



**INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL**  
**CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS**  
**MARINAS**  
**Departamento de Oceanología**



**HIDRODINAMICA Y TRANSPORTE DE MASA**  
**EN EL SISTEMA LAGUNAR**  
**BAHIA MAGDALENA–BAHIA ALMEJAS,**  
**BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO:**  
**MODELACIÓN Y EXPERIMENTACIÓN**

**TESIS**

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
**DOCTOR EN CIENCIAS MARINAS**

**PRESENTA:**

**MC ORZO SÁNCHEZ MONTANTE**

**La Paz. BCS, México, Noviembre 2004**



**INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL**  
**COORDINACION GENERAL DE POSGRADO E INVESTIGACION**

**CARTA CESIÓN DE DERECHOS**

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., el día 20 del mes Octubre del año 2004, el (la) que suscribe ORZO SÁNCHEZ MONTANTE alumno(a) del Programa de DOCTORADO EN CIENCIAS MARINAS con número de registro B011270 adscrito al CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS manifiesta que es autor (a) intelectual del presente trabajo de tesis, bajo al dirección de: DR. OLEG ZAITSEV VIKTOROVICH y cede los derechos del trabajo titulado: "HIDRODINÁMICA Y TRANSPORTE DE MASA EN EL SISTEMA LAGUNAR BAHÍA MAGDALENA - BAHÍA ALMEJAS, B.C.S., MÉXICO: MODELACIÓN Y EXPERIMENTACIÓN" al Instituto Politécnico Nacional, para su difusión con fines académicos y de investigación.

Los usuarios de la información no deben reproducir el contenido textual, gráficas o datos del trabajo sin el permiso expreso del autor y/o director del trabajo. Este puede ser obtenido escribiendo a la siguiente dirección: orzosam@yahoo.com

Si el permiso se otorga, el usuario deberá dar el agradecimiento correspondiente y citar la fuente del mismo.

**ORZO SÁNCHEZ MONTANTE**

*nombre y firma*



**INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL**  
**COORDINACION GENERAL DE POSGRADO E INVESTIGACION**  
**ACTA DE REVISION DE TESIS**

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., siendo las 10:00 horas del día 20 del mes de Octubre del 2004 se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de Tesis designada por el Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación de CICIMAR para examinar la tesis de grado titulada:

**"HIDRODINÁMICA Y TRANSPORTE DE MASA EN EL SISTEMA LAGUNAR  
 BAHÍA MAGDALENA – BAHÍA ALMEJAS, B.C.S., MÉXICO: MODELACIÓN Y EXPERIMENTACIÓN"**

Presentada por el alumno:

**SÁNCHEZ**  
Apellido paterno

**MONTANTE**  
materno

**ORZO**  
nombre(s)

Con registro: 

B	0	1	1	2	7	0
---	---	---	---	---	---	---

Aspirante al grado de:

**DOCTOR EN CIENCIAS MARINAS**

Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron **SU APROBACION DE LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

**LA COMISION REVISORA**

Director de tesis  
PRIMER VOCAL

*Oleg*

DR. OLEG ZAITSEV VIKTOROVICH

PRESIDENTE

*Blb*

DR. GUEORGUEVITCH MAKAROV  
VIATCHESLAV

SECRETARIO

*Rafael*

DR. RAFAEL CERVANTES DUARTE

SEGUNDO VOCAL

*Guo Gb*

DR. GUILLERMO GUTIERREZ VELASCO

TERCER VOCAL

*Eugenio Gomez-Reyes*

DR. EUGENIO GÓMEZ REYES

EL PRESIDENTE DEL COLEGIO

*Rafael*

DR. RAFAEL CERVANTES DUARTE



**L. P. N.  
CICIMAR  
DIRECCION**

*Al jeque de jeques, el Arq. Fernando Sánchez Arredón,  
en agradecimiento a la libertad incondicional sugerida  
para la toma de cualquier decisión por mas escrupulosa que parezca.  
Y por su puesto a la Gloria que hizo posible la realidad sugerente*

## **Agradecimientos:**

### **De la manera más atenta agradezco a cada una de aquellas personas que contribuyeron en la realización de esta tesis, especialmente a:**

al Dr. Oleg Zaitsev, por la confianza y motivación recibida en la optimización del desarrollo de la presente tesis.

a los miembros del comité revisor de tesis, Dr. Makarov (CICIMAR), Dr. Guillermo Gutierrez (CICESE), Dr. Eugenio Gómez (DPI-UAMI) y Dr. Rafael Cervantes (CICIMAR), por su valioso tiempo y preocupación por optimizar la redacción de la investigación.

al Dr. Eugenio Gómez (DPI-UAMI) por la disponibilidad de los códigos del modelo numérico ECOM y las asesorías recibidas para la realización de un mejor esquema de modelación.

a los capitanes Manuel Saldivar y Enrique Calvillo, gracias a quienes fueron posibles la obtención de los datos oceanográficos del área de estudio.

al compañero MC Cuahutémoc Turrent por sus valiosísimas asesorías en el procesamiento y visualización de los datos oceanográficos.

al Dr. Carlos Robinson (ICMyL-UNAM) por la invitación a colaborar en el crucero oceanográfico a bordo del B/O PUMA, realizado en Marzo del 2003 sobre la región de estudio. Y permitir la disponibilidad de los datos obtenidos durante el mismo.

al proyecto OPOS del LOF/ICMyL coordinado por el Dr. Artemio Gallegos, y responsables del procesamiento de las imágenes AVHRR-NOAA: Erik Marquez y Ranulfo Rodriguez..

al Ing. Rafael Montante por su valiosa ayuda en la obtención de la base de datos SeaWinds-Quikscat y la asesoría brindada en el óptimo manejo del software disponible.

a la beca crédito de posgrado nacional, con número de registro 16511, otorgada por el CONACYT

al apoyo económico CGPI-PIFI otorgado por IPN durante los primeros 2 años del programa de doctorado.

al personal académico y administrativo del CICIMAR-IPN, por su ayuda en la realización de todos aquellos tediosos trámites burocráticos necesarios para la realización de ésta tesis.

al apoyo económico incondicional de la fundación no lucrativa MONTANTE.

## RESUMEN

A partir del análisis de los datos oceanográficos disponibles del sistema lagunar Bahía Magdalena-Bahía Almejas (BM-BA) y su región oceánica adyacente, se determinaron las condiciones físicas (estructura termohalina) del sistema lagunar y sus variaciones espacio-temporales. Las distribuciones características de estas condiciones se asociaron al balance entre los procesos de transferencia de calor y masa con la atmósfera y los procesos de transporte horizontal y mezcla vertical.

A partir de la modelación numérica de la circulación en el sistema lagunar, los mecanismos de transporte fueron analizados para cada uno de los forzamientos dinámicos de la circulación: viento superficial y marea. Las contribuciones no-periódicas al transporte de masa, asociadas a la circulación residual inducida por la marea, fueron también cuantificadas. La caracterización previa de la marea (rango de amplitud, propagación y corrientes) fue realizada para obtener una estimación de los parámetros del intercambio de agua (prisma de marea, tiempo de residencia, excursión de la marea).

Los resultados indican que el sistema lagunar tiene una distribución espacial de las propiedades termohalinas del tipo antiestuarino, caracterizada por gradientes horizontales orientadas desde las bocas hacia las regiones someras. Dicha distribución tiene una variabilidad estacional modulada por la frecuencia de los eventos de surgencias costeras, que caracterizan la región oceánica adyacente al sistema lagunar. La variabilidad de la termoclina estacional en esta zona, establece las propiedades físicas de las aguas que potencialmente son transportadas al interior de BM. Los procesos de mezcla, asociados a la turbulencia generada en las regiones de un intenso gradiente batimétrico, producen condiciones físicas uniformes en la vertical. Este mecanismo acoplado de bombeo de aguas subsuperficiales oceánicas y mezcla turbulenta, establece de manera estacionaria, condiciones superficiales más oceánicas en la región de máximo gradiente batimétrico que las de los alrededores.

La circulación en el interior del sistema lagunar apareció principalmente modulada por el forzamiento de la marea oceánica a través de la boca de BM. Las corrientes de marea alcanzaron una intensidad de hasta  $0.80 \text{ m/s}$ , en los instantes de flujo o reflujo máximo, con un forzamiento de marea con  $1.35 \text{ m}$  de amplitud. La intensidad de las corrientes dirigidas por un viento constante del NW con intensidad  $5 \text{ m/s}$  fueron, en promedio, 1 orden de magnitud (*ie.* 10 veces) menor que las corrientes periódicas de la marea y 1 orden de magnitud mayor que las de la corriente residual inducida por la marea.

Los parámetros que caracterizan el intercambio dinámico con el mar abierto, tales como prisma de mareas, tiempo de residencia, excursión de la marea y transporte de volumen indican una asimetría en el volumen total transportado en las fases de cuadratura y de sicigia. En Bahía Magdalena durante la marea viva se incrementó el volumen en casi  $0.3 \text{ km}^3$ , mientras que durante la marea muerta el volumen decrece  $0.2 \text{ km}^3$ . El volumen total estimado en cada una de estas fases es renovado en aproximadamente 6 y 13 ciclos de marea. Una partícula suspendida en el centro de la boca de BM experimenta un desplazamiento de aproximadamente  $6 \text{ km}$  hacia el interior de la bahía durante la fase de flujo. Del volumen total transportado al interior de BM a través de su boca, durante el periodo de flujo de la marea, tan solo el 8% es transportado a BA a través del Canal de Gaviotas, y menos que el 2% hacia la región norte del sistema lagunar a través del Canal San Carlos. Estos resultados indican que el mecanismo periódico de transporte de marea está aproximadamente balanceado en el sistema lagunar. Por lo que las circulaciones estacionarias de menor intensidad son las responsables de la distribución de las propiedades físicas en el interior del sistema.

La circulación generada por el viento en el interior del sistema lagunar BM-BA fue del tipo clásico, corrientes superficiales intensas ( $0.08 \text{ m/s}$ ) en las regiones someras con la dirección aproximadamente paralela a la del viento y un apilamiento de agua en la costa de sotavento, el cual induce una corriente restitutiva subsuperficial predominantemente actuando en las regiones profundas de la bahía con la dirección contraria a la del viento. El flujo instantáneo de volumen asociado a ésta circulación en las bocas del sistema resultó 3 ordenes de magnitud menor que el generado por la marea. Los transportes de volumen de mayor intensidad dirigidos por el viento se obtuvieron en los canales de interconexión del sistema.

La circulación residual inducida por la marea se caracterizó por una estructura vertical de flujo en 2 capas delimitadas por un cambio en la dirección de las corrientes observada aproximadamente a media agua. Particularmente, en la boca BM la componente normal a la sección transversal tiene una dirección hacia el interior de la bahía en las capa subsuperficial y hacia el exterior en las superficiales. El transporte de volumen en la boca BM resultó del mismo orden de magnitud que el generado por el viento. Sin embargo, hay que tener en cuenta que estos resultados fueron obtenidos a partir de la modelación de la circulación en un dominio computacional cuyo forzamiento de frontera corresponde físicamente a las bocas del sistema, por lo que el intercambio de agua a través de las bocas del sistema esta forzado por las condiciones de frontera del modelo.

## ABSTRACT

Based upon oceanographic data available from the Bahía Magdalena-Bahía Almejas (BM-BA) lagoon system and the adjacent Pacific ocean, the physical conditions (thermohaline structure) of the system and their spatio-temporal variations were determined. The characteristic thermohaline distributions for these conditions were related to the balance between the processes of heat and mass exchanges with the atmosphere and of horizontal transport and vertical mixing.

The transport processes related to the dynamic forcing of both tide and wind stress were analyzed using numerical modeling of the circulation in the lagoon system. Non-periodic mass transport, related to the residual circulation induced by the tides, were also quantified. Characterization of the tide (amplitude, propagation and current strength) was first carried out in order to obtain estimates of water exchange parameters (tidal prism, residence time, tidal excursion).

The results indicate that the spatial distribution of the thermohaline properties of the lagoon system is anti-estuarine, characterized by horizontal gradients from the inlets towards the shallow areas. This distribution is seasonally variable, modulated by the frequency of upwelling events that characterize the adjacent ocean region. Variations in the depth of the thermocline in this zone determine the physical properties of the water that may be transported into Bahía Magdalena. Mixing processes, associated with the turbulence generated in areas with a strong bathymetric gradient, produce vertically-uniform physical conditions. The coupling of turbulent mixing and upwelling of subsurface ocean water continuously establishes more oceanic conditions in the areas of maximum bathymetric gradients than elsewhere.

The circulation within the lagoon system appears to be driven mainly by oceanic tidal forcing at the inlet to BM. Tidal currents attain velocities as high as  $0.80\text{ m/s}$  at times of maximum ebb and flood, forced by amplitudes of  $1.35\text{ m}$ . In comparison, the currents generated by constant NW winds of  $5\text{ m/s}$  were, on average, an order of magnitude smaller than the tidal period currents, but were, in turn, 10 times greater than the residual currents induced by the tides. The parameters that characterize the dynamic exchange with the open ocean, such as the tidal prism, residence time, tidal excursion and volume transport, indicate an asymmetry in the total volume transported during both of the fortnightly tidal phases, neap and spring tides.

During spring tide, the volume increases by almost  $0.3 \text{ km}^3$ , while during neap tide there is a decrease of  $0.2 \text{ km}^3$ . The estimated total volume during each of the phases is renewed in approximately 6 and 13 tidal cycles, respectively. A suspended particle in the middle of the inlet to BM experiences a displacement of about  $6 \text{ km}$  towards the interior during the flood phase. Of the total volume of water carried into BM through the mouth during the flood tide, only 8% is transported to BA via the Canal de Gaviotas, and less than 2% to the northern region of the lagoon system via Canal San Carlos. Such results indicate that the periodic mechanism of tidal transport is approximately balanced in the lagoon system. Because of this, steady circulation patterns of lower intensity are responsible for the distribution of physical properties within the system.

Wind-generated circulation within BM-BA followed a classic pattern. Strong surface currents ( $0.08 \text{ m/s}$ ), roughly parallel to the wind direction, occur in the shallow areas while a pileup of water occurs on the leeward coast. This induces a subsurface return flow contrary to the wind direction, mainly in the deep portions of the bay. The instantaneous volume flux associated with this circulation at the inlets to the system is about 3 orders of magnitude less than that generated by the tides. The most intense wind-driven volume transports are found in the interconnective channels of the system.

The tidally-induced residual circulation is characterized by a vertical flow structure of 2 layers, delimited by a change in current direction at about mid-depth. At the mouth of BM, the component normal to the transverse section is into the bay in the subsurface and outwards at the surface. The net volume transport at the mouth is of the same order of magnitude as that generated by the wind. It must be born in mind, however, that the obtained numerical values of the water exchange were based upon the modeling of the circulation in a computational domain for which forcing boundary conditions applied in the inlets, coincides with the limits of the system, rather than somewhere outside the system.

## **PROLOGO**

En el Capítulo I, se encuentra la introducción de la presente tesis en la que se han remarcado los temas y las particularidades de mayor interés que motivaron la investigación. En este mismo capítulo también se describe el área de estudio y se definen los objetivos, metas e hipótesis de estudio. El material disponible y los métodos de investigación, incluyendo las técnicas de análisis, procesamiento de los datos y características generales del modelo son descritos en el Capítulo II.

En el Capítulo III, se incluyen los aspectos físicos que se han encontrado en la literatura y que son relevantes a los propósitos de esta tesis. Estos aspectos tienen el propósito de describir las características físicas y dinámicas sobresalientes del área de estudio que han sido reportadas hasta antes de la elaboración de la presente tesis. Estudios bibliográficos sobre el transporte de masa en la forma teórica, o aplicada en otras regiones costeras son referidos así como también algunos fundamentos físicos necesarios para el entendimiento del modelo numérico ECOM (Estaurine Coastal Ocean Model).

Los resultados obtenidos a partir del procesamiento y análisis de las bases de datos oceanográficos son descritos en el Capítulo IV, mientras que los resultados obtenidos a partir de la experimentación numérica con el modelo se encuentran en el capítulo V. La presentación de los resultados se organizaron de acuerdo con las metas de investigación planteadas en el Capítulo I.

Las conclusiones de la investigación son recopiladas en el Capítulo VI, donde además se realiza una discusión sobre los mecanismos energéticos que generan la circulación en el sistema lagunar Bahía Magdalena-Bahía Almejas, el patrón de circulación generado por cada uno de estos mecanismos, la evaluación del forzamiento oceánico, el intercambio de agua y los procesos de mezcla. Adicionalmente, un par de apéndices son incluidos, a fin de describir los detalles teóricos de las técnicas de procesamiento de los datos oceanográficos y de la formulación del modelo numérico.

## INDICE

<b>I. Introducción</b>	.....1.
I.1. Justificación	....1.
I.2. Descripción del área de estudio	.....5.
I.3. Objetivos y metas	....8.
I.4. Hipótesis	.....9.
<b>II. Materiales y métodos</b>	....10.
I.5. Materiales y equipo	....10.
I.6. Metodología	....15.
I.6.1. Procesamiento de los datos oceanográficos	....16.
I.6.2. Modelación numérica	....19.
<b>III. El estado actual de la oceanografía del sistema lagunar BM-BA, del mar abierto adyacente, y de la modelación oceanográfica de las zonas costeras</b>	....22.
II.1. Estudios anteriores en la región de estudio	....22.
II.1.1. Aspectos hidrodinámicas del sistema lagunar BM-BA	....23.
II.1.2. Aspectos hidrodinámicos de la región del mar adyacente al sistema BM-BA	....26.
II.2. Estudios anteriores sobre la mezcla por marea y el intercambio de agua entre un sistema lagunar costero y su región oceánica adyacente	....33.
II.3. Elección del modelo numérico	....37.
<b>IV. Experimentación oceanográfica en el sistema lagunar BM-BA</b>	....45.
III.1. Estudios experimentales de las condiciones hidrofísicas del sistema BM-BA	...45.
III.1.1. Caracterización de la marea en la zona	...45.
III.1.2. Estructura termohalina y su variabilidad	...58.
III.1.3. Evaluación del forzamiento oceánico y del intercambio de agua	...71.
III.2. Variabilidad de la temperatura superficial del mar	....78.
III.3. Actividad de surgencias en la zona costera de Baja California Sur	....89.
III.3.1. Variabilidad de los índices de surgencias	....89.
III.3.2. Patrones hidrográficos asociados a las surgencias costeras	....91.
III.4. Conclusiones del Capítulo III	....97.

<b>V. Modelación numérica de la hidrodinámica en el sistema lagunar BM-BA</b>	..101.
IV.1. Implementación del modelo en el sistema lagunar BM-BA	..101.
IV.1.1. Dominio numérico del modelo	..101.
IV.1.2. Condiciones de frontera e iniciales	..103.
IV.2. Experimentos numéricos de modelación: resultados y discusión.	..107.
IV.2.1. Análisis de la calibración del modelo	..109.
IV.2.2. Circulación generada por el forzamiento de marea	..111.
IV.2.3. Circulación generada por el forzamiento del viento	..146.
IV.2.4. Análisis de la circulación residual inducida por la marea	..158.
IV.3. Conclusiones del capítulo IV	..175.
<b>VI. Conclusiones generales</b>	..180.
<b>Bibliografía</b>	..191.
<b>Lista de tablas</b>	..204.
<b>Lista de figuras</b>	..207.
<b>Apéndice A. Formulación matemática de los métodos utilizados para el análisis de los datos oceanográficos</b>	..218.
A.1. Representación espectral de las series de tiempo	..218.
A.2. Análisis armónico de la elevación del nivel del mar	..220.
A.3. Elipse de las corrientes de marea	..221.
<b>Apéndice B. Formulación del modelo hidrodinámico ECOM</b>	..227.
B.1. Sistema de las ecuaciones primitivas	..227.
B.2. Esquema de cerradura de la turbulencia	..229.
B.3. Condiciones de frontera	..231.
B.4. Modo de diagnóstico	..235.
B.5. Representación de la coordenada vertical	..235.
B.6. Técnica de corte (Splitting)	..236.
B.7. Esquema de diferencias finitas	..236.
B.8. Constricciones de estabilidad	..237.

## Capítulo I. Introducción

### I.1. Justificación

Al menos una tercera parte del litoral marino de México está conformada por superficies estuarinas, entre las cuales se han distinguido más de 130 ecosistemas costeros, entre bahías y lagunas costeras. Un factor primordial del comportamiento ecológico en estos sistemas acuáticos es la variación de la cantidad de nutrientes (Nixon, 1981). La concentración de nutrientes determina la cantidad de productividad primaria del sistema, base fundamental de una parte sustancial de la cadena trófica acuática (Cifuentes *et al.*, 1997). Generalmente, las concentraciones de nutrientes en los ecosistemas costeros de latitudes tropicales son mucho mayores que las de otras latitudes (Contreras, 1985; 1993). Los fenómenos más comunes asociados a la concentración de nutrientes están relacionados a su carencia o a su exceso, ambos con severas consecuencias en la biota acuática, resultando en última instancia en un impacto social económico que involucra incluso problemas de salud en las poblaciones aledañas (Contreras *et al.*, 1996). Por lo anterior, dentro de una perspectiva de uso, manejo y conservación de los ecosistemas costeros se requiere de una concepción integral tanto de los mecanismos que modulan los factores ambientales y su variación espacio-temporal como también de las especies presentes y potencialmente cultivables.

Los ecosistemas costeros presentan una gran variedad morfológica conformando desde lagunas costeras hasta fiordos. Todos ellos tienen la condición común de ser regiones donde el agua oceánica penetra. La dinámica en estas regiones está frecuentemente modulada por la acción de la marea y sus condiciones hidrográficas están determinadas por la intensidad de mezcla que existe entre el agua proveniente de los escurrimientos continentales (ríos y arroyos) y el agua oceánica. La marea es un factor primordial en el equilibrio ecológico de los sistemas costeros ya que permite un intercambio energético con las aguas oceánicas. Este intercambio resulta en un transporte neto de masa, incluyendo el material disuelto y en suspensión. El conocimiento de este proceso de transporte es necesario para la predicción de la dispersión y distribución de contaminantes, nutrientes, larvas, comunidades de algas, etc. La cuantificación de las características fisicoquímicas del efecto mareal así como del balance hidrodinámico, flujo-reflujo de agua oceánica, es importante para la determinación del significado ecológico y energético de este mecanismo en un ecosistema costero en particular (Contreras y Casillas, 1992). En última

instancia esta información es útil en el diseño de construcciones portuarias u otras actividades que alteren el sistema marino, como puede ser el diseño de canales de descarga que ayuden a reducir el impacto ambiental o bien en la planeación de otras actividades marino-productivas.

Las superficies estuarinas que son dominadas principalmente por la influencia marina, como es el caso de las bahías, ensenadas, lagunas costeras y roquetas, se presentan con mayor frecuencia en regiones con escasos escurrimientos de agua dulce y/o climas áridos, tal como se hallan en las penínsulas de Baja California y Yucatán, Sonora y parte de Oaxaca. Destacan por su extensión las bahías de Todos Santos y San Quintín en Baja California Norte; Vizcaino, San Ignacio, Magdalena-Almejas, La Paz y Concepción en Baja California Sur; Adair, Guaymas y Lobos en Sonora; Mazatlán en Sinaloa; Manzanillo en Colima; Acapulco en Guerrero; Huatulco en Oaxaca; Sian Ka'an, Espíritu Santo y Chetumal en Quintana Roo.

El sistema lagunar Bahía Magdalena-Bahía Almejas (de aquí en adelante referido como BM-BA) es uno de estos ecosistemas costeros, que resulta ser de considerable importancia para el desarrollo socioeconómico regional (Mathews, 1975), no sólo por su considerable extensión (aprox. 1100 km<sup>2</sup>) sino también por las altas concentraciones de fitoplancton que prevalecen durante la mayor parte del ciclo anual (Nienhuis y Guerrero, 1985; Garate y Siqueiros, 1998). Esta particularidad se ha asociado a la existencia de una alta biodiversidad florifaunística (Garate *et al.*, 2000; Palomares, 1989). En general, la región costera Pacífica del sur de la Península de Baja California, que comprende a BM-BA, está considerada como la interfase entre las fauna marina tropical y subtropical del Océano Pacífico Norte (Parrish *et al.*, 1981), conformando así el límite de la distribución geográfica de numerosas especies (Brusca y Wallenstein, 1979).

El carácter semicerrado y el escaso aporte de aguas continentales que caracterizan al sistema lagunar costero de estudio, hacen de este sistema una región propia para el análisis de las condiciones hidrográficas moduladas dinámicamente por el viento y la marea. Debido a la importancia que tienen los procesos de mezcla y el transporte de masa en la determinación de la distribución del material disuelto o en suspensión, tales como la concentración de nutrientes, poblaciones de larvas, parches de fitoplancton entre otros, se tiene interés en el análisis de la circulación y las condiciones físico-químicas asociadas en el interior del sistema lagunar BM-BA. La cuantificación del intercambio de masa entre los diferentes cuerpos de agua que conforman este sistema y su variabilidad, puede aportar una base física para la gran variedad de los estudios interdisciplinarios sobre abundancia y distribución de materia orgánica los cuales se han venido desarrollando en la región de estudio.

Una de las características más sobresalientes de la hidrografía que se presenta en BM-BA es la distribución de las condiciones físico-químicas en las aguas superficiales sobre la región profunda de BM, las cuales están caracterizadas por altas concentraciones de nutrientes, baja temperatura, salinidad, concentración de oxígeno disuelto y pH. Estas condiciones que prevalecen localmente durante la mayor parte del año son consideradas semejantes a las que se presentan durante los fenómenos de surgencias costeras (Alvarez-Borrego *et al.*, 1975). Diversos estudios, por ejemplo: Nienhus y Guerrero (1985); Garate y Siqueiros (1998) asocian estas condiciones físico-químicas a la alta productividad orgánica primaria con la que se mantienen considerables densidades de microplancton, que a su vez sustentan la industria pesquera más importante de la entidad (Casas, 1987). Por su parte, Acosta y Lara (1978) sugieren que la elevada tasa de productividad primaria en el interior de BM permite una exportación de altas concentraciones de fitoplancton a la región oceánica adyacente durante las fases mareales de reflujo generando altas tasas de productividad. Es interesante agregar a lo anterior, que el mar abierto adyacente está caracterizado propiamente como una región donde se presentan permanentemente surgencias costeras (Zaitsev *et al.*, 2003), por lo que la acción del flujo de marea funciona como mecanismo de transporte de las condiciones de surgencias desde la región oceánica adyacente hacia el interior de BM-BA (Guerrero *et al.*, 1988).

Actualmente existen diversas investigaciones que tratan sobre la distribución y cuantificación de los recursos pesqueros de la región costera que conforma BM-BA, pero desafortunadamente muy pocos estudios han sido realizados sobre las condiciones físico-químicas e hidrodinámicas de esta región. No obstante, con estos estudios se ha logrado distinguir entre las condiciones físico-químicas prevalecientes de la superficie del interior en BM-BA, con base en las cuales se ha zonificado la física del sistema lagunar, señalando que BM presenta características más oceánicas que las otras 2 zonas que conforman el sistema (BA y una región de canales), lo cual sugiere una considerable interacción dinámica con el mar abierto adyacente a través de la boca de BM. Sin embargo, los procesos físicos que actúan en dicha interacción, la cuantificación del transporte neto de masa, incluyendo el de las partículas disueltas y en suspensión, y la variabilidad temporal y espacial de la distribución vertical de las condiciones físico-químicas asociadas a esta interacción dinámica no han sido todavía analizados. La descripción de estas características físicas es necesaria para la determinación de resoluciones en los diversos estudios relativos a los recursos pesqueros.

Aun cuando la circulación característica en la mayoría de las regiones costeras corresponde a un flujo oscilatorio modulado por el arribo de la marea oceánica a las zonas costeras, el conocimiento de la dinámica de mareas no es suficiente para la determinación del transporte de masa, calor o momento, incluyendo las partículas disueltas o en suspensión (Robinson, 1983). El mismo autor reconoce que la variabilidad espacio-temporal de estas propiedades está determinada por el flujo oscilatorio de la marea actuando como un proceso de dispersión, mientras que el transporte neto de masa está modulado por un flujo estacionario (no oscilatorio). Las circulaciones de esta naturaleza pueden ser la circulación inducida por el viento, la circulación residual inducida por la marea ó la circulación gravitacional dirigida por gradientes de densidad. La intensidad típica de estos flujos son de 1 o hasta 2 ordenes de magnitud menor que el de las corrientes de marea (Cheng *et al.*, 1986), por lo que las fluctuaciones del transporte varían con la amplitud de la marea (principalmente de la componente semidiurna) en un ciclo regular de marea (sicigia-cuadratura).

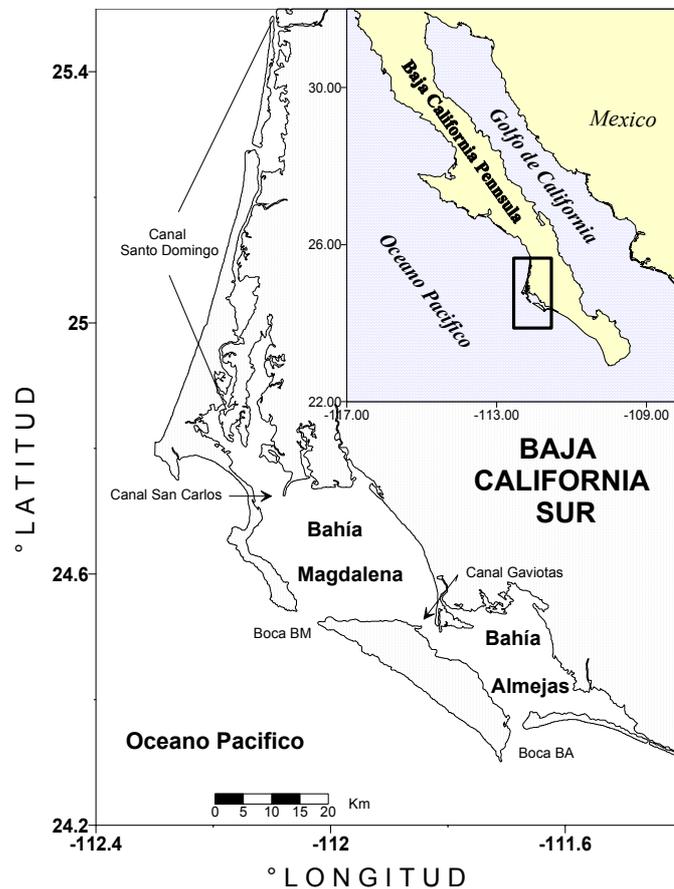
La circulación residual inducida por la marea (en adelante referida como: CRIM) que se presenta en las cuencas semicerradas dominadas por la marea corresponden en ciertas condiciones morfológicas a estructuras organizadas, tipo celdas, denominadas giros residuales. Estos se desarrollan en diferentes condiciones geomorfológicas, tales como bancos de arena, cabos y promontorios o por la presencia de estrechas bocas a lo largo de la costa. Un particular tipo de cuencas propicias para el desarrollo de giros residuales fue identificado mediante modelos hidráulicos por Yanagi (1976, 1978), a partir de modelos numéricos por Oonoshi (1977) y representados analíticamente por Yashuda (1980).

A partir de las simulaciones barotrópicas de la propagación de marea en el interior del sistema, Obeso *et al.* (1999) generan un campo de la CRIM euleriana en BM-BA, esto es la circulación que resulta de la rectificación de la marea correspondiente al promedio temporal del campo de corrientes en un ciclo de marea. En esta distribución se encuentra una circulación dipolar, ciclón-anticiclón, localizada en las proximidades de la boca en el interior de BM. Esta circulación de naturaleza permanente sugiere la existencia de un mecanismo de mezcla que puede inducir un transporte vertical de masa hacia la superficie, en la región dominada por la circulación ciclónica, explicando las condiciones permanentes de surgencia en la superficie reportadas por Alvarez-Borrego (1975). No obstante, para la verificación de la existencia de este mecanismo de transporte en BM-BA es necesario analizar la estructura 3-dimensional de la CRIM euleriana. Y aún más debido a la naturaleza del proceso de transporte de marea por

convección asociado a la CRIM, el transporte neto de masa es calculado con mayor precisión a partir de la velocidad de transporte introducida por Longuet-Higgins (1969), como la suma del flujo residual euleriano y la velocidad de transporte de Stokes, velocidad que es definida como la CRIM lagrangeana, la cual resulta ser una función únicamente del tiempo y de la fase de la corriente de marea (Cheng & Casulli, 1982).

## I.2. Descripción del área de estudio

El sistema lagunar BM-BA constituye un cuerpo de agua semicerrado en la costa occidental de Baja California Sur (BCS) México, localizado meridionalmente entre los 111.4° de Longitud Oeste, alargándose por más de un grado, desde los 24.3° hasta los 25.5° de Latitud Norte (Fig. I.1).



**Figura I.1.** Localización geográfica y la toponimia relativa al sistema lagunar BM-BA.

Este sistema lagunar está parcialmente separado de la región oceánica adyacente por la presencia de las islas Magdalena, Margarita y Creciente. Cada elemento del sistema tiene una boca a través de la cual interactúa dinámicamente con las aguas de la región oceánica adyacente.

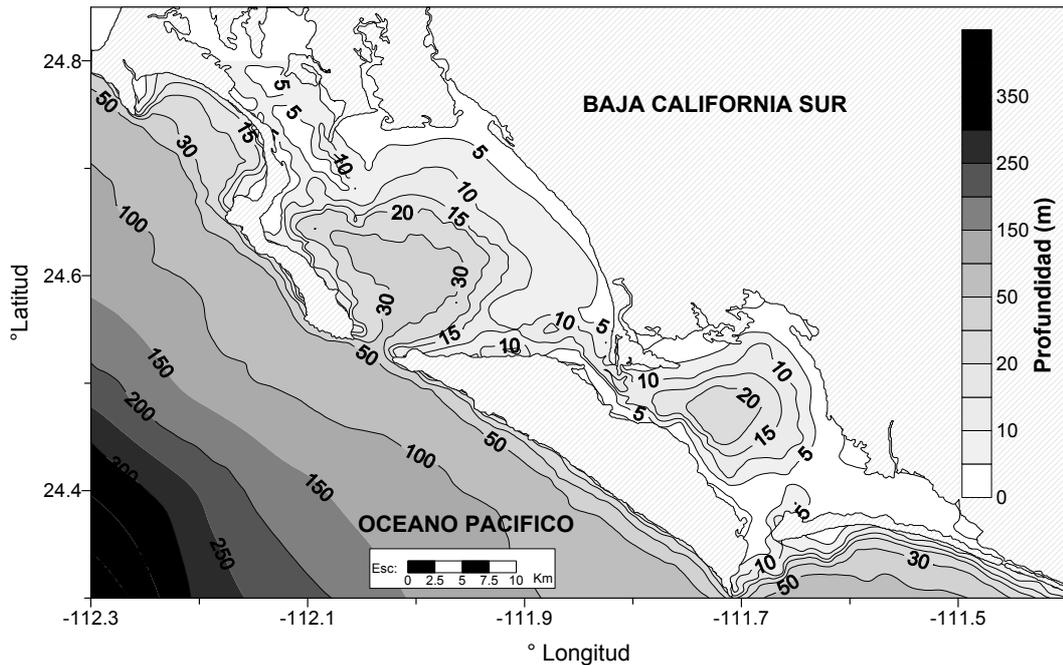
De acuerdo con Alvarez-Borrego *et al.* (1975), este sistema se divide en tres zonas diferenciadas:

1. La zona Noroeste genéricamente denominada Zona de Canales (ZC), de morfología bastante irregular, está conformada por una gran cantidad de esteros, lagunas y meandros que tienen profundidades menores que 3.5 m y que se encuentran interconectadas con el Canal de San Carlos a través de un estrecho canal, Canal de Santo Domingo, de profundidad máxima 10 m. En su región norte este canal se conecta con el mar abierto a través de 2 bocas relativamente angostas y poco profundas. Debido a la distancia que separan a estas bocas del Canal San Carlos además la poca profundidad con la que cuentan puede presuponerse que la interacción que mantienen con la región oceánica adyacente no afecta significativamente la dinámica del interior del sistema lagunar BM-BA.

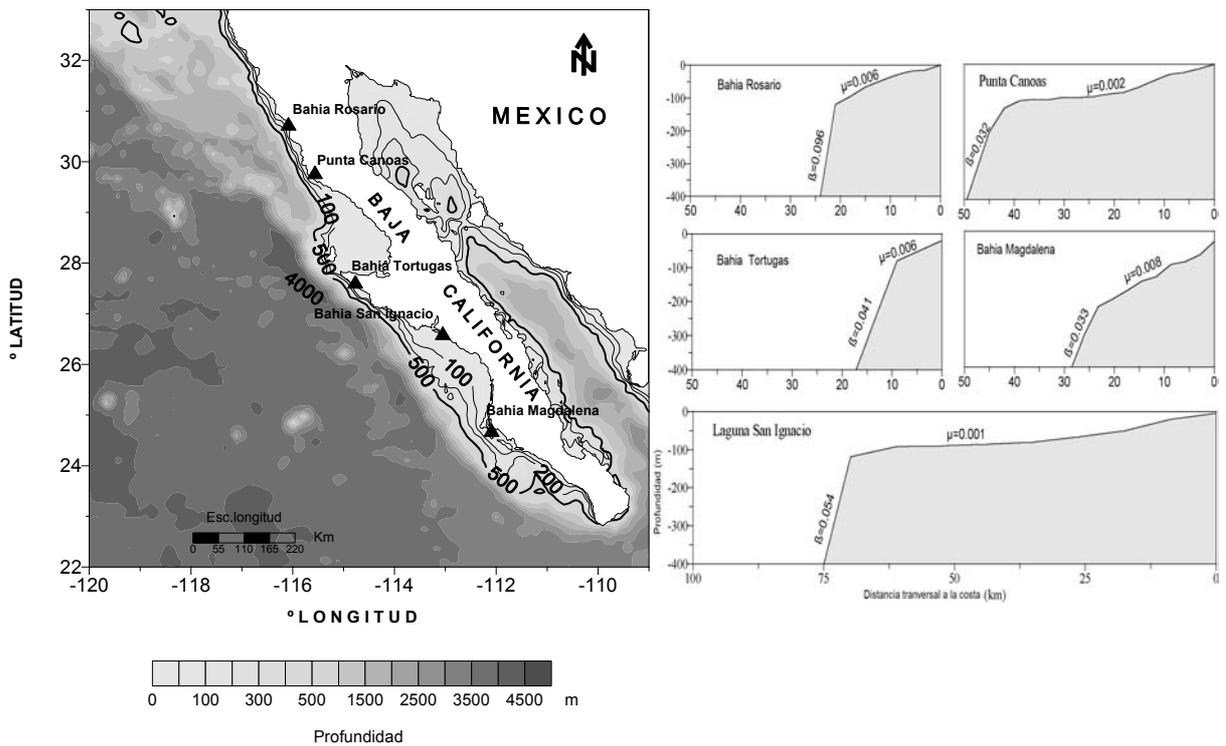
2. La zona Central denominada específicamente BM, es el cuerpo de agua que mayor extensión tiene dentro del sistema lagunar, 770 km<sup>2</sup> de área superficial, el eje principal tiene 55 km en la orientación septentrional paralelo a la costa del Pacífico y el eje transversal a la boca se extiende hasta 25 km. El volumen promedio de agua que almacena es del orden de 7 km<sup>3</sup>. Esta región se comunica al oeste con la región oceánica adyacente a través de una boca relativamente ancha (4.5 km) y profunda (40 m).

3. La zona Sudeste recibe el nombre de BA, tiene una profundidad promedio de 8 m sin embargo la profundidades alcanzan 27 m. Esta bahía presenta una orientación meridional, conectando con el mar abierto en su región suroeste a través de una boca que tiene una profundidad relativamente somera (5 m). La extensión del área superficial que abarca esta zona es aproximadamente 400km<sup>2</sup> y un volumen promedio de aproximadamente 3 km<sup>3</sup>.

A su vez estas tres regiones que conforman el sistema lagunar están interconectadas entre si mediante canales poco profundos (<12 m). Al Noroeste, se comunican BM y ZC a través del Canal de San Carlos (≈5 km de ancho) y en el Sudeste, BM con BA a través del Canal de Gaviotas (≈2.5 km de ancho). La topografía de la región (Fig. I.2) muestra las características de la batimetría que fueron mencionadas anteriormente. Las profundidades máximas de 27 y 40 m conforman las depresiones máximas del fondo lagunar de BA y BM respectivamente. La ubicación de las cuencas que alcanzan estas profundidades está estrechamente relacionada al intercambio de las masas de agua entre el interior del sistema lagunar y el mar abierto adyacente. Las zonas Noroeste y Sudeste, son lo suficientemente someras como para dejar al descubierto una buena cantidad de bancos submarinos durante las mareas bajas.



**Figura I.2.** Batimetría de la región correspondiente al sistema lagunar BM-BA y su región oceánica adyacente. Datos obtenidos de Carta de Navegación, US NAVY y de la base de datos ETOPO2.



**Figura I.3** Batimetría de la región oceánica adyacente a la Península de Baja California (grafico de la izquierda) y las pendientes topográficas de las plataformas continentales ( $\mu$ ) y de los declives continentales ( $\beta$ ) en diversas zonas costeras de la costa Pacífica de Baja California (grafico de la derecha). Datos obtenidos de la base de datos ETOPO5.

Una comparación de las pendientes de la plataforma continental a lo largo de la costa occidental de Baja California se muestra en la Fig. I.3. Es notable un aumento en la extensión de la plataforma continental tanto al norte como al sur del área de estudio, esto debido a la configuración de la línea costera de la Península de Baja California. La región oceánica adyacente al sistema lagunar BM-BA tiene una plataforma continental relativamente estrecha, frente a la boca BM, alcanza los 250 m de profundidad en 25 km de distancia transversal a la costa, mientras que el declive continental alcanza 150 m en 10 km (Zaitsev *et al.*, 2003).

### I.3. Objetivos y metas

El objetivo principal de este estudio es analizar la variabilidad espacio-temporal de la estructura termohalina y de la circulación en el interior del sistema lagunar BM-BA a fin de cuantificar los procesos físicos que modulan el transporte de masa y los procesos de mezcla. Particularmente es de interés analizar las variaciones de la circulación característica como respuesta a los forzamientos generados por los vientos intermitentes y a los diferentes rangos de las componentes armónicas de la marea. El análisis de la circulación asociada a interacción no lineal entre la marea y los parámetros geométricos (línea costera y gradientes de batimetría) en relación con los procesos de transporte y de mezcla son también considerados en el esquema general de análisis. En última instancia se pretende evaluar la importancia del transporte de masa y los procesos de mezcla en el aporte de nutrientes al sistema lagunar. Su importancia radica en la contribución de estos en la productividad orgánica primaria del sistema lagunar BM-BA y consecuentemente, en la evolución del ecosistema costero de la región.

En el presente estudio se pretenden alcanzar las siguientes metas:

1. Determinación de la variabilidad estacional de la distribución superficial de temperatura en el interior del sistema BM-BA y en la región del mar adyacente, en relación con la actividad de surgencias costeras generadas por el viento.
2. Determinación de la distribución 3-dimensional del campo de densidad.
3. Caracterización de las variaciones del nivel del mar asociada a los forzamientos principales de la dinámica del sistema lagunar BM-BA: (marea y viento superficial).
4. Descripción de la propagación del forzamiento de marea en el interior del sistema BM-BA.
5. Caracterización de la circulación en BM-BA y la determinación de su variabilidad.

6. Identificación del proceso físico que principalmente modula el transporte de masa y cuantificación del intercambio entre los elementos del sistema y de este con el mar abierto adyacente.
7. Evaluación del intercambio de masa que se presenta entre los elementos del sistema incluyendo la región oceánica adyacente al sistema lagunar.
8. Caracterización de la respuesta de la estructura termohalina al régimen de intercambio de agua

#### **I.4 Hipótesis**

Considerando que el sistema lagunar BM-BA es semicerrado, sin un considerable aporte de agua continental, la **hipótesis principal** del presente estudio es que las condiciones termohalinas en el interior del sistema son el resultado de la acción conjunta de los procesos de transferencia de calor y masa con la atmósfera suprayacente y de los procesos de transporte advectivo de masa dirigidos por los forzamientos de marea y viento.

La interacción dinámica que mantiene el sistema lagunar con la región oceánica adyacente sugiere el planteamiento de la **segunda hipótesis** de este estudio: El forzamiento oceánico a través de las bocas del sistema lagunar y principalmente de la boca BM, es el principal agente energético que genera la circulación en el interior del sistema.

La existencia de surgencias costeras en la región oceánica adyacente permite considerar una **tercer hipótesis**: El flujo de marea funciona como mecanismo de transporte de las condiciones hidrológicas asociadas a la surgencia costera, desde la región oceánica adyacente hacia el interior del sistema lagunar. Particularmente, este mecanismo acoplado entre las surgencias costeras y el transporte de marea, puede resultar en una fuente de nutrientes para el interior del sistema.

El carácter periódico y reversivo de las corrientes de marea sugieren proponer como una **cuarta hipótesis** la existencia de un mecanismo estacionario que este asociado a las condiciones hidrofísicas típicas de surgencia que se han identificado en la región profunda de BM durante la mayor parte del año. Los mecanismos posibles a considerar son el forzamiento del viento promedio estacional, viento intermitente de brisas y la circulación residual inducida por la marea. Un mecanismo alternativo a considerar es la interacción del flujo de marea y la batimetría, con la que se genera la mezcla vertical de las condiciones físico-químicas en toda la columna de agua, resultando en condiciones termohalinas superficiales de menor valor que las circundantes.

## Capítulo II. Materiales y métodos de análisis

### II.1. Materiales y equipo

**Los datos oceanográficos.** En la presente tesis se analizaron los datos oceanográficos disponibles del área de estudio, los cuales fueron obtenidos de diferentes fuentes, entre ellas, las mediciones directas en el campo de la temperatura, presión, conductividad y corrientes con el uso de instrumentación CTD, ADCP y correntímetros; la asimilación y procesamiento de los datos obtenidos por sensores remotos, tales como la temperatura superficial del mar (vía imágenes AVHRR) y los vientos sobre la superficie marina (dispersometría del QuikSCAT); además del procesamiento de datos que se encuentran disponibles al dominio público en el Internet, tales como los datos de batimetría y de línea de costa (disponibles como ETOPO-2, ETOPO-5), e índices de surgencias costeras dirigidas por el viento (proveídos por PFEL-NOAA). A continuación se describen las características tanto de las bases de datos oceanográficos utilizadas como de la asimilación y procesamiento de los mismos.

Mediciones directas en el campo. Con el propósito de investigar la relación existente entre la distribución de masa y el sistema de corrientes en el interior del sistema lagunar BM-BA así como la interacción dinámica que establece este sistema costero con la región oceánica adyacente, se realizaron 5 campañas de mediciones oceanográficas durante los años 2000-2003.

Las fechas en que estas campañas se realizaron son:

- 1<sup>a</sup>. 4-7 de Abril 2000 (referidas a continuación como Abr00).
- 2<sup>a</sup>. 20-23 de Febrero del 2001 (referidas a continuación como Feb01).
- 3<sup>a</sup>. 13-16 de Noviembre del 2001 (referidas a continuación como Nov01).
- 4<sup>a</sup>. 21-23 de Mayo del 2002 (referidas a continuación como May02).
- 5<sup>a</sup>. 19-23 de Marzo del 2003 (referidas a continuación como Mar03).

En cada campaña se realizaron lanzamientos verticales del instrumento CTD, anclajes de los correntímetros y sondeos acústicos con ADCP (Sontek de 3.0MHz) en los canales del sistema. La cantidad de estaciones de medición por instrumento que fue considerada en cada campaña oceanográfica se enlistan en la Tabla II.1.

En las bocas del sistema fueron utilizados ológrafos duales, correntímetro u ológrafo, S4ADW de 20Mb, con una rapidez máxima de registro similar a los correntímetros S4. Estos instrumentos se anclaron en los canales de interconexión del sistema en la capa del fondo mediante una base de plomo con los sensores a 40 cm encima del fondo, por un periodo de

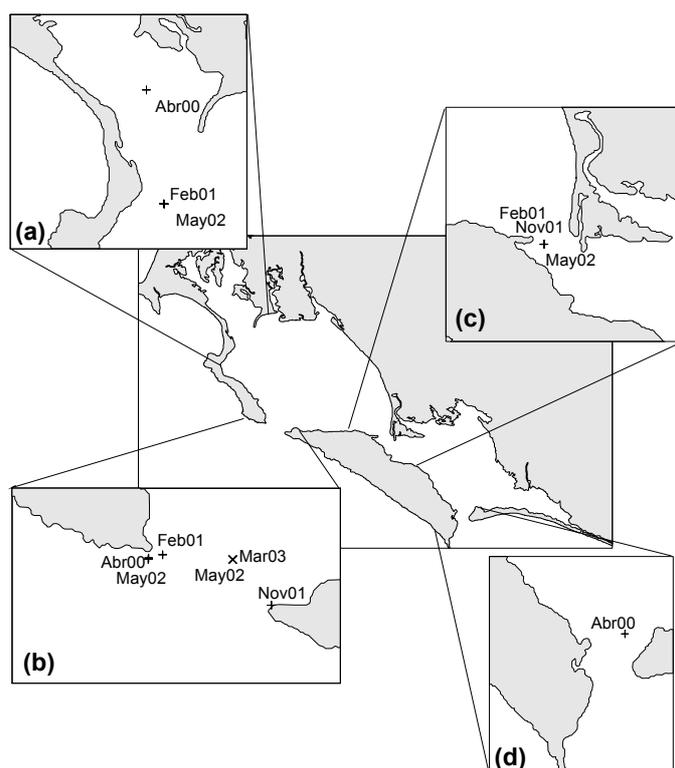
tiempo menor a 4 días. La colocación precisa de los anclajes se muestra en la Fig. II.1. Los tiempos de registro fueron 1 dato cada 5 minutos para los correntímetros y 1 dato cada 20 minutos para los ológrafos. En algunos anclajes, los correntímetros fueron equipados con sensores de temperatura y conductividad. Adicionalmente, se mantuvo anclado un correntímetro en la boca de BM durante un periodo mayor a 30 días en 2 de las campañas, May02 y Mar03 (Fig II.1b).

**Tabla II.1.** Número de estaciones de medición por instrumento realizada en cada campaña oceanográfica.

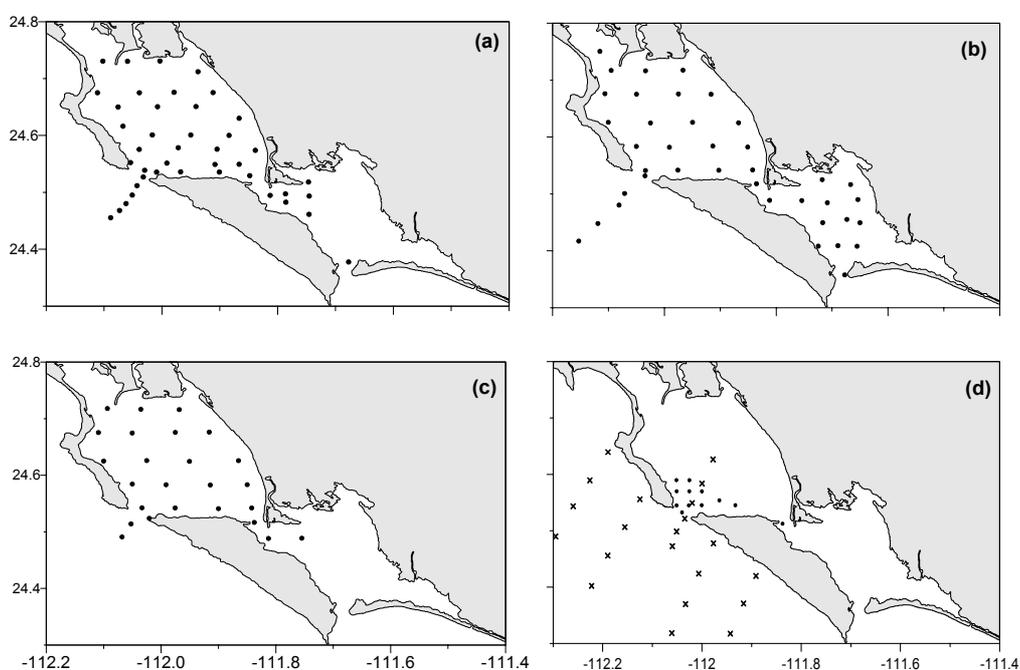
CAMPAÑA	CTD	Correntímetros	ADCP	Embarcaciones
Abr00	<b>42</b>	<b>3</b>	<b>5 (boca)</b>	<b>1 panga</b>
Feb01	<b>49</b>	<b>3</b>	<b>5 (boca)</b>	<b>2 pangas</b>
Nov01	<b>25</b>	<b>3</b>	<b>5 (boca)</b>	<b>2 pangas</b>
May02	<b>11</b>	<b>3</b>	<b>3 (boca)</b>	<b>2 pangas</b>
Mar03	<b>10</b>	<b>1</b>	<b>14 series</b>	<b>B/O“El Puma” y 1 panga</b>

Los CTD's utilizados fueron un CTD/S4 y un CTD SeaBird. El primero de estos trabaja con una memoria de 64k y un error asociado  $\pm 0.05^\circ$  C por encima de la profundidad de los 1000db. Los correntímetros utilizados son InterOcean S4 de 64 y 512k de memoria, la rapidez máxima que pueden registrar es 3.5 m/s por encima de 70 m de profundidad. La localización de las estaciones en que se realizaron las mediciones con CTD se muestra en la Fig. II.2.

La ubicación de los perfiles realizados se muestra en la Fig. II.2. En las primeras 2 campañas, Abr00 y Feb01, se realizó un muestreo cubriendo prácticamente todo el sistema lagunar, BM y BA, (Fig II.2a y II.2b) excepto la Zona de Canales, región que se ha dejado fuera de este estudio. Debido a la pequeña variabilidad espacial observada en los resultados obtenidos en BA durante las primeras 2 campañas se decidió continuar con el muestreo únicamente en BM (Fig.II.2c). A fin de optimizar en tiempo y por las mismas características uniformes de la variabilidad observada en la región somera de BM, el muestreo de la campaña May02 se limitó a la región profunda de BM, en una vecindad interior a la boca BM (Fig. II.2d). Mientras que la última campaña realizada, Mar03, se muestreo con mayor detalle la región oceánica adyacente así como también la vecindad interior a la boca BM (Fig. II.2d). A partir de la campaña Feb01 se realizaron simultáneamente con los lances de CTD mediciones de las concentraciones de los nutrientes inorgánicos (Nitrititos, Nitratos, Fosfatos) y de clorofila-a, en la misma red de estaciones. Las distribuciones de éstas se encuentran descritos en Rosales-Villa (2004).



**Figura II.1** Localización de los anclajes con correntímetros, de menos de 4 días (+) y de más de 30 días de duración (x), en los canales de interconexión del sistema lagunar BM-BA: (a) Canal San Carlos, (b) boca BM, (c) Canal gaviotas y (d) boca BA, que fueron colocados durante las campañas de muestreo indicadas en el gráfico de 2000-2003.



**Figura II.2** Localización de las estaciones de muestreo en la campañas oceanográficas de (a) Abr00, (b) Feb01, (c) Nov01 y (d) May02 (indicado con puntos negros) y Mar03 (indicado con cruces).

Bases de datos de la SST-AVHRR. Las imágenes de la temperatura superficial del mar (con siglas en inglés SST) es inferida a partir de los registros en las bandas infrarrojas del sensor AVHRR (de las siglas en inglés: Advance High Resolution Radiometer) contenido en los satélites NOAA 12 y NOAA 14. Estos datos están operacionalmente administrados por la NOAA (de las siglas en inglés: National Oceanic and Atmospheric Administration) de los Estados Unidos de Norteamérica. El sensor AVHRR explora la superficie terrestre con una resolución nadir de 1.1km, transmitiendo los datos a estaciones receptoras en tierra (Monaldo, 1996).

Adicionalmente, en el análisis fueron considerados los datos de la SST obtenidos mensualmente a partir de las mediciones directas siguiendo la metodología estándar (Hernández-Rivas, 1983), y publicados por Lluch-Belda *et al.* (2000). Los años en que se reporta este conjunto de datos son 1982 a 1986, 1988, 1997 y 1998. Desgraciadamente, esta base de datos no está completa por la falta de registros en algunos meses, por lo que esta información se utilizó solamente para validar los datos de satélite.

Base de datos de SeaWinds-QuikSCAT. Esta base de datos consiste de un arreglo en una malla global de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ , de los vectores de la velocidad del viento sobre la superficie marina de cada 12 horas. Estos vectores son obtenidos mediante el uso de un dispersómetro instalado en el satélite QuikSCAT. Este sensor transmite pulsos de microondas hacia la superficie oceánica y mide la potencia de la onda de dispersión reflejada del pulso emisor. El esfuerzo del viento que actúa sobre la superficie del mar genera pequeñas ondulaciones (ripples) produciendo una cierta rugosidad en la superficie oceánica, la cual modifica la sección transversal del radar ( $\sigma_0$ ) y por tanto la potencia de la onda de dispersión reflejada. La inferencia de los valores del viento en la superficie oceánica es realizada con base en “la función del modelo geofísico” desarrollada por Dunbar (2000). Los movimientos atmosféricos no afectan sustancialmente a la radiación emitida y recibida por el radar, por lo que el uso de dispersómetros satelitales es un método indirecto de medición de la velocidad del viento en la superficie oceánica de gran eficiencia. El dispersómetro utilizado en el satélite QuikSCAT es un instrumento radar de microondas especializado para recibir la onda de dispersión reflejada por la superficie rugosa del mar, nombrado SeaWinds.

Las variables inferidas de esta técnica de medición son la rapidez del viento, la de las componentes meridional y zonal de la velocidad del viento, el cuadrado de la rapidez del viento y el tiempo de medición asociado en función de un día. Los campos del viento superficial se

encuentran disponibles para cada paso del satélite, ascendente (6AM LST cruzando el ecuador) y descendente (6PM LST cruzando el ecuador). La base de datos SeaWind-QuikSCAT se hallan en el Internet (<http://winds.jpl.nasa.gov/missions/quikscat>) en formato HDF (Hierarchical Data Format) desde el 19 de Julio de 1999 hasta hoy día.

Las mediciones obtenidas por dispersómetros satelitales del tipo SeaWinds-QuikSCAT pueden ser contaminadas en eventos de lluvia. Una parte de la energía transmitida hacia la superficie oceánica es dispersada de regreso o absorbida por la lluvia sin antes alcanzar la superficie marina. Aún más la lluvia incrementa la rugosidad de la superficie oceánica de manera que altera la energía de dispersión reflejada (Huddleston y Stiles, 2000). La onda de dispersión reflejada por las superficies cubiertas por hielo y continentes pueden contaminar las estimaciones de la velocidad del viento sobre la superficie marina. Un filtro máscara es aplicado a los datos de SeaWinds-QuikSCAT para reducir la contaminación producida por estos últimos factores.

