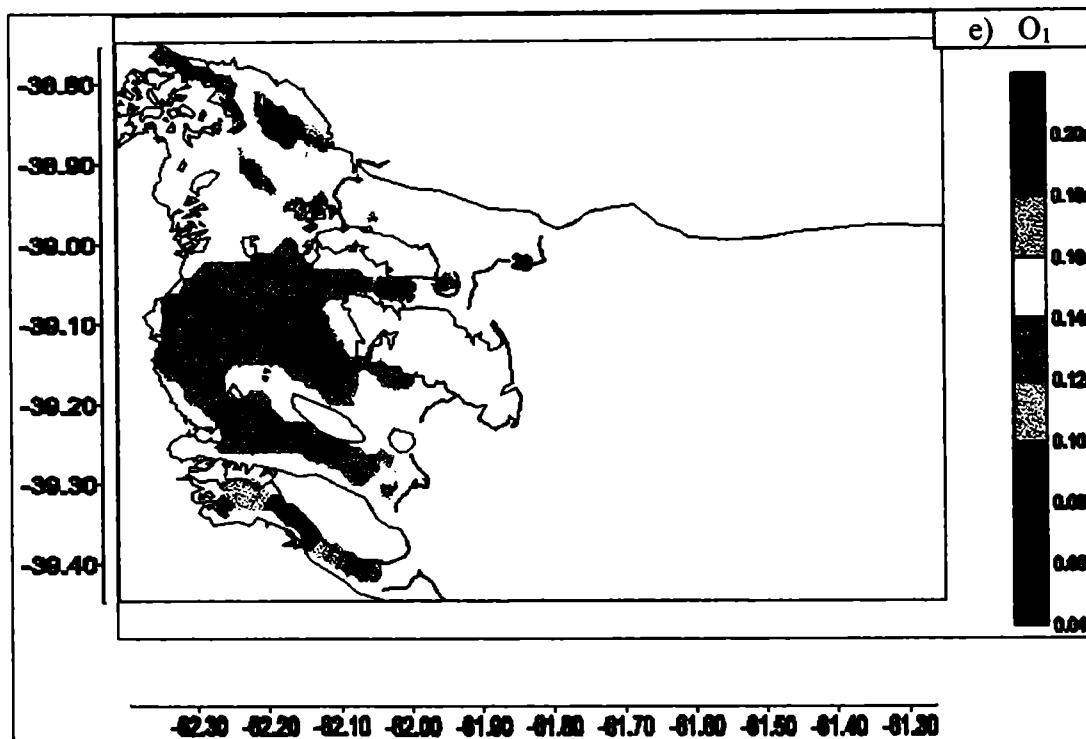


Figura 17. Continuación.

periodo de 29 días y en distintos puntos que se pueden localizar en la Figura 16. En general, en los puntos ubicados sobre los canales (PIW, APB, BCP, BF, BV y BCS) se observa una mayor intensidad de la corriente durante la bajante. Lo opuesto ocurre sobre las planicies y en las zonas menos profundas de la parte superior del estuario (IBI y BFI), en donde se encuentran corrientes mayores durante la creciente que durante la bajante. Esta característica es notada por Perillo y Piccolo (1991), quienes la asocian al depósito de sales sobre las planicies, que forman extensos salitrales en las costas del estuario. En las partes profundas de los canales, las corrientes son prácticamente unidireccionales, como se observa en APB, BF y BV. En cambio, en la parte exterior del Canal Principal (BCP) se evidencia la rotación de las corrientes a lo largo del ciclo de marea. Lo mismo ocurre en BCS, aunque el comportamiento de la corriente está afectado por la confluencia de la descarga de los dos canales secundarios cercanos. Se destaca la dirección del eje aproximadamente norte – sur, característica de la onda de marea antes de entrar a esta parte del estuario y en sentido transversal a la descarga de los canales mencionados. También se marcan los efectos de la inundación de las planicies en la dispersión en dirección de las corrientes de creciente (PIW, IBI y BFI). La concentración de puntos en una misma dirección refleja el estrechamiento de los canales de descarga durante la bajante.

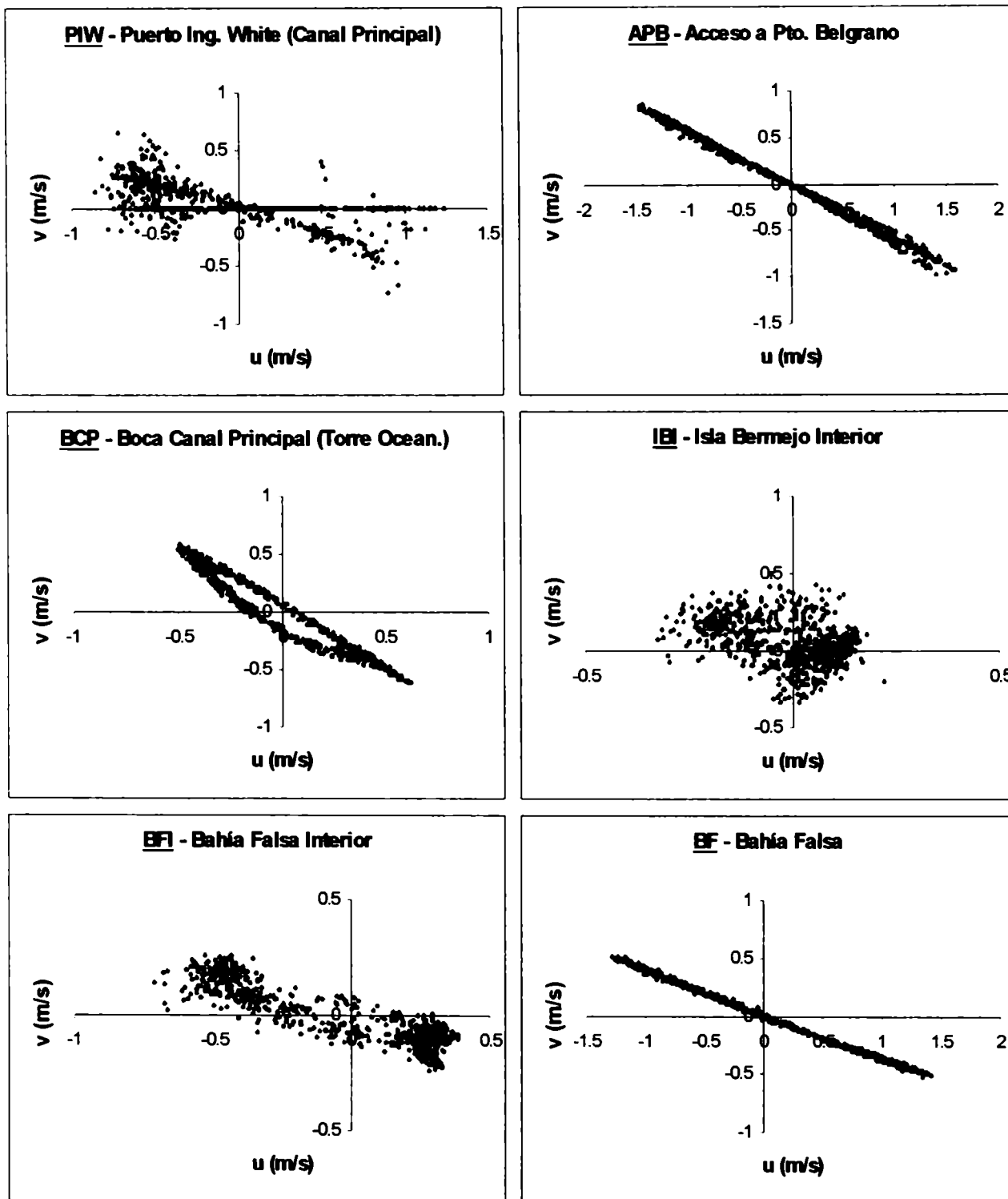


Figura 18. Corrientes horarias (m/s) obtenidas por el modelo numérico durante un periodo de 29 días, para distintos puntos del estuario señalados en la Figura 16.

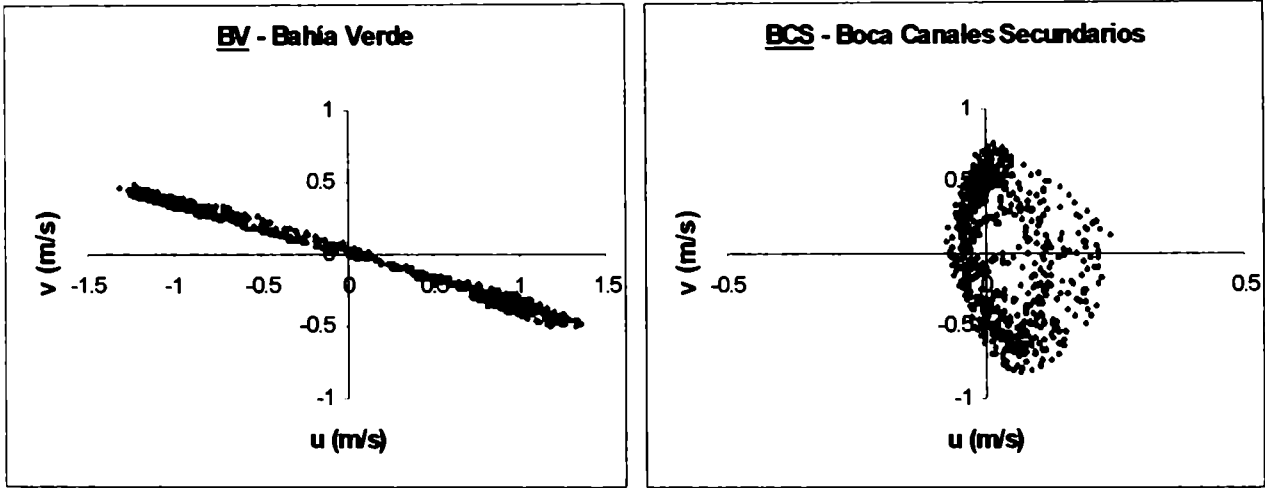


Figura 18. Continuación.

4. Aplicación a condiciones de onda de tormenta

4.1 Aproximación al problema

4.1.1 Generación de la onda de tormenta

El intercambio de impulso del agua con la atmósfera se produce, según las ecuaciones (2.1.2) y (2.1.3), a través del gradiente horizontal de la presión y de la tensión del viento en superficie. La presión provoca oscilaciones mediante el efecto llamado de *barómetro invertido*, que es independiente de la profundidad del agua. En cambio, la influencia del viento es inversamente proporcional a la profundidad. Por esto, en aguas muy poco profundas, es de esperar que predomine el efecto del viento, mientras que en aguas más profundas el efecto de las variaciones de presión puede ser dominante.

Centrándose en el aumento del nivel del agua, Pore (1973) resume los factores que generan y modifican la onda de tormenta extratropical como:

- i. El aumento del nivel del mar es generado por las dos componentes de la tensión del viento sobre la superficie del agua. Una componente se debe al viento que sopla perpendicularmente y hacia la costa, en la que la pendiente de la superficie es directamente proporcional a la tensión del viento e inversamente proporcional a la profundidad. La otra componente es el efecto del viento que sopla paralelamente a la costa, que genera una corriente en el mismo sentido. Debido a la rotación de la tierra, el agua se apila sobre la costa, si ésta se encuentra a la izquierda de la corriente en el hemisferio sur.
- ii. La reducción de la presión atmosférica, que por el efecto de barómetro invertido, causa un aumento del nivel del agua en las áreas de baja presión.
- iii. El transporte de agua por olas y mar de fondo cerca de la costa.
- iv. La modificación producida por la configuración de la costa y la batimetría, como convergencia o divergencia en bahías.

En este estudio nos referiremos a los puntos i, ii, y iv, y no se tratará el problema de olas. Este fenómeno, aunque generalmente está asociado e interactúa con la onda de tormenta, requiere un tratamiento diferente.

Como se señala en la sección 2.1.1, la onda de tormenta y la marea interactúan a través de los efectos no lineales. Por esto, la manera de obtener en la práctica la onda de tormenta es ejecutar el modelo sólo para la marea astronómica, es decir, sin efecto atmosférico, y luego ejecutarlo con los efectos meteorológicos incluidos junto con la onda de marea. En cada instante, la diferencia entre ambos estados es la onda de tormenta junto con las interacciones de ésta con la marea. Este tema se trata con detalle en la sección 4.1.3.

La onda de tormenta que llega a la zona de estudio proveniente del exterior del dominio del modelo de malla fina se tiene en cuenta mediante la técnica de anidado. Para anidar ambos modelos se

extrae el valor de la onda de tormenta dada por el modelo de malla gruesa en los puntos definidos como borde del modelo de malla fina a intervalos de tiempo determinados. Según el procedimiento indicado en el párrafo anterior, se obtienen las diferencias de los valores dados por ambas corridas, con y sin efecto atmosférico. Estas diferencias se introducen como h_s y q_s en la ecuación (3.1.2), aplicada a la corrida del modelo de malla fina en la que se considera el efecto atmosférico. Se escogió un intervalo de 15 minutos para la actualización de la onda de tormenta en el borde del modelo de malla fina.

4.1.2 Relación entre el viento en superficie y la asociada tensión sobre el agua

En la sección 2.3 se mencionaron algunas teorías que se aplican al intercambio de cantidad de movimiento agua - atmósfera y se analizó la teoría utilizada en la representación de la capa límite atmosférica para la obtención del viento y la tensión en la superficie del agua. La información meteorológica que se utiliza para un modelo de agua puede provenir de bases de datos preexistentes o de algún modelo atmosférico. Aun en este último caso, el modelo que origina la información habitualmente no forma parte de un mismo conjunto con el modelo del agua. La variable más fácilmente disponible, ya sea medida, inferida a través de campos de presión en superficie, analizada o pronosticada, es el viento en algún nivel más o menos cercano a la superficie, según la física y resolución involucradas. Por eso, los modelos de agua deben poder inferir la tensión de superficie mediante la ecuación (2.3.10). Para esto, han surgido numerosas parametrizaciones del coeficiente de arrastre (C_D) en función del viento y, a veces, de la estabilidad atmosférica, que se citan a continuación.

Ya se han mencionado en 2.3 distintos estudios en los que se intenta obtener expresiones que representen la relación entre la tensión y el viento de superficie. La más reciente experiencia de campo y la primera informada en mares del Hemisferio Sur, es la que presentan Yelland y Taylor (1996). La cantidad de observaciones, más de 2000, es muy superior a la de experiencias previas. La principal diferencia con las relaciones anteriores se encuentra en el rango de vientos débiles. Aquí estos autores encuentran un incremento del arrastre, con un mínimo para un viento de 6 m/s. En la Tabla 5 se muestran las expresiones del coeficiente de arrastre en función del viento a 10 metros, según los diferentes autores y se grafica en la Figura 19. Yelland y Taylor (1996) (Y&T), Anderson (1993) (A1 y A2), Large y Pond (1982) (L&P), Smith (1980) (S) y Smith y Banke (1975) (S&B) presentan una variación del arrastre con el viento bastante similar por encima de los 6 m/s, aunque Y&T resulta en coeficientes algo mayores. Esta nueva relación compara bien con la curva de dependencia del arrastre con el viento (no graficada aquí), que surge del modelo de Makin y Mastenbroek (1996), publicado casi simultáneamente. Este modelo también reproduce el mínimo de arrastre, con incremento para vientos débiles, aunque en intensidades algo menores que Y&T. Cabe destacar la gran coincidencia de los nuevos resultados (por encima de los 6 m/s) con la extensamente utilizada relación S&B, que es la que se eligió para los modelos de onda de tormenta de este estudio. Posteriormente, Yelland et al. (1998) corrigen los resultados por la distorsión del flujo en cada buque y encuentran grandes variaciones en el coeficiente de arrastre. Estos autores sugieren que este factor sería responsable de gran parte de la dispersión en la muestra anterior, pero los nuevos valores finales obtenidos continúan siendo consistentes con los de este estudio.

Wu (1982) produce coeficientes más altos que la mayoría, pero también su rango de validez es muy diferente al del resto de las relaciones. Se grafica además la condición no lineal de Hellerman y

Rosenstein (1983), para el caso neutral. Se observa que ésta representa valores de arrastre bastante mayores. En la Figura 4 se incluyen las curvas para distintas condiciones de estabilidad atmosférica. Se podría argumentar con este gráfico que algunas relaciones, inferidas con relativamente poca cantidad de datos, estarían afectadas por condiciones particulares de estabilidad. Sin embargo, los resultados de Y&T, realizados con gran cantidad de datos en condiciones variadas de estabilidad y reducidos a condición neutral, se acercan, por encima de los 6 m/s, al resto de las expresiones. Las mayores diferencias entre todas las aproximaciones se encuentran para vientos débiles.

Autor	$10^3 \times C_{D10m}$	Rango U_{10m} (m/s)
Yelland y Taylor (1996) (Y&T)	$0.60 + 0.070U_{10m}$ $0.29 + 3.1/U_{10m} + 7.7/U_{10m}^2$	6-26 3-6
Smith y Banke (1975) (S&B)	$0.63 + 0.066U_{10m}$	6-22
Smith (1980) (S)	$0.61 + 0.063U_{10m}$	6-22
Anderson (1993) (A1)	$0.49 + 0.071U_{10m}$	4.5-18
(A2)	$0.59 + 0.065U_{10m}$	10-18
Hellerman y Rosenstein (1983) (H&R)	$0.934 + 0.0788U_{10m} - 0.000616U_{10m}^2$ (neutral)	-
Wu (1982) (W)	$0.80 + 0.065U_{10m}$	0-50
Large y Pond (1982) (L&P)	$0.49 + 0.065U_{10m}$ 1.14	10-26 4-10

Tabla 5. El coeficiente de arrastre C_D en función del viento a 10 m U_{10} en las parametrizaciones de distintos autores.

El modelo unidimensional de capa límite que se detalla en la sección 3.2.1 está diseñado básicamente, para obtener el viento a 10 m y/o la tensión de superficie a partir del viento en algún nivel superior. Basado en la teoría que se describe en 2.3, se deben calcular los parámetros en la capa límite en sucesivas aproximaciones. Para validar este método iterativo, se realizó una simplificación que, a partir del viento a 10 m y suponiendo inicialmente desconocida la velocidad de fricción, se obtiene un coeficiente de arrastre en condiciones neutrales. Los resultados se grafican también en la Figura 19. Comparando estos resultados con los de la Figura 4b, en la que la velocidad de fricción para el cálculo de z_0 se calcula a partir de relaciones empíricas, se observa que el método iterativo sin este conocimiento previo, ajusta satisfactoriamente el coeficiente de arrastre.

Los valores constantes para baja intensidad del viento, están provocados por el límite inferior impuesto a la longitud de rugosidad z_0 , como se señala en la sección 3.2.1. Este valor constante de C_D resulta superior al de L&P. Sin embargo, en los recientes resultados de Y&T, la posición del mínimo arrastre es semejante al que da la teoría para condiciones inestables (Figura 4b). Se observa en general, que los valores de C_D están dentro de los valores experimentales. La curva presenta una pendiente menor, similar a la de la expresión, también no lineal, de H&R.

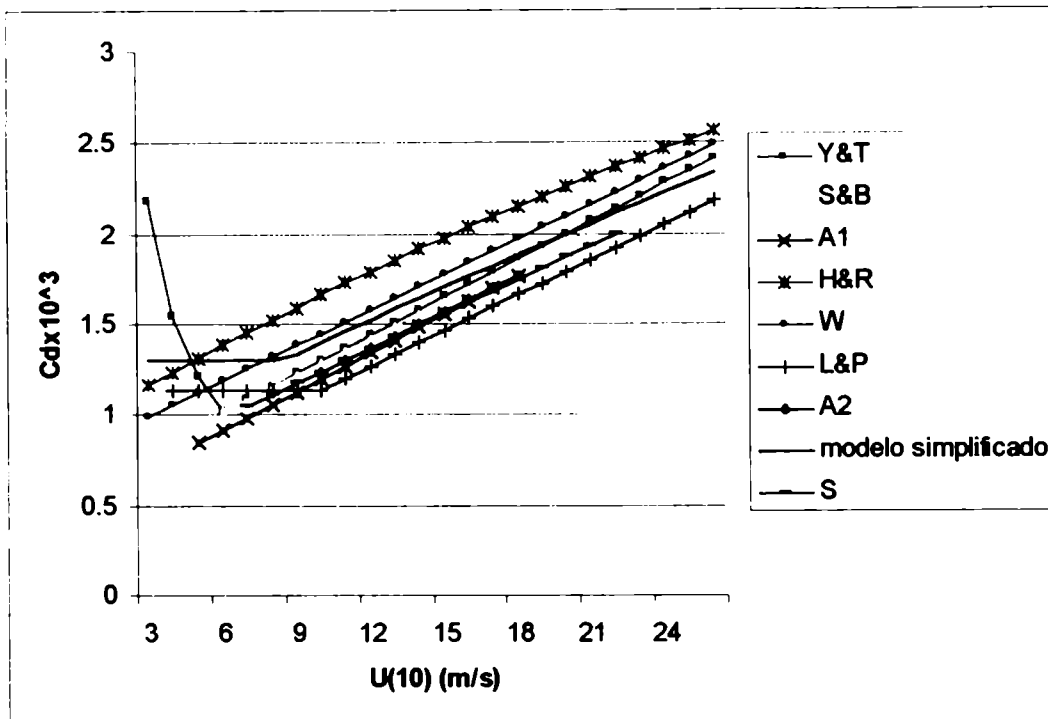


Figura 19. El coeficiente de arrastre C_D en función del viento a 10 m U_{10} , según las parametrizaciones de la Tabla 5. La relación utilizada en los modelos de onda de tormenta de este estudio es S&B.

4.1.3 Interacción entre la marea y la onda de tormenta

La interacción no lineal modifica la onda de marea por la presencia de onda de tormenta y produce alteraciones en la onda de tormenta debidas a la marea. Las causas principales que producen esa interacción son las variaciones en la fricción de fondo, función cuadrática de la corriente y la variación en la velocidad de propagación de las ondas de gravedad externas, función de la profundidad. En la sección 2.1.1 se clasifican los términos no lineales de las ecuaciones (2.1.1) a (2.1.3), según los procesos de interacción que representan. Tang et al. (1996), mediante técnicas de modelado numérico y análisis dimensional, atribuyen a la fricción el papel principal de esta interacción. Bijlsma (1989) cita los estudios de Wolf quien, mediante un modelo analítico de la propagación de dos ondas progresivas, obtiene que la interacción producida por fricción es aproximadamente el doble de la interacción de agua poco profunda y a su vez ésta es el doble de la interacción advectiva. Si bien estos son los resultados generales del estudio realizado sobre condiciones variadas de profundidad, amplitudes y fases relativas de la marea y la onda de tormenta, dichas condiciones determinan la importancia relativa de cada uno de los términos en cada situación. En zonas en donde se forman grandes corrientes de marea u ondas de tormentas, es muy importante la interacción por la alteración de la disipación por fricción. Como es extensamente reconocido en la literatura, la interacción de la marea y la onda de tormenta tiene características particulares locales, dependientes también de la situación meteorológica.

En un estudio realizado sobre el Canal de Suez y el estuario de San Lorenzo, Murty y El-Sabh (1981) resumen y extienden resultados analíticos de Proudman acerca de los efectos de la interacción

sobre el instante de la altura máxima de la onda de tormenta. Este último autor propone una clasificación de los estuarios en *largos* y *cortos*, sobre la base de dos parámetros, que cuantifican la relación entre la longitud del estuario y la longitud de onda de la marea, de la amplitud de la marea con la profundidad del mismo y la fricción en el estuario, inversamente proporcional a la profundidad. Así, un estuario corto será aquél en el que la amplitud de la marea sea pequeña en relación con la profundidad y/o la longitud de onda mucho mayor que la longitud del estuario y/o baja fricción por profundidad y en el que la relación entre los tres factores al menos mantenga la relación empírica dada. En cambio, en un estuario largo, la amplitud de la marea es comparable a la profundidad y/o la longitud de onda comparable a la longitud del estuario y/o la fricción es considerable y la relación entre todos no se mantiene dentro de los límites fijados. Según esta clasificación y la naturaleza de la onda de marea (progresiva o estacionaria), los autores determinan cómo la máxima altura de la onda de tormenta estará asociada con el estado de marea, de la siguiente manera:

- para un estuario largo, con onda de marea de tipo progresivo, las máximas ondas de tormenta están más asociadas con la bajamar o creciente;
- para un estuario largo, con onda de marea de tipo estacionaria, las máximas ondas de tormenta están más asociadas con la pleamar o bajante;
- para un estuario corto, las máximas ondas de tormenta están más asociadas con la pleamar o bajante.

De esta forma caracterizan las consecuencias de la interacción sobre la onda de tormenta según los procesos dominantes, indirectamente y de manera simple. Perillo y Píccolo (1991) ubican a Bahía Blanca dentro del tipo de estuario largo, con onda de marea estacionaria, pero no encuentran una buena coincidencia con esta teoría en las observaciones de onda de tormenta que analizan, lo cual sugiere que la interacción en el estuario de Bahía Blanca es un fenómeno más complejo. En las secciones 4.2.5 y 4.2.6 se demostrará que ambas características se encuentran presentes en el estuario.

En la escala de la onda de tormenta, ésta produce un desfase de la onda de marea, al variar su velocidad de propagación. Una onda de tormenta positiva aumenta la velocidad de propagación de la marea, adelantando tanto la pleamar como la bajamar. Algunos autores sugieren además que, en cuencas semicerradas donde la marea está en condiciones muy cercanas a la resonancia, puede surgir una modulación de la marea por onda de tormenta de baja frecuencia (Proctor y Flather, 1989). En este caso, la onda de tormenta puede modificar sensiblemente la amplitud de la marea, ya sea acercándola o alejándola de la resonancia. Esta variación se manifiesta como oscilaciones de período de la onda principal que aparecen en la serie temporal de la onda de tormenta. La interacción de agua poco profunda generalmente está restringida a la modificación de la fase de la marea por la onda de tormenta (Prandle y Wolf, según Bijlsma, 1989). Está relacionada con grandes amplitudes de marea y onda de tormenta y baja profundidad.

Dentro de la escala temporal de la marea, la interacción puede disminuir o aumentar la onda de tormenta y es más notable a mayor amplitud de marea. Proudman (según Walden et al., 1982) mostró en 1957 para el Río Thames que la onda de tormenta cuyo máximo se da cerca de la pleamar, alcanza menor nivel. Rositer, en la revisión de los mismos autores, afirma que el aumento de la onda de tormenta durante la marea creciente se debe al cambio de fase de la marea, que se adelanta por efecto de la onda de tormenta y por disminución de la fricción, debido al aumento de profundidad. Wolf (según Bijlsma, 1989) encuentra que efectivamente, la interacción de agua poco profunda es la principal responsable del aumento de la onda de tormenta durante la marea creciente, a lo que agrega la interacción advectiva, y atribuye la disminución de la onda de tormenta durante la pleamar a la interacción por fricción. Aquí vemos cómo dos autores asignan roles opuestos a la interacción por fricción durante la creciente. Si bien es cierto que ésta

disminuye cuando aumenta la profundidad, la dependencia cuadrática de la corriente total, tiende a aumentar la fricción (disminuir la corriente) al estar las corrientes de marea y de onda de tormenta en el mismo sentido y a disminuirla (aumentar la corriente) al estar las corrientes en sentidos opuestos. El balance final puede depender de la importancia relativa de los cambios de profundidad (es decir, de la relación de las amplitudes de la onda de tormenta y de la marea con respecto a la profundidad), de la intensidad de las corrientes de marea y de onda de tormenta y de la aproximación utilizada para representar la fricción. En la sección 2.1.1 se señalan los términos de (2.1.2) y (2.1.3) que producen la interacción por fricción de fondo. De un simple análisis de escala sobre su dependencia de las variaciones de profundidad y de las variaciones de la corriente se desprende que, mientras

$$(4.1.1) \quad \frac{h_s}{D} < 2 \frac{q_s}{\bar{q}}$$

las variaciones en las corrientes tendrán mayor peso en la interacción por fricción. En cambio, una ley lineal de fricción con respecto a la corriente favorece el efecto de las variaciones de profundidad sobre la interacción friccional, de manera que

$$(4.1.2) \quad \frac{h_s}{D} \approx \frac{q_s}{\bar{q}}$$

es suficiente para que sea relevante este último efecto si se considera dicha ley lineal. En los principales canales del estuario de Bahía Blanca, con profundidades del orden de 10 m y corrientes de marea del orden de 1 m/s, para una de tormenta de, por ejemplo, $h_s = 2 \text{ m}$ y $q_s = 0.5 \text{ m/s}$, se cumple (4.1.1).

A continuación, se realiza un primer análisis general acerca de la interacción entre la marea y la onda de tormenta en el estuario de Bahía Blanca mediante el modelo numérico. En la sección 4.2.5, contando con el aval de datos observados, se profundizará en el estudio de esta interacción y de sus consecuencias sobre la onda de tormenta. Se simulan tres casos ideales en los que un viento constante del sudeste sopla durante el tiempo suficiente para que la onda de tormenta alcance un estado de régimen. Se varía la intensidad del viento en cada experiencia, siendo ésta de 5, 10 y 20 m/s, respectivamente. En las Figura 20a, b y c, se muestran los niveles de agua resultantes durante tres ciclos de marea, discriminando también la onda de tormenta y la marea normal. Se observa la acción de la interacción por fricción, más evidente en las experiencias b y c, cuyo funcionamiento general se describe a continuación. Luego de un cierto tiempo de actuar las corrientes de creciente, la fricción aumentada tiende a disminuir la creciente de la onda combinada y, por lo tanto, la onda de tormenta. Al disminuir las corrientes de marea durante la pleamar, se favorece el crecimiento de la onda de tormenta, desplazando el máximo de la onda combinada más allá de la pleamar, y con la disminución de la fricción durante la bajante de marea, se produce el característico máximo de la onda de tormenta. Las corrientes de bajante de la marea aumentan por la menor fricción, de manera que en algún momento esta modificación supera al forzante meteorológico y la corriente neta de onda de tormenta pasa a estar en sentido de bajante. El nivel de la onda de tormenta y el nivel del agua disminuyen, si el fenómeno es lo suficientemente intenso, aun pasada la bajamar. Desde el punto de vista de la onda combinada, el efecto general de la interacción por fricción es el de producir un retardo de la misma con respecto a la marea. En el primer caso (Figura 20a), el viento de 5 m/s produce una onda de tormenta leve, con un período de interacción que no coincide con el de la marea. Esta produce una depresión del nivel de la onda de tormenta posterior a la bajamar, un máximo relativo al comienzo de la marea creciente, una disminución en la última etapa de la creciente y un extendido y suave máximo a lo largo de la marea bajante. Argumentos basados en la modificación de la fricción explican suficientemente

estas características de la interacción con vientos relativamente suaves, como se mostrará en 4.2.5 mediante un análisis de las corrientes. Con un viento de 10 m/s (Figura 20b), ya se evidencia el retraso de la onda total con respecto a la marea, insinuándose la forma característica de la onda de tormenta. En la Figura 20c, con viento de 20 m/s ya está completamente desarrollada la interacción, produciéndose una onda de tormenta cíclica, desfasada con respecto a la marea.