Base de datos ETOPO. Esta es una base de datos de la batimetría oceánica global que tiene una resolución de 5 y de 2 minutos de grado. La base de datos de 5 minutos es generada por combinación de 5 bases de datos batimétricos de diferente resolución. Las bases de datos con mayor resolución son eventualmente superpuestas a una anterior de menor resolución. El producto resultante, ETOPO-5, es interpolada a una malla de 2 minutos de grado conformando así la base de datos ETOPO-2.

Particularmente, los datos del fondo marino entre las latitudes de 64 °N y 72 °S son inferidos de las observaciones de altimetría por satélite en combinación con las mediciones por ecosondas a bordo de un barco. Los datos obtenidos a partir de las mediciones de la altimetría de la superficie marina mediante el uso de un radar satelital, son interpretados como anomalías de gravedad y son extrapoladas a equivalentes de profundidad. Las especificaciones de la generación de estos datos se encuentran ampliamente descritas en Smith y Sandwell (1997). Los datos resultantes son administrados por la NOAA.

Base de datos CUI. El laboratorio de investigación PFEL (de las siglas en inglés: Pacific Fisheries Environmental Laboratory) de los Estados Unidos de Norteamérica, ha generado una base de datos, de la variación media diaria y mensual, de los índices de la intensidad de surgencias costeras dirigidas por el viento (CUI: de las siglas en inglés Coastal Upwelling Index). Esta base de datos esta usualmente referida a 15 puntos geográficos estandar localizados a lo largo de la costa Pacífica de Norte América, sin embargo es posible obtener una base de datos con la resolución 1° en la Red (<http://www.pfeg.noaa.gov>).

El cálculo de los índices está basado en las estimaciones del transporte de Ekman transversal a la costa dirigido por el esfuerzo del viento geostrofico. Los vientos geostrofos utilizados para este cálculo son generados a partir de los campos medios de la presión atmosférica sinóptica en la superficie de cada 6 horas. Estos campos son procesados por FNMOC (que refiere al U.S Navy Fleet Numerical Meteorological and Oceanographic Center) de los Estados Unidos de Norteamérica. Los índices de surgencia interpretados como series de tiempo son utilizados para representar las variaciones costeras de la actividad de surgencias.

**Modelo numérico.** En este estudio se utilizó el modelo de circulación costera ECOM (de las siglas en inglés: Estuarine Coastal Ocean Model) desarrollado inicialmente en la Universidad de Princeton y el grupo Dynalysis de Princeton bajo el nombre de POM (Princeton Ocean Model) (Blumberg y Mellor, 1987). Posteriores contribuciones al diseño original para incluir una variedad de características, tales como esquemas numéricos de solución, tipos de condiciones de frontera, módulos de transporte de sedimento, ondas dirigidas por el viento y análisis de calidad del agua. En la página de Internet ([www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs.pom/](http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs.pom/)) de la Universidad de Princeton se encuentra una descripción detallada de la implementación de los diferentes módulos numéricos en el POM, además de las diversas aplicaciones realizadas con estos. Las características generales del modelo se describen en la sección III.3 y la formulación del modelo en el apéndice B.

Entre las diversas aplicaciones realizadas con este modelo se encuentran la simulación de la marea en la bahía de Chesapeake (Blumberg, 1977; Blumberg y Goodrich, 1990); modelaciones de la circulación 3-dimensional en la Bahía de New York (Blumberg y Galperin, 1990), en la Bahía Delaware (Galperin y Mellor, 1990a; 1990b); y en la Bahía Massachussets (Blumberg *et al.*, 1993); simulaciones numéricas de los procesos de surgencias y ondas atrapadas en la plataforma continental de Oregon (Allen *et al.*, 1995); estudios de la variabilidad de la Gulf Stream (Ezer y Mellor, 1992); estimaciones de la circulación general en medio del Océano Atlántico y el Golfo de México (Blumberg y Mellor 1979a, b; 1981a, b; 1983) y más recientemente estudios de intercambio de agua en la región de Georges Bank del Golfo de Main, (Chen *et al.*, 1995; Chen y Xu, 2003). En todos los estudios referidos se ha estimado la capacidad predictiva del modelo a través de comparaciones extensivas con datos, estableciéndose una alta confianza en la reproducción realista de la física.

## II.2. Metodología

Esquema general del análisis. El método de análisis de investigación utilizado en el presente estudio se divide en 2 partes:

- 1) Experimentación oceanográfica en el área de estudio, en la cual se analizaron los datos oceanográficos obtenidos en forma directa (con instrumentación CTD, ADCP, y correntímetros) e indirecta (radiometría, dispersómetros satelitales y otras bases de datos).
- 2) Modelación numérica de la circulación en el área de estudio, en la cual se analizan la respuesta de la circulación en el interior del sistema lagunar a los forzamientos de la marea, el viento y las variaciones de la estructura de la densidad.

A partir de la experimentación oceanográfica se determinaron:

- a) Las características de la marea, resultantes de las mediciones de los parámetros dinámicos de la de la marea (elevación de la superficie libre y corrientes asociadas).
- b) El campo de densidad, resultante de la distribución espacial la estructura termohalina. La caracterización de su variabilidad espacio-temporal.
- c) El forzamiento oceánico, como el intercambio de agua entre el sistema lagunar y la región oceánica adyacente determinado por el análisis de las mediciones de corrientes en la boca principal.
- d) El balance hidrodinámico, descrito en términos del prisma de marea y tiempos de residencia, calculados a partir de los parámetros geométricos del área de estudio y de los rangos de la marea que resultan de las mediciones.
- e) La intensidad y la variabilidad, estacional e interanual, de las surgencias costeras en la región oceánica adyacente al sistema lagunar, de acuerdo con la variabilidad contenida en la base de datos de los índices de surgencias dirigidas por el viento (CUI).

A partir de la modelación numérica se determinaron:

- a) La respuesta de las variaciones de la superficie libre del nivel del mar y de la circulación en el interior del sistema lagunar a los forzamientos de marea, viento y batimetría.
- b) La propagación de la marea en el interior del sistema lagunar.
- c) La interacción dinámica entre los diferentes elementos del sistema con base en el análisis de corrientes y flujos transversales en los canales de interconexión.
- d) La evaluación de los diferentes procesos físicos que determinan el transporte de masa.
- e) La variabilidad espacio-temporal del transporte de masa, advectivo y difusivo.
- f) La respuesta de la estructura termohalina al régimen de intercambio de masa.

### II.2.1. Procesamiento de los datos oceanográficos

Caracterización de la marea. A partir de las mediciones obtenidas con el uso de los anclajes de correntímetros de corta duración, se generaron las series de tiempo de las variaciones del nivel del mar para cada campaña de medición y de los vectores de corriente. Las técnicas de análisis armónico, elipse de marea, la excursión de la marea y la representación espectral de las series de tiempo fueron utilizadas en este trabajo como parte del análisis de la caracterización de la marea. El análisis armónico fue utilizado para describir la marea con base en sus parámetros armónicos (amplitud, frecuencia y fase). La elipse de marea, para indicar estadísticamente la dirección y magnitud principal de las corrientes. La excursión de la marea se considero para representar la distancia horizontal que una masa unitaria de agua experimenta si ésta se mueve con la velocidad de la corriente de marea en un periodo de una componente armónica de la marea en particular. Mientras que el espectro de potencias fue utilizado para resolver las máximas frecuencias de la variabilidad. Los detalles de estos métodos analíticos se incluyen en el apéndiceA.

A partir de las mediciones obtenidas en los 2 anclajes que fueron colocados en la boca BM durante un periodo de tiempo mayor que 30 días, en el que se abarcaron 1.5 ciclos de la marea lunar, fueron caracterizadas en términos promedio las fases de cuadratura y de sicigia del forzamiento de marea en la boca principal del sistema BM-BA. Así mismo a partir de las mediciones obtenidas con los anclajes colocados durante los periodos cortos de tiempo, menor que 4 días (debido a las limitaciones de la disponibilidad de equipo), sirvieron para caracterizar la marea en el interior del sistema lagunar. En los anclajes equipados con sensores de temperatura y salinidad fue posible visualizar la correlación de la variabilidad de los parámetros termohalinos con la variación de la amplitud de la marea.

Determinación del campo de densidad. A partir de los datos obtenidos del uso de la instrumentación CTD se generaron las distribuciones espaciales (horizontales y verticales) de los parámetros termohalinos y la visualización de los perfiles verticales en cada estación de muestreo. En la tarea de visualización de los perfiles verticales se promediaron los datos de temperatura y salinidad en la vertical correspondiente a capas de 1 metro de profundidad. Las distribuciones espaciales fueron generadas a partir de la interpolación de los datos distribuidos en la malla irregular conformada por las estaciones de muestreo. El método de interpolación utilizado fue el del inverso de la distancia.

La variabilidad estacional del campo de densidad es analizada con base en las variaciones observadas de las distribuciones termohalinas en las diferentes campañas de medición. Por su parte, la variabilidad espacial y temporal de la SST se determinó a partir de las variaciones de los datos de SST inferida de las imágenes obtenidas por radiometría satelital del sensor AVHRR.

El procesamiento de los datos para este análisis se describe a continuación. El promedio mensual de la SST es calculado a partir de las imágenes diarias que corresponden a la costa occidental de Baja California y del Mar de Cortés, comprendidas en la región rectangular delimitadas por sus esquinas superior derecha e inferior izquierda de coordenadas geográficas: 32°53.92'-19°56.09' NW y 119°15.66'-104°44.34' SE obtenidas diariamente a las 00:30, 09:00, 13:00 y 20:30 horas GMT durante el periodo de tiempo que abarca desde 1° de enero de 1996 hasta el 31 de Diciembre del 2001. La base de datos del promedio mensual de la SST fue generada en el laboratorio de Oceanología del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICMyL) de la Universidad Autónoma de México (UNAM). Posteriormente esta base de datos de imágenes de satélite fue transformada a formato ASCII en el laboratorio GIS del CICIMAR (Martínez *et al.*, 2000) conformando un catálogo de imágenes mensuales. Posteriormente la región delimitada por las coordenadas geográficas 111 a 113° de Longitud Oeste y 23 a 26° de Latitud Norte, fue segmentada para los propósitos de interés del presente análisis. Conformando así una matriz de datos de 195x240 (longitud/latitud) con un espaciamiento de 1.1 km entre cada punto de registro. Finalmente la matriz de datos fue georeferenciada con base a las coordenadas de referencia de las imágenes originales y la resolución del sensor AVHRR. Un ajuste de la georreferenciación respecto de las coordenadas geográficas de la línea costera, a partir de la digitalización de los mapas geográficos de la región de interés publicados por INEGI, fue necesario así como también un suavizado de los datos por el método de interpolación del inverso de la distancia.

La variabilidad estacional se analizó a partir de las variaciones observadas entre los escenarios de la SST mensual promedio para un año sintético, que se obtienen a partir del promedio de la base de datos mensuales durante el periodo de estudio. Las variaciones temporales de la distribución espacial de la SST fueron consideradas en este estudio indicadores de la variabilidad estacional. Las anomalías de la distribución promedio de la SST respecto del valor promedio de cada distribución mensual fueron calculadas sobre la región interior del sistema lagunar y la del mar abierto adyacente como un indicador de la variabilidad espacial que se presenta mensualmente. El ciclo anual medio, fue generado para cada una de las regiones en

que se subdividió el área de estudio, distinguiendo las diferencias significativas sobresalientes que aparecen entre ellos. La variabilidad interanual se analizó con base en una comparación entre los ciclos anuales promedio sobre cada región durante el periodo de estudio en función de las anomalías calculadas respecto del ciclo anual medio. Numéricamente la desviación estándar asociada al promedio de los escenarios mensuales, de todo el periodo de estudio, fue considerada como un indicador de la variabilidad temporal local de cada escenario térmico mensual medio.

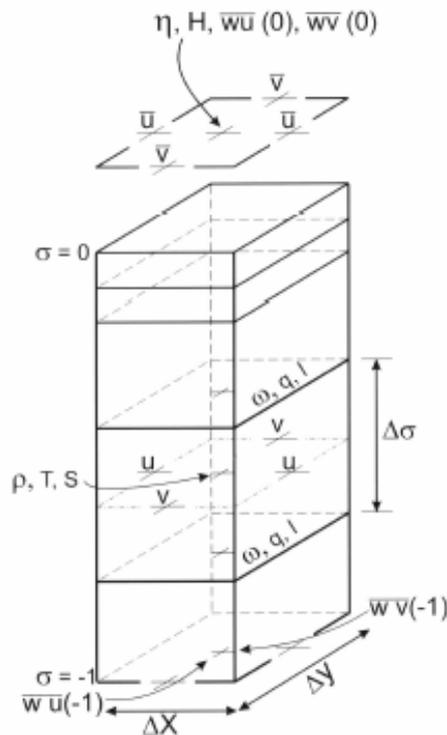
Evaluación del forzamiento oceánico. Este análisis se realizó en términos del intercambio de masa entre los elementos del sistema y el más abierto adyacente. Este intercambio fue cuantificado de dos maneras: en términos geométricos donde únicamente fueron considerados el volumen medio del sistema y la amplitud del rango de marea y en términos dinámicos, donde las corrientes y las dimensiones del área transversal fueron entonces considerados. En cada caso se estimó un tiempo de residencia como parámetro indicador de la intensidad de mezcla. El análisis de las variaciones intermareales de las variables termohalinas fue considerado en la evaluación del forzamiento externo.

Análisis de la variabilidad de las surgencias costeras. Esta variabilidad fue analizada en las regiones típicas de surgencias que se localizan a lo largo de la costa Pacífica de la Península de Baja California (PBC). La determinación de estas regiones se realizó mediante un análisis previo de los campos mensuales de la SST, los cuales fueron inferidos a partir de las imágenes AVHRR-NOAA, en los que se identifican los gradientes meridionales de temperatura. Las regiones en donde se presentan los gradientes de mayor intensidad y que corresponden con los valores mínimos de la SST hacia la costa fueron asignadas en este estudio como una zona costera típica de surgencias.

La variabilidad espacial y temporal de las condiciones que modulan la intensidad y la frecuencia de la actividad de surgencias costeras a lo largo de la costa PBC se analizó a partir de la generación de las series de tiempo de los promedios mensuales de los índices de surgencia costera (CUI) a lo largo de esta costa, con una resolución en latitud de  $0.5^\circ$  y considerando la orientación local de la línea de costa. El periodo de análisis abarca desde 1966 al 2001. Esta base de datos mensual que considera los factores topográficos de la costa PBC son referidos en lo consiguiente como CUI-PBC. Posteriormente se analizaron las series de tiempo de los promedios semanales de la SST en las regiones en correlación con las series de tiempo de los índices de surgencias (CUI)

### II.2.2. Modelación numérica

Una serie de experimentos numéricos fueron realizados utilizando el modelo numérico ECOM con el propósito de distinguir las características de la circulación asociadas a los diferentes forzamientos dinámicos que actúan en el sistema lagunar BM-BA. Las variables de salida del modelo utilizadas para el análisis de la hidrodinámica del sistema lagunar BM-BA son la altura del nivel del mar ( $\eta$ ) y las 3 componentes de la velocidad ( $u, v, w$ ). Estas variables son especificadas en cada una de las celdas de la malla computacional, entre otras variables dinámicas (Fig. II.3). Un cálculo posterior del transporte transversal de volumen se realizó en cada celda de la malla, tomando en cuenta la profundidad y el ancho de las aristas laterales de las celdas, haciendo énfasis en el análisis de aquellas celdas que se localizan a lo largo de las secciones transversales a los canales del sistema lagunar.



**Figura II.3.** Esquema de los puntos donde son especificados los parámetros de modelación ( $H, \Delta x, \Delta y, \Delta \sigma$ ) y las variables de salida ( $\eta, u, v, w, \rho, T, S, q, l$ ) del modelo ECOM en una celda vertical del arreglo de la malla Arakawa-C, escalada en coordenadas- $\sigma$ .

A partir de estas variables se generaron, en el interior del sistema lagunar BM-BA, la distribución espacial característica de la circulación y de la altura del nivel del mar asociado. Considerando la escala temporal asociada a cada uno de los forzamientos de la circulación considerados se analizó la evolución en el tiempo de los escenarios espaciales 2D.

Posteriormente, fueron realizados un segundo conjunto de experimentos numéricos utilizando el modo interno o baroclínico del modelo, con el propósito de conocer la estructura 3D de la circulación media integrada en la vertical. Los resultados del análisis de la modelación numérica en el interior del sistema lagunar se obtuvieron a partir de la realización de los siguientes experimentos:

1. Experimentos preliminares, los cuales fueron realizados para determinar la calidad del funcionamiento del modelo con base en una comparación de los resultados de las simulaciones con las mediciones disponibles de la región.
2. Experimentos con el forzamiento de la marea.
3. Experimentos con el forzamiento superficial del viento.
4. Experimentos de sensibilidad del modelo en la generación de la circulación residual inducida por la marea, en las representaciones Euleriana y Lagrangeana.

Los detalles de cada uno de los experimentos de análisis se describen en la sección V.4.

El dominio computacional de simulación fue realizado en las coordenadas curvilíneas ortogonales en la horizontal y en coordenadas- $\sigma$  en la vertical, resolviendo las irregularidades de la geometría de la línea costera y de la batimetría. Las simulaciones se realizaron utilizando una parametrización de la vertical descrita por 11 niveles, permitiendo una resolución vertical de 0.27 m en las regiones someras a 3.18 m en las regiones profundas. Las condiciones iniciales y de frontera del campo de densidad fueron homogéneas, esto es una distribución vertical constante de temperatura y salinidad en todo el dominio computacional. Una condición de radiación de ondas gravitacionales se especificó para minimizar la reflexión de la energía en el dominio computacional, en la frontera norte del dominio computacional correspondiente a la parte norte del Canal San Carlos. Una comparación con las mediciones directas del nivel del mar se realizó para evaluar la calibración del modelo.

Un primer conjunto de estos experimentos numéricos fue realizado con el modo externo del modelo esto es el modo integrado en la vertical o barotrópico, utilizando un esquema de diferencias centradas. La distribución vertical de la circulación fue posteriormente analizada a partir de las simulaciones con el modo de pronóstico del modelo, donde los modos barotrópico y baroclínico interactúan a través de una técnica de corte en el esquema numérico. El esquema de diferencias utilizado en este caso fue “upwind”. Las diferencias entre los 2 modos aplicados y los 2 esquemas de diferencias finitas utilizados, se describe en la sección III.3.

## **Capítulo III. Estado actual de la oceanografía del sistema lagunar BM-BA, de la región oceánica adyacente, del transporte de masa y de modelación costera**

### **III.1 Estudios anteriores en la región de estudio**

En la literatura existen tan solo unos cuantos estudios publicados sobre la oceanografía física del sistema lagunar BM-BA. Estos estudios fueron realizados en orden cronológico por:

1. Alvarez-Borrego *et al.* (1975), quienes publicaron las condiciones hidrológicas intraestacionales observadas en la superficie del sistema lagunar durante 4 campañas de medición con una duración menor que 4 días en el periodo Octubre 1973-Agosto 1974.
2. Acosta y Lara (1978), por su parte llevaron a cabo un muestreo puntual en las proximidades de la boca BM durante la primavera de 1976, reportando la variabilidad de las condiciones hidrológicas de un perfil vertical durante un ciclo diurno aleatorio.
3. Bonilla *et al.* (1990) evaluaron la correlación existente entre los perfiles verticales de las variables hidrológicas y las concentraciones de los nutrientes durante un ciclo diurno, en el mar abierto adyacente a la boca de BM.
4. Salinas y Pinet (1991) estudiaron las corrientes geostróficas en el mar adyacente al sistema lagunar a partir de los perfiles registrados de la presión, la conductividad y la temperatura a lo largo de tres transectos perpendiculares a la costa durante los días 25 y 26 de mayo de 1985.
5. García (1992) registro el viento prevaleciente de la costa pacífica de Baja California Sur durante el 19 y 20 de junio de 1989.
6. Obeso *et al.* (1999) realizaron una simulación de la circulación de marea utilizando un modelo numérico hidrodinámico barotrópico de diferencias finitas.
7. Lluch-Belda *et al.* (2000) analizaron la variabilidad espacial y temporal de la temperatura superficial en el interior del sistema lagunar a partir de las mediciones obtenidas durante el periodo 1981-1988 incluyendo los datos publicados con anterioridad. Los autores incluyen una descripción del escenario térmico que prevaleció durante el evento climático de El Niño de 1998.

Las conclusiones obtenidas en las distintas investigaciones se presentan a continuación de manera integral.

### III.1.1 Aspectos hidrodinámicos del sistema lagunar BM-BA

Caracterización de la marea. Los diferentes autores mencionan que el régimen de mareas es mixto semidiurno. Los valores estadísticos de la marea (Anónimo, 1985) indican que el nivel de la pleamar media superior es de 0.83 m, mientras que el nivel de la bajamar media inferior es de -0.87 m; la pleamar máxima registrada es de 1.56 m mientras que la pleamar inferior es de -2 m. La amplitud de cada una de las componentes armónicas principales se enlista en la Tabla III.1.

**Tabla III.1.** Amplitud de las componentes armónicas principales de la marea resueltas con base en las mediciones del mareógrafo en Canal San Carlos BCS, (112.12°W, 24.79°N), durante el periodo Enero 1974-Diciembre 1976.

COMPONENTE ARMONICA DE LA MAREA	PERIODO [hrs]	AMPLITUD [m]
Lunar Semidiurna (M2)	12.42	0.55
Solar Semidiurna (S2)	12.00	0.32
Lunar Diurna Decl. (K1)	23.94	0.27
Lunar Diurna Decl. (O1)	25.82	0.16
Lunar Semidiurna (N2)	12.66	0.11
Lunisolar Semidiurna (K2)	11.97	0.08
Rango de Marea		2.98

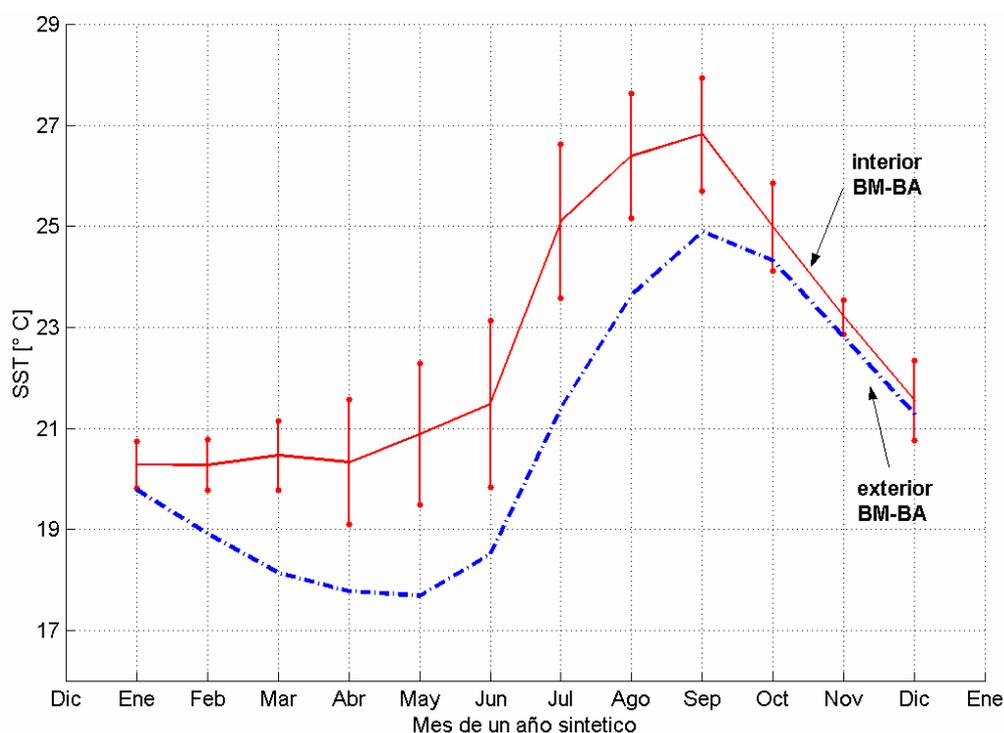
La intensidad de las corrientes de marea reportadas por Obeso *et al.* (1999) correspondientes al muestreo de 1 día se indican en la Tabla III.2. Los valores aquí mostrados están en el rango de los valores reportados por otros autores (Acosta y Lara, 1978; Guerrero *et al.*, 1988). Las velocidades que se reportan en la boca de BM son hasta 2 veces mayor que las que se reportan en la boca BA, lo cual sugiere que el forzamiento dinámico de marea del sistema lagunar se lleve a cabo a través de esta boca. Sin embargo, la cantidad de datos disponibles son estadísticamente insuficientes como para sostener alguna conclusión al respecto.

**Tabla III.2.** Intensidad de la corrientes de marea medidas en las localidades indicadas por Obeso *et al.* (1999).

<b>Intensidad de Corriente [m/s]</b>			
REGISTRO:	Boca BM	Canal Gaviota	Boca BA
Máxima	1.10	0.52	0.50
Mínima	0.23	0.24	0.01
Media	0.70	0.26	0.19

Estructura termohalina. La distribución de las propiedades termohalinas está modulada por la dinámica de las mareas (Acosta & Lara, 1978). Particularmente los valores máximos de la temperatura y la salinidad se hallan en las regiones más someras del sistema, por lo que los gradientes termohalinos concuerdan con la batimetría de la región. En general, los escenarios intra-estacionales de las propiedades termohalinas en la superficie muestran una situación antiestuarina en el interior del sistema lagunar, esto es que la salinidad en el interior del sistema es mayor respecto de la que se presenta en el mar abierto, debido esencialmente a la alta evaporación y a la ausencia de aportes de agua continental (Alvarez-Borrego *et al.*, 1975).

El sistema lagunar tiene un ciclo anual de la temperatura superficial bien definido, (Fig. III.1) con diferencias de hasta  $7^{\circ}\text{C}$  entre los valores mínimo y máximo alcanzados en Marzo y Septiembre, respectivamente (Hernández *et al.*, 1993). La variación más intensa se presenta durante el calentamiento de verano, entre Junio y Julio. En promedio, el sistema lagunar tiene una temperatura mayor en casi  $1^{\circ}\text{C}$  a la del exterior, con una diferencia máxima de hasta  $4^{\circ}\text{C}$  durante el mes de Julio (Lluch-Belda *et al.*, 2000).



**Figura III.1.** Ciclo anual medio de la temperatura superficial del mar (SST) durante un año sintético, característico del interior del sistema lagunar (línea continua) y de su región marina adyacente (línea interrumpida por símbolos circulares). Las barras verticales indican la desviación estándar asociada al promedio espacial calculado. Este gráfico fue generado con base en los valores publicados en Lluch-Belda *et al.* (2000).

El análisis de la variabilidad interanual de la temperatura superficial desarrollado por (Lluch-Belda, 2000) muestra una variabilidad de mayor amplitud en el interior del sistema BM-BA que la del exterior, presentando una respuesta de mayor intensidad a los eventos climáticos extremos asociados a los fenómenos de El Niño y su contraparte La Niña. El análisis de componentes principales de la variabilidad realizada por los mismos autores, indica 4 modos fundamentales de variación, 3 de ellos relacionados con la influencia del exterior y el restante de mayor importancia, describe la variación propia, relativa a la variación de los intercambios de calor diferenciales que sostiene con la atmósfera en respuesta de la topografía.

Propiedades físico-químicas. La mayoría de los estudios encuentran una variación de las propiedades físico-químicas, tales como temperatura, salinidad, concentración de nutrientes, de clorofila-a y de oxígeno disuelto, con la variación de la amplitud de marea (Acosta y Lara, 1977; Guerrero *et al.*, 1988; Hernández *et al.*, 1997). Estos autores señalan la presencia de las máximas concentraciones de nutrientes durante la fase mareal de flujo y mínimas durante la de reflujó. Con base en estos resultados se caracteriza al sistema BM-BA como un cuerpo de agua acumulador de nutrientes (fosfatos, nitratos y silicatos) que resulta en una alta actividad fotosintética generando elevados niveles de oxígeno disuelto. (Nienhuis y Guerrero, 1985). No obstante, se ha registrado una producción orgánica secundaria muy elevada que causa que la respiración sea mayor que la fotosíntesis. Ecológicamente esto es de gran importancia, no sólo para la bahía misma sino para toda la zona oceánica adyacente (Alvarez *et al.*, 1975).

Climatología. El sistema BM-BA está comprendido en una región de clima desértico semiárido del tipo BWh' (h) w (x') (e) w". La precipitación anual es prácticamente despreciable (14 mm) estableciendo al sistema lagunar el carácter de cuerpo costero semicerrado de evaporación.

Régimen de viento. Los vientos superficiales registrados durante los diferentes cruces realizados en una región extensa al área de estudio han identificado 2 áreas con un régimen del viento diferente: Una frente a Bahía San Hipólito, al norte del sistema lagunar, BM-BA donde la dirección del viento oscilan entre las direcciones oeste-este y norte-sur. Y una segunda zona, comprendida entre bahía Magdalena y Cabo San Lucas en la que no está bien definido un patrón de vientos estacionario, presentando una alta variación en dirección e intensidad. El patrón principal de los vientos indica que el 67% de la incidencia son vientos del noroeste con intensidad promedio de 5 m/s alcanzando valores máximos de 15 m/s (García, 1992). Los vientos provenientes del sur ocurren de Julio a Septiembre, mientras que los vientos del noroeste

persisten el resto del año. Esporádicamente se presentan también efectos por la influencia de tormentas tropicales provenientes del sur durante la segunda mitad del verano y de sistemas de frentes provenientes del norte durante el invierno.

Morfología. El sistema lagunar Bahía Magdalena-Bahía Almejas está clasificada como una laguna estructural tectónica tipo V-A, caracterizada por presentar depresiones y barreras producidas por fallas, levantamientos rocosos o vulcanismos en áreas costeras en el pasado geológico, independientemente de la historia del nivel del mar. Los cuerpos del sistema son de forma variable, desde elongadas ovals e irregulares. Batimetría irregular variable desde somera hasta profunda. Presentes en costas de alto relieve. Escurrimientos presentes a ausentes con algunos procesos cercanos a la costa pueden formar barreras rocosas a causa de asentamientos de playas. (Lankford, 1977).

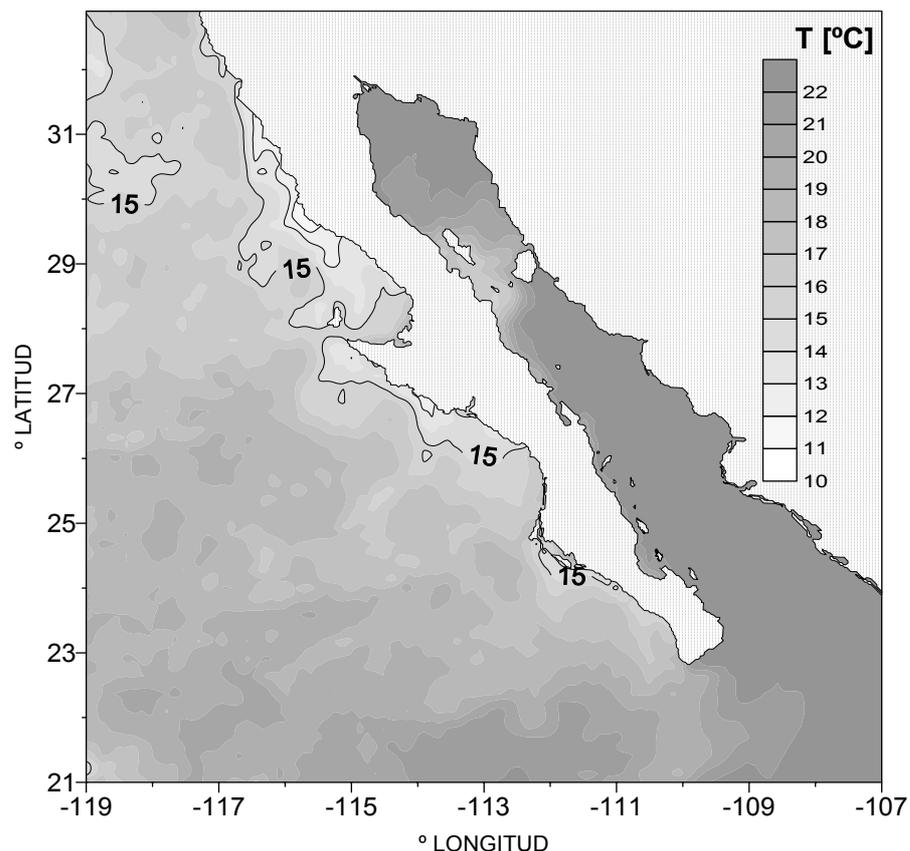
### III.1.2 Aspectos hidrodinámicos del mar adyacente al sistema lagunar BM-BA

En general, la hidrodinámica de la región costera de Baja California está determinada por la variabilidad de los procesos de interacción entre las corrientes oceánicas y las corrientes costeras prevalecientes (Baumgartner y Christensen, 1985). En la región oceánica adyacente a las aguas costeras del Océano Pacífico Norte (OPN) comprendidas entre los 23 y 45° Norte, se localiza la corriente límite oriental de la circulación anticiclónica del OPN de gran escala que corresponde al sistema de la Corriente de Frontera Este (CFE-OPN) (Hickey, 1979). Este sistema está conformado por una corriente superficial (0-300 m de profundidad) con una dirección predominante hacia el Ecuador, denominada la Corriente de California (CC), que se superpone en la vertical a una corriente meridional subsuperficial, la cual tiene una dirección predominante hacia el Polo Norte (Schwarlotze y Reid, 1962; Hickey, 1979; Chelton, 1984), y que es identificada en la superficie, confinada a la región costera dentro de los 150 km, como la Contracorriente de Davidson (CD) durante el otoño e invierno (Svedrup *et al.*, 1942). La altura dinámica en la región oceánica del sistema CFE-OPN está asociada a los procesos de interacción océano-atmósfera de gran escala. Mientras que en la región costera está variable se encontró asociada a la variabilidad estacional de la CD (Lynn y Simpson, 1987).

Las características generales de los sistemas CFE, incluyendo la existencia de contracorrientes costeras, superficiales y profundas, está bien establecida en la teoría general de la circulación oceánica inducida por el viento (Munk, 1950; Wooster y Jones, 1970). El fenómeno de surgencias costeras es una característica común de los sistemas de CFE,

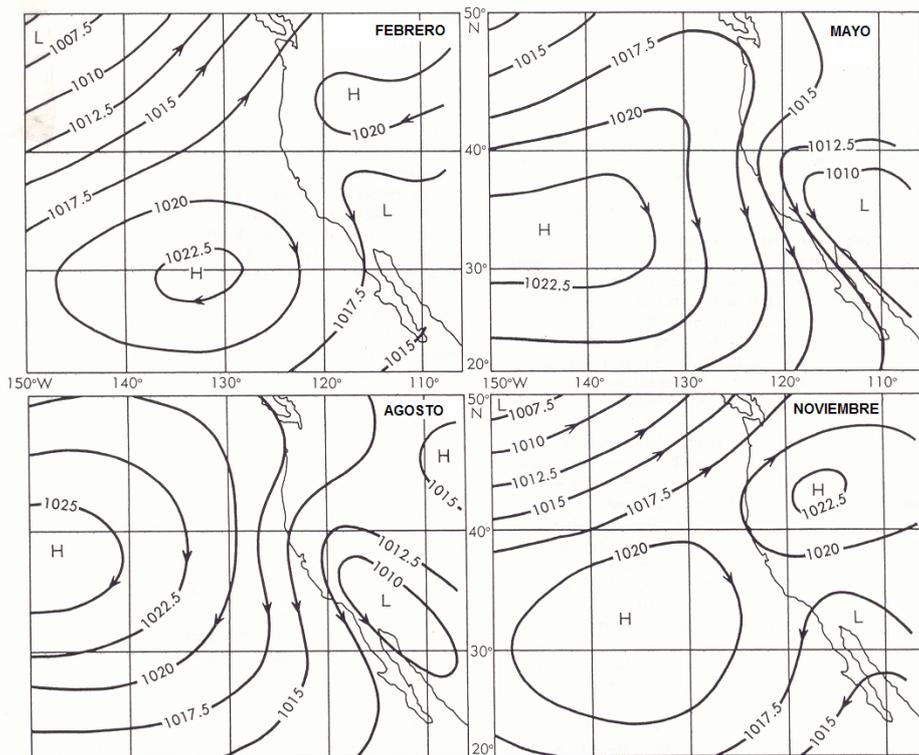
conformando una banda meridional relativamente uniforme de la temperatura superficial en las regiones costeras (Bakun y Craig, 1977). La costa Pacífica de Baja California forma parte de la banda costera meridional de surgencias dirigidas por el viento de la costa occidental de Norteamérica (Fig. III.2).

La región oceánica adyacente al sistema lagunar BM-BA está caracterizada como una zona típica de surgencias. La máxima intensidad de la actividad de surgencias se presenta durante la primavera con un rango de variaciones de los índices de surgencias que va de 50 a 280 m<sup>3</sup>/s por cada 100 m de costa, como consecuencia de los vientos dominantes y la pendiente batimétrica en el declive continental (Zaitsev *et al.* 2003). Durante esta actividad de surgencias se observan campos divergentes de las corrientes geostroficas, con valores de 2.5 a 6 cm/s en la dirección perpendicular a la costa y de hasta 6 cm/s en la dirección paralela a la costa. Estos valores fueron calculados con referencia a la capa de 200 db (Salinas y Pinet, 1981).

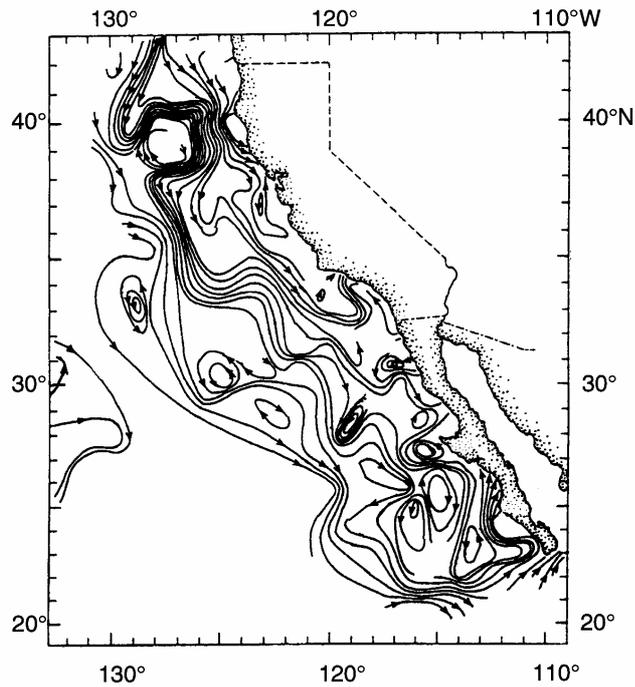


**Figura III.2.** Escenario promedio de la temperatura superficial del mar (SST) correspondiente al mes de mayo del 2000. Datos inferidos de las imágenes de AVHRR-NOAA 14. Los contornos remarcados corresponden a las isotermas de valor menor que 15° C. El interior de las regiones costeras está caracterizada por la presencia de actividad de surgencias costeras a lo largo de la costa Pacífica de Baja California, gráfico obtenido de Zaitsev *et al.* (2003).

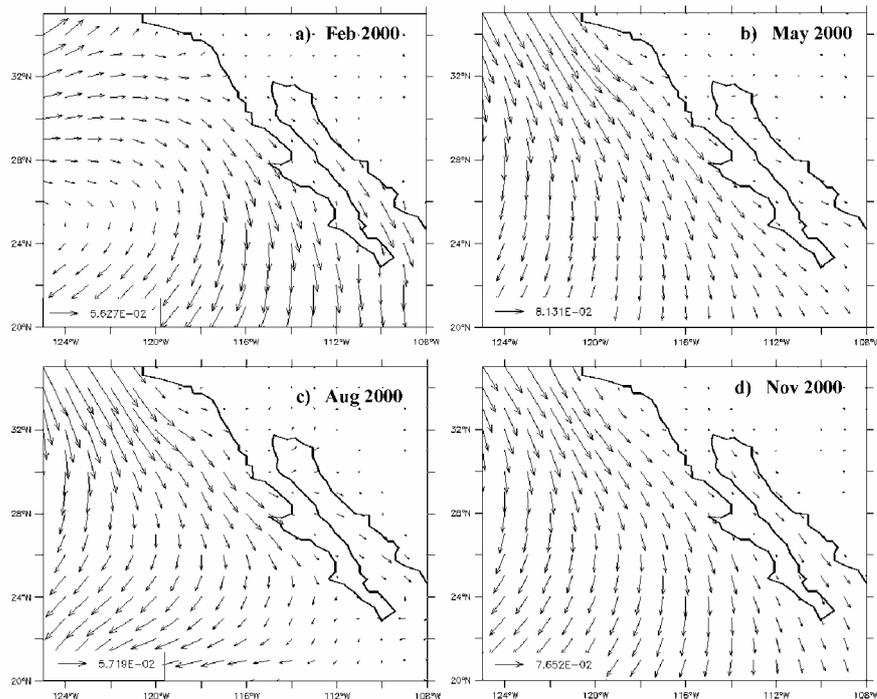
La CC es una corriente superficial de naturaleza geostrofica que fluye paralelamente a la costa del OPN Subtropical, entre los 150 y 900 km de la costa. Su variabilidad está modulada por la intensidad y posición de la celda de presión atmosférica ubicada entre el oeste del litoral de California y el Norte de la Península de Baja California (Fig. III.3). En su sección mas alejada de la costa, la CC consiste de un flujo ancho y lento con dirección al ecuador, mientras que el flujo mas cercano a la costa presenta meandros que circulan alrededor de giros, contracorrientes estrechas hacia el polo Norte y sistemas de surgencias costeras de amplitud variable (Fig III.4). El flujo es débil y lento con una rapidez de entre 3 y 8 cm/s durante el invierno (Gross, 1987) y de entre 12 y 25 cm/s en el verano (Schwarlotze y Reid, 1962; Wooster y Reid, 1963; Wyllie, 1966). Los diferentes remolinos encontrados a lo largo de la CC tienen una dirección predominante hacia el Sudeste con una rapidez de 12.5 cm/s (Schwarlotze y Reid, 1972). La intensidad de transporte meridional la CC es considerablemente menor que la registrada en las Corrientes de Frontera Oeste. Las características físicas de la CC (temperatura y salinidad bajas) cambian abruptamente hacia mar adentro estableciendo un frente meridional (Lynn, 1986).



**Figura III.3.** Escenarios promedio de las celdas de presión atmosférica en la superficie, en milibares, para la región extratropical de la costa occidental del continente americano (Reid *et al.*, 1958).



**Figura III.4.** Patrón superficial de la Corriente de California media para el mes de Agosto, representada mediante las líneas de corriente del flujo geostrófico generado a partir de las mediciones oceanográficas de temperatura y salinidad (Hickey, 1979). La intensidad de las corrientes es representada por la densidad de las líneas de corriente .



**Figura III.5.** Variabilidad estacional de los vientos geostróficos mensualmente promediados superficiales durante el año 2000. Datos generados por FNOMOC, gráfico obtenido de Zaitsev *et al.* (2003).

Un esquema general de la variabilidad de los vientos en la superficie del mar sobre la costa Pacífica de Baja California se mostró en la Fig. III.5. Los vientos del Norte, que circulan de forma paralela a las costas de Baja California, presentan una mayor intensidad durante la Primavera, produciendo una intensificación de la CC así como también de la actividad de surgencias costeras (Bakun y Craig, 1977). Una vez en el Verano los vientos del Noroeste se han intensificado, alcanzando la CC la descarga máxima (Reid *et al.*, 1958; Yoshida & Mao, 1957). En los meses de Julio y Agosto algunas circulaciones locales son frecuentemente observadas, tales como la presencia de giros ciclónicos que se extienden desde los 25 hasta los 38° de Latitud Norte (Pavlova, 1966), disminuyendo tanto la intensidad de la CC como la frecuencia de la actividad de surgencias costeras.

Durante el otoño predominan los vientos del Norte, observándose una disminución de la componente del viento proveniente del Noroeste, así como también de la CC. Por su parte, la contracorriente subsuperficial, adquiere máxima intensidad favoreciendo el desarrollo de una contracorriente superficial a finales del otoño, la CD, que desaparece de la superficie durante la primavera y el verano, permanece como una contracorriente subsuperficial (Wooster y Jones, 1970). Esta corriente que suele ser relativamente más intensa que la CC (30 cm/s), se extiende en la horizontal incrementando los 6 km de ancho desde su extremo sur. Durante los meses de Septiembre y Noviembre presenta giros de circulación por debajo de los 200 m de profundidad, intensificando el transporte de agua cálida y salobre a latitudes subtropicales, favoreciendo la actividad de surgencias en la costa occidental de Baja California Norte (Christensen y Rodríguez, 1979). Y Finalmente en el invierno, los vientos del Norte se debilitan e invierten su dirección (Schwarlotze y Reid, 1972), debilitándose aún más la CC. La CD por su parte se ve reforzada por la contracorriente subsuperficial, aumentando así el transporte de agua altamente salobre hacia el norte, a lo largo de la costa, teniéndose como consecuencia que las temperaturas costeras sean menores que las de mar adentro. En este tiempo se observan grandes remolinos en la región de Baja California (Pavlova, 1966) y algún número pequeño de surgencias entre los 28 y 34° de Latitud Norte (Reid, 1960).

A medida que la CC incursiona en las latitudes tropicales cambia lentamente sus propiedades, incrementando su salinidad y temperatura, debido al proceso de evaporación asociado a un incremento en la irradiación solar en la superficie marina, además de la mezcla con aguas más cálidas y salobres del oeste (Reid *et al.*, 1958). Las mayores fluctuaciones en la

circulación de la CC ocurren en la región costera debido a la presencia de surgencias y contraflujos, manteniendo una variabilidad estacional bien marcada (Lynn y Simpson, 1987).

Las principales masas de agua de la región costera de Baja California son: La Masa de Agua Subártica del Pacífico (MASP), caracterizada por baja salinidad, alto contenido de oxígeno disuelto y relativamente alto contenido de fosfatos, la cual es transportada por la CC entre 0 y 200 m de profundidad (Reid *et al.*, 1958); La Masa de Agua Ecuatorial Transformada (MAET), caracterizada por bajo contenido de oxígeno disuelto, alta salinidad y alto contenido de fosfatos, la cual es transportada por la SCC entre 200 y 300 m de profundidad (Sverdrup *et al.*, 1942; Reid *et al.*, 1958); y en los niveles superiores, La Masa de Agua Superficial Ecuatorial (MASE), caracterizada por temperaturas de 20 a 25° C y salinidades de 34 a 34.5, y la Masa de Agua Superficial Tropical, caracterizada por temperaturas de 15 a 20° C y salinidades de 33.5 a 34.2 (Mancilla *et al.*, 1973). El mismo autor distingue la Masa de Agua Sudcaliforniana que se forma principalmente por la mezcla intensa entre MASP y MAET, en la región de la CC. Esta masa se caracteriza por temperaturas de 12 °C, salinidad de 35 y entre 3 y 4 ml/l de oxígeno disuelto. El análisis descriptivo de las masas de agua de las regiones costeras de la península de Baja California supone la influencia de las masas de agua transportadas por la CC y la SCC, de aguas provenientes de zonas de surgencias y en menor importancia, de las lagunas costeras adyacentes (Wyllie, 1960).

Bonilla *et al.* (1990) publicaron los datos obtenidos en los perfiles verticales realizados durante un ciclo diurno, desde la superficie y hasta 50 m de profundidad, en la región oceánica adyacente a la boca de BM. Los valores obtenidos indicaron un consumo elevado de oxígeno (<80% de saturación), con un rango de temperatura de 13.9-17.9 °C, de la salinidad, 34.69-35.24 y del pH, 7.69-7.98. Las concentraciones de nutrientes en la capa de mezcla fueron, para nitratos, 0.00-14.34 mg a N-NO<sub>2</sub>/l y para fosfatos, 0.39-0.53 mg a P-PO<sub>4</sub>/l. El viento registrado, en el promedio durante el ciclo diario de muestreo, alcanza una velocidad de 10.05 m/s proveniente de la dirección de 299°, correspondiente al NW. Estas condiciones del viento favorecen la actividad de surgencia. De los datos hidrográficos registrados los autores infieren condiciones de mezcla vertical, inducida por la acción del viento y por influencia de agua de origen estuarino, lo cual resulta en una mezcla de agua oceánica, lagunar y de surgencia. Estas condiciones son favorables para el sustento de una alta productividad biológica primaria.

En general, los sistemas de las corrientes limítrofes presentan intensos gradientes latitudinales en sus procesos físicos y biológicos. Existen diferencias en la magnitud de las

capturas de peces pelágicos menores, lo cual refleja diferencias en productividad biológica y en la dinámica físico-biológica acoplada. Este sistema físico-biológico es sensible a cambios climáticos de diferentes escalas temporales: ciclos anuales, interanuales e interdecadales. Una descripción general sobre las características biológicas y físicas de la CC se encuentra en GLOBEC (1994). En la escala interanual existe una amplia documentación de la variabilidad en los procesos físicos y biológicos de la CC en relación al cambio climático conocido como El Niño/Oscilación del Sur (ENSO) (Chelton *et al.*, 1982; Wooster & Fluharty, 1985).

La variabilidad interanual de las condiciones físicas y biológicas en el sistema CFE-OPN ha sido reportada anualmente desde 1994, considerando también las condiciones de gran escala que la modulan (Hayward *et al.*, 1994; 1995; 1996; 1999; Lynn *et al.*, 1998; Schwing *et al.*, 1997; 2002; Bograd *et al.*, 2000; Durazo *et al.*, 2001). En éstas investigaciones se concluye que la última década constituye una de los periodos en 50 años, en los que las fluctuaciones de la variabilidad en el sistema de la CC son más notorias. El evento climatológico de El Niño 1997-98 generó registros anómalos en la temperatura (aguas cálidas) y la producción (índices bajos de productividad orgánica primaria) Lynn *et al.*, (1998). Al término de este periodo, se presentó una abrupta transición con condiciones de aguas frías y alta producción, las cuales han sido asociadas con un evento intenso de La Niña (Hayward *et al.*, 1999) y surgencias viento dirigidas de intensidad anómala a lo largo de la costa Pacífica Este (Schwing *et al.*, 2000). El océano tropical permaneció con las condiciones de La Niña durante el año de 1999 y la primavera del 2000. A partir de este periodo se han registrado las condiciones de desarrollo de un nuevo evento del Niño en las aguas tropicales del OP. No obstante el sistema de la CFE ha permanecido con las condiciones asociadas con La Niña durante el periodo 1999-2002. Hare y Mantua (2000) argumentan al respecto que se experimenta un cambio climático fundamental en el OPN, del tipo como se ha experimentado anteriormente en los inicios de la década de 1920's, y a mediados de los 40's y 70's (Mantua *et al.*, 1997). Otros investigadores catalogan las condiciones presentes como eventos aislados de condiciones climatológicas características de La Niña. En última instancia, el grado al cual los fenómenos climáticos interanuales y de largo tiempo se desarrollan, es determinante en la modulación de la variabilidad climática del sistema de la CFE, quien a su vez modulara la variabilidad física, química y biológica de las aguas costeras de la península de Baja California.

### **III.2. Estudios anteriores sobre la mezcla por marea y el intercambio de agua entre un sistema lagunar costero y la región oceánica adyacente**

La mezcla horizontal en los sistemas costeros (bahías, esteros y lagunas) y el intercambio de agua entre regiones semicerradas con las regiones costeras del mar abierto son mecanismos importantes que afectan a la distribución de material disuelto o en suspensión, tales como la concentración de nutrientes, parches de fitoplancton, poblaciones de larvas, concentración de contaminantes entre otros (Fischer, 1972; Brown *et al.*, 2000). En general, la determinación de éstas distribuciones depende tanto de la distribución de la velocidad de las corrientes como de la razón temporal de dispersión. Este último proceso depende a su vez de las variaciones de las intensidad de las corrientes (Bowden, 1967).

La gran mayoría de los sistemas costeros y particularmente aquellos que están conectados con las regiones costeras del mar abierto a través de canales estrechos están modulados dinámicamente por la acción de la marea (Awaji *et al.*, 1980), la cual está caracterizada por una propagación de la energía de onda larga que se manifiesta como un cambio periódico del nivel del mar y de las corrientes asociadas (Dean y Dalrympe, 1985). Además de este movimiento, las corrientes están afectadas también por el esfuerzo del viento que actúa sobre la superficie del cuerpo de agua, la fricción del fondo y de las costas, además de los efectos de turbulencia generados por la interacción entre las corrientes y las irregularidades geométricas, tales como islas, cabos y promontorios.

El movimiento a través de las bocas de los sistemas costeros está modulado por la interacción de la marea, la descarga de ríos, el forzamiento atmosférico y cambios de nivel del mar no periodicos. La plataforma continental adyacente a estos sistemas está influenciada por intensas corrientes de marea, la mezcla por marea, circulación dirigida por el viento y descargas con características asociadas, tales como plumas y frentes. En las proximidades de las bocas, los patrones de circulación están caracterizados por intensas corrientes de marea, corrientes residuales inducidas por la marea y características batimétricas, tales como canales drenados, bancos de arena (shoals), umbrales (sills) y deltas (Werner *et al.*, 1997). Las características de escalas turbulentas, tales como remolinos y frentes generalmente son también características de los flujos en las inmediaciones de las bocas.

El proceso de intercambio de agua involucra tanto al transporte de masa a través de la un canal de entrada (boca) como al remplazo del agua dentro de un sistema costero (Kashiwai, 1985). El intercambio de agua por marea, esto es el intercambio de agua entre un cuerpo costero

semicerrado y la región costera adyacente del mar abierto, a través de un canal estrecho está modulada por la geometría de la boca y por la fricción del fondo ( ). El transporte neto del material disuelto o en suspensión en los sistemas costeros modulados dinámicamente por la marea está determinado por la circulación media del sistema (Bowden, 1967). Sin embargo, los mecanismos de transporte son esencialmente de naturaleza Lagrangiana (Nihoul y Roday, 1975; Heaps, 1978). Longuet-Higgins (1969) demostró que en flujos oscilatorios, la velocidad media de una partícula fluida (transporte de masa) y la velocidad media del flujo en un punto particular del campo de flujo (corriente Euleriana) pueden tener muy probablemente direcciones opuestas. Aun más, si el flujo medio Euleriano es cero, el transporte de masa asociado no es siempre cero. Esto es, la diferencia entre la velocidad del flujo medio y del transporte de masa es esencialmente la misma que entre la velocidad media Euleriana y la Lagrangiana (Longuet-Higgins, 1953; Feng *et al.* 1986a y 1986b).

El estudio del intercambio de agua por marea ha sido ampliamente abordado con anterioridad en diferentes cuerpos costeros, p.ej. Stommel y Farmer (1952), Parker *et al.* (1972), Kawamura *et al.* (1972), Nakata *et al.* (1976), Tee (1976 y 1980), Ianello (1977, 1979 y 1981), Awaji *et al.* (1980), Imasato *et al.* (1980, 1982 y 1994), Tee *et al.* (1988), Ridderinkhof (1990) y Brown *et al.* (2000). En la gran mayoría de estos estudios, el intercambio por marea ha sido estudiado con base en los procesos de difusión turbulenta o de dispersión, por lo que la circulación residual inducida por la marea (CRIM) ha sido considerada como uno de los mecanismos de mayor importancia en el transporte de masa de largo plazo en los sistemas costeros. En estos estudios se ha cuantificado el intercambio de masa utilizando el concepto de razón de intercambio de marea (Kashiwai, 1984a), el cual comúnmente se calcula con base en el método Euler-Lagrange. Este método descrito inicialmente en Longuet-Higgins (1969) a su vez se basa en el movimiento Lagrangiano de las partículas de agua en las inmediaciones del canal de interconexión, obtenido de una interpolación del campo de velocidad Euleriano de las corrientes de marea. Intuitivamente, las partículas de agua que son transportadas hacia el interior del sistema lagunar a través de sus bocas, siguen una dinámica que es modulada por la circulación residual asociada a la rectificación de mareas, generando un desplazamiento neto debido a que la posición inicial de las partículas en el interior del sistema y la posición al cabo de 1 o más ciclos de marea no coinciden. Imasato *et al.* (1980) han encontrado que el esfuerzo horizontal de las corrientes y el cambio espacial del retraso de la fase de las corrientes no-lineales de la marea a través de un canal estrecho que conecta 2 bahías genera extensos desplazamientos de deriva de partículas

pasivas y como resultado un intercambio de agua entre los 2 sistemas costeros siempre y cuando no prevalezcan flujos estacionarios o turbulentos en las corrientes.

Por otro lado, Imasato (1983 y 1987) argumentó que el significado físico de la CRIM no tiene fundamento en las inmediaciones de un canal angosto, debido a que la no-linearidad de las corrientes de marea es lo suficientemente intensa como para que la teoría de la CRIM no sea aplicable. En su lugar, las perturbaciones transientes inducidas por la marea (con siglas en inglés TITE), temporalmente generadas por el desprendimiento del flujo asociado a las irregularidades de la línea de costa son los mecanismos relevantes en el estudio del intercambio por marea a través de canales estrechos (Imasato *et al.*, 1994). Estos autores encontraron un incremento en el esfuerzo horizontal de las corrientes y en el cambio espacial del retraso de la fase asociado al desarrollo de TITE's.

Imasato *et al.* (1980 y 1983), Awaji *et al.* (1980) y Ridderinkhof *et al.* (1990) han encontrado que un intenso desplazamiento de deriva de Stokes es inducido por un intenso cambio espacial tanto en el esfuerzo horizontal de las velocidades como en la fase de las corrientes de marea en la vecindad de un canal estrecho y como resultado un intercambio por marea efectivo es producido. Awaji (1982) realizó otro experimento de intercambio por marea en corrientes turbulentas de marea y encontró que el volumen de agua intercambiado no se incrementó demasiado debido a las características aleatorias de la turbulencia. Los mismos autores argumentaron que algunas partículas de agua son desplazadas a mayores distancias durante estos experimentos, en comparación con los desplazamientos experimentados en corrientes de marea no turbulentas demostrando que la turbulencia incrementa las áreas afectadas por el intercambio de marea.

Debido a la complejidad conceptual de estos procesos se menciona a continuación las aportaciones de algunas investigaciones a fin de entender los procesos involucrados en el intercambio por marea a través de canales estrechos.

Inicialmente, Stommel y Farmer (1952) presentaron un modelo conceptual de la respuesta del intercambio de marea a la geometría de la boca de entrada, en el caso límite en que ésta es estrecha. En el modelo sugerido por estos autores, el volumen de agua que sale de la bahía durante la fase de reflujó se dispersa uniformemente en las inmediaciones de la región exterior. Las velocidades de eflujo son intensas y por consiguiente lo es también el momentum de eflujo, debido a la aceleración generada por el ancho del canal. Por tanto las corrientes de reflujó forman una corriente de chorro transportando agua hacia el exterior. En la fase de flujo de la marea siguiente, el agua transportada hacia el interior de la bahía se distribuye uniformemente en las

inmediaciones de la boca. El resultado es que parte del agua que sale de la bahía durante la fase de reflujo no regresa al interior durante la de flujo, de tal manera que se tiene un mecanismo eficiente de ventilación de la bahía.

En ciertas condiciones en que la fricción del fondo no es importante, la vorticidad generada por la separación del flujo en ambos lados de la boca pueden generar circulaciones cerradas, resultando en un par de vórtices por marea (Kashiwai, 1984b; Van Senden y Imberger, 1990). La velocidad inducida del par de vórtices es tal que tienden a propagarse lejos de la boca, reduciendo la posibilidad de que el agua que circunda el par de vórtices regrese a su posición inicial durante un ciclo de marea. Kashiwai (1984b) mostró que en regímenes de baja fricción el par de vórtices puede persistir e interactuar con otros vórtices de la misma naturaleza durante varios ciclos de marea y por tanto afectar significativamente el intercambio por marea. En regímenes de fricción moderada los vórtices pueden desarrollarse y decaer dentro de un ciclo de marea. Mientras que en regímenes de intensa fricción del fondo, la vorticidad puede decaer antes que la formación de los vórtices sea desarrollada (Signal y Butman, 1992).

Ianello (1977) muestra que el transporte lagrangiano medio en un canal de marea homogéneo tiene un patrón de flujo de 2 capas. Este autor describe un flujo en superficie hacia la costa y un en profundidad hacia el mar abierto. Los valores de las corrientes residuales inducidas por la marea son del orden de 0.10 m/s en un canal de 10 m de profundidad con velocidades máximas de la corriente de marea que alcanzan 1.0 m/s asociadas a un forzamiento de marea de 1.0 m de amplitud. Ianello(1979) indica que la determinación no-lineal de las corrientes residuales inducidas por la marea son independientes de la distribución del campo de masa, sin embargo la determinación de ésta última es dependiente de la primera a través de los términos advectivos en las ecuaciones de transporte.

Ianello (1981) formula soluciones analíticas para las corrientes residuales en canales de marea homogéneos de profundidad y ancho variable, las aplicaciones de éstas soluciones analíticas resultaron en subestimaciones de las corrientes residuales cuando se aplican intensos gradientes en la geometría del canal, por lo que las variaciones de la velocidad a lo largo de los canales de marea son generadas como resultado de las variaciones de línea de costa y la batimetría. Najarian et al (1984) demuestran la aplicabilidad de un modelo numérico 2-D en la generación de corrientes residuales inducidas por la marea. Un análisis de sensibilidad del modelo utilizado indica que el patrón del flujo es opuesto al generado por un gradiente de la densidad, modulando también la distribución del campo de masa por advección. En canales

forzados con una pequeña amplitud de la marea, la corriente media es principalmente modulada por el forzamiento de la densidad. En estos casos, las corrientes de marea modifican únicamente el coeficiente de difusividad turbulenta.

### **III.3 Modelación de la oceanografía costera**

Importancia de la modelación numérica. Es posible obtener la distribución de las propiedades fisicoquímicas y de la concentración de alguna sustancia (contaminantes, nutrientes o algún otro material particulado o en suspensión) en un cuerpo de agua a partir de monitoreos regulares, sin embargo resulta económicamente costoso contar con la instrumentación adecuada además de los gastos que implica el tiempo de muestreo. Los datos obtenidos durante las expediciones regulares son desafortunadamente insuficientes para describir la variabilidad espacio-temporal de la distribución de dichas propiedades. En la mayoría de los casos la modelación numérica es un método conveniente de investigación con la que es posible analizar no solo la distribución y la variabilidad de un proceso oceánico sino también la dinámica que la determina.

Alcances de la modelación numérica. Actualmente no existe un modelo numérico del océano que simule los fenómenos físicos de todas las escalas espaciales y temporales de cualquier región oceánica, ya que existen limitaciones impuestas por la rapidez de los procesadores computacionales pero también por la imprecisión con la que se tienen entendidos algunos procesos físicos, como es el caso de la turbulencia. Es por estas razones que los diferentes intentos realizados para modelar numéricamente los procesos del océano se han diversificado en distintas clases. Algunos simulan únicamente la turbulencia en la capa límite del sistema, otros resuelven los procesos que prevalecen sobre las plataformas continentales y una gran mayoría resuelven la circulación de mesoescala de una región oceánica. Los modelos numéricos desarrollados en la actualidad son utilizados para estudios de diagnóstico y de pronóstico, del pasado o en tiempo real, a partir del análisis objetivo de los campos de densidad y los forzamientos atmosféricos. Con el avance actual de la tecnología desarrollada para la observación oceanográfica estos modelos han sido comprobados con observaciones en tiempo real. Por lo que las predicciones obtenidas de estos modelos han sido de gran utilidad para la industria pesquera, la navegación y las predicciones climáticas a largo plazo así como también para la investigación científica de los procesos oceanográficos.

Así mismo, los modelos numéricos del océano han llegado a ser más realistas como resultado de la optimización de las técnicas de implementación, el aumento en la rapidez de los procesadores computacionales y de los conjuntos de las bases de datos. Actualmente, los modelos numéricos son aplicados para resolver diversas escalas de movimiento que van desde las escalas costeras hasta la escala global. La gran importancia económica de las zonas costeras ha motivado el desarrollo de diversos tipos de modelos numéricos, los cuales se han enfocado en describir el sistema de corrientes costeras, el régimen de mareas, los procesos de mezcla y las ondas generadas por el viento (surges). Estos modelos se extienden desde la playa hasta los declives continentales. Para resolver adecuadamente los procesos costeros, los modelos numéricos requieren de la parametrización de la geometría de la línea costera, la batimetría, descargas de ríos y forzamientos atmosféricos. Usualmente estos modelos no se extienden ampliamente sobre las regiones profundas del océano, por lo que requieren de información adicional de las corrientes en las aguas profundas o bien de las condiciones físicas sobre los declives continentales.

Argumentación de la selección del modelo ECOM. Existen una gran variedad de modelos numéricos costeros que tienen diferentes objetivos de simulación al igual que diferentes modos de implementación. Los hay desde aquellos que consideran las ecuaciones primitivas hasta los que se basan en la aproximación cuasigeostrofica, utilizando una parametrización vertical por niveles o por capas en la forma espectral, regionales o globales, diseñados para un solo procesador o para trabajar en paralelo. Heaps (1987), Lynch *et al.* (1996) y Haidvogel (1998) han realizado una minuciosa revisión de una gran variedad de modelos numéricos de la circulación costera. Una descripción general de los modelos numéricos utilizados actualmente en proyectos de investigación oceanográfica costera se encuentra en la dirección del Internet [http://www.dvo.ru/bbc/ocean/ocean\\_models.html](http://www.dvo.ru/bbc/ocean/ocean_models.html).

El modelo hidrodinámico de la circulación costera ECOM fue él implementado en la región de estudio para los propósitos de esta tesis debido a que este modelo permite analizar la respuesta de la circulación costera a un forzamiento dinámico específico de forma independiente. Los forzamientos dinámicos que incorpora este modelo son el de la marea, por componentes armónicas o bien mediante una serie de tiempo predeterminada de la elevación del nivel del mar, el viento y condiciones atmosféricas en general (flujos de calor, precipitación, evaporación). ECOM considerado como problema de valores iniciales con condiciones en la frontera, permite analizar el ajuste de la circulación a una estructura termohalina 3-dimensional predeterminada. La disponibilidad documentada del acceso a los códigos computacionales del modelo fue también un

factor decisivo en su selección para el desarrollo del estudio aquí presentado. Con base en los resultados obtenidos de este análisis se cuantifico el balance hidrodinámico del sistema lagunar haciendo un estimación de los parámetros relacionados con el intercambio de masa: prisma de marea y tiempo de residencia. A continuación se mencionan las características generales del modelo mientras que los detalles de la formulación del modelo está incluida en el apéndice B de esta tesis. Una descripción más detallada de las singularidades del modelo se encuentran en Blumberg y Mellor (1987).

Características generales del modelo. ECOM resuelve el sistema de ecuaciones primitivas no-lineales de la hidrodinámica no estacionaria (tiempo dependiente) en 3 dimensiones, con base en las aproximaciones hidrostática y de Boussinesq, considerando el parámetro de Coriolis en la aproximación de plano- $\beta$ . Utiliza coordenadas- $\sigma$  para escalar la coordenada vertical por la profundidad del agua siguiendo la batimetría y coordenadas curvilíneas para resolver detalles de la línea costera y de los intensos gradientes horizontales. Incorpora el esquema semi-implícito desarrollado por Casulli (1990) el cual trata implícitamente el gradiente de presión barotrópico en las ecuaciones de momento y a la convergencia de la velocidad en la ecuación de continuidad. ECOM reproduce el campo 3D de velocidad consistente con el campo de densidad, incorporando un modulo de cerradura de la turbulencia de grado 2.5, desarrollado por Mellor y Yamada (1974; 1982) y corregido por Galperin *et al.* (1988), para resolver de manera realista los procesos de mezcla vertical.

ECOM fue diseñado originalmente para representar la física del océano lo más realista como sea posible, determinando el estado del arte de un sistema de mesoescala, abarcando fenómenos desde 10 hasta 100 km y una escala temporal de hasta 30 días de marea, dependiendo de el tamaño de la cuenca y la resolución de la malla computacional. Estas escalas de espacio y tiempo son las que comúnmente corresponden a los procesos físicos en regiones costeras y estuarios (Beardsley y Boicourt, 1981). Las simulaciones realizadas por este modelo son usualmente inicializadas desde el estado de reposo utilizando un campo de densidad inicial especificado en todos los puntos malla para simular la distribución 3D de los campos de velocidad, salinidad, temperatura y turbulencia. El modelo puede ser forzado de manera independiente tanto por los procesos de interacción océano-atmósfera, tales como el esfuerzo del viento y los flujos verticales de masa y calor en la interfase como por los campos preestablecidos de las corrientes geostróficas, de marea o de Ekman en las fronteras líquidas. Estudios de

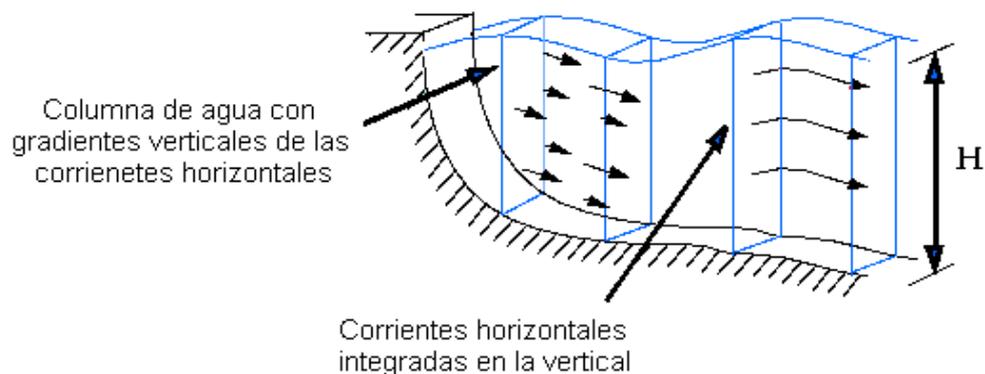
variabilidad de los campos simulados han sido realizados a partir de la interpretación de la respuesta a los forzamientos del modelo.

Roed *et al.* (1995) analizaron la precisión de los modelos costeros mediante una comparación de los flujos simulados por 5 modelos, incluyendo el modelo de Blumberg y Mellor, en casos típicos. Los autores encuentran que los modelos producen resultados diferentes, sin embargo una vez que los modelos fueron calibrados, las diferencias se minimizan. Estas diferencias fueron asociadas a los distintos esquemas de parametrización de los procesos de mezcla, vertical y horizontal, además de la resolución espacio temporal. Por su parte, Hackett *et al.* (1995) comparo 2 de los 5 modelos antes analizados en la simulación de flujos en la plataforma continental Noruega. Ambos modelos reproducen cualitativamente las características observadas de los flujos, pero ninguno de los 2 modelos reproduce cuantitativamente los detalles de las corrientes. La falta de resolución horizontal es atribuida a una inadecuada parametrización de los procesos de mezcla turbulenta como a cierta imprecisión en las condiciones iniciales y de frontera utilizadas.

Aspectos físicos considerados en ECOM. Los procesos costeros relacionados con la propagación de las mareas o las ondas generadas por el viento (surges) son aspectos importantes de la circulación de las aguas costeras. Para simular estos procesos se ha utilizado la condición de tapa rígida (Bryan, 1969) o de superficie libre (Killworth *et al.*, 1991). Sin embargo, estas condiciones imponen limitaciones en el paso de tiempo, introducido básicamente por los movimientos rápidos de las ondas de gravedad en la superficie generadas en la interfase océano-atmósfera. Para evitar estas limitaciones se ha implementado una técnica de corte como estrategia de solución de las ecuaciones del modelo. Esta técnica consiste en dividir la solución en 2 partes, un modo externo o barotrópico, el cual está gobernado por la forma de las ecuaciones integradas en la vertical y el modo interno o baroclinico, modulado por las ecuaciones 3D sin restricción alguna. En esta técnica de corte el modo baroclinico es resuelto en menor número de veces que el modo barotrópico, consistentemente con la lenta propagación de las perturbaciones internas comparadas con la rápida propagación de las ondas superficiales. Los modelos que tratan las ondas rápidas de manera implícita han sido desarrollados por Hurlburt *et al.* (1980) y acoplados a modelos por capas (Madala y Piacsek, 1977), mismos que han sido formulados en coordenadas sigma en ECOM (Blumberg y Mellor, 1987).

En general, los modelos oceánicos describen la respuesta de las variables del campo de densidad a los forzamientos atmosféricos de calor y momentum. Esta respuesta usualmente es

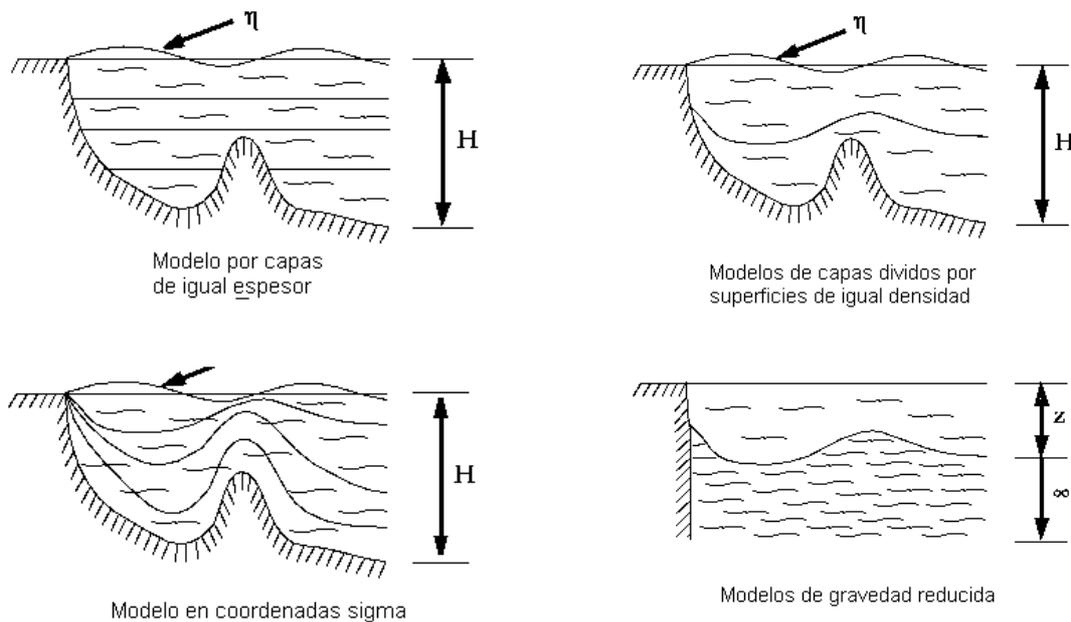
representada por los modos principales (eigenmodos) de un sistema de ecuaciones lineales (Gill, 1982). El primer modo corresponde al modo barotrópico. Los modos de mayor orden son los llamados modos baroclínicos y están asociados con las componentes de orden mayor del perfil vertical de la densidad. Los gradientes de presión asociados a la elevación de la superficie libre permanecen constantes con la profundidad. De tal forma que estos gradientes quedan descritos por el modo barotrópico. Por consiguiente, el sistema baroclinico no tiene asociado una elevación de la superficie libre, lo que corresponde a condiciones de frontera en la superficie del tipo tapa rígida. La importancia de los modelos barotrópicos es la de acoplar directamente la elevación de la superficie libre con el modo barotrópico además de poder resolver las ondas superficiales de gravedad. La implementación de los esquemas numéricos para resolver adecuadamente estas ondas es de gran importancia debido a las limitaciones impuestas por el paso de tiempo en el esquema computacional. Un esquema numérico eficiente es también indispensable en la incorporación de los modos baroclínicos. Una clase particular de los modelos baroclínicos son los llamados modelos de gravedad reducida.



**Figura III.6.** Esquema de representación del modelo barotrópico, en el que las propiedades de la columna de agua están integradas en la vertical.

ECOM al igual que la mayoría de los modelos discretizados en la vertical, utiliza las aproximaciones de aguas someras e hidrostática para conferir al modelo una tendencia semipermanente de la estructura en la vertical. Debido a que los procesos de mezcla turbulenta contribuyen considerablemente en la circulación de una columna vertical en aguas someras los modelos numéricos de la circulación costera han dado énfasis en resolver las capas de mezcla donde los procesos turbulentos tienen lugar. A fin de resolver las capas de mezcla en las capas límites del fondo y de la superficie en las regiones costeras con gradientes intensos de la

batimetría, ECOM utiliza coordenadas- $\sigma$  en la vertical. Sin embargo el cálculo de los términos de los gradientes de presión mediante la ecuación de momento en los puntos malla donde existan intensos gradientes de la batimetría regularmente produce grandes errores (Haney, 1991). Los diferentes métodos que han sido sugeridos para sobrellevar este problema son detalladamente explicados en Kliem y Pietrzak (1999). Otro problema que existe, asociado con los intensos gradientes de la batimetría, es el llamado inconsistencia hidrostática, el cual puede ser únicamente reducido suavizando el gradiente, lo que reduce el grado de simulación realista.



**Figura III.7.** Parametrización de la vertical en los modelos numéricos del océano. En los esquemas se indica H como la profundidad del fondo,  $\eta$  es la elevación de la superficie libre y z es el espesor de la capa activa en modelos de gravedad reducida.

Es conveniente distinguir entre los modelos integrados en la vertical y los modelos de perfil o más comúnmente conocidos como modelos difusivos o diferenciales. El nombre asignado va de acuerdo con la forma en que se resuelven las ecuaciones de movimiento, la primer designación corresponde a los que resuelven las ecuaciones integradas en la vertical en toda la columna de agua a lo largo de la capa, y los segundos a los que resuelven las ecuaciones en la forma diferencial, sin integración en la vertical. Los modelos integrados en la vertical presuponen la existencia de un capa de mezcla y consideran los cambios en su contenido de calor y momento debido a un *entrainment* de calor y momento en la superficie y en el fondo de la capa de mezcla. Ejemplos de modelos integrados en la vertical son Niiler (1975; 1981) y el modelo de Garwood

(1977). Entre los modelos del tipo difusivos se encuentra el de Mellor-Yamada (1982), el cual tiene varios grados de cerradura de turbulencia (2, 2.5, etc.). Un análisis detallado de las comparaciones entre los diferentes modelos existentes se puede encontrar en Martin (1985) y Kantha y Clayson (1993) quienes utilizan la misma base de datos meteorológicos e hidrográficos en diversas regiones del Globo para calcular la realización de cada modelo. ECOM está diseñado para resolver ambos modos, barotrópico y baroclínico. Un número finito de pasos de tiempo del modo barotrópico, dentro de cada paso de tiempo del modo baroclínico, son realizados para resolver la superficie libre y las ecuaciones de movimiento integradas en la vertical en forma independiente de el transporte de volumen y el esfuerzo de la velocidad vertical. La turbulencia es parametrizada en forma realista utilizando un esquema de cerradura propuesto por Mellor y Yamada (1982), en el cual los coeficientes de difusión turbulenta varían con el tamaño de la escala de las perturbaciones que producen la mezcla y el esfuerzo cortante del flujo.

La circulación del modo barotrópico es generalmente modulada por 2 tipos de forzamientos, el esfuerzo del viento en la superficie y por las fuentes o sumideros del flujo de masa en las fronteras del cuerpo de agua. Las fuentes corresponden a las corrientes que penetran en el cuerpo de agua debido al forzamiento del viento en la región adyacente, o bien, que penetran simplemente para remplazar las masas de agua que salen del cuerpo de agua por la acción del viento o por los gradientes baroclínicos de presión. Los sumideros son originados por las corrientes de dirección contraria a las que dan lugar a las fuentes.

La energía contenida en los cuerpos de agua está principalmente determinada por el intercambio de energía a través de la superficie. Las mediciones de los flujos de calor tales como radiación solar o atmosférica, flujo de calor sensible o latente son usualmente difícil de obtener de manera diferencial en todo el dominio de modelación, por lo que son frecuentemente parametrizados en términos de flujo, a partir de los datos atmosféricos comúnmente medidos. El cálculo de los flujos de calor se realiza en ECOM utilizando la formulación descrita en Ahsan y Blumberg, (1999), Rosati y Miyakoda, (1988) y Large y Pond, (1982). En general, la fricción es la que modula la cantidad de energía almacenada durante una simulación numérica en el rango de las longitudes de onda de acuerdo con el tamaño de la malla computacional. Los términos no lineales de la turbulencia en 3-dimensiones genera una cascada de energía hacia las pequeñas longitudes de onda. La fricción de fondo es parametrizada en cualquiera de las dos formas, lineal o no lineal.

Los esquemas numéricos empleados para resolver las ecuaciones de la dinámica de fluidos geofísicos están rigurosamente detallados en Grammelvedt (1969), O'Brien (1985) y Mesinger y Arakawa (1976). En general, los esquemas numéricos que resuelven las ecuaciones diferenciales parciales dependientes del tiempo pueden ser explícitos o implícitos. Un esquema es explícito si el esquema numérico está centrado en tiempo y es implícito si está adelantado en tiempo. ECOM El tratamiento implícito de las ecuaciones barotrópicas requiere de la inversión de matrices en la forma directa o por métodos de iteración. En el caso explícito, el hecho de evitar la necesidad de una matriz inversa para resolver las ecuaciones de movimiento en cada paso de tiempo impone una restricción del paso de tiempo de la simulación. Esta restricción está impuesta por la condición de estabilidad de Courant-Friedrichs-Levy (CFL).

Los esquemas de diferencias finitas utilizados en ECOM puede ser de 3 tipos: algoritmos de diferencias centradas, "upwind" y de advección multidimensional definida positiva (MPDATA). Los esquemas de diferencias centradas tienen una precisión de segundo orden en tiempo y en espacio y conservan energía, temperatura, salinidad, masa y momento. Esto es no generan difusión numérica y son computacionalmente eficientes. No obstante, este método no es definido positivo, esto es valores negativos de temperatura y salinidad (físicamente imposibles) pueden llegar a ser generados en la resolución numérica de las ecuaciones primitivas. Así mismo, ondulaciones numéricas pequeñas (ripples) pueden ser generadas en las vecindades de los frentes. En cambio, esquemas de diferencias "upwind" son de primer orden de precisión por lo que pueden generar difusión numérica significativa en la solución. No obstante, este algoritmo es definido positivo por lo que tiene una eficiente estabilidad computacional. El esquema MPDATA fue implementado en el modelo para analizar el transporte de frentes oceánicos. Este método está ampliamente descrito en Smolarkiewicz (1984), Smolarkiewicz y Clark (1986) y Smolarkiewicz y Grabowski (1990).

Las variables de salida del ECOM son representadas en una malla denominada malla-C por Mesinger y Arakawa (1976). Este tipo de malla ha sido comprobada ser el arreglo de malla más efectivo para modelos de alta resolución. Los coeficientes de mezcla horizontal de momento, calor o salinidad son utilizados para parametrizar todos los procesos que no han sido resueltos en la malla numérica.

## **Capítulo IV. Experimentación oceanográfica en el sistema lagunar BM-BA**

### **IV.1. Estudios experimentales de las condiciones hidrofísicas del sistema BM-BA**

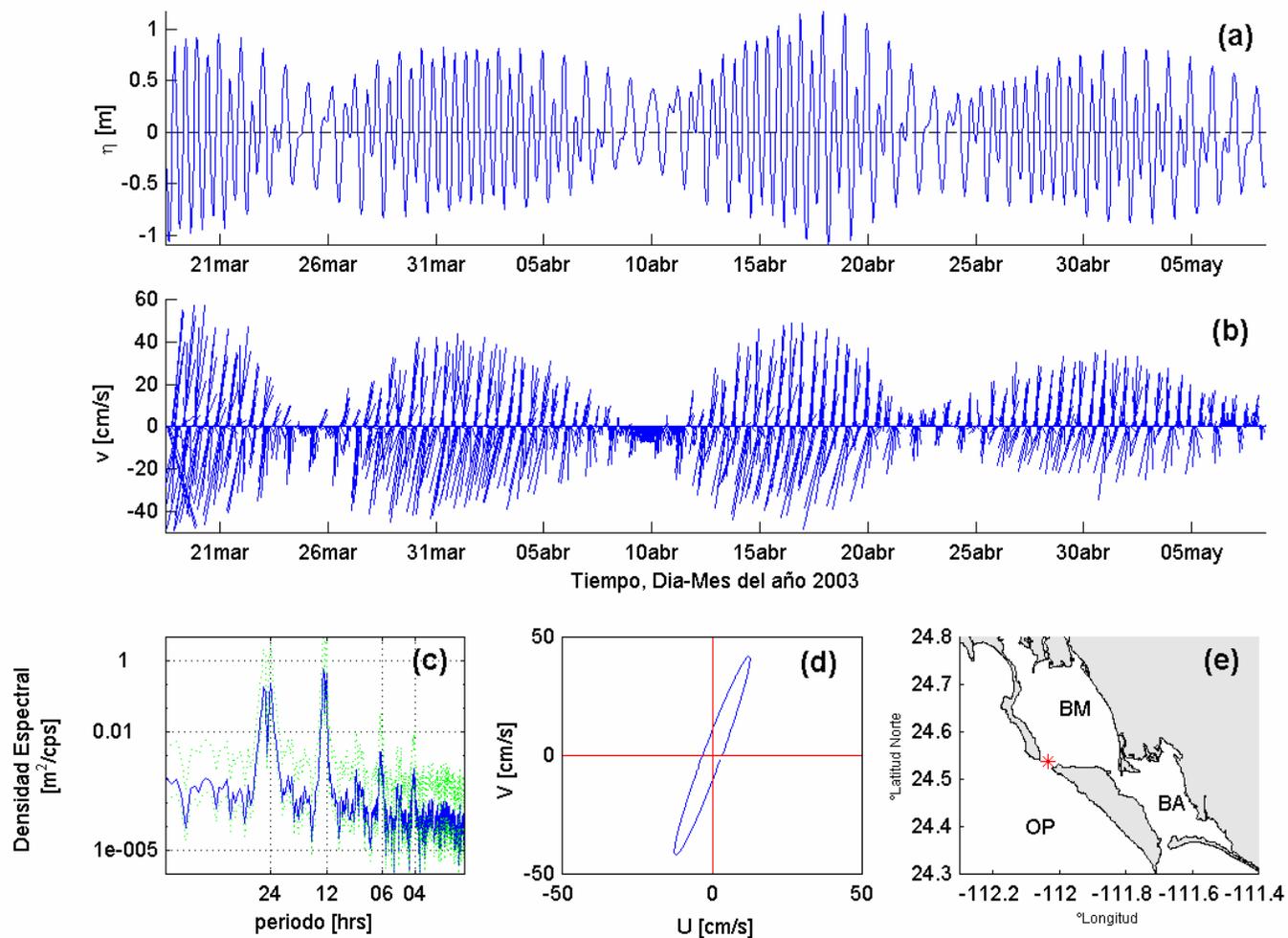
A partir del desarrollo de la metodología descrita en la sección II.2.1 se realizó el análisis de los datos oceanográficos experimentales. Las limitaciones del análisis de los datos estuvieron intrínsecamente asociadas a los métodos utilizados para su obtención. Así por ejemplo, la duración de las campañas de muestreo fue menor que 3 días, por lo que a lo más se lograron resolver 6 ciclos de la marea en cada campaña de muestreo. Las mediciones de los perfiles de CTD en la red de estaciones (Fig. II.2) no fueron simultáneas, esto es los registros obtenidos durante estas mediciones corresponden a instantes distintos de la fase de marea, además de que se realizó un único perfil en cada estación por campaña, por lo cual la variabilidad de los parámetros medidos tienen mezcladas las variaciones espaciales y temporales asociadas a las frecuencias intermareales. No obstante, con los datos obtenidos de CTD en las diferentes campañas fue posible describir un escenario “muestra” correspondiente a cada muestreo, el cual es considerado en este trabajo como el campo representativo de las condiciones hidrofísicas típicas de cada una de las 4 estaciones climáticas del ciclo anual.

Esta representación del campo promedio de las propiedades termohalinas en conjunto con los datos obtenidos de los anclajes colocados en las bocas y canales del sistema lagunar, fueron utilizados para caracterizar:

1. La marea y su variabilidad;
2. La estructura termohalina tanto del interior del sistema como del mar abierto adyacente y su variabilidad intermareal y estacional;
3. La variabilidad intermareal de las corrientes en los canales del sistema.
4. El forzamiento oceánico que actúa sobre el sistema lagunar.

#### **IV.1.1. Caracterización de la marea**

El análisis de los datos del anclaje con mayor duración (53 días) que fue colocado en la boca BM en el periodo Marzo-Mayo del 2003 se muestra en la Fig. IV.1. El gráfico IV.1(a) muestra la serie temporal del promedio horario de las variaciones del nivel del mar. El rango de la amplitud varió de 0.70 m durante la marea muerta (observado el 10 de abril) hasta 2.30 m para la marea viva (observado el 18 de abril). El rango de la amplitud durante la marea viva fue entonces 3.29 veces el de la marea muerta.



**Figura IV.1.** Análisis de las mediciones del correntímetro anclado en la boca BM (e), durante el periodo 19 Marzo – 8 de Mayo del 2003, en el que se incluye (a) la serie de tiempo de los promedios horarios de la elevación del nivel del mar ( $\eta$ ); (b) la serie de tiempo de la corriente de marea ( $v$ ) representada en la forma de diagrama de astillas. (c) El espectro de potencias de la serie de tiempo de  $\eta$  con un intervalo de confianza del 95% (indicado con la línea punteada). (d) La elipse de marea referida a un sistema de coordenadas cartesiano ortogonal.

El espectro energético de las variaciones del nivel del mar (Fig. IV.1c) muestra los picos de máxima densidad espectral en las frecuencias correspondientes a la marea diurna (K1, O1) y semidiurna (M2, S2). Las amplitudes de las componentes armónicas principales de las variaciones del nivel del mar fueron calculadas utilizando los programas de análisis de mareas T\_TIDES (Pawlowicz *et al.*, 2002). Las amplitudes de las frecuencias que fueron resueltas durante el periodo de muestreo se presentan en la Tabla IV.1.

**Tabla IV.1.** Amplitud de las componentes armónicas principales resueltas de la descomposición armónica de la serie de datos de 53 días de la variación de la presión obtenida en Mar03.

COMPONENTE ARMONICA DE LA MAREA	PERIODO [hrs]	AMPLITUD [m]	VARIANZA EXPLICADA
Lunar Semidiurna (M2)	12.42	0.48	36%
Solar Semidiurna (S2)	12	0.34	25%
Lunar Diurna Decl. (K1)	23.94	0.21	16%
Lunar Diurna Decl. (O1)	25.82	0.17	12%
Lunar Semidiurna (N2)	12.66	0.13	10%
Restantes (M4, S4, MF, SM2, etc)	varios	< 0.01	1%
<b>RANGO</b> 2.66±0.011 m			

La comparación entre las componentes principales diurnas y las semidiurnas de la marea:  $F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2} = 0.47$ , resulta que  $0.25 < F < 1.5$ . Por lo que el criterio de Bowden (1983), indica que la marea sobre esta región es de carácter mixta y principalmente semidiurna. Esta caracterización concuerda con los 2 eventos de mareas altas y los 2 de mareas bajas que se observan diariamente en las variaciones del nivel del mar (Fig. IV.1a). Aproximadamente existe un retraso de 50 min. en la amplitud de la marea para alcanzar la altura extrema (máxima o mínima) entre 2 días consecutivos, esto como resultado de que la componente principal de la marea es la semidiurna lunar (M2) cuyo periodo (12.42 hrs) no es un múltiplo entero de las 24 horas que dura un día solar.

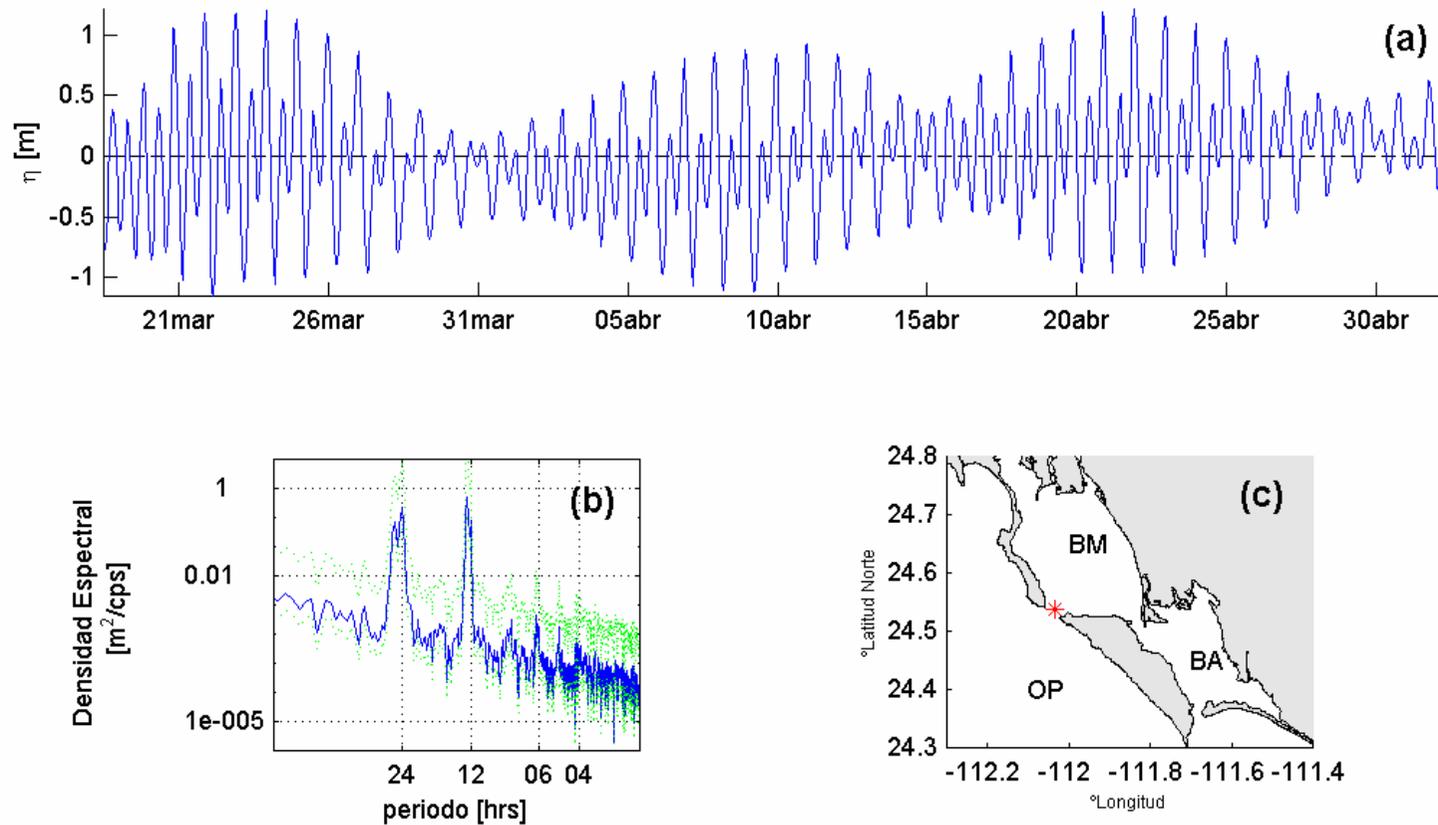
Los picos de energía correspondientes a los periodos de mareas de aguas superficiales (overtides), aproximadamente 4 hrs., no se comparan estrictamente de manera significativa con las componentes semidiurnas de la marea oceánica. La razón  $M_4/M_2$ , indicativa de la magnitud de la atenuación de la marea oceánica a la de una bahía (Aubrey y Speer, 1985) es 2%. La

generación de mareas de aguas someras es una medida de los efectos no-lineales del sistema como es la interacción de las corrientes de marea con la batimetría local (Friedrich *et al.*, 1992).

Asociado a los movimientos verticales de la superficie libre se presentan movimientos horizontales en toda la columna de agua, los cuales son referidos como las corrientes de marea. La Fig. IV.1(b) muestra la serie de tiempo de las corrientes en 0.40 m encima del fondo de la posición del anclaje en la boca BM durante el periodo Marzo-Mayo del 2003 (Fig. IV.1e). Las intensidades máximas se presentaron durante las fases de flujo y reflujo de la marea, cuando la tangente a la curva de la amplitud de marea fue aproximadamente máxima, análogamente las velocidades mínimas se presentan durante los instantes de la marea parada, esto es cuando la tangente a la curva de marea es aproximadamente igual que cero. Los vectores horarios de estas corrientes cambian gradualmente de dirección con el tiempo dependiendo de la fase de la marea.

Durante el tiempo de duración del anclaje Mar03, la intensidad máxima media fue de 0.45m/s – 0.47 m/s correspondiente a las fases de flujo-reflujo de la marea viva y 0.12 m/s – 0.26m/s en las de flujo-reflujo de la marea muerta. Esto es las corrientes de reflujo alcanzaron intensidades mayores que las de flujo en la boca BM, y las corrientes fueron 3.7 y 1.8 veces más intensas durante la marea viva que en la muerta, en las fases de flujo y reflujo respectivamente. La excursión de la marea M2 varió de 3.6 a 6.5 km entre las fases de marea muerta y marea viva. La dirección principal de las corrientes de marea durante el tiempo de muestreo está representada con la elipse de marea (Fig. IV.1d). El eje mayor está orientado de suroeste a noreste con una inclinación aproximada de 73° hacia el norte, casi perpendicular a la longitud transversal de la boca. La excentricidad de la elipse es de 0.05, debido al comportamiento principalmente bidireccional de las corrientes en la boca.

Desafortunadamente debido a una falla del aparato de medición, los datos de las corrientes obtenidas durante el anclaje de 45 días en la boca BM (May02) son incongruentes a las variaciones del nivel del mar registrados en este mismo periodo, por lo que una comparación de los datos entre ambos anclajes únicamente fue posible con las variaciones del nivel del mar. El análisis de los datos del anclaje con duración de 45 días que fue colocado en la boca principal de BM en el periodo Mayo-Junio del 2002 se muestra en la Fig. IV.2. El gráfico IV.2(a) muestra la serie temporal del promedio horario de las variaciones de nivel del mar. El rango de la amplitud varió de 0.25 m durante la marea muerta (observado el 3 de Junio) hasta 2.30 m para la marea viva (observado el 26 de Mayo). El rango de la amplitud durante la marea viva es en este caso 3.8



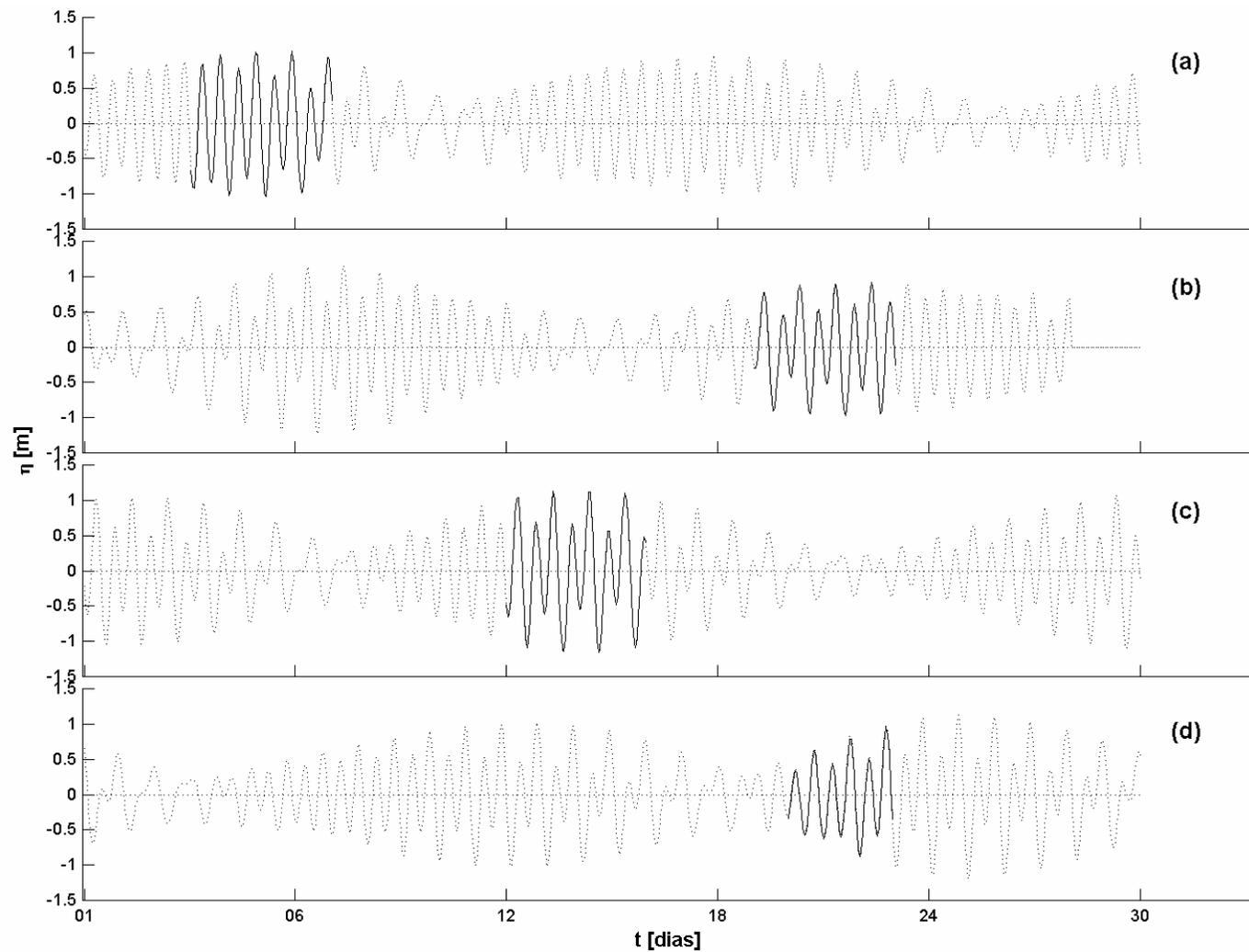
**Figura IV.2.** Análisis de las mediciones del correntímetro anclado en la boca BM (c), durante el periodo 21 Mayo – 5 de Julio del 2002, en el que se incluye (a) la serie de tiempo de los promedios horarios de la elevación del nivel del mar ( $\eta$ ) y (b) el espectro de potencias de la serie de tiempo de  $\eta$  con un intervalo de confianza del 95% (indicado con la línea punteada).

veces el de la marea muerta. El espectro energético de las variaciones del nivel del mar (Fig.IV.2c) muestra similarmente las frecuencias principales de la variación de la marea (M2, S2, K1 y O1). Las amplitudes de las frecuencias resueltas durante el periodo de muestreo se presentan en la Tabla IV.2. La comparación entre las componentes principales diurnas y las semidiurnas de la marea queda en este caso:  $F=1.35 < 1.5$ , prevaleciendo el carácter de marea mixta y principalmente semidiurna según el criterio de Bowden (1983). A diferencia del anclaje Mar03 en este caso la componente diurna K1 de la marea constituye el 26% de la varianza total de la marea, correspondiente a una disminución de la amplitud de la componente armónica S2 (de 14cm). A si mismo se encontró una disminución en la amplitud de la componente armónica N2 (de 0.12 m), resultando en una diferencia en el rango total (de 0.15 m.) en la marea registrada en el anclaje de May02 respecto de la de Mar03.

**Tabla IV.2.** Amplitud de las componentes armónicas principales resueltas de la descomposición armónica de la serie de datos de 45 días de la variación de la presión obtenida en May02.

COMPONENTE ARMONICA DE LA MAREA	PERIODO [hrs]	AMPLITUD [m]	VARIANZA EXPLICADA
Lunar Semidiurna (M2)	12.42	0.48	38%
Solar Semidiurna (S2)	12	0.20	15%
Lunar Diurna Decl. (K1)	23.94	0.31	24%
Lunar Diurna Decl. (O1)	25.82	0.18	14%
Lunar Semidiurna (N2)	12.66	0.10	8%
Restantes (M4, S4, MF, SM2, etc)	varios	< 0.01	1%
<b>RANGO</b> 2.54±0.011 m			

Con base en las variaciones de la marea obtenidas de la base de datos del programa de predicción de mareas “Tides” ([www.arachnoid.com/JTides](http://www.arachnoid.com/JTides)), se observa que las diferentes campañas de muestreo de la marea en el interior del sistema lagunar, fueron realizadas aproximadamente en la misma fase del ciclo de la marea lunar (Fig. IV.3). Esta fase corresponde a la de la marea viva en las campañas de Abr00, Feb01 y Nov01 y en la fase creciente (muerta a viva) durante May02. El rango de marea predicho en el interior del Canal San Carlos, durante la fase viva fue de aproximadamente 2.0 m, mientras que en la fase creciente el rango vario de 0.8 m hasta 2.0 m.



**Figura IV.3.** Series de tiempo del nivel del mar ( $\eta$ ), de cada hora, durante los meses de las campañas de muestreo (a) Abr00, (b) Feb01, (c) Nov01 y (d) May02 (línea punteada), indicando en cada caso el periodo de muestreo (línea continua). Datos obtenidos del paquete computacional de predicción de mareas “Tides” en el punto geográfico 112.12°W, 24.78°N localizado en el interior del Canal San Carlos.

El rango de la marea medido en cada campaña de muestreo en el interior del sistema se enlista en la Tabla IV.3, mientras que en la Tabla IV.4 se muestran los valores de la intensidad de corriente máxima y promedio, en cada una de las fases flujo-reflujo de la marea, así como también la excursión de la marea asociada a la componente M2.

Estos resultados indican que la mayor amplitud del forzamiento de marea ( $>2$  m) se presenta en la boca BM durante Nov01 y May02. Las alturas del nivel del mar en los canales de interconexión resultaron comparativamente menores que el forzamiento en la boca BM durante Nov01 y May02 y mayores durante Abr00 y Feb01. Consistentemente, las corrientes horizontales durante Nov01 fueron, en la boca BM, las de mayor intensidad y en Canal Gaviotas las de menor intensidad. En general, las intensidades promedio de las corrientes en un mismo anclaje difieren en menos que 0.03 m/s para cada fase de flujo-reflujo de la marea, siendo mayores las de flujo que las de reflujo durante Nov01 y viceversa durante el resto de las campañas. Estas diferencias son consistentes con las encontradas en las mediciones de corrientes obtenidas con el anclaje de largo tiempo (Mar03) que fueron descritas anteriormente.

Desafortunadamente los anclajes realizados en las diferentes campañas para una misma región, no siempre fueron colocados en la misma posición geográfica (Fig. II.1), por lo que las diferencias de las variables medidas en los diferentes anclajes no representan en todos los casos su variabilidad temporal. Los anclajes que representan en mayor medida esta variabilidad son el de Canal San Carlos (Feb01 y May02), Abr00, en la boca BM (Feb01 y May 02 y Abr00) y en Canal Gaviotas (las 4 campañas).

Las mediciones de las variables de marea que fueron registradas aproximadamente en la misma localidad en la boca BM (dentro de un radio de 0.5 km), corresponden a la región que dista en menos que 0.6 km de la punta noroccidental de la boca. En esta región el nivel del mar medio fue menor durante Abr00 y mayor durante May02, inversamente a la intensidad de las corrientes, las cuales fueron mayores en Abr00 y menores en May02. Esta relación recíproca entre el nivel del mar y las corrientes se presenta similarmente en la variabilidad temporal de la marea en Canal San Carlos y Canal Gaviotas durante las diferentes campañas (ver Tabla IV.3 y Tabla IV.4).

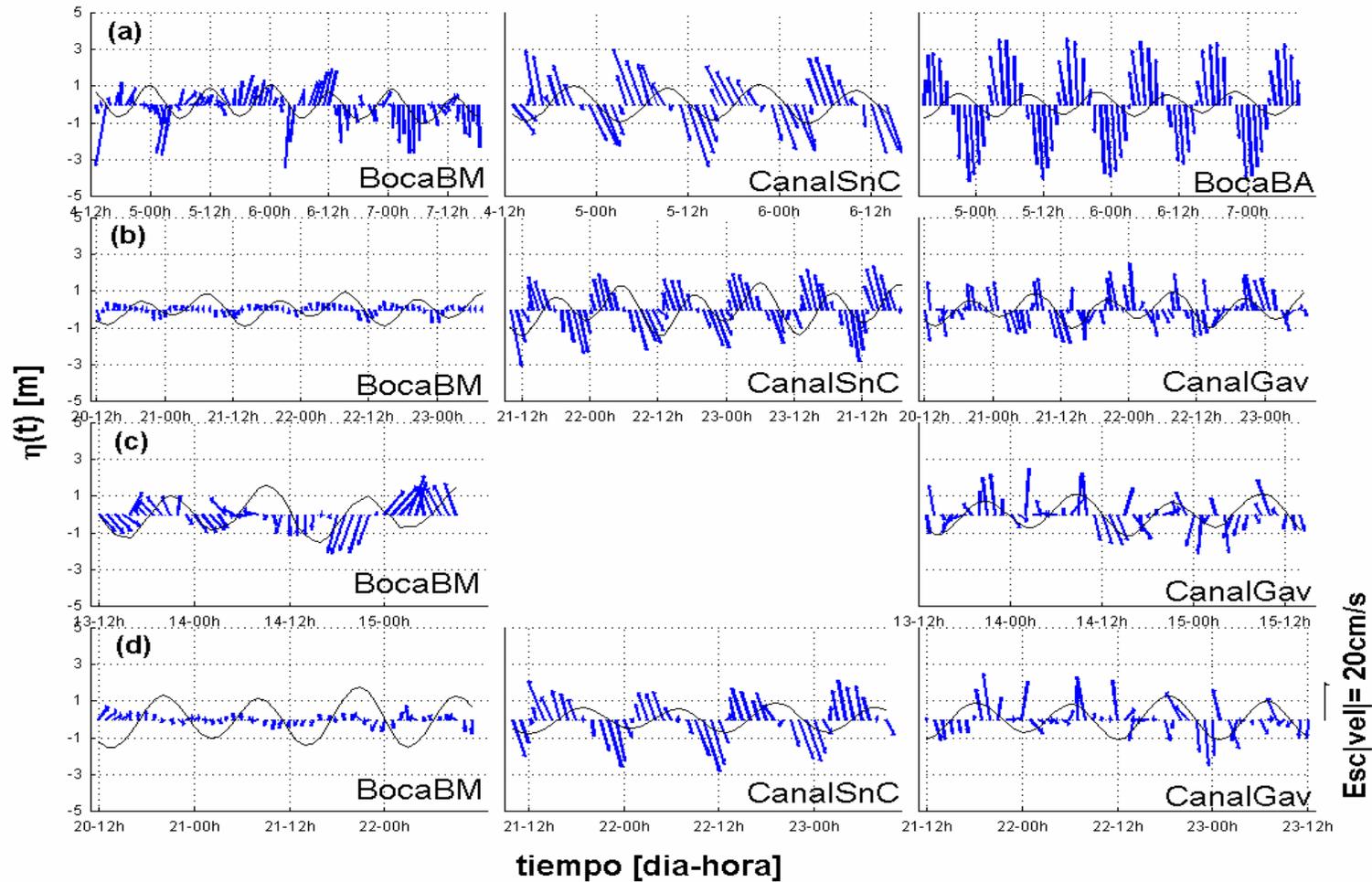
Las variaciones del nivel del mar que fueron medidas en los distintos puntos de anclaje para cada campaña de muestreo se presentan superpuestas a las corrientes horizontales en la Fig.IV.4. Una diferencia apreciable en las variaciones diarias del nivel del mar, entre las diferentes campañas, es la altura alcanzada por los 2 eventos de marea alta o marea baja.

**Tabla IV.3.** Rango de la marea (R) registrado mediante los anclajes de correntímetros durante las diferentes campañas oceanográficas.

Campaña de medición	Lugar de anclaje	R [m]
Abr00	BocaBM	1.70
	Canal SnCarlos	1.90
	BocaBA	1.30
Feb01	BocaBM	1.30
	Canal SnCarlos	2.10
	Canal Gaviotas	1.40
Nov01	BocaBM	2.40
	Canal Gaviotas	1.80
May02	BocaBM	2.20
	Canal SnCarlos	1.80
	Canal Gaviotas	2.05

**Tabla IV.4.** Intensidades de la corriente de marea ( $|v|$ ) y la excursión de la marea ( $\Delta x$ ) asociada durante el periodo de la marea M2 (máxima/promedio), para las fases de flujo y reflujos de la marea en las diferentes campañas realizadas.

Campaña de medición	Lugar de anclaje	Flujo		Reflujo	
		$ v $ [m/s]	$\Delta x$ [km]	$ v $ [m/s]	$\Delta x$ [km]
Abr00	BocaBM	0.41 /0.28	5.83/3.98	0.55 /0.31	7.83/ 4.41
	Canal SnCarlos	0.47 /0.30	6.69/4.27	0.49 /0.30	6.97/4.27
	BocaBA	0.47 /0.33	6.69/4.70	0.53 /0.36	7.54/5.12
Feb01	BocaBM	0.26 /0.22	3.70/3.13	0.31 /0.24	4.41/3.42
	Canal SnCarlos	0.38 /0.25	5.41/3.56	0.43 /0.25	6.12/3.56
	Canal Gaviotas	0.33 /0.21	4.70/2.99	0.32 /0.21	4.55/2.99
Nov01	BocaBM	0.69 /0.53	9.82/7.54	0.61 /0.50	8.68/7.12
	Canal Gaviotas	0.26 /0.15	3.70/2.13	0.28 /0.14	3.98/1.99
May02	BocaBM	0.24 /0.15	3.42/2.13	0.20 /0.16	2.84/2.28
	Canal SnCarlos	0.46 /0.32	6.55/4.55	0.52 /0.35	7.40/4.98
	Canal Gaviotas	0.34 /0.20	4.84/2.85	0.32 /0.18	4.55/2.56



**Figura IV.4.** Series de tiempo del nivel del mar ( $\eta$ ), mostrada en línea continua, y de los vectores de corriente ( $v$ ), mostrados como flechas, de cada hora, en las campañas de medición: (a) Abr00, (b) Feb01, (c) Nov01 y (d) May02, obtenidas de los anclajes colocados en las regiones indicadas en cada caso.

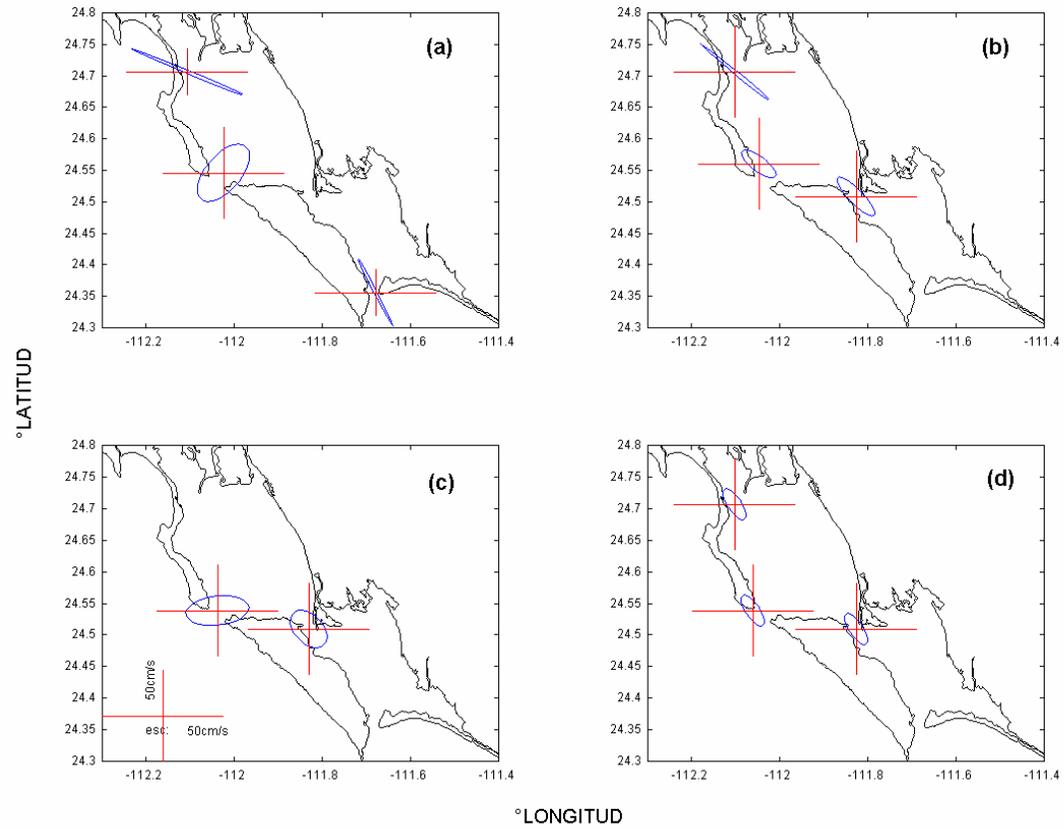
Esta característica, denominada la desigualdad diurna de la marea corresponde a la superposición de las componentes armónicas diurnas y semidiurnas de la marea (Bowden, 1983), es fácilmente apreciable en el sistema lagunar BM-BA durante las campañas de Feb01 y Nov01 (Figs. IV.4, b y c). La diferencia diurna de estas campañas fue de aproximadamente 0.5 m entre los máximos consecutivos durante un mismo día, mientras que en las campañas Abr00 y May02 la desigualdad diurna fue ligeramente apreciada (Figs. IV.4, a y d). Localmente esta desigualdad se presentó con mayor intensidad en los canales de interconexión (C. San Carlos y C. Gaviotas).