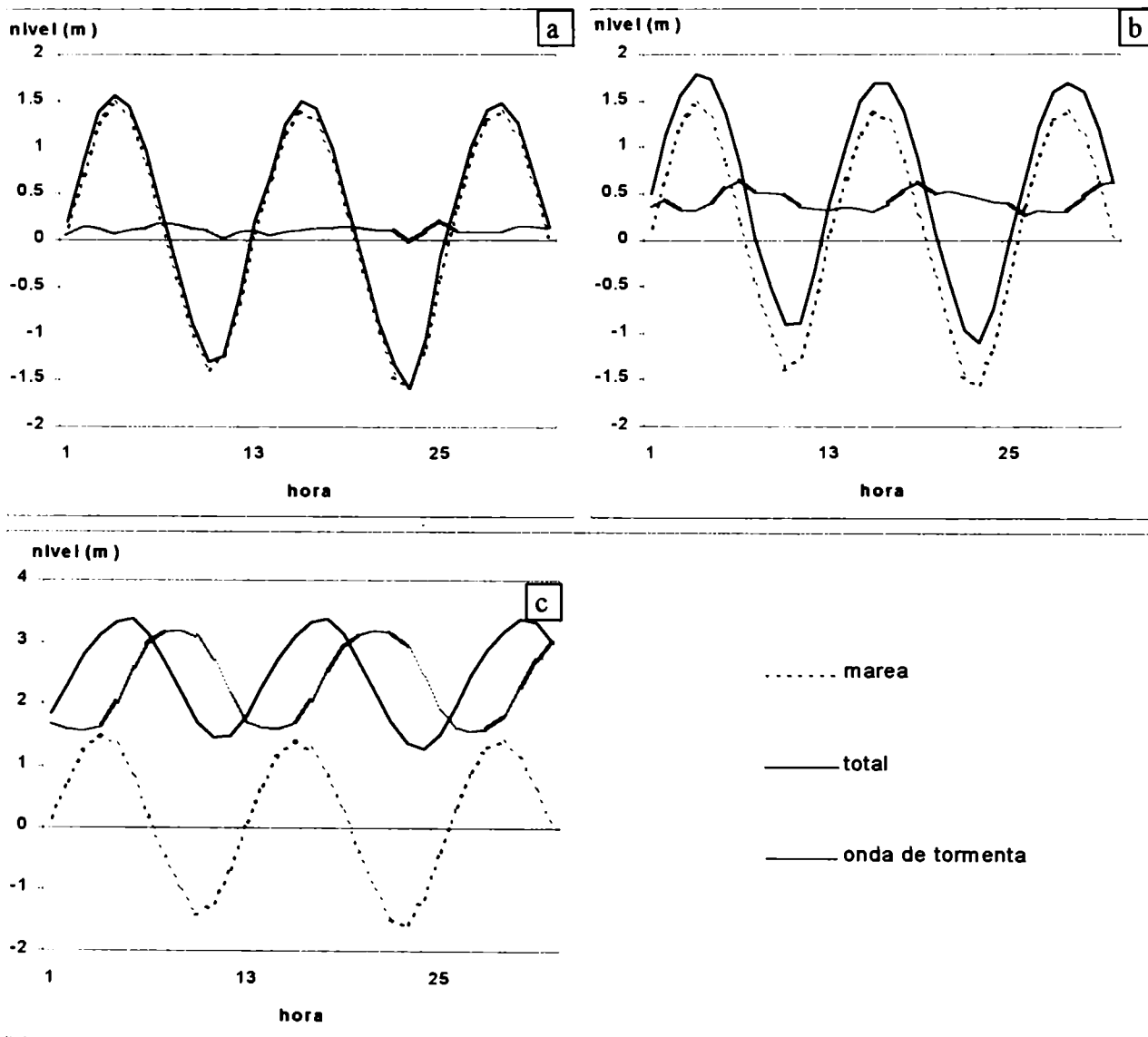


Figura 20. Nivel del agua y onda de tormenta una vez alcanzado el régimen, por simulación de viento constante del sudeste: a) 5 m/s; b) 10 m/s y c) 20 m/s. Nótese la diferente escala en la parte c.

Bijlsma (1989) encuentra en sus experiencias que la fase de la onda de tormenta no influye en las variaciones de ésta en la escala de la marea. Sin embargo, la fase de ambas ondas influye en el nivel total, ya que la máxima onda de tormenta puede conducir o no al máximo nivel del agua. Ocasionalmente, si el

forzante local es muy fuerte durante un corto período, el pico de la onda de tormenta se puede producir en cualquier momento, aun en pleamar, no dejando tiempo para que se produzcan las interacciones que lo alejen de la marea alta. Tal es el caso analizado por Proctor y Flather (1989), en el que resultó de gran importancia el momento de ocurrencia de la onda de tormenta con respecto a la marea. Estos autores señalan que la magnitud de la interacción también depende del momento en que ocurre la onda de tormenta, ya que, si ocurre durante marea alta, no hay corrientes significativas para modificarla por interacción friccional. Tang et al. (1996) analizan la magnitud de la interacción de la marea y la onda de tormenta producida por ciclones tropicales. Haciendo la salvedad de que, localmente, la fase relativa de ambas puede ser relevante para el máximo nivel del agua alcanzado, cuantifican la interacción mediante una expresión simple e independiente de la fase. En la sección 4.2.5 se demostrará que, en el caso que se estudia, la fase de la onda de tormenta con respecto a la pleamar tiene consecuencias importantes en la onda de tormenta y en los resultados de la simulación numérica.

La interacción de la marea y la onda de tormenta no es un fenómeno privativo de los estuarios. Heaps (1983) afirma que la interacción se organiza en zonas poco profundas y costeras del Mar del Norte a medida que las ondas avanzan juntas, encontrándose zonas con condiciones particulares, donde se da la mayor interacción. En la sección 4.2.5 se mostrará que en la zona exterior al estuario de Bahía Blanca ya se detectan importantes efectos de la interacción. Resumiendo, los factores que favorecen la interacción de la marea y la onda de tormenta son:

- grandes corrientes de marea y/o de onda de tormenta favorecen la interacción por fricción;
- gran amplitud de marea y/o de onda de tormenta favorece la interacción de agua poco profunda, así como también los factores astronómicos que aumentan temporariamente la amplitud de mareas, como sicigias y el apogeo de la Luna;
- la escasa profundidad favorece la interacción de agua poco profunda y la fricción;
- la distancia a lo largo de la cual las ondas de marea y de tormenta viajan juntas influye en la intensidad de la interacción.

Por todo lo aquí expresado, la onda de tormenta, tal como se la define en la Introducción, no es linealmente aditiva a la marea. Dada Φ una variable que depende del estado de marea y onda de tormenta, sea nivel, componente de corriente o transporte, la diferencia entre el total y la marea es (Heaps, 1983)

$$(4.1.3) \quad \Phi_{s+i} = \Phi_{t+s} - \Phi_t$$

donde el subíndice s indica la contribución debida a la onda de tormenta, t la contribución de la marea, i la contribución de la interacción entre ambas, y

$$(4.1.4) \quad \Phi_i = \Phi_{t+s} - \Phi_t - \Phi_s$$

es el efecto aislado de la interacción, que se tratará en la sección 4.2.5. En general, en este trabajo se trata la onda de tormenta conjuntamente con las interacciones no lineales, como el apartamiento del estado dado por la marea, según (4.1.3). Por eso en adelante, salvo que se aclare lo contrario, la expresión *onda de tormenta* hace referencia a la onda de tormenta más todas las interacciones existentes.

4.2 Estudio del caso del 14 al 15 de junio de 1997

4.2.1 Datos utilizados

Se utilizaron campos de viento en el nivel inferior de sigma del análisis global operativo del *National Center for Environmental Prediction (NCEP)*. Estos son elaborados en tiempo real por la División de Modelos Oceánicos. Los datos tienen un espaciamiento de $1^\circ \times 1^\circ$ y son interpolados a la grilla desplazada o *staggered* del modelo de plataforma. Para introducir el dato de viento en el modelo de Bahía Blanca se considera sólo el punto sobre el agua que representa aproximadamente todo el estuario, esto es, el situado en 39° S , 62° W . En la Figura 21 se puede apreciar la resolución de estos campos de vientos, desde el punto de vista del estuario. El nivel sigma inferior del análisis se considera en los 40 m de altura, según la documentación de los datos, para reducir los mismos a la altura de 10 m. Se sigue para esto el procedimiento descrito en la sección 3.2.1 para la capa de superficie, excepto que no se tomó en cuenta la estabilidad atmosférica por no disponerse de los campos de temperatura del aire correspondientes. En el caso de vientos débiles, en que la capa superficial es menor a 40 m, se utiliza la aproximación dada para el tratamiento de la interfaz de ésta con la capa planetaria. Se utilizaron para esta situación los campos de altura de 1000 hpa producidos por el análisis objetivo del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) (Hordij y Ciappesoni, 1979). Estos están distribuidos en un retículo cartesiano de aproximadamente $300 \times 300 \text{ km}$. Se los transformó a presión de superficie asumiendo atmósfera estándar y se los interpoló a los retículos de los modelos. Todos los campos están disponibles, en general, a intervalos de 12 horas, para 0 y 12 TUC y se interpolan linealmente en el tiempo, para introducirlos a los modelos.

Partiendo de un estado de reposo, se permitió un tiempo de siete días para el establecimiento del régimen de marea tanto en plataforma como en el estuario. Durante este período se ejecutó cada modelo independientemente. Durante los cuatro días previos al evento, se obtuvieron los campos de viento sólo cada 24 horas, mientras que los análisis de presión siempre estuvieron disponibles cada 12 horas. Se ejecutaron los modelos de plataforma y de Bahía Blanca para marea y onda de tormenta durante estos cuatro días y se estableció un campo inicial al caso de estudio, el día 13 de junio a las 21 horas esto es, a las 0:00 TUC del día 14. Durante los días 14 y 15 de junio, se obtuvieron dos campos de viento del NCEP por día. Estos, al igual que los campos de presión, fueron interpolados linealmente cada 3 horas.

Se utilizaron observaciones horarias de viento en la estación Bahía Blanca Aero (SMN) y trihorarias del Faro Recalada a Bahía Blanca (SIHN) para estimar el ajuste local de los diagnósticos de viento. Por otra parte, estas observaciones se utilizaron también directamente como dato de entrada en el modelo, para cuantificar la influencia en la onda de tormenta de las fluctuaciones de mayor frecuencia que los análisis sinópticos.

Los datos horarios de nivel del agua de Puerto Belgrano utilizados en la verificación provienen de la red mareográfica del SIHN y las predicciones de mareas en dicho puerto fueron procesadas por la sección Mareas. De la diferencia de ambos surge la *onda de tormenta observada*, según se define en la Introducción y que está dada por la ecuación (4.1.3).

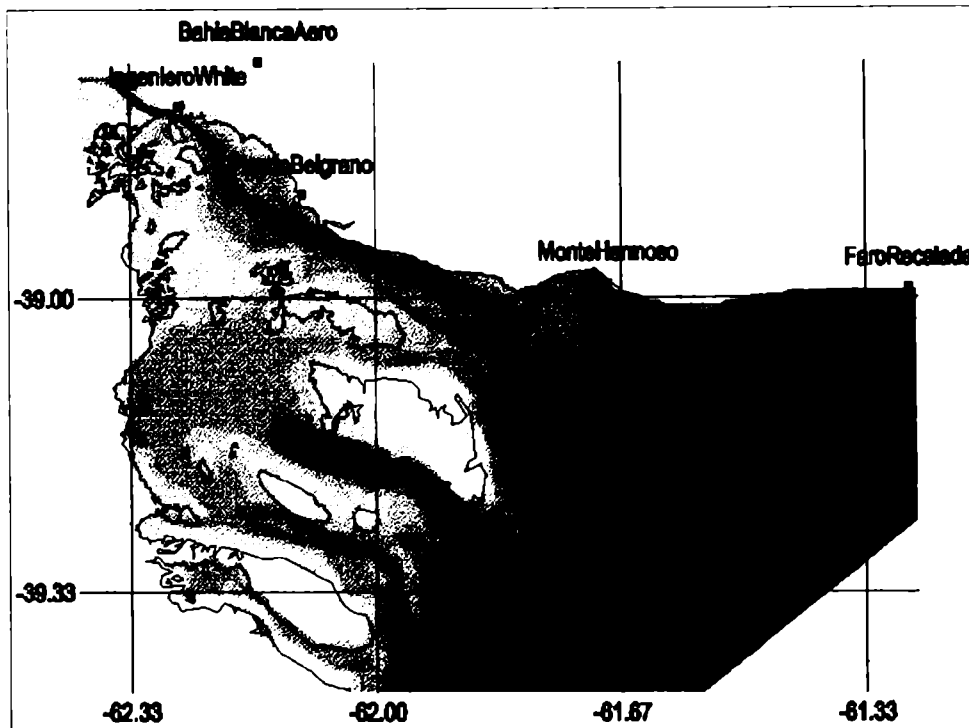


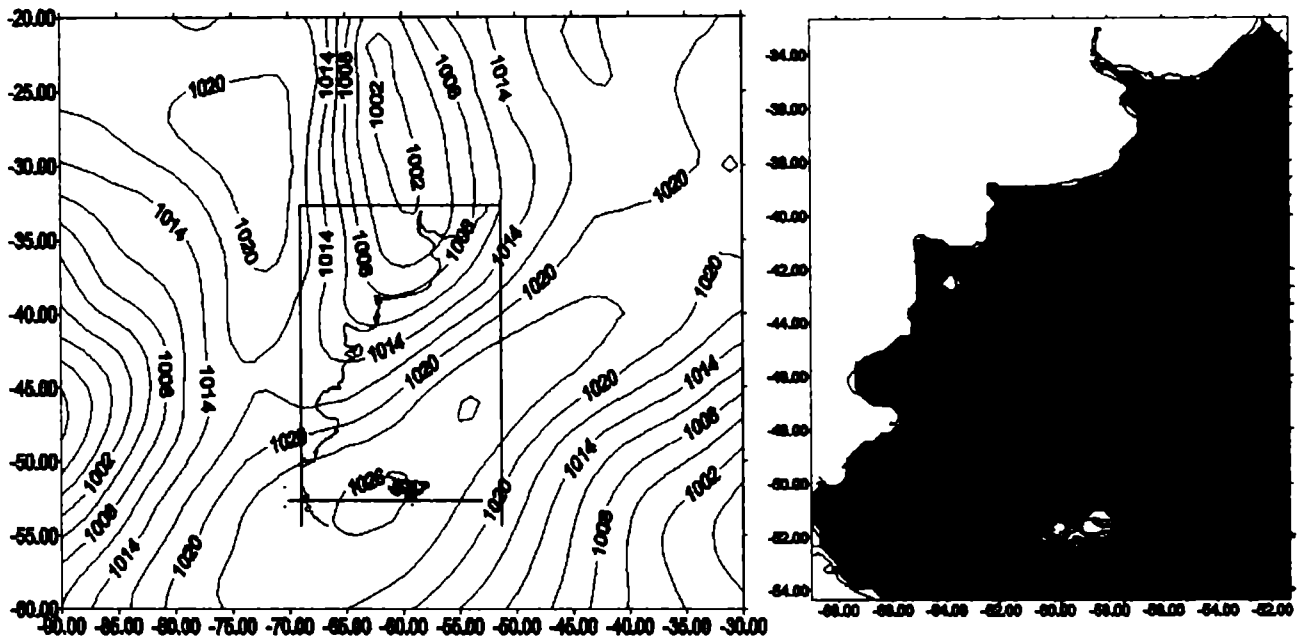
Figura 21. Resolución del campo de viento con respecto a las dimensiones del estuario. El reticulado indica los puntos del reticulado en plataforma, mientras que el campo original de viento se ubica en los grados enteros. Las componentes zonal y meridional del viento se encuentran ubicadas según la grilla desplazada de la Figura 2.

4.2.2 Situación meteorológica

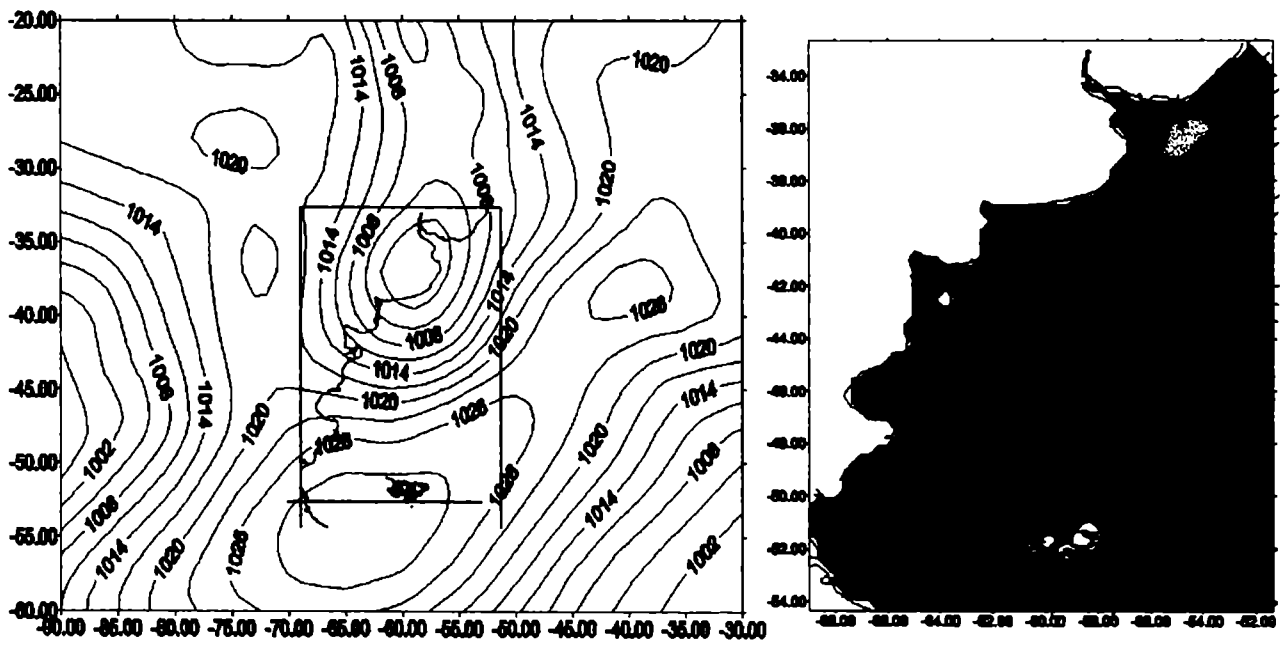
El día 13 de junio de 1997 comenzó a producirse una ciclogénesis, centrada sobre la provincia de Buenos Aires, que se profundizó durante el día 14, ocasionando fuertes vientos del SE en Bahía Blanca. Al mismo tiempo que la presión en superficie tomaba valores inferiores a los 993 hpa en Buenos Aires, el día 14 a las 12 TUC, el anticiclón que ocupaba la zona de Tierra del Fuego e Islas Malvinas, se intensificaba hasta valores superiores a los 1032 hpa. Esta situación produjo un fuerte gradiente de presión a lo largo del litoral marítimo, desde el norte del Golfo San Jorge hasta Bahía Blanca. El desplazamiento del sistema hacia el nordeste, en las siguientes 12 horas, llevó los vientos fuertes también hacia el sudeste de la provincia de Buenos Aires. En las Figura 22a, b, c, d, e y f se muestran los campos de presión de superficie cada 12 horas, derivados del análisis de altura de 1000 hpa del SMN, tal como se indica en la sección anterior.

La evolución del campo de viento en superficie durante la tormenta se puede apreciar en las Figura 22i, ii, iii, iv, v y vi, en las que se muestran los campos de viento a 10 m derivados del nivel sigma inferior del análisis del NCEP. Cabe destacar que, si se notase algún desplazamiento con respecto a los campos de presión, esto puede deberse a las diferentes resoluciones y métodos de análisis empleados, aunque la concordancia es aceptable para los fines de este trabajo. A las 0 TUC del día 14 se comienza a observar una rotación del viento hacia el sector este en la zona de El Rincón de Bahía Blanca. A las 12 TUC en la parte exterior de El Rincón ya hay vientos superiores a los 45 nudos. Los

Figura 22. Situación sinóptica del 13 al 15 de junio de 1997.



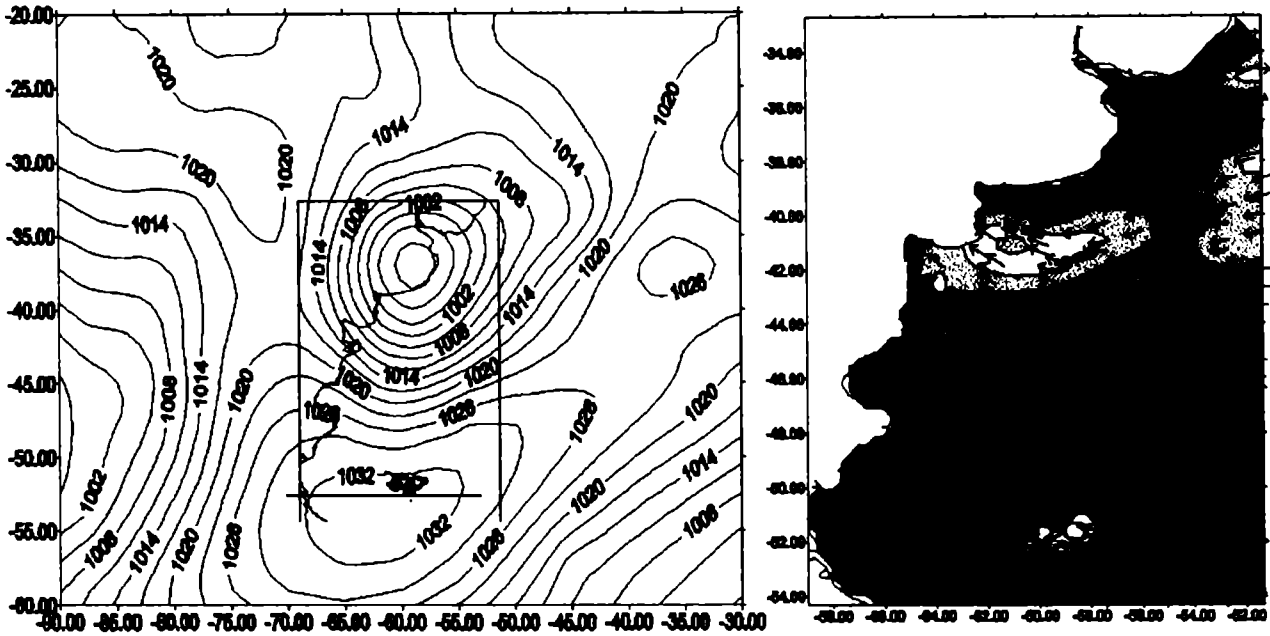
a) Presión en superficie del 13/6/97 12:00 TUC, i) Viento a 10 m sobre el mar derivado del nivel derivado del análisis de altura de 1000 hpa del inferior del análisis del NCEP para el 13/6/97 SMN (isobaras cada 3 hpa).
12:00 TUC (isotacas cada 2,5 m/s \approx 5 kts).



b) Idem a), para el 14/6/97 0:00 TUC.

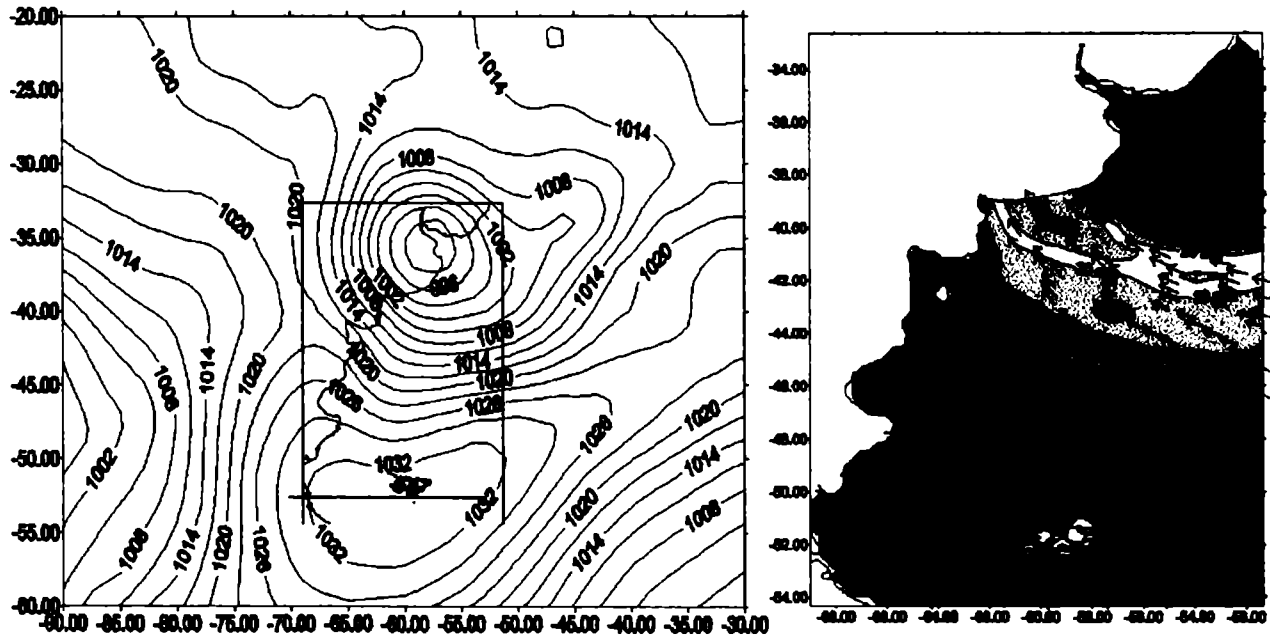
ii) Idem i), para el 14/6/97 0:00 TUC.

Figura 22. Continuación.



c) Idem a), para el 14/6/97 12:00 TUC.

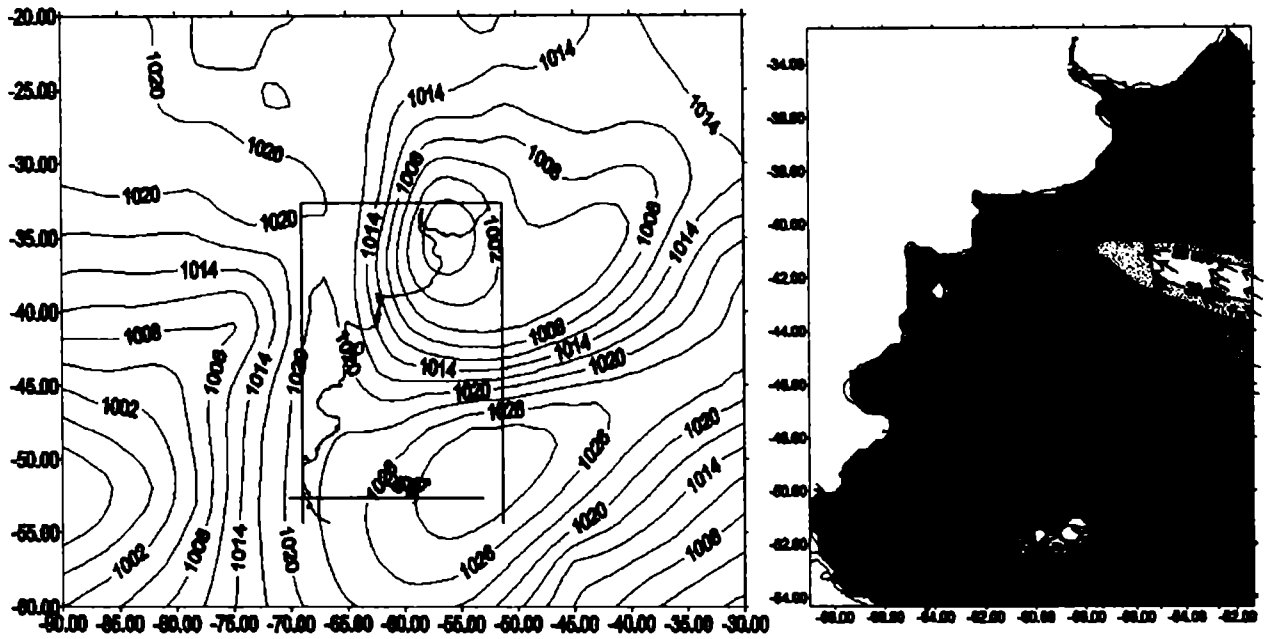
iii) Idem i), para el 14/6/97 12:00 TUC.



d) Idem a), para el 15/6/97 0:00 TUC.

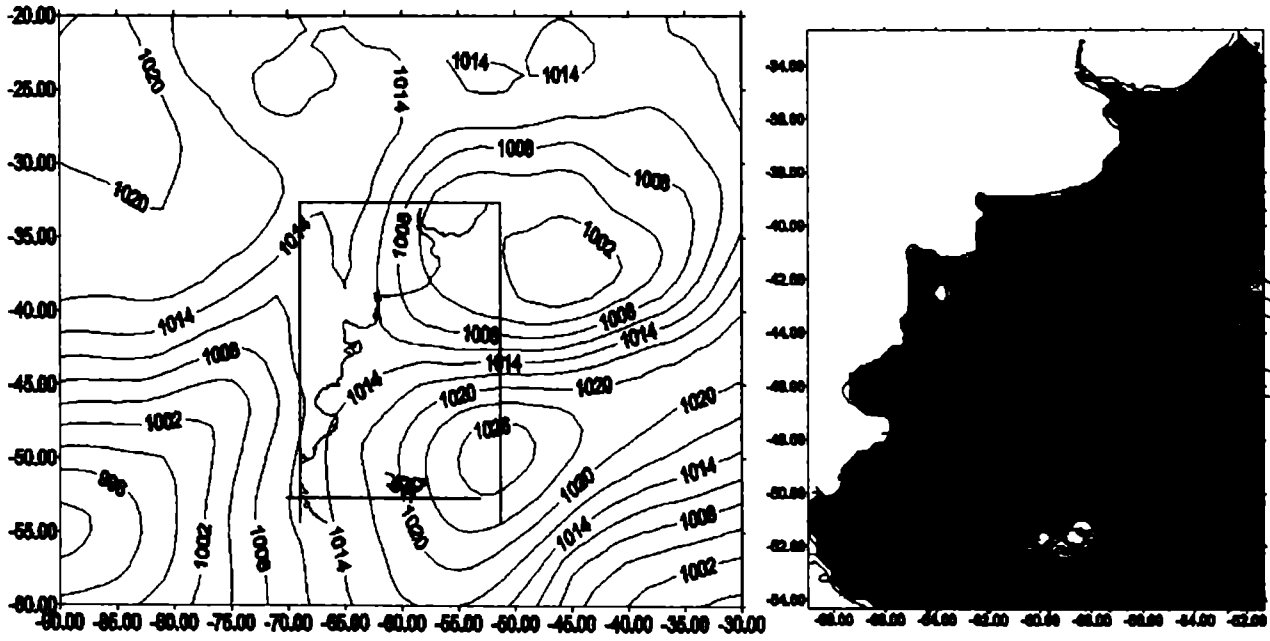
iv) Idem i), para el 15/6/97 0:00 TUC.

Figura 22. Continuación.



e) Idem a), para el 15/6/97 12:00 TUC.

v) Idem i), para el 15/6/97 12:00 TUC.



f) Idem a), para el 16/6/97 0:00 TUC.

vi) Idem i), para el 16/6/97 0:00 TUC.

campos del NCEP marcan los máximos vientos sobre el mar a las 0 TUC del día 14. Se observa una franja de intensidades superiores a los 50 nudos, que alcanza la costa sur de la provincia de Buenos Aires al este de Bahía Blanca, aproximadamente a los 60° W. La tormenta se ve desplazada y alejándose del estuario, si bien éste aún soporta vientos importantes. A la mañana del día 15, la baja ya se encuentra centrada sobre el mar, produciendo vientos de 25 nudos sobre el estuario, que irán disminuyendo a lo largo del día.