Las variaciones de las corrientes estuvieron moduladas por las variaciones del nivel del mar, corrientes positivas se presentan durante el flujo en los anclajes de las bocas de BM, BA y en Canal San Carlos (Figs. IV.4, a, b y d) y durante el reflujo en el de Canal Gaviotas (Fig. IV.4c). En estos diagramas, el signo de las corrientes indican la dirección de las mismas referido a un sistema de representación ENU (Este, Norte), los valores positivos representan las corrientes dirigidas hacia estas direcciones y en sentido contrario para los valores negativos. En cualquier caso, la dirección de los vectores varía como la pendiente a la curva de la amplitud de la marea, hasta alcanzar la dirección aproximadamente opuesta durante las fases opuestas de la marea (desfase de 90° respecto del instante anterior). En general, la evolución temporal de las corrientes sobre el Canal San Carlos y en la boca BA presenta una mayor simetría direccional entre las fases de flujo y reflujo que en la de las corrientes sobre la boca BM y sobre el Canal Gaviotas.

La varianza tanto de la magnitud como de las direcciones de las corrientes, a lo largo de un ciclo de marea, se representa por las elipses de marea (Fig. IV.5). Las diferentes elipses generadas tienen las excentricidades y orientaciones enlistadas en la Tabla IV.5.

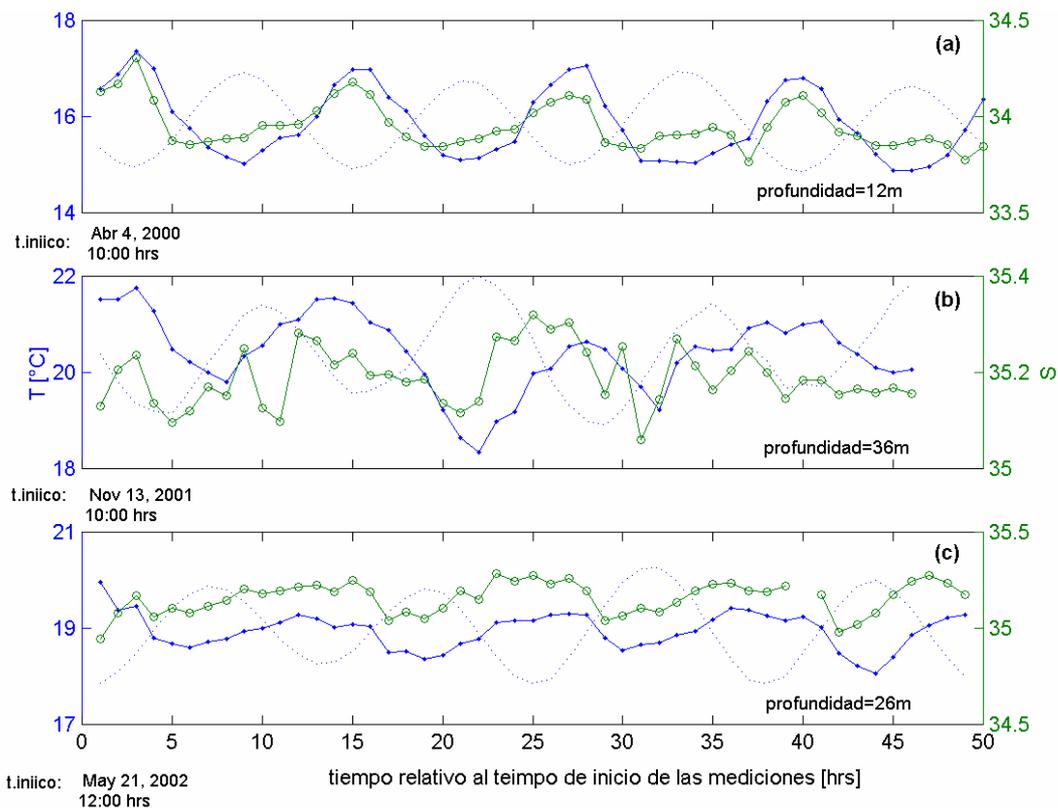
**Tabla IV.5.** Valores de la excentricidad ( $\epsilon$ ) y del ángulo de orientación del semieje mayor ( $\Theta$ ) respecto del eje horizontal cartesiano.

Campaña de medición	Lugar de Anclaje	$\epsilon$	$\Theta$
Abr00	Boca BM	0.46	62
	Canal San Carlos	0.04	132
	Boca BA	0.02	101
Feb01	Boca BM	0.36	132
	Canal San Carlos	0.04	133
	Canal Gaviotas	0.26	125
Nov01	Boca BM	0.60	11
	Canal Gaviotas	0.59	117
May02	Boca BM	0.64	15
	Canal San Carlos	0.25	112
	Canal Gaviotas	0.32	115



**Figura IV.5.** Elipses de la marea en los puntos de anclaje de las campañas de muestreo: (a) Abr00, (b) Feb01, (c) Nov01 y (d) May02 realizadas en BM-BA. Los ejes horizontal y vertical están referidos a la magnitud de escala indicada en (c) como “esc”.

Las Fig. IV.6 muestra las variaciones de la temperatura y la salinidad superpuestas con las de la marea. La variabilidad diaria de la temperatura en las capas del fondo presenta correlación con la variación de la marea en las 3 estaciones de muestreo en diferentes épocas del año (Fig. IV.6). Ambas variables se incrementaron durante el reflujó de la marea y disminuyeron durante el flujo. Este patrón de variación intermareal fue más evidente en la boca de BM donde se registró un rango de variación de hasta 3°C de temperatura, no obstante el rango de variación de la salinidad en los canales de interconexión del sistema, C. San Carlos y C. Gaviotas, fue mayor que el que se presentó la Boca de BM. Las variaciones de los parámetros termohalinos asociadas a procesos de otra naturaleza, como pueden ser el forzamiento del viento y el oleaje, fueron registradas principalmente en la boca de BM. El incremento de las variables termohalinas durante el reflujó de la marea se asocia a un transporte de aguas más cálidas y más salubres desde las zonas más alejadas de la boca de BM. Las condiciones inversas se presentan durante el flujo de la marea.



**Figura IV.6.** Series de tiempo de los datos del nivel del mar (en línea punteada), de la temperatura (T), en línea continua con marcadores de punto, y de la salinidad (S), en línea con marcadores de círculo, obtenidos durante los anclajes instalados a la profundidad indicada durante las campañas de (a) Arb00, en el exterior de Canal san Carlos, (b) Nov01, en la boca BM y (c) May02, en Canal Gaviotas, indicando en cada caso el tiempo de inicio (t.ini) del registro de las mediciones.

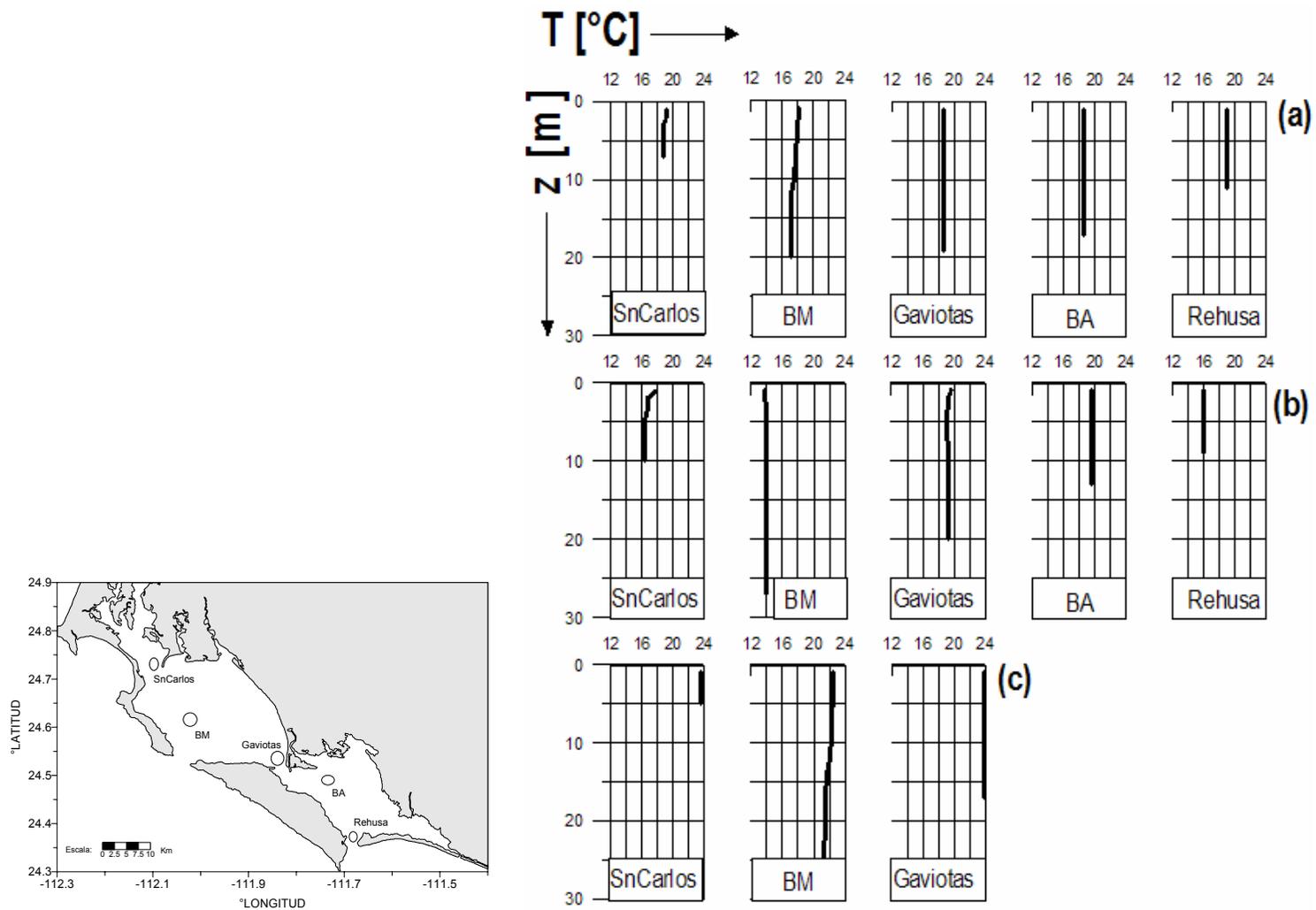
### IV.1.2. Estructura termohalina y su variabilidad

A partir de los registros de los perfiles verticales de temperatura y salinidad obtenidos mediante el uso del CTD, en la red de estaciones mostradas en la Fig. II.2 durante las campañas de mediciones enlistadas en la sección II.1, se describió la estructura termohalina en el interior del sistema lagunar BM-BA para cada campaña de muestreo. Las variaciones espaciales de esta estructura son mostradas en las distribuciones horizontales por capas en la vertical y a lo largo de secciones transversales, mientras que las variaciones temporales son descritas estacionalmente por una comparación entre las distribuciones obtenidas en las distintas campañas de medición.

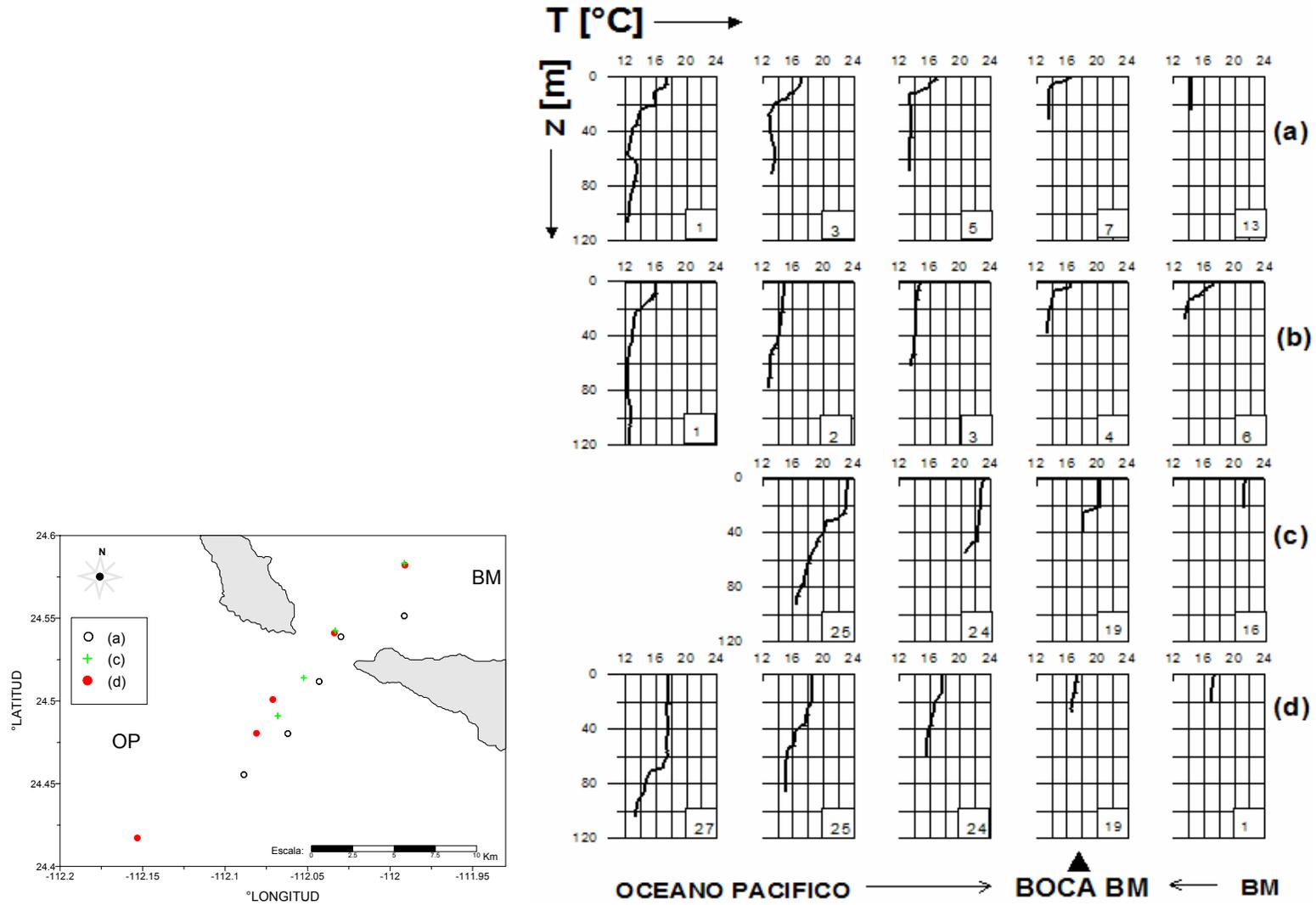
**Perfiles verticales.** Los perfiles verticales de temperatura obtenidos en diferentes puntos del interior del sistema lagunar BM-BA, durante distintos meses, indican que la estructura termohalina en la mayor parte del sistema lagunar corresponde a una zona bien mezclada en la vertical (Fig. IV.7). No obstante, se encontraron gradientes verticales de temperatura en las proximidades de la boca de BM, así como también a lo largo de una sección perpendicular a esta boca hacia mar adentro, donde se presentó una estratificación bien desarrollada (Fig. IV.8). Esta estratificación estuvo caracterizada por una termoclina estacional, la cual en la región de la boca BM varió en profundidad desde 20 m en Abr00 (Fig IV.8a) hasta 40 m en Feb01 (Fig. IV.8d). En los perfiles más alejados de la costa (10 a 15 km), la termoclina permanente varió en profundidad desde 40 m (Fig. IV.8a), en Abr00, hasta 70 m en Feb01 (Fig. IV.8d).

Los perfiles verticales en la región oceánica adyacente al sistema lagunar BM-BA, obtenidos durante la campaña Mar03, muestran la termoclina estacional a una profundidad de 40 m, desde los 10 km de la costa. Esta estratificación se presentó mejor definida en la zona que se encuentra al noroeste de la boca BM y hacia mar adentro (30 km de la costa) debido a las mayores profundidades que hay en esta región (Figs. IV.9, a y b).

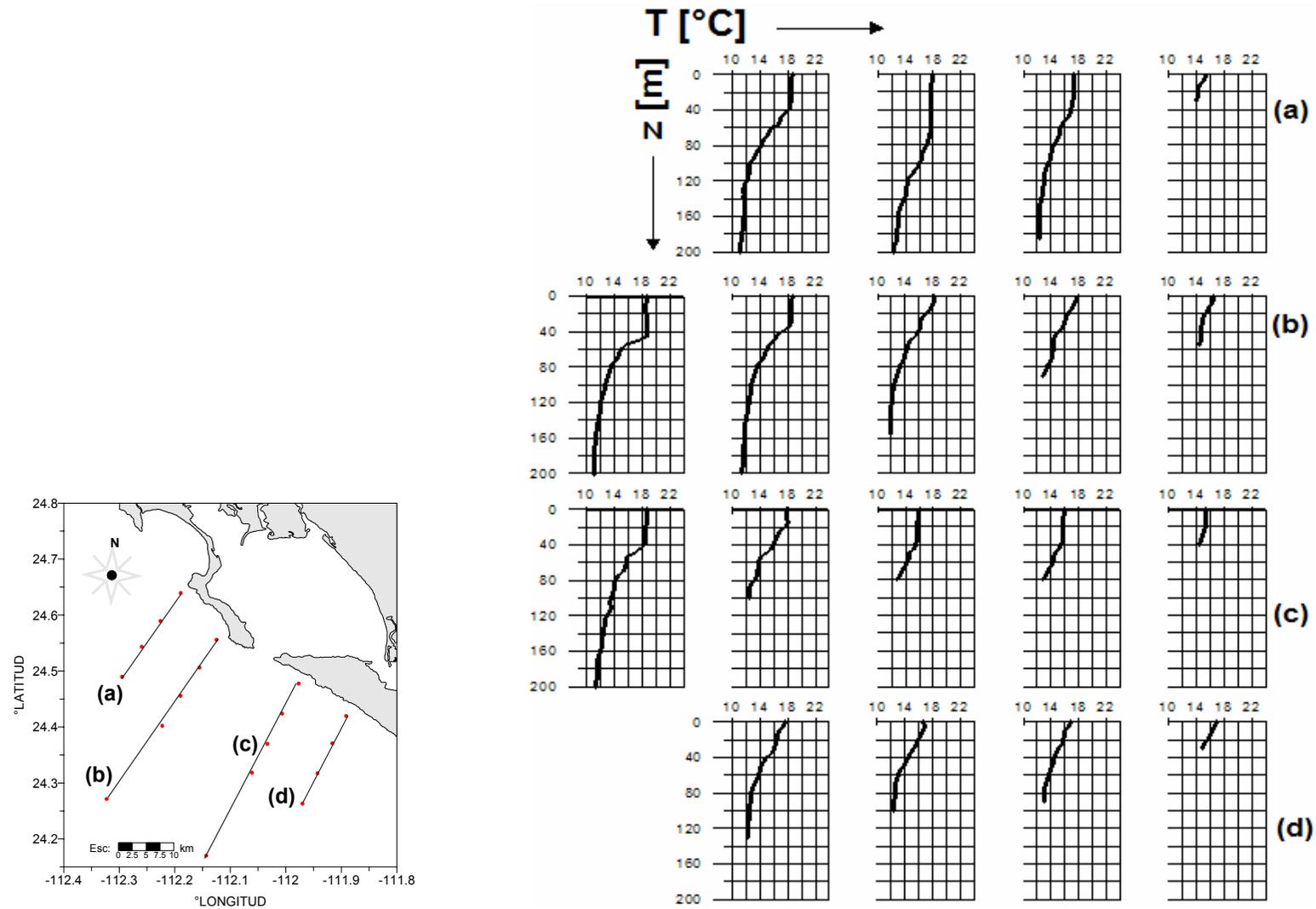
**Distribución espacial.** Las distribuciones superficiales de la temperatura y de la salinidad, generadas a partir del tratamiento de los perfiles de CTD obtenidos durante 3 salidas al campo, indican la existencia de un patrón común (Fig. IV.10). Estas distribuciones estuvieron orientadas desde la boca hacia la cabeza en BM y del Canal Gaviotas hacia la cabeza en BA. Los valores mínimos de ambas variables se localizaron en una vecindad cercana a la boca de BM. Estas características particulares de la distribución superficial son indicativos de un evidente forzamiento oceánico en las condiciones hidrológicas del interior de BM. El gradiente espacial fue más intenso durante el periodo en el que se presentan los eventos de surgencia en la región



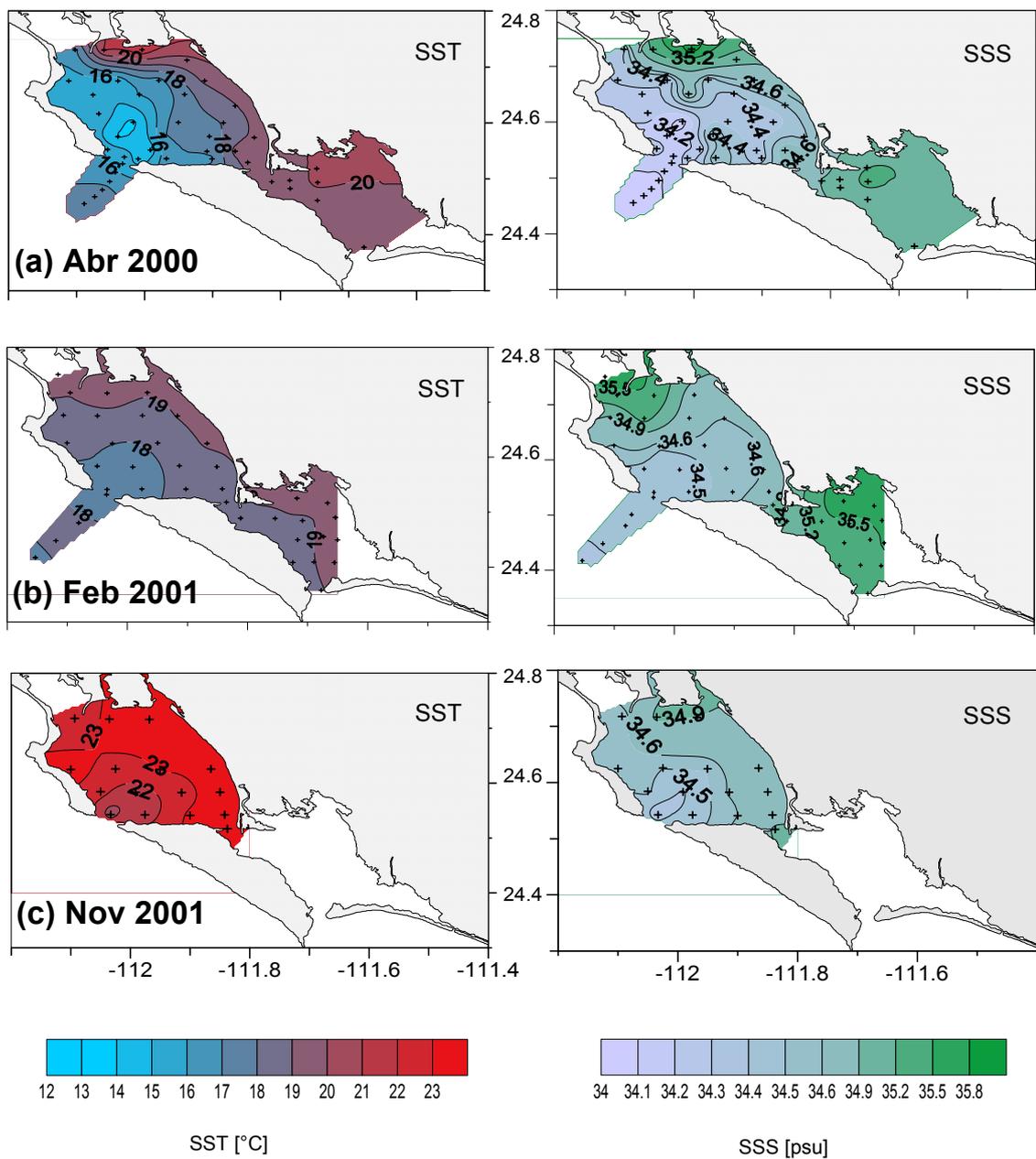
**Figura IV.7.** Los perfiles verticales de la temperatura ( $T$ ) en las profundidades ( $z$ ) de cada región indicada del sistema lagunar BM-BA, referente a las regiones indicadas en el gráfico inferior izquierdo, que fueron obtenidos en los lances de CTD de las campañas de medición: (a) Feb01, (b) Abr00 y (c) Nov01.



**Figura IV.8.** Perfiles verticales de la temperatura (T) en las profundidades (z) a lo largo de las estaciones indicadas que se localizan a lo largo de cada una de las secciones longitudinales transversales a la boca BM donde se realizaron lances de CTD en las campañas de medición: (a) Abr00, (b) May02, (c) Nov01 y (d) Feb01.



**Figura IV.9.** Perfiles verticales de temperatura (T) en las profundidades (z) a lo largo de las secciones indicadas en el gráfico inferior izquierdo, que se localizan en la región del mar abierto adyacente a BM. Datos obtenidos en los lances de CTD de las campañas de medición: May02.



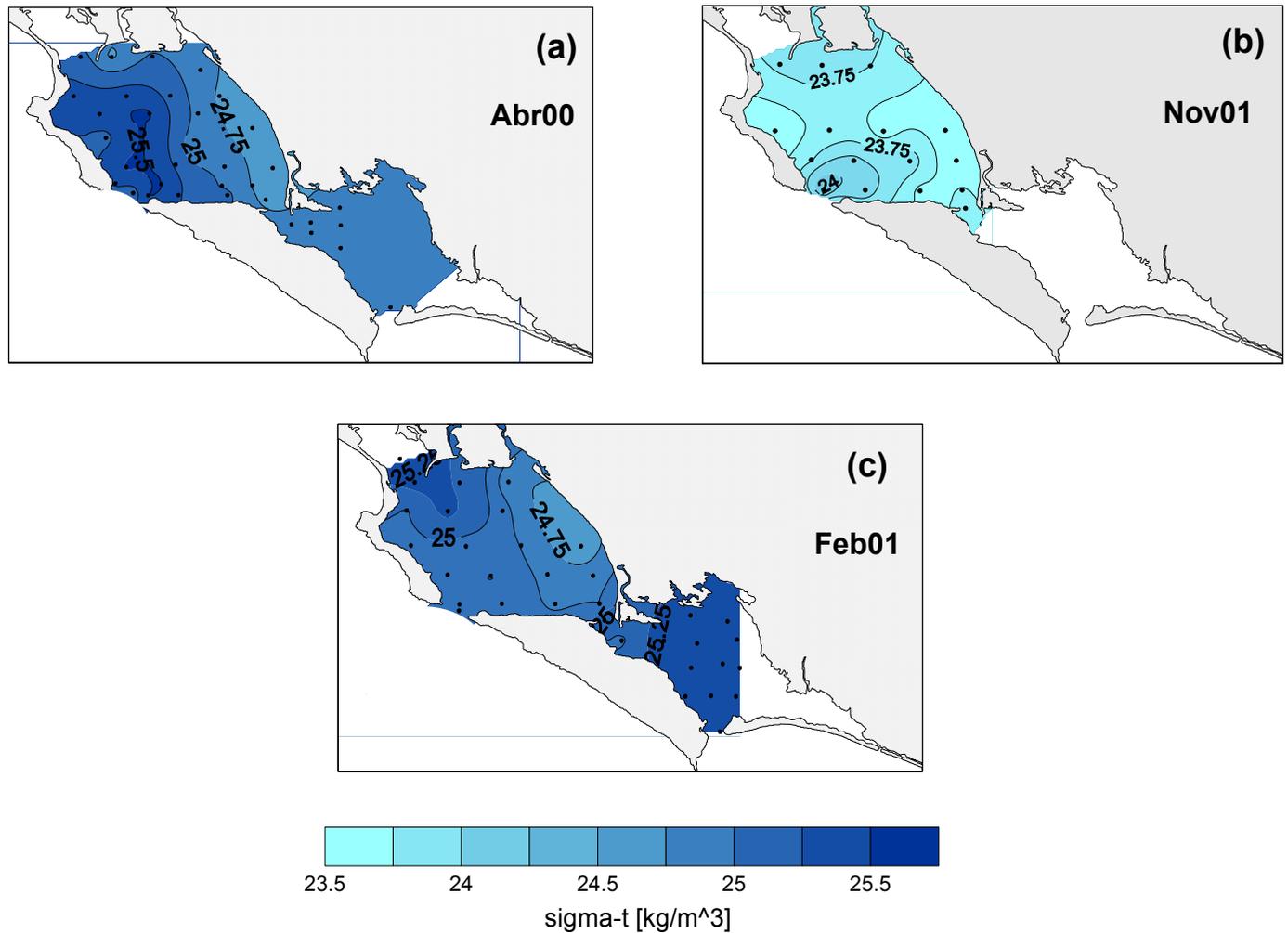
**Figura IV.10.** Distribuciones superficiales de la temperatura superficial (SST) y la salinidad superficial (SSS) en el interior del sistema lagunar BM-BA generadas a partir de los perfiles de temperatura y salinidad obtenidos con CTD en las campañas realizadas en (a) Abr00, (b) Feb01 y (c) Nov01. Las estaciones de muestreo se indican en los diferentes gráficos con el símbolo: (+)

oceánica adyacente, como se observa en la campaña de Abr00 (Fig. IV.10a), debido al marcado contraste que se genera entre las condiciones termohalinas de las aguas someras y las profundas que se encuentran en las proximidades de la boca de BM.

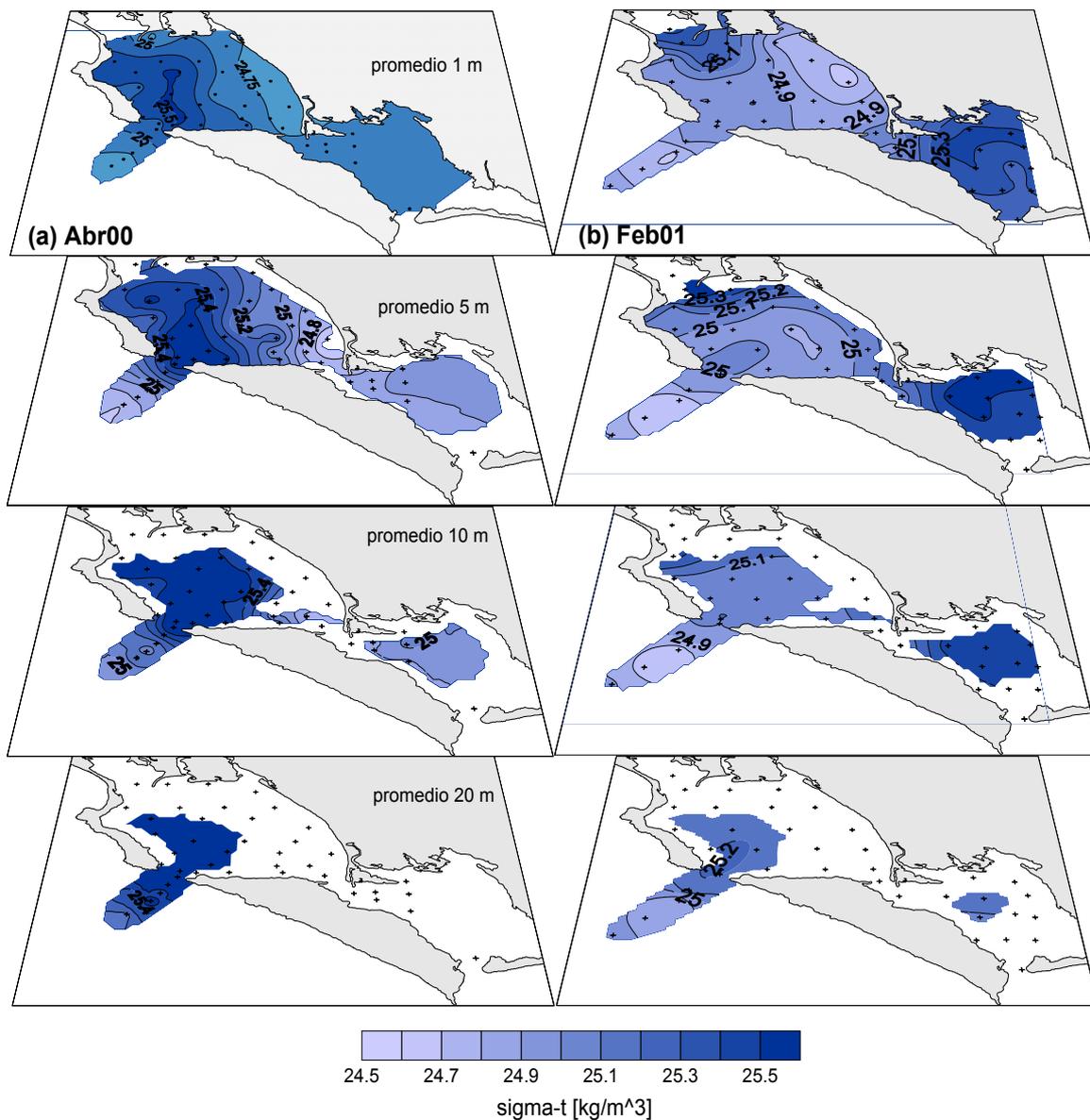
La densidad se calculó a partir de las mediciones de la temperatura y de la salinidad utilizando la ecuación de estado convenida por la UNESCO (Daulphine, 1980). Los valores inferidos muestran una distribución superficial de la densidad durante las campañas de Abr00 (Fig. IV.11a) y de Nov01 (Fig. IV.11b) con gradientes orientados desde las regiones someras a las profundas alcanzándose los valores máximos en una vecindad interior de la boca de BM. Mientras que durante la campaña de Feb01 (Fig. IV.11c) la distribución superficial de la densidad es diferente a las que se presentan en las otras campañas. Los valores máximos se presentan en la región del Canal San Carlos. No obstante, el patrón típico de la distribución espacial se encontró en las capas subsuperficiales, desde los 5 m de profundidad (Fig. IV.12b). Este resultado muestra que las condiciones térmicas del área de estudio durante el invierno son más uniformes que las del resto del año. Las aguas más salubres que se generan por el efecto de la evaporación en la región noroeste del sistema aumentan la densidad en esta región debido a que el campo de la temperatura es prácticamente uniforme.

Estos patrones de la distribución de los parámetros termohalinos, son el resultado de un imbalance local entre la transferencia de masa y calor de las aguas superficiales con la atmósfera suprayacente (calentamiento y evaporación) y de la advección horizontal de masa y calor con la región oceánica adyacente a través de las bocas. El hecho de que los parámetros termohalinos temperatura sea más o menos uniforme en la vertical de esta región, sugiere que los procesos de mezcla vertical son dominantes. Es notable observar que la localización de esta zona de aguas superficiales, relativamente frías, coincide con las mayores gradientes batimétricos (Fig. I.2).

Los valores promedio de los parámetros termohalinos en cada capa horizontal del volumen de agua de ambas bahías se enlistan en la Tabla IV.6. En esta tabla se observa que en términos medios, en el interior de BM, se encuentran aguas de mayor densidad (de hasta  $3 \text{ kg/m}^3$ ) que en la región del mar adyacente, debido a las aguas más salobres (de hasta 0.5) generadas por la evaporación en la regiones someras. Las diferencias en temperatura entre BM y BA variaron estacionalmente, las mayores diferencias se encontraron en la campaña Abr00, misma en la que se presentaron las temperaturas mínimas en una vecindad a la boca BM. Es interesante notar que en esta campaña las temperaturas promedio del interior de BM por debajo de los 5 m fueron menores que las de la región exterior a la boca BM, mientras que la salinidad promedio en BM



**Figura IV.11.** Distribuciones superficiales del exceso de densidad ( $\sigma_t$ ) generada para cada campaña de medición: (a) Abr00, (b) Nov01, (c) Feb01 en la superficie, a partir de los perfiles de temperatura y salinidad realizadas con CTD en el sistema lagunar BM-BA. Las estaciones de muestreo se indican en los diferentes gráficos con el símbolo: (+).



**Figura IV.12.** Distribuciones horizontales del exceso de densidad ( $\sigma\text{-t}$ ) promedio en las profundidades indicadas en cada caso, generada para las campañas de medición: (a) Abr00, y (b) Feb01, a partir de los perfiles de temperatura y salinidad realizadas con CTD en el sistema lagunar BM-BA. Las estaciones de muestreo se indican en los diferentes gráficos con el símbolo: (+)

decreció con la profundidad. Las diferencias en salinidad que fueron registradas en cada campaña entre las capas superficiales de BA y BM (de hasta 0.7) indican la alta evaporación que se presenta en BA.

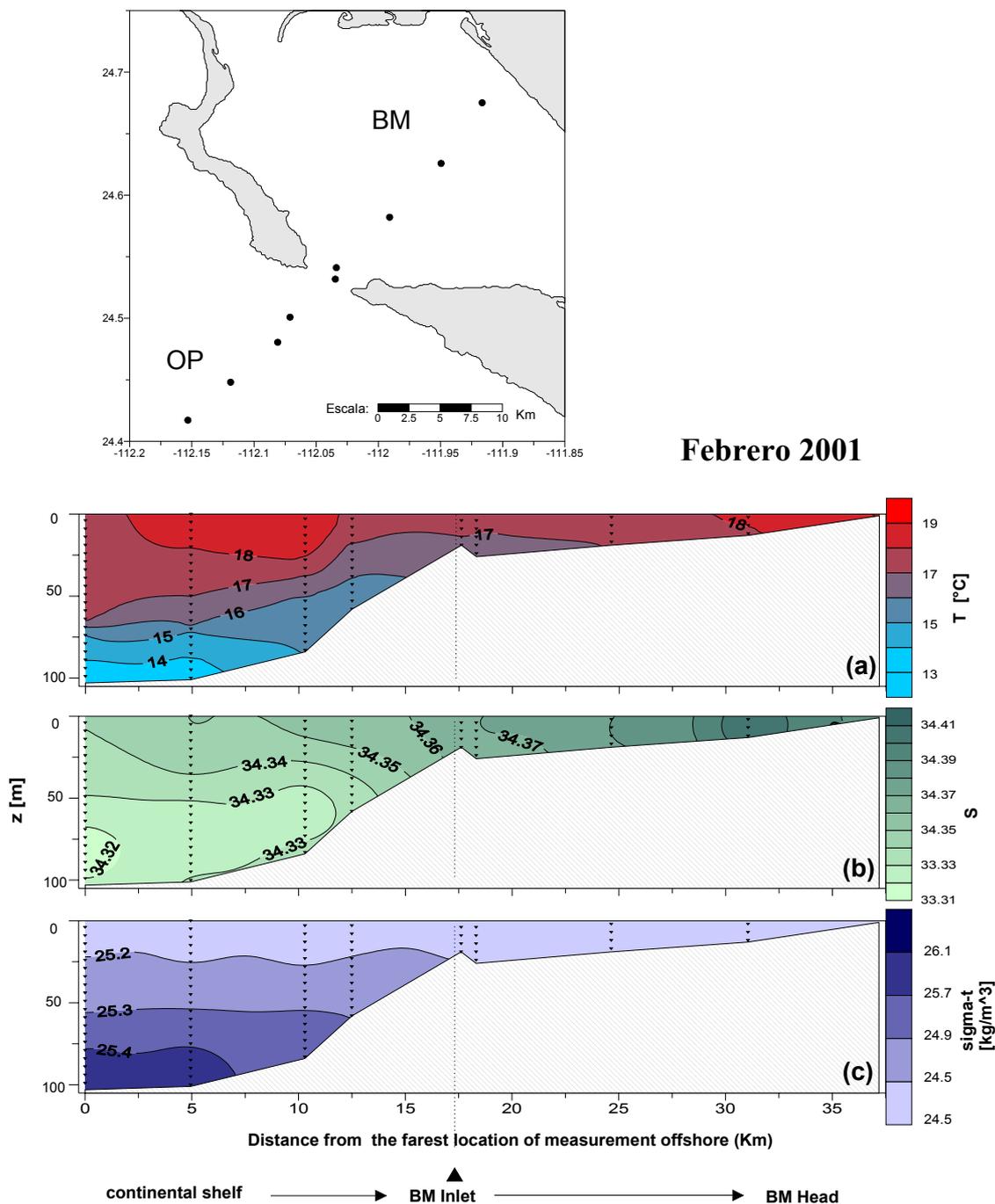
**Tabla IV.6.** Valores promedios de los parámetros termohalinos: sigma-t, salinidad y temperatura, calculados para las profundidades de 1, 5, 10 y 20 m en BM, BA y el transecto exterior de la región oceánica adyacente, en cada una de las campañas de medición realizadas. Los valores entre paréntesis indican el número de datos que fueron promediados en cada caso.

CAMPAÑA	PROF.	Sigma-t [ $\text{kg/m}^3$ ]					
		REGION					
		Transecto Exterior		BM		BA	
Abr 2000	1m	24.8±0.21	(5)	25.1±0.29	(29)	24.8±0.07	(5)
	5m	25.0±0.35	(5)	25.2±0.29	(23)	24.8±0.07	(5)
	10m	25.2±0.28	(5)	25.4±0.28	(18)	24.9±0.07	(4)
	20m	25.4±0.22	(5)	25.5±0.26	(11)	25.02	(1)
Feb 2001	1m	24.8±0.13	(4)	24.9±0.20	(22)	25.3±0.15	(10)
	5m	24.8±0.14	(4)	25.1±0.27	(16)	25.3±0.16	(7)
	10m	24.8±0.12	(4)	25.1±0.11	(9)	25.3±0.18	(5)
	20m	24.9±0.02	(3)	25.1±0.03	(3)		(0)
Nov 2001	1m	23.5±0.10	(2)	23.7±0.21	(16)	23.64	(1)
	5m	23.5±0.14	(2)	23.7±0.23	(13)	23.67	(1)
CAMPAÑA	PROF.	Salinidad					
Abr 2000	1m	34.0±0.03	(5)	34.5±0.39	(29)	35.0±0.17	(5)
	5m	34.0±0.06	(5)	34.3±0.15	(23)	35.0±0.17	(5)
	10m	34.0±0.11	(5)	34.3±0.16	(18)	35.1±0.18	(4)
	20m	34.0±0.14	(5)	34.3±0.16	(11)	35.3	(1)
Feb 2001	1m	34.4±0.01	(4)	34.7±0.37	(22)	35.4±0.26	(10)
	5m	34.4±0.01	(4)	34.7±0.45	(16)	35.3±0.26	(7)
	10m	34.5±0.06	(4)	34.9±0.55	(9)	34.5±0.21	(5)
	20m	34.4±0.02	(3)	34.5±0.08	(3)		(0)
Nov 2001	1m	34.4±0.11	(2)	34.6±0.17	(16)	34.95	(1)
	5m	34.4±0.13	(2)	34.5±0.15	(13)	34.95	(1)

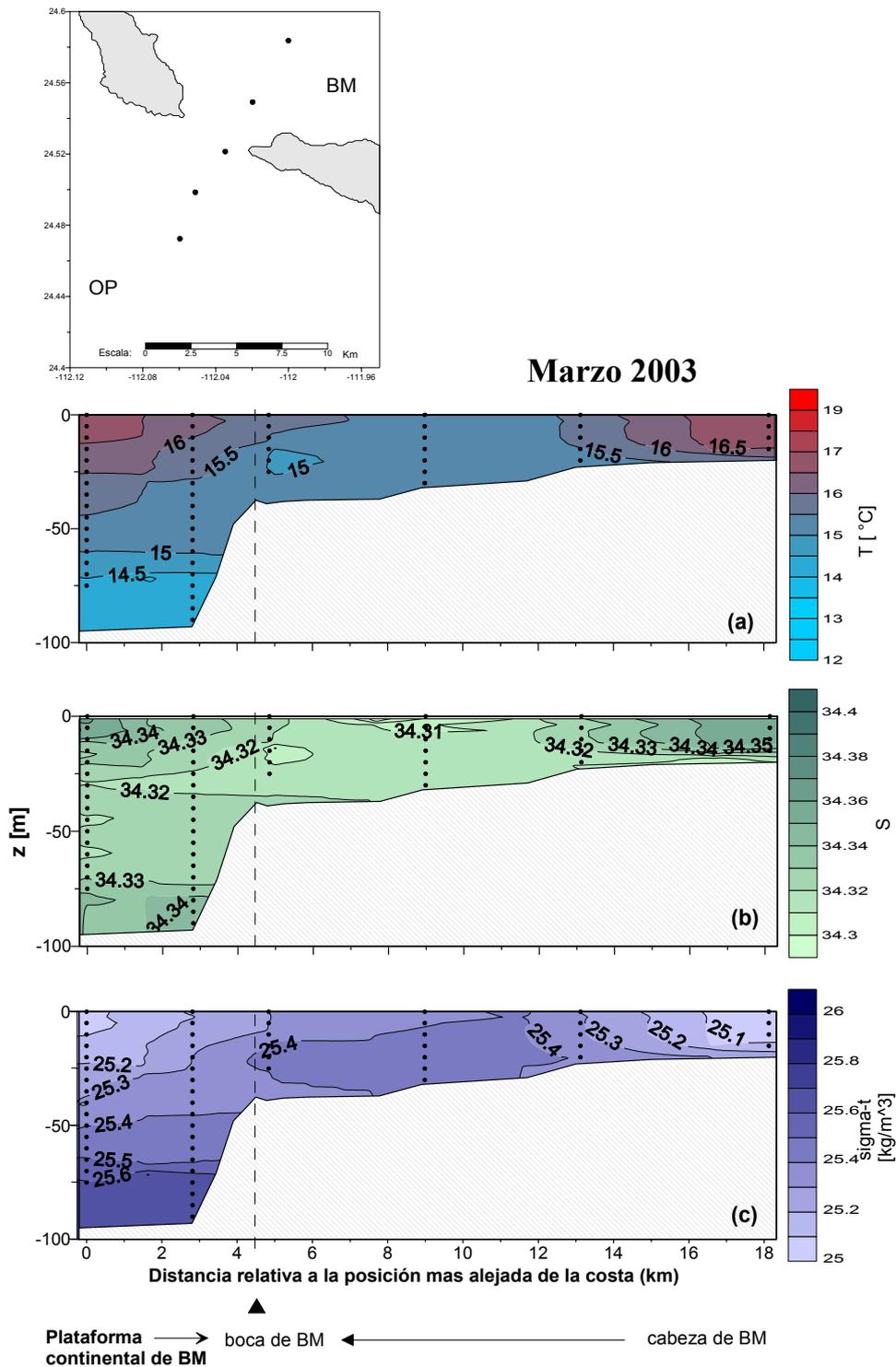
CAMPAÑA	PROF.	Temperatura [°C]					
		REGION					
		Transecto Exterior		BM		BA	
Abr 2000	1m	16.8±0.81	(5)	17.2±2.12	(29)	19.7±0.24	(5)
	5m	16.1±1.41	(5)	15.9±1.67	(23)	19.7±0.23	(5)
	10m	15.3±1.02	(5)	15.3±1.72	(18)	19.7±0.25	(4)
	20m	14.2±0.91	(5)	14.5±1.65	(11)	20.12	(1)
Feb 2001	1m	18.1±0.58	(5)	18.5±0.65	(22)	19.1±0.40	(10)
	5m	18.0±0.59	(5)	18.0±0.52	(16)	18.8±0.23	(7)
	10m	17.9±0.53	(5)	17.7±0.54	(9)	18.7±0.10	(5)
	20m	17.7±0.72	(4)	17.1±0.41	(3)		(0)
Nov 2001	1m	23.1±0.17	(2)	22.7±0.92	(16)	23.94	(1)
	5m	23.0±0.25		22.4±0.97	(13)	23.83	(1)

**Secciones verticales.** Las distribuciones verticales de las propiedades termohalinas a lo largo de una sección perpendicular a la boca de BM se muestran para las campañas de Feb01, Mar03 y Abr00 (Figs. IV.13, IV.14 y IV.15, respectivamente). En todos los casos se observa un ascenso de las isotermas desde la región oceánica adyacente hacia la región de la boca de BM, siendo evidentemente el de gradiente vertical más intenso, el que se presentó durante la campaña de Abr00 (Fig. IV.15a). Debe notarse que las escalas de variación en las distribuciones correspondientes a las campañas de Feb01 y Mar03, tienen un rango de menor amplitud que en la de Abr00 para resolver la estructura vertical temporal.

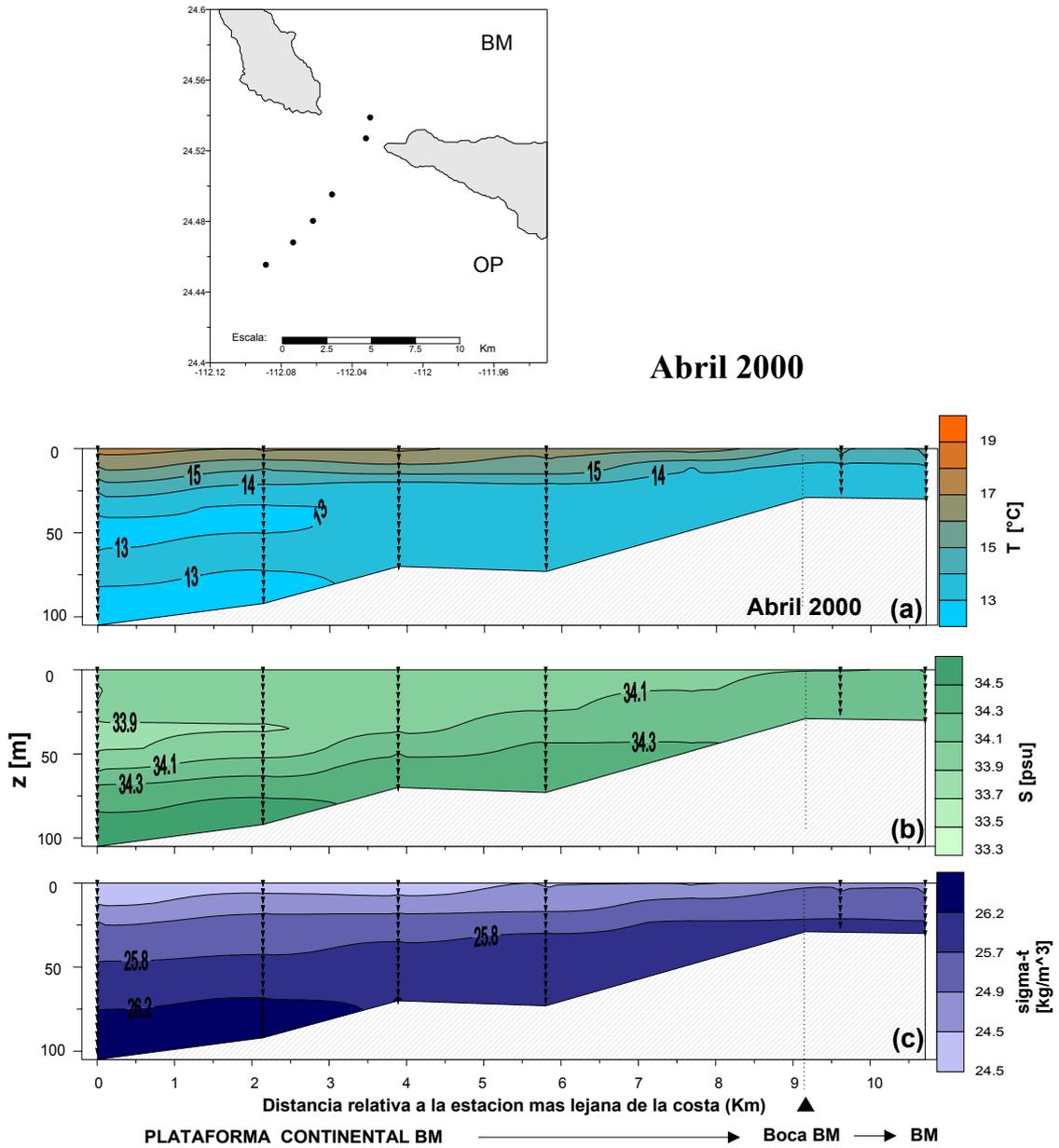
Particularmente, las condiciones de surgencia encontradas durante la campaña de Abr00 (Fig. IV.15) fueron caracterizadas por un afloramiento hacia la costa de las aguas con las características de temperatura entre 14 y 15°C y salinidades entre 34.0 y 34.2. Las aguas con estas características, en la superficie de la boca, se encontraron también en la profundidad de 25m a 9 km de la boca. En la campaña Mar03 (Fig. IV.14) también fue registrado un ascenso de las isolíneas de los parámetros termohalinos, sin embargo el rango de variación en la vertical fue menor que el observado durante Abr00, por lo que la estructura termohalina de esta última es más representativa de un evento de surgencias costeras. No obstante, las aguas superficiales en la región de la boca BM, tuvieron en ambas campañas igual densidad ( $1025.3 \text{ kg/m}^3$ ), mientras que en la de Feb01 aguas con esta densidad fueron encontradas por debajo de los 50 m sin ningún ascenso (Fig. IV.13)



**Figura IV.13.** Distribución vertical de (a) temperatura (T), (b) salinidad (S) y (c) el exceso de densidad ( $\sigma-t$ ), a lo largo de una sección transversal a la boca de Bahía Magdalena, de izquierda a derecha, desde la plataforma continental hacia el interior de Bahía Magdalena. Los datos fueron obtenidos durante la campaña de medición Feb01. z indica la profundidad en cada una de las distribuciones verticales.



**Figura IV.14.** Distribución vertical de (a) temperatura ( $T$ ), (b) salinidad ( $S$ ) y (c) el exceso de densidad ( $\sigma_t$ ), a lo largo de una sección transversal a la boca de Bahía Magdalena, de izquierda a derecha, desde la plataforma continental hacia el interior de Bahía Magdalena. Los datos fueron obtenidos durante la campaña de medición Mar03.  $z$  indica la profundidad en cada una de las distribuciones verticales.



**Figura IV.15.** Distribución vertical de (a) temperatura (T), (b) salinidad (S) y (c) el exceso de densidad ( $\sigma-t$ ), a lo largo de una sección transversal a la boca de Bahía Magdalena, de izquierda a derecha, desde la plataforma continental hacia el interior de Bahía Magdalena. Los datos fueron obtenidos durante la campaña de medición Abr00. z indica la profundidad en cada una de las distribuciones verticales.

En el contexto de la caracterización de las condiciones de surgencia durante la campaña Abr00, fue interesante observar la capa uniforme que se presentó por debajo de los 25 m de profundidad (Fig. IV.15a). Estas condiciones uniformes cerca de la boca pueden estar asociados con una intensa mezcla vertical forzada por la batimetría local. Condiciones semejantes fueron encontradas durante la campaña Mar03 en una sección transversal a la costa localizada a menos que 10 km de la boca (Fig. IV.16). En esta misma figura se observa que las condiciones de surgencia costera registradas durante esta campaña, están caracterizadas por un afloramiento hacia la costa de aguas con 15°C de temperatura y 34.2 de salinidad. Las aguas con estas características, en la capa superficial más cercana a la costa (aprox. 3 km), se encontraron también en la profundidad de 60 m a 40 km de la costa.

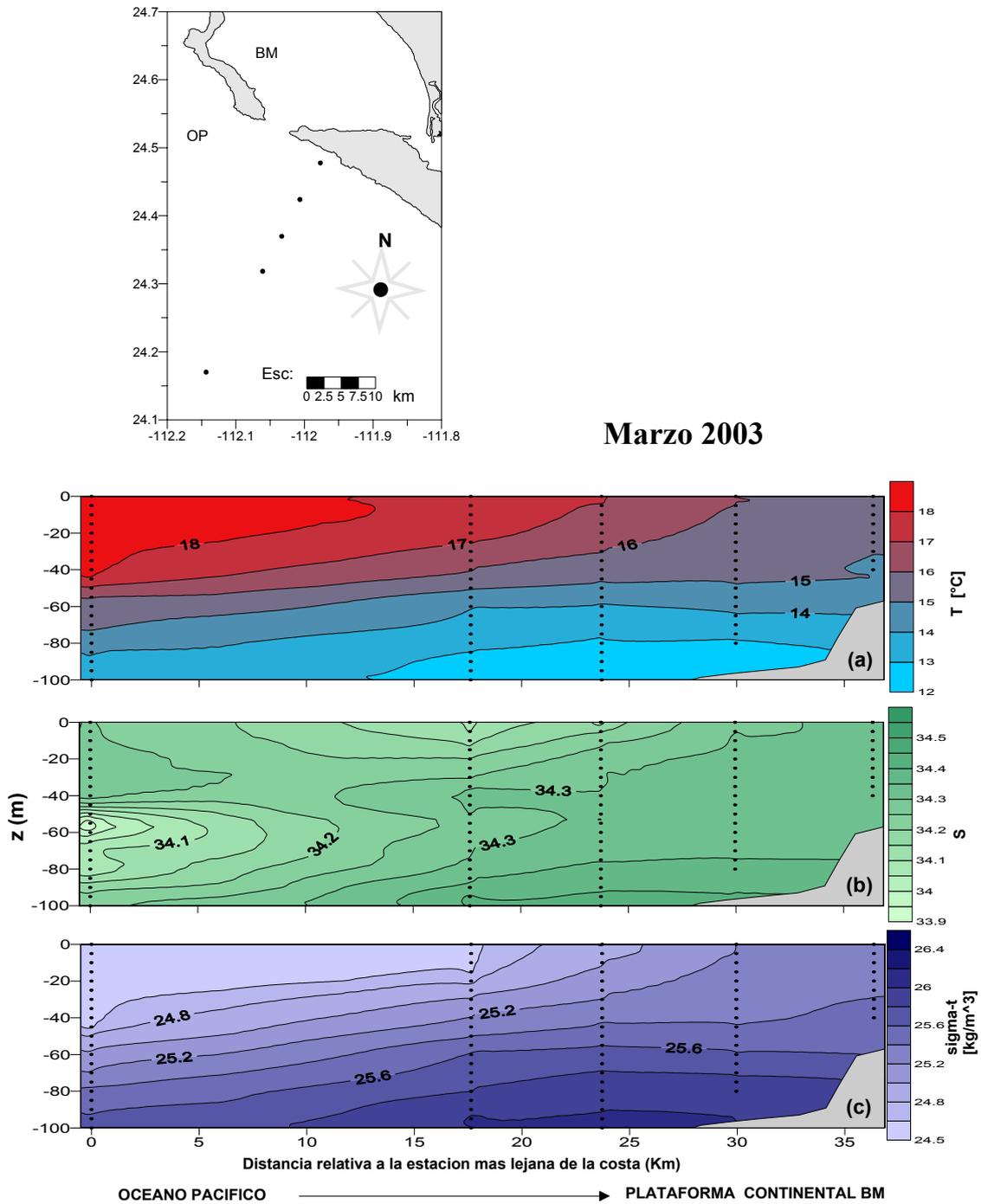
En las condiciones de una eficiente mezcla vertical, tal como es el caso del sistema lagunar BM-BA, el gradiente horizontal de la densidad es uno de los mecanismos que modulan la circulación termohalina. La Tabla IV.7 contiene la magnitud de los gradientes observados en 10km en el interior de BM, a lo largo de una sección longitudinal orientada desde la boca hacia la cabeza norte.

**Tabla IV.7.** Valores de exceso de densidad ( $\sigma_t$ ), temperatura y salinidad en los extremos de un segmento horizontal de 10 km a lo largo de la superficie de BM. La diferencia de los valores entre estos 2 extremos es expresada como la magnitud del gradiente espacial.

Campaña de Medición	Sigma-t		temperatura		salinidad	
	Rango (kg/m <sup>3</sup> )	gradiente (kg/m <sup>3</sup> /10 km)	Rango (°C)	gradiente (°C/10 km)	Rango (psu)	gradiente (psu/10 km)
Abr 2000	25.5-24.7	0.8	14-19	5	34.1-34.6	0.5
Feb 2001	25.3-24.8	0.5	17-19	2	34.6-35.2	0.6
Nov 2001	23.9-23.7	0.6	20-23	3	34.4-34.7	0.3

#### IV.1.3. Evaluación del forzamiento oceánico y del intercambio de agua

**En términos geométricos (prisma de marea).** El volumen total de agua que atraviesa una sección transversal durante cada ciclo de flujo o reflujo de la marea, referido como el prisma de marea, y el tiempo promedio necesario para llenar todo el volumen de la bahía, referido como tiempo de residencia, se expresan para las fases de marea muerta y marea viva para cada una de las bocas de BM y BA en la Tabla IV.8. Los cálculos correspondientes para BA se realizaron bajo la suposición de que el rango de mareas en la Boca de BM y la de BA son iguales. Esta suposición se realizó únicamente con el propósito de tener una estimación aproximada de los parámetros geométricos de transporte mostrados en esta sección.



**Figura IV.16.** Distribución vertical de (a) temperatura (T), (b) salinidad (S) y (c) el exceso de densidad ( $\sigma\text{-}t$ ), a lo largo de una sección transversal a la boca de Bahía Magdalena, de izquierda a derecha, desde la plataforma continental hacia el interior de Bahía Magdalena. Los datos fueron obtenidos durante la campaña de medición Mar03.  $z$  indica la profundidad en cada una de las distribuciones verticales.

El volumen de prisma de mareas,  $V_P$ , se cálculo de acuerdo con la relación:

$$V_P = aR, \tag{IV.1}$$

donde  $a$  es el área superficial total del cuerpo de agua y  $R$  el rango de la marea. Este cálculo se realizo bajo 2 supuestos: el que el agua que entra al sistema durante el flujo de marea (tiempo de llenado) se mezcla completamente con el agua contenida en el interior, y que el volumen aumentado de la marea no se distribuye sobre las pendientes suaves de las playas en las costas. El tiempo de residencia se cálculo en términos geométricos de acuerdo con la relación:

$$\tau_g = \frac{\bar{V} + V_P}{V_P}, \tag{IV.2}$$

donde  $\bar{V}$  es el volumen medio de un área de estudio. El cálculo de  $a$  se determinó sumando las áreas de las celdas  $a_i$ , de una malla regular contenida dentro del área del estudio la cual fue limitada por la digitalización de la línea de costa y  $V$  se calculó como la suma de los productos de  $a_i$  y las profundidades de cada celda. Los resultados obtenidos se enlistan en la Tabla IV.8.

**Tabla IV.8.** Valores del prisma de marea ( $V_P$ ) y el tiempo de residencia ( $\tau_g$ ) calculados a partir de los parámetros geométricos del volumen medio ( $\bar{V}$ ) y el volumen aumentado con el arribo de la marea ( $V_a$ ) y el rango (R) de la marea en la fase de marea muerta y marea viva para BM y BA.

REGION	Referencia parámetros	$R$ [ m ]	$a$ [km <sup>2</sup> ]	$V_P$ [km <sup>3</sup> ]	$\bar{V} - V_a$ [km <sup>3</sup> ]	Rango de Profundidad [m ]	$\tau_g$ [ciclos de marea]
BM	Marea viva	2.3	565	<b>1.30</b>	6.80-8.10	12-14.3	<b>≈ 6</b>
	Marea muerta	0.4	565	<b>0.23</b>	6.80-7.03	12-13	<b>≈ 30</b>
BA	Marea Viva	2.3	348	<b>0.80</b>	2.80-3.60	8-10.4	<b>≈ 5</b>
	Marea muerta	0.4	348	<b>0.14</b>	2.80-2.94	8-8.9	<b>≈ 21</b>

Estos valores indican que el volumen de prisma de marea en BM es 1.63 veces el de BA para ambas fases de la marea. Una diferencia de 1 ciclo de marea en el tiempo de residencia se encontró durante la marea viva y de 9 ciclos durante la marea muerta. El prisma de marea durante la fase mareal de sicigia resulto aproximadamente 5.7 veces el de la fase mareal de cuadratura en ambas bahías, con una diferencia de 24 ciclos de marea entre el tiempo de residencia durante la marea viva y muerta, en BM y 17 en BA.

**En términos dinámicos.** El intercambio de masa entre 2 cuerpos de agua interconectados entre si, se analizó con base en la estimación del transporte instantáneo de volumen de agua (el

gasto) que atraviesa una sección transversal del canal de interconexión. En este estudio se calculó el gasto,  $\dot{V}(t)$ , a través de una sección longitudinal,  $S$ , de acuerdo con la relación:

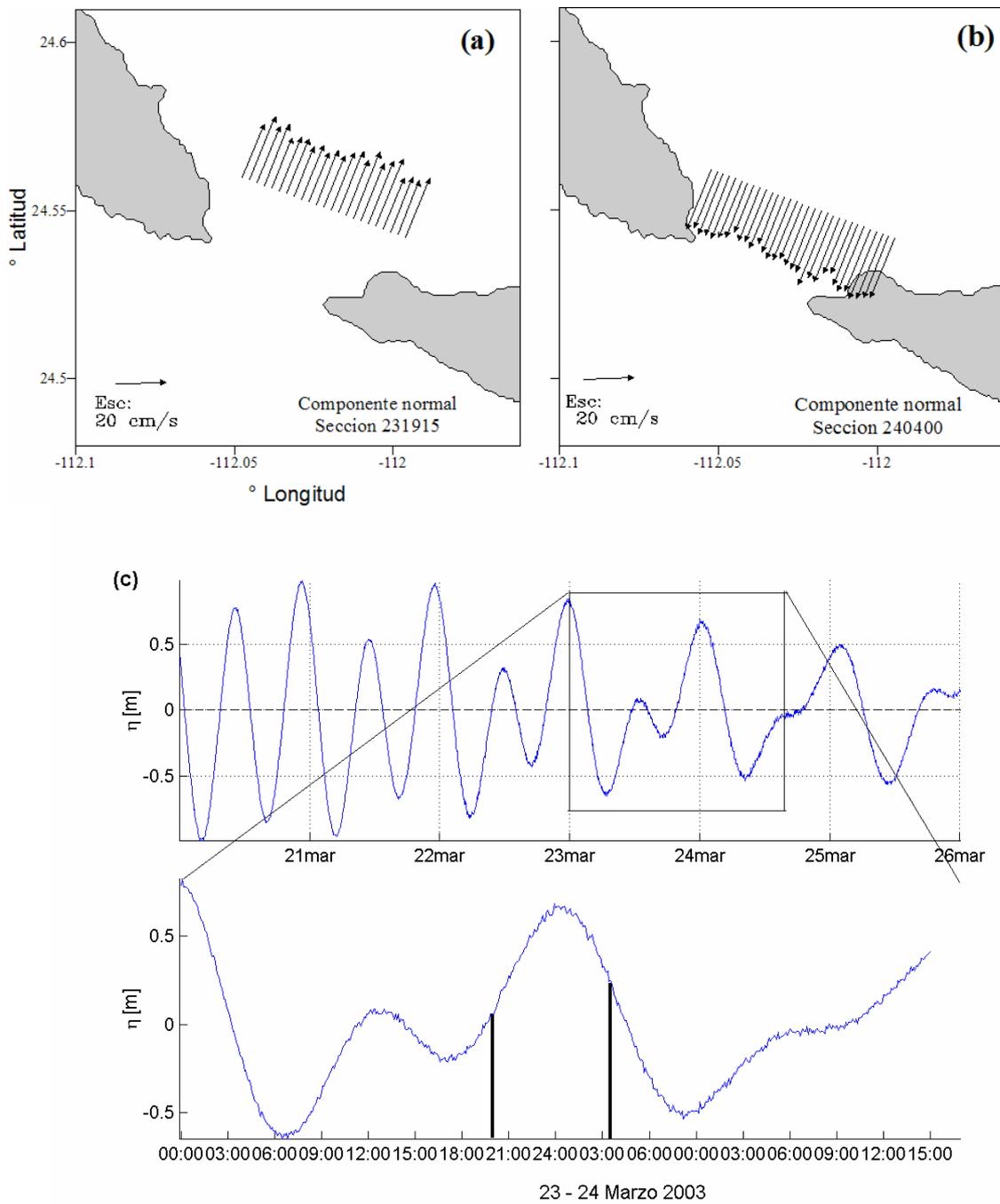
$$\dot{V}(t) = \int_S \bar{v}(t) da, \quad (\text{IV.3})$$

donde  $\bar{v}(t)$  es la velocidad de la corriente que transporta el volumen de agua instantáneamente el elemento de área  $da$  de una sección transversal.

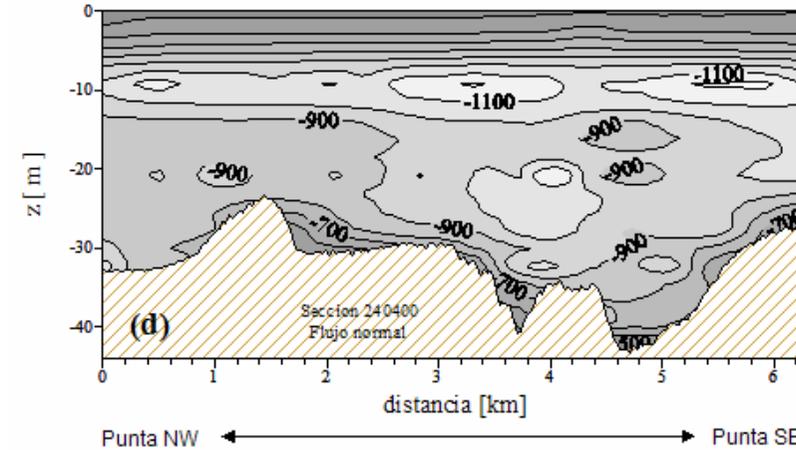
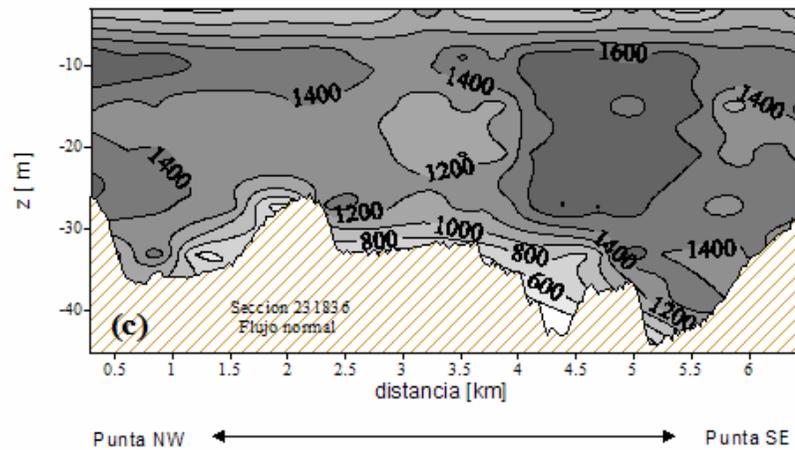
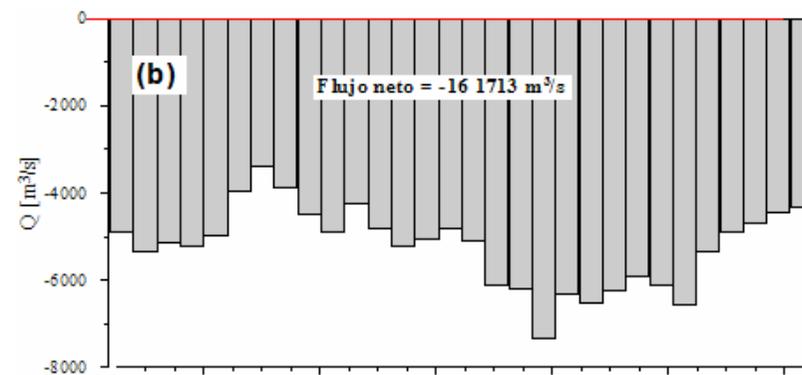
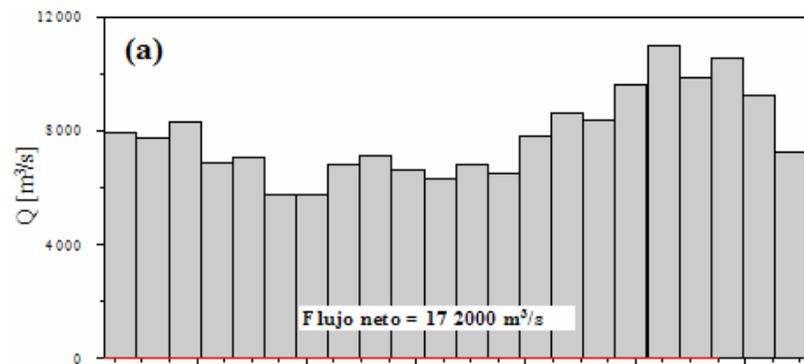
A partir de las mediciones obtenidas con el uso del ADCP a lo largo de la boca BM durante la campaña Mar03, se calcularon para cada fase de la marea las componentes de los vectores de la velocidad de corriente, normales a la sección transversal a la boca. La distribución horizontal de las corrientes normales a la sección transversal de la boca BM, integradas en la vertical, que corresponde a un instante de las fases de flujo y reflujo de la marea se muestra en la Fig. IV.17. Esta figura indica que las corrientes que atraviesan esta sección transversal son, en el promedio vertical, horizontalmente uniformes. Esto es, no existen o al menos no predominan las corrientes contrarias de fondo y los procesos de turbulencia en los extremos de la boca no son lo suficiente intensos como para afectar considerablemente la dirección de las corrientes de marea. El ciclo de marea en que fueron muestreados estos perfiles (Fig. IV.17c) corresponden a la fase decreciente de la marea semilunar en la fase de marea muerta.

La distribución horizontal del flujo instantáneo de volumen (gasto) a través de la boca BM, durante un instante de las fases de flujo y reflujo se muestra en las Figs. IV.18a y IV.18b, mientras que la estructura vertical correspondiente durante estos instantes de la marea se muestra en las Figs. IV.18, c y d. En estas figuras se observa que el gasto o transporte instantáneo de volumen normal a la boca BM se presenta con mayor intensidad de manera uniforme en la capa de 10 m de profundidad y a lo largo de la columna de agua que se localiza entre 4.5 y 5 km de la punta SE de la boca.

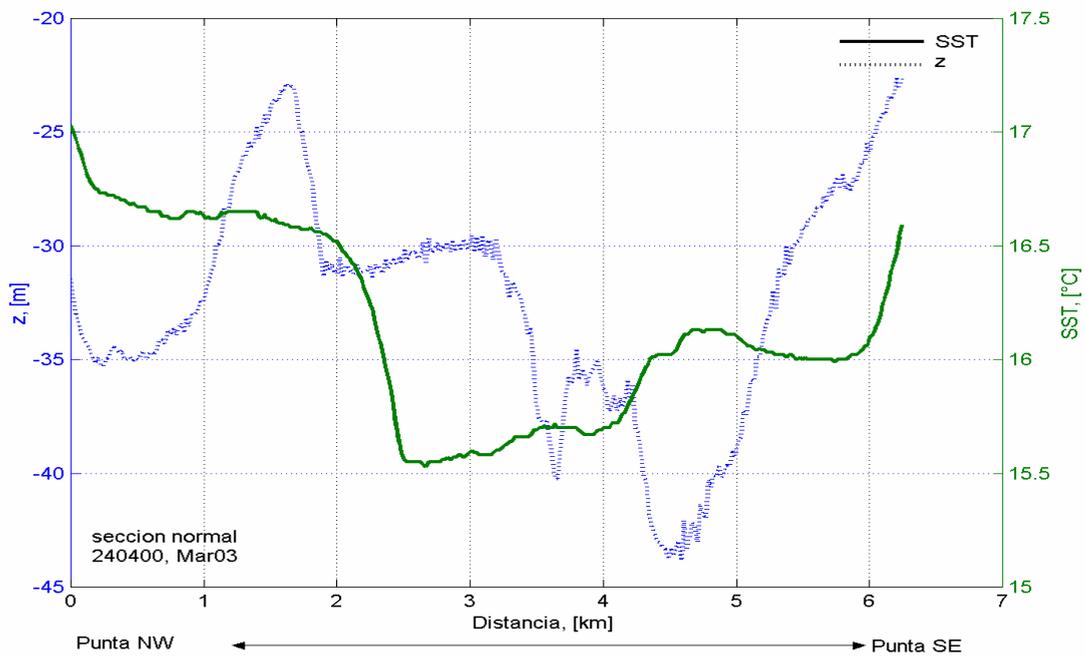
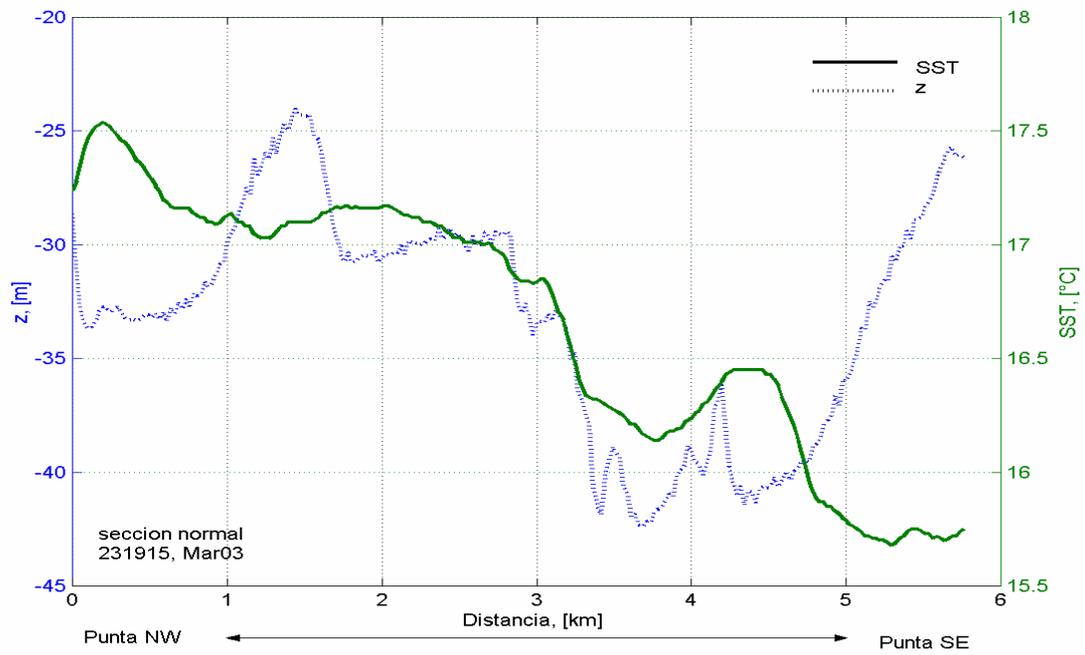
La distribución horizontal de la temperatura superficial y de la profundidad del fondo a lo largo de la sección transversal a la boca BM se muestra en la Fig. IV.19, para los mismos instantes del ciclo de marea indicado en la Fig. IV.17c. Dicha distribución muestra un gradiente de la temperatura superficial orientado de NW a SE, con una diferencia de casi 2°C entre los extremos de la sección transversal, la cual está inversamente correlacionada con la profundidad. Esto es, a lo largo de la sección transversal se encontró que, a partir de 1 km de las costas, en la superficie de las columnas de mayor profundidad se presentó una menor temperatura y viceversa.



**Figura IV.17.** Distribución de las componentes normales de los vectores de corriente a lo largo de la boca BM durante la fase de (a) flujo y (b) reflujó de la marea. Datos obtenidos de mediciones con ADCP en Mar03.



**Figura IV.18.** Distribución a lo largo de una sección transversal a la boca BM del transporte de volumen transversal a la boca (gasto), integrado en la vertical y su distribución vertical correspondiente en los instantes de marea de las fases de (a, c) flujo y (b, d) reflujó indicados en la Fig. IV.18c. Datos obtenidos de mediciones de ADCP en la campaña Mar03.



**Figura IV.19.** Distribución horizontal de la profundidad ( $z$ ) y de la temperatura superficial del mar (SST) a lo largo de la sección transversal a la boca BM, donde fueron realizadas mediciones con instrumentación ADCP en la campaña Mar03.

Estos resultados sugieren que la mayor parte del flujo de volumen se presentó en la región SE, donde se localizan las mayores profundidades a lo largo de la sección transversal a la boca BM (>35 m). A estas profundidades es posible que se presente un influjo de aguas de menor temperatura, debido al ascenso de las isotermas desde las capas subsuperficiales de la región oceánica adyacente a la boca BM, forzado por la batimetría y en algunas ocasiones por el viento superficial sinóptico (condiciones de surgencia). A su vez, las corrientes intensas de marea que atraviesan la boca BM producen en general una intensa mezcla vertical en las condiciones de un fondo irregular generando, no uniformidad de la temperatura en la superficie.

El transporte neto de volumen  $Q_V$  durante un periodo determinado  $T$ , generado por las corrientes que fluyen a través de una sección transversal puede calcularse de acuerdo con la relación:

$$Q_V(t) = \frac{1}{T} \int_0^T \dot{V}(t) dt. \quad (\text{IV.4})$$

Y suponiendo una mezcla completa del sistema, el tiempo de residencia para cada cuerpo de agua se puede calcular en términos dinámicos  $\tau_{dyn}$ , de acuerdo con Monsen *et al.* (2002), como:

$$\tau_{dyn} = \frac{\bar{V}}{Q_V}, \quad (\text{IV.5})$$

donde  $\bar{V}$  fue definido anteriormente para la ecuación IV.3. Sin embargo, desafortunadamente las mediciones obtenidas de la instrumentación ADCP, que fueron realizadas durante la campaña Mar03, para diferentes instantes de las fases mareales de flujo y reflujó estuvieron contaminadas por efectos desconocidos, por lo que no fue posible cubrir el ciclo de la marea por completo. No obstante, los resultados obtenidos durante algunos instantes del ciclo de marea dieron una estimación del orden de magnitud del transporte instantáneo de volumen y de su distribución horizontal y vertical, así como también de la distribución de temperatura superficial a lo largo de una sección transversal a la boca BM.

## IV.2. Variabilidad de la temperatura superficial del mar

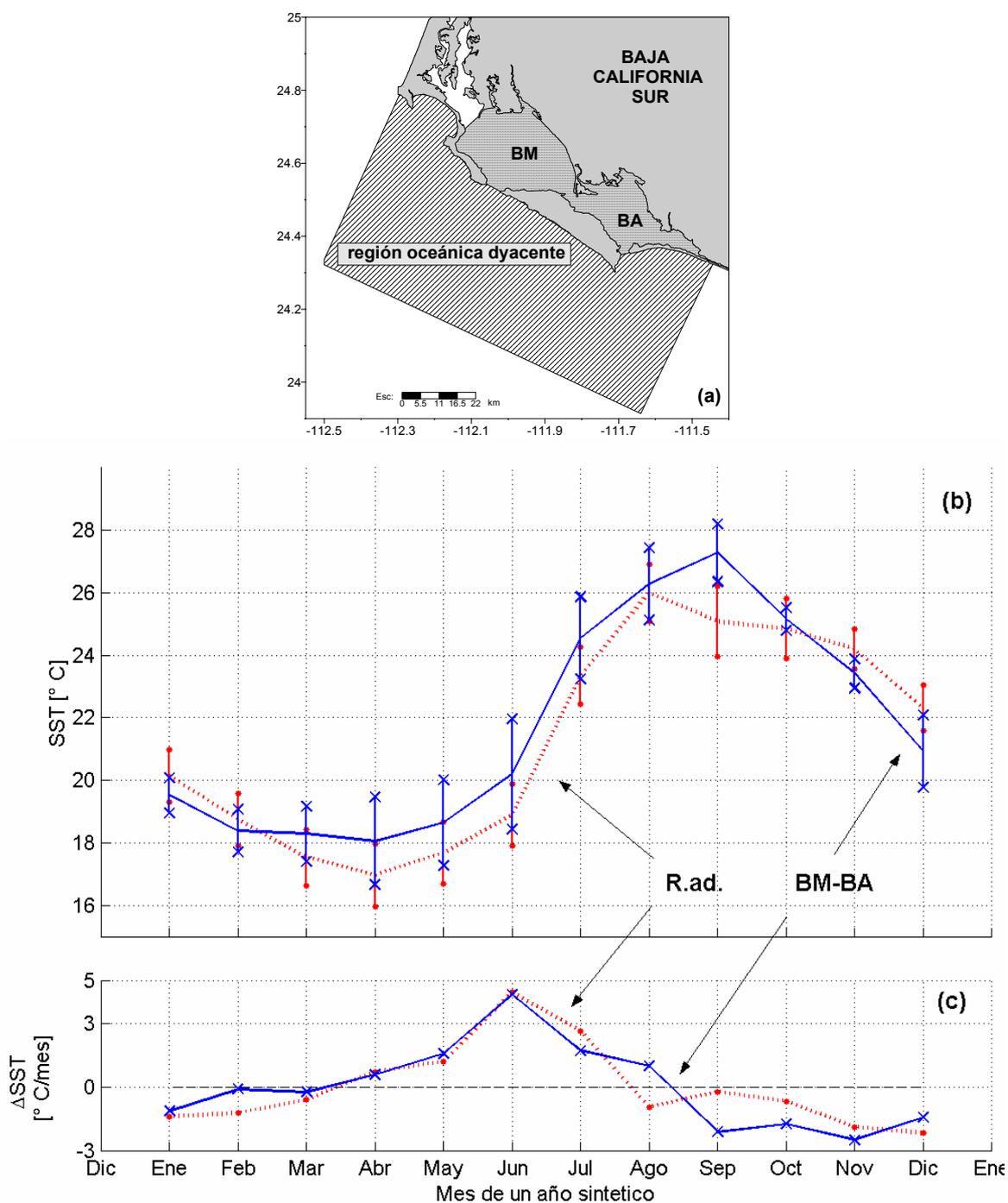
A partir de la base de datos del promedio mensual de la temperatura superficial del mar (con siglas en inglés: SST) de los años 1996-2001, que fue inferida de las imágenes AVHRR, se analizó la variabilidad espacial y temporal de la región de estudio distinguiendo entre el interior del sistema lagunar y la región oceánica adyacente. Esta última fue considerada en este estudio

como aquella que se encuentra limitada por la isobata de 500 m de profundidad y que se extiende perpendicularmente desde la costa de la región de estudio a aproximadamente 50 km hacia mar abierto, abarcando aproximadamente los 600 km<sup>2</sup> (Fig. IV.20a).

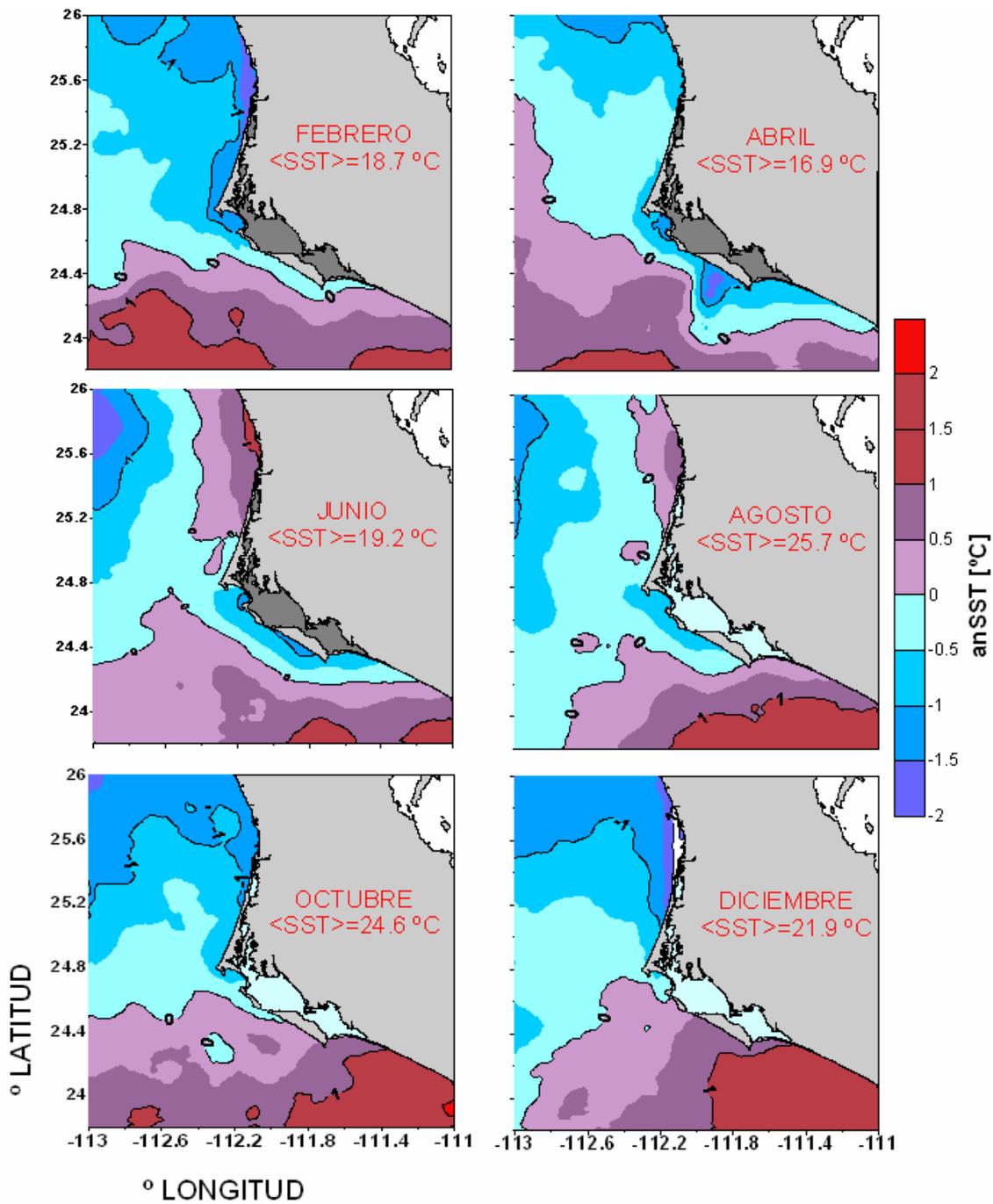
**Variabilidad estacional.** El promedio temporal de la base de datos mensual de la SST sobre el periodo 1996-2001, promediada espacialmente sobre cada una de las regiones mencionadas, indica un ciclo anual bien definido (Fig. IV.20b). La serie de tiempo de la SST promedio sobre todo el sistema lagunar BM-BA sin incluir la ZC tiene un valor promedio de  $21.7 \pm 3.4$  °C. El valor mínimo se alcanzó en abril ( $18.1 \pm 1.4$  °C) y el máximo en agosto ( $27.3 \pm 0.9$  °C). Las diferencias mensuales a lo largo del ciclo anual fueron calculadas como  $\Delta SST = SST(t+1) - SST(t)$ , donde t es el tiempo en meses. Estas diferencias indican el periodo de mayor calentamiento en Junio (aproximadamente 4.0 °C) y el de mayor enfriamiento en el periodo entre Octubre y Enero (Fig. IV.20c).

Los valores promedio de la SST en el periodo de invierno indican la existencia de aguas en el interior del sistema lagunar más frías que las de la región oceánica adyacente (aprox. 0.5°C) y 1 °C más cálidas durante el periodo de surgencias. Estos resultados corresponden al efecto producido por un incremento de la evaporación y una disminución de la radiación solar durante el invierno, sobre las aguas someras, y al efecto de surgencias que producen una mayor disminución de la SST en la región adyacente que en el interior del sistema. Aún cuando las diferencias observadas no son estadísticamente significativas, dado que se encuentran dentro del intervalo de confianza, se distingue una tendencia de variación diferente entre las 2 regiones comparadas.

Las distribuciones de las anomalías locales de la SST-AVHRR respecto del promedio mensual sobre cada una de las regiones mencionadas fueron analizadas de manera independiente para esbozar la variabilidad espacial de los escenarios estacionales. La Fig. IV.21 muestra la secuencia bimensual de las anomalías promedio sobre el periodo 1996-2001. Las anomalías negativas son representativas de aguas más frías que el promedio mensual y las anomalías positivas representan aguas más cálidas que el promedio mensual. Esta secuencia muestra a su vez la evolución temporal de la interacción térmica trópico-extratropico a lo largo del ciclo anual, la cual está caracterizada por un cambio en la dirección del gradiente, de Abril a Agosto, coincidiendo con el periodo de intensificación de la Corriente de California (Schwarlotze y Reid, 1972). Por lo que un transporte de las aguas más frías y menos salubres que las aguas intertropicales es esperado en el campo mensual de la SST. Sin embargo, la ocurrencia de los



**Figura IV.20.** Comparación entre los ciclos anuales medios de la SST (b) y los incrementos mensuales de SST (c) correspondientes al promedio de la base de datos AVHRR (1996-2001) sobre las regiones indicadas en (a). El promedio espacial sobre todo el sistema lagunar de Bahía Magdalena (en línea sólida, con símbolos en cruz) y al promedio sobre la región oceánica adyacente (en línea punteada, con símbolos de punto). Las líneas verticales indican la desviación estándar asociada, con puntos sólidos para el ciclo promedio sobre el interior del sistema y en cruz para el ciclo promedio sobre el exterior del mismo.

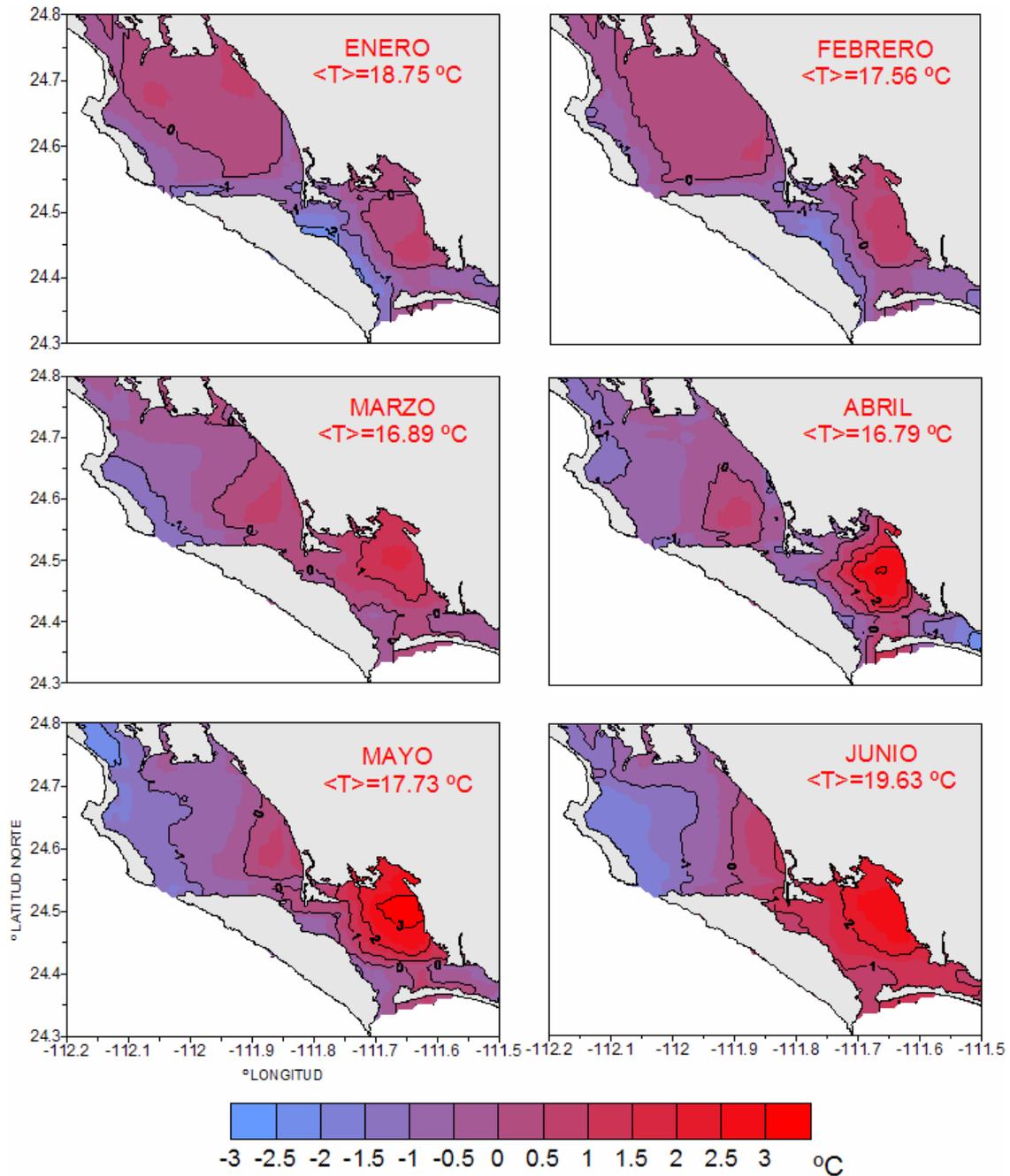


**Figura IV.21.** Secuencia bimensual de las distribuciones espaciales de la anomalía mensual de la SST (anSST) respecto de la SST mensual promedio (indicado en cada caso como <SST>), en la región oceánica adyacente al sistema lagunar BM-BA. Datos obtenidos de las imágenes AVHRR durante el periodo 1996-2001.

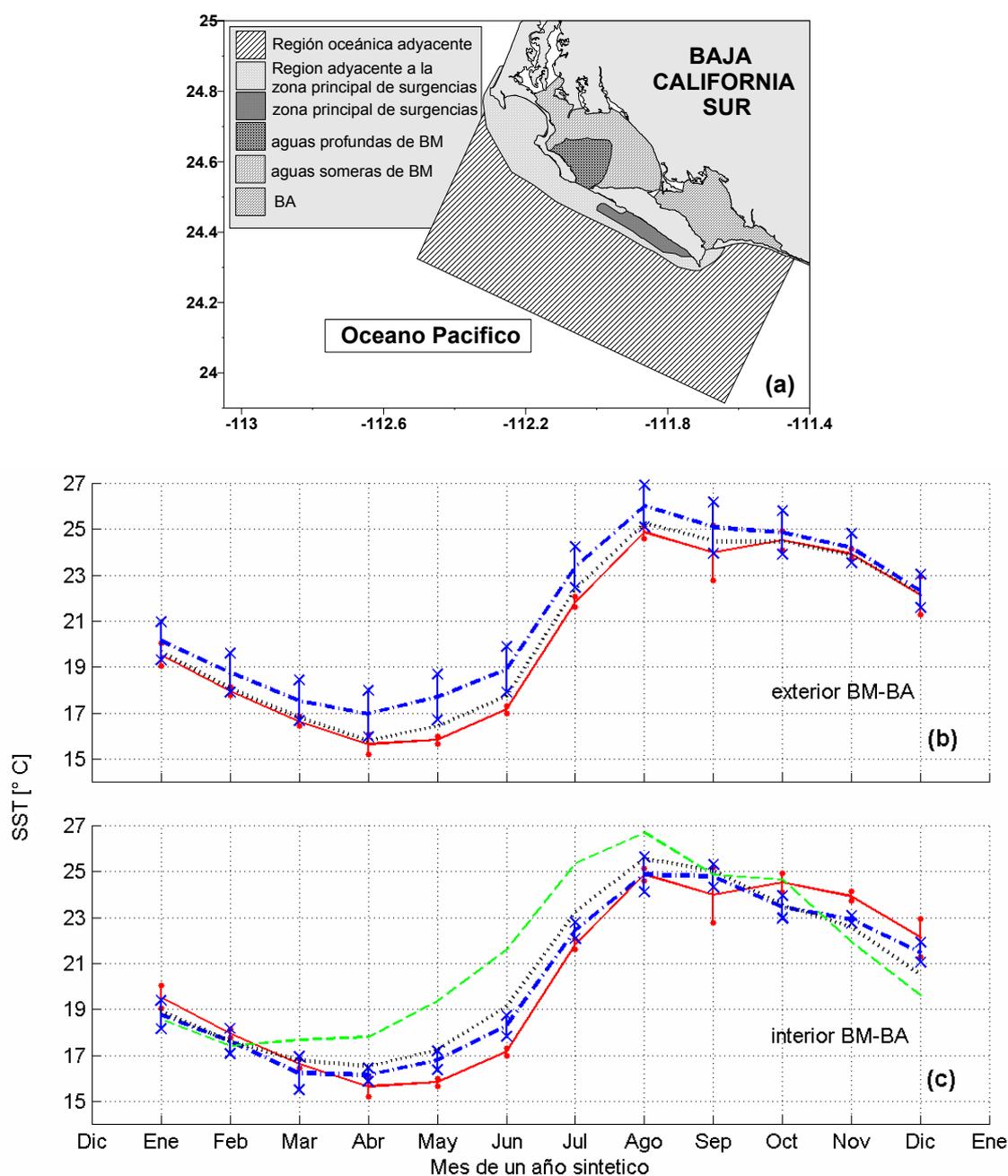
máximos de las anomalías negativas de la SST en la región exterior de BM, que se presentaron en forma aislada, de los que aparecen en otras zonas de la región de estudio, son indicadores de la presencia de surgencias costeras. Estas anomalías negativas en el exterior de BM, aparecen desde el mes de Marzo intensificándose para el mes de Mayo ( $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) y prevaleciendo en menor intensidad hasta el mes de Agosto. La extensión abarcada por los contornos de los máximos de anomalías negativas en el exterior de BM, presentan prácticamente la misma configuración geométrica siempre que aparecen, lo cual es interpretado como una respuesta dinámicamente estacionaria a la topografía de la región.

Por su parte, los campos promedio mensuales de las anomalías mensuales de la SST en el interior del sistema lagunar BM-BA respecto del valor mensual promedio, están caracterizados, durante el periodo primavera-verano, por un gradiente orientado de noroeste a sudeste en el periodo en que se presenta la actividad de surgencias (Fig. IV.22), mientras que el resto del año el campo es más uniforme. Estos resultados coinciden con los obtenidos en el análisis de las mediciones directas de temperatura obtenidas en el campo que se presentaron en la sección IV.1.2 de esta tesis. La resolución de las imágenes AVHRR permitieron conocer la distribución espacial de la SST en BA, la cual no pudo ser resuelta a partir de las mediciones directas. Esta distribución en BA está caracterizada por un gradiente orientado desde los canales de la bahía, la boca y Canal Gaviotas, hacia la cabeza. Durante los meses de Diciembre a Febrero, se presentaron anomalías negativas correspondientes a aguas más fría en el interior del sistema lagunar que en su exterior. En general, los gradientes en ambas bahías, fueron más intensos durante la primavera y el verano debido al marcado contraste que se presenta en las condiciones locales de las aguas someras y las profundas, las cuales están asociadas a los efectos del incremento de la irradiación solar en la parte somera y la renovación del agua a través de la boca en las regiones profundas. Particularmente, las anomalías negativas de la región noroeste de BM, que se presentaron como una característica aislada de la influencia térmica de la región oceánica adyacente a través de la boca BM, concuerdan con lo reportado por Alvarez-Borrego (1978) quien asoció esta característica las condiciones típicas de surgencias.

En los términos del promedio espacial sobre todo el sistema lagunar o sobre toda la región adyacente no fue posible resolver los efectos asociados a los procesos locales, tales como el calentamiento por irradiación solar en las aguas someras ni tampoco la influencia de las surgencias sobre la región de la boca principal del sistema lagunar. A fin de resolver estos efectos, los datos fueron agrupados por subregiones, como se muestran en la Fig. IV.23(a).



**Figura IV.22.** Secuencia mensual de las distribuciones espaciales de la anomalía mensual de la SST (anSST) respecto de la SST mensual promedio (indicado en cada caso como <SST>), en el interior del sistema lagunar BM-BA. Datos obtenidos de las imágenes AVHRR durante el periodo 1996-2001.

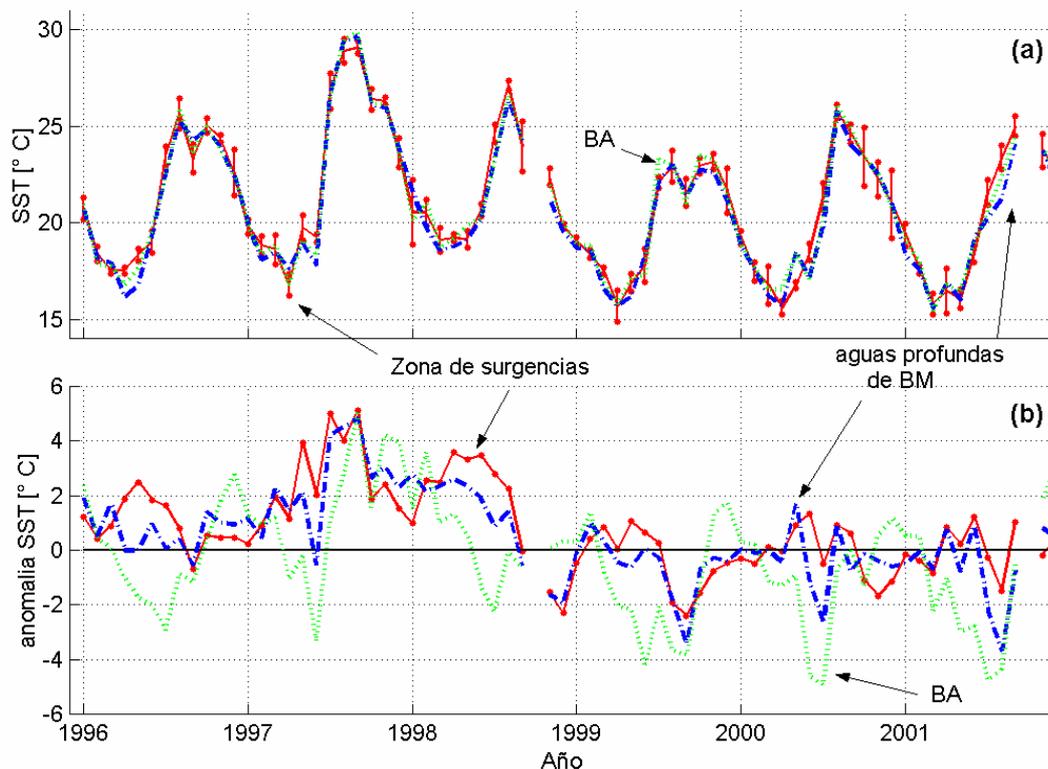


**Figura IV.23.** Comparación entre los ciclos anuales medios de la SST (paneles (b) y (c)) correspondientes a cada una de las regiones mostradas en el panel (a). El panel (b) muestra los ciclos promedio sobre la zona principal de surgencias costeras (en línea sólida), sobre la región adyacente a la zona principal de surgencias (en línea punteada) y sobre la región oceánica adyacente (en línea cortada). El panel (c) muestra los ciclos promedio sobre la región de aguas profundas de BM (en línea cortada), sobre la región de aguas someras de BM (en línea punteada), sobre BA (en línea cortada y sin símbolos) y sobre la zona principal de surgencias costeras (en línea sólida). Las líneas verticales indican la desviación estándar asociada, con puntos sólidos para el ciclo promedio sobre el la zona principal de surgencias y en cruz para el ciclo promedio sobre la región oceánica adyacente (en panel b) y sobre la región de aguas profundas de BM (en panel c).

Con base en los perímetros geométricos de las anomalías negativas de 2.0 y 3.0 °C del escenario mensual promedio para Mayo Fig. (IV.22), se determinaron en la región adyacente al sistema lagunar BM, la zona típica de afloramiento de las aguas por surgencias y la región adyacente a esta zona de afloramiento. Estas regiones fueron analizadas de manera independiente para estudiar localmente la variabilidad temporal de la SST sobre estas zonas de afloramiento con respecto a la que se presenta en el mar abierto adyacente. Análogamente, con este mismo objetivo el interior del sistema lagunar se subdividió de acuerdo con sus propiedades dinámicas locales, permitiendo esbozar la variabilidad temporal térmica de estas regiones como una respuesta a los procesos de transferencia de calor prevalecientes. Así el interior del sistema lagunar fue subdividido de acuerdo con la zonificación propuesta por Alvarez-Borrego (1975). Esta subdivisión permitió analizar la variabilidad térmica de BM independientemente de la de BA y de la de ZC. A su vez dentro de BM, a fin de analizar la variabilidad térmica de las aguas someras respecto de las aguas más profundas, 2 regiones fueron divididas con base en la isobata de 15 m. Esta profundidad fue elegida para delimitar esta subdivisión debido a que es en estas profundidades, donde se presentan los gradientes batimétricos más pronunciados (Fig. I.2), delimitando la región mayor influencia oceánica.

La comparación entre los ciclos anuales promedio de la SST correspondientes a la zona principal de surgencias y las regiones adyacentes (Fig. IV.23b), indica únicamente diferencias significativas durante la primavera y el verano. La máxima diferencia ( $> 2^{\circ}\text{C}$ ) ocurre en Mayo. Una vez realizando una comparación similar entre las subregiones (someras y profundas) del interior del sistema lagunar (Fig. IV.23c) y la zona principal de surgencias, fue evidente que la SST en la región más profunda que 15 m de BM tiene mayor correlación con la zona principal de surgencias que las demás regiones del interior. La región somera de BM y la región semicerrada de BA presentan temperaturas mayores que los de la región profunda de BM y la tendencia de enfriamiento que se presenta durante el verano en la región de BM no es observada en la curva de variación promedio de BA.

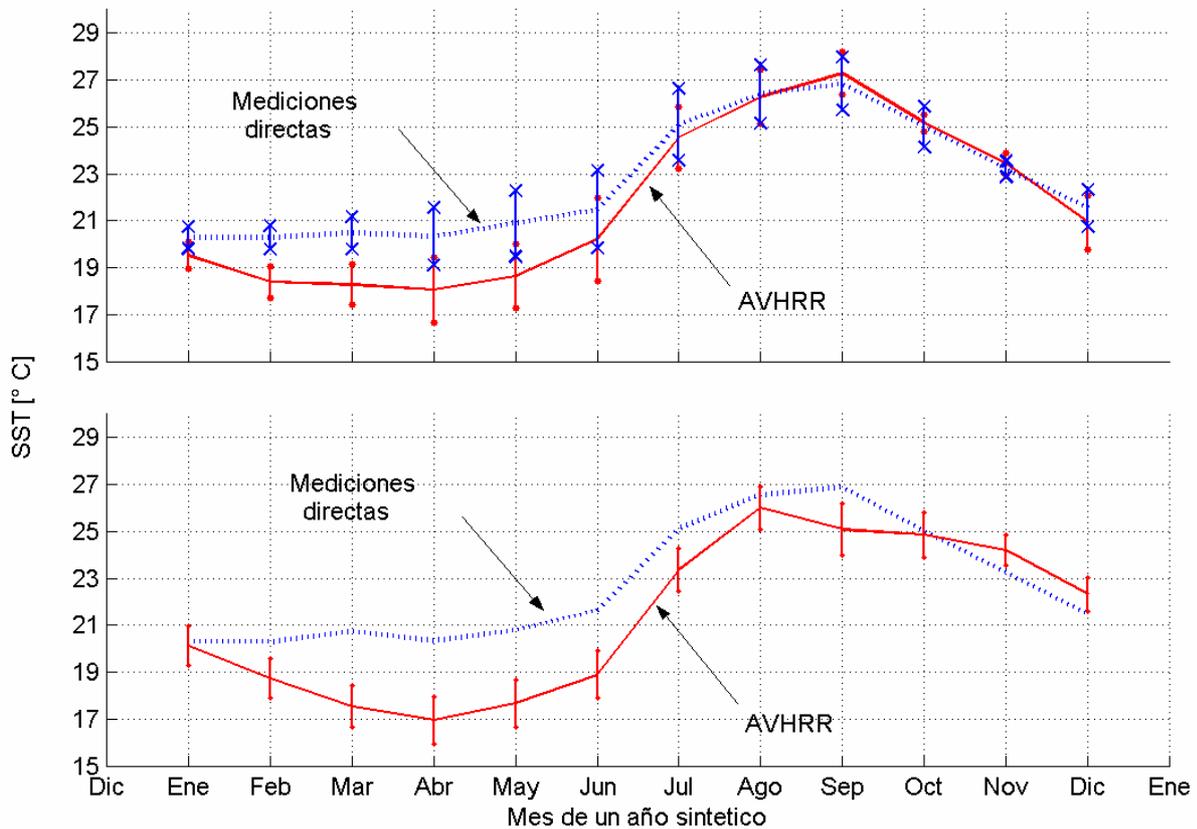
**Variabilidad interanual.** Con referencia a las subregiones en que se dividió el sistema lagunar BM-BA y la región oceánica adyacente Fig. IV.23a, la Fig. IV.24 muestra la comparación entre las series de tiempo de la SST promedio y las anomalías de la SST, sobre la zona de surgencias, la región profunda de BM y la de BA. En esta comparación se observa la diferencia de la variabilidad interanual que se presenta entre estas tres regiones.



**Figura IV.24.** Comparación interanual entre (a) los valores promedio de la SST y (b) las anomalías promedio de la SST, en la zona de surgencias (línea continua con marcador tipo punto), en las aguas profundas de BM (línea discontinua), y en la región de BA (línea punteada).

Las anomalías positivas corresponden a SST mayores que las observadas en el ciclo anual correspondiente para cada región y viceversa para las anomalías negativas. En el periodo de los 6 años de estudio (1996-2001) se distinguen 2 periodos de 3 años, los cuales están caracterizados por anomalías predominantemente de un mismo signo en la zona de surgencias y la región profunda de BM, positivas en los años 1996-1998 y negativas 1999-2001. Las anomalías positivas fueron más intensas en la zona de surgencias (hasta 5 °C en Junio y Septiembre, 1997), mientras que las máximas anomalías negativas lo fueron para la región de BA (hasta 5 °C en Junio, 2000). Estos 2 periodos están asociados con los fenómenos climatológicos de El Niño 1997-98 y su contraparte La Niña 1999-2001. El efecto de estos fenómenos de gran escala en el régimen térmico de la región de estudio consiste en condiciones de surgencia de menor intensidad (Abril-Mayo) acompañado de calentamientos más intensos (Junio) durante el evento de El Niño y condiciones adversas durante el evento de La Niña. Estos resultados concuerdan con los estudios anteriores realizados por Lluch-Belda *et al.* (2000).

**Comparación con resultados anteriores.** Haciendo una comparación entre los ciclos anuales promedio de la SST, sobre el interior del sistema lagunar, que fueron generados a partir de los datos inferidos de las imágenes AVHRR y a partir de las mediciones directas publicadas en Lluch-Belda *et al.* (2000) se encontraron diferencias significativas entre Enero y Mayo (Fig.IV.25a). Una comparación similar se realizó para la región oceánica adyacente, considerando en este caso los datos contenidos en Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS, Roy, 1998) y publicados por Lluch-Belda *et al.* (2000). Estos datos tienen un rango de variación anual menor que los datos de las imágenes AVHRR (Fig. IV.25b), además de valores de temperatura más altos durante el periodo de Febrero a Abril.



**Figura IV.25.** Comparación entre los ciclos promedios anuales de la SST, generados con los datos inferidos de las imágenes de AVHRR (en líneas sólidas con intersecciones de líneas verticales con extremos marcados con puntos sólidos indicando la desviación estándar asociada) y los generados con los datos de mediciones directas publicados por Lluch-Belda *et al.* (2000), en líneas cortadas, para (a) el promedio sobre todo el sistema lagunar Bahía Magdalena-Bahía Almejas y para (b) el promedio sobre la región oceánica adyacente a este sistema costero.

Aún cuando en este análisis se compararon los datos promediados sobre diferentes periodos de observación, es posible distinguir una tendencia similar en ambos casos. Las diferencias significativas en esta comparación están asociadas a los métodos de medición. Los valores de la SST inferidos a partir de las imágenes AVHRR representan la temperatura de una capa superficial de alta sensibilidad (microcapa), con grosor máximo de algunas partes de milímetro desde la superficie. En esta capa son sensibles los efectos de los enfriamientos por evaporación en respuesta al viento superficial y de los calentamientos por una irradiación mayor sobre esta microcapa. Por su parte, los datos publicados por Lluch-Belda *et al.* (2000) fueron obtenidos utilizando un termómetro regular desde la capa superficial hasta 1 metro por debajo de esta microcapa. Así entonces, en el periodo de invierno y primavera (enero-mayo) cuando ocurre el mínimo de radiación solar y los vientos alcanzan la mayor intensidad, los datos inferidos de las imágenes AVHRR tienen valores de la SST subevaluados a los registros de las mediciones termométricas obtenidos de manera directa. Una descripción detallada sobre el análisis de estas diferencias se puede encontrar en (Cynthia *et al.*, 1991).