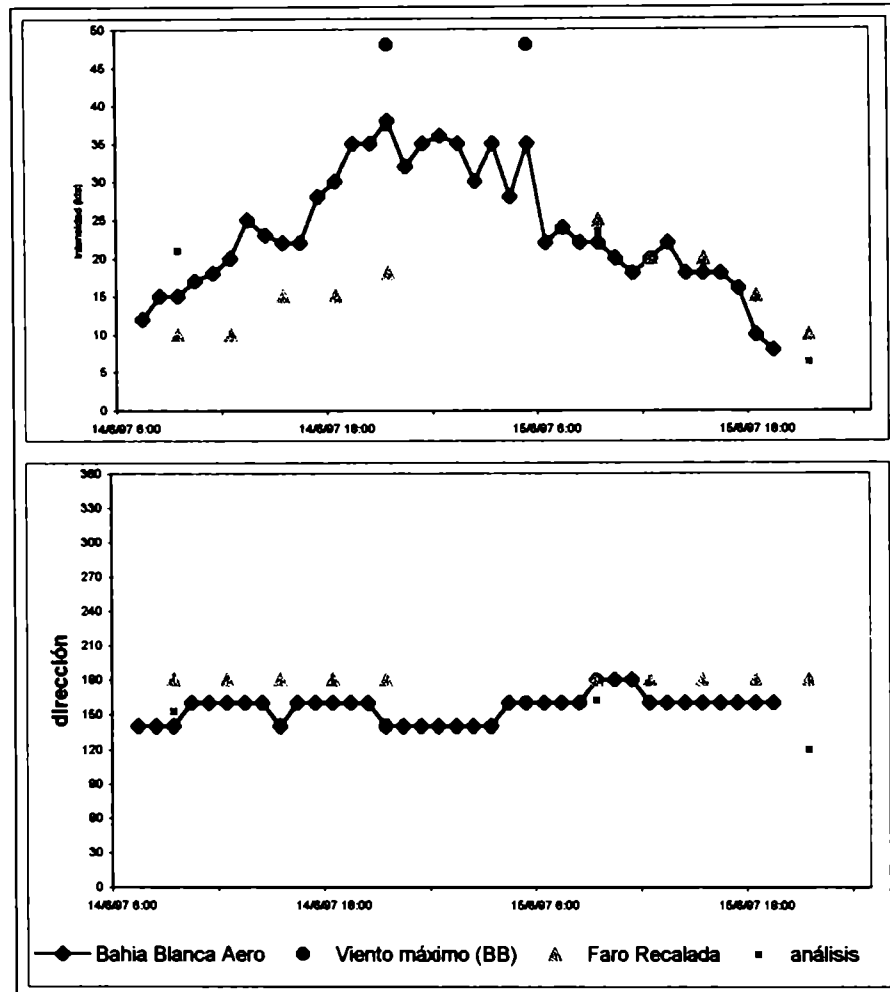


Figura 23. Viento observado en Bahía Blanca los días 14 y 15 de junio de 1997 y el viento en 10 m en el punto más cercano del diagnóstico de viento realizado a partir de los campos del NCEP (cada 12 horas). La hora corresponde al huso +3.

La serie temporal de intensidad y dirección del viento de la estación Bahía Blanca Aero se muestra en la Figura 23. El valor horario de viento en dicha estación fue superior a los 28 nudos a lo largo de 12 horas. Los vientos máximos medidos fueron de 48 nudos del SE a las 20:50 horas del día 14 y de 48 nudos del SSE a las 4:45 horas del día 15. Durante la mañana del día 15, el viento disminuyó sensiblemente debido al desplazamiento del sistema de baja presión hacia el NE, que migró rápidamente hacia el Atlántico. Se puede comparar en la Figura 23 las intensidades y direcciones del viento que provienen de las distintas fuentes. El valor de viento analizado es el del punto sobre el agua

más cercano dentro del estuario. Los campos de viento están bien ajustados al dato de la estación Bahía Blanca Aero, ya que este dato operativo interviene en el análisis del NCEP. No ocurre lo mismo con el dato del Faro Recalada, el cual no se integra al Sistema Global de Telecomunicaciones (GTS).

4.2.3 La onda de tormenta en la plataforma

El sistema de baja presión que dominó el litoral marítimo de la provincia de Buenos Aires durante el día 13 de junio (Figura 22 a, b, i, ii) generó una corriente hacia el sur, a lo largo de la parte más angosta y poco profunda de la plataforma continental. Esta se observa en la Figura 24a, con intensidades máximas de alrededor de 0.4 m/s, produciendo un descenso generalizado del nivel del agua sobre la costa de Buenos Aires y Río de la Plata. Con la rotación del viento sobre El Rincón de Bahía Blanca y extremo sur de Buenos Aires, que se observa a las 0:00 TUC del día 14 (Figura 22ii), comienza a formarse un giro en dicha corriente, que establece finalmente un vórtice completamente formado a las 15 TUC (Figura 24b). Esta circulación está ligada a la forma de la costa, y a las pequeñas dimensiones del estuario de Bahía Blanca, que resulta incapaz de contener todo el caudal de agua que aporta la plataforma durante la sudestada. Si bien no existe evidencia observacional acerca de este vórtice, Proctor y Flather (1989) mencionan la misma característica en la boca del estuario del Río Avon, en una situación meteorológica similar a la que aquí se presenta. El vórtice sólo se desorganiza cuando la tensión del viento cede, a favor de la descarga del agua acumulada, y se genera en su lugar, una zona de divergencia (Figura 24d). Esta divergencia se forma entre dicha descarga y la corriente que aún mantiene la tensión del viento, el cual sopla sobre la costa del Buenos Aires al nordeste de Bahía Blanca, tal como se ve en la Figura 22v.

Los intensos vientos hacia la costa que se observan desde las primeras horas del día 14 a lo largo del litoral del norte de Patagonia, no son suficientes para elevar sensiblemente el nivel de las aguas profundas del Golfo de San Matías (Figura 24b) por su escasa duración, debido a la migración de la baja hacia el nordeste, lo que disminuye el gradiente de presión (Figura 22c, d, iii, iv). Tal como se observa en la Figura 24c, que muestra aproximadamente la mayor extensión de la anomalía de nivel en El Rincón, el fenómeno de onda de tormenta por apilamiento suele ser restringido a una zona muy poco profunda. Esta debe estar en coincidencia con los vientos más intensos, los que también están limitados a una franja más o menos estrecha, según la situación, y cuya persistencia depende de la velocidad y dirección de propagación de la perturbación meteorológica.

En la Figura 25 se muestra la secuencia temporal del nivel del agua alcanzado en zonas cercanas al Rincón, durante el paso de la tormenta. San Blas (Figura 9), ubicado casi en el límite exterior del agua poco profunda, presenta un aumento suave, pero sostenido mientras dura el evento (Figura 25a). Como se observa en la Figura 24c, el mayor aumento del nivel se produce en el sector noroeste de El Rincón, donde la onda llega con el máximo recorrido sobre agua poco profunda. En la Torre Oceanográfica, ubicada en la zona exterior, cerca de la boca del estuario, el pico máximo alcanzado es de 1.10 m, a las 23 horas del día 14 (Figura 25b). El predominio del forzante local se evidencia en el pequeño desfasaje de la hora de viento máximo (Figura 23) con la hora del pico de la creciente. La serie temporal del nivel del agua en el Puerto Quequén (Figura 25c), muestra un estado inicial afectado por el descenso provocado por la corriente de plataforma que se menciona anteriormente. El doble pico se debe a la interacción provocada por la coincidencia del máximo de

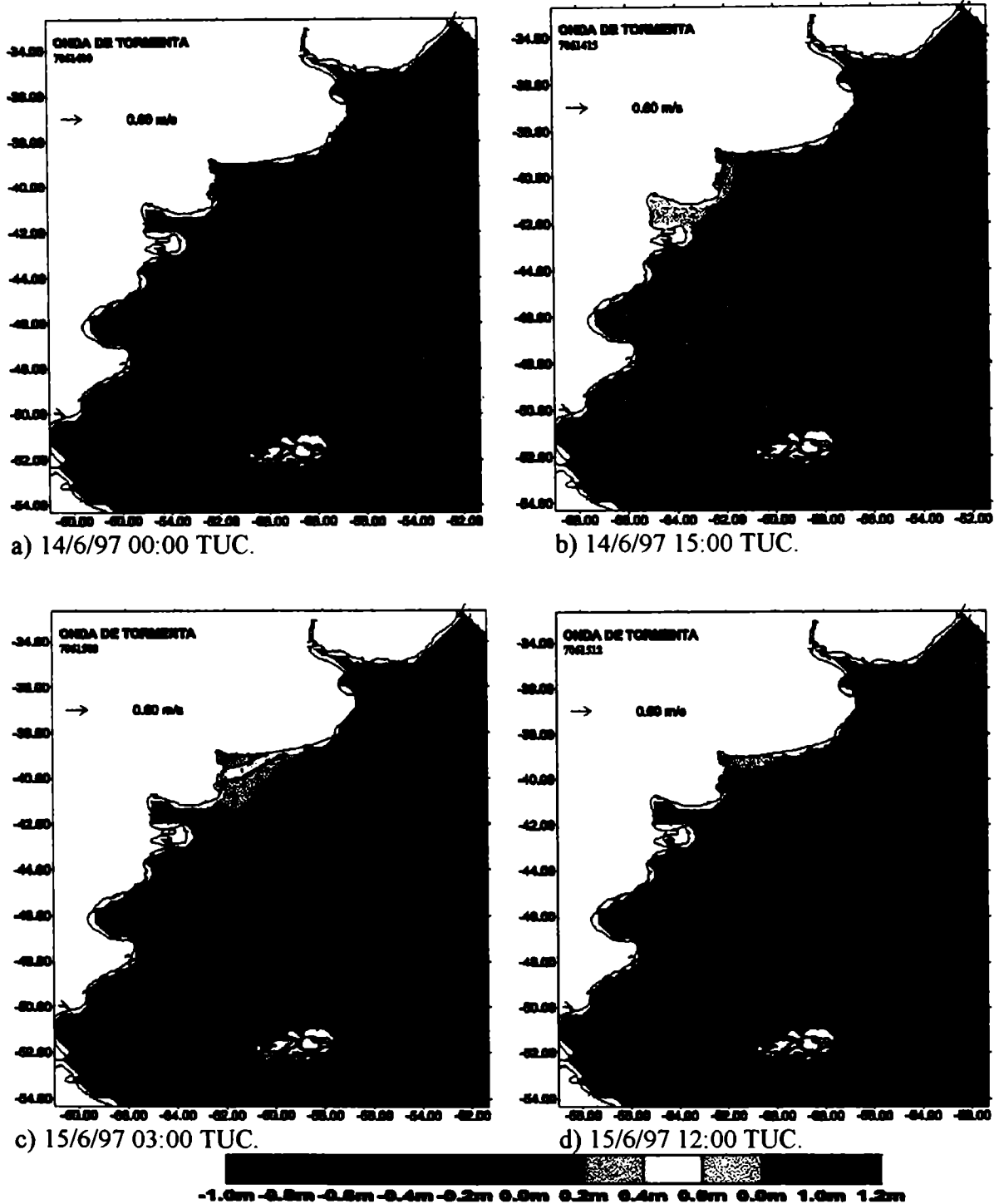


Figura 24. Nivel (m) y corrientes producidos por onda de tormenta del 14 y 15 de junio de 1997. Corrientes cada 2 puntos.

onda de tormenta con la marea alta. Más adelante, se mostrará que este fenómeno también se evidencia en las observaciones.

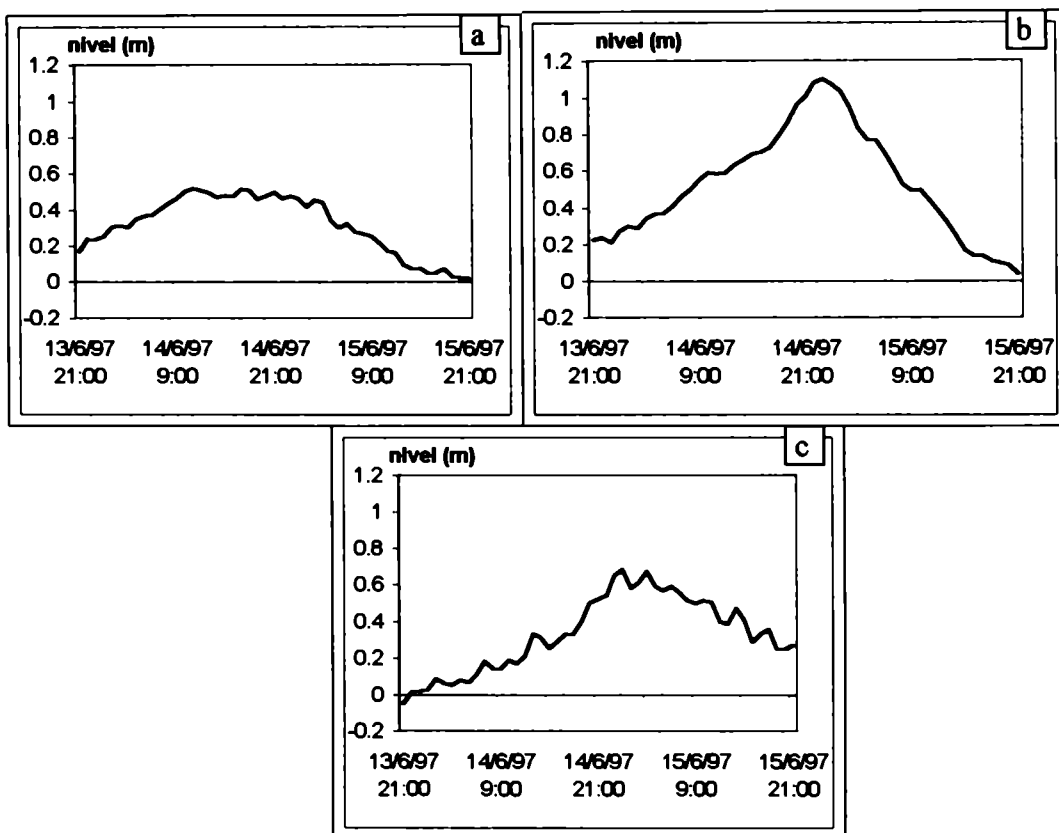


Figura 25. Series temporales del nivel del agua por onda de tormenta. a) San Blas; b) Torre Oceanográfica; c) Puerto Quequén. La hora corresponde al huso +3.

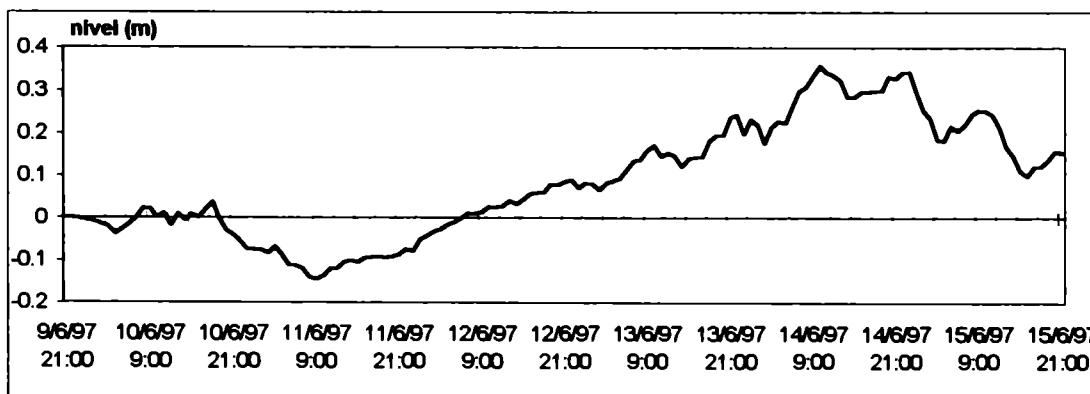


Figura 26. Variación en el nivel del agua de la Torre Oceanográfica producido por el gradiente horizontal de presión. La hora corresponde al huso +3.

El efecto discriminado de las variaciones de presión sobre el nivel del agua en la Torre Oceanográfica a lo largo de los seis días se muestra en la Figura 26. En los días anteriores al evento estudiado, se evidencia el efecto de un anticiclón migratorio de 1020 hpa que pasó sobre la zona durante la noche del día 10 al 11. El gradiente horizontal de presión contribuye a incrementar el nivel del agua en las primeras horas del evento, cuando el viento (Figura 23) aún no ha alcanzado sus valores máximos. En este momento, la contribución del gradiente de presión es de más del 50% de la variación del nivel del agua, como se puede deducir de la Figura 25b. Luego, el efecto dominante es el del viento, aunque el de la presión sigue siendo significativo. El primer pico en la contribución del gradiente de presión al nivel es de 0.36 m y se encuentra a las 10 hs del día 14. El segundo es algo menor y se produce a las 23 hs del mismo día, en coincidencia con el máximo de la la onda de tormenta. Esto se corresponde con los máximos gradientes que se observan en las Figura 22c y d, respectivamente. Ya que se interpola linealmente los valores intermedios de presión, el gradiente de presión por sí solo no explicaría el mínimo relativo de nivel del agua que se encuentra entre ambos picos. Por estar también interpolado temporalmente, tampoco el viento tiene variaciones capaces de producir interacciones entre ambos efectos. La única variable que tiene variaciones de esa frecuencia es la marea astronómica, evidenciándose aquí una interacción entre ambas ondas. En la sección 4.2.5 se tratará el tema de la interacción de la marea y la onda de tormenta en la parte exterior del estuario, representada por la Torre Oceanográfica. En la misma Figura 26 se observan poco significativas, pero evidentes, oscilaciones de período 3 horas, seguramente producidas por los saltos discretos del forzante introducido al modelo. Cabe notar que no ocurre lo mismo con el forzante de la tensión de viento, sugiriendo así una respuesta oscilatoria del nivel del agua a las variaciones temporales del gradiente de presión.

4.2.4 La onda de tormenta en el estuario

La creciente se produce dentro del estuario en sucesivos picos o crestas, producto de la modificación de la onda de tormenta por razones que se estudiarán en las siguientes secciones. La primer creciente detectada en el Canal Principal, se produce alrededor de las 5 horas del día 14. Como se deduce de las Figura 25 y Figura 26, referidas a la Torre Oceanográfica, las variaciones en el nivel hasta ese momento son producidas principalmente por el gradiente horizontal de presión. Esta primer onda débil recorre el Canal Principal, pero no llega a propagarse completamente por la parte sur del estuario. En la Figura 27a se observa cómo una moderada creciente se propaga por los canales, pero la cresta principal no alcanza las planicies ni la parte interior de Bahía Falsa, de menor profundidad. El estado de marea en ese momento en el estuario es de bajante, con fuertes corrientes encontradas, en los canales del sur, como se puede apreciar en la Figura 27b. La onda de marea es predominante, como se aprecia en la comparación de ambas figuras con la Figura 27c, donde se muestra la onda total combinada. Las corrientes generadas por la onda de tormenta (Figura 27a) aparecen favoreciendo la descarga del agua de las planicies hacia el Canal Principal. La razón de esto es que, en las horas anteriores, el nivel estaba elevado por sobre lo normal en marea alta, por lo que las planicies han permanecido inundadas más tiempo que el determinado por la onda de marea. La descarga que, en condiciones normales, ya debería haberse producido en parte para la hora que se muestra en la figura, se encuentra recién comenzando. Aun esta señal débil de onda de tormenta es suficiente para alterar la circulación en la parte superior y media del estuario. Las corrientes más intensas en la boca de Bahía Verde corresponden a la deflexión de las corrientes de marea hacia el nordeste, que se nota al comparar las Figura 27b y c. Con excepción de esta zona y de las planicies, la onda de tormenta se presenta con

corrientes débiles, sólo algo más notorias en la zona intermedia del Canal Principal. Allí, las corrientes de marea y de onda de tormenta están en el mismo sentido, aun en contra del forzante meteorológico, debido a que la onda de tormenta alcanzó un máximo relativo en la cabecera del estuario y comenzó su bajante. Esto se relaciona con la interacción de ambas ondas por el mecanismo de fricción señalado en la sección 4.1.3. Esto se analizará sobre las series temporales de las variables en Puerto Belgrano, en la siguiente sección.

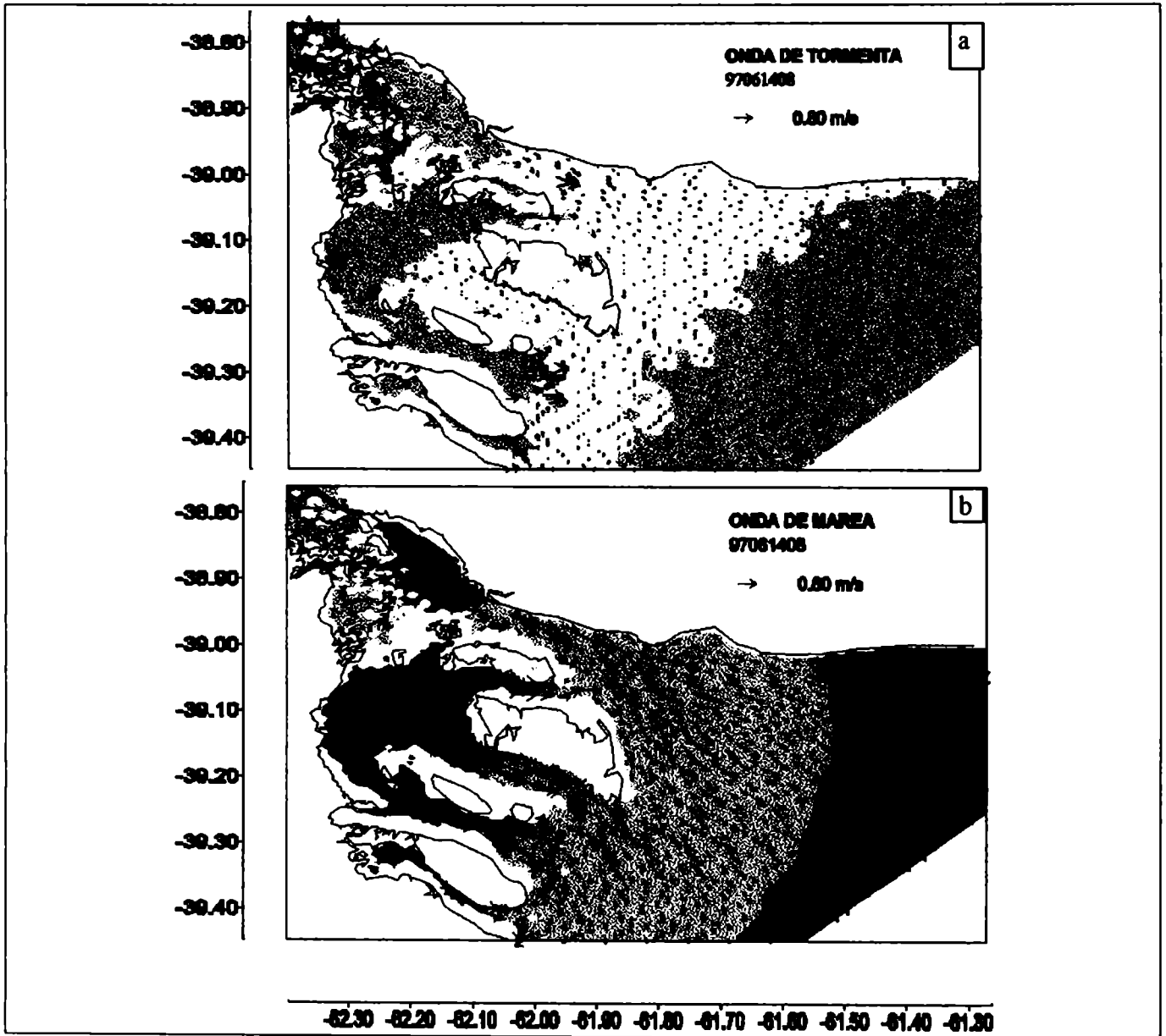


Figura 27. Nivel del agua (m) y corrientes para el 14/6/97 5:00 (8:00 TUC); a) onda de tormenta; b) onda de marea; c) onda combinada. En b) y c), alturas sobre el nivel medio. Corrientes cada 8 puntos.

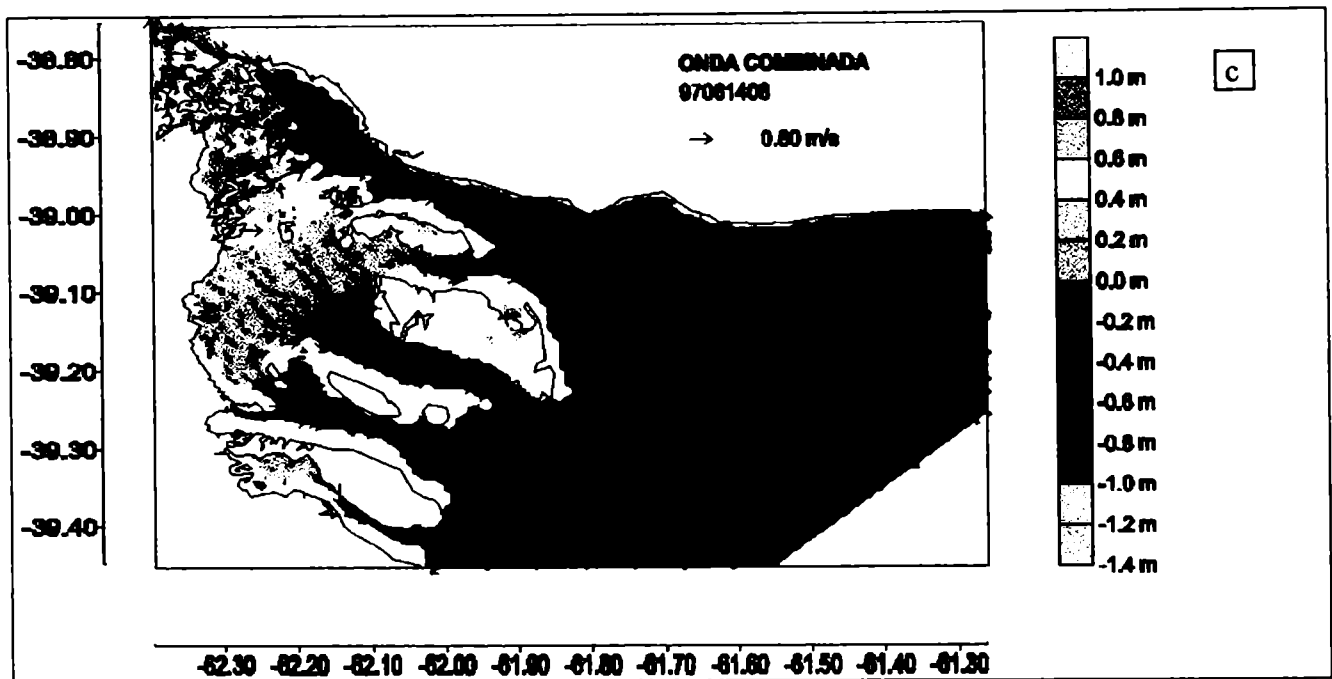


Figura 27. Continuación.

Luego de un intervalo de relativa disminución de la onda de tormenta durante la marea baja, comienza un crecimiento, impulsado por el aumento constante del viento del SE (en la resolución temporal de los campos del NCEP), que se advierte en la Figura 23. A las 11:00, se observa un aumento de nivel en las zonas menos profundas de Bahía Falsa, hasta las planicies, ya que éstas aún no se han inundado (Figura 28a). Este aumento de la onda de tormenta producido durante la marea creciente corresponde a una interacción del tipo de agua poco profunda, según se describe en 4.1.3. El predominio de este mecanismo será demostrado en la sección 4.2.6. Se destaca, tanto en estas figuras como en las anteriores, el comportamiento de Bahía Falsa como una cuenca semicerrada durante los estados de marea intermedios, sin inundación de las planicies del norte. En la Figura 28c, que representa la onda total, se observan fuertes corrientes de inundación sobre las planicies, a través de los canales que las comunican con el Canal Principal, marcadamente incrementadas por la onda de tormenta, como se ve en la Figura 28a. Se observa también, en comparación con la Figura 28b, un aumento de las áreas inundadas tanto al sur como al norte de las planicies. Se ve también un ensanchamiento de los canales como el Arroyo Laborde, Canal Bermejo y, en particular, del canal de Bahía Falsa, que aparece ya sin planicies descubiertas en sus flancos. También se cubren planicies al norte de la Península Verde y aquéllas alrededor de la Isla Ariadna. Las mayores diferencias producidas en las corrientes por la onda de tormenta están, como es de esperar, sobre las planicies durante la inundación. Aun sobre el Canal Principal, donde la onda de tormenta es más leve, con alrededor de 50 cm de altura, en marea creciente es suficiente para superar el nivel necesario para inundar las planicies y producir cambios de fisonomía en esta parte del estuario. En los canales profundos y debido a su ensanchamiento, existe una cierta disminución de las corrientes durante la onda de tormenta. Este efecto, al igual que el aumento de fricción, tiene un sentido compensatorio del aumento de las corrientes por la onda de tormenta, cuando ésta se produce con marea creciente.

En los párrafos anteriores, se han mostrado los distintos efectos de leves pulsos de onda de tormenta, cuando estos se producen en marea creciente o bajante. La creciente más importante de este evento comienza a generarse, por aumento de la tensión del viento en superficie (ver Figura 23), a la hora de la marea alta de las 14 horas. En la Figura 29a, vemos la fisonomía de la creciente durante la marea alta, completamente diferente de las mostradas hasta ahora, en estados de marea intermedia. La creciente se ve más distribuida sobre el estuario, con fuertes corrientes sobre las planicies inundadas y sobre el Canal Principal. Sobre la costa noroeste se observa el agua acumulada por las corrientes de

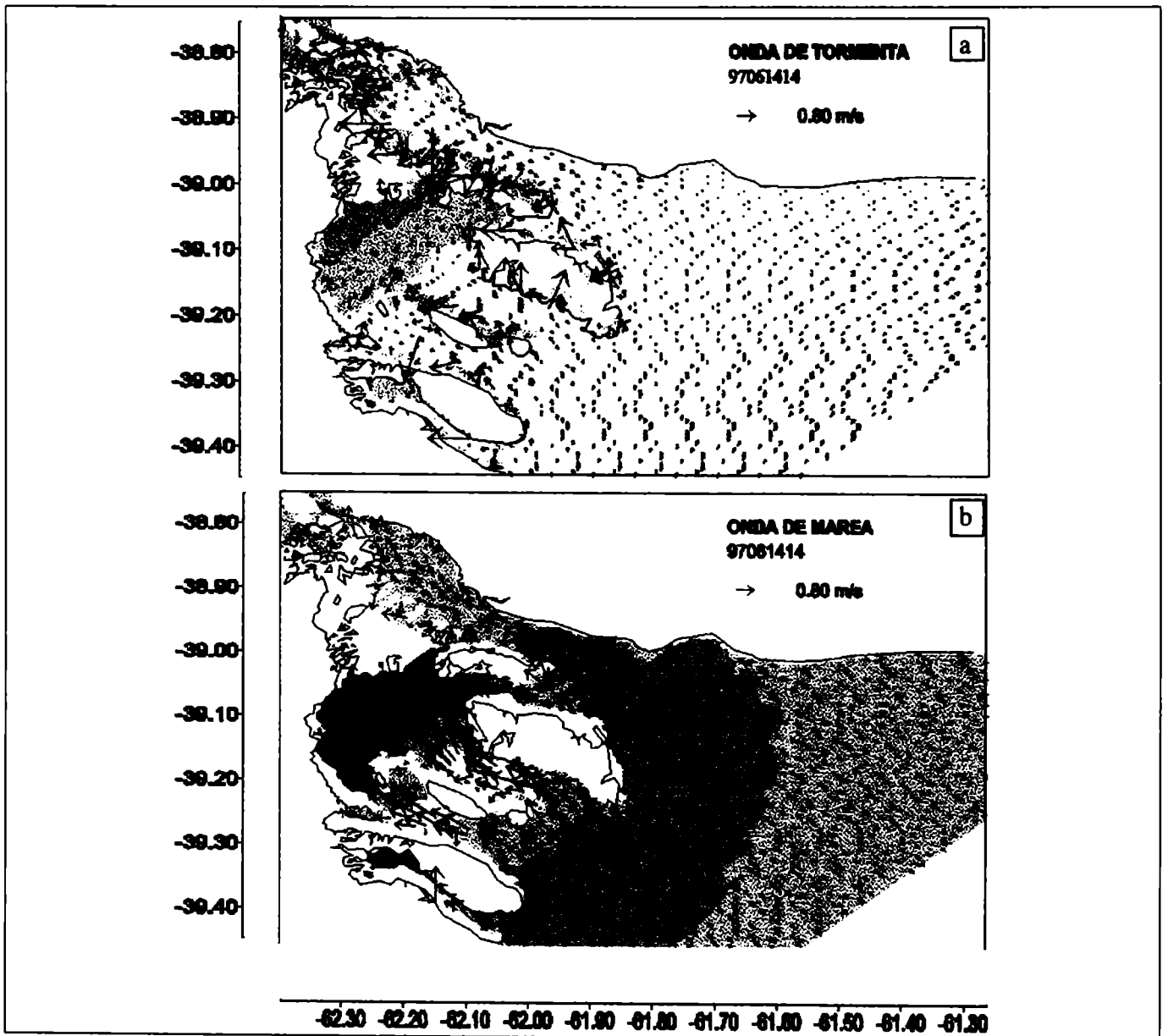


Figura 28. Nivel del agua (m) y corrientes para el 14/6/97 11:00 (14:00 TUC); a) onda de tormenta; b) onda de marea; c) onda combinada. En b) y c), alturas sobre el nivel medio. Corrientes cada 8 puntos.