### **IV.3. Actividad de surgencias costeras en la costa Pacífica de Baja California**

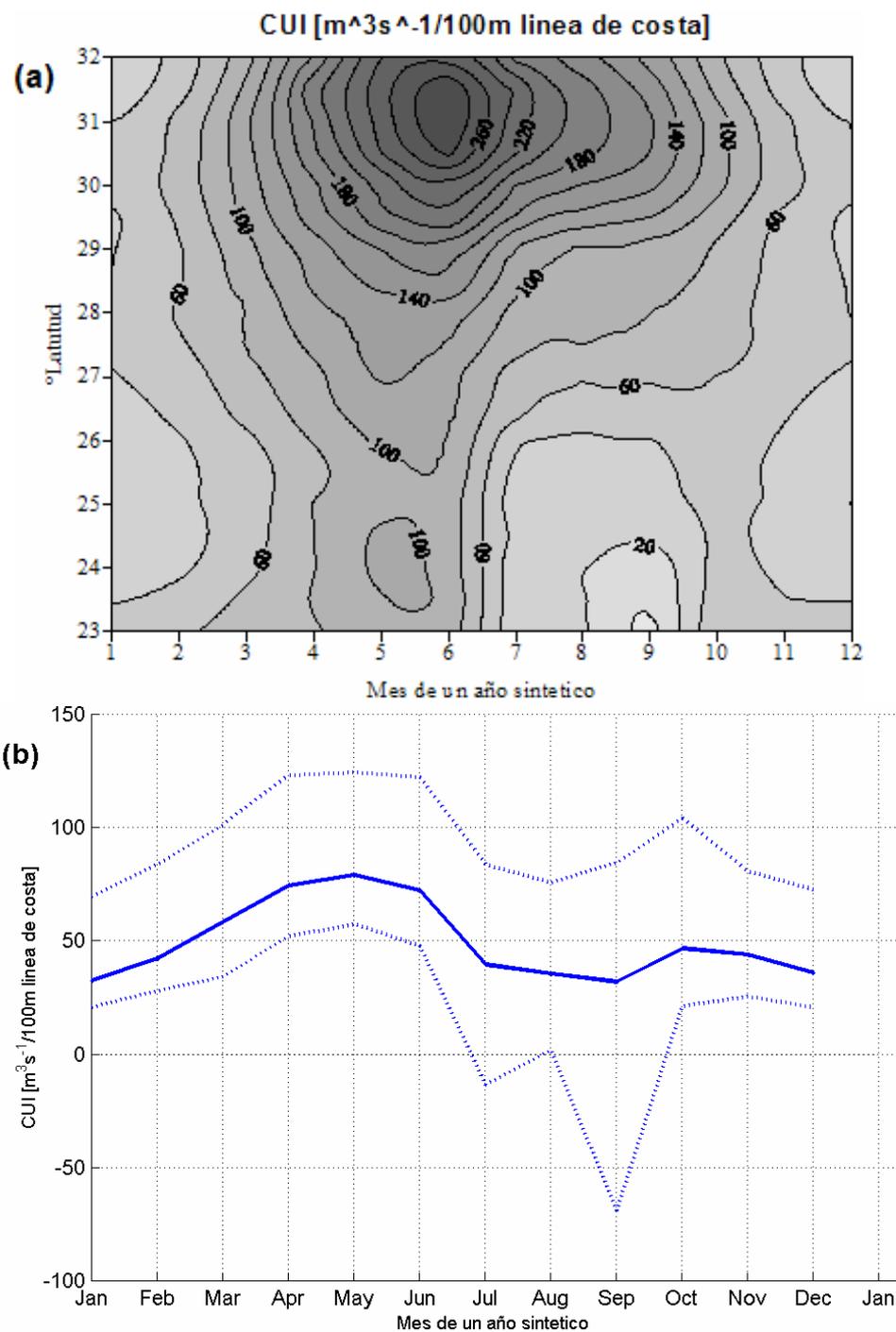
Es generalmente aceptado que el sistema lagunar BM-BA es uno de los ecosistemas marinos de más alta productividad primaria en la costa pacífica oeste. Sin embargo, los mecanismos que generan dicha productividad y su variabilidad son todavía desconocidos. Es bien conocido que en la costa Pacífica de Baja California (PBC) se presentan surgencias costeras, los procesos asociados a la actividad de surgencias en cada caso tiene un gran efecto en los parámetros de productividad biológica (Zaitsev *et al.*, 2003). No obstante, explicar la alta productividad que caracteriza al sistema lagunar BM-BA en términos de los procesos de surgencias es insuficiente pues similares condiciones de productividad deberían de presentarse en las diferentes regiones costeras donde la actividad de surgencias es incluso de mayor intensidad (Bakun y Nelson, 1976). A continuación se desarrolla un análisis de la variabilidad de las surgencias costeras en la costa PBC, a fin de caracterizar la actividad de surgencias costeras que se presentan en la región adyacente a la boca BM. La metodología del cálculo y significado de los CUI se describió anteriormente en la sección I.5 de esta Tesis.

### IV.3.1. Variabilidad de los índices de surgencias

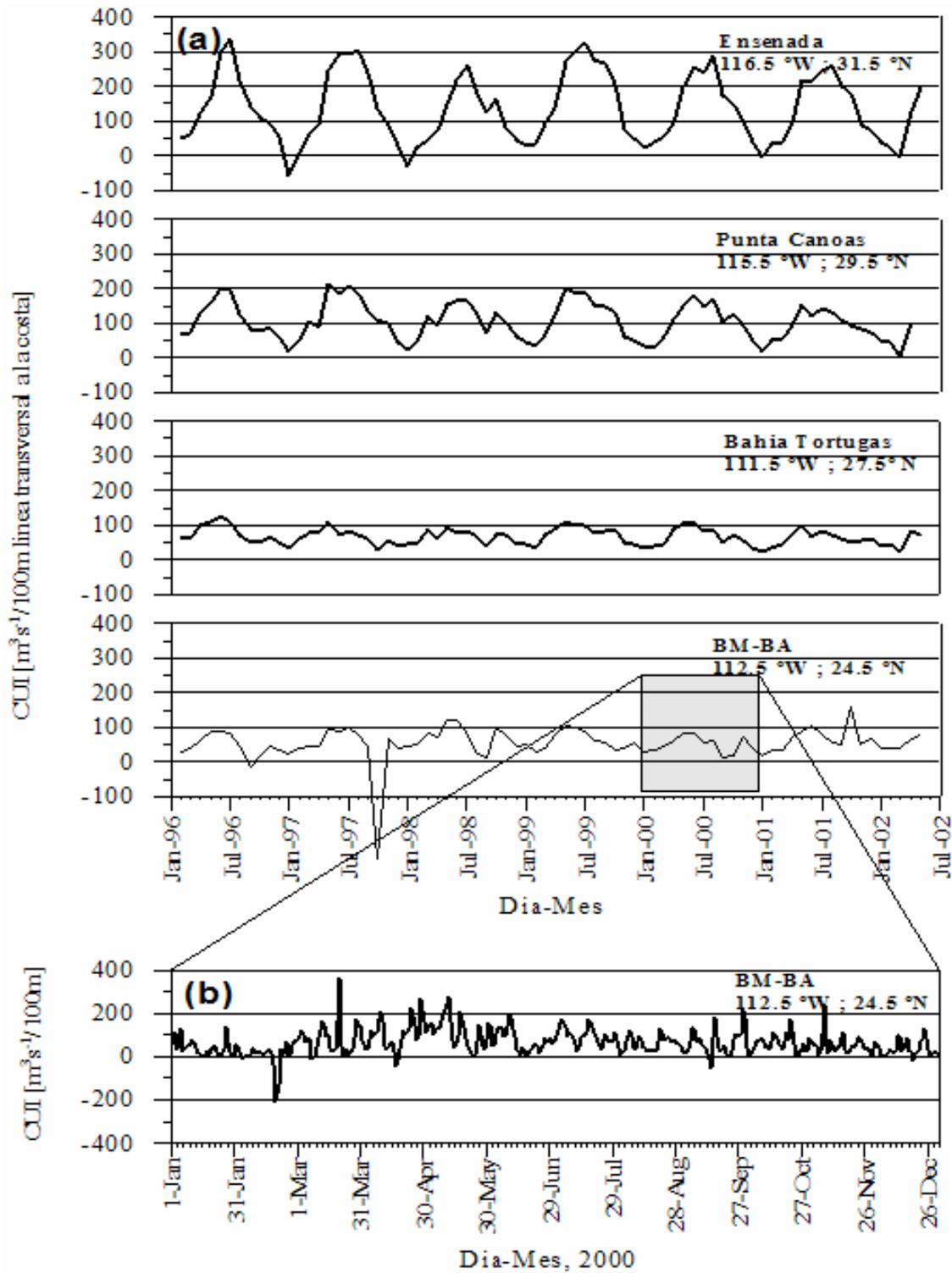
**Variabilidad estacional.** La evolución temporal de los CUI-PBC a lo largo de un ciclo anual sintético se muestra en la región costera del sistema lagunar BM-BA (Fig. IV.26). En esta figura se observan 2 características principales de la variabilidad estacional: la intensificación de los valores en los meses de Abril a Junio y un decrecimiento de la intensidad de las surgencias hacia las latitudes sur de la costa Pacífica de Baja California. Adicionalmente se distinguen condiciones ligeramente favorables para la generación de surgencias costeras al sur de los 26° de Latitud a partir del mes de Julio y hasta el de Octubre.

Las series de tiempo de los promedios mensuales de los CUI-PBC son mostrados en algunas zonas costeras de la costa PBC para todo el periodo de análisis en la Fig. IV.27a. En esta, se observa el ciclo anual bien definido a lo largo de la PBC. Su variabilidad interanual parece estar modulada en ciclos de 3 años, un rango amplio de los valores se presenta durante el primer año de cada ciclo con una tendencia a disminuir al final del ciclo. Este patrón de variabilidad es mucho más evidente hacia las latitudes medias donde los CUI alcanzan los  $300 \text{ m}^3\text{s}^{-1}/100 \text{ m}$  a largo de una línea transversal a la costa, durante el periodo Abril-Junio de cada año. Particularmente, se observa que los valores de CUI en las latitudes correspondientes al sistema lagunar BM-BA son en magnitud 3 veces menores que los que se calcularon para la zona costera adyacente a la bahía de Ensenada. Los picos de las series de tiempo observados en esta región son asociados a la presencia de las circulaciones ciclónicas tropicales de huracán, Doreen y Juliette cuya trayectoria fue a lo largo de la costa PBC.

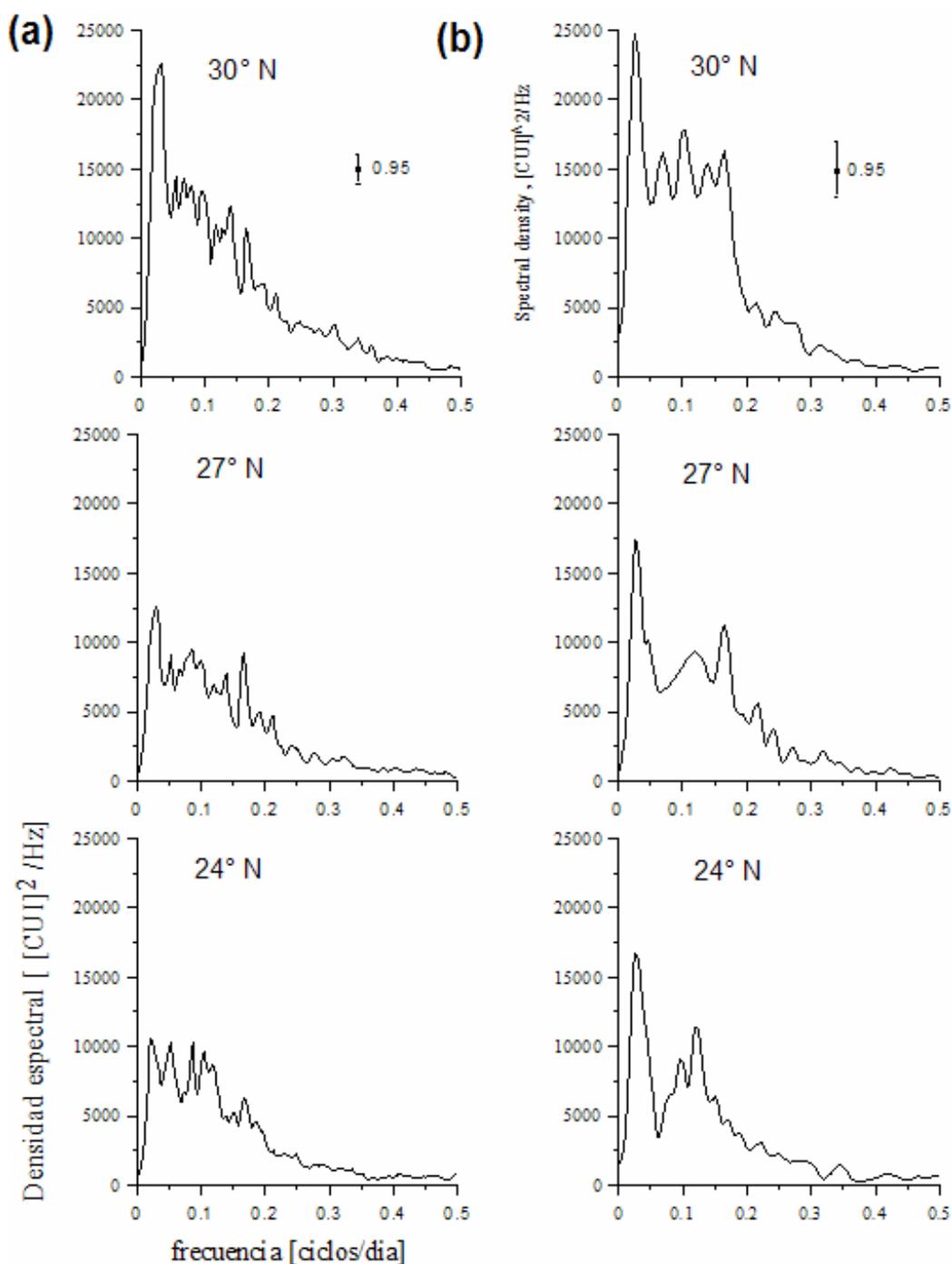
La densidad espectral de las series de tiempo de los CUI-PBC para 3 zonas costeras de la PBC con las latitudes de 24°N, 27°N y 30°N, se muestran en la Fig. IV.28, separando las variaciones de los CUI-PBC durante el periodo de máxima intensidad de surgencias, Abril-Junio, de la serie completa de todo el periodo de análisis. En general en todos los espectros generados se observa un decremento del 50% de la densidad espectral correspondiente a la zona costera de la latitud más norte hacia la de la latitud más sur. Los distintos espectros de potencias presentan varios picos significantes de energía, los rangos de las frecuencias en los que se encuentran estos picos varían entre 0.1 y 0.2 ciclos/día, correspondiente a los periodos de 5 a 10 días. Estos picos representativos de la frecuencia de máxima energía, son resueltos con mayor claridad al considerar únicamente los periodos de primavera-verano de cada ciclo anual.



**Figura IV.26.** Ciclo anual medio de los CUI en (a) las latitudes de la PBC y (b) la región costera de BM-BA ( $112.5^{\circ}W$ ,  $24.5^{\circ}N$ ). Las líneas punteadas indican la desviación estándar asociada al promedio de 6 años de datos (1996-2001).



**Figura IV.27.** Series de tiempo de (a) los promedios mensuales de los CUI para 4 regiones costeras a lo largo de la PBC y (b) los promedios diarios de los CUI para la región costera de BM-BA durante el año 2000.



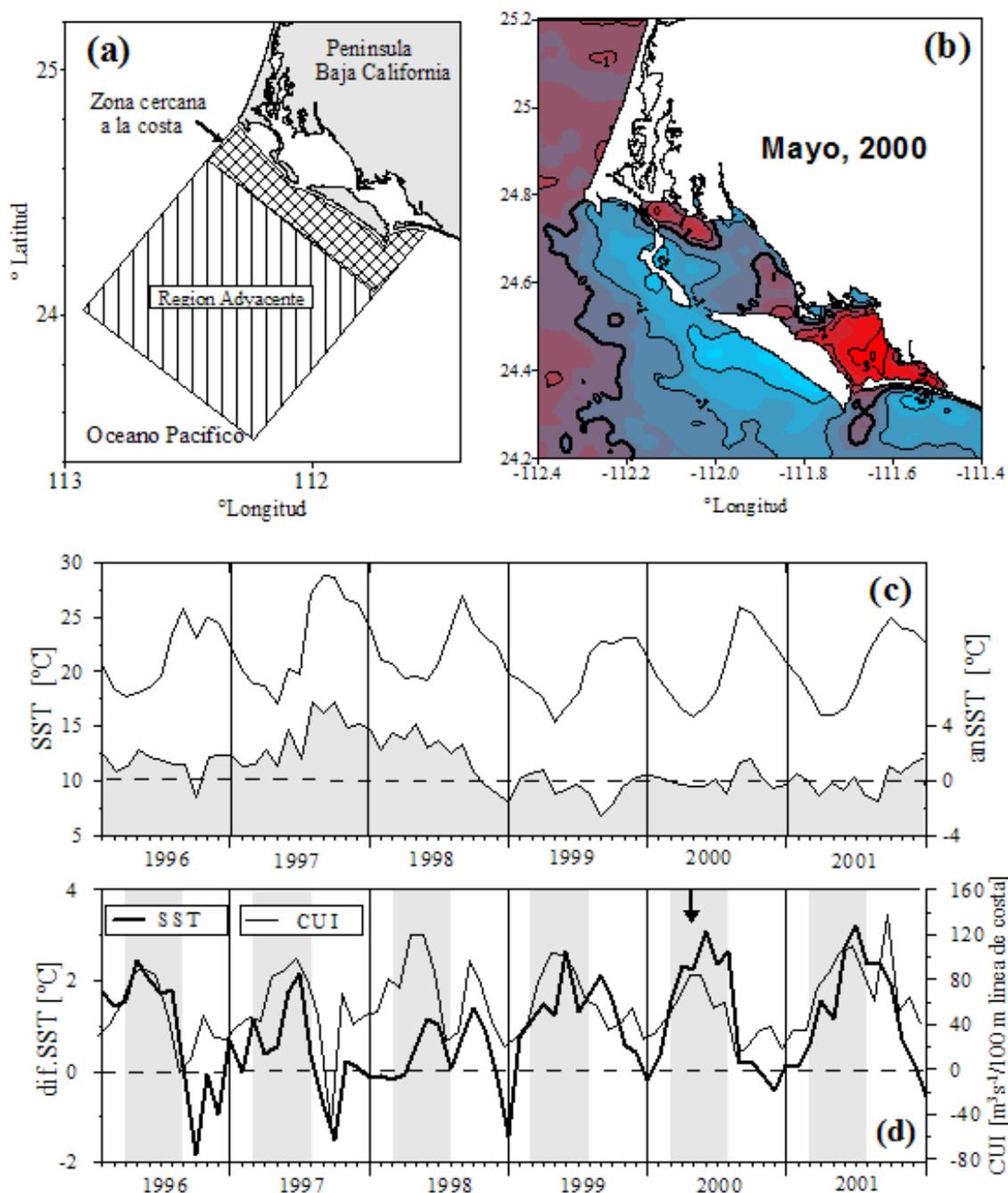
**Figura IV.28.** Espectros de potencias de las series de tiempo de los promedios diarios de los CUI en las zonas costeras de la PBC en las latitudes indicadas considerando (a) el periodo completo de estudio (1996-2001) y (b) los periodos de Primavera durante el periodo de estudio.

### IV.3.2. Patrones hidrográficos asociados a las surgencias costeras

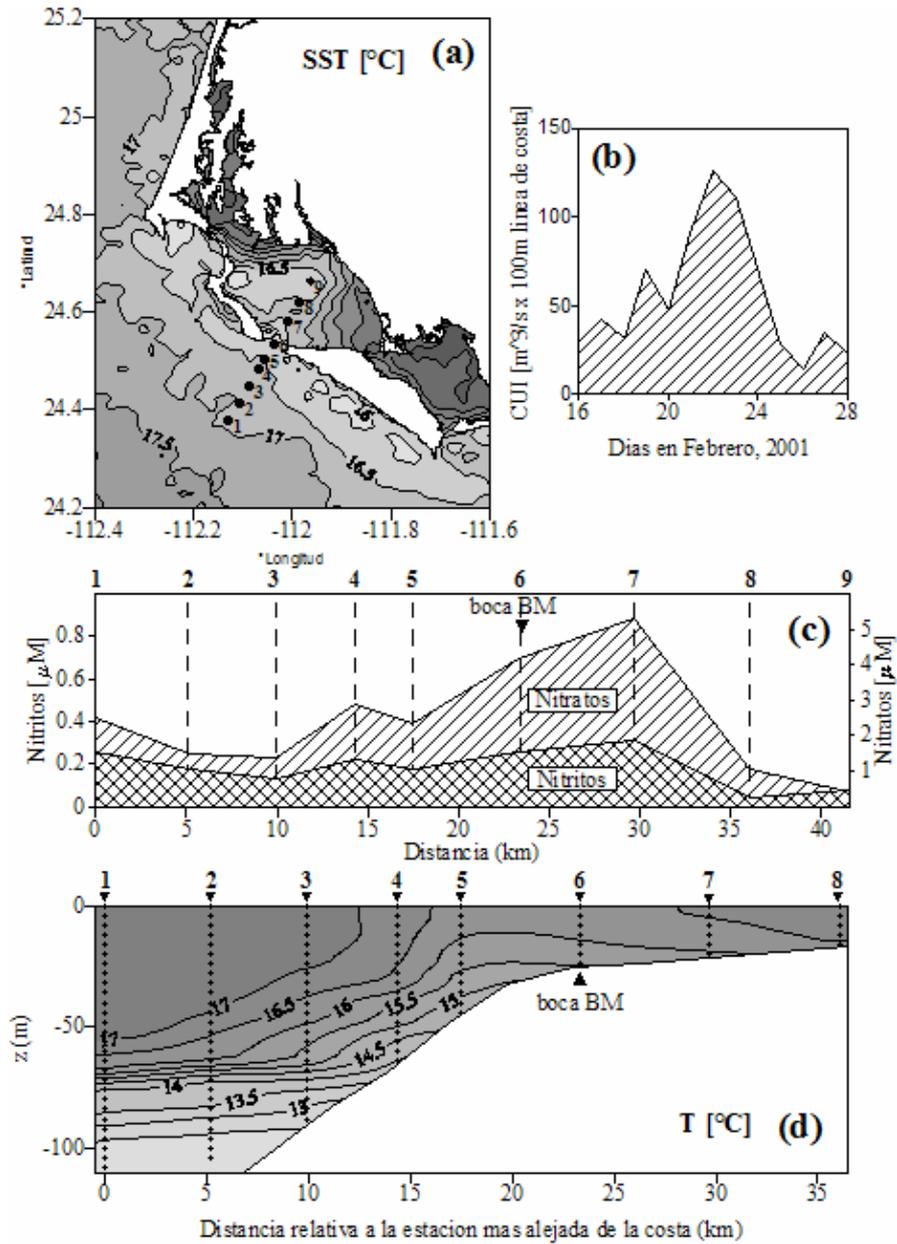
A fin de analizar la relación entre las condiciones que generan la actividad de surgencias y las condiciones hidrológicas, se realiza una comparación de las variaciones estacionales de los CUI-PBC y las distribuciones mensuales promedio de la SST, en el sistema lagunar BM-BA y la región oceánica adyacente. Para dicha comparación fueron establecidas 2 subregiones fijas que dividen la región del mar adyacente al sistema lagunar (Fig. IV.29a). La región más cercana a la costa abarca una extensión de 2000 km<sup>2</sup> (100x20 km) y la región adyacente hacia mar adentro cubre 9000 km<sup>2</sup> (100x90 km). Las series de tiempo de la SST contenidas en cada una de estas áreas fueron promediadas para obtener una serie de tiempo promedio de cada región. La serie de tiempo promedio para la región alejada de la costa (Fig IV.30c) muestra un ciclo anual bien definido con una variabilidad estacional e interanual caracterizada por un periodo de 3 años con anomalías promedio positivas (1996-1998) y 3 años con anomalías promedio negativas (1999-2001). Esta característica de la variabilidad interanual muestra un cambio de régimen climático cálido (4°C mayor a la media), asociado a la ocurrencia del fenómeno de El Niño 1997-98, por un régimen de clima frío que corresponde con las condiciones del fenómeno de La Niña.

La comparación entre los CUI-PBC correspondientes a la latitud de 24.5°N y las diferencias de la SST promedio entre la región del mar adyacente cercana a la costa y la SST promedio de la región del mar adyacente más alejado de la costa, se muestra en la Figura IV.31d. El coeficiente de correlación entre ambas series fue 0.54 con un intervalo de confianza de 95%. La baja correlación es esperada debido a que las variaciones de la SST dependen no solo de la intensidad del viento, como las de los CUI, sino también de la profundidad de la capa de mezcla. Es interesante notar que mientras los CUI-PBC alcanzan el máximo valor durante la primavera de 1998 (120 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>/100 m de línea transversal a la costa), el gradiente espacial promedio de la SST hacia mar adentro es mínimo debido al intenso calentamiento de las aguas superficiales del mar. En contraparte, durante el debilitamiento del viento, forzante de la surgencias costeras, durante la primavera del 2000, se manifiesta en un gradiente espacial promedio de la SST (>3°C) hacia mar adentro.

La distribución horizontal y vertical de las condiciones hidrográficas que fueron obtenidas en una sección transversal a la boca BM durante la campaña 20-26 de Febrero 2001, fueron asociadas a la intensificación de los CUI-PBC que se presenta al segundo día de la campaña de medición (Fig. IV.30). En esta figura se presentan los contornos de SST mínima en la vecindad



**Figura IV.29.** Análisis de las condiciones hidrográficas asociadas a la actividad de surgencias costeras en la región adyacente al sistema lagunar BM-BA. La división de la región de estudio (a). La distribución espacial de la anomalía de la SST en el 2000, respecto del promedio temporal 1996-2001 de los meses de Mayo (b). La serie de tiempo de la SST promedio (línea delgada) y de la anomalía promedio de la SST respecto del promedio de la base de datos 1996-2001 (c). La comparación entre la serie de tiempo de las diferencias de la SST (región adyacente-zona cercana a la costa) y los CUI en la latitud de la zona costera del área de estudio (d).



**Figura IV.30.** Análisis de las condiciones hidrográficas asociadas a la actividad de surgencias en el sistema lagunar BM-BA durante los días 21-25 de Febrero, 2001. La distribución espacial de la SST mensual promedio del mes de Febrero, 2001 (a). La serie diaria de los CUI en la latitud del área de estudio ( $24.5^\circ\text{N}$ ) (b). La distribución de la concentración de nutrientes (Nitratos y Nitritos) (c) y la distribución vertical de la temperatura (T) (d) a lo largo de la sección transversal a la boca BM, indicada en (a), que fue obtenida durante los días de muestreo 21-25 de Febrero, 2001.

de la boca BM dentro de la bahía (Fig. IV.30a), una distribución vertical de la temperatura caracterizada por una capa de mezcla superficial bien mezclada con una termoclina cuya profundidad varía de una profundidad de 60 m a 25 km de la boca, hasta 10m a 10 km de la boca (Fig. IV.30d). La distribución horizontal de la concentración de algunos nutrientes (Nitratos y Nitritos) indican valores máximos en el interior de BM a 5 km de la boca.

#### IV.4. Conclusiones del Capítulo III

La caracterización de la marea en relación con la variabilidad espacio-temporal de los parámetros termohalinos, permitió analizar el forzamiento oceánico y el intercambio de masa entre los elementos del sistema lagunar BM-BA a fin de determinar el balance hidrodinámico. Esta caracterización se realizó en términos de los procesos energéticos que modulan la hidrodinámica del sistema costero BM-BA.

La marea en el sistema lagunar resultó ser de carácter mixta principalmente semidiurna. Las componentes armónicas semidiurnas M2 y S2 constituyeron aproximadamente el 65% de la varianza de la marea mientras que las diurnas K1 y O1 constituyeron un 34% adicional. La mayor amplitud correspondió a la componente semidiurna lunar M2 (periodo=12.42 hrs) explicando casi el 40% de la varianza. La comparación entre las amplitudes de marea M2 y M4 fue del 5% en la boca de BM, por lo que no se ha dado mayor importancia a los efectos de la marea de aguas someras (overtides). La superposición de las componentes diurnas y semidiurnas resultaron en una desigualdad diurna de la marea de menos que 0.5 m.

La onda de marea en el sistema lagunar BM-BA mostró un comportamiento estacionario, esto es las corrientes de marea estuvieron desfasadas aproximadamente 90° de la variación de la amplitud de la marea (Brown *et al.*, 1989). La propagación de esta onda desde la boca BM hacia los canales del sistema resultó en un incremento tanto de la amplitud como de la corriente a consecuencia de una disminución de la velocidad de fase en las regiones someras ( $c = \sqrt{gH}$ , donde  $g$  es la gravedad y  $H$  la profundidad del agua). La propagación de esta onda desde la boca BM hacia los canales del sistema resultó en un incremento tanto de la amplitud como de la corriente asociados al arribo de la marea hacia regiones de menor profundidad. Este comportamiento, se presentó claramente durante los muestreos de Nov01 y May02, mismos en los que ocurrió el máximo forzamiento de marea (>2 m).

En la boca BM, el rango de la marea viva (hasta 2.60 m) fue 3.7 veces el rango de la marea muerta. La intensidad de las corrientes durante la marea viva (0.45-0.47 m/s en flujo/reflujo) fueron 1.8 veces la de las corrientes de marea muerta en la fase de reflujo y 3.7 en la de flujo. En un ciclo de marea flujo/reflujo, las intensidades de las corrientes de reflujo fueron en promedio 0.03 m/s más intensas que las de flujo, excepto en el muestreo de Nov01. Las intensidades de las corrientes en los canales del interior del sistema alcanzaron en promedio 0.32m/s con fluctuaciones de hasta 0.15 m/s. Las fluctuaciones registradas en la boca BM fueron en magnitud menores respecto de las que se presentaron en los canales del interior. Estas asimetrías en la intensidad de las corrientes de marea fueron un resultado muy particular que se asociaron con las fases crecientes de la marea semilunar en las cuales se realizaron las mediciones (Fig. IV.3).

Las mediciones del campo termohalino mostraron condiciones uniformes en la vertical en la mayor parte del sistema lagunar BM-BA. Por lo que la representación 2D de la distribución termohalina es suficiente para la descripción de las propiedades hidrológicas promedio. Sin embargo, la descripción de la estructura termohalina en las bocas y sus alrededores debe de considerar las estratificaciones que se presentaron en la región de la boca BM. La variación de los parámetros termohalinos, temperatura y salinidad, apareció modulada principalmente por la variación de la marea. El incremento de las variables termohalinas durante el reflujo de la marea se asocio a un transporte de aguas más cálidas y más salubres desde las zonas más alejadas de la boca de BM hacia esta. Las condiciones inversas se presentaron durante el flujo de la marea. Este modo de variabilidad resulto en un incremento local neto en la densidad durante el reflujo y decremento local durante el flujo. Un rango de variación de hasta 3°C en temperatura fue encontrado en un ciclo de marea en la boca BM.

La evolución temporal de las distribuciones mensuales de SST promedio indicó la existencia de eventos de surgencia costera en la región oceánica adyacente durante el periodo de primavera-verano, caracterizada por un gradiente horizontal de SST dirigido hacia la región inmediatamente exterior a la boca BM. Las zonas de máxima intensidad de surgencias se presentaron en la parte interior de la plataforma continental debido a un forzamiento del viento superficial acoplado a un forzamiento batimétrico. La distribución vertical de los parámetros termohalinos, temperatura, salinidad y densidad, en la región oceánica adyacente al sistema lagunar corroboró la existencia de eventos de surgencias costeras. Los afloramientos de agua fueron registrados desde 60 m de profundidad en 40 km hacia mar adentro. Uno de los eventos de

surgencias de mayor intensidad que fueron registrados en los muestreos (Abr00) apareció caracterizado por un afloramiento de agua cerca de la boca BM con temperatura de 14°C y salinidades entre 34 y 35 psu. Estos valores también fueron encontrados hacia mar adentro por debajo de los 25 m de profundidad a 10 km de la costa. El patrón de surgencias sugiere una alta disponibilidad de nutrientes en las capas superficiales para el desarrollo de alta productividad primaria. Los resultados obtenidos en las distribuciones de las propiedades conservativas (temperatura, salinidad) y su variabilidad modulada por la marea sugieren el probable influjo de los nutrientes y material biológico (larvas, plancton, etc.) hacia el interior del sistema lagunar.

Las estratificaciones observadas en el área de estudio mostraron también una variabilidad estacional bien marcada. En la época del invierno, cuando la termoclina estacional excedió las profundidades de la boca BM (<45 m) parece no presentarse un influjo hacia el interior de BM de las aguas profundas, resultando en una uniformidad vertical en la zona profunda de BM. En cambio durante la primavera y el verano el ascenso de la termoclina hacia la superficie, asociado con las surgencias costeras, se asocio a un influjo neto de las aguas de surgencia hacia el interior de BM estableciendo una estratificación de la columna de agua en esta región. En la boca de BA, debido a su escasa profundidad, no existe un influjo de aguas profundas oceánicas, por lo que las únicas estratificaciones que se presentan en BA estuvieron asociadas al ciclo diario de radiación solar. Este tipo de estratificación superficial, fue prácticamente observado sobre toda la superficie del sistema lagunar sin embargo los gradientes verticales de temperatura son menores que 1 °C.

Las aguas superficiales más frías, encontradas en la parte noroeste de BM y ligeramente aisladas de la boca, que fueron caracterizadas como condiciones típicas de surgencias (Alvarez-Borrego *et al.*, 1975), no estuvieron relacionadas con ningún ascenso de las isolíneas de los parámetros termohalinos en esta zona. Más aún, el viento dominante del noroeste no puede provocar surgencias en la costa este, solo el hundimiento de aguas. El hecho de que los parámetros termohalinos temperatura sea más o menos uniforme en la vertical de esta región, sugiere que los procesos de mezcla vertical son los dominantes. La localización de la zona de aguas superficiales, relativamente frías, coincide con los mayores gradientes batimétricos (Fig. I.2). En las pendientes más abruptas del fondo las corrientes de marea generan un proceso intenso de mezcla vertical, resultando condiciones superficiales más oceánicas que las del alrededor.

El campo de masa en BM asociado al patrón de surgencias en la región oceánica adyacente quedó caracterizado por un gradiente que varío como la batimetría de la región debido a que existe una intensa tasa de evaporación en las zonas someras además de que no existen

aportes de agua continental. En los términos del promedio se obtuvo que en el interior de BM se presentaron aguas de mayor densidad (de hasta  $0.3 \text{ kg/m}^3$ ) que en la región del mar adyacente, debido a las aguas más salubres que se generan por la alta evaporación en las regiones someras. Por su parte en BA se presentó un campo de masa prácticamente homogéneo, sin embargo es de esperarse que el agua que entra a través de su boca sea de menor densidad que la del interior debido también a la alta evaporación. Estos patrones de la distribución de los parámetros termohalinos, son el resultado de un imbalance local entre la transferencia de masa y calor de las aguas superficiales con la atmósfera suprayacente (calentamiento y evaporación) y de la advección horizontal de masa y calor con la región oceánica adyacente a través de las bocas.

La variabilidad interanual de la SST en el periodo 1996-2001 indico 2 periodos de variación, de 3 años cada uno. En el periodo de estudio analizado se presentó un cambio de régimen climático cálido ( $4^\circ \text{ C}$  mayor a la media), asociado a la ocurrencia del fenómeno de El Niño 1997-98, por un régimen de clima frío que corresponde con las condiciones del fenómeno de La Niña (Lynn *et al.*, 1999). Las condiciones que prevalecieron durante el tiempo en que se presentó este fenómeno climático de gran escala fueron: una anomalía positiva del ciclo anual de la SST correspondiente a un sobrecalentamiento sobre el área de estudio en concordancia con un máximo en las condiciones del viento favorables para el desarrollo de surgencias costeras. Particularmente fueron encontradas anomalías en el ciclo anual medio de la SST en el interior de BM-BA de hasta  $3.5^\circ \text{ C}$  durante los meses de Junio a Septiembre de 1997. Sin embargo no se registraron temperaturas anómalamente frías en la superficie debido probablemente a la profundidad de la capa de mezcla que fue desarrollada durante este tiempo. En contraparte las condiciones prevalecientes durante el fenómeno de la Niña 1999 que resultaron en temperaturas anómalamente frías con vientos menos favorable para el desarrollo de surgencia que durante el evento de El Niño.

La combinación de los procesos, afloramiento de masas de agua por surgencia costera y transporte horizontal por marea, actúa como mecanismo de transporte generando condiciones hidrodinámicas típicamente oceánicas en la vecindad interior de la boca BM. El volumen total de agua que atraviesa la sección transversal de la boca BM durante cada ciclo de flujo o reflujó de la marea, determinado como el volumen de prisma de marea, fue de  $1.30\text{-}0.23 \text{ km}^3$  para BM y  $0.80\text{-}0.14 \text{ km}^3$  para BA durante la marea viva-muerta. El tiempo promedio necesario para llenar todo el volumen de la bahía, determinado como el tiempo de residencia fue de 6-30 ciclos/marea y 5-21 ciclos/marea durante la marea viva-muerta.

## **Capítulo V. Modelación numérica de la circulación en el sistema BM-BA**

A partir de la implementación del modelo numérico de circulación costera ECOM, se simuló la circulación en el interior del sistema lagunar BM-BA asociada a los diferentes forzamientos dinámicos: viento y marea. En cada caso se analizó el transporte de masa en el interior del sistema. En este Capítulo V se describen los detalles de la implementación en la región de estudio (sección V.1) y el reporte de los resultados obtenidos en la sección V.2. Las conclusiones obtenidas a partir de la experimentación numérica realizada son discutidas en la sección V.3. La formulación de las ecuaciones del modelo, las condiciones iniciales y de frontera conforman el apéndice B de la tesis

### **V.1. Implementación del modelo en el sistema lagunar BM-BA**

Para la implementación del modelo ECOM en la región costera del sistema lagunar BM-BA fueron evaluadas diferentes mallas computacionales, así como también diferentes tipos de condiciones de fronteras abiertas. Las mallas y las condiciones de frontera que resolvieron con mayor detalle las características de la circulación registradas en las mediciones directas realizadas anteriormente en el área de estudio fueron las elegidas para desarrollar el conjunto de experimentos numéricos mencionados en la sección V.3.

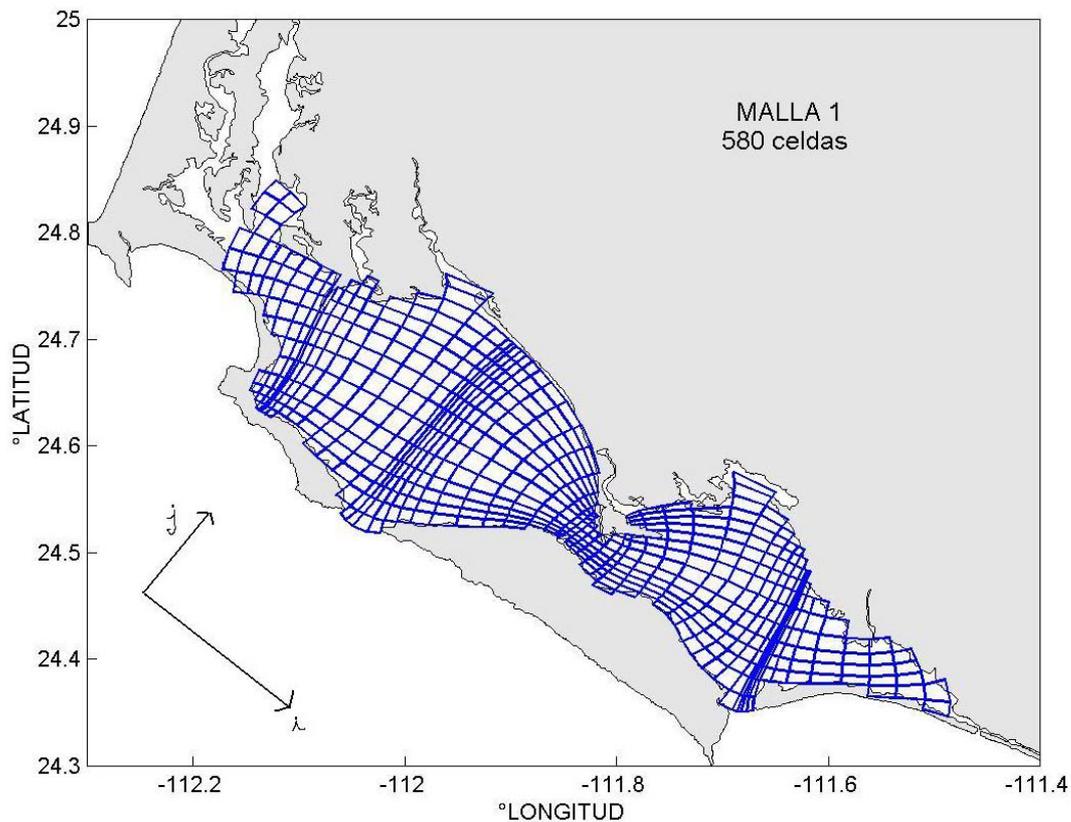
#### **V.1.1. Dominio numérico del modelo**

El dominio numérico del modelo abarca la región interior del sistema lagunar BM-BA, con fronteras líquidas en la boca de ambas bahías y en los canales que conectan la región norte del sistema con el Canal de San Carlos. El sistema de coordenadas curvilíneas ortogonales ha sido utilizado para la generación de la malla computacional de tal manera que se puedan resolver algunas de las características geomorfológicas de la región (línea costera y batimetría).

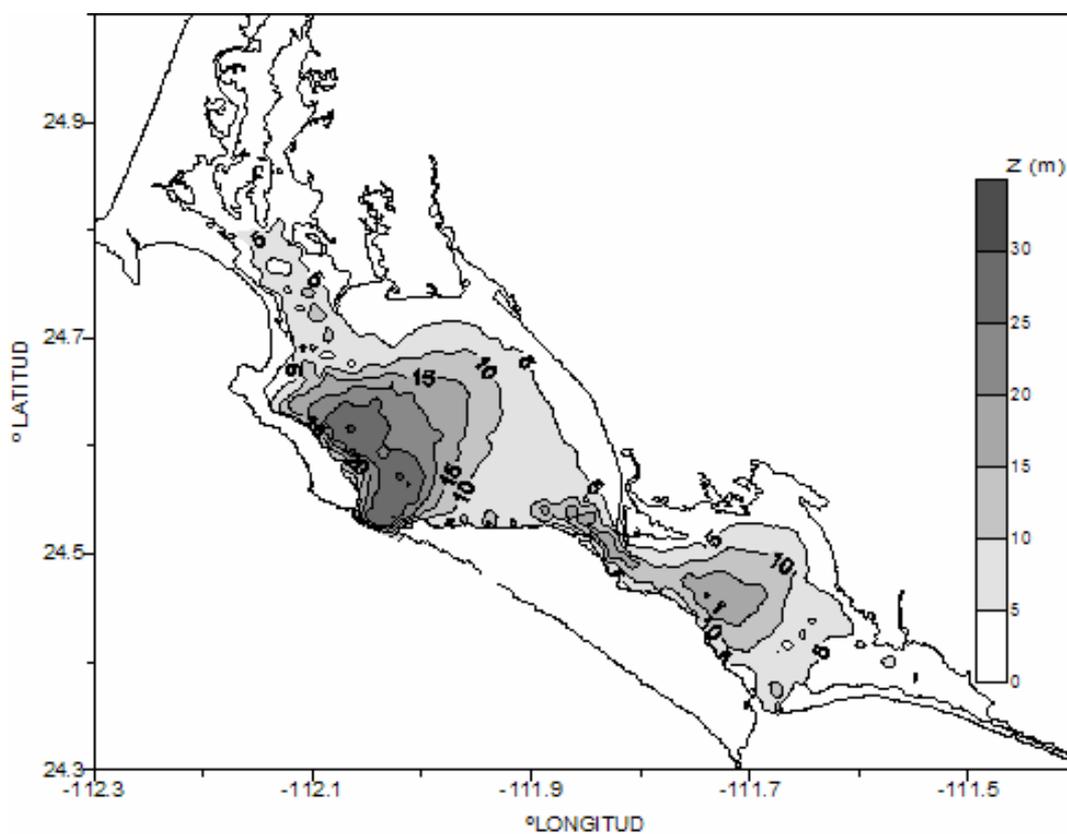
La malla computacional fue extraída de una matriz de 64x19 celdas, obteniendo 580 celdas efectivas para la simulación (Fig. V.1). La resolución espacial de esta malla varió de 0.88 a 4.95 km en la dirección de  $i$  y de 0.28 a 2.54 km en la dirección de  $j$ . El valor de la profundidad de cada celda de la malla es obtenida de la interpolación de los datos de la batimetría que fueron previamente digitalizados de una carta de navegación a cada punto central de cada una de las celdas. El campo de las isolíneas de profundidad generadas a partir de la interpolación mencionada se muestra en la Fig. V.2. Las profundidades máximas alcanzan los 35 m, mientras que las profundidades mínimas se re-escalaron de 1 a 3 m para evitar inestabilidades numéricas

provocadas por profundidades “negativas” del total de la columna de agua, durante los instantes de marea baja, en las celdas de las regiones mas someras. Cada celda está descrita por 11 niveles en la vertical conformando una familia de superficies, superficies- $\sigma$ , a lo largo del dominio numérico en las coordenadas sigma, permitiendo una resolución vertical de 0.27 m en las regiones más someras a 3.18 m en las más profundas.

La estabilidad computacional CFL en el modo externo, impone la condición en el paso de tiempo en las ecuaciones de transporte (Blumberg y Mellor, 1981) según las relaciones B62 y B63 del apéndice B. Considerando los siguientes valores:  $\bar{u}_{\max} \sim 1 m/s$  para la velocidad máxima promedio esperada,  $g \sim 10 m/s^2$  como la aceleración de la gravedad,  $H_{\max} = 35 m$ , la profundidad máxima considerada en la modelación y  $\Delta x = 73.54 m$ ,  $\Delta y = 49.94 m$ , las distancias mínimas entre dos nodos consecutivos de la malla computacional, en la dirección  $i,j$ , se obtuvo una rapidez de propagación de las perturbaciones  $c_i = 38.41 m/s$  y por tanto  $\Delta t \leq 1.07 s$ . Para facilitar la parametrización temporal de los diversos parámetros físicos del modelo se eligió como paso de tiempo  $\Delta t = 1 s$ , satisfaciendo la condición de estabilidad CFL.



**Figura V.1.** Malla computacional diseñadas en coordenadas curvilíneas ortogonales.



**Figura V.2.** Batimetría del modelo generada a partir de la interpolación de los valores de la profundidad asignados en el centro de cada celda de la malla computacional. Datos obtenidos de la interpolación numérica de los datos de profundidad reportados en una carta regional de navegación (Navy, 1971).

### V.2.2. Condiciones iniciales y de frontera

Un primer conjunto de los experimentos numéricos mencionados en la sección V.3, se realizó con el modo externo del modelo numérico: esto es el modo integrado en la vertical. Una vez identificadas las principales características de éste modo se realizó nuevamente este conjunto de experimentos utilizando el modo interno o baroclínico, a fin de analizar la estructura vertical asociada a la circulación integrada en la vertical. Una discusión general de la formulación de las condiciones iniciales y de frontera en el modelo numérico ECOM se incluye en la sección B.III del apéndice B.

**Condiciones iniciales.** El modelo se corrió para los experimentos 1-3 (ver sección V.3) como un problema de valores iniciales con un campo de masa homogéneo, el cual corresponde a una distribución de las propiedades termohalinas constante a lo largo de las superficies- $\sigma$  que parametrizan la vertical. Los valores utilizados en éstas distribuciones fueron 18 °C y 34, para la temperatura y la salinidad respectivamente.

**Condiciones de frontera laterales.** En el dominio numérico de la modelación, la línea de costa de la región de estudio fue representada como fronteras laterales cerradas. Las bocas del sistema, boca BM y boca BA, fueron representadas como fronteras líquidas abiertas y la conexión del Canal San Carlos con la Zona de Canales, se representó como una frontera líquida cerrada, esto es sin un influjo normal de energía hacia el interior del sistema a través de ésta frontera ni eflujo hacia el exterior. La especificación de ésta última condición de frontera fue determinada a partir de la evaluación de diferentes condiciones de fronteras laterales.

En las fronteras laterales cerradas, el flujo normal de momento, temperatura y salinidad son cero de tal manera que no existen flujos advectivos ni difusivos de los flujos de calor ni de momento a través de estas fronteras. Es decir:

$$\bar{v}_n = 0, \quad (\text{V.1a})$$

$$\bar{v}_n(T, S) + A_M \partial_n(T, S) = 0, \quad (\text{V.1b})$$

donde  $\bar{v}_n$  es la componente de la velocidad normal a la costa,  $T$  es temperatura,  $S$  salinidad,  $A_M$  el coeficiente de difusividad horizontal de momento y  $\partial_n$  denota el operador diferencial en la dirección normal a la costa.

En las fronteras laterales abiertas, para la realización de los experimentos 1 y 2 (ver sección II.2.2) se aplicaron las condiciones de frontera para la velocidad en la forma del forzamiento de marea, donde la elevación de la superficie libre se expresa como condición de radiación forzada en la dirección normal a la frontera, es decir

$$\partial_n \eta + c \partial_n \eta = F(n, t) \quad (\text{V.2a})$$

donde  $c = (gh)^{1/2}$  es la velocidad de fase para aguas someras,  $n$  es la coordenada tangencial y  $F(n, t)$  es una a función que incluye el forzamiento necesario debido a las mareas.

La función del forzamiento se predetermino especificando la amplitud y la fase de las componentes principales de marea en el experimento 2, mientras que en uno de los casos del experimento 1 las condiciones de frontera líquida abierta fueron especificadas como la variación del nivel del mar en función del tiempo con base en las mediciones en la boca BM durante las campañas descritas en la sección IV.1. En la realización del experimento 3 (ver sección II.2.2) la condición de frontera líquida abierta es la misma que la que se expresa en la relación (V.4) con la función de forzamiento igual que cero, es decir de radiación normal libre hacia la frontera abierta.

Las condiciones de frontera para la temperatura y la salinidad en las fronteras líquidas de los experimentos 1-3 (ver sección II.2.2) fueron de 2 tipos: las condiciones de fronteras de influjo

(flujo hacia el interior del dominio) y las condiciones de frontera de eflujo (flujo hacia el exterior). En el primer caso la temperatura y la salinidad son especificadas con base a datos predeterminados en las fronteras de influjo, mientras que en las fronteras de eflujo se estableció la condición de radiación:

$$\partial_t(T, S) + u_n \partial_n(T, S) = 0 \quad (\text{V.2b})$$

donde  $T$ ,  $S$  y  $n$  son definidos como en la ecuación (V.1). Las condiciones de frontera de influjo fueron impuestas en los experimentos 1-3, por una distribución homogénea con valores de 18 °C y 34.5 psu, para la temperatura y la salinidad respectivamente.

Las condiciones de frontera líquida cerrada son formuladas como las relaciones (V.2a) y (V.2b) con  $F(n, t) = 0$ . Las técnicas de amortiguamiento de la radiación de energía normal a la frontera que se describen en la sección V.5 fueron utilizadas para analizar la propagación de la marea en desde la boca BM hacia ésta frontera.

**Condiciones de frontera verticales.** Las condiciones de frontera en la superficie del modelo se describen con las relaciones:

$$\rho_0 k_M (\partial_z u, \partial_z v) = (\tau_{ox}, \tau_{oy}); \quad (\text{V.3a})$$

$$\rho_0 k_H (\partial_z T, \partial_z S) = (\dot{Q}, \dot{S}); \quad (\text{V.3b})$$

$$q^2 = B_1^{2/3} u_{\infty}^2; \quad (\text{V.3c})$$

$$q^2 \ell = 0; \quad (\text{V.3d})$$

$$w = \partial_t \eta + u \partial_x \eta + v \partial_y \eta + (E - P); \quad (\text{V.3e})$$

donde  $\tau_{ox}, \tau_{oy}$  son las componentes del vector del esfuerzo del viento en la superficie  $\vec{\tau}_o$ , que tiene asociado una velocidad de fricción  $u_{\infty}$ .  $\dot{Q}$  es el flujo neto superficial de calor y  $\dot{S} \equiv S(0)(E - P) / \rho_0$  es la evaporación (E) – precipitación (P) neta de la razón del flujo neto de la masa de agua dulce.  $S(0)$  es la salinidad en la superficie,  $\rho_0$  la densidad de referencia y  $k_M, k_H$  son los coeficientes de mezcla vertical de momento y calor, respectivamente.  $\frac{1}{2} q^2$  es la energía cinética turbulenta y  $\ell$  la turbulencia de macroescala.  $B_1^{2/3}$  es una cantidad empírica constante que resulta de las relaciones de cerradura de la turbulencia.  $\partial_s$  con  $s = x, y$  ó  $t$ , denota el operador diferencial en la dirección de la componente  $s$ .  $w$  y  $\eta$  fueron ya definidos anteriormente.

El vector  $\vec{\tau}_o$  es expresado como el cuadrado de la velocidad del viento, es decir:

$$(\tau_{ox}, \tau_{oy}) = \gamma \rho_{atm} (w_x, w_y) |w|, \quad (V.3f)$$

donde  $\gamma = 1.4 \times 10^{-3}$  es un parámetro adimensional determinado empíricamente,  $\rho_{atm}$  es la densidad del aire y  $(w_x, w_y)$  son las componentes de la velocidad del viento con magnitud  $|w|$ .

En la experimentación numérica de esta tesis los flujos atmosféricos al igual que la precipitación y la evaporación no son considerados. Mientras que la magnitud del viento es únicamente predeterminada en la realización del experimento 3 (ver sección V.1), considerando el promedio de la media inferior (3 cm/s), el valor medio (5 cm/s), el promedio de la media superior (8 cm/s) y un caso extremo (15 cm/s).

Análogamente las condiciones de frontera en el fondo del modelo se describen con las relaciones :

$$\rho_0 k_M (\partial_z u, \partial_z v) = (\tau_{bx}, \tau_{by}); \quad (V.4a)$$

$$q^2 = B_1^{2/3} u_{tb}^2; \quad (V.4b)$$

$$q^2 \ell = 0; \quad (V.4c)$$

$$w_b = -u_b \partial_x H + v_b \partial_y H; \quad (V.4d)$$

donde  $H$  es la profundidad y  $u_{tb}$  es la velocidad de fricción asociada con el vector de esfuerzo por fricción en el fondo  $\vec{\tau}_b$ , con componentes  $(\tau_{bx}, \tau_{by})$ . Este vector está determinado por el acoplamiento de las velocidades según la ley logarítmica de la pared, esto es

$$\vec{\tau}_b = \rho_0 C_D |\vec{v}_b| \vec{v}_b, \quad (V.4e)$$

donde el valor del coeficiente de arrastre  $C_D$ , está determinado en función de  $z_b$  y  $\vec{v}_b$ , el punto de malla inmediatamente próximo al fondo y la velocidad correspondiente, de acuerdo con

$$C_D = \left( \frac{1}{\kappa} \ln \left( \frac{H + z_b}{z_o} \right) \right)^{-2}. \quad (V.4f)$$

## V.2. Experimentos numéricos de modelación: resultados y discusión

En los experimentos preliminares las simulaciones fueron forzadas inicialmente con la superposición de las componentes armónicas principales de la marea en las bocas del sistema lagunar, la boca de BM y la de BA. Las amplitudes utilizadas como forzamiento en las fronteras líquidas laterales, referidas en lo consiguiente como las bocas del sistema lagunar BM-BA se enlistan en la Tabla V.1.

**Tabla V.1.** Amplitudes de las componentes armónicas principales de la marea en el sistema BM-BA.

Componente armónica de la marea	Periodo [hrs]	Amplitud [m]
Lunar Semidiurna (M2)	12.42	0.50
Solar Semidiurna (S2)	12.00	0.30
Lunar Diurna Decl. (K1)	23.94	0.20
Lunar Diurna Decl. (O1)	25.82	0.15
Lunar Semidiurna (N2)	12.66	0.10
<b>Rango = 2.70 m</b>		

Estos valores fueron obtenidos por redondeo de los promedios de las amplitudes armónicas asociadas a las variaciones del nivel del mar que fueron medidas durante las diferentes campañas de muestreo descritas en la sección III.1. El forzamiento se aplicó en 4 celdas para cada una de las bocas, inicialmente con la misma fase. Este experimento fue realizado con el propósito de analizar la propagación de la marea en el interior del sistema lagunar. Una comparación entre los resultados de la simulación y las mediciones obtenidas durante las campañas de muestreo, descritas en la sección IV.1, fue realizada para determinar las condiciones de la frontera líquida del Canal San Carlos que mejor ajustan a las mediciones. Estas condiciones de frontera fueron las que se utilizaron para el análisis de los experimentos mencionados en la sección II.2.2. Adicionalmente, una serie de experimentos fueron realizados para analizar la sensibilidad del modelo. Estos experimentos consistieron en la variación de los siguientes parámetros:

1. La frecuencia del forzamiento de la marea.
2. La diferencia de fase entre los forzamientos de marea especificados en las bocas.
3. La magnitud del forzamiento del viento.
4. La dirección del forzamiento del viento.
5. La configuración batimétrica.

Los resultados de este análisis de sensibilidad fueron utilizados a su vez para determinar la respuesta de la circulación a la variación de los forzamientos dinámicos considerados (marea y viento superficial) así como también a la variación de la batimetría de la región.

Las simulaciones en todos los experimentos planeados se realizaron utilizando un número de corte igual a 3 (excepto que se indique alguna variante), esto es el número de pasos de tiempo entre los modos interno y externo, para las simulaciones con el modo integrado en la vertical, y 10 para las que se realizan con el modo baroclínico. Las distintas simulaciones se inician desde el estado estacionario de reposo utilizando un tiempo de “ramping” de 1 ciclo de marea (excepto que se indique alguna variante), la estabilidad dinámica de las soluciones es observada a partir del 3<sup>er</sup> ciclo de marea. Esto es no existen diferencias significativas entre los valores de la amplitud de la marea entre 2 ciclos consecutivos, a partir del 3<sup>er</sup> ciclo de la marea, para un mismo punto de la malla computacional.

Los parámetros del modelo son descritos en la formulación del modelo contenida en el apéndice B y están detalladamente discutidos en Mellor y Yamada (1982). Los valores numéricos asignados a estos parámetros en los experimentos de modelación son enlistados en la Tabla V.2.

**Tabla V.2.** Parámetros numéricos constantes del modelo ECOM.

<b>Parámetros constantes del modelo</b>	<b>Símbolo</b>	<b>Valor Numérico</b>
Coeficiente de fricción del fondo	$C_D$	$1 \times 10^{-3}$
Coeficiente de rugosidad	$Z_0$	$1 \times 10^{-3}$ m
Coeficiente de parametrización de la mezcla horizontal	$A_M$	$20 \text{ m}^2/\text{s}$
Coeficiente de parametrización de la mezcla vertical	$K_M$	$1 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$
Numero de Prandtl (horizontal y vertical)	$P=A_M/A_H$	1
Parámetro de Coriolis	$f$	$8 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$
Aceleración de la gravedad	$g$	$9.8 \text{ m/s}^2$
Coeficiente de parametrización del esfuerzo del viento	$\gamma$	$1.4 \times 10^{-3}$
Incremento del tiempo	$\Delta t$	1 s
Resolución máxima de la malla en la dirección paralela a la costa en la dirección perpendicular a la costa	$\Delta x$ $\Delta y$	0.88 km 0.28 km

### V.2.1. Análisis de la calibración del modelo

Con el propósito de verificar la calibración del modelo, inicialmente se realizó una comparación entre las variaciones del nivel del mar pronosticadas y las obtenidas de la simulación numérica forzada por las componentes armónicas de la marea que están enlistadas en la Tabla V.2. El pronóstico se obtuvo de la base de datos contenida en “Tides”, disponible en el Internet (<http://www.arachnoid.com/tides>). Posteriormente fueron comparadas las intensidades de las corrientes obtenidas por mediciones directas y las generadas por la simulación numérica de marea antes descrita. Finalmente fueron comparadas las series de tiempo de la elevación del nivel del mar simulada y la medida durante gran parte de un ciclo lunar de marea (20 días).

La Tabla V.3 presenta la comparación numérica de la amplitud de las componentes armónicas de la marea pronosticada a partir de mediciones históricas y los resultados de las simulaciones numéricas.

**Tabla V.3.** Comparación numérica de la amplitud (A) de las componentes armónicas de la marea pronosticada a partir de mediciones históricas y los resultados de las simulaciones del modelo ECOM en la región del canal de San Carlos. Estimando en cada caso la diferencia porcentual con el registro del mareógrafo (e).

Amplitud de la marea (A) [m]					
Componente Armónica:	Registro Mareógrafo	Pronostico TIDES		Simulación ECOM	
K1	0.27	0.28	4%	0.27	0%
M2	0.55	0.54	1%	0.46	20%
S2	0.32	0.35	8%	0.17	47%
O1	0.16	0.18	7%	0.14	20%
RANGO	2.60	2.70	4%	2.08	20%
variable:	A	A	E	A	e

Las amplitudes de las componentes armónicas fueron obtenidas con el programa computacional de análisis armónico T\_Tides (Pawlowicz *et al.*, 2002). Los datos del pronóstico a 30 días se obtuvieron de la base de datos contenida en “TIDES” en el punto geográfico 112.15 °W, 24.63 °N. Este pronóstico se realizó considerando los registros históricos de un mareógrafo que estuvo ubicado en el Puerto de San Carlos durante el periodo Enero de 1974 a Diciembre de 1976. Las simulaciones fueron generadas con un forzamiento de las componentes armónicas de la marea a 20 días. El punto de control donde se realizó la comparación corresponde a las

coordenadas geográficas 112.12° W, 24.79° N, que resultó ser el más cercano al punto donde se realizó el pronóstico.

Las amplitudes de marea obtenidas del pronóstico, en las cercanías de la ubicación del mareógrafo, distan numéricamente en menos que el 10% de los registros del mareógrafo en todos los casos. El rango de amplitud que se obtuvo en el pronóstico fue 4% sobrevaluado al del registro del mareógrafo. Mientras que el rango correspondiente a la simulación fue 20% subvaluada. Las amplitudes de las componentes armónicas obtenidas de la simulación tienen una diferencia promedio de 25%. Sin embargo esta diferencia no fue constante para cada una de las componentes armónicas, resultando una diferencia de casi el 50% en la componente S2.

La comparación de las amplitudes de la marea simuladas en otros puntos de control del interior del sistema lagunar, se realizó similarmente en términos de las amplitudes de las componentes armónicas resueltas durante el tiempo de medición, menor que 4 días en los canales interiores del sistema y la boca BA, y de poco mas de mes y medio en 2 anclajes en la boca BM. Los valores de estas amplitudes de marea se enlistan para cada caso en la Tabla V.4.

**Tabla V.4.** Comparación numérica de los valores de la amplitud de la marea promedio de las mediciones y de los obtenidos a partir de la simulación numérica con ECOM, en los puntos de control del interior del sistema lagunar BM-BA.

<b>Amplitud de la marea [m]</b>			
<b>Punto de control: Boca BM</b>			
Componente Armónica:	Medición de Correntimetro	Simulación ECOM	
K1	0.26	0.28	7%
M2	0.48	0.47	1%
S2	0.27	0.20	35%
O1	0.11	0.14	27%
RANGO	1.12	1.09	3%
<b>Punto de control: Canal Gaviotas</b>			
K1	0.28	0.26	7%
M2	0.85	0.41	52%
<b>Punto de control: Boca BA</b>			
K1	0.08	0.29	71%
M2	0.57	0.48	12%
Variable:	A	A	e

La comparación de los valores de la intensidad de la corriente de marea obtenidas de las simulaciones efectuadas en cada una de las mallas y las mediciones disponibles en algunos

puntos del interior del sistema lagunar se muestran en la Tabla V.5. Los datos obtenidos de las campañas de medición corresponden al promedio de los datos disponibles.

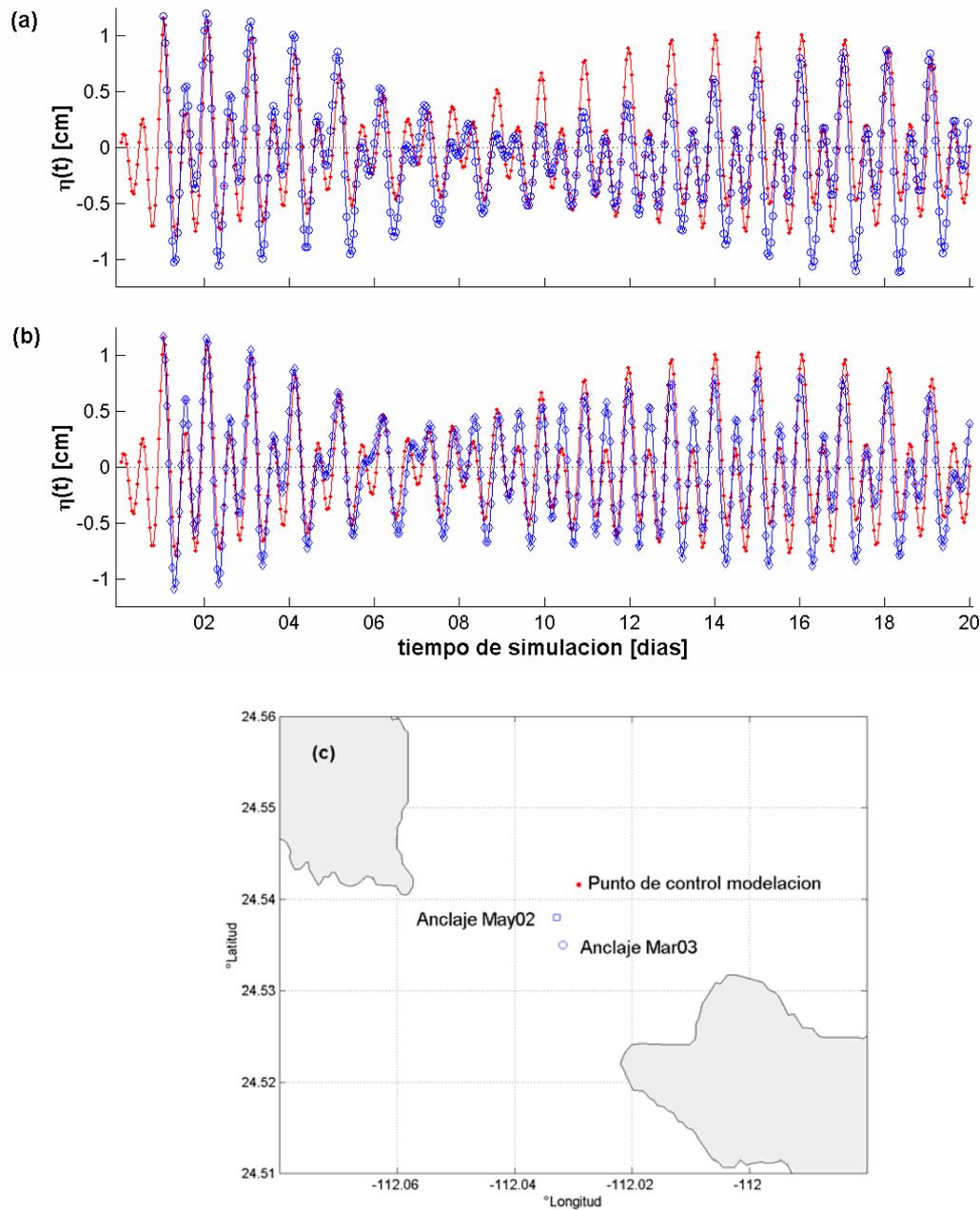
**Tabla V.5.** Comparación entre los valores medios del promedio y máximo de las intensidades de las corrientes de marea en el interior del sistema lagunar BM-BA.

REGIÓN:	Intensidad de Corriente [m/s]		
	Máxima	Promedio	Fuente de dato
Boca BM	0.40	0.19	Medición
	0.62	0.44	ECOM
Canal San Carlos	0.42	0.06	Medición
	0.14	0.09	ECOM
Canal Gaviotas	0.27	0.07	Medición
	0.32	0.23	ECOM
Boca BA	0.40	0.10	Medición
	0.44	0.30	ECOM

En la simulación a 20 días de la circulación en el interior del sistema lagunar BM-BA forzada con la superposición de las componentes armónicas de la marea indicadas en la Tabla V.1, ha sido resuelto al menos 1/2 periodo del ciclo lunar de la marea abarcando una fase de marea viva y una de marea muerta. Las variaciones de la marea simulada mostraron una “buena” correlación en la modulación de la variabilidad (Fig. V.3). En esta comparación se encontraron diferencias máximas de 8% entre los valores simulados y los registrados en las campañas de medición. Estas diferencias fueron asociadas a los armónicos de la marea (mas de 55) que no fueron incluidos en la serie de tiempo simulada.

### V.3.2. Circulación generada por el forzamiento de marea

A continuación se describen los resultados obtenidos de la realización del experimento 2 (ver sección II.2.2). Estos resultados se presentan por separado, distinguiendo las características de la circulación generada por la superposición de las componentes armónicas principales de la marea (M2, S2, K1 y O1); las características de la circulación generada por cada una de las componentes de la marea M2 y K1; la respuesta a la configuración batimétrica; y finalmente las características de la circulación residual inducida por la marea. Este orden en el que se presentan los experimentos realizados fue elegido a fin de mostrar inicialmente las características generales de la circulación forzada por la marea y posteriormente, las características que están asociadas a la variación de la frecuencia del forzamiento de marea y a la batimetría. El análisis de la circulación residual fue dejado en última instancia debido a la importancia que se le atribuye en la contribución del transporte de masa a largo plazo (Feng *et al.*, 1986).



**Figura V.3.** Comparación de la variación de la marea en los puntos localizados en una vecindad de la boca BM (c), que fueron obtenidas con el modelo ECOM (línea continua con marcadores tipo puntos), y de las mediciones directas en el campo registradas con instrumentación de correntímetros instalados en (a) Mayo 2002 (línea continua con marcadores tipo círculos) y (b) en Marzo 2003 (línea continua con marcadores tipo rombos).

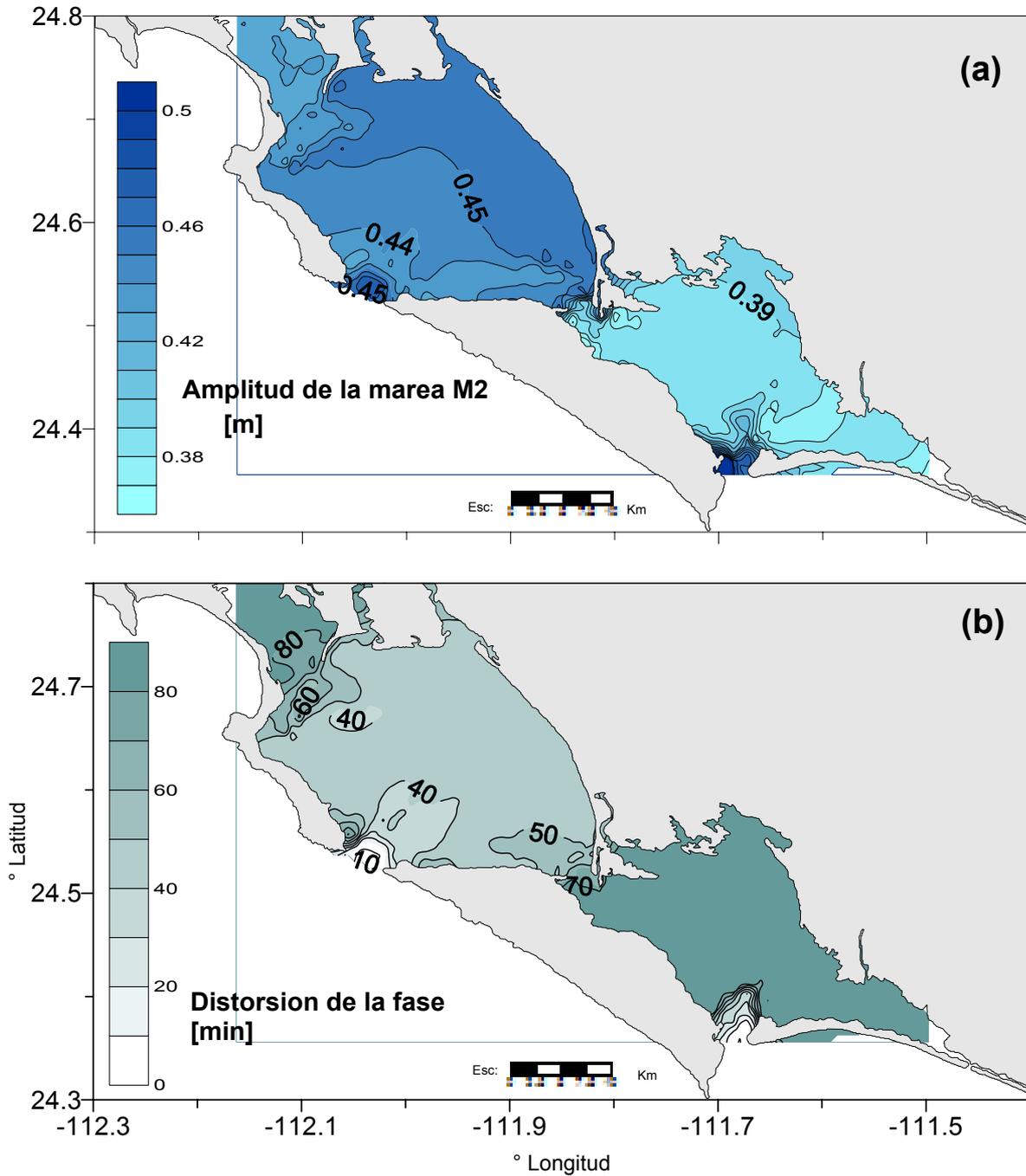
**Propagación del forzamiento de marea.** La amplitud del forzamiento de la marea en cada una de las bocas se estableció de 1.35 m (Tabla V.1). La respuesta de la propagación de la marea en cada uno de los puntos de control a dicho forzamiento es expresado en términos de la amplitud alcanzada en cada una de las fases (Tabla V.6). El cálculo del factor de incremento entre los amplitudes alcanzadas en ambas fases se incluye en esta tabla.

**Tabla V.6.** Amplitud de la marea, A, en las fases de Marea Viva y Marea Muerta en los puntos de control de la modelación numérica en el interior del sistema lagunar BM-BA. La región de localización de los puntos de control se indica en cada caso.

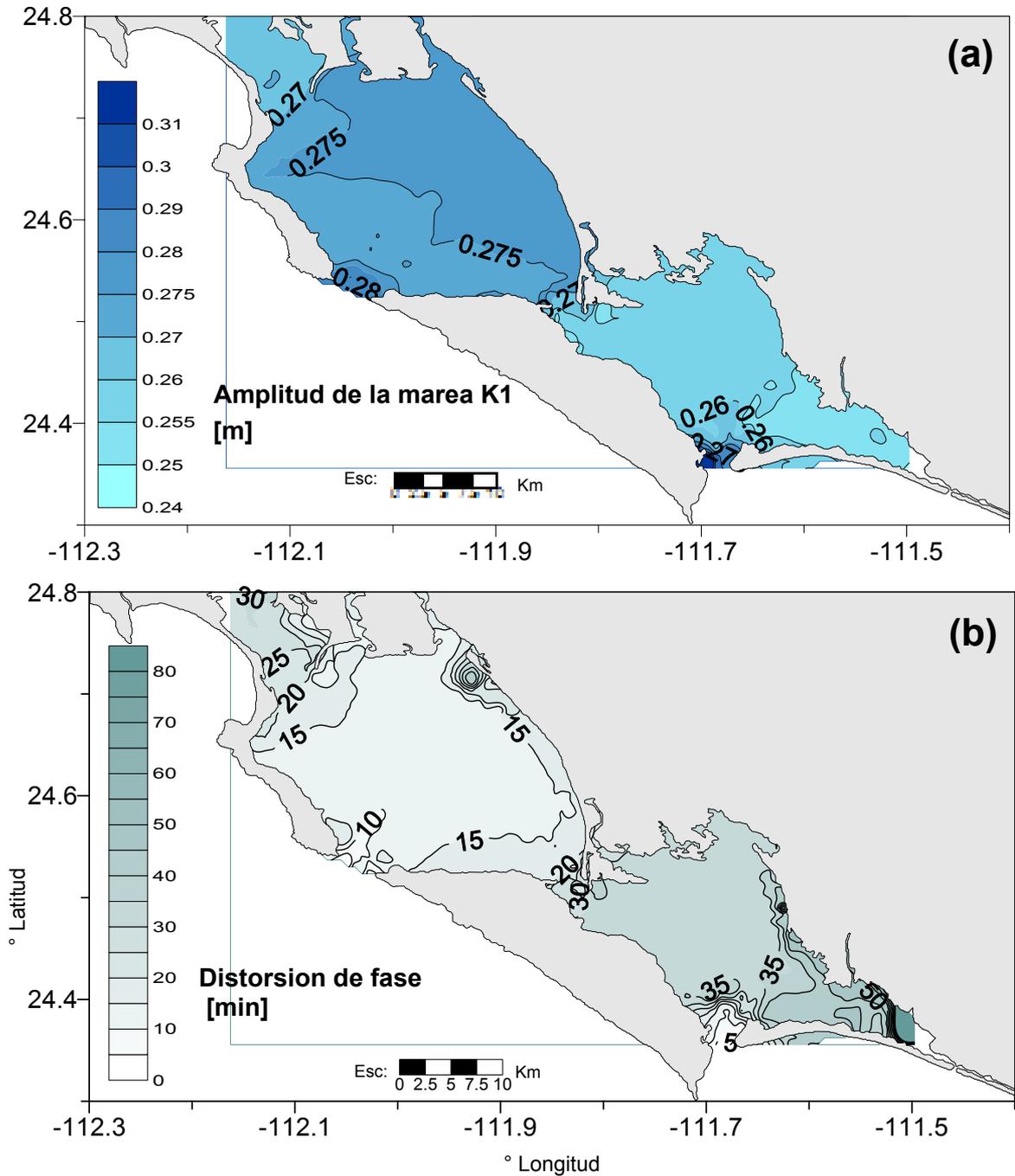
Región:	A [m]		Factor de incremento
	Marea Muerta	Marea Viva	
Boca BM	0.48	1.70	3.54
Canal San Carlos	0.50	1.72	3.44
Cabeza BM	0.49	1.71	3.49
BM antes canal de Gaviotas	0.48	1.69	3.52
BA antes Canal de Gaviotas	0.45	1.45	3.22
Cabeza BA	0.46	1.48	3.21
Boca BA	0.46	1.65	3.59

En estos resultados se observa que en ambas fases del ciclo semilunar de la marea, marea viva y marea muerta, el rango de las variaciones de la amplitud de marea presenta un incremento hacia el interior norte de BM, de hasta un 26% durante la marea viva, del rango del forzamiento (1.35 m), así como también un amortiguamiento de la propagación de la marea desde BM hacia BA. Entre los extremos del Canal Gaviotas se encontró una diferencia de hasta 24 cm durante la fase de marea viva. El forzamiento en la boca de BA presentó un mayor amortiguamiento que en la boca BM, debido a la poca profundidad que se tiene en la vecindad de la boca (< 10 m).

La propagación espacial de la marea en el interior del sistema lagunar BM-BA se describió en términos de la propagación espacial de las componentes armónicas principales. Las distribuciones espaciales de las amplitudes (Fig. V.4) y de las distorsiones de las fases (Fig.V.5) para las componentes armónicas K1 y M2 fueron generadas a partir del análisis armónico, en cada uno de los centros de la malla computacional, de las series de tiempo de la elevación del nivel del mar obtenidas de la simulación a 20 días de la circulación forzada con la superposición de las componentes armónicas principales indicadas en la Tabla V.1. El análisis armónico de las series de tiempo se realizó utilizando el programa computacional T\_Tides (Pawlowicz *et al.*, 2002).



**Figura V.4.** Propagación de la marea M2, esquematizada por (a) contornos de igual amplitud, en metros, y (b) isolíneas del retraso de la marea, en minutos, relativo al forzamiento impuesto en las bocas del sistema, obtenidas en la modelación numérica de la circulación en el sistema lagunar BM-BA forzada simultáneamente en las bocas del sistema por la superposición de las componentes armónicas (Tabla V.1).



**Figura V.5.** Propagación de la marea K1, esquematizada por (a) contornos de igual amplitud, en metros, y (b) isocronas del retraso de la marea, en minutos, relativo al forzamiento (0.30 m de amplitud) impuesto en las bocas del sistema, obtenidas en la modelación numérica de la circulación en el sistema lagunar BM-BA forzada simultáneamente en las bocas del sistema por la superposición de las componentes armónicas (Tabla V.1).

Las isolíneas de fase de la propagación de la marea indica un retraso del máximo de la amplitud alcanzado en los canales del sistema, Gaviotas y San Carlos, de hasta 1hr en las componentes semidiurnas y de 20 minutos en las componentes diurnas. En general, se observa un comportamiento similar de la propagación en cada componente armónica de la marea, el cual está caracterizado por un decremento de la amplitud desde la boca hacia el interior de las bahías, de manera más suave para las componentes diurnas en BM y de manera más abrupta en las semidiurnas en BM y para todas las componentes de forma similar en BA. Así mismo, un incremento de la amplitud desde las zonas profundas hacia las someras, de ambas bahías, se presenta en las componentes semidiurnas en BM y de la diurna O1 únicamente en BA. Una diferencia de amplitud muy marcada se presentan en el Canal de Gaviotas, aproximadamente 0.02 m en las diurnas y 0.05 m en las semidiurnas, acompañada de un desfase de 10 minutos entre los extremos de este canal en la propagación de las componentes diurnas y de 20 minutos en las semidiurnas.

Mas detalladamente, la Tabla V.7 muestra los valores de las diferencias de la amplitud de las componentes armónicas de la marea en los puntos de control respecto de la del forzamiento indicado en la Tabla V.2.

**Tabla V.7.** Valores de la amplitud de cada componente armónica de la marea, en las diferentes regiones del interior del sistema lagunar BM-BA.

Componente Armónica: Región:	Diferencia de la amplitud de marea [cm]			
	M2	S2	K1	O1
Boca BM (Interior)	-3	0	-2	-2
C.San Carlos	+4	+2	+2	+2
Cabeza BM	+5	+1	+2	+2
BM antes C.Gaviotas	+2	0	+2	+2
BA antes C.Gaviotas	-2	-4	+1	+1
Cabeza BA	-5	-7	+2	+1
Boca BA	0	0	-1	-1

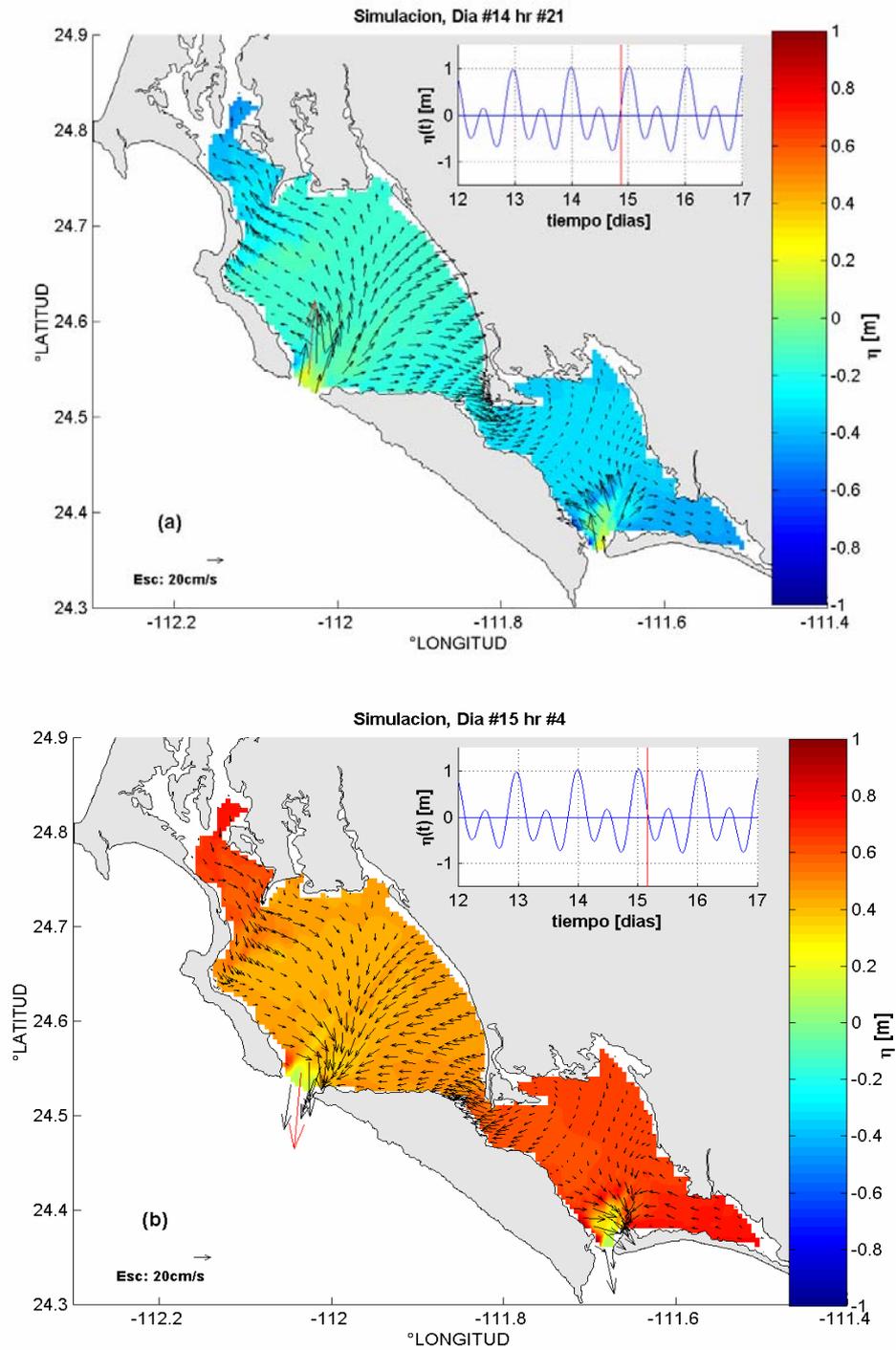
Esta comparación muestra cuantitativamente el comportamiento de la propagación que fue descrito anteriormente. La propagación de las componentes semidiurnas de la marea indican un incremento de la amplitud desde la boca BM hacia el interior de la bahía. Particularmente, la propagación de las componentes semidiurnas resulta en un mayor incremento de la amplitud de éstas componentes hacia el noroeste del sistema lagunar (Canal San Carlos) que al este del mismo (Canal de Gaviotas), mientras que en las componentes diurnas el incremento de la amplitud es prácticamente igual. El decremento de la amplitud al cruzar el canal de Gaviotas, es

aproximadamente de 4 cm para las componentes semidiurnas y de 1 cm en las diurnas. Estas diferencias en la variación de la amplitud de la marea no son observadas en la propagación numérica de la marea diurna, en la cual el incremento de la amplitud hacia el Canal San Carlos es igual al que se produce hacia Canal Gaviotas.

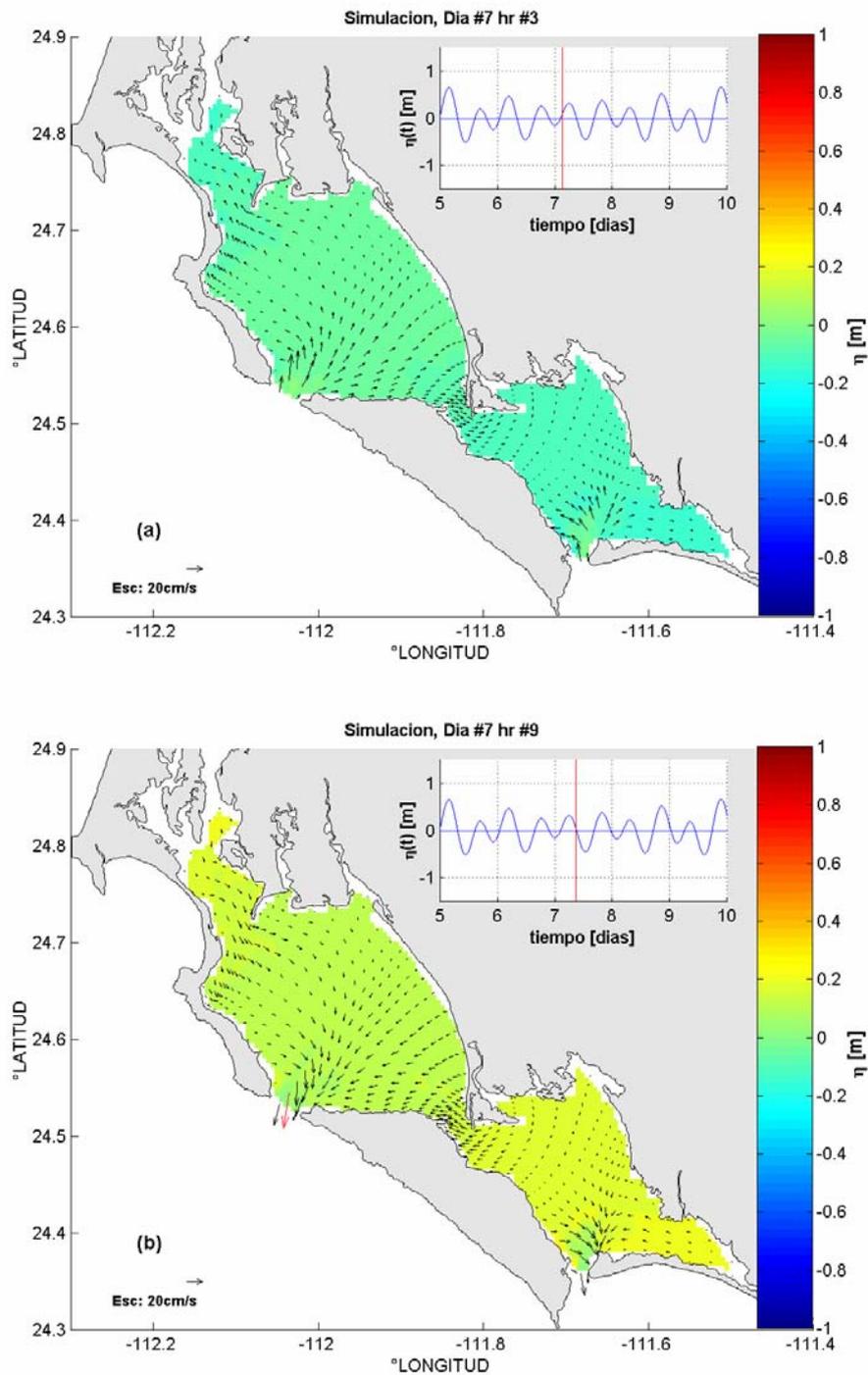
**Circulación generada por la superposición de las componentes armónicas principales de la marea.** A partir de los resultados de la simulación a 20 días, de la circulación en el interior del sistema BM-BA forzada simultáneamente en las bocas del sistema por la superposición de las componentes armónicas principales de la marea indicadas en la Tabla V.1, se generaron las distribuciones espaciales del promedio horario de la elevación del nivel mar y de las corrientes, integradas en la vertical. Estas distribuciones son mostradas en los instantes de flujo máximo y el reflujó correspondiente en las fase de marea viva (Fig. V.6), el flujo mínimo y el reflujó correspondiente en la fase de marea muerta (Fig. V.7) y las mareas altas (Fig. V.8) y las mareas bajas (Fig. V.9) en las fases de marea viva y marea muerta.

Distribución del nivel del mar. Durante las fases de flujo máximo (Fig. V.6a) se presentó una pendiente negativa del nivel del mar desde las bocas del sistema hacia el interior de cada bahía. La pendiente observada en BM es mas suave ( $< 0.30$  m, en marea viva) que la que se presenta en BA ( $> 0.40$  m, en marea viva). La inclinación de ésta pendiente se invirtió durante los instantes de reflujó (Fig. V.6b). Como resultado de éstas diferencias, se generó una pendiente en el nivel del mar a lo largo del Canal Gaviotas, desde BM hacia BA durante la fases de flujo y viceversa durante las de reflujó. Una diferencia de hasta 0.20 m se presentó entre los extremos NW en BM y SE en BA de este canal. Esta misma situación se presentó a lo largo del Canal San Carlos, donde se generó una pendiente negativa del nivel del mar desde BM hacia los canales norte durante las fases de flujo, y positiva durante las de reflujó. Estas pendientes que caracterizan la distribución del nivel del mar en el interior del sistema lagunar BM-BA son más suaves durante las fase de marea muerta (Fig. V.7). Durante las mareas altas (Fig. V.8) se presentó una pendiente abrupta del nivel del mar, de NW a SE, a lo largo del Canal Gaviotas y entre las regiones NW y SE de BA, con referencia a la boca BA ( $< 0.20$  m, durante la marea viva) y viceversa durante las mareas bajas (Fig. V.9).

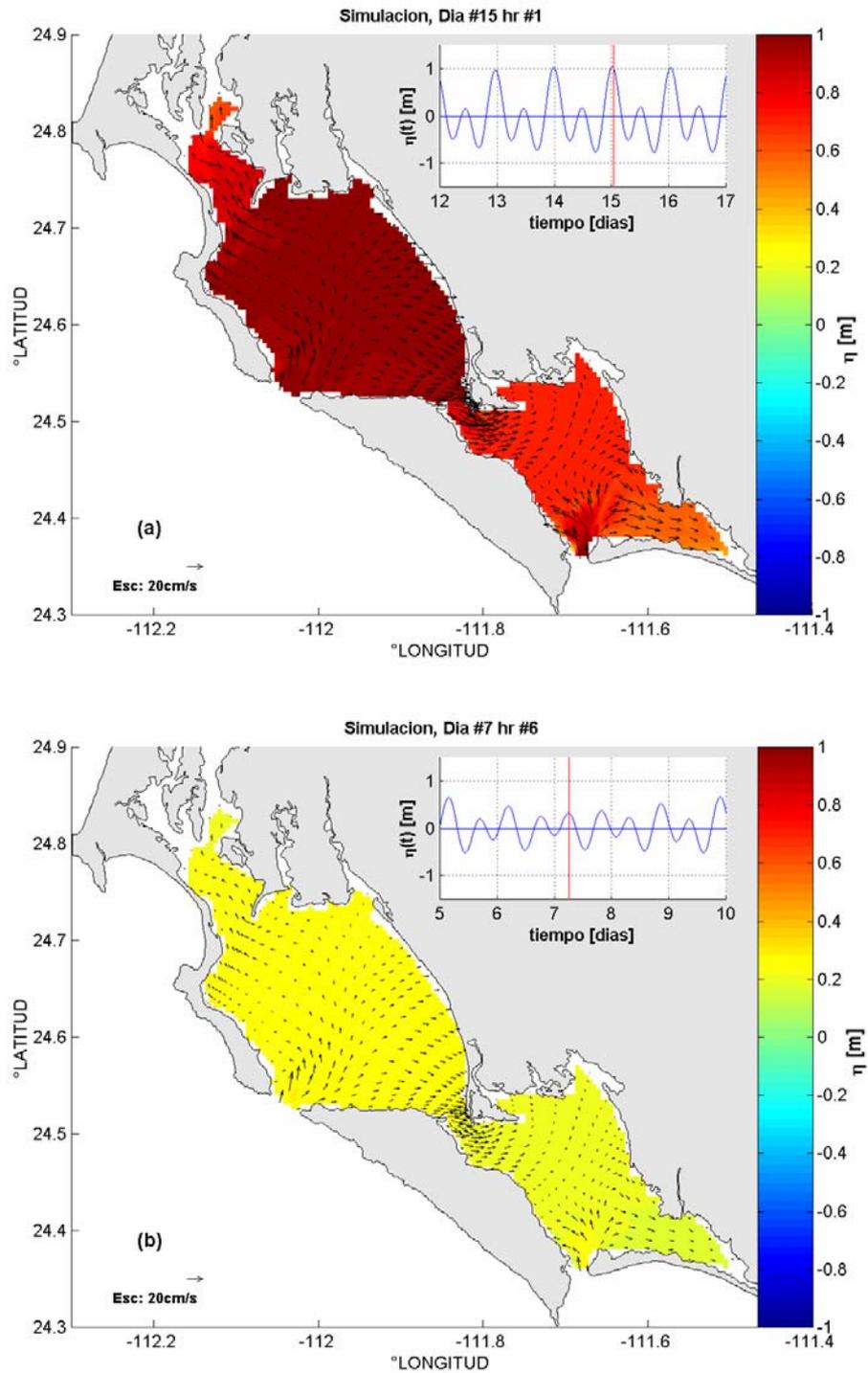
Es interesante notar también la intensa pendiente de la superficie libre que se presentó en las celdas laterales a las celdas donde ejerce directamente el forzamiento en las bocas del sistema, correspondientes físicamente a las regiones “sombra” del arribo de la marea desde mar abierto.



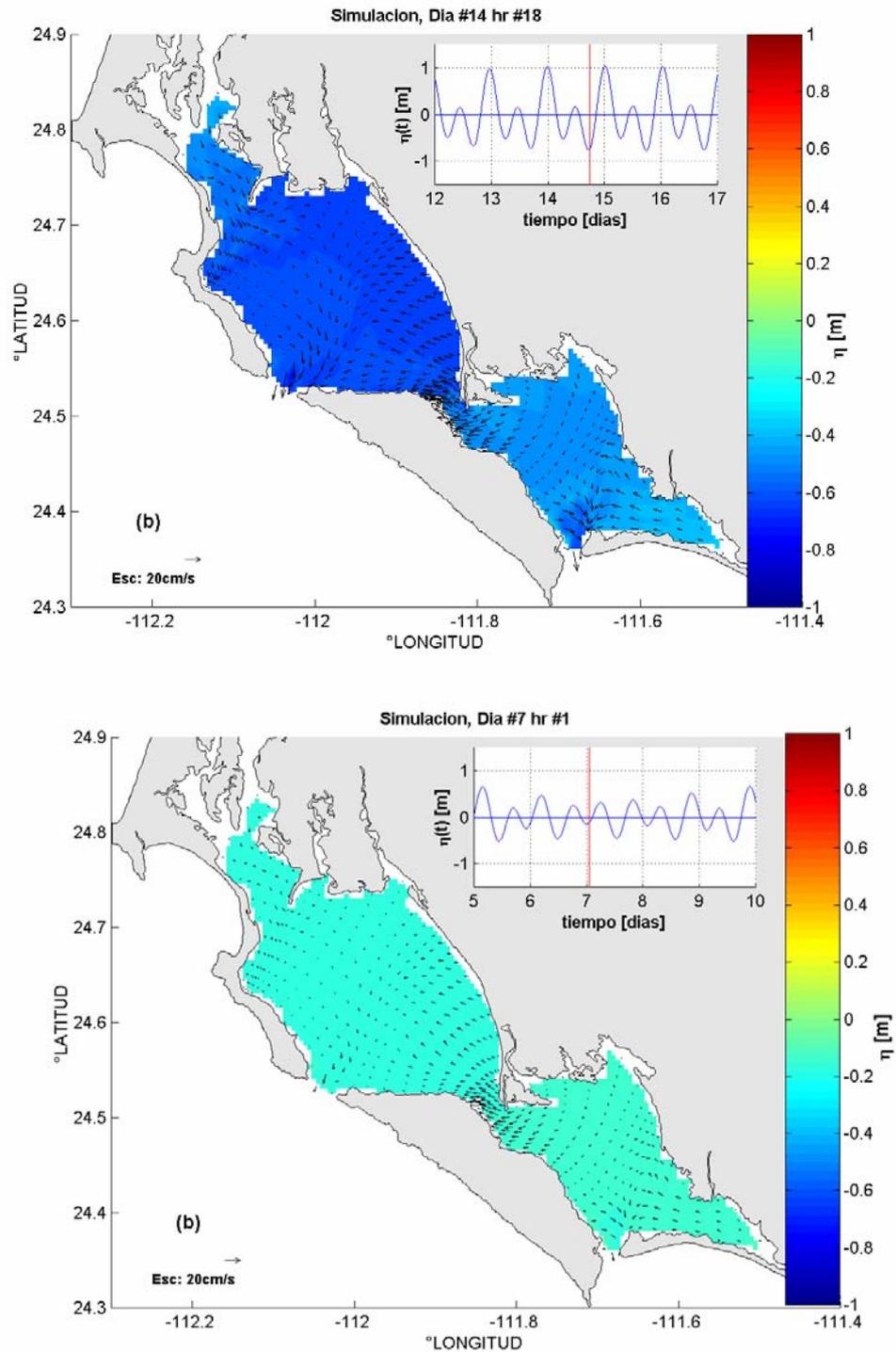
**Figura V.6.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes de marea integradas en la vertical (en flechas) del interior del sistema lagunar BM-BA, durante los instantes de (a) el flujo máximo y (b) el refluo máximo en la fase de marea viva. El instante de la simulación, relativa a la elevación de la marea en el centro de la boca BM, que corresponde a la distribución espacial mostrada se indica en el subpanel superior de cada grafico.



**Figura V.7.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes de marea integradas en la vertical (en flechas) del interior del sistema lagunar BM-BA, durante los instantes de (a) el flujo máximo y (b) el reflujó máximo en la fase de marea muerta. El instante de la simulación, relativa a la elevación de la marea en el centro de la boca BM, que corresponde a la distribución espacial mostrada se indica en el subpanel superior de cada gráfico.



**Figura V.8.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes de marea integradas en la vertical (en flechas) del interior del sistema lagunar BM-BA, durante los instantes de la marea baja en la fase de la marea (a) viva y (b) muerta. El instante de la simulación, relativa a la elevación de la marea en el centro de la boca BM, que corresponde a la distribución espacial mostrada se indica en el subpanel superior de cada gráfico.



**Figura V.9.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes de marea integradas en la vertical (en flechas) del interior del sistema lagunar BM-BA, durante los instantes de la marea baja en la fase de marea (a) viva y (b) muerta. El instante de la simulación, relativa a la elevación de la marea en el centro de la boca BM, que corresponde a la distribución espacial mostrada se indica en el subpanel superior de cada gráfico.

Campo de las corrientes. Los flujos de las corrientes de marea en todos los casos se dirigieron desde las regiones de mayor a menor amplitud de la marea. La distribución de las elipses de marea (Fig. V.10) muestra el comportamiento reversivo que tuvieron las corrientes de marea en el interior del sistema lagunar, debido a la pequeña excentricidad de las elipses. Así mismo en este campo se observa que las corrientes de mayor intensidad se presentan en los canales y las bocas del sistema donde se presentan las diferencias más abruptas en el nivel del mar que se alcanzaron en el interior del sistema. Particularmente, la distribución de las elipses de marea en BM (Fig.V.10a) mostró una asimetría en la intensidad de las corrientes, entre la región NW de la región SE a una sección transversal a la boca. Esta asimetría coincide con la que se presenta en la distribución de la batimetría (Fig. V.2). En BA, la distribución de las elipses es prácticamente homogénea en el interior de la bahía excepto en las vecindades de la boca y del Canal Gaviotas (Fig.V.10b).

El rango de variación de las corrientes de marea en un periodo de flujo-reflujo, de las fases de marea muerta y marea viva, que resultan de la respuesta a la propagación del forzamiento de marea en las bocas del sistema lagunar con las amplitudes de las componentes de marea prescritas en la Tabla V.2, se enlista en los puntos de control en la Tabla V.8.

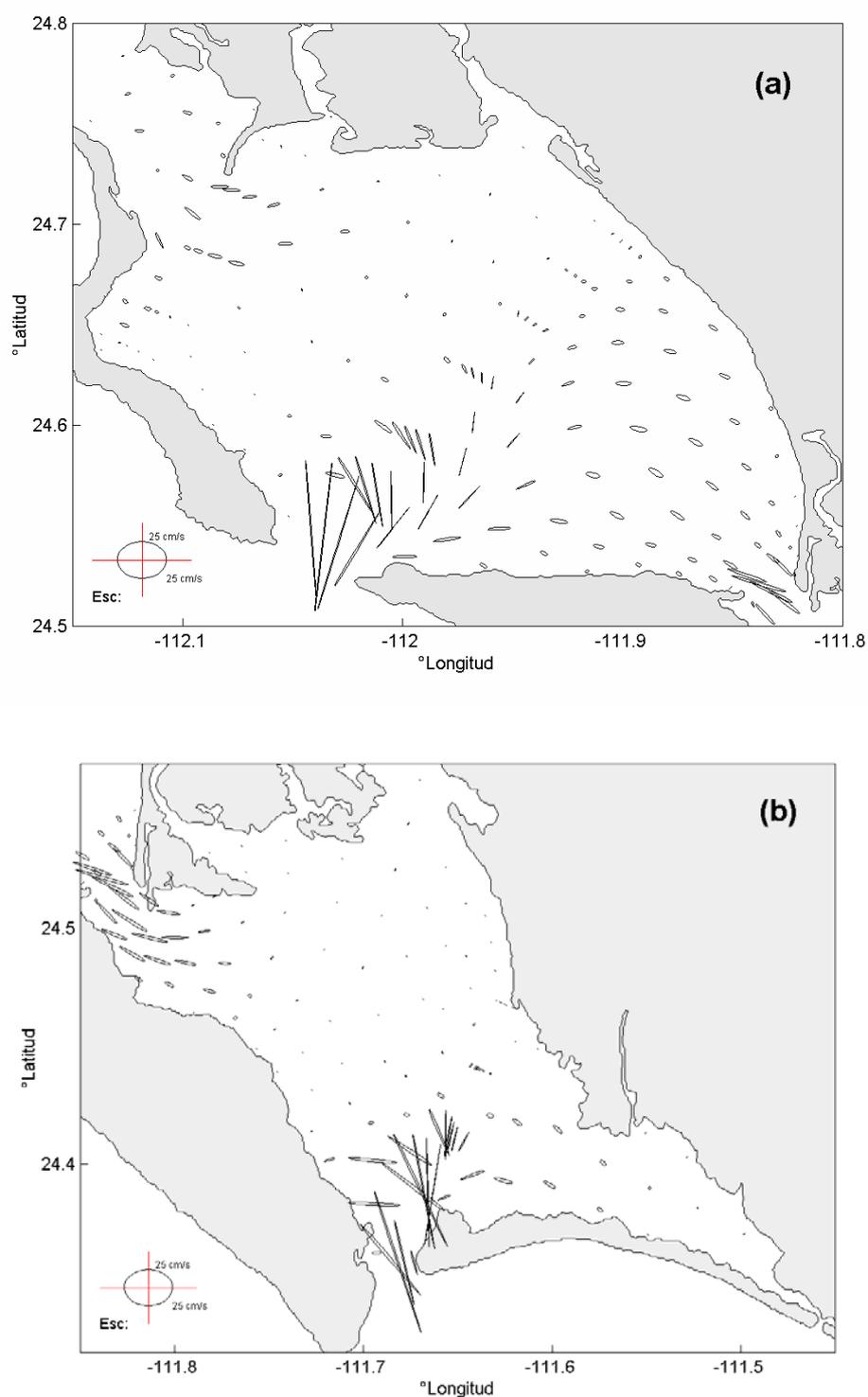
**Tabla V.8.** Valores de la intensidad de la corriente,  $|\vec{v}|$ , durante las fases de flujo y reflujo mínimo en la marea muerta y durante las fases de flujo y reflujo máximo en la marea viva.

Región:	$ \vec{v} $ [m/s]			
	Marea Muerta		Marea Viva	
	flujo	reflujo	flujo	Reflujo
Boca BM	0.29	0.28	0.61	0.58
Canal SnCarlos	0.05	0.05	0.14	0.14
Canal Gaviotas	0.14	0.15	0.32	0.30
Boca BA	0.17	0.18	0.43	0.43

Intercambio de agua. Utilizando las corrientes simuladas por el modelo, el flujo instantáneo de volumen a través de una sección transversal  $\dot{V}(t)$ , se calculó conforme la forma discreta de la ecuación IV.3, como:

$$\dot{V}(t) = \sum_i v_{\hat{n}_i} \Delta a_{Tr_i}, \quad (V.5)$$

donde  $\Delta a_{Tr_i} = H_i \Delta l_i$ , es el elemento de área de longitud  $l_i$  correspondiente a la profundidad  $H_i$  y  $v_{\hat{n}_i}$  es la componente normal de la velocidad instantánea al elemento  $\Delta a_{Tr_i}$ , correspondientes a la  $i$ -ésima celda de la malla computacional a lo largo de una sección transversal.



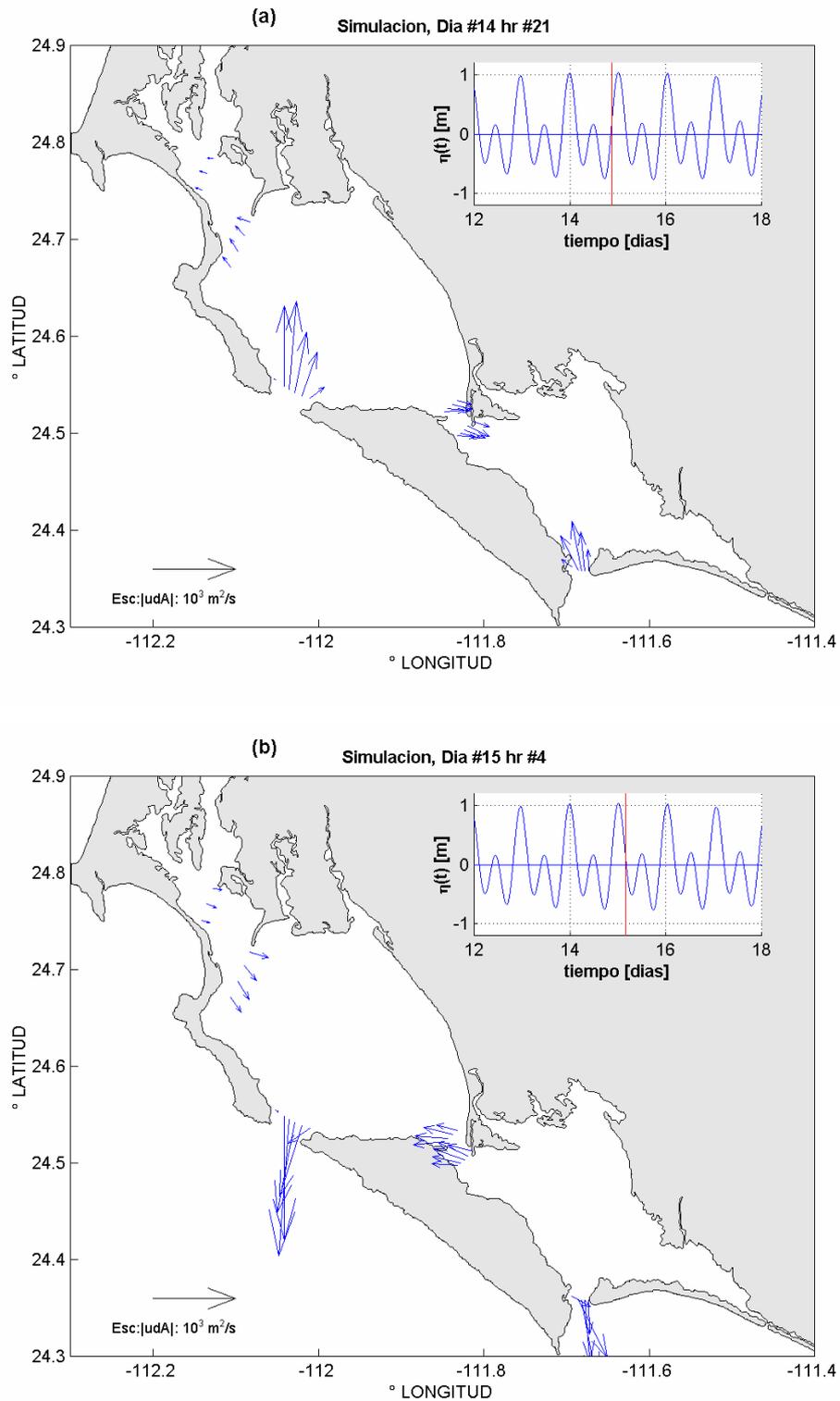
**Figura V.10.** Distribución espacial de las elipses de marea, asociadas a las corrientes de marea generadas por la modelación numérica forzada por los 4 armónicos principales (Tabla V.1), en las regiones de BM(a) y BA (b).

Una primer evaluación del intercambio de masa, dirigido por la marea, entre los cuerpos de agua que constituyen el sistema lagunar BM-BA, se realizo en términos medios, calculando el flujo de volumen instantáneo máximo esperado a través de las bocas y los canales del sistema. En estos cálculos se utilizo la profundidad promedio de la sección transversal y la velocidad máxima obtenida de las simulaciones numéricas anteriormente realizadas. Los valores numéricos utilizados para este cálculo y el resultado correspondiente en cada uno de los canales y las bocas del sistema son enlistados en la Tabla V.9. Los parámetros geométricos (profundidad, área y longitud transversal) fueron intrínsecamente impuestos en el diseño de la malla computacional mientras que la velocidad máxima fue obtenida de la simulación generada con ECOM a 20 días de la circulación-2D en el interior del sistema lagunar BM-BA forzada simultáneamente en las bocas del sistema con las componentes armónicas de la marea indicadas en la Tabla V.2.

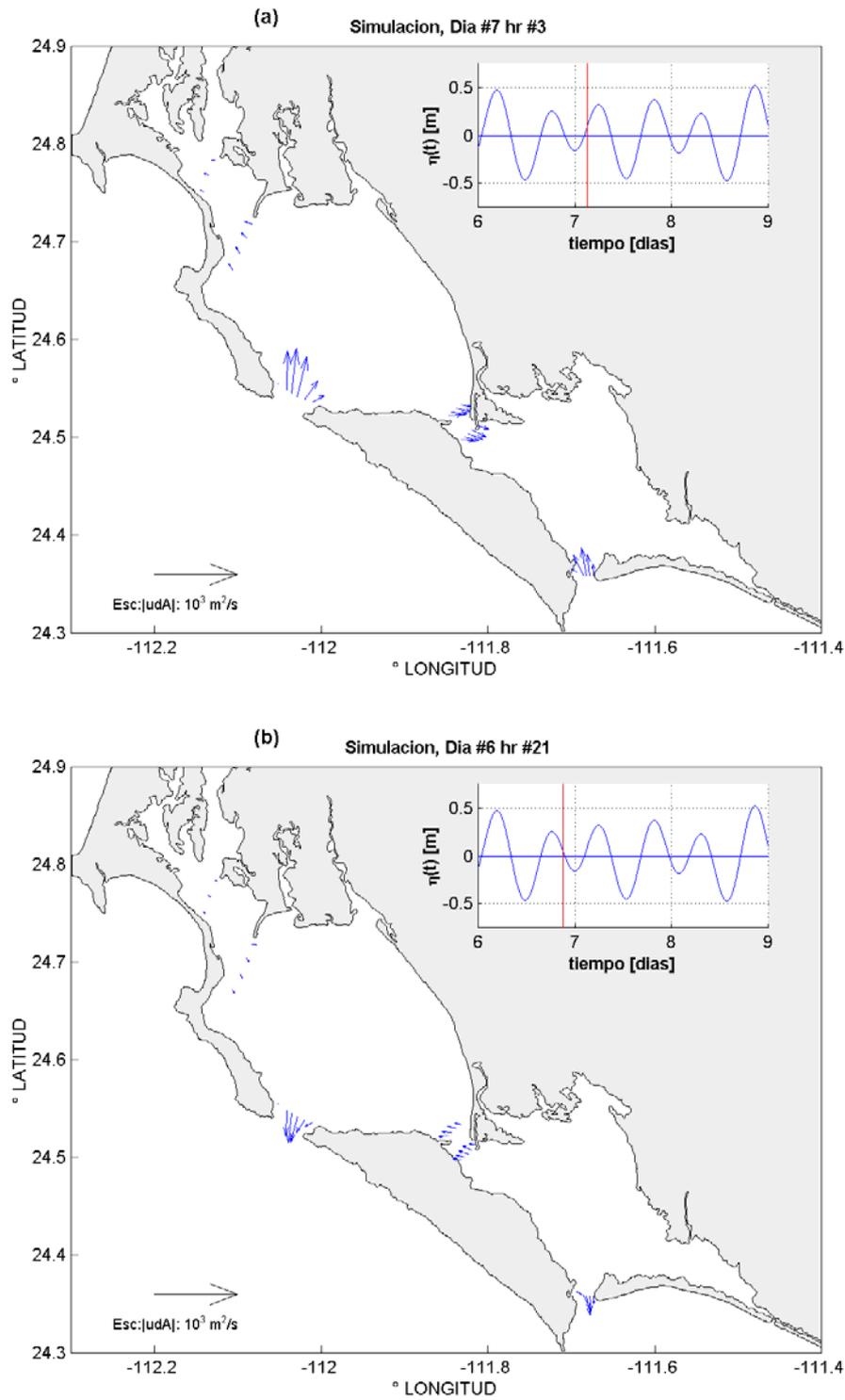
**Tabla V.9.** Flujo instantáneo de volumen máximo esperado  $\dot{V}_{\max}$  a través de los canales del sistema lagunar BM-BA caracterizados por la longitud  $l$ , la profundidad promedio  $\bar{H}$  y el área de la sección transversal  $a_T$ , asociado a la componente normal de la velocidad máxima a la sección transversal  $v_{\dot{n}_{\max}}$ .