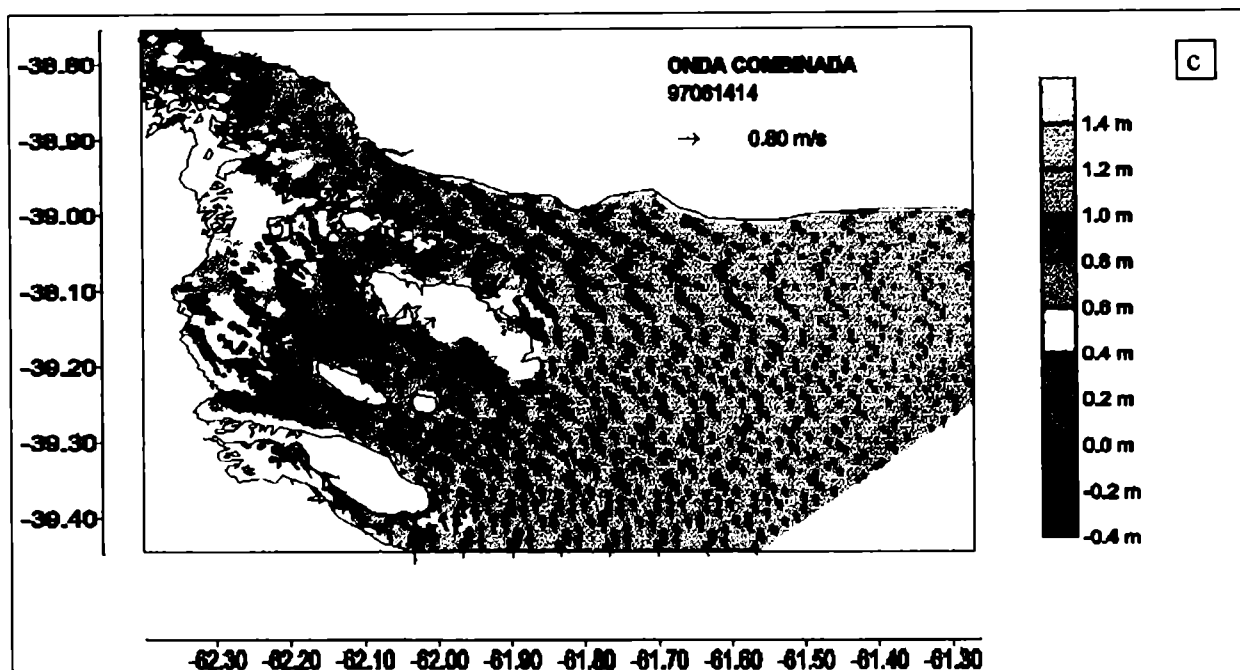


Figura 28. Continuación.

inundación más fuertes que lo normal ocurridas pocas horas antes (Figura 28a). La marea se encuentra cerca de su máximo en el estuario superior (Figura 29b), presentando corrientes débiles en sus partes superior e intermedia. Sólo se observan todavía fuertes corrientes que avanzan sobre las planicies de inundación en la costa noroeste. Como se desprende de la Figura 29c, donde se muestra el estado combinado, en esta situación, al contrario de las anteriores, las corrientes dominantes son aquellas producidas por la onda de tormenta. Sin embargo, la condición de la marea es siempre determinante de la estructura de la circulación en el estuario producida por la onda de tormenta.

Continúa estableciéndose la pendiente en el nivel del agua en todo el estuario superior e intermedio, tal como se muestra en la Figura 30a, válida para las 15:00. Estando aún en las primeras horas de la bajante, ya comienza a descender el agua acumulada por la onda de tormenta sobre las planicies de marea en la parte más exterior del estuario, alrededor de la Isla Trinidad, permitiendo el secado de las mismas. La Caleta Brighthman se observa completamente inundada y elevado su nivel por encima de lo normal. En la costa noroeste, se encuentran fuertes corrientes de retorno del agua acumulada en las horas anteriores. A la hora 16:00 (Figura 30b), comienza a diferenciarse la creciente entre las zonas de planicies y del Canal Principal, a medida que avanza la bajante de la marea astronómica. Llama la atención en esta hora, la disminución de la onda de tormenta en Bahía Falsa. Si se observan las corrientes generadas por la combinación de las ondas de marea y de tormenta en la Figura 30e, se encuentra divergencia en esta zona. Esta divergencia está provocada por las fuertes corrientes de bajante de la marea de Bahía Falsa, que se ven poco afectadas por la onda de tormenta creciente y, por otro lado, por las corrientes producidas sobre las aguas poco profundas de las

planicies por la onda de tormenta, que llevan el agua por los canales que desembocan en la ribera sur del Canal Principal.

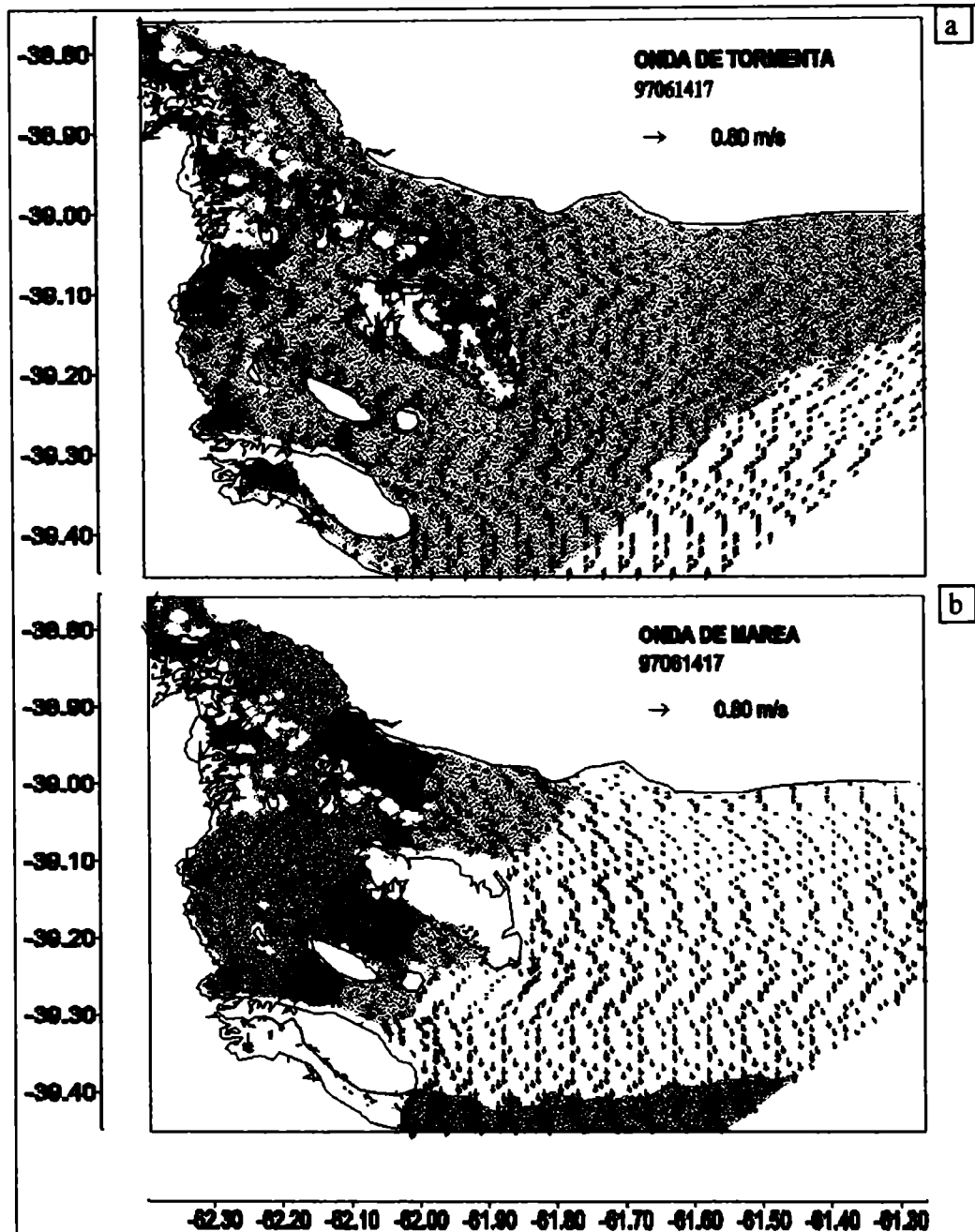


Figura 29. Nivel del agua (m) y corrientes para el 14/6/97 14:00 (17:00 TUC); a) onda de tormenta; b) onda de marea; c) onda combinada. Se observa el crecimiento en todo el estuario cuando la onda de tormenta ocurre durante la marea alta. En b) y c), alturas sobre el nivel medio. Corrientes cada 6 puntos.

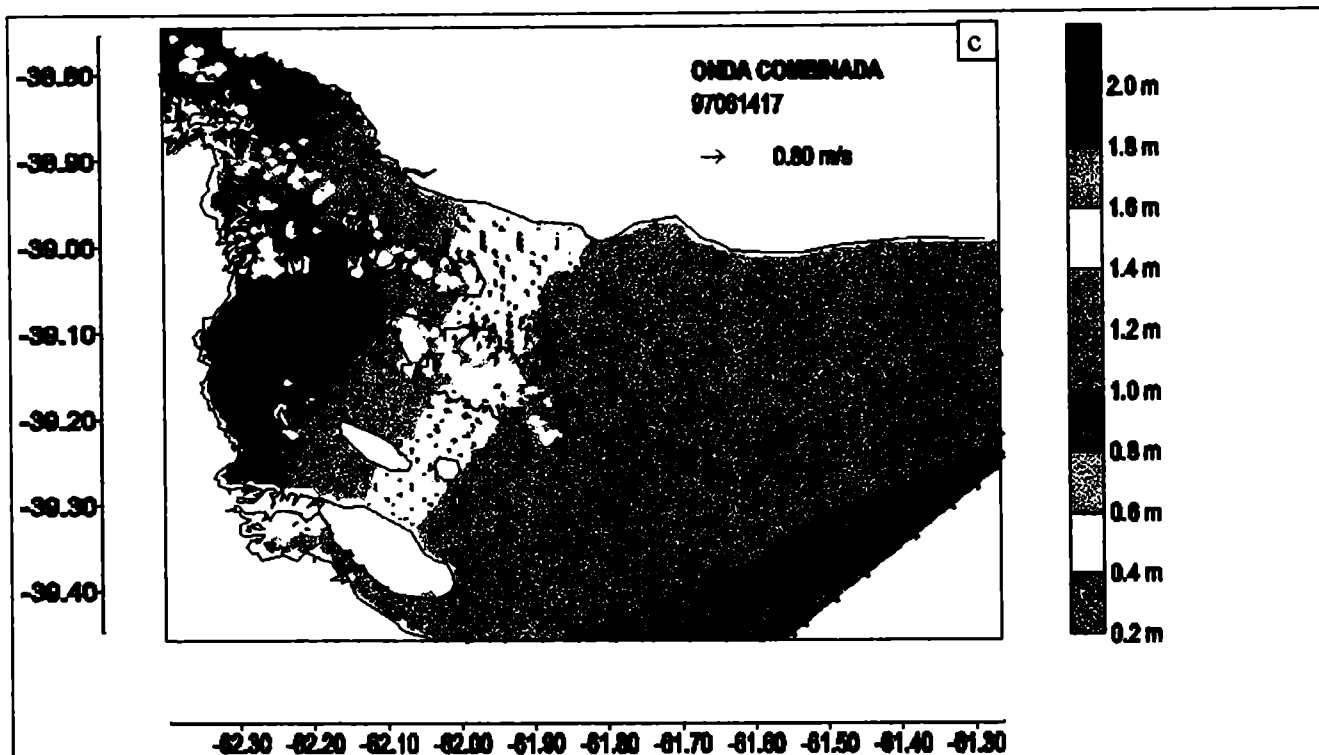


Figura 29. Continuación.

A la hora 18:00, el agua ya ha alcanzado su nivel máximo en el estuario superior y se comienza a observar importantes corrientes de descarga en el Canal Principal medio (Figura 30c). Se aprecia claramente el angosto tramo superior del Canal Principal, cuyo nivel máximo supera los 2.7 m por sobre el nivel normal de marea. En este punto, cabe hacer notar que los niveles de onda de tormenta sobre las planicies que en condiciones normales estarían secas, se calculan directamente como la altura de la columna de agua. De aquí surge la clara delimitación que existe entre el canal y las planicies en esta figura. A la hora siguiente (Figura 30d), comienza a percibirse la baja en los niveles de la onda de tormenta, con continuación de las corrientes de descenso a lo largo de todo el canal. Sin embargo, en el tramo superior del Canal Principal, el aporte de agua proveniente de las planicies que lo rodean es suficiente para mantener la anomalía del nivel prácticamente constante, debido a la estrechez del mismo.

Luego de este pico, la onda de tormenta se mantiene durante 12 horas más con oscilaciones en concordancia con la onda de marea, como se vio hasta ahora. En las Figura 31a y b se muestra el pico ocurrido a las 3:00 y la bajante posterior, respectivamente. El máximo se produce inmediatamente después de la marea alta y el agua que descarga aparece canalizada por la marea en bajante. El viento, aunque decreciendo y rotando del SE al SSE, aún tiene valores superiores a los 30 nudos. El nivel del agua en el límite exterior del dominio del modelo alcanza valores superiores a los 80 cm durante el máximo (Figura 31a), marcando la importancia de la onda de tormenta que se genera sobre la plataforma adyacente. Se nota todavía en la Figura 31b el nivel alto en el canal superior por la

acumulación del agua descargada por las planicies. Como se verá en la siguiente sección, el modelo sobrestima el nivel máximo en unos 50 cm en Puerto Belgrano, en donde aparece como un pico secundario en las observaciones. Allí también se mostrará que este rasgo depende fundamentalmente de la dinámica interior del estuario.

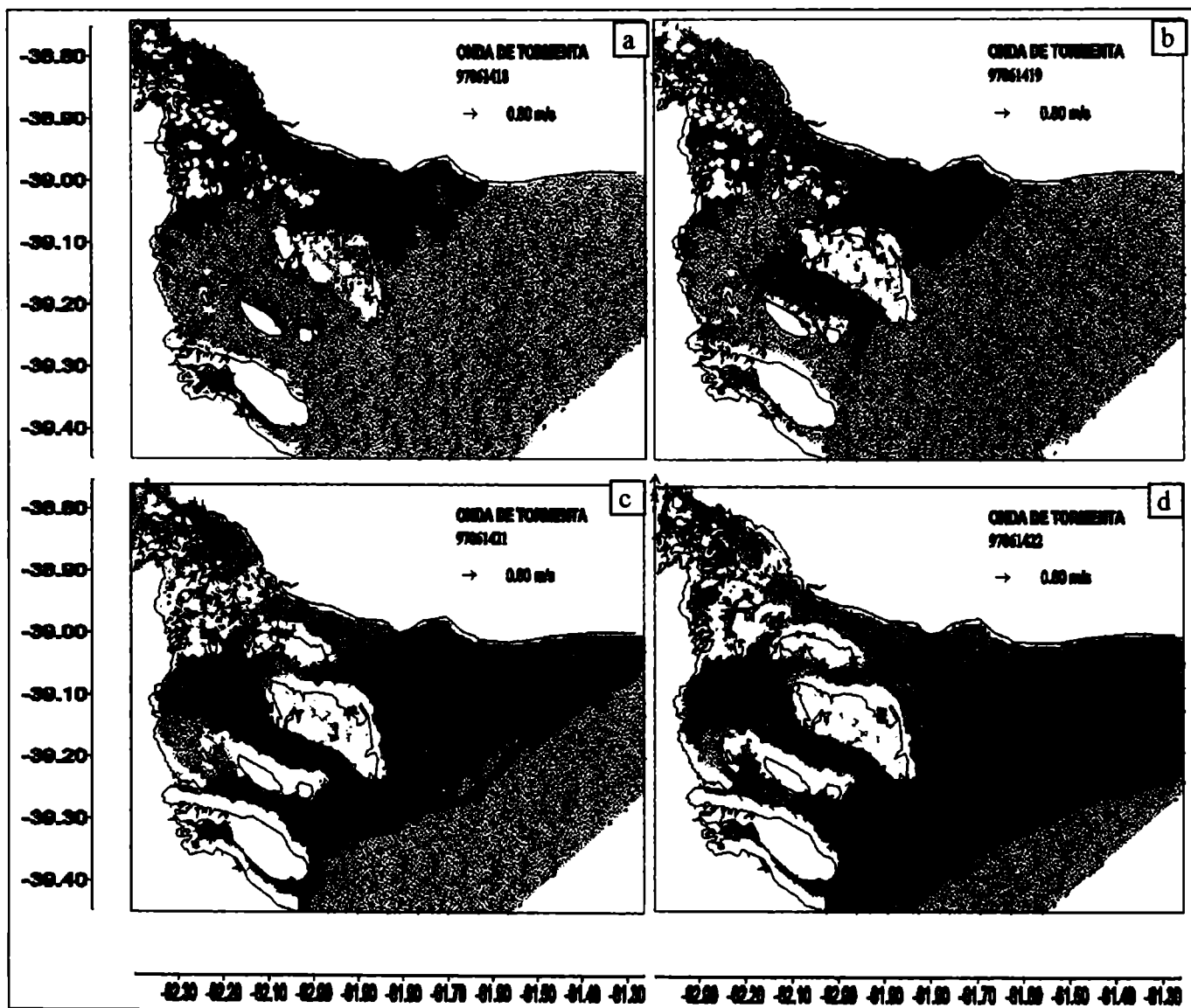


Figura 30. Nivel del agua (m) y corrientes durante la creciete de la onda de tormenta; a) onda de tormenta del 14/6/97 15:00 (18:00 TUC); b) onda de tormenta del 14/6/97 16:00 (19:00 TUC); c) onda de tormenta del 14/6/97 18:00 (21:00 TUC); d) onda de tormenta del 14/6/97 19:00 (22:00 TUC); e) onda combinada del 14/6/97 16:00 (19:00 TUC) (alturas sobre el nivel medio). Corrientes cada 8 puntos.

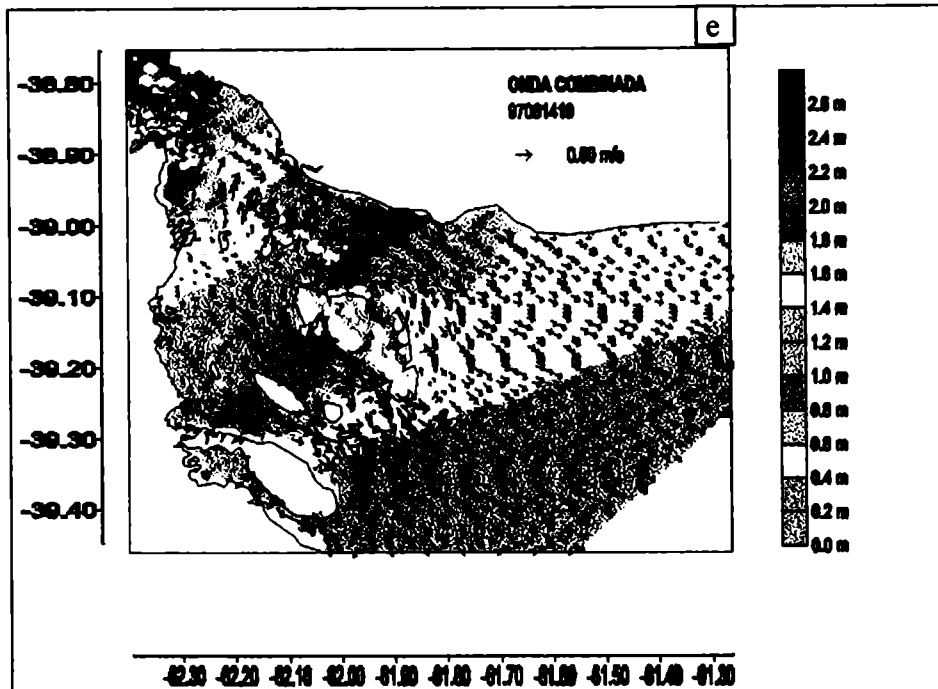


Figura 30. Continuación.

El último pulso de la onda de tormenta se destaca en el estuario medio y superior a las 11:00, con vientos del alrededor de 20 nudos del SSE, según los campos del NCEP (Figura 23). Las corrientes de creciente comienzan a insinuarse una hora antes sobre las partes laterales menos profundas del Canal Principal (Figura 32a), mientras que la descarga continúa por las partes profundas del canal. Las corrientes de onda de tormenta creciente abarcan definitivamente todo el Canal Principal intermedio a la hora 11:00 (Figura 32b). Debido a la importante bajante de las horas anteriores, estas corrientes no son suficientes para elevar significativamente el nivel en el canal intermedio, aunque sí lo son en la parte superior, ayudadas por la descarga de las planicies. Este nuevo impulso mantiene elevados los niveles de onda de tormenta en las zonas de Bahía Falsa y Caleta Brightman (Figura 1). Un rasgo particular que aparece una vez más en el campo de onda de tormenta entre las 17:00 y 18:00 horas, es el aumento de nivel en el estuario superior por la descarga extraordinaria del agua de las planicies durante la bajante de la onda de tormenta. Ya prácticamente desaparecido el forzante meteorológico, esta anomalía marca el final del evento y se muestra en la Figura 33.

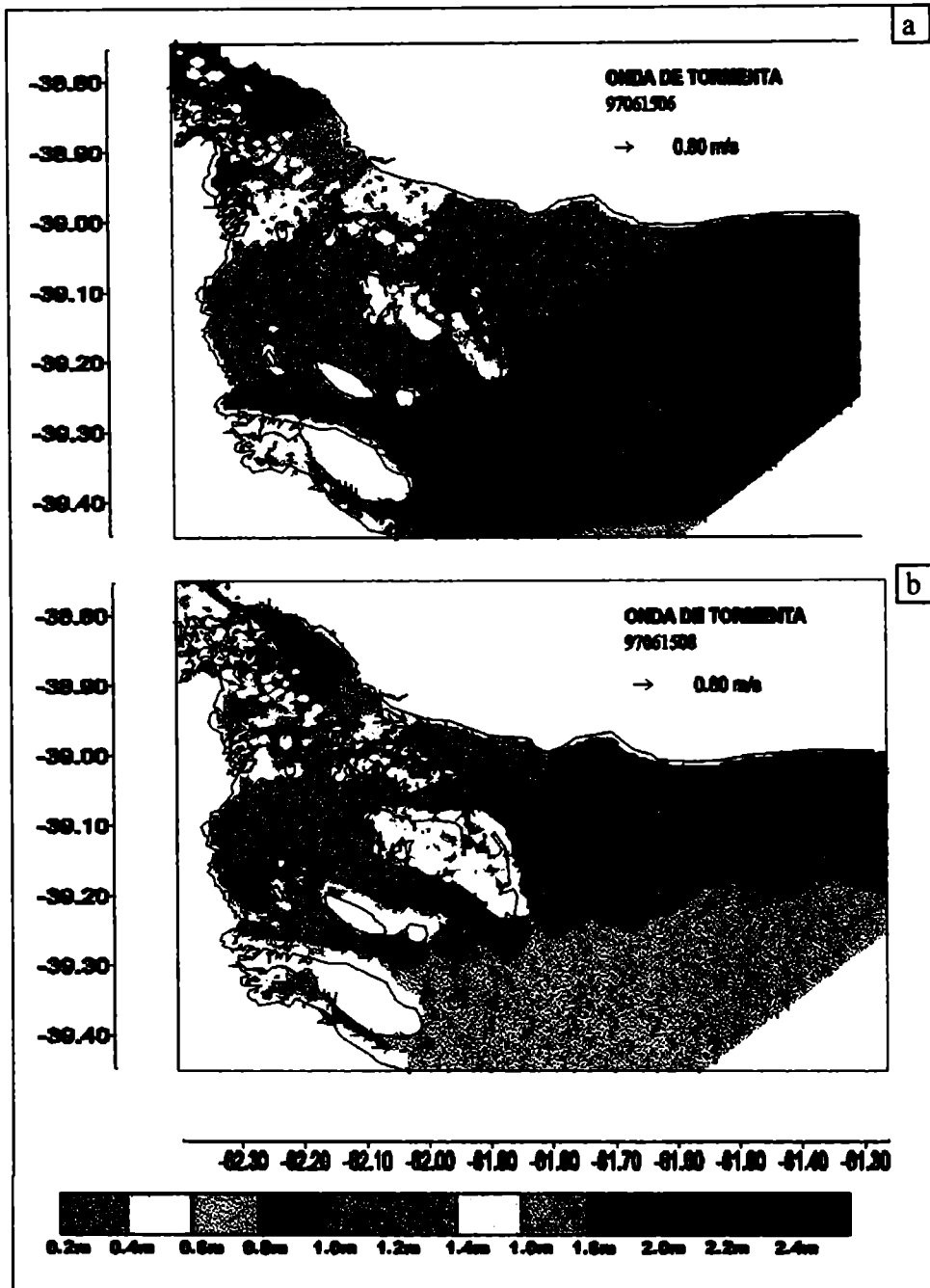


Figura 31. Nivel del agua (m) y corrientes debidas a onda de tormenta; a) máximo modelado posterior a la marea alta el 15/6/97 3:00 (6:00 TUC); b) bajante de la onda de tormenta con marea decreciente a las 5:00 (8:00 TUC).

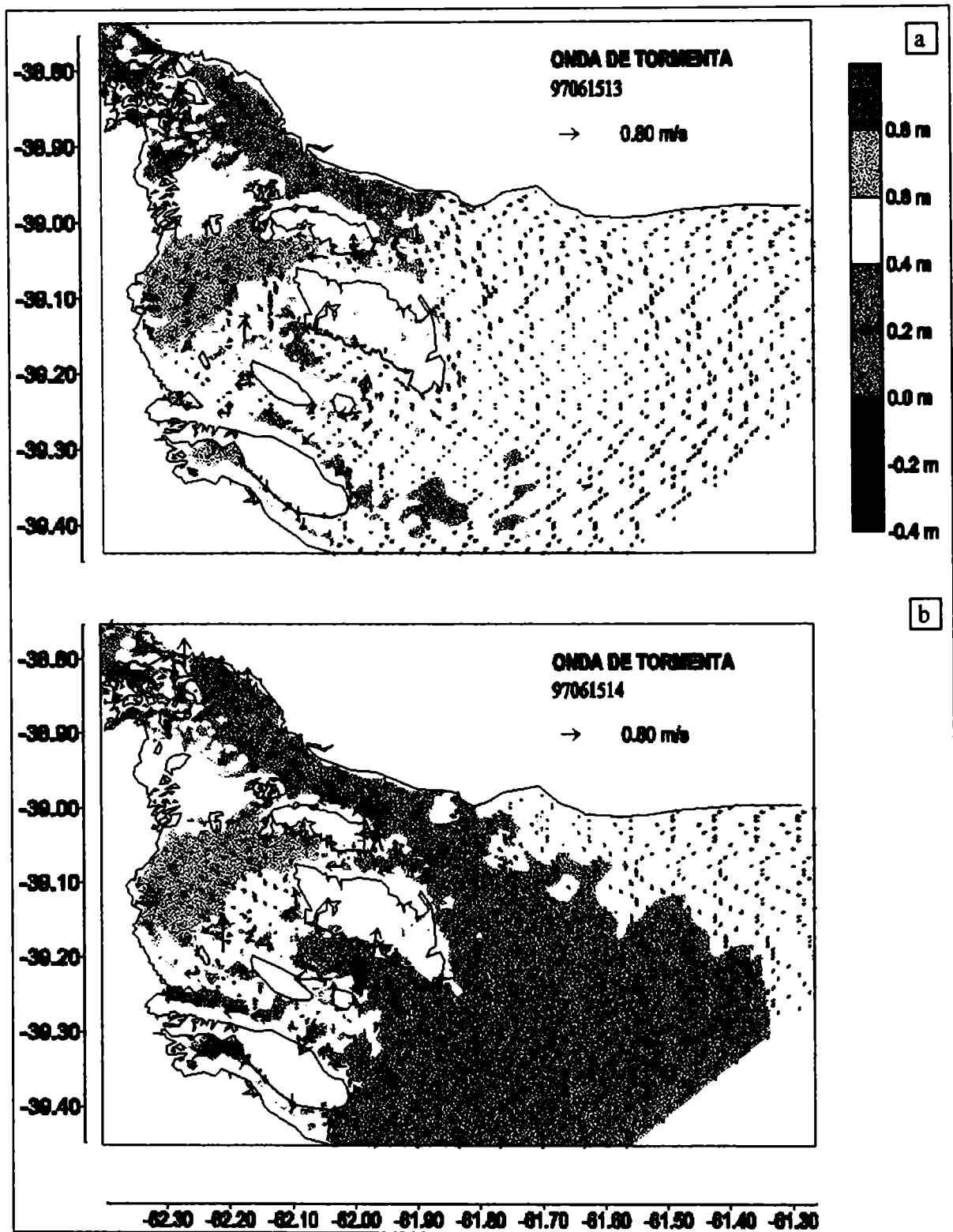


Figura 32. Nivel del agua (m) y corrientes debidas a onda de tormenta; a) 15/6/97 10:00 (13:00 TUC); b) 15/6/97 11:00 (14:00 TUC). Corrientes cada 8 puntos.

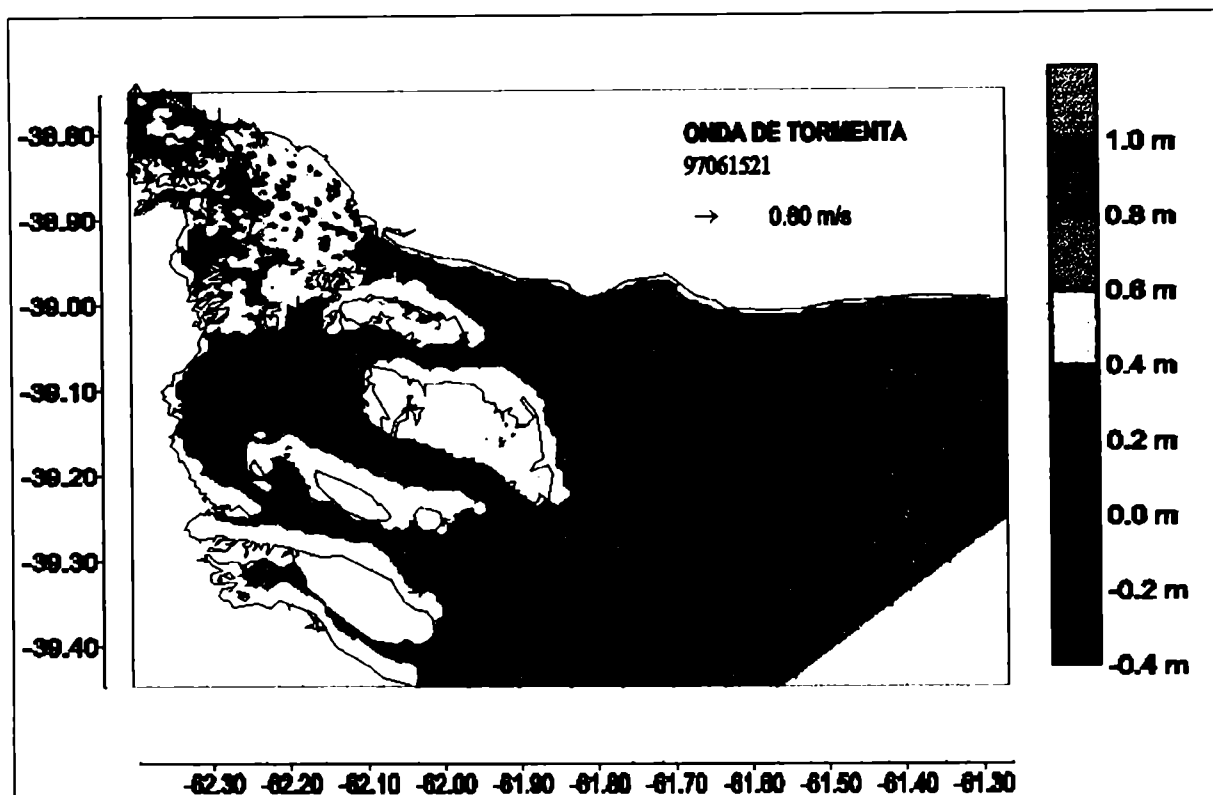


Figura 33. Nivel del agua (m) y corrientes debidas a onda de tormenta del 15/6/97 18:00 (21:00 TUC). Corrientes cada 8 puntos.

4.2.5 Discusión de los resultados

La representación de la marea astronómica por los modelos numéricos ha sido extensamente analizada y explicada su verificación en el capítulo anterior. El parámetro analizado en esta sección es la onda de tormenta, tratada como la diferencia del nivel total producto de la marea y de los forzantes meteorológicos, con respecto al nivel que produciría sólo la marea astronómica, según la ecuación (4.1.3). Al aislar la onda de tormenta se pretende filtrar las inexactitudes en la marea dada por el modelo, aunque esto no es posible de lograr completamente, debido al efecto de dichas inexactitudes sobre los procesos de interacción. Algunas consecuencias de esto sobre la determinación de la onda de tormenta se analizan más adelante en esta sección. Los resultados del modelo hidrodinámico utilizados como referencia en esta sección corresponden a los campos que se muestran en la sección anterior y cuyas características de ejecución se han detallado en la sección 4.2.1.

La evolución de la onda de tormenta en el estuario durante el caso de estudio se muestra en la Figura 34. Allí se grafican los datos horarios de nivel del agua por onda de tormenta obtenidas del modelo en tres puntos a lo largo del Canal Principal. Se destacan dos características bien definidas. La

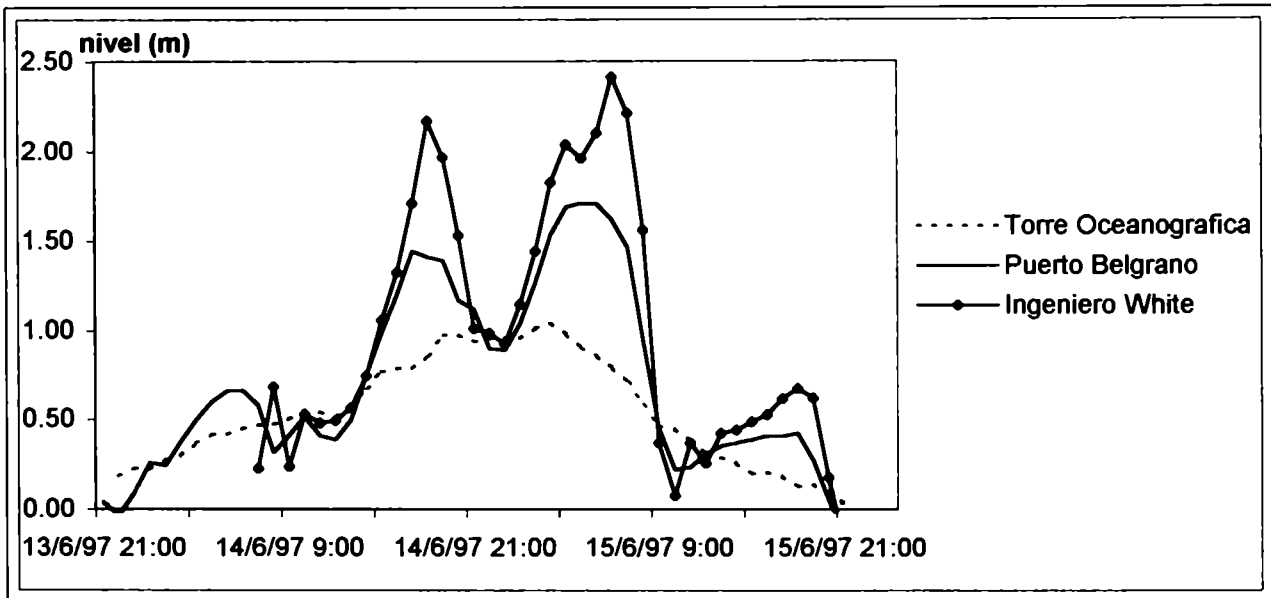


Figura 34. Nivel del agua por onda de tormenta modelada en tres puntos a lo largo del Canal Principal, durante el 14 y 15 de junio de 1997. La hora corresponde al huso +3.

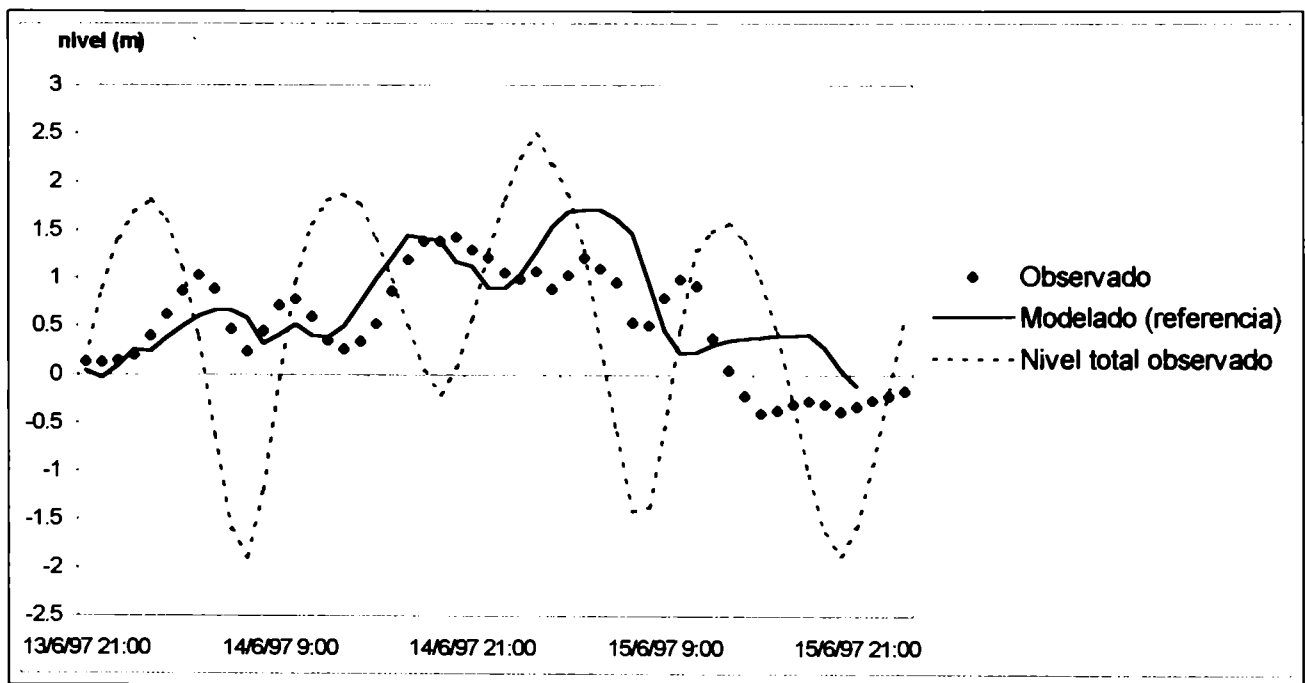


Figura 35. Nivel del agua por onda de tormenta proveniente de las observaciones y del modelo hidrodinámico (m) y nivel total observado (metros sobre el nivel medio) en Puerto Belgrano durante la onda de tormenta del 14 y 15 de junio de 1997. La hora corresponde al huso +3.

primera es la amplificación de la onda hacia el interior del estuario, desde un máximo de aproximadamente 1 m en la Torre, hasta más de 2 m en Puerto Ingeniero White. La segunda está dada por las marcadas fluctuaciones, que aparecen aun en la boca del estuario, en la Torre Oceanográfica, y que son cada vez más importantes, a medida que se avanza hacia la cabecera, llegando a oscilar en Ingeniero White hasta menos del 50% de su valor máximo, para luego volver a alcanzarlo. En la Figura 35 se muestran las alturas horarias totales y las alturas producidas por la onda de tormenta en Puerto Belgrano, calculadas a partir de las observaciones y del modelo, en la ejecución de referencia. A primera vista se nota el diferente comportamiento de la onda de tormenta, tanto observada como modelada, con respecto al que se muestra para la Torre Oceanográfica en la Figura 25b, que fue producida por el modelo de plataforma. Esta presenta un solo máximo bien marcado a las 23:00 del día 14, mientras que la serie de Puerto Belgrano tiene dos máximos principales, el primero de ellos alrededor de las 18:00 del 14 y el segundo, a las 4:00 del 15. No es directa la interpretación de por qué se alcanza el pico máximo en el interior del estuario antes que el modelo de plataforma produzca el máximo en su boca. En esta sección se estudian las razones para que esto ocurra, así como las importantes fluctuaciones que se observan en las series, investigando sobre los forzantes y agentes que modifican la onda de tormenta dentro del estuario.

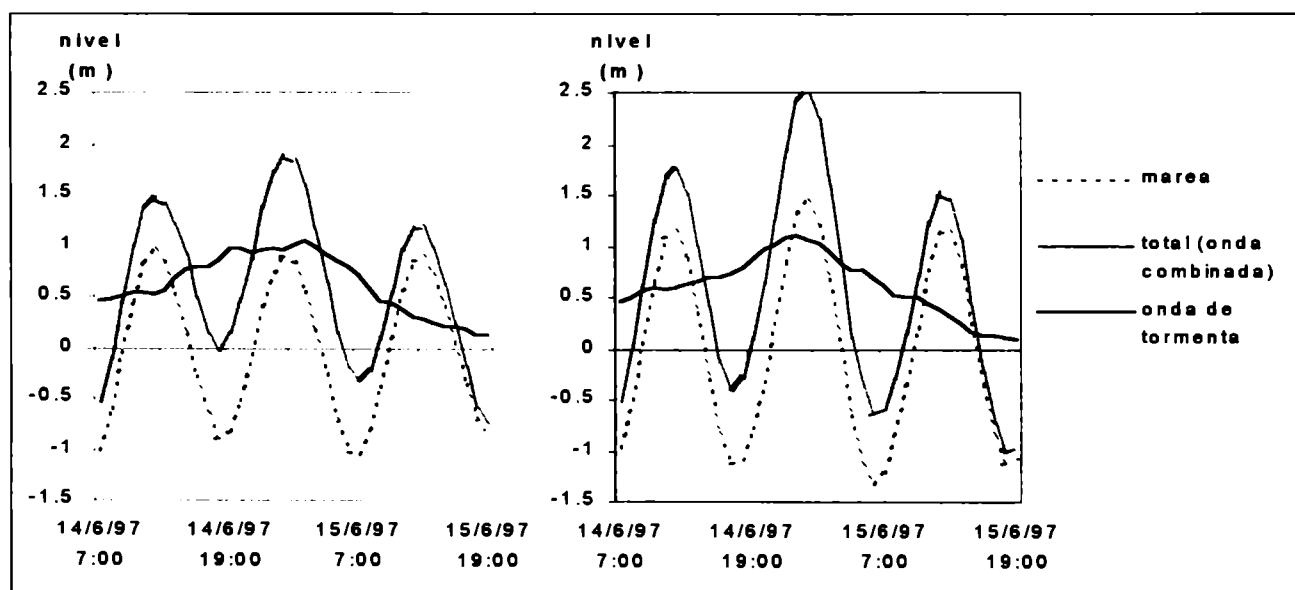


Figura 36. Marea, onda combinada y onda de tormenta modeladas en la Torre Oceanográfica: a) modelo del estuario; b) modelo de plataforma. La hora corresponde al huso +3. Alturas sobre el nivel medio.

En primera instancia, se analiza la diferencia entre la representación de la onda de tormenta en la Torre Oceanográfica obtenida mediante el modelo de alta resolución, que se muestra en la Figura 36a y aquella obtenida mediante el modelo de plataforma, que se mostró en la Figura 25b y se reproduce por claridad en la Figura 36b. En ambas experiencias, el campo de viento proviene de la misma fuente. Se observa que la primera presenta un comportamiento más semejante al de Puerto Belgrano, tanto observado como modelado, con picos secundarios intermedios. El pico máximo de las 23:00 se encuentra separado en dos, uno a las 19:00 y otro a las 2:00, que aunque se insinúan en la

salida de plataforma, no llegan a predominar por sobre el máximo principal, como lo hacen en el modelo de alta resolución. La pleamar ocurre alrededor de las 0:00 horas en la Torre Oceanográfica y una hora más tarde en Puerto Belgrano. En el caso que se presenta, la onda de tormenta máxima ocurre cerca de la pleamar, pero, al contrario del caso analizado por Proctor y Flather (1989), que se menciona en la sección 4.1.3, aquí la interacción tiene tiempo de llevarse a cabo, ya que la onda de tormenta ocurre en una escala temporal mayor que la marea. La tendencia de las interacciones no lineales de la marea y la onda de tormenta de alejar la máxima onda de tormenta de la hora de la pleamar está reconocida en la literatura (Heaps, 1983, Proctor y Flather, 1989). Heaps (1983) menciona un caso similar al de este estudio, presentado por Banks y referido a una onda de tormenta extrema, ocurrida en el Mar del Norte. Banks demuestra mediante un modelo no lineal que la interacción entre la marea y la onda de tormenta produce en aquella tormenta tres picos significativos, en lugar de uno, los tres durante las sucesivas crecientes de la marea, formando oscilaciones del período de la marea.

En la Figura 37 se muestra la diferencia entre ambas ondas de tormenta de la Figura 36. Las diferencias que resultan son de tipo oscilatorio, con amplitudes de aproximadamente 5 a 15 cm y la frecuencia de la onda principal de marea, senos alrededor de las pleamares y crestas alrededor de las bajamares. Esto confirma que la responsable de estas diferencias es la interacción entre la onda de marea y la onda de tormenta. Esta modificación de la interacción está producida por la distinta representación, en uno y otro modelo, de la marea astronómica y también de los mismos procesos de interacción, por razones de resolución, batimetría o calibración. La máxima amplitud ocurrida entre el 14 a las 20:00 y el 15 a las 9:00 se debe a la coincidencia de dos fenómenos cuyas causas son independientes. El pico de la crecida por efecto atmosférico coincide con una máxima diferencia de marea, provocada por causas astronómicas que evidencian el distinto ajuste de las componentes en uno y otro modelo. Esta particularidad se puede apreciar en la misma Figura 36, en donde también se grafica la marea reproducida por ambos modelos para todo el periodo analizado. Con este ejemplo se remarca la importancia que puede tener la correcta determinación de la marea, para la definición de la onda de tormenta. Se destaca, sin embargo, que la curva de alturas horarias del Puerto de Quequén dadas por el modelo de plataforma, que se ha mostrado en la Figura 25c, sí presenta el doble pico en la onda de tormenta alrededor de la pleamar. De manera que, en un modelo de malla relativamente gruesa que abarca un área extensa, pueden existir eventualmente problemas locales que afecten algún tipo de interacción, como ha ocurrido en la Torre Oceanográfica.

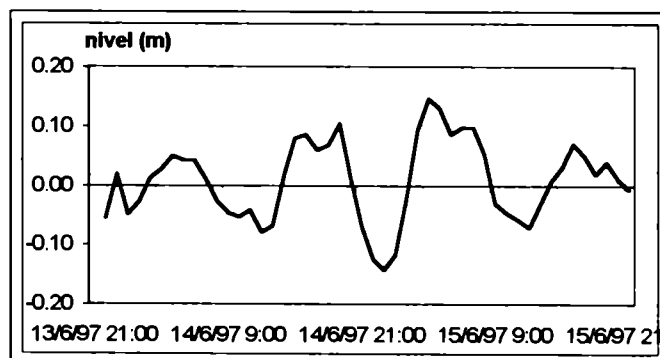


Figura 37. Onda de tormenta reproducida por el modelo del estuario menos la onda de tormenta reproducida por el modelo de plataforma, en la Torre Oceanográfica. Hora en huso +3.

Además de la precisión de la marea en el modelo, el otro factor que se ha mencionado, relacionado con la correcta reproducción de la interacción de la marea y la onda de tormenta, es el modelado de los detalles de circulación que afectan a la interacción. Nótese que el máximo secundario de nivel de la onda de tormenta que aparece a las 16 horas en el modelo del estuario en la Figura 36a se produce durante la bajante de la marea y no es reproducido por el modelo de plataforma. Este máximo durante la bajante se encuentra también en la serie de nivel del agua de Puerto Belgrano (que se analizará más adelante en esta sección) y tiene que ver con la modificación de la fricción y la exactitud en la representación de las corrientes. También el menor nivel dado por el modelo de malla fina durante las pleamares (por consiguiente el doble pico) es una consecuencia de la interacción por fricción, cuyo mecanismo se describe en general en 4.1.3. En las horas de mayor onda de tormenta el modelo de plataforma produce cierto adelanto de la onda combinada frente a la marea (Figura 36b), que desplaza la máxima onda de tormenta a los momentos previos a la pleamar. En cambio, en la onda combinada producida por el modelo del estuario (Figura 36a) se observa un retraso en la primera etapa de la onda de tormenta, que disminuye durante el máximo y un adelanto en la etapa de decrecimiento de la onda de tormenta. Como se verá más adelante, este último comportamiento es el mismo que el de la onda observada en Puerto Belgrano. Esto sugiere una presencia más fuerte de la interacción por agua poco profunda en el modelo de plataforma para la parte exterior del estuario, que en el modelo de malla fina, el que produce una mayor interacción friccional. Si bien la onda de tormenta en la Torre Oceanográfica está muy afectada por las condiciones en el borde exterior del modelo de alta resolución, provistas por el modelo de plataforma, ya la onda alcanza la Torre con un importante recorrido en el dominio del modelo del estuario (unos 55 puntos tanto del borde este como del sur). Se demuestra en este caso que las modificaciones a las corrientes efectuadas por una topografía mejorada por la resolución ya tienen consecuencias sobre los resultados en la boca del estuario.

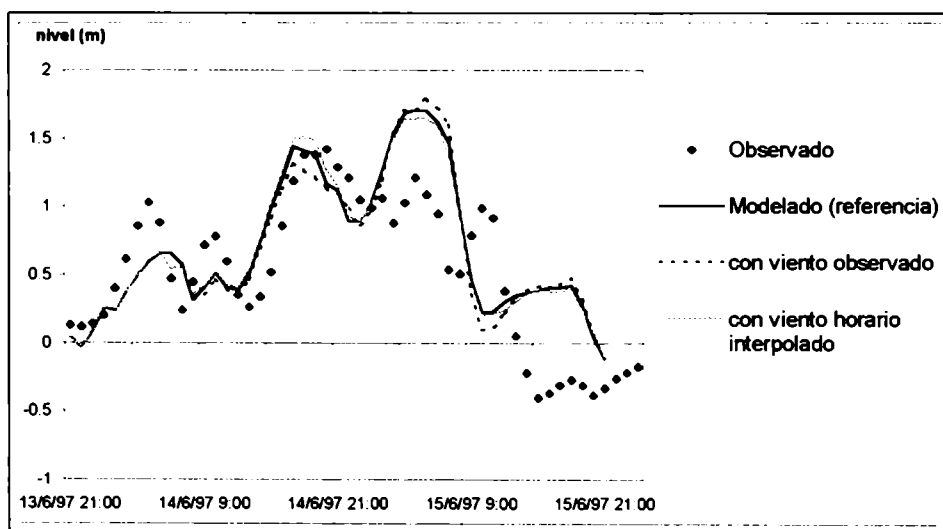


Figura 38. Nivel del agua por onda de tormenta obtenido por incorporación directa de la observación horaria de viento en Bahía Blanca y el obtenido a partir de los campos analizados interpolados en forma horaria, en comparación con las observaciones y la corrida de referencia.

La serie horaria de viento en la estación Bahía Blanca Aero, que se muestra en la Figura 23, presenta fluctuaciones importantes de la intensidad del viento en este período, mientras que hasta aquí se ha utilizado la interpolación cada 3 horas del punto más cercano del análisis del NCEP, disponible cada 12 horas. Antes de continuar la discusión en detalle de las interacciones no lineales, se estudiará el efecto que dichas fluctuaciones del viento pueden provocar en el nivel del agua. Para esto, en vez de utilizar un punto del análisis del NCEP, se introducen directamente en el modelo del estuario, las observaciones de viento en forma horaria desde las 7:00 del día 14 hasta las 19:00 del día 15. Se ha demostrado en la sección 4.2.3 que en el momento extremo de la tormenta el principal forzante es el viento. Por lo tanto, no se ha incorporado información adicional sobre el campo de presión, que se continúa actualizando en forma trihoraria. Se ha agregado una ejecución del modelo con interpolación horaria de los campos analizados, para verificar la bondad de la actualización cada 3 horas utilizada en la de referencia. Los resultados de las experiencias se muestran en la Figura 38, en la que se comparan con las observaciones del nivel del agua por onda de tormenta y con la salida de referencia. La interpolación horaria mejora levemente la onda de tormenta con respecto a las observaciones, sin presentar un gran impacto, tal como se esperaba. El viento horario observado no introduce fluctuaciones adicionales en el nivel del agua, que resulta tener un efecto integrador de las variaciones temporales del viento en escalas cortas. Las principales fluctuaciones observadas en la serie continúan siendo del orden de varias horas y parecen estar asociadas a la dinámica de las mareas. Las principales diferencias se encuentran en el nivel del estrecho sector superior del Canal Principal durante la bajante, sensible a los procesos de secado de las planicies, como se mostró en la sección anterior y en detalles de las corrientes de bajante e inundación de las mismas. Durante la marea alta, las modificaciones al nivel y corrientes no son en ningún momento significativas.

Es necesario destacar que este caso presenta una característica muy particular y es que la hora de máximo viento horario coincide con la hora del análisis sinóptico, de manera que los rasgos principales de la tormenta están bien representados aun con vientos cada 12 horas, como se aprecia en la Figura 23. Obviamente, otro sería el resultado si la serie horaria de viento introdujera diferentes intensidades de viento o desplazara la fase relativa de la onda de tormenta con respecto a la marea. En distintos análisis de casos relevantes, Flather (1984) y Proctor y Flather (1989) destacan la importancia de este último efecto, que puede alterar el desarrollo y las consecuencias de un evento de onda de tormenta. Estos últimos autores también mencionan fluctuaciones del período de la marea en el Mar de Irlanda, que no habían sido satisfactoriamente explicadas hasta aquel momento, pero que sí se han reproducido mediante modelos numéricos cuando se incluyeron perturbaciones provenientes del exterior del dominio. Si bien en este caso no se cuenta con datos observados en el borde exterior, se investigarán a continuación los posibles efectos que pudieran tener perturbaciones generadas en la plataforma durante en este evento.

En la Figura 39 se grafica el aporte al nivel del agua realizado a lo largo del Canal Principal por la onda de tormenta que se introduce en el borde abierto del modelo del estuario. Se ha elegido la posición de la boya - faro El Rincón, que se encuentra exactamente en el borde sudeste, de manera que el nivel graficado mide directamente la onda de tormenta que entra en el recinto hora a hora. Se observa que la contribución del exterior en la Torre Oceanográfica es aproximadamente coincidente con el valor del borde, excepto por el máximo, en donde interactúa con la marea alta, tal como se ha visto anteriormente en esta sección. En cambio, en los puntos interiores del estuario, dicha contribución está muy distorsionada por fluctuaciones. De manera que la contribución al nivel del agua hecha por la

onda de tormenta de plataforma no presenta fluctuaciones importantes y sólo se modifica levemente hasta ingresar al estuario, en donde se ve sensiblemente afectada por la dinámica del mismo.

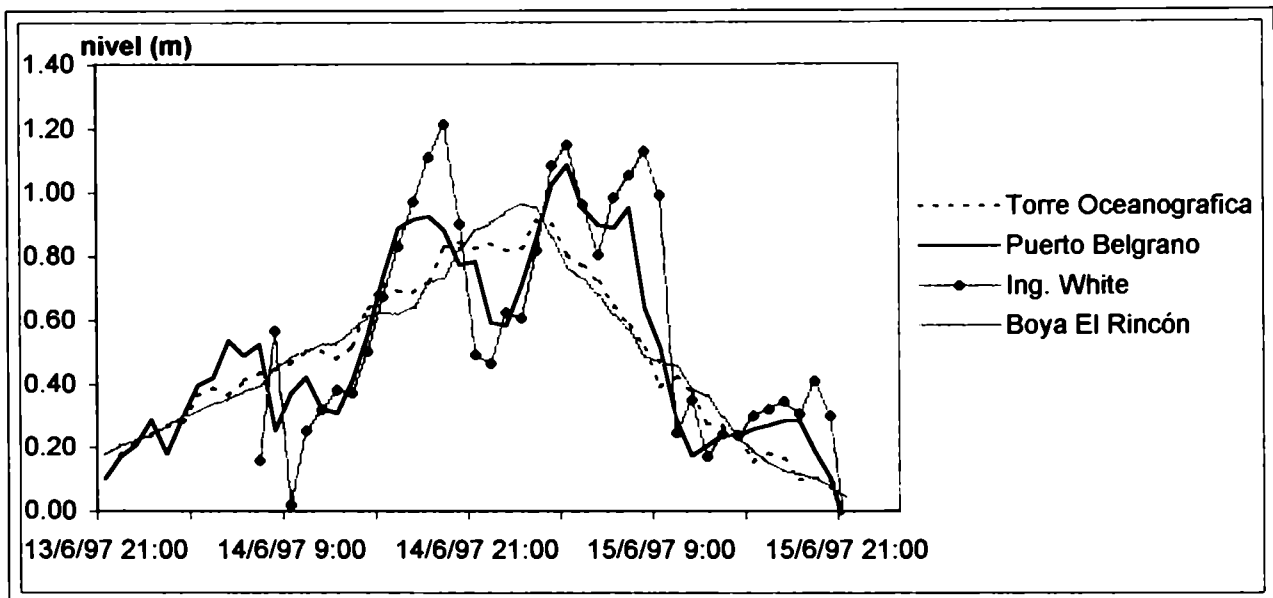


Figura 39. Contribución al nivel del agua por la onda de tormenta de plataforma en el borde abierto, en los tres puntos de la Figura 34.

Habiendo descartado a las fluctuaciones del viento y a las perturbaciones originadas en el exterior del dominio como causas posibles de las importantes variaciones temporales de la onda de tormenta, se vuelve sobre el tema de la interacción marea - onda de tormenta. Se muestra en la Figura 40 el resultado de la simulación de la onda de tormenta sin efectos de marea para Puerto Belgrano y se superpone el de la corrida de referencia. Volviendo sobre la Figura 35, se aprecia la concordancia de estas fluctuaciones de nivel con las observadas, y de ambas se deduce que el origen de este rasgo característico de la onda de tormenta en el estuario se debe a la interacción entre ésta y la marea. En la misma Figura 35 se ha incluido la onda combinada, que se tendrá en cuenta en la discusión de los mecanismos de interacción dominantes en el estuario. Se evidencia en las observaciones que existen máximos relativos de nivel tanto durante la marea creciente como bajante. Siguiendo el análisis realizado en la sección 4.1.3, los primeros estarían relacionados con la importancia de los efectos de agua poco profunda, que en una onda de tormenta positiva aumenta la velocidad de la onda de marea, adelantando la pleamar y produciendo un máximo de nivel durante la creciente. Los segundos tienen relación con la modificación de la fricción por la composición de las corrientes de marea y onda de tormenta y producen un retraso de la onda total durante la onda de tormenta creciente y un adelanto de aquella durante la etapa de bajante. Sin embargo, en esta sección se demostrará que en el Canal Principal son dominantes los efectos de interacción por fricción y que ambos efectos observados podrían ser producidos en el modelo sólo por este último tipo de interacción.

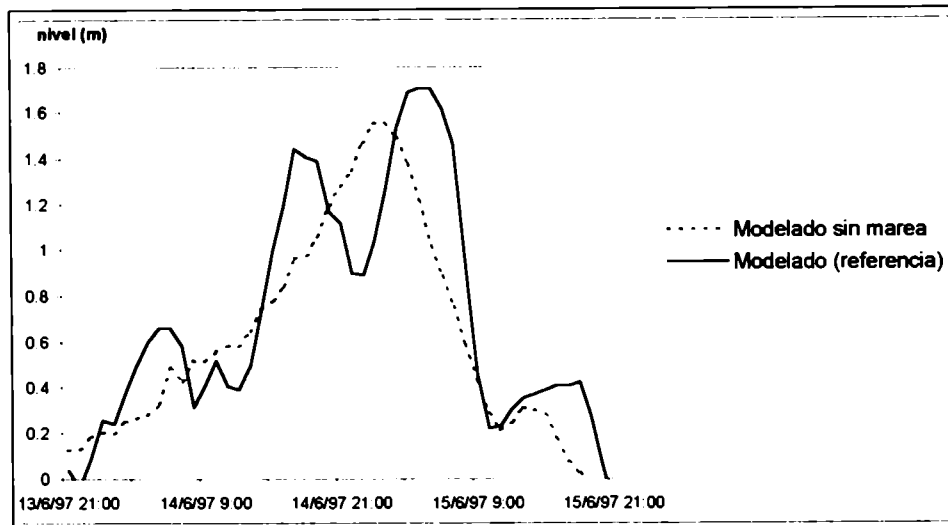


Figura 40. Nivel del agua por onda de tormenta obtenido para Puerto Belgrano sin considerar la marea, en comparación con la serie de referencia.

Observando la Figura 41, se nota un retraso de la serie del nivel de agua medido en Puerto Belgrano con respecto a la predicción de marea del SIHN, durante la primera etapa del evento. Este retraso es menos evidente durante la etapa de máxima onda de tormenta y se observa un marcado adelanto durante la bajante en la onda observada. El mismo comportamiento se observa en la Figura 36a para la Torre Oceanográfica, según el modelo del estuario. Esto indica que el mecanismo dominante de interacción, al menos en el Canal Principal, es el de la fricción. Al analizar un mes de datos de nivel del agua en Ingeniero White, Perillo y Piccolo (1991) encuentran retrasos en las pleamares en los casos de viento sudeste y poco cambio en las bajamares. El único adelanto se da en la última pleamar del período con viento sudeste, seguramente ya con bajante de la onda de tormenta, de manera que estos resultados son coherentes con el presente análisis. En la onda modelada en Puerto Belgrano, en cambio, el retraso se mantiene durante la etapa máxima y su efecto se prolonga hasta la bajante, sugiriendo una tendencia por parte del modelo a exagerar la interacción por fricción en el interior del estuario. Esta interacción presenta características que dependen de un balance complejo entre factores dinámicos que modifican las fuerzas de fricción, como amplitudes de marea y de onda de tormenta, intensidad y dirección de sus corrientes, el secado e inundación de planicies y canalización de las corrientes. Para comprender estos mecanismos es necesaria una interiorización en los procesos que afectan a las corrientes.

En la Figura 42 se muestra la intensidad de la corriente modelada en Puerto Belgrano en forma horaria. Se marcan también los máximos y mínimos niveles observados, para facilitar la discusión. Cabe recordar que la corriente total es la originada por la onda combinada de marea y onda de tormenta y no necesariamente corresponde a la suma de ambas. Más aún, se verá que en la mayoría de los casos difiere significativamente de ésta, precisamente por los procesos de interacción que se explicarán a continuación, generando la distorsión observada en la onda de tormenta. Para esto, se ha graficado en la misma figura la corriente de marea, de onda de tormenta sin marea y la corriente generada por la interacción de ambas, mediante la aplicación de la ecuación (4.1.4) a cada componente. En general, se

observa que cuando coincide el sentido de las corrientes de marea y de onda de tormenta, la corriente total es obviamente mayor que la de la marea normal. Paradójicamente, ocurre lo mismo cuando ambos sentidos son diferentes, aunque con un desfase que produce retraso con respecto a la corriente de la onda de marea. Esto demuestra la importancia de la interacción, que produce una disminución de la disipación por fricción por compensación parcial de las corrientes y, por lo tanto, una corriente en el sentido dominante de la circulación. La máxima interacción se encuentra en la última etapa de la bajante, cerca de la bajamar y luego de que las corrientes han coexistido durante un cierto tiempo. Su intensidad a lo largo del evento está relacionada con la intensidad de la onda de tormenta, siendo mayor cuando el módulo de sus corrientes es más cercano al de la corriente de marea. Esta diferencia de intensidad se observa entre la primera y segunda bajante de la Figura 42, transcurridas ambas durante la fase creciente de la onda de tormenta. También se nota que, en general, la interacción es mucho menor o casi inexistente durante la marea creciente, excepto en el momento del máximo de marea y onda de tormenta que son, en este caso, coincidentes en el tiempo. En ese momento, debido al cambio de sentido casi simultáneo de las corrientes de onda de tormenta y de marea, la fricción disminuye bruscamente, generando una creciente adicional que provoca el segundo máximo de nivel después de la marea alta que, como se ve en la Figura 35, está sobrestimado por el modelo. Más adelante en esta sección se analizará este problema en detalle. En las demás crecientes, la corriente neta es prácticamente la suma de las corrientes de marea y de onda de tormenta.

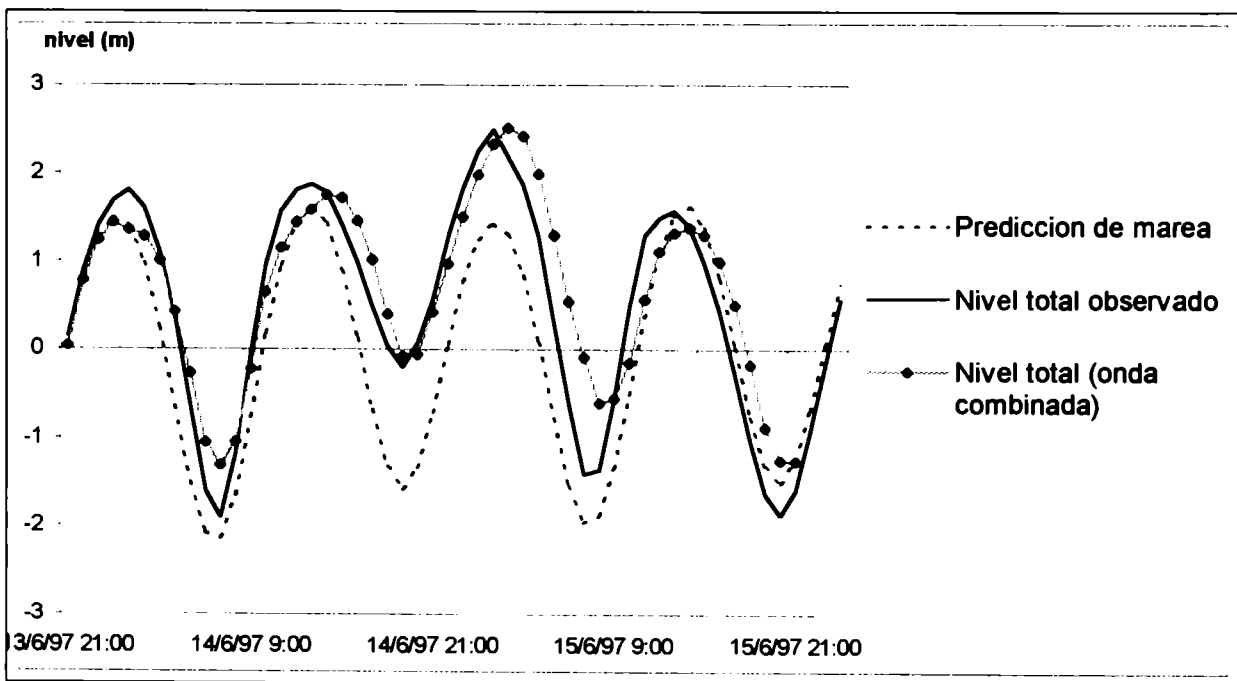


Figura 41. Nivel total del agua en Puerto Belgrano medido, modelado y la predicción de marea según SIHN. Alturas sobre el nivel medio.

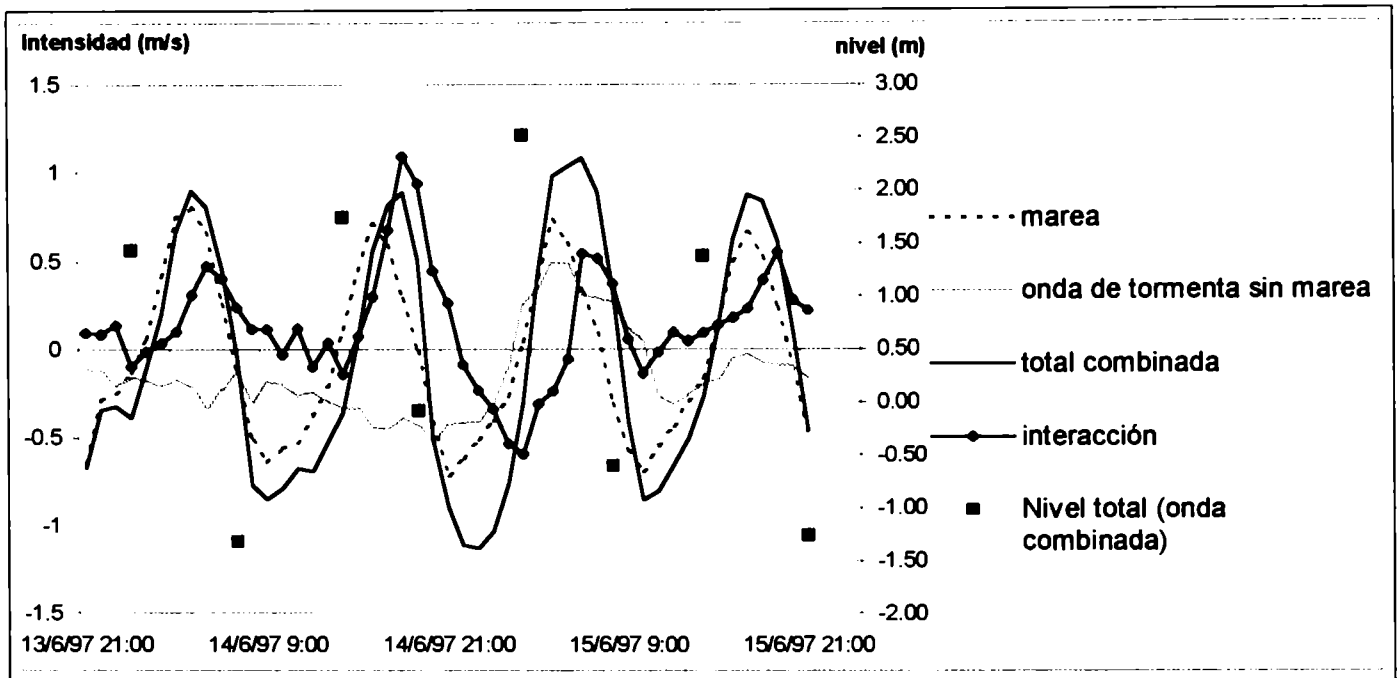


Figura 42. Intensidad de las corrientes modeladas en Puerto Belgrano durante el evento, discriminadas por sus causas y las totales. El signo positivo indica sentido hacia la boca del estuario (bajante) y negativo, hacia la cabecera (creciente). En el eje secundario se marcan los niveles máximos y mínimos observados.

Los dos primeros máximos relativos aparecen en la serie observada de Puerto Belgrano (que se repite en la Figura 43) a las 4:00 y a las 10:00 del día 14. En la sección 4.2.3 se encontró que esta primera etapa de la onda de tormenta en la plataforma adyacente al estuario tiene su origen principalmente en la perturbación producida por el gradiente de presión. De la comparación de la serie referencia de la onda de tormenta en Puerto Belgrano (Figura 43) con la onda de tormenta proveniente del exterior (Figura 39) surge que, a su vez, ésta proviene en su mayor parte de la plataforma. Tal es así que en la Figura 43, en la que se compara la serie de nivel del agua obtenida sin anidado con las series referencia y observada, se nota claramente que estas primeras perturbaciones prácticamente no aparecen. De manera que la primera etapa de la onda de tormenta en el interior del estuario estaría forzada por las perturbaciones producidas por la presión atmosférica en la plataforma. Sin embargo, la relación de estas fluctuaciones con perturbaciones originadas en el exterior no sería directa de no contarse con la información provista por la Figura 39 acerca de la modificación que sufre la onda de tormenta proveniente del exterior una vez dentro del estuario. En definitiva, estas primeras fluctuaciones del nivel del agua en Puerto Belgrano están producidas por la modificación de la onda de tormenta proveniente de plataforma por los procesos de interacción con la marea dentro del estuario. Este mecanismo podría dar una respuesta acerca del origen de perturbaciones que no tienen explicación aparente en procesos locales y suelen adjudicarse a perturbaciones remotas no conocidas. Generalizando, se puede decir que pueden existir fluctuaciones en zonas donde existen importantes procesos de interacción, aunque no existan como tales en la anomalía externa que les da origen.

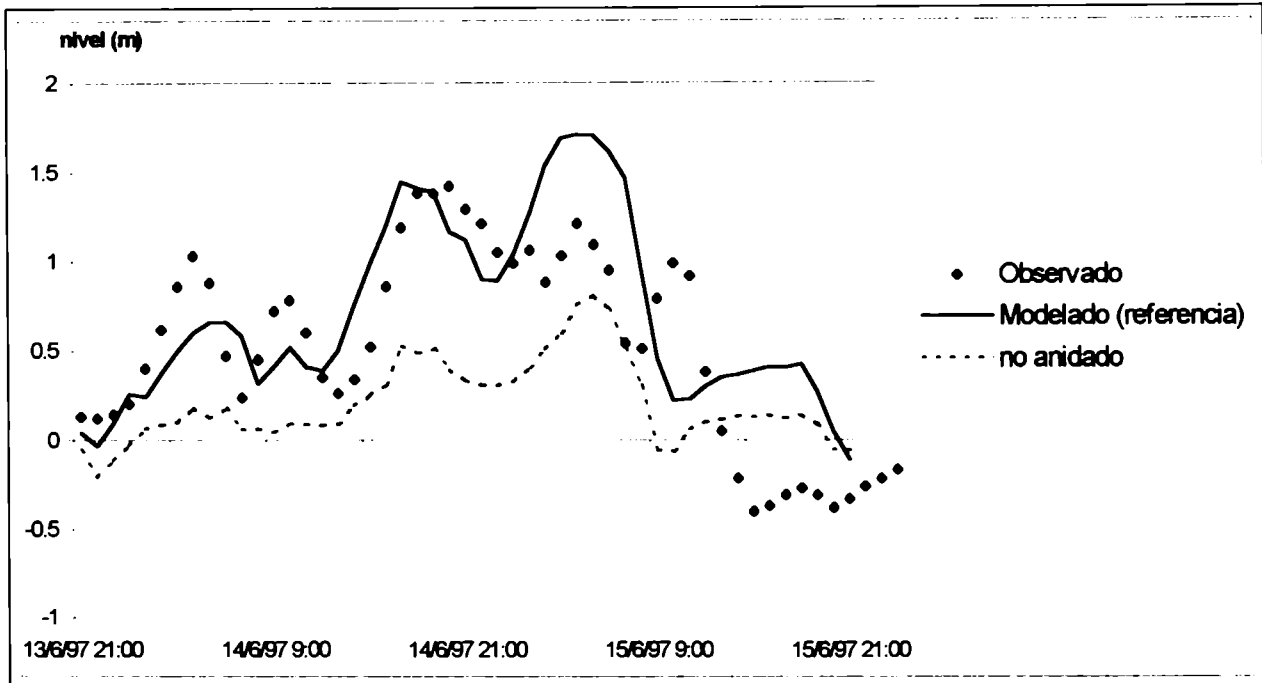


Figura 43. Consecuencias del anidado sobre el nivel del agua modelado en Puerto Belgrano.

Existe una particularidad en los dos primeros máximos relativos de la onda de tormenta (Figura 35) y es que estos se encuentran asociados a sucesivas bajante y creciente, respectivamente. Esta característica se encuentra presente en las observaciones y es reproducida por el modelo, aunque en menor medida. En la Figura 44 se muestra la influencia de la interacción marea – onda de tormenta en el nivel del agua dada por la ecuación (4.1.4), con oscilaciones de período igual al de la marea. Allí se observa en la curva de interacción, una fluctuación de período igual a medio período de marea, superpuesta durante la creciente, que corresponde al segundo máximo de la onda de tormenta. El primer máximo relativo en la serie de nivel por onda de tormenta se produce por los mecanismos típicos de la interacción por fricción. Esto es, al sumarse las corrientes de creciente de marea y onda de tormenta, la fricción cuadrática genera una contracorriente por aumento de la fricción (Figura 42). Esto disminuye el crecimiento de la onda de tormenta durante la marea creciente, produciendo un retardo de la onda combinada con respecto a la suma de la marea y la onda de tormenta, que se puede apreciar en la Figura 44.

Cerca de la pleamar, las corrientes disminuyen y, por lo tanto, el efecto de la interacción (Figura 42). Al anularse ese efecto inhibitorio y al disminuir luego la fricción, la onda de tormenta crece aun por encima del nivel que tendría de no existir la marea (Figura 40), completando el retardo de esta fase positiva de la onda combinada (Figura 44). Cuando las corrientes de marea descendentes se desarrollan suficientemente, la disminución de la fricción por interacción favorece dicho descenso, como se ve en la Figura 42. De manera que la onda combinada tarda más en descender debido a la interacción, pero lo hace de manera más aguda en la última etapa de la bajante, lo cual inicia la depresión que se desarrolla durante la marea creciente, por aumento de la fricción, completando el ciclo. Sin embargo, en este caso dicha interacción durante la bajante no es tan intensa, debido a que las corrientes por onda de tormenta

no han alcanzado aún su máximo desarrollo, como se aprecia en la Figura 42. Sumado a esto y tal como se dijo anteriormente, en esta etapa de la onda de tormenta se desarrolla muy poco la interacción durante la creciente, por lo que la onda de tormenta tiende a retomar su nivel normal de no interacción (Figura 40) cuando supera la depresión ocasionada por la anterior bajante. Esto produce el máximo relativo en el nivel de la onda de tormenta modelada durante la creciente, que como se ve en la Figura 35 no se encuentra presente en las observaciones ni en el modelo, cuando la onda de tormenta alcanza su máximo desarrollo. Se ha dicho en las consideraciones generales de la sección 4.1.3 que la interacción de agua poco profunda produce el máximo relativo de onda de tormenta durante la marea creciente. Sin embargo, no se observa adelanto en la onda total observada con respecto a la marea, como se muestra en la Figura 41. Más adelante se demostrará que la fricción juega un papel fundamental en estas interacciones y se explicará este fenómeno utilizando estos argumentos. Esta es una particularidad de las interacciones no lineales entre la marea y la onda de tormenta en el estuario de Bahía Blanca, reproducida por el modelo hidrodinámico y avalada por las observaciones en Puerto Belgrano.

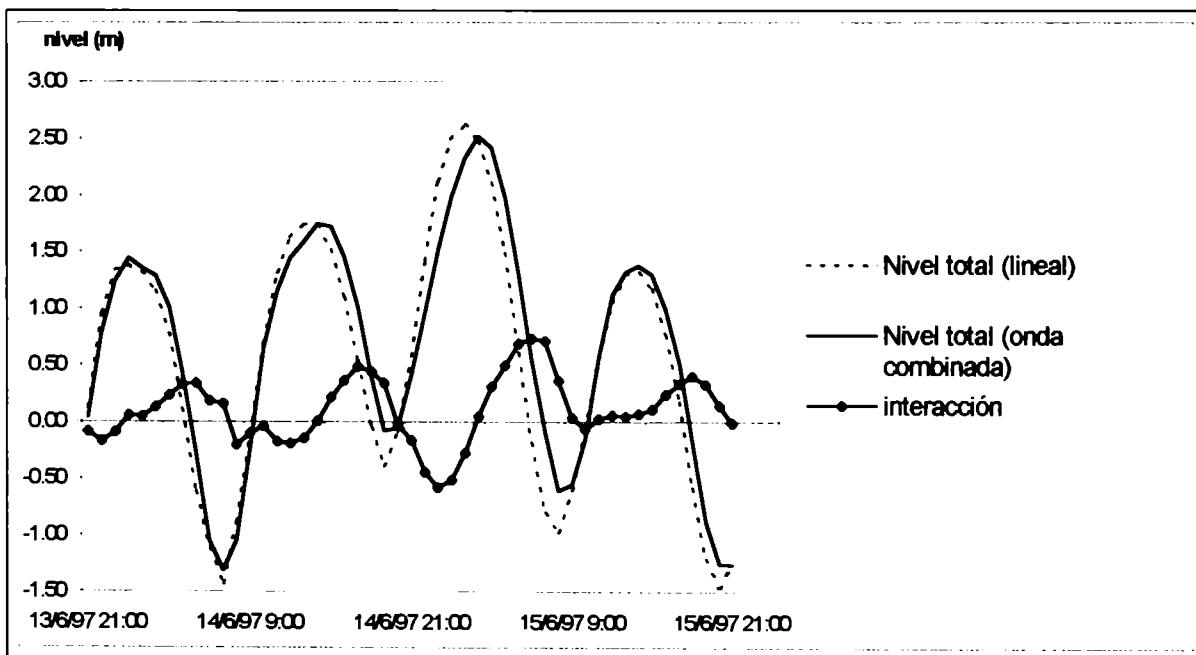


Figura 44. Efecto de la interacción de la marea y la onda de tormenta modeladas sobre el nivel del agua en Puerto Belgrano.

El máximo desarrollo de la onda de tormenta se produce a partir de las 15 horas del día 14. Con las corrientes más intensas de onda de tormenta (Figura 42), la interacción por fricción en la última etapa de la marea creciente retrasa la onda combinada, como se puede notar en la Figura 44 y en la Figura 42 para las corrientes. Por esto, el tercer máximo relativo en el nivel de la onda de tormenta (máximo absoluto en las observaciones), coincide prácticamente con la bajamar en la serie observada, mientras que el modelo lo adelanta levemente a la última etapa de la bajante, con correcta intensidad, como se aprecia en la Figura 35. En la Figura 44 se ve cómo se insinúa el fin de la interacción de la

bajante en una ondulación de la curva de modificación del nivel. Este no llega a generar el máximo de la creciente anterior, debido a la mayor intensidad del fenómeno en esta etapa, que produce la depresión en la onda de tormenta por el aumento de fricción durante la creciente de marea.

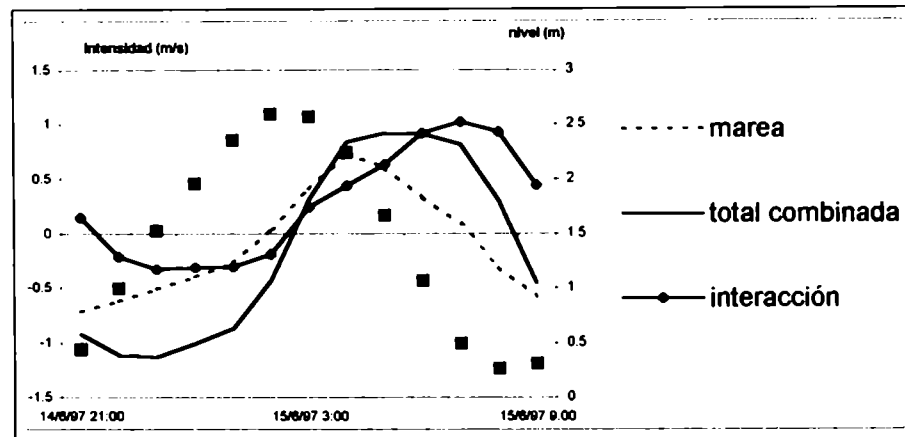


Figura 45. Corrientes producidas alrededor de la pleamar, durante la experiencia en la que se mantiene el viento máximo constante durante 12 horas.

El error más significativo del modelo está dado por la sobrestimación en 50 cm (44 cm con interpolación horaria del viento) del máximo posterior a la creciente principal (Figura 38) y a continuación se investigan las razones para que esto ocurra. Se mencionó anteriormente en esta sección que el cambio simultáneo de sentido de las corrientes de onda de tormenta y de marea altera la interacción entre ambas. En efecto, si se observa la Figura 42, se nota un destacado máximo de interacción de 0.6 m/s en sentido creciente luego de la pleamar de las 2:00 del día 15, cuyo sentido se mantiene hasta las 5:00, contribuyendo al crecimiento del pico que se estudia. Para demostrar la importancia de esta sincronización entre la marea y la onda de tormenta, se realizaron experimentos en los que se adelantó o se atrasó la onda de tormenta con respecto a la marea. Para estas experiencias en particular, se interpolaron en forma horaria los campos analizados, por lo que la corrida de referencia es la que aparece en la Figura 38. El desfase se obtiene simplemente variando el momento relativo a la marea en que se introduce el viento, ya que en este caso, como se ha mostrado, la onda de tormenta está asociada directamente al viento local. En la primera experiencia, el viento máximo de las 21:00 se mantiene constante durante 12 horas más, suprimiendo el cambio de sentido de la corriente de onda de tormenta próxima a la pleamar. La estructura de las corrientes durante esta experiencia se puede apreciar en la Figura 45. Se produce una relativamente suave interacción en sentido creciente alrededor de la pleamar, que ocurre aproximadamente a las 1:00. Esta prolonga el crecimiento de la onda pasada la pleamar, siendo la responsable del retraso de la onda combinada, como se dijo en la descripción general del proceso. En la segunda experiencia, la onda de tormenta se retrasó 2 horas, más allá del cambio de sentido de las corrientes de marea (ver Figura 42). En la Figura 46 se puede observar cómo se modifican las corrientes producidas por la interacción con respecto al caso de referencia. Con posterioridad a la pleamar las corrientes de onda de tormenta continúan en sentido creciente en esta experiencia. La corriente de interacción es suave y en sentido creciente, hasta el momento del cambio

de sentido de las corrientes de onda de tormenta. En la Figura 47 se grafica el nivel del agua producido, donde se aprecia el incremento en el máximo posterior a la pleamar, por este retraso. En las últimas dos experiencias, la onda de tormenta se adelanta 1 y 2 horas, respectivamente. Se observa en la Figura 46, cómo la corriente de interacción hacia la cabecera se adelanta, con respecto a la corrida de referencia, al mismo tiempo que la inversión del sentido de las corrientes de onda de tormenta (no mostradas). La notoria intensificación de la corriente de interacción en creciente en el caso de referencia y en los dos últimos casos, con respecto a aquellos en los que la onda de tormenta se retrasa, se debe a la aparición de las corrientes de onda de tormenta en sentido bajante, al igual que las de marea, lo que aumenta la fricción, retardando el descenso de las aguas. Cabe aclarar, que esto

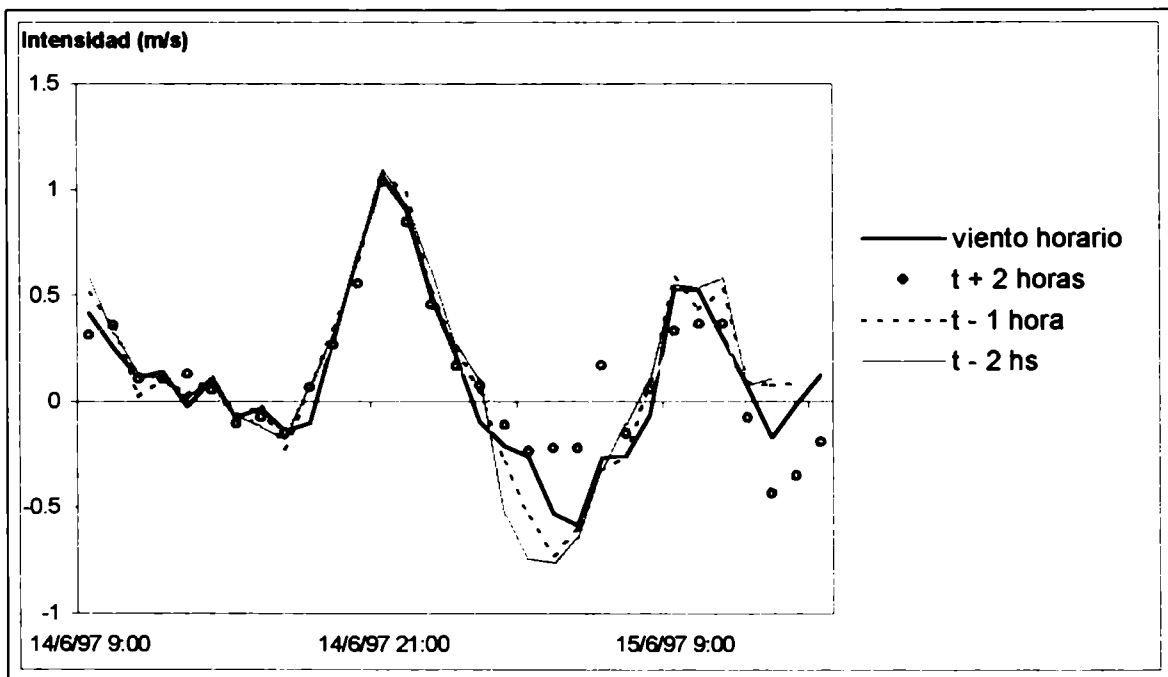


Figura 46. Corrientes producidas por la interacción de la marea y la onda de tormenta al variar la sincronización de ambas.

no significa que los máximos posteriores a la pleamar sean mayores en estos últimos casos, sino que al contrario, como se ve en la Figura 47, estos son cada vez menores. El efecto de esta corriente por interacción es el de prolongar la creciente de la onda de tormenta, contrarrestando la bajante por la disminución del viento y produciendo dicho pico posterior a la pleamar. El forzante es menor cuanto más alejado en el tiempo se encuentre el máximo viento y a esto se debe que este nivel disminuya a medida que el forzante se adelanta. En la Figura 47 se observa cómo el balance entre el nivel de los dos picos, anterior y posterior a la pleamar depende del momento del máximo viento con respecto a la misma. De manera que, una diferencia de una hora en la sincronización entre el viento y la marea es capaz de desplazar la máxima onda de tormenta ya sea a las horas anteriores o posteriores a la pleamar. Volviendo al caso real luego de este análisis, se concluye que el diferente balance entre los dos máximos principales, según surgen del modelo y de las observaciones, seguramente se debe a una

demora (del orden de una hora) del momento preciso del viento máximo, con respecto a la pleamar. Resulta obvio que la resolución temporal de 12 horas del campo de vientos no es suficiente para reproducir con precisión el detalle de estos fenómenos en todo el estuario. Por otra parte, se observa en la Figura 39 que la contribución de la onda de tormenta proveniente de plataforma se ve transformada en dos importantes máximos relativos al comienzo y al final de este pico, tendientes a prolongar este máximo de la onda de tormenta, frente a la generación puramente local. Se tiene una vez más la acción de la dinámica interior del estuario sobre una perturbación proveniente, en una parte importante, del exterior. Por esto, aun en el caso en que el viento en la estación Bahía Blanca u otro punto, fuera representativo de todo el estuario, no sería suficiente información para reproducir correctamente el fenómeno.

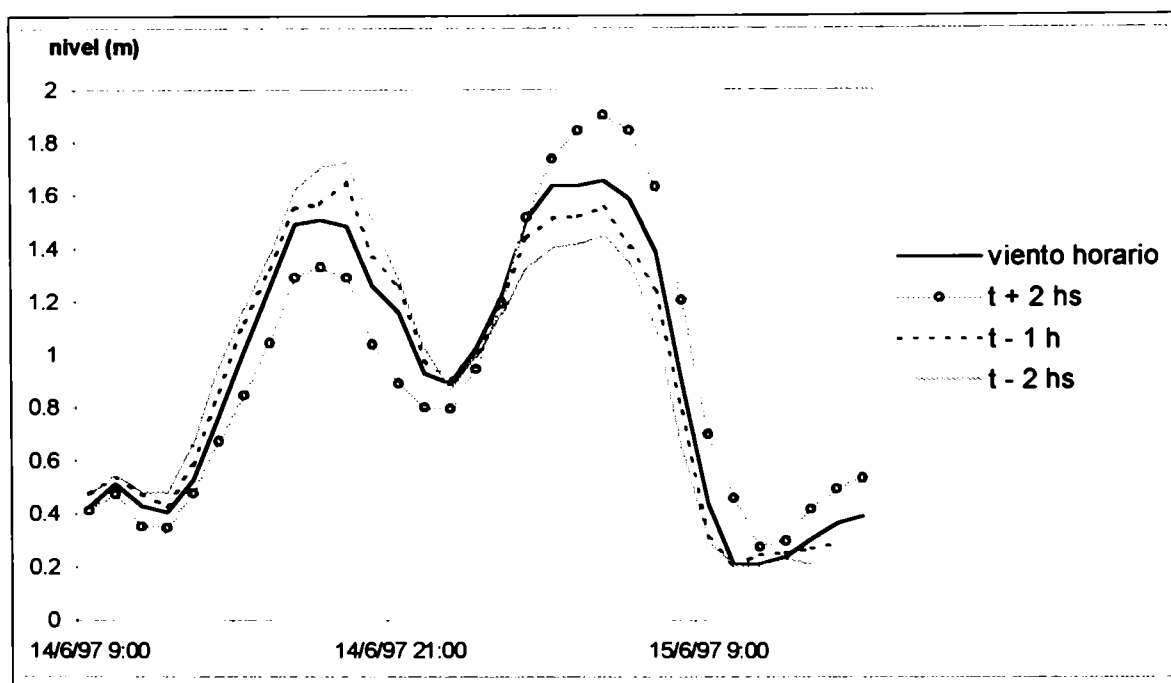


Figura 47. Evolución del nivel de la onda de tormenta alrededor de la pleamar, variando la sincronización entre ambas.

Durante la calibración fina del modelo, el valor de la profundidad crítica demostró tener gran influencia sobre la interacción marea – onda de tormenta y en particular sobre la interacción friccional. Este es un parámetro que representa la profundidad por debajo de la cual la fricción en el modelo se torna independiente de la misma y la necesidad de su consideración en la aproximación numérica se ha señalado en la sección 3.4.2. En una primera versión del modelo, ésta había sido fijada en 1 m, obteniéndose la representación de la curva de nivel por onda de tormenta en Puerto Belgrano que se muestra en la Figura 48. Allí también se la puede comparar con la curva de referencia, para la que finalmente se eligió $D_{crit} = 2 \text{ m}$, a igualdad de todos los demás parámetros, y con las observaciones. Se destaca la escasa intensidad de la interacción, especialmente durante la etapa creciente de la onda de tormenta, en donde las primeras fluctuaciones prácticamente pasan desapercibidas. Sin embargo,

durante el decrecimiento de la onda de tormenta, el máximo relativo que aparece en las observaciones durante la última marea creciente del evento, desaparece en la curva de referencia y si se marca con menor profundidad crítica. Esto sugiere que las grandes fluctuaciones alrededor de la pleamar en la curva de referencia, enmascaran el último máximo relativo del evento, posiblemente debido a la exageración de la intensidad de la bajante principal, como se verá más adelante. La profundidad crítica ejerce cierto control sobre la intensidad de las corrientes en muy bajas profundidades y sobre los procesos de secado e inundación de planicies, como se señala en 3.4.2. Aquí se demuestra que este efecto sobre las zonas poco profundas tiene importantes consecuencias aun en zonas con mayores profundidades, como el Canal Principal. Se destaca también la importancia de no restringir el proceso de calibración del modelo a la determinación de la marea, sino que es necesario considerar también los efectos de distintos parámetros sobre la onda de tormenta y sus interacciones, para obtener una buena representación de la dinámica de la zona de estudio. En particular, en el estuario de Bahía Blanca se presentan una serie de procesos interrelacionados, que deben ser tenidos en cuenta en forma conjunta y en los que la fricción de fondo juega un papel muy importante.

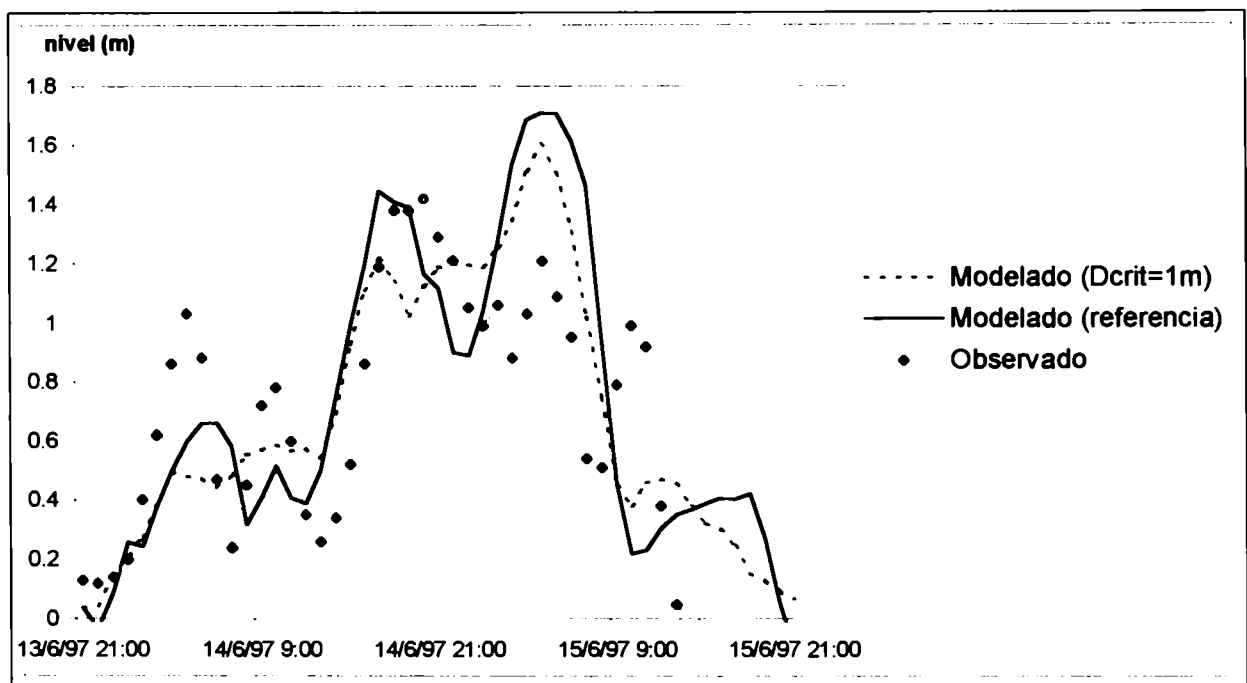


Figura 48. Nivel del agua por onda de tormenta en Puerto Belgrano obtenido mediante distintas aproximaciones de la profundidad crítica.

En la discusión de la Figura 32b, se destaca la creciente de la onda de tormenta en el tramo superior del Canal Principal intermedio. También se sugiere que la fuerte bajante de las horas anteriores no permite extender dicha creciente a todo el sector intermedio del Canal. Esta situación corresponde a la hora del último máximo de la onda de tormenta, observado en Puerto Belgrano alrededor de las 11:00. En el párrafo anterior se mostró la fuerte influencia de la profundidad crítica en la evolución del nivel del agua. La aparición de una ligera creciente en estas horas al disminuir la profundidad crítica permite inferir que intensidad de las corrientes de bajante a lo largo del Canal

Principal, conjuntamente con la exageración del máximo anterior por las razones expuestas, son las responsables de la anulación de este último pico de creciente en la corrida de referencia. Avala este razonamiento la profundización de la bajante en la curva producida por la incorporación del viento de la estación Bahía Blanca (Figura 38) que aumenta y retarda aun más el máximo principal, debido a la prolongación de los vientos más intensos (Figura 23).

4.2.6 Interacción de la marea y la onda de tormenta en el estuario

Se analizó en la sección anterior la interacción entre la marea y la onda de tormenta sobre la base de las series observadas y modeladas de Puerto Belgrano durante el evento en estudio. Esto permitió la validación de los resultados del modelo, así como la comprensión de los mecanismos de interacción. En esta sección se da una visión general sobre los niveles de interacción en todo el estuario. Cabe destacar que la capacidad de analizar los distintos procesos de interacción sobre las planicies está limitada por las suposiciones realizadas en el modelo al alcanzar profundidades extremadamente bajas, esto es, por debajo de la profundidad crítica. Como se demostró en la sección anterior, los resultados en los canales adyacentes están también afectados por estas suposiciones. A lo largo de todo el evento, las principales zonas de interacción son la parte intermedia y superior del Canal Principal y las planicies mesomareales, tanto del estuario superior como de los flancos de los canales.

El comportamiento de la interacción durante la creciente tiene particularidades que se destacan en la Figura 49. En el Canal Principal se nota la ausencia de corrientes de interacción durante toda la creciente, tal como se señaló en la discusión de la Figura 42, y se observa una anomalía positiva en el nivel, en concordancia con el pico observado en Puerto Belgrano (Figura 35). Sin embargo, en las partes menos profundas de Bahía Falsa y canales adyacentes, Bermejo y Bahía Verde (Figura 49a), así como también sobre las planicies (Figura 49b), se distinguen claramente corrientes de interacción en dirección creciente que producen una definida anomalía positiva en el nivel. Esto aparentemente responde a la importancia en esas áreas del efecto de agua poco profunda en la interacción, que se menciona en la sección 4.1.3 y que produce un adelantamiento de la onda combinada, al contrario del efecto de fricción. En efecto, graficando en la Figura 50 las curvas de nivel del agua en un punto de Bahía Falsa, el que se indica como P1 en la Figura 14, se observa dicho adelantamiento en la onda combinada frente a la marea. La onda de tormenta, en este caso, produce máximos durante la marea creciente y no se observa el doble pico alrededor de la pleamar que, como se analizó en la sección anterior, es generado por la acción de la fricción. Si se insinúa en la bajante principal un incremento de la onda de tormenta por la presencia de interacción friccional. La profundidad sin perturbación en un amplio entorno y en el canal mismo, según se observa en la misma Figura 14, supera los 2m. Se desprende de los niveles totales alcanzados que se supera la profundidad crítica durante la etapa central del evento, de manera que la dinámica no se encontraría alterada, al menos localmente, por este factor. En Bahía Falsa, como se espera, una disminución de nivel por interacción sigue a la pleamar. En cambio, la interacción positiva de nivel persiste en las planicies durante la pleamar y aún después de ésta, abarcando toda la etapa de inundación e indicando que las rigen procesos de interacción diferentes, no ligados simplemente a la velocidad de propagación. Nuevamente se señala que el análisis de esta interacción sobre las planicies excede las posibilidades y objetivos de este trabajo.

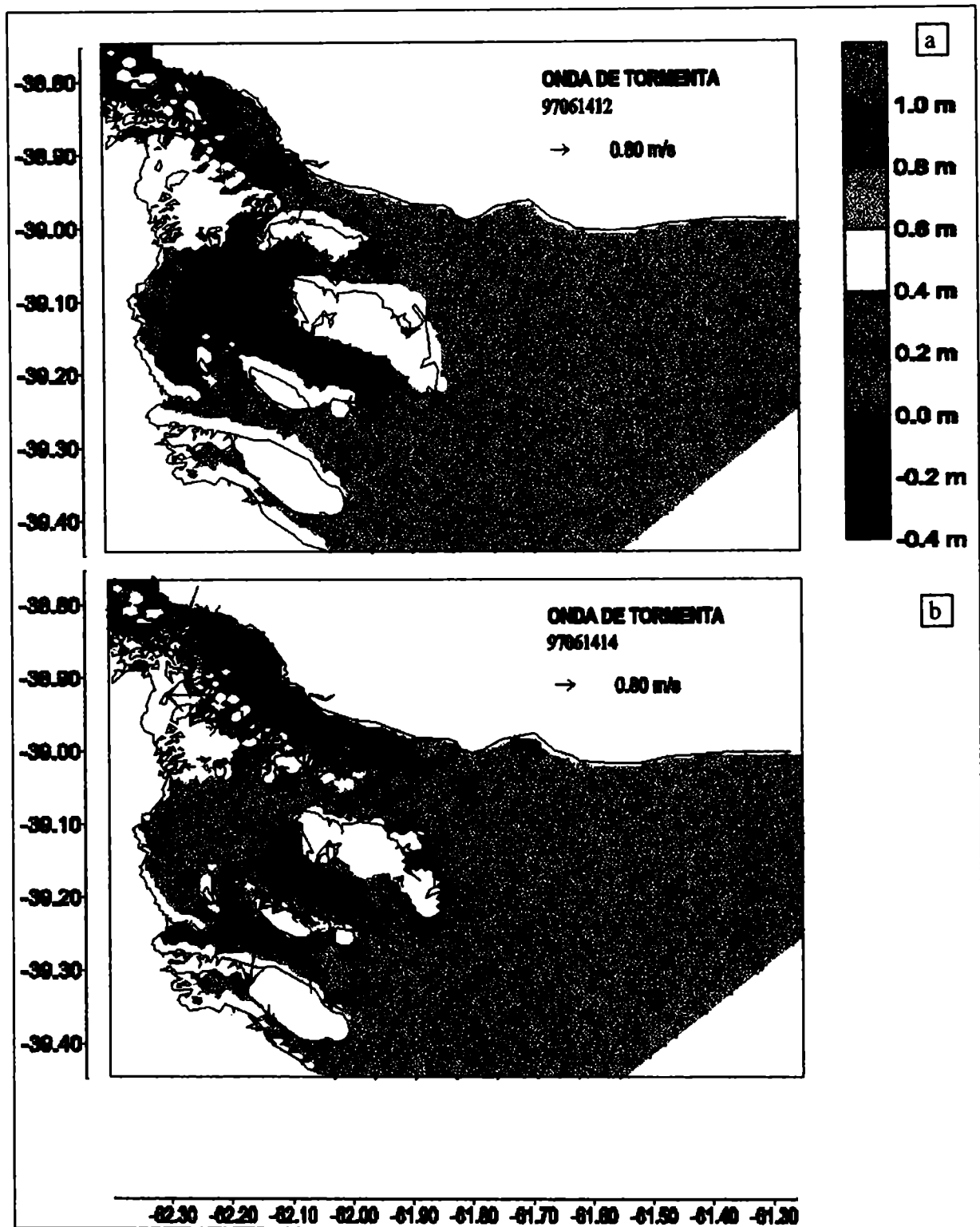


Figura 49. Nivel del agua y corrientes por interacción de la marea y la onda de tormenta durante la marea creciente: a) 14/6/97 9:00 (12:00 TUC); b) 14/6/97 11:00 (14:00 TUC).

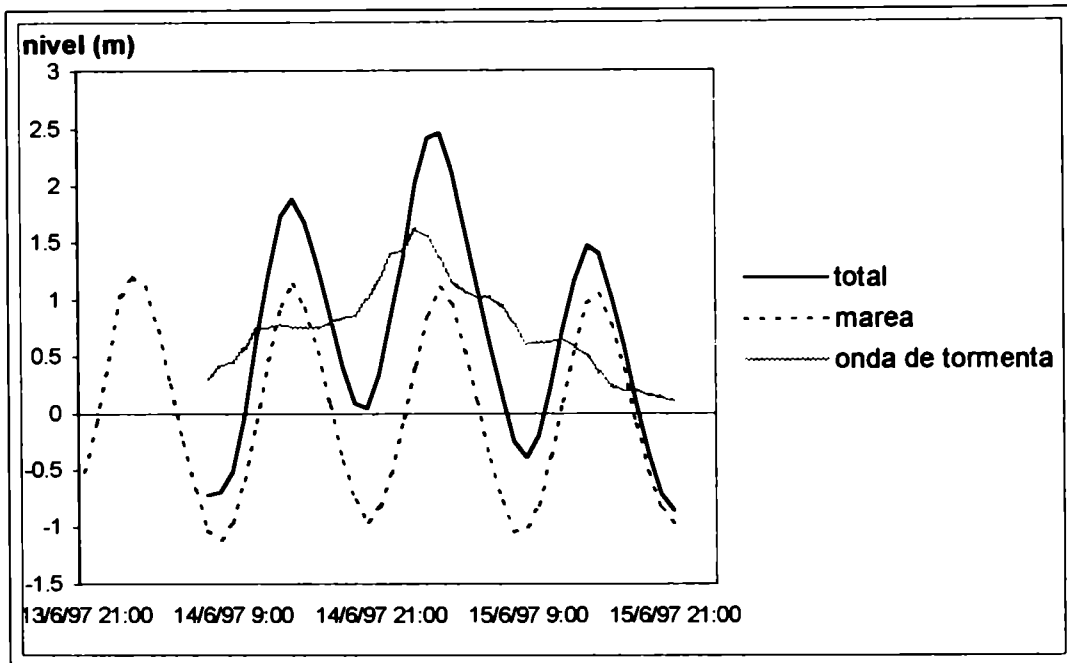


Figura 50. Nivel del agua en Bahía Falsa durante el evento, con discriminación de la onda de tormenta y la marea. Se observa un adelantamiento de la onda combinada con respecto a la marea, por efecto de interacción de agua poco profunda.

La Figura 51 muestra la interacción durante la bajante de marea. La hora seleccionada corresponde al pleno desarrollo de la interacción, prácticamente sobre la bajamar que se señala en la Figura 35 a las 19:00 del día 14. Allí se puede apreciar la perturbación positiva en el canal intermedio, juntamente con la intensificación neta de las corrientes de bajante. La acción de estas corrientes tiende a disminuir el incremento de nivel en el canal y ya ha disminuido el de las planicies. Se destaca la intensidad de las corrientes de interacción, del orden del metro por segundo.

Las corrientes se intensifican sobre las planicies, profundizando el proceso de desagüe de las mismas, de manera que presentan fuertes anomalías negativas de nivel. La profundidad crítica tiene gran influencia sobre la intensidad de esta descarga y en la sección anterior se mostró su importancia en los niveles de interacción en el Canal Principal. Esta figura permite una apreciación cualitativa del efecto que la determinación de este parámetro tiene sobre la interacción a lo largo del canal. Nótese que Bahía Falsa presenta anomalías negativas, mostrando el efecto inverso de la interacción.

La creciente anterior a la máxima onda de tormenta, tal como se vio en la sección anterior, presenta en el Canal Principal las características de la interacción por fricción. En la Figura 52 las corrientes de interacción en bajante ya han dejado lugar a la creciente que produce el máximo posterior a la pleamar. Los niveles negativos son marcados sobre el Canal Principal, mientras que la zona de Bahía Falsa exhibe las características propias de la interacción por agua poco profunda, con anomalías positivas. Luego de esta análisis, se comprende mejor la diferenciación que se encuentra entre la onda de tormenta en esta parte del estuario y la del Canal Principal, señalada en la discusión de la sección 4.2.4.

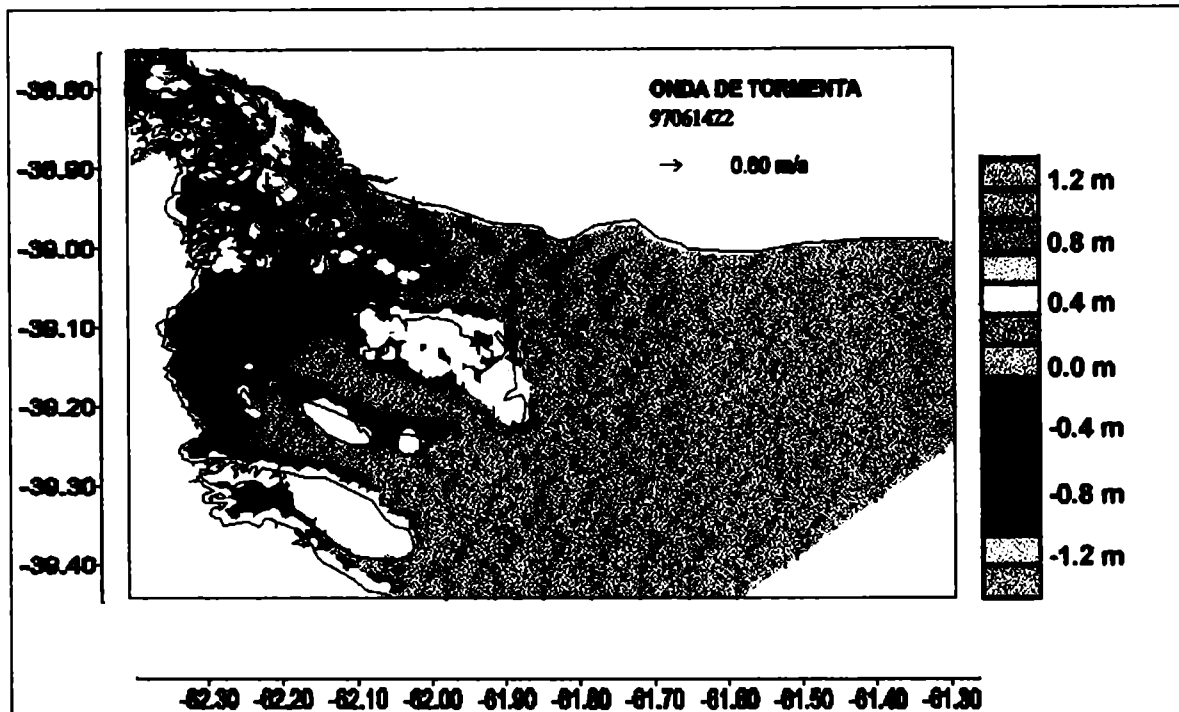


Figura 51. Nivel del agua y corrientes por interacción de la marea y la onda de tormenta para el 14/6/97 19:00 (22:00 TUC), con marea bajante.

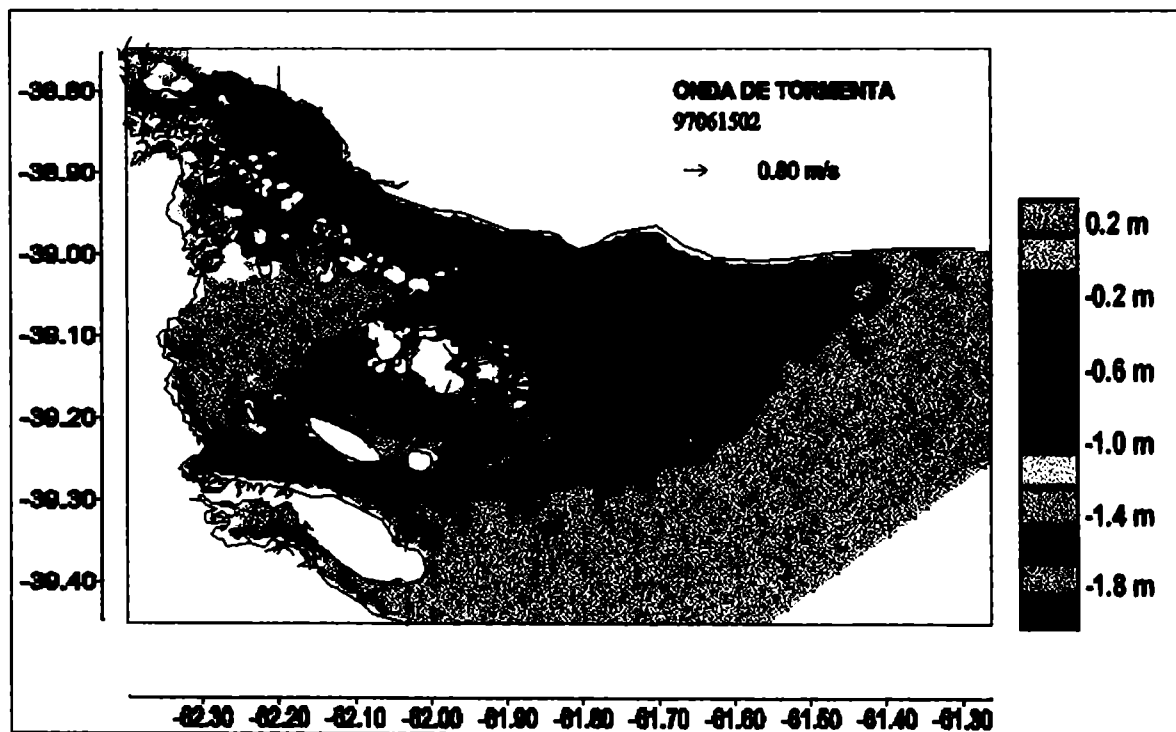


Figura 52. Nivel del agua y corrientes por interacción de la marea y la onda de tormenta para el 14/6/97 23:00 (2:00 TUC), correspondiente a la marea creciente previa al máximo de la onda de tormenta.

5. Conclusiones

Se ha estudiado la dinámica de la onda de tormenta en el estuario de Bahía Blanca y plataforma continental adyacente, abordándose el problema en forma general y profundizando en las marcadas particularidades que presenta este estuario desde el punto de vista de su dinámica. Dichos rasgos particulares están originados en la complejidad de su morfología, en la amplificación de la marea, la que produce corrientes de extraordinaria intensidad en los canales y en la importancia de la acción del viento en la modificación de la misma. Ha sido demostrado el comportamiento altamente no lineal de estas ondas, con aumento de la no-linealidad hacia el interior del estuario. Esta característica hace especialmente importante la interacción de la marea y la onda de tormenta cuando ambas coexisten durante el tiempo necesario para que se desarrollen los procesos que la originan, lo que ocurre si la escala temporal de la onda de tormenta es al menos comparable a la de la marea. Dicha interacción modifica el comportamiento de ambas ondas de manera drástica, provocando fluctuaciones cuyo patrón se ha establecido en este trabajo. La magnitud de este efecto liga fuertemente ambos fenómenos, de manera que la comprensión de los procesos de interacción es tan importante como la exactitud del forzante meteorológico para lograr una correcta representación de la onda de tormenta.

Se discriminaron los procesos que producen y modifican la interacción entre la marea y la onda de tormenta. El mecanismo fundamental de interacción en los canales, con intensas corrientes, es la fricción de fondo, mientras que en las zonas menos profundas con circulación más débil, domina la interacción por baja profundidad, aunque existen algunas características mixtas. En la escala de la onda de tormenta, el primer mecanismo produce un retraso de la marea, mientras que el segundo, produce un adelanto de la misma, al incrementar su velocidad. En la escala de la marea, el primero produce máximos relativos de onda de tormenta durante la bajante y el segundo, durante la creciente. Las zonas de planicies mesomareales están excluidas de estas conclusiones debido a que las suposiciones adoptadas en la parametrización de la fricción de fondo no permiten resolver el detalle de los procesos que tienen lugar en las mismas.

El conjunto de dos modelos hidrodinámicos anidados presentado permite representar la estructura bidimensional de la onda de tormenta y de las mareas en el estuario de Bahía Blanca y en la plataforma continental. El sistema es transportable y válido para un amplio rango de escalas. El preprocesamiento con cálculo automático de los límites de aplicación de las ecuaciones facilita su implementación, dados la batimetría y los parámetros de marea en los bordes abiertos. La automatización del preprocesamiento permitió su integración al modelo cuando fue necesario introducir el dominio variable para la representación de áreas en las que se produce alternadamente secado e inundación, a lo largo del ciclo de marea. Se han analizado escalas muy pequeñas mediante un modelo numérico de muy alta resolución. Ha quedado demostrada la necesidad del máximo detalle posible en la representación de las corrientes para reproducir correctamente la interacción de la marea y la onda de tormenta.

Se han realizado cartas de constantes de marea para la plataforma continental y para el estuario de Bahía Blanca. Una amplia cobertura de estaciones a lo largo del litoral marítimo y algunas fuera de la costa permitieron la verificación de la representación de la marea por parte del modelo de plataforma. La misma presenta una buena coincidencia con los datos disponibles de corriente de marea.

En el estuario se ha verificado la marea a lo largo del Canal Principal pero no se ha contado con información directa de corrientes de marea. Sin embargo, se ha encontrado coincidencia con las conclusiones obtenidas a partir de distintas experiencias de campo. Se verifica en los resultados del modelo del estuario las características señaladas en la literatura acerca de las corrientes residuales. Las corrientes son más intensas en la bajante que en la creciente sobre los canales. Se propone como una posible causa al estrechamiento de los mismos durante la bajante por el secado de sus flancos y a la descarga de agua de las planicies mesomareales. En concordancia con lo observado en experiencias de campo anteriores, los resultados del modelo numérico de este trabajo indican que se producen máximas velocidades durante la bajante, cuando el nivel del agua en los canales se encuentra por debajo del nivel de las planicies, mientras que las intensidades son menores durante la etapa de inundación. En la parte intermedia del Canal Principal se verifica que la corriente en el flanco sur es menos intensa que en el flanco norte durante la bajante, debido a la mayor intensidad de las corrientes transversales. Esta característica está de acuerdo con lo observado en el estuario superior, en donde no puede ser representada por el modelo debido a su resolución. Se ha demostrado la relevancia de los procesos de inundación y de descarga de las planicies en la dinámica general del estuario.

La dinámica del estuario de Bahía Blanca presenta una serie de procesos interrelacionados, en los que la fricción de fondo juega un papel fundamental, y que deben ser tenidos en cuenta en forma conjunta por su carácter no lineal. El efecto de las corrientes de descarga no está restringido a la zona de planicies, sino que se extiende aun a zonas profundas dentro del estuario. Por esta razón, los parámetros que hacen al comportamiento de la fricción en condiciones extremadamente bajas, como la profundidad crítica, no sólo ejercen influencia sobre las corrientes de descarga e inundación, sino que también afectan a las corrientes a lo largo del Canal Principal. De esta manera influyen significativamente sobre la onda de tormenta modelada a través de la interacción de ésta con la marea, razón por la cual la interacción debe ser tenida en cuenta aun desde la etapa de calibración del modelo.

Una práctica habitual para aprovechar al máximo las capacidades de una utilización conjunta de los métodos espectrales y modelos hidrodinámicos para la determinación del nivel del agua es limitar los resultados de los modelos a la onda de tormenta, eliminando la marea en el producto final. No obstante, en entornos fuertemente no lineales como el estuario de Bahía Blanca, los procesos de interacción prácticamente dominan la respuesta del modelo, siendo de suma importancia una buena definición de la marea, aun para el cálculo de la contribución meteorológica. Más aún si, como en el caso del Canal Principal, el mecanismo predominante de interacción es la fricción, es necesaria una representación precisa de las corrientes de marea, cuyos efectos sobre la interacción se extienden, por lo menos, hasta la boca del estuario.

El rasgo más sensible del estuario a cualquier señal en la onda de tormenta es el patrón de inundación y descarga de las planicies mesomareales. Aun una señal débil, es capaz de alterar dichas corrientes, por lo que la circulación en la parte superior y media del estuario se ve, en general, afectada por estas ondas. La onda de tormenta en los canales tiene un efecto integrador de las fluctuaciones del viento en escalas muy cortas, mientras que predominan las fluctuaciones que produce la interacción con la marea. Las consecuencias de estas fluctuaciones cortas se detectan en las modificaciones a la carga y descarga de las planicies de marea durante la creciente y la bajante y sobre la circulación del estuario superior, muy sensible a dichas variaciones. En cambio, sus efectos durante la pleamar son insignificantes.

Durante el período de vientos intensos de una tormenta, estos ejercen, en general, el efecto predominante sobre la onda de tormenta en el estuario y en la amplia zona de baja profundidad en la plataforma adyacente. Sin embargo, el efecto del gradiente de presión no es despreciable, sobre todo debido a la importancia que puede adquirir en la primera etapa de una tormenta, cuando aún el viento local no se ha establecido completamente, como en el caso que se analiza en este trabajo y en las perturbaciones sobre la plataforma continental que se trasladan al estuario. Estas perturbaciones provenientes de la plataforma se transforman dentro del estuario por la interacción con la marea. La asociación de la respuesta del estuario a una perturbación externa generadora no es directa, sino que su comprensión requiere de la consideración de los procesos de interacción. Debe ser tenido en cuenta, eventualmente, que no es una condición necesaria que dos perturbaciones reúnan similares características en el estuario y en el exterior de éste, para que ambas estén relacionadas.

A partir de los resultados modelados, avalados por la evidencia observacional, se mostró que la onda de tormenta de generación local es importante en una amplia zona exterior al estuario. Las corrientes generadas a lo largo de la plataforma afectan, a su vez, a dichas condiciones externas. Ha quedado demostrada de esta manera, la importancia de la extensión del dominio a la plataforma continental, en este caso lograda mediante la técnica de anidado. Además, se ha mostrado que la tensión del viento en superficie se ve aumentada en el estuario y su zona de influencia, sobre todo durante irrupciones de aire frío, por características locales de la estabilidad atmosférica debidas a la temperatura relativamente más alta del agua.

Las características de la onda de tormenta en el estuario varían a lo largo del ciclo de marea. La onda de tormenta alrededor de la pleamar presenta un gradiente distribuido de manera relativamente homogénea en todo el estuario. Las corrientes por onda de tormenta más intensas se localizan sobre las zonas de muy poca profundidad que constituyen las planicies mesomareales, y, aunque en menor medida, sobre el Canal Principal, debido al retraso de la onda por la interacción marea - onda de tormenta. Durante la bajante de marea, en cambio, el máximo gradiente se encuentra definitivamente localizado a lo largo del Canal Principal, en donde las corrientes se ven incrementadas por la descarga de las planicies de marea, por el angostamiento de los canales y, durante la etapa creciente de la onda de tormenta, por la interacción friccional. Durante la marea creciente, las corrientes de onda de tormenta creciente se ven, en general, disminuidas por la interacción por fricción y por el ensanchamiento progresivo de los canales. El gradiente de la onda de tormenta a lo largo del Canal Principal entonces disminuye, y se destaca el desfase de la misma en la zona menos profunda alrededor de Bahía Falsa, por los diferentes mecanismos de interacción que tienen lugar en esta región, anteriormente expuestos. Este desfase también se puede notar durante la bajante de marea, siempre en la etapa creciente de la onda de tormenta.

Las corrientes de interacción marea - onda de tormenta son muy intensas, con valores del orden del metro por segundo obtenidos sobre el Canal Principal en el evento analizado. Durante la primera etapa de la creciente de la onda de tormenta, mientras ésta es aún débil, la corriente máxima de interacción se da con marea bajante, en cambio, la interacción durante la creciente es prácticamente nula. La interacción durante la marea bajante se manifiesta mediante una intensa componente en el sentido de la corriente dominante. En el caso presentado la corriente de onda de tormenta domina durante la primera etapa de la bajante, aunque en general en el estuario de Bahía Blanca la corriente de marea es dominante. Dicha interacción intensifica la bajante en la última etapa de la misma, luego de que ambas corrientes han coexistido durante un lapso prolongado. La magnitud de la interacción

depende de la intensidad de las corrientes de onda de tormenta en relación con las de marea. Esta relación se ve alterada a lo largo del ciclo de marea y según sea la intensidad de la onda de tormenta. Cuando las corrientes de creciente de la onda de tormenta ya han alcanzado cierta magnitud, se genera una importante corriente de interacción durante la marea creciente, continuando la bajante de la onda de tormenta por aumento de la fricción y luego permitiendo el crecimiento de la onda de tormenta al disminuir las corrientes de marea alrededor de la pleamar y con la disminución de la fricción en la primera etapa de la bajante. El resultado sobre la onda de tormenta creciente es una oscilación del período de la marea, con senos durante la creciente y crestas durante la bajante de marea. El efecto inverso ocurre durante la bajante de la onda de tormenta.

Una particularidad observada y también reproducida por el modelo hidrodinámico es el doble máximo relativo de la onda de tormenta que se da en marea creciente y en bajante en el Canal Principal durante la primera etapa de la onda de tormenta. No se encontró evidencia observacional de que esto constituya una superposición de ambos mecanismos de interacción, agua poco profunda y fricción, ya que no se observa adelanto de las pleamares en casos de creciente por viento sudeste en el caso estudiado ni en la literatura, en la que, por el contrario, se reportan retrasos. Se ha explicado estos máximos durante la marea creciente desde el punto de vista de la interacción friccional. Según los resultados del modelo, la falta de interacción para onda de tormenta débil durante la marea creciente permite a ésta tender al nivel dado por el forzante meteorológico, superando la depresión posterior al máximo correspondiente a la bajante anterior. La parametrización de la profundidad crítica ha tenido gran importancia en el modelado de estas interacciones, avalando su origen friccional. El adelanto de la onda observada durante la bajante de la onda de tormenta, tanto en el caso observado como en la literatura, refuerza el argumento del predominio de la interacción por fricción en el Canal Principal.

La fase relativa de la marea y la onda de tormenta es relevante cuando la escala de la onda de tormenta es suficientemente extensa con respecto a la de la marea. El análisis realizado corresponde a un caso en el que la máxima onda de tormenta se da cerca de una pleamar. Debido a la interacción entre la marea y la onda de tormenta, este máximo se divide en dos picos, uno anterior y otro posterior a la pleamar. El momento del cambio de sentido de las corrientes producidas por el forzante meteorológico y por la marea modula la magnitud relativa de estos picos, de forma que una mínima diferencia en el momento del forzante meteorológico es suficiente para producir importantes cambios en la máxima onda de tormenta. En el caso analizado, un desfase de una hora en el forzante meteorológico provoca un desplazamiento de 11 horas del máximo absoluto de la onda de tormenta. Esta es la causa más probable de la diferencia encontrada en los resultados de referencia con respecto al máximo absoluto observado.

Los campos provistos por el modelo para el evento típico de sudestada estudiado señalan a las partes media y superior del Canal Principal y a las planicies mesomareales como las zonas de mayor interacción entre la marea y la onda de tormenta. Las corrientes de carga y descarga y la circulación del agua sobre estas últimas son particularmente sensibles a las variaciones producidas en los forzantes, por lo que el nivel y las corrientes presentan en general allí fuertes anomalías. El estudio de los mecanismos de interacción en las mismas, así como la dinámica del agua a muy bajas profundidades exceden los objetivos de este trabajo. Estos procesos fueron representados y calibrados por sus efectos sobre el secado e inundación en general y por sus consecuencias en la dinámica del estuario, en particular del Canal Principal.

La gran sensibilidad de la dinámica del estuario a los cambios en la fricción de fondo genera la necesidad de profundizar en métodos más precisos para su determinación. Esto puede involucrar aproximaciones de la cortante de las corrientes o posiblemente la utilización de modelos tridimensionales. El aumento de resolución implicaría la adopción de otros métodos numéricos, aunque la disponibilidad de datos batimétricos sigue siendo un fuerte limitante. El comportamiento de las corrientes a muy bajas profundidades y la influencia del oleaje en la fricción de fondo son cuestiones que aún resta estudiar. La alta no-linealidad del estuario aumenta la importancia de la exactitud del forzante meteorológico, el cual debe ser conocido no sólo de manera local, sino también sobre la plataforma continental. Esto conduce a la necesidad de modelos meteorológicos de alta resolución que permitan representar fenómenos de mesoescala relevantes en el área, así como conocer con precisión perturbaciones remotas. La inclusión de los efectos de la estabilidad atmosférica y eventualmente de las olas mejoraría la determinación de la tensión del viento en superficie.

Agradecimientos:

Al Licenciado Gorki Jover Albá, cuyo recuerdo nos acompaña siempre, por su apoyo en la digitalización de la carta batimétrica de Bahía Blanca.

Al Licenciado Alberto Piola por los campos climatológicos de temperatura de agua de mar sobre la plataforma continental y por sus comentarios sobre resultados del modelo de plataforma.

Al Ingeniero Enrique D'Onofrio por sus comentarios sobre el análisis de las mareas y en general a la Sección Mareas del Servicio de Hidrografía Naval por las numerosas contribuciones durante el desarrollo de este trabajo.

Los campos de viento son puestos a disposición de los usuarios por la Rama de Modelado Oceánico de National Centers for Environmental Prediction.

Se utilizaron datos meteorológicos del Servicio Meteorológico Nacional y campos de presión producidos por su sistema de análisis automático.

Una parte substancial de este trabajo fue realizada durante la Licencia por Estudios otorgada por el Servicio de Hidrografía Naval.

A mi familia por su comprensión y el tiempo brindado y, muy especialmente, al apoyo de mis padres.

Referencias:

- Alvarez, J. A., 1973. "Predicción numérica de la onda de tormenta en el Río de la Plata", Tesis Doctoral, Departamento de Meteorología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Anderson, R. J., 1993. "A study of wind stress and heat flux over the open ocean by the inertial-dissipation method", *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 2153-2161.
- Arango, J. M., 1985. "Distribución de parámetros oceanográficos en el estuario de Bahía Blanca", Tesis de Licenciatura, Depto. de Física, Universidad Nacional del Sur, Argentina, 60 págs.
- Balay, M. A., 1956. "Determination of mean level of Argentine Sea. Influences of oscillations of the sea not caused by the tides". *International Hydrographic Review* (Mónaco), **33**(2), 31-65.
- Banner, M L. y W. Chen, 1994. "Local Variability of the Wind Stress and the Associated Sea State", *Preprints of the "2nd International Conference on Air-Sea Interaction and on Meteorology and Oceanography of the Coastal Zone"*, Lisboa, Portugal, 22-27 de septiembre de 1994.
- Barreira, S., 1993. "Parametrización de procesos físicos en el modelo de cinco niveles del Servicio Meteorológico de la Armada (SMARA)", *Servicio de Hidrografía Naval*, Informe Técnico PN 03/93, 135 págs.
- Barreira, S., 1996. "Sistema de Análisis-Pronóstico del Servicio Meteorológico de la Armada Argentina", *Actas del VII Congreso Argentino de Meteorología y III Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología*, Buenos Aires, Septiembre 1996, págs. 213 - 214.
- Bernárdez, C. y W. Melo, 1987. "Carta batimétrica del estuario de Bahía Blanca", Instituto Argentino de Oceanografía, Bahía Blanca, Argentina.
- Bijlsma, A. C., 1989. "Investigation of surge-tide interaction in the storm surge model CSM-16", *Delft Hydraulics*, Z-311.
- Black, T. L., 1988. "The step-mountain, eta coordinate regional model: a documentation", *Development Division NMC*, Abril 1988.
- Bunker, A. F., 1976. "Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean". *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1122-1140.
- Busalacchi, A. J. y F. Blanc, 1989. "On the role of closed and open boundaries in a model of the Tropical Atlantic Ocean", *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 831-840.
- Businger, J.A., J.C. Wyngaard, Y. Izumi y E.F. Bradley, 1971. "Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer", *J. Atmospheric Sci.*, **28**, 181-189.
- Camerlengo, A. L. y J. J. O' Brien, 1980. "Open boundary conditions in rotating fluids", *J. of Computational Physics* **35**, No. 1, 12-35.
- Canadian Hydrographic Service, 1978. "General bathymetric charts of the ocean (GEBCO)" N° 5.12, quinta edición, mayo 1978.
- Charnock, H., 1955. "Wind stress on a water surface", *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **81**, 639-640.
- Cuadrado, D. G., M. C. Piccolo y G. M. E. Perillo, 1998. "Hydrography of the inner shelf offshore Bahía Blanca estuary", *Cont. Shelf Res.*, enviado para publicación.
- Cuadrado, D. G. y G. M. E. Perillo, 1991. "Distribución de sedimentos en suspensión en la zona litoral de Monte Hermoso y Pehuén-Co (Pcia. de Buenos Aires)", *Resúmenes de las Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar '91*, 15 al 21 de septiembre de 1991, Puerto Madryn, Chubut, Argentina, 31.
- Cuadrado, D. G. y G. M. E. Perillo, 1996. "El Toro Channel zone: a review", *Proceedings of the Bahía Blanca International Coastal Symposium*, 7 - 11 de octubre de 1996, 215-221.

- Darwin, G. H., 1886. "Reports of a Committee for the harmonic analysis", *Brit. Ass. Advancement of Sciences, 1883-1886*.
- Davies, A. M. y R. A. Flather, 1978. "Application of numerical models of the north-west European continental shelf and the North Sea to the computation of the storm surges of November to December, 1973", *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **14**, pag. 72.
- Davies, A. M. y J. Lawrence, 1995. "Modeling the effect of wave-current interaction on the three-dimensional wind driven circulation of the Eastern Irish Sea", *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 29-45.
- Davies, A. M. y J. E. Jones, 1996. "Sensitivity of tidal bed stress distributions, near-bed currents, overtides, and tidal residuals to frictional effects in the Eastern Irish Sea", *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 2553-2575.
- Deardorff, J., 1974. "Three dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer". *Boundary Layer Meteor.*, **7**, 81-106.
- Donelan, M. A., F. W. Dobson, S. D. Smith y R. J. Anderson, 1993. "On the dependence of sea surface roughness on wave development", *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 2143-2149.
- Donelan, M. A., W. M. Drennan y K. B. Katsaros, 1997. "The air-sea momentum flux in conditions of wind sea and swell", *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 2087-2099.
- Doodson, A.T., 1921. "The harmonic development of the tide-generating potential". *Proc. Roy. Soc. A* 100 (Londres).
- Dragani, W. C., 1997. "Una explicación del proceso generador de ondas de largo período en la costa bonaerense argentina", Tesis Doctoral, *Depto. de Ciencias de la Atmósfera, Universidad de Buenos Aires, Argentina*, 222 págs.
- Dronkers, J. J., 1964. "Tidal Computations in Rivers and Coastal Waters". North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 517 págs.
- Etala, M. P., 1995. "Un modelo para onda de tormenta en el Río de la Plata y plataforma continental", *Resúmenes del VI Congreso Latinoamericano de Ciencias del Mar (VI COLACMAR)*, octubre de 1995, Mar del Plata, Argentina, Nº 260, 75.
- Etala, M. P., 1996. "Primeras experiencias en la determinación en tiempo real del efecto atmosférico sobre el nivel del agua", *Actas del VII Congreso Argentino de Meteorología y III Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología*, Buenos Aires, Septiembre de 1996, 197-198.
- Etala, M. P., E. A. Collini y E. Gonzalez de De Francesca, 1987. "Análisis objetivo del SMARA, su verificación durante el período del FGGE e impacto de boyas", *Anales del II Congreso Interamericano de Meteorología y V Congreso Argentino de Meteorología*, 2-1-1 a 2-1-5.
- Flather, R. A., 1981. "Practical surge prediction using numerical models", págs. 21-43 en *Floods due to high winds and tides*, Peregrine, D. H. (ed.), London, Academic Press.
- Flather, R. A., 1984. "A numerical model investigation of the storm surge of 31 January and 1 February 1953 in the North Sea", *Quart. J. R. Met. Soc.*, **110**, 591-612.
- Flather, R. A., 1988. "Storm surge modelling", Course on Ocean Waves and Tides, *International Centre for Theoretical Physics*, H4.SMR/299-12, Trieste, Italia, 44 págs.
- Flather, R. A., 1994. "A storm surge prediction model for the northern bay of Bengal with application to the cyclone disaster in April 1991", *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 172 - 190.
- Flather R. A. y A .M. Davies, 1976. "Note on a preliminary scheme for storm surge prediction using numerical models", *Quart. J. R. Met. Soc.*, **102**, pag. 123-132.
- Flather R. A. y N. S. Heaps, 1975. "Tidal computations for Morecambe Bay", *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, **42**, pag. 489-517.
- Flather R. A. y K. P. Hubbert, 1990. "Tide and surge models for shallow water - Morecambe Bay revisited", *Modeling Marine Systems*, Vol. 1, A. M. Davies, Ed., CRC Press, 135-166.

- Flather, R. A. y H. Khandker, 1987. "The storm surge problem and possible effects of sea level changes on coastal flooding in the Bay of Bengal", *International Workshop on Climatic Change, Sea Level, Severe Tropical Storms and Associated Impacts*, University of East Anglia, Norwich, 1-4 de septiembre de 1987.
- Flather, R. A., R. Proctor y J. Wolf, 1991. "Oceanographic forecast models", *Computer Modelling in the Environmental Sciences*, D. G. Farmer y M. J. Rycroft (Eds.), Clarendon Press, Oxford, 15 - 30.
- Foreman, M. G. G., 1979. "Manual for tidal heights analysis and prediction", *Pacific Marine Science Report 77-10*, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Victoria B. C., 101 págs.
- Gill, A.E., 1982. "Atmosphere-Ocean Dynamics", *International Geophysics Series* N° 30, Academic Press, 662 pag.
- Ginsberg, S. S. y G. M. E. Perillo, 1991. "Evolución geomorfológica de los canales de marea del estuario de Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires", *Resúmenes de las Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar '91*, 15 al 21 de septiembre de 1991, Puerto Madryn, Chubut, Argentina, 30.
- Glorioso, P. D. y J. H. Simpson, 1994. "Numerical modelling of the M₂ tide on the northern Patagonian Shelf", *Cont. Shelf Res.*, **14**, 267 - 278.
- Glorioso, P. D. y R. A. Flather, 1995. "A barotropic model of the currents off SE South America", *J. of Geophys. Res.*, **11**, 1491 - 1508.
- Gray, M., M. Danard, R. Flather, F. Henry, T. Murty, S. Venkatesh y C. Jarvis, 1984. "A preliminary investigation using a Nova Scotia storm surge prediction model", *Atmosphere - Ocean* **22** (2), 207-225.
- Grupo de Trabajo Argentino, 1997. "Evaluación de la vulnerabilidad de la costa argentina al ascenso del nivel del mar", Perillo G. M. E. (Ed.), *PNUD - SECYT*, Argentina, 62 págs.
- Guarga, R., S. Vinzón, H. Rodríguez, I. Piedra Cueva y E. Kaplan, 1992. "Corrientes y sedimentos en el Río de la Plata", *CARP*, 115 págs.
- Heaps, N. S., 1969. "A two-dimensional numerical sea model", *Phil. Trans. R. Soc. A*, **265**, 93-137.
- Heaps, N. S., 1983. "Storm Surges, 1967-1982", *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, **74**, 331-376.
- Hellerman, S. y M. Rosenstein, 1983. "Normal Monthly Wind Stress over the World Ocean with Error Estimates", *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1093-1104.
- Hordij, J. H. y H. H. Ciappesoni, 1979. "Ensayo de un esquema de análisis numérico interdependiente de diferentes superficies isobáricas". *Meteorológica*, Vol. X, N° 2, Pág. 13.
- Isaacson E., H. Bishop y Keller, 1966. "Analysis of Numerical Methods", John Wiley & Sons Inc., 535 págs.
- Janssen, P. A. E. M., 1989. "Wave-induced stress and the drag of air flow over sea waves", *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 745-754.
- Jenter, H. L. y O. S. Madsen, 1989. "Bottom stress in wind-driven depth-averaged coastal flows", *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 962-974.
- Kamphuis, J. W., 1970. "Mathematical tidal study of St. Lawrence River", *Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, Marzo 1970 HY3, 643 - 663.
- Komen, G. J., L. Cavalieri, M. Donelan, K. Hasselmann, S. Hasselmann, P. A. E. M. Janssen, 1994. "Dynamics and Modelling of Ocean Waves", Cambridge University Press, 532 págs.
- Large, W.G. y S. Pond, 1982. "Sensible and latent heat flux measurements over the ocean", *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 464-482.
- Lionello, P., P. Malguzzi y A. Buzzi, 1998. "Coupling between the atmospheric circulation and the ocean wave field: an idealized case", *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 161-177.

- Mc. Nider, R. T. y R. A. Pielke, 1981. "Diurnal Boundary-Layer Development over Sloping Terrain", *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2198-2212.
- Mahrer Y. y R. A. Pielke, 1977. "A numerical study of the air flow over irregular terrain", *Contrib. Atmos. Phys.* **50**, 98-113.
- Makin, V. K. y C. Mastenbroek, 1996. "Impact of waves on air-sea exchange of sensible heat and momentum", *Boundary Layer Meteorol.*, **79**, 279-300.
- Makin, V. K., V. N Kudryavtsev. y C. Mastenbroek, 1995."Drag of the sea surface", *Boundary Layer Meteorol.*, **73**, 159-182.
- Marazzi, M. L. y A. Menéndez, 1991. "Estudio de las corrientes en los canales de navegación del Río de la Plata", *Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hidricas (INCYTH)*, Informe LHA-114-003-91.
- Mazio, C. A., 1987. "Modelo hidrodinámico para el Río de la Plata", *5° Simp. Científico, Comisión Técnica Mixta del Frente Marítimo*, Montevideo, Uruguay.
- Mesinger, F. y A. Arakawa, 1976. "Numerical methods used in atmospheric models", GARP Publications Series N°17, 64 págs.
- Molinari, G., 1986. "Simulación numérica de la circulación en el Río de la Plata", *INCYTH*, Pub. S5-017-86, 116 págs.
- Monin, A. S. y A. M. Yaglom, 1971. "Statistical Fluid Mechanics 1", The M. I. T Press, Cambridge, MA, 769 págs.
- Murty, T. S. y M. I. El-Sabh, 1981. "Interaction between storm surges and tides in shallow waters", *Marine Geodesy*, **5**, N° 1, 19-33.
- Nihoul, J. C. J., 1977. "Three-dimensional model of tides and storm surges in a shallow well-mixed continental sea", *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **2**, 29-47.
- O'Brien, J. J., 1970. "A Note on the Vertical Structure of the Eddy Exchange Coefficient in the Planetary Boundary Layer", *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1213-1215.
- O'Connor, W. P., 1991. "A numerical model of tides and storm surges in the Río de la Plata estuary", *Cont. Shelf Res.*, **11**, 1491 - 1508.
- Orlanski, I., 1976. "A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows", *Journal of Computational Physics*, **21**, 251-269.
- Palma, E. D., 1997. "Modelo Matemático Hidrodinámico de Circulación con Contorno Variable: Desarrollo y aplicaciones", Tesis Doctoral, *Depto. de Ingeniería, Universidad Nacional del Sur*, Argentina, 178 págs.
- Perillo, G. M. E., 1989. "El estuario de Bahía Blanca: definición y posible origen", *Boletín del Centro Naval*, **107**, 333-344.
- Perillo, G. M. E. y M. C. Piccolo, 1991. "Tidal response in the Bahía Blanca Estuary, Argentina", *J. of Coastal Res.*, **7(2)**, 437-449.
- Piccolo, M.C., 1982. "Influencia térmica del mar en un modelo de capa límite", *Meteorológica*, **XIII**, 63-75.
- Piccolo M.C., 1991. "Modelado numérico de la capa límite atmosférica marina", *Física de la Tierra*, **3**, 139-158. Compl. Madrid.
- Piccolo, M. C. y P. Dávila, 1991. "El campo térmico de las planicies de marea", *Resúmenes de las Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar '91*, 15 al 21 de septiembre de 1991, Puerto Madryn, Chubut, Argentina, 29.
- Piccolo, M.C. y G. M. E. Perillo, 1989. "Subtidal sea level response to atmospheric forcing in the Bahía Blanca estuary, Argentina", *Proceedings Third International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, American Meteorological Society, 329-330.

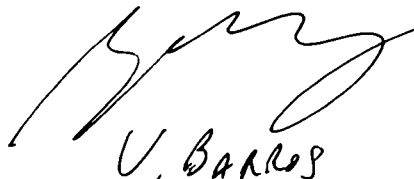
- Piccolo, M.C. y G. M. E. Perillo, 1990. "Physical characteristics of the Bahía Blanca estuary", *Estuarine, Coastal and Shelf Sci.*, **31**, 303-317.
- Piccolo, M.C., G. M. E. Perillo y J. M. Arango, 1987. "Hidrografía del estuario de Bahía Blanca, Argentina", *Revista Geofísica*, **26**, 75-89.
- Piccolo, M.C., G. M. E. Perillo y S. Romero, 1989. "Predicción de la marea real por efecto del viento en el Puerto de Ingeniero White", *Anales del CONGREGMET VI*, págs. 159-160, septiembre de 1991, Buenos Aires, Argentina.
- Piccolo, M.C., S. Romero y G. M. E. Perillo, 1991. "Efecto del viento en la altura de marea del Puerto de Ing. White", *Resúmenes de las Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar '91*, 15 al 21 de septiembre de 1991, Puerto Madryn, Chubut, Argentina, 31.
- Pore, N. A., 1973. "Marine conditions and automated forecasts for the Atlantic coastal storm of February 18-20, 1972", *Mon. Wea. Rev.*, **101**, 363-370.
- Prandle, D., 1978. "Numerical models of tide and surge as an aid to navigation", *Journal of Navigation*, **31**, No. 3, 378-383.
- Proctor, R. y R. A. Flather, 1989. "Storm surge prediction in the Bristol Channel - the floods of 13 December 1981", *Contin. Shelf Res.*, **9**, 889-918.
- Pugh, D.T., 1987. "Tides, surges and mean sea-level - A Handbook for Engineers and Scientists", John Wiley & Sons, Chichester.
- Rabinowitz, P. D., M. Delach, M. Truchan y A. Lonardi, 1978. "Bathymetry of the Argentine continental margin and adjacent seas", *Lamont - Doherty Geological Observatory of Columbia University*, American Association of Petroleum Geologists.
- Redfield, A. C. y A. R. Miller, 1957. "Water levels accompanying Atlantic Coast hurricanes", *Interaction of Sea and Atmosphere: a group of contributions*, A. C. Redfield, A. R. Miller, G. W. Groves, D. L. Harris, R. O. Reid, W. Marks y J. Chase, 1 - 23.
- Reid, R. O. y B. R. Bodine, 1968. "Numerical model for storm surges in Galveston Bay", *J. of the Waterways and Harbors Division*, A.S.C.E., **94** WW1, 34-41.
- Rivas, A. L., 1997. "Current meter observations in the Argentine continental shelf", *Cont. Shelf Res.*, **17**, 391-406.
- Ryabinin, V. E., O. I. Zilberstein y W. Seifert, 1996. "Storm Surges", *WMO, Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report No. 33*, WMO/TD-No.779, 121 págs.
- Røed L. P. y C. K. Cooper, 1986. "Open boundary conditions in numerical ocean models", págs. 411-436 en *Advanced Physical Oceanographic Numerical Modelling*, J. J. O' Brien (ed.), D. Reidel Publishing Company.
- Schureman, P., 1958. "Manual of Harmonic Analysis and Prediction of Tides". *U.S. Department of Commerce, Coast and Geodetic Survey*, Special Publication No. 98. 317 pags.
- Schwiderski, E. W., 1978a. "Global Ocean Tides, Part I: A Detailed Hydrodynamical Interpolation Model", NSWC/DL TR-3866, *Naval Surface Weapons Center*, Silver Spring, Maryland.
- Schwiderski, E. W., 1978b. "Hydrodynamically Defined Ocean Bathymetry", NSWC/DL TR-3888, *Naval Surface Weapons Center*, Silver Spring, Maryland.
- Schwiderski, E. W., 1979. "Global Ocean Tides, Part II: The Semidiurnal Principal Lunar Tide (M_2), Atlas of Tidal Charts and Maps", NSWC TR 79-414, *Naval Surface Weapons Center*, Silver Spring, Maryland, 87 págs.
- Schwiderski, E. W., 1980. "On Charting Global Ocean Tides", *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **18**, N° 1, 243-268.

- Schwiderski, E. W., 1981a. "Global Ocean Tides, Part III: The Semidiurnal Principal Solar Tide (S_2), Atlas of Tidal Charts and Maps", NSWC TR 81-122, *Naval Surface Weapons Center*, Silver Spring, Maryland, 96 págs.
- Schwiderski, E. W., 1981b. "Global Ocean Tides, Part IV: The Diurnal Luni-Solar Declination Tide (K_1), Atlas of Tidal Charts and Maps", NSWC TR 81-142, *Naval Surface Weapons Center*, Silver Spring, Maryland, 87 págs.
- Schwiderski, E. W., 1981c. "Global Ocean Tides, Part V: The Diurnal Principal Lunar Tide (O_1), Atlas of Tidal Charts and Maps", NSWC TR 81-144, *Naval Surface Weapons Center*, Silver Spring, Maryland, 85 págs.
- Schwiderski, E. W., 1981d. "Global Ocean Tides, Part VI: The Semidiurnal Elliptical Lunar Tide (N_2), Atlas of Tidal Charts and Maps", NSWC TR 81-218, *Naval Surface Weapons Center*, Silver Spring, Maryland, 86 págs.
- Serman, D. D., 1984. "Características de la marea en Bahía Blanca", *Boletín del Centro Naval*, **103**, 49-74.
- SIHN, 1994. "Carta náutica El Rincón, de Cabo Corrientes a Faro Segunda Barranca", *Servicio de Hidrografía Naval*, H-200, Buenos Aires, Argentina.
- SIHN, 1995. "Bahía Blanca de Faro Recalada a Faro El Rincón", *Servicio de Hidrografía Naval*, H-212, Buenos Aires, Argentina.
- SIHN, 1996. "Tablas de Marea", *Servicio de Hidrografía Naval*, H-610, Buenos Aires, Argentina.
- Smith, S. D., R. J. Anderson, W. A. Oost, C. Kraan, N. Maat, J. De Cosmo, K. B. Katsaros, K. L. Davidson, K. Bumke, L. Hasse y H. Chadwick, 1992. "Sea Surface Wind Stress and Drag Coefficients; the HEXOS Results", *Boundary Layer Meteorol.*, **60**, 109-142.
- Smith, S. D. y E. G. Banke, 1975. "Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed", *Quart. J. R. Met. Soc.*, **101**, 665-675.
- Smith, S. D., 1980. "Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds", *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 709-726.
- Sommerfeld, A., 1949. "Partial differential equations: Lectures in Theoretical Physics", Vol. 6, Academic Press.
- Stewart, J. Q., 1962. "The great Atlantic Coast tides of 5 – 8 March 1962", *Weatherwise*, Junio 1962, 117 – 120.
- Tang, Y. M., R. Grimshaw, B. Sanderson y G. Holland, 1996. "A numerical study of storm surges and tides, with application to the North Queensland Coast", *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 2700-2711.
- Tang, Y. M., P. Holloway y R. Grimshaw, 1997. "A numerical study of the storm surge generated by tropical cyclone Jane", *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 963-976.
- Van Stijn, Th.L., 1989. "Vectorization of the Continental Shelf Model", *Ministerie van verkeer en waterstaat*, DIV/SWA 89 005, Países Bajos, 40 págs.
- Walden, A. T., P. Prescott y N. B. Webber, 1982. "The examination of surge-tide interaction at two ports on the central south coast of England", *Coastal Engineering*, **6**, 59-70.
- Wu, J., 1980. "Wind stress coefficients over the sea surface near neutral conditions - a revisit", *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 727-740.
- Wu, J., 1982. "Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane", *Journal of Geophysical Research*, **87**, 9704-9706.
- Yeh, G. T. y F. K. Chou, 1979. "Moving boundary numerical surge model", *Journal of the Waterway, Port, Coastal and Ocean Division*, ASCE, Vol. **105**, No. WW3, 247-263.

- Yelland, M. J. y P. K. Taylor, 1996. "Wind stress measurements from the open ocean", *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 541-558.
- Yelland, M. J., B. I. Moat, P. K. Taylor, R. W. Pascal, J. Hutchings y V. C. Cornell, 1998. "Wind stress measurements from the open ocean corrected for airflow distortion by the ship", *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 1511-1526.
- Zubillaga, J. V., 1985. "Procesos meteorológicos en mesoescala en un sector de la costa de la Provincia de Buenos Aires", Tesis Doctoral, Universidad Privada Vicealmirante Carlos Garzoni, Instituto Tecnológico Buenos Aires, Escuela de Ciencias del Mar.



Dra. María Cintia Piccolo
Directora



V. BARROS



María Paula Etala

LISTA DE SIMBOLOS

a	velocidad de la onda de marea
A	coeficiente de difusión horizontal
c	velocidad de fase
C	coeficiente de De Chèzy
C_D	coeficiente de arrastre del viento
C_B	coeficiente de fricción de fondo
D	profundidad total del agua
f	parámetro de Coriolis
F	factor nodal de la onda marea
F_B	componente zonal de la tensión de fondo
F_S	componente zonal de la tensión del viento en superficie
g	aceleración de la gravedad
G_B	componente meridional de la tensión de fondo
G_S	componente meridional de la tensión del viento en superficie
h	perturbación del nivel del agua
h_s	altura de la capa atmosférica de superficie
H	nivel medio del agua
k	número de onda
K	coeficiente vertical de intercambio turbulento de cantidad de movimiento
l	longitud de mezcla
L	longitud de Obukhov
p	presión atmosférica en superficie
P	altura de la capa límite planetaria
\bar{q}	corriente verticalmente integrada
R	radio de la Tierra
S	altura de la capa de superficie
t	tiempo
T_a	temperatura del aire en superficie
T_w	temperatura superficial del agua
\bar{T}_s	tensión del viento en superficie
\bar{T}_B	tensión de fondo
u	componente zonal de la corriente verticalmente integrada
u_*	velocidad de fricción
U	componente zonal del viento
\bar{U}	viento horizontal
v	componente meridional de la corriente verticalmente integrada
V	componente meridional del viento
V_{0w}	marea de equilibrio en el meridiano de Greenwich
W'	perturbación de la componente vertical del viento
\bar{W}	viento en superficie
z_0	longitud de rugosidad
α_{ch}	coeficiente de Charnock
Γ	amplitud de la onda de marea

κ	constante de Von Kármán
ρ	densidad del agua
ρ_a	densidad del aire
Φ	latitud
θ_v	temperatura potencial virtual
Θ	longitud
σ	frecuencia angular
$\bar{\tau}$	flujo vertical de cantidad de movimiento
$\bar{\tau}_w$	tensión de las olas

Componentes de marea

M_2	lunar principal semidiurna
S_2	solar principal semidiurna
N_2	lunar elíptica semidiurna
K_1	declinación luni-solar diurna
O_1	lunar principal diurna

LISTA DE ACRÓNIMOS

BMO	British Meteorological Office
CEADO	Centro Argentino de Datos Oceanográficos
GTS	Global Telecommunication System
IADO	Instituto Argentino de Oceanografía
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
SIHN	Servicio de Hidrografía Naval
SMN	Servicio Meteorológico Nacional
SMARA	Servicio Meteorológico de la Armada
TUC	Tiempo Universal Compartido