Región:	$l$ [km]	$\bar{H}$ [m]	$a_T$ [m <sup>2</sup> ]	$v_{\dot{n}_{\max}}$ [m/s]	$\langle \dot{V}_{\max} \rangle$ [m <sup>3</sup> /s]
Boca BM	5.00	27	$\approx 136\ 800$	0.64	$\approx 87\ 550$
Boca BA	2.23	8	$\approx 17\ 900$	0.55	$\approx 9\ 850$
Canal Sn Carlos	5.52	11	$\approx 60\ 700$	0.21	$\approx 12\ 750$
Canal Gaviotas	2.16	13	$\approx 27\ 650$	0.34	$\approx 9\ 400$

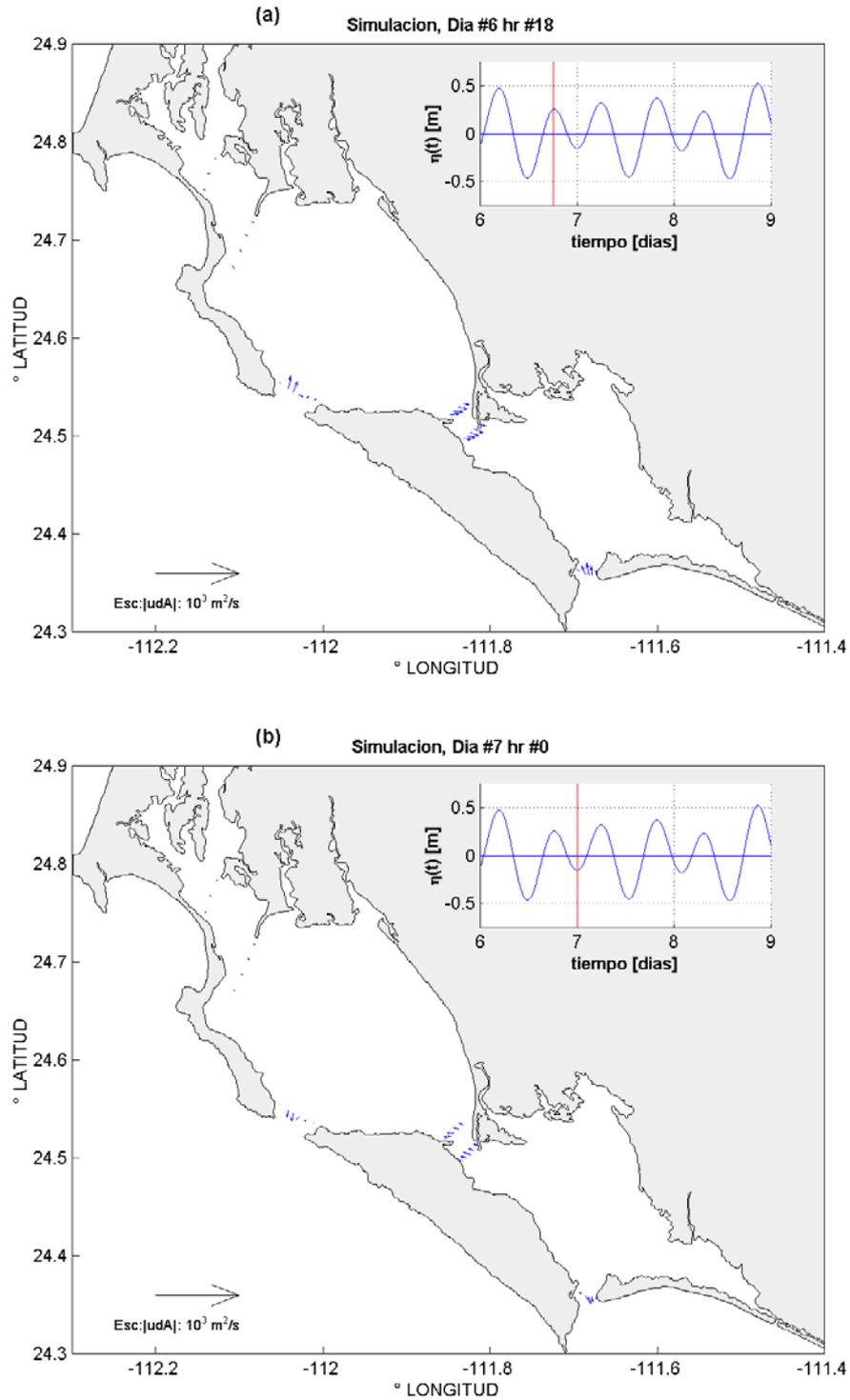
Las distribuciones espaciales del promedio horario del flujo de área a lo largo de las secciones transversales a los canales del sistema lagunar se muestran en las Figs. V.11 y V.12 durante los instantes de flujo y reflujos y en las Figs. V.13 y V.14, durante los instantes de la marea parada, en las diferentes fases semilunares de marea (muerta y viva). En estas figuras se observa que los forzamientos de marea impuestos en las bocas del sistema generaron los transportes de mayor intensidad. El transporte de mayor intensidad se presentó en las bocas donde las profundidades son mayores, esto es en la boca BM, hacia la punta noroeste, y en la boca BA el centro del canal. En los canales de interconexión del sistema la intensidad del transporte fue prácticamente uniforme a lo largo de cada sección y aproximadamente simétrica durante los instantes de flujo y reflujos registrados tanto en las fases de marea viva como de la muerta. Durante los instantes de la marea parada, los transportes a través del Canal Gaviotas son comparables en magnitud con los que se presentan en las bocas del sistema.



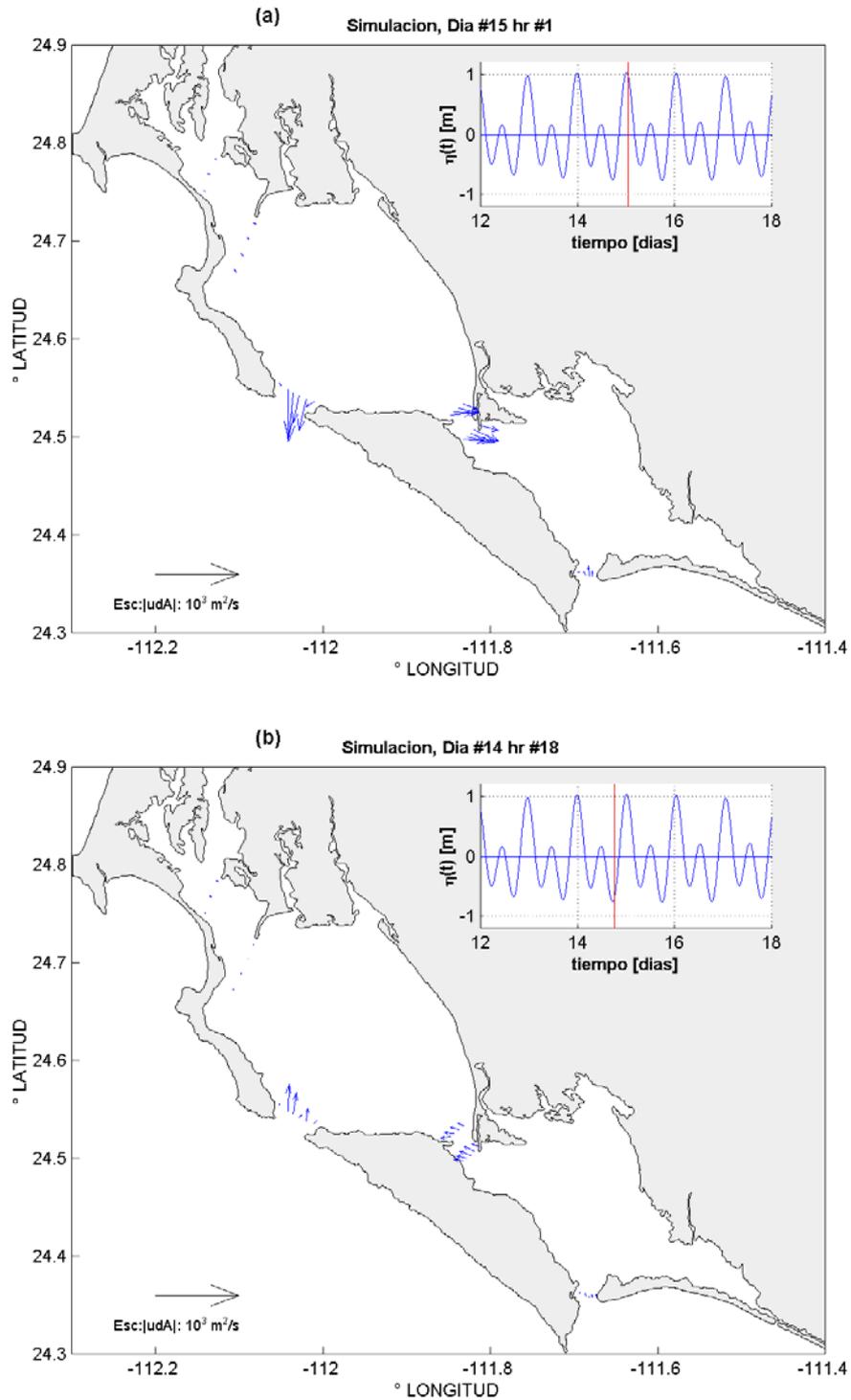
**Figura V.11.** Distribución horizontal del flujo de área,  $\vec{v}_dA$ , a través de las secciones longitudinales de los canales y las bocas del sistema lagunar BM-BA, en los instantes de (a) flujo y (b) reflujos, en la fase de marea viva.



**Figura V.12.** Distribución horizontal del flujo de área,  $\vec{v}dA$ , a través de las secciones longitudinales de los canales y las bocas del sistema lagunar BM-BA, en los instantes de (a) flujo y (b) refluo, en la fase de marea muerta.



**Figura V.13.** Distribución horizontal del flujo de área,  $\bar{v}dA$ , integrado en la vertical, a través de las secciones longitudinales de los canales y las bocas del sistema lagunar BM-BA en los instantes de la marea parada, (a) la marea alta y (b) la marea baja, en la fase de marea muerta.



**Figura V.14.** Distribución horizontal del flujo de área,  $\bar{v}dA$ , a través de las secciones longitudinales de los canales y las bocas del sistema lagunar BM-BA, en los instantes de (a) flujo y (b) reflujó, en la fase de marea viva.

Las direcciones de los flujos de volumen que se presentaron a través de los canales que interconectan el sistema lagunar, Canal San Carlos y Canal Gaviotas, estuvieron modulados por la variación del forzamiento en la boca BM. Durante las fases de flujo de la marea (Figs. V.11a y V.12a) se obtuvo un transporte de volumen de BM hacia la zona norte del sistema, Canal San Carlos y también hacia BA. De manera que el volumen de agua en BA se incrementó durante la fase de flujo de la marea por un transporte de volumen desde BM y desde la región del mar abierto adyacente a la boca de BA. Así mismo, durante la fases de reflujos de la marea (Figs.V.11b y V.12b) un decremento en el volumen de agua de BA resulto del eflujo de agua hacia BM y hacia el mar abierto a través de su boca. No obstante el transporte en ambos canales es casi de un orden de magnitud menor que el que se presentó en la boca BM (Tabla V.9). Por lo que el rango de la amplitud de marea en BM fue mayor que el que se presentó en BA (TablaV.6).

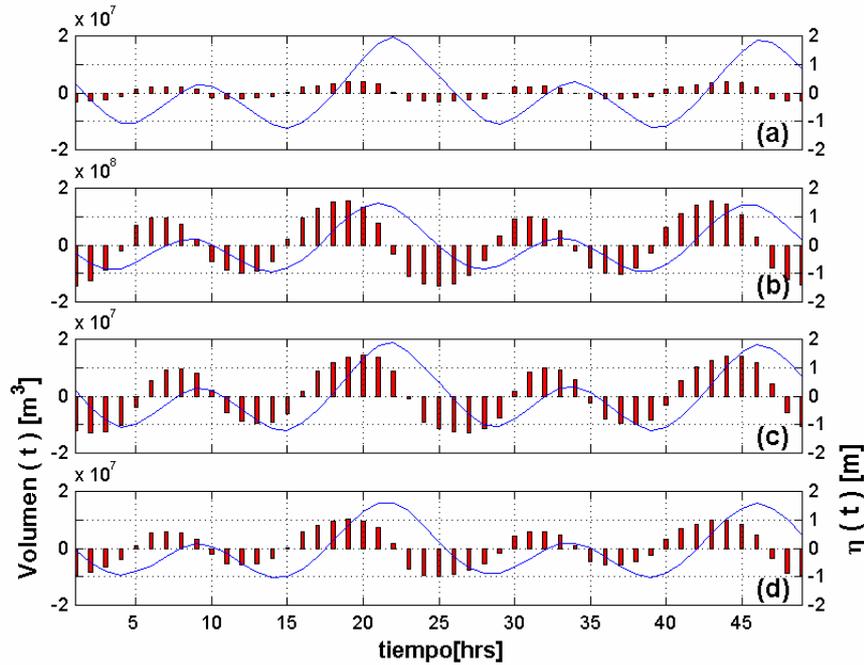
Balance de volumen entre los cuerpos de agua del sistema. La evolución temporal horaria del volumen de agua total transportado en la dirección normal a las secciones transversales de los canales del sistema lagunar BM-BA estuvo modulada por la variación de la amplitud local de la marea como se muestra para las fases de marea viva y marea muerta en las Figs. V.15 y V.16, respectivamente. El valor máximo del volumen transportado se alcanza en los instantes de flujo o reflujos máximo. Así mismo, es apreciable el efecto de la propagación de la marea desde las bocas hacia el interior del sistema, encontrando los máximos del volumen transportado en los canales de interconexión al menos 1 hora después del máximo alcanzado en las bocas del sistema.

El transporte de volumen neto durante un periodo de flujo o reflujos de la marea  $Q_V$  se

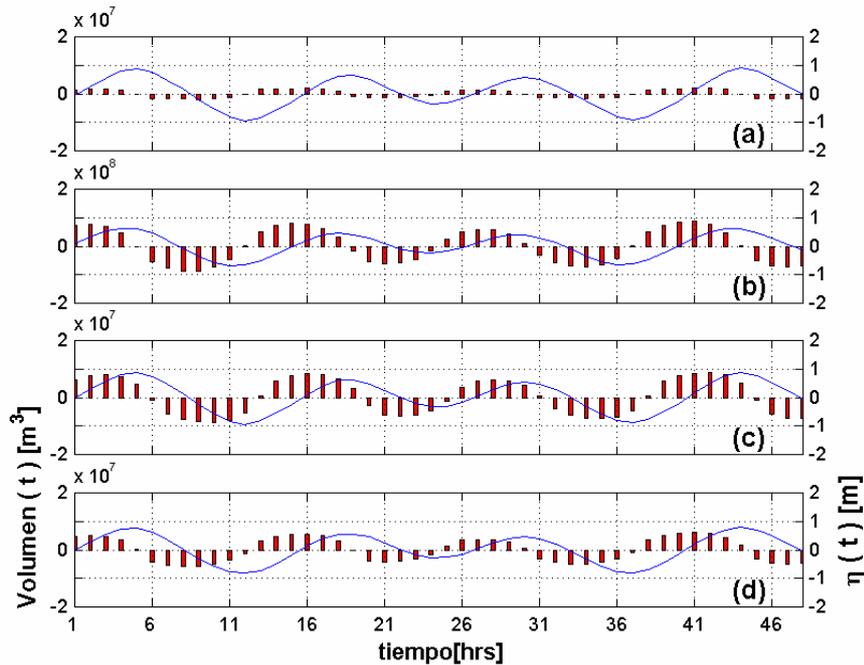
calculó conforme la forma discreta de la ecuación IV.4, como:

$$Q_V(T) = \frac{1}{T_M} \sum_0^{T_M} \dot{V}(t_i) \Delta t_i, \quad (V.6)$$

donde  $\dot{V}(t_i)$  se calculo para cada intervalo de tiempo  $t_i$  como en la ecuación (V.5),  $T_M$  es el periodo de marea y  $\sum_0^{T_M} \Delta t_i = \frac{1}{2} T_M$ . Los resultados obtenidos se muestran para cada una de las secciones transversales a los canales y las bocas del sistema en la Tabla V.10. Estos resultados indican aproximadamente un balance local entre los cuerpos de agua del sistema, durante un ciclo de marea, flujo-reflujos. Esto es que el volumen total que fluye, a través de cada uno de los canales y las bocas del sistema, durante el periodo de flujo de la marea es aproximadamente igual al que se transporta durante el reflujos. Estos resultados indican aproximadamente un balance local entre los cuerpos de agua del sistema, durante un ciclo de marea, flujo-reflujos.



**Figura V.15.** Evolución temporal durante un periodo de 48 horas en la fase de marea viva, del volumen total transportado en 1 hora a través de las secciones transversales de (a) Canal San Carlos, (b) Boca BM, (c) Canal de Gaviotas y (d) Boca BA, superpuesta a la variación de la amplitud local de la marea:  $\eta(t)$ .



**Figura V.16.** Evolución temporal durante un periodo de 48 horas en la fase de marea muerta, del volumen total transportado en 1 hora a través de las secciones transversales de (a) Canal San Carlos, (b) Boca BM, (c) Canal de Gaviotas y (d) Boca BA, superpuesta a la variación de la amplitud local de la marea:  $\eta(t)$ .

**Tabla V.10.** Valores del transporte de volumen neto  $Q_V(\frac{1}{2}T_M)$  en la dirección normal a las secciones transversales de los canales del sistema BM-BA, durante un periodo de flujo y uno de reflujos en las fases de la marea viva y la marea muerta.

$Q_V(\frac{1}{2}T_M)_{MAREA} [km^3 / \frac{1}{2} T_M]$						
Región:	Fase marea muerta			Fase marea Viva		
Boca BM	0.502	0.714	$\approx -0.212$	0.714	0.683	$\approx 0.031$
Canal San Carlos	0.009	0.012	$\approx -0.003$	0.012	0.012	$\approx 0.000$
Canal de Gaviotas	0.043	0.057	$\approx -0.014$	0.057	0.055	$\approx 0.002$
Boca BA	0.026	0.035	$\approx -0.009$	0.035	0.033	$\approx 0.002$
fase:	Flujo	Reflujo	<b>Balance</b>	Flujo	Reflujo	<b>Balance</b>

Esto es que el volumen total que fluye, a través de cada uno de los canales y las bocas del sistema, durante el periodo de flujo de la marea es aproximadamente igual al que se transporta durante el reflujos. Las diferencias resultantes están asociadas a la diferencia de altura entre la pleamar y la bajamar. La diferencia más apreciable entre los transportes estimados durante un ciclo promedio de la marea se presentó en las fases cuadratura, indicando que el volumen transportado hacia el interior es 25% menor que el transportado hacia el exterior. El balance hidrodinámico en BM durante un ciclo promedio de marea, indica un decremento del volumen de  $0.19 \text{ km}^3$  durante la marea muerta y un incremento de  $0.29 \text{ km}^3$  durante la marea viva. Mientras que el balance en BA indica un déficit de  $0.16 \text{ km}^3$  y  $0.18 \text{ km}^3$  en ambas fases de marea.

Del volumen total transportado a través de la boca BM hacia el interior de la bahía tan solo el 8% es transportado a BA a través del Canal de Gaviotas, y menos que el 2% es transportado hacia la región norte del sistema lagunar a través del Canal San Carlos. Al cabo de 1 ciclo semilunar de marea, sicigia más cuadratura, BM incrementa su volumen en  $0.1 \text{ km}^3$  y BA tiene un decremento de  $0.34 \text{ km}^3$ .

Los tiempos de residencia para cada una de las fases de la marea fueron calculados en cada una de las bahías, de acuerdo con la ecuación (IV.5). Los resultados expresados en periodos de flujo y reflujos, y los valores utilizados para el cálculo en cada caso se enlistan en la Tabla V.11. Los valores del flujo medio en un periodo de marea, flujo-reflujo, fueron obtenidos de la simulación de la circulación en el interior del sistema lagunar BM-BA, a 20 días, forzada simultáneamente con las amplitudes de las componentes armónicas enlistadas en la Tabla V.1. Estos resultados indican el tiempo que tarda cada una de las bahías en renovar el agua de su interior. Sin embargo, en términos geométricos el tiempo de residencia calculado conforme la ecuación (IV.2) tiene los valores que se muestran en la Tabla V.12.

**Tabla V.11.** Valores del tiempo de residencia  $\tau_{dyn}$ , calculados utilizando los valores del volumen promedio  $\bar{V}$  de BA y BM y el transporte de volumen neto dirigido por la marea,  $Q_V(\frac{1}{2}T_M)_{MAREA}$ , durante las fases de flujo y reflujos de las mareas vivas y muertas.

REGION	$\bar{V}$ [km <sup>3</sup> ]	Fase lunar de la Marea	Fase semidiurna de marea	$Q_V(\frac{1}{2}T_M)_{MAREA}$ [km <sup>3</sup> /½ ciclo de marea]	$\tau_{dyn}$ [½ ciclos de marea]
BAHIA MAGDALENA	6.80	Viva	Flujo	0.645	≈ <b>10.5</b>
			Reflujo	-0.616	≈ <b>11.0</b>
		Muerta	Flujo	0.450	≈ <b>15.0</b>
			Reflujo	-0.645	≈ <b>10.5</b>
BAHIA ALMEJAS	2.80	Viva	Flujo	-0.069	≈ <b>40.0</b>
			Reflujo	-0.092	≈ <b>30.0</b>
		Muerta	Flujo	-0.092	≈ <b>30.0</b>
			Reflujo	-0.088	≈ <b>32.0</b>

La diferencia entre los resultados obtenidos por los 2 métodos distintos está asociada a las aproximaciones realizadas para cada uno de los cálculos. El método de cálculo basado en el volumen del prisma de marea, supone que el rango de la amplitud de las mareas es uniforme en cada una de las bahías, por lo que los valores obtenidos en términos exactos pueden ser más exactos, sin embargo no tenemos referencia alguna para comprobar esta determinación.

**Tabla V.12.** Valores del tiempo de residencia  $\tau_g$ , calculado con el método geométrico considerando el rango,  $R$ , el área total promedio,  $a$ , y el volumen de prisma de marea,  $V_P$ , para BA y BM, durante las fases de marea viva y marea muerta.

REGION	Fase de marea	$R$ [ m ]	$a$ [km <sup>2</sup> ]	$V_P$ [km <sup>3</sup> ]	$\tau_g$ [ciclos de marea]
BM	viva	2.50	565	<b>1.41</b>	≈ <b>6</b>
	muerta	0.96	565	<b>0.51</b>	≈ <b>13</b>
BA	Marea Viva	2.06	348	<b>0.72</b>	≈ <b>5</b>
	Marea muerta	0.92	348	<b>0.32</b>	≈ <b>9</b>

**Circulación generada por el forzamiento de las componentes armónicas de la marea:**

**M2 y K1.** La respuesta de la circulación al forzamiento de la marea, se analizó a partir de la variación de la frecuencia del forzamiento de la marea diurna K1 y semidiurna M2, de manera independiente. Ambos forzamientos fueron impuestos con una amplitud de 0.5 m. Los resultados que a continuación se presentan corresponden al 5° día de simulación numérica, no obstante estos resultados no tienen diferencias significativas con los obtenidos desde el 2° día de simulación.

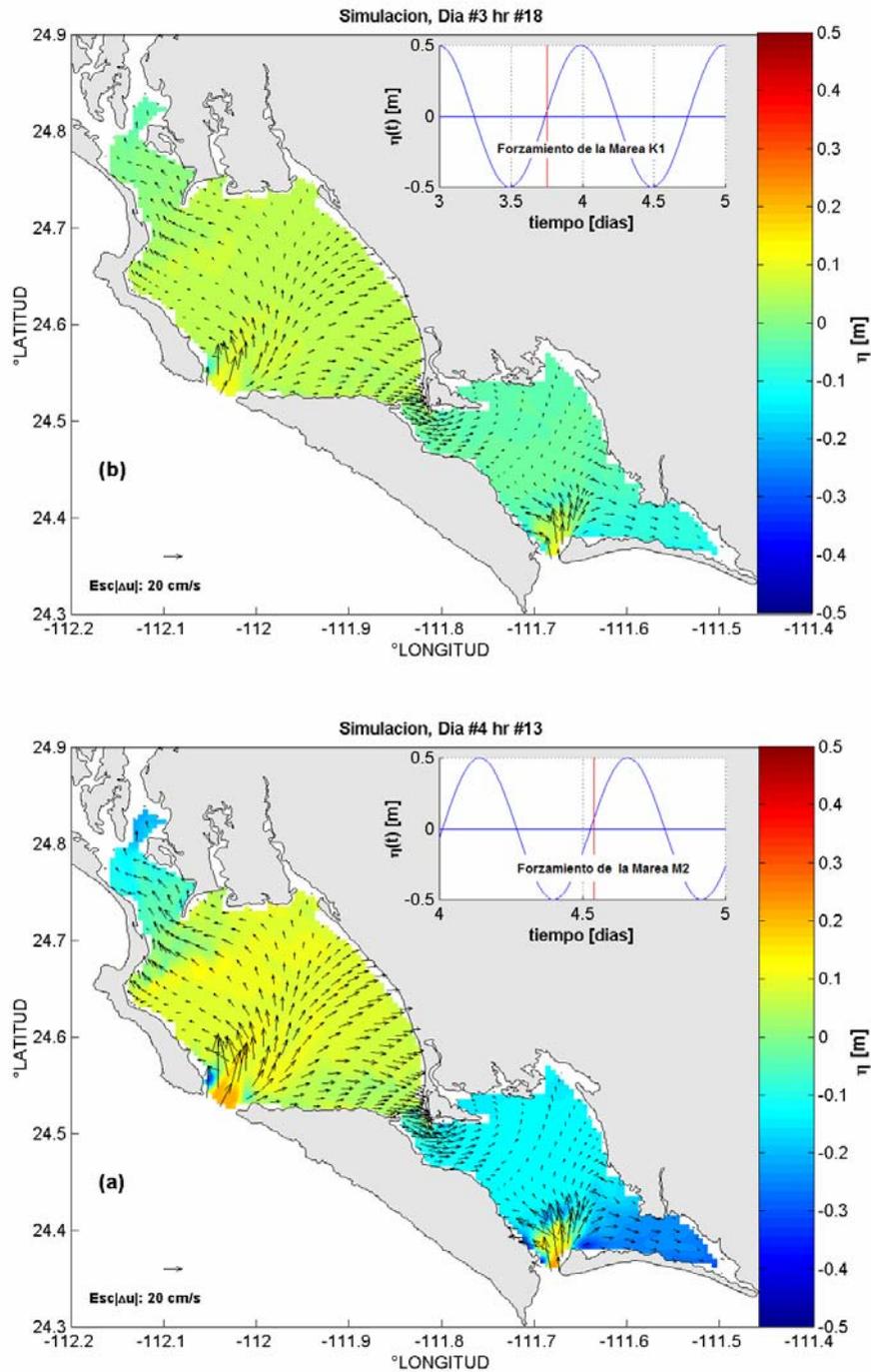
Distribución espacial del nivel del mar. Durante las fases de flujo y reflujo máximo la superficie libre del mar en el interior del sistema lagunar que resulta del forzamiento simultaneo de la marea en las bocas con la componente de marea K1, (Figs. V.17b y V.18b), presenta gradientes espaciales de menor intensidad que la distribución que resulta del forzamiento con la componente de marea M2, (Figs. V.17a y V.18a). Asociado a ésta diferencia se observa un campo de corrientes de mayor intensidad en los escenarios que resultan del forzamiento con la marea M2 que los que resultan del forzamiento con la marea K1. Este análisis comparativo es consistente con la mayor variabilidad observada en las Figs. V.4 y V.5 de la propagación de la componente M2 de la marea que la K1.

La magnitud de las corrientes de marea máximas alcanzadas durante un periodo de flujo o reflujo de la marea, y del transporte de volumen medio asociado a este periodo, que resultan de un forzamiento simultaneo de la circulación con las componentes armónicas principales de la marea diurna y semidiurna se enlistan en la Tabla V.13. El reporte de estos valores se realiza en términos medios para el periodo de flujo o reflujo, ya que los valores de las variables reportadas tienen, pequeñas diferencias entre una fase y otra (<5%) que no son significativas.

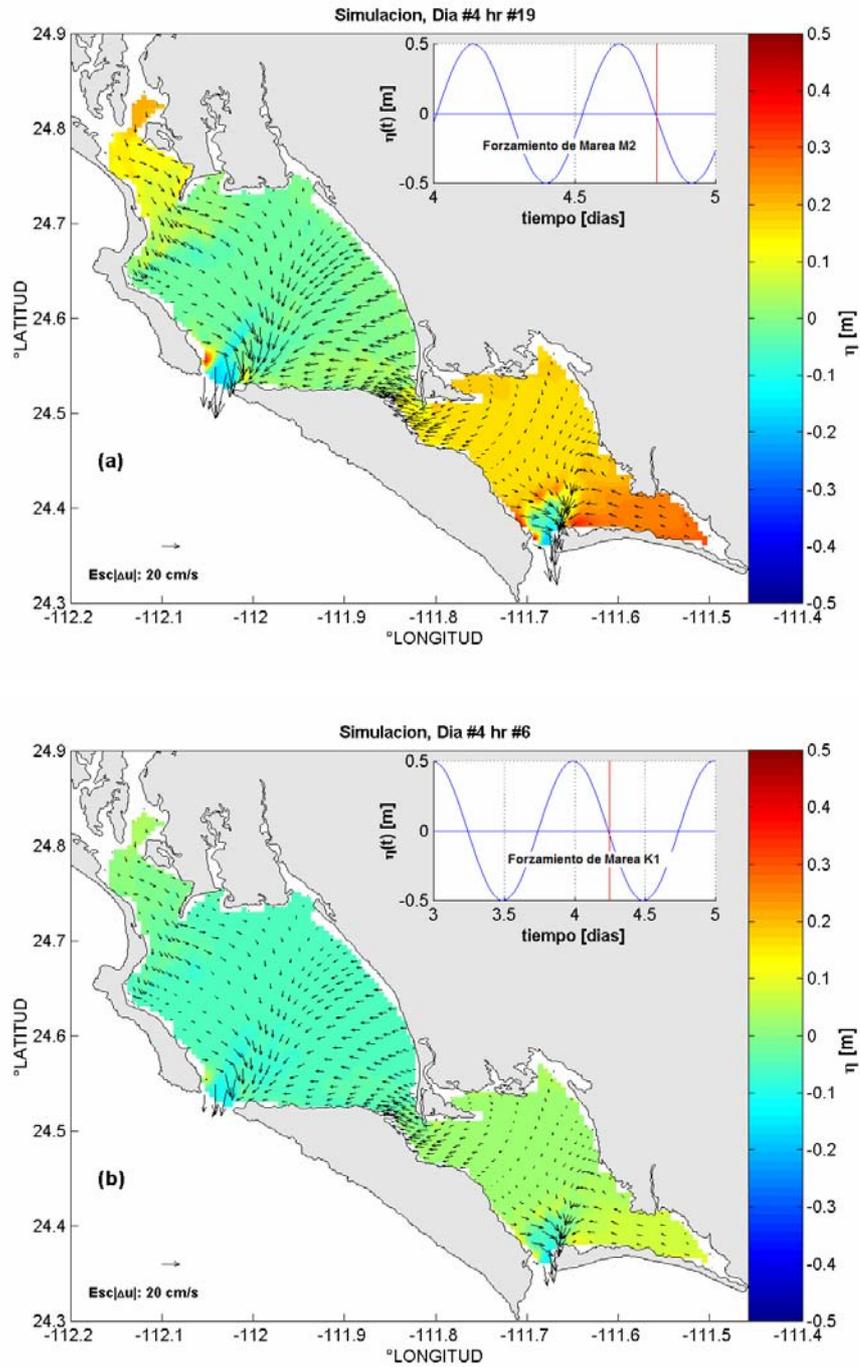
**Tabla V.13.** Magnitudes de la intensidad de la corriente,  $|\bar{v}|$ , en las fases de flujo o reflujo máximo, y del transporte de volumen neto durante una fase de flujo o reflujo, de la marea M2 y K1, a través de los canales y bocas del sistema lagunar BM-BA.

Región:	$a_{Tr}$ [m <sup>2</sup> ]	$ \bar{v} $ [m/s]		$Q_V(\frac{1}{2}T_M)$ [km <sup>3</sup> / $\frac{1}{2}T_M$ ]	
Boca BM	≈ 136 800	0.47	0.27	0.60	0.51
Canal Sn Carlos	≈ 17 900	0.11	0.06	0.01	0.01
Canal Gaviotas	≈ 60 700	0.23	0.15	0.05	0.06
Boca BA	≈ 27 650	0.31	0.19	0.03	0.04
Marea:		M2	K1	M2	K1

Estos resultados muestran que las corrientes generadas por la marea M2 son en promedio 1.7 veces más intensas que las generadas por la marea K1. No obstante, el transporte de volumen neto durante en una fase de flujo o reflujo de marea para cada caso es del mismo orden de magnitud. La mayor diferencia registrada en estos transportes corresponde al generado por la M2 en la boca BM siendo 17% mayor que el generado por la K1 en el mismo lugar.



**Figura V.17.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes de marea integradas en la vertical (en flechas) que fueron obtenidas durante los instantes de flujo máximo, a partir de la modelación numérica de la circulación en el interior del sistema lagunar BM-BA, forzada por la marea M2 (a) y K1 (b), con amplitud 0.50 m. El instante de la simulación, relativa a la elevación de la marea en el centro de la boca BM, que corresponde a la distribución espacial mostrada se indica en el subpanel superior de cada gráfico.



**Figura V.18.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes de marea integradas en la vertical (en flechas) que fueron obtenidas durante los instantes de refluo máximo, a partir de la modelación numérica de la circulación en el interior del sistema lagunar BM-BA, forzada por la marea M2 (a) y K1 (b), con amplitud 0.50 m. El instante de la simulación, relativa a la elevación de la marea en el centro de la boca BM, que corresponde a la distribución espacial mostrada se indica en el subpanel superior de cada gráfico.

Adicionalmente, una variación de la diferencia de fase entre los forzamientos impuestos en las bocas del sistema fue predeterminado de tal modo que se simuló un retraso en el arribo de la componente armónica de la marea a una de las bocas respecto de la otra, considerando los 2 casos posibles de este retraso: el arribo inicial a la boca BM y un retraso del arribo a la boca BA y viceversa. Un desfase  $\Delta t = 45$  mins. fue calculado como el tiempo necesario para que una onda superficial en aguas someras se propague a lo largo de la distancia lineal  $L$  que existe entre las bocas con la velocidad  $\sqrt{gH}$ , de acuerdo con la relación:

$$\Delta t = \frac{L}{\sqrt{gH}} \tag{V.9}$$

Los resultados de la circulación simulada bajo estas consideraciones no muestran una diferencia apreciable con los resultados obtenidos de la modelación numérica de la circulación con los forzamientos de marea simultaneos.

**Respuesta a la configuración batimétrica.** La respuesta de la batimetría a la circulación forzada por la marea fue analizada con base en las diferencias observadas entre las simulaciones de la circulación anteriormente descritas y la que resultó de modificar la configuración batimétrica mostrada en la Fig. V.2 por un fondo plano en toda el área de estudio, considerando las profundidades de 10 m y 30 m de manera independiente. Los resultados de las simulaciones de la circulación en el interior del sistema lagunar forzada simultáneamente en las bocas del sistema por la marea M2, considerando un fondo plano con ambas profundidades, indicó diferencias impuestas por la restricción del espesor de la columna de agua a la propagación de la marea. Las diferencias observadas en los puntos de control de la malla computacional de la simulación se enlistan en la Tabla V.14.

**Tabla V.14.** Comparación de las diferencias de la amplitud de marea ( $\Delta\eta$ ) y del retraso del arribo de la marea ( $\Delta\phi$ ) relativas a la elevación de la marea en la boca BM (de amplitud 0.50 m), para la circulación generada por la marea M2, en un fondo plano con profundidad 10 m y 30 m.

Profundidad del fondo:	10m		30m	
Región:				
Canal San Carlos	-11	132	+5	23
Cabeza BM	-12	130	+5	21
BM antes canal de Gaviotas	-13	120	+4	18
BA antes Canal de Gaviotas	-11	115	+4	19
Cabeza BA	-11	110	+4	18
Boca BA	0	5	+1	3
Variables:	$\Delta\eta$ [cm]	$\Delta\phi$ [min]	$\Delta\eta$ [cm]	$\Delta\phi$ [min]

En la simulación con un espesor menor, se observó un decremento de la amplitud (~20%) y un retraso considerable (~2 hrs), del arribo de la marea a los diferentes puntos de control. Mientras que en la simulación con mayor espesor se obtuvo un incremento de la amplitud (~10%) y un retraso menor a los 25 mins. Es interesante mencionar que el retraso del arribo de la marea hacia las regiones norte y noroeste de BM (C. Sn.Carlos y Cabeza BM, respectivamente) fue mayor en ambos experimentos que en la región este de BM (C. Gaviotas), aún cuando estas regiones son prácticamente equidistantes del centro de la boca BM.

La magnitud de las corrientes de marea asociadas a la propagación del forzamiento de marea M2 en un fondo plano con las profundidades 10 m y 30 m, que se enlistan en la Tabla V.15, muestran una respuesta inversamente proporcional de la intensidad de las corrientes a los distintos espesores de la columna de agua. Las intensidades de las corrientes generadas en las capas de menor espesor fueron aproximadamente 2 veces mayor que las generadas en las capas de mayor espesor. Es interesante notar la diferencia en la magnitud de la intensidad de corriente que se presentó entre las bocas del sistema aún cuando el forzamiento en ambas es similar.

**Tabla V.15.** Magnitudes de la intensidad de corriente,  $|\vec{v}|$ , durante las fases de flujo máximo y reflujó máximo, para la circulación generada por la marea M2, en un fondo plano con profundidad 10 m y 30 m.

Región:	$ \vec{v} $ [m/s]	
	Forzamiento de marea M2	
	en fondo plano, 10m	en fondo plano, 30m
Boca BM	0.69	0.36
Canal SnCarlos	0.05	0.02
Canal Gaviotas	0.12	0.05
Boca BA	0.37	0.19

Por su parte, los resultados de las simulaciones de la circulación en el interior del sistema lagunar forzada simultáneamente en las bocas del sistema por la marea K1 en un fondo plano de 10 m y uno de 30 m de profundidad, se enlistan en las tablas V.16 y V.17. Los resultados muestran incrementos de la amplitud relativamente pequeños (<1.5cm) en comparación con los observados en el análisis anteriormente mostrado para la marea M2. La restricción del espesor de la columna de agua impuesta a la propagación de la marea se presenta como una diferencia considerable en el retraso del arribo de la marea hacia los puntos de control del interior del sistema lagunar. En estos experimentos persisten las diferencias en el retraso del arribo de la región noroeste a las del este, sin embargo estas diferencias son mínimas (<10mins).

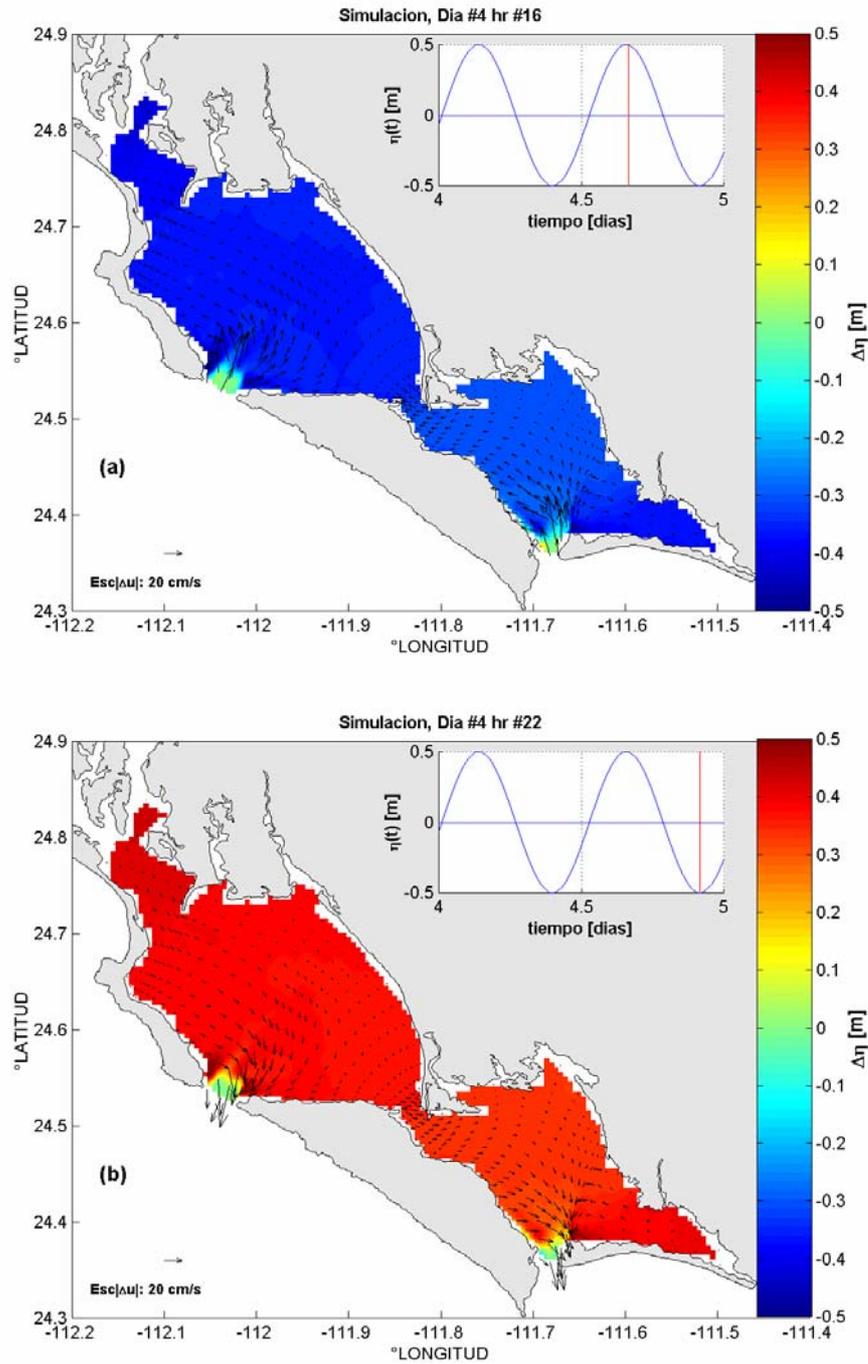
**Tabla V.16.** Comparación de las diferencias de la amplitud de marea ( $\Delta\eta$ ) y del retraso en el arribo de la marea ( $\Delta\phi$ ) relativas a la elevación de la marea en la boca BM (de amplitud 0.50 m), para la circulación generada por la marea K1, en un fondo plano con profundidad 10 m y 30 m.

Profundidad del fondo:	10m		30m	
Región:				
Canal San Carlos	+1.5	98	+0.2	1
Cabeza BM	+1.4	96	+1.0	0
BM antes canal de Gaviotas	+0.7	92	+0.8	0
BA antes Canal de Gaviotas	+0.7	88	+0.8	0
Cabeza BA	+0.9	84	+0.8	0
Boca BA	+0.5	6	+1.0	-1
variables:	$\Delta\eta$ [cm]	$\Delta\phi$ [min]	$\Delta\eta$ [cm]	$\Delta\phi$ [min]

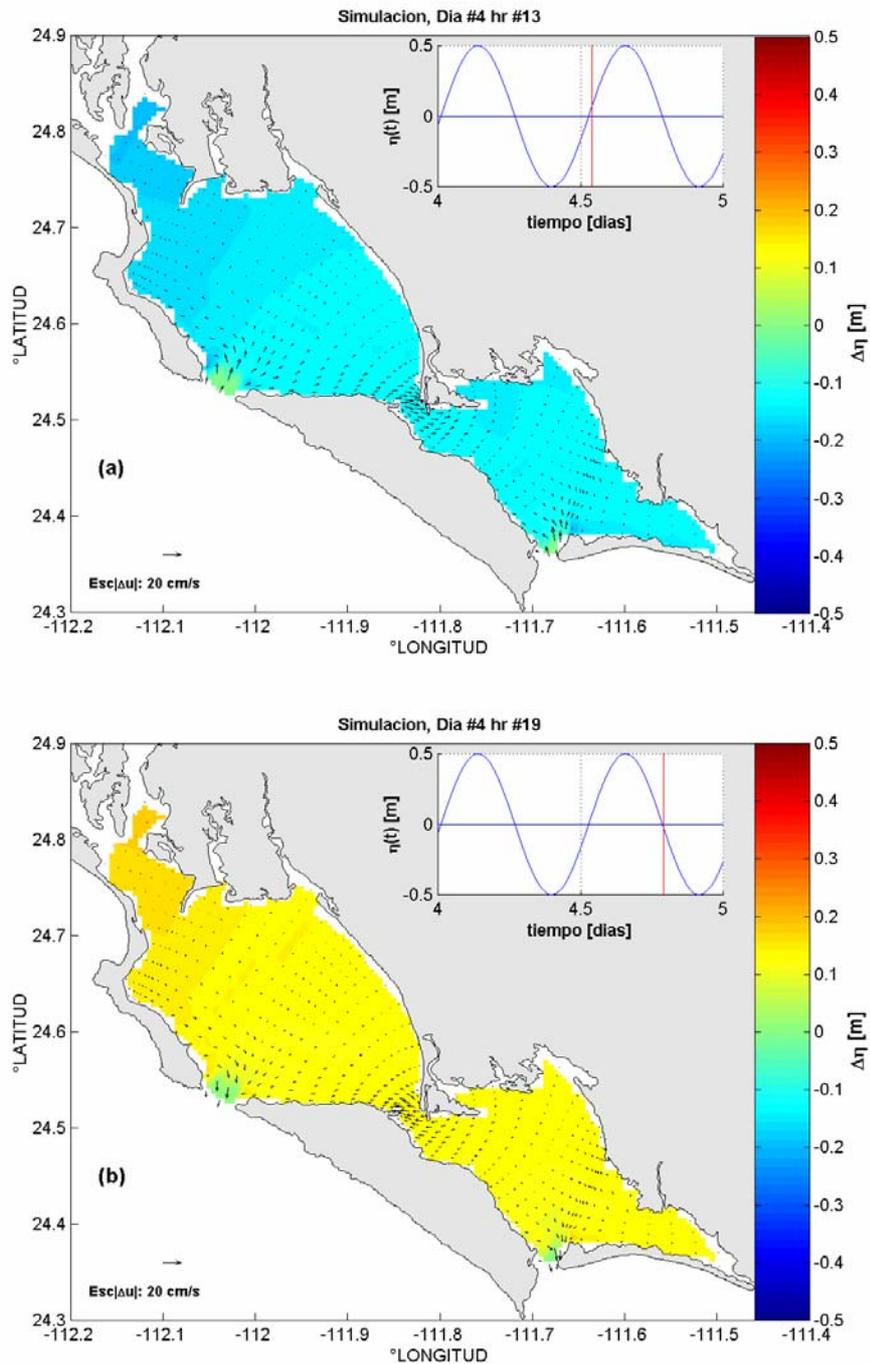
**Tabla V.17.** Magnitudes de la intensidad de la corriente,  $|\vec{v}|$ , durante las fases de flujo máximo y reflujó máximo, para la circulación generada por la marea K1, en un fondo plano con profundidad 10 m y 30 m.

Región:	$ \vec{v} $ [m/s]	
	Forzamiento de marea K1 en fondo plano	
	10m	30m
Boca BM	0.50	0.19
Canal SnCarlos	0.03	0.01
Canal Gaviotas	0.07	0.03
Boca BA	0.27	0.10

La magnitud de las corrientes de marea en este caso muestran también una respuesta inversamente proporcional de la intensificación de las corrientes a los distintos espesores de la columna de agua. Las intensidades de las corrientes generadas en la profundidad de 10 m es aproximadamente 2.65 veces mayor que las generadas en la profundidad de 30 m. Las intensidades de corriente máximas obtenidas con el forzamiento de la marea M2 son 1.5 veces mayor que las generadas con el forzamiento de la marea K1, en un fondo plano de 10 m de profundidad, y 1.9 veces mayor, en un fondo plano de 30 m de profundidad. En general, estas diferencias no ocurren de manera constante, ni en tiempo ni en espacio. Las Figs. V.19 y V.20 muestran las diferencias relativas, en amplitud de la marea y campo de corrientes integradas en la vertical, observadas en la modelación con un fondo plano a 30 m de profundidad respecto de la modelación con un fondo plano de 10 m de profundidad. Estas diferencias son interpretadas como una respuesta al forzamiento simultaneo establecido en las bocas del sistema con la componente de marea M2. Los valores positivos corresponden a mayores amplitudes de marea en la modelación con menor (10 m) espesor de la columna de agua que en la de mayor espesor (30m), y viceversa.



**Figura V.19.** Distribuciones espaciales de las diferencias en la elevación del nivel mar ( $\Delta\eta$ ) (en tonos de colores) y de las diferencias de las corrientes de marea integradas en la vertical ( $\Delta u$ ) en flechas) que resultaron de las simulaciones numéricas de la circulación en el interior del sistema lagunar BM-BA realizadas en un fondo plano de 30 m respecto de uno de 10 m, durante los instantes de la marea parada, (a) la marea alta y (b) la marea baja, relativos al forzamiento de marea en el centro de la boca BM.

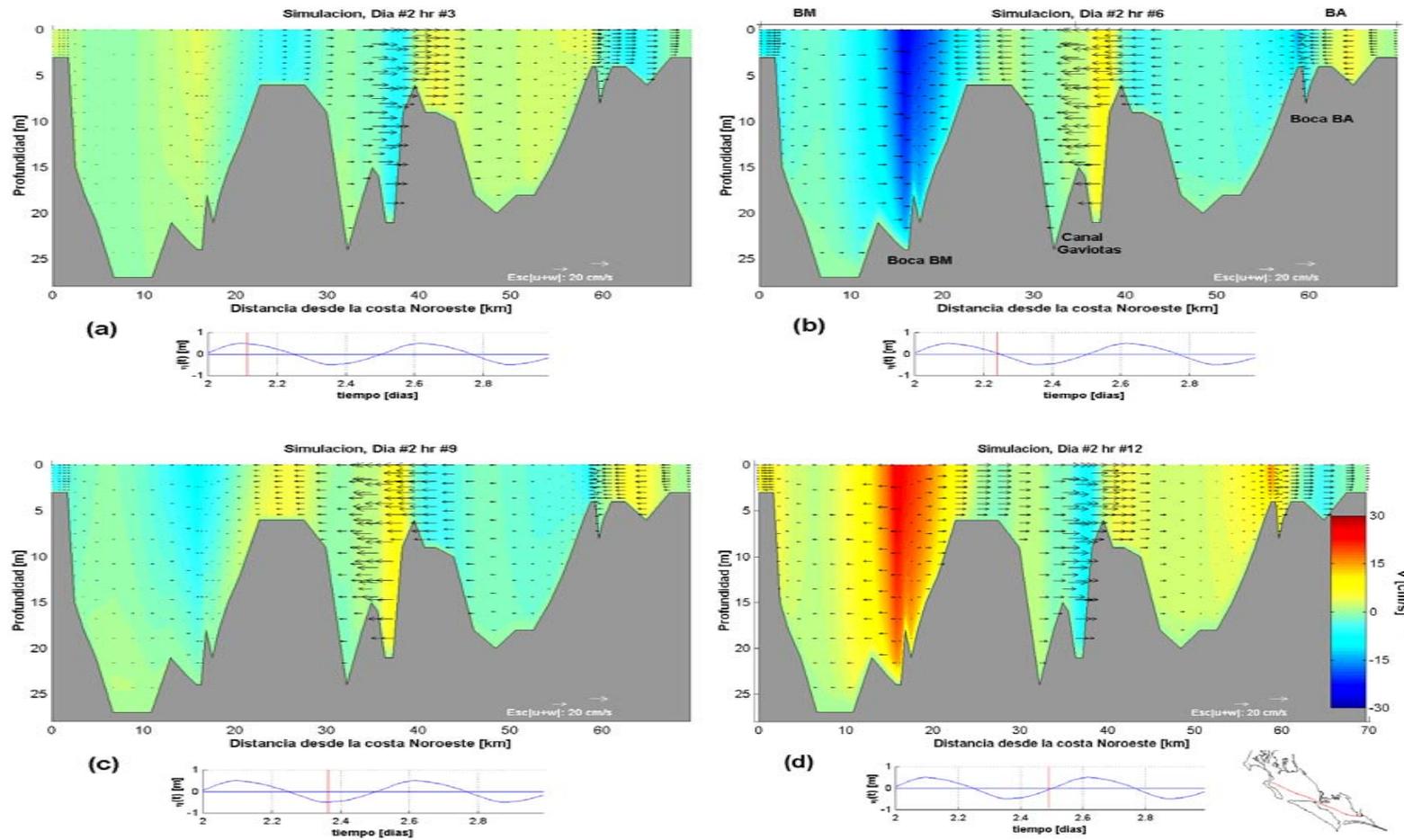


**Figura V.20.** Distribuciones espaciales de las diferencias en la elevación del nivel mar ( $\Delta\eta$ ) (en tonos de colores) y de las diferencias de las corrientes de marea integradas en la vertical ( $\Delta u$ ) en flechas) que resultaron de las simulaciones numéricas de la circulación en el interior del sistema lagunar BM-BA realizadas en un fondo plano de 30 m respecto de uno de 10 m, durante los instantes de (a) flujo y (b) reflujos, relativos al forzamiento de marea en el centro de la boca BM.

En los distintos gráficos de esta figura se observa una diferencia uniforme durante los instantes de la marea parada, marea alta y marea baja, mientras que en las fases de flujo y reflujos existen diferencias mayores en la región noroeste que en la sureste. La variación de la elevación de la marea es similar en las bocas del sistema, ya que se impone un forzamiento similar. Las diferencias resultantes en los vectores de la corriente son mayores en la vecindad de las bocas y de los canales. Las mayores diferencias se presentan en los instantes de la marea parada. En todos los casos, las diferencias vectoriales corresponden a diferencias en magnitud, o en dirección o en ambas. El origen de estas diferencias vectoriales es debido a diferencias en la magnitud de los vectores de la corriente, a excepción de las observadas en el Canal Gaviotas en los instantes de flujo y reflujos, donde se encuentran diferencias en la dirección (hasta 180°).

Los resultados obtenidos en las simulaciones de la circulación realizadas con un retraso relativo en el forzamiento de marea impuesto en las bocas del área de estudio, no muestran diferencias significativas en las diferentes variables físicas que caracterizan la circulación y el transporte en el interior del sistema lagunar, de los experimentos anteriores realizados con un forzamiento simultáneo. Por lo anterior no se reporta un análisis detallado al respecto concluyendo que la circulación generada por la marea en el interior del sistema lagunar BM-BA es independiente del arribo de la marea oceánica a las bocas del sistema.

**Características de la circulación 3D.** La estructura vertical de la circulación generada por la marea en el interior de BM-BA es prácticamente uniforme. La Fig. V.21 muestra la distribución vertical de las componentes de la velocidad de corriente a lo largo de una sección longitudinal del sistema en los instantes de flujo y reflujos máximos del forzamiento. En ésta se observa que las regiones más dinámicas se presentaron en los canales del sistema. La circulación en cada capa se caracterizó por un patrón reversivo de las corrientes entre una fase de la marea y la otra. Los vectores de la componente de la velocidad este-oeste indicaron flujos convergentes hacia la región de las bocas, durante las fases de reflujos y flujos divergentes durante las de flujo. La divergencia (o convergencia) producida en la fase de flujo (o reflujos) en el arribo de la marea a las bocas del sistema lagunar moduló las corrientes este-oeste de los 30 km más próximos, incluyendo 20 km de BA desde el canal de interconexión, esto es aproximadamente la mitad septentrional de la bahía. En la cuenca de BA, de aproximadamente 20 m de profundidad, se presentaron corrientes superficiales hacia el sureste y corrientes profundas, por debajo de los 10m, hacia el noroeste



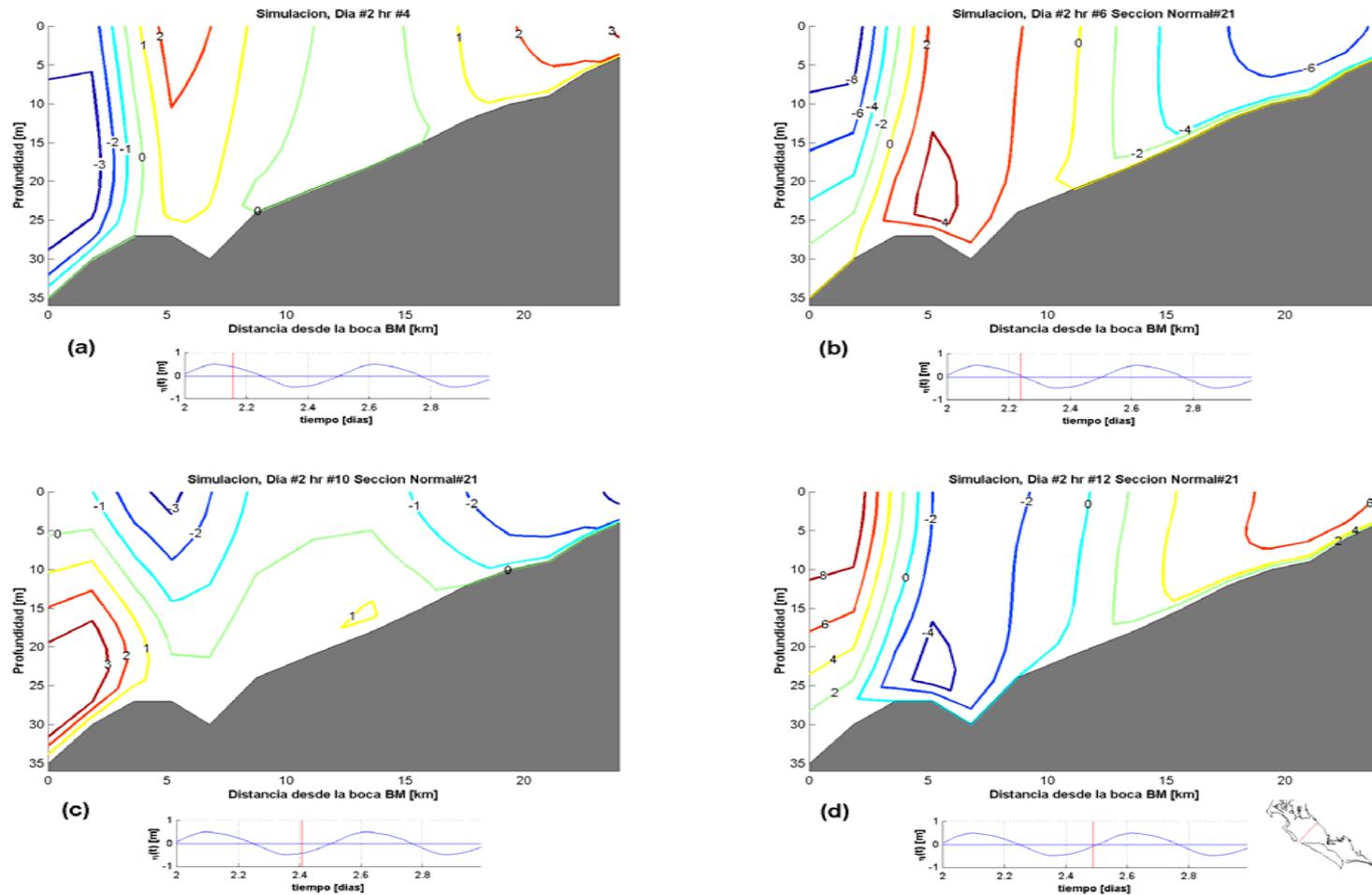
**Figura V.21.** Distribución espacial de las componentes de la velocidad,  $(v \hat{j})$  norte-sur (en tonos de colores) y  $(u \hat{i} + w \hat{k})$  este-oeste mas la vertical (en flechas), a lo largo de la sección transversal mostrada con la línea continua en el grafico inferior derecho, en el instante de (a) la marea baja, (b) el máximo refluo, (c) la marea alta y (d) el máximo flujo, indicado en el grafico inferior central de cada caso con una línea vertical en la serie de tiempo de la amplitud del forzamiento de marea. El resultado se obtiene de una simulación de la circulación 3D forzada simultáneamente en las bocas con la componente M2 de la marea con amplitud 0.5m.

En los instantes de la marea parada, se presentó también un patrón reversivo en la distribución de las componentes de la velocidad. La característica más sobresaliente en estos instantes fueron las corrientes a lo largo del canal de interconexión entre ambas bahías, Canal Gaviotas. Estas corrientes son consistentes con el desfase de los máximos de la amplitud de la marea observado en los análisis de la propagación de la marea.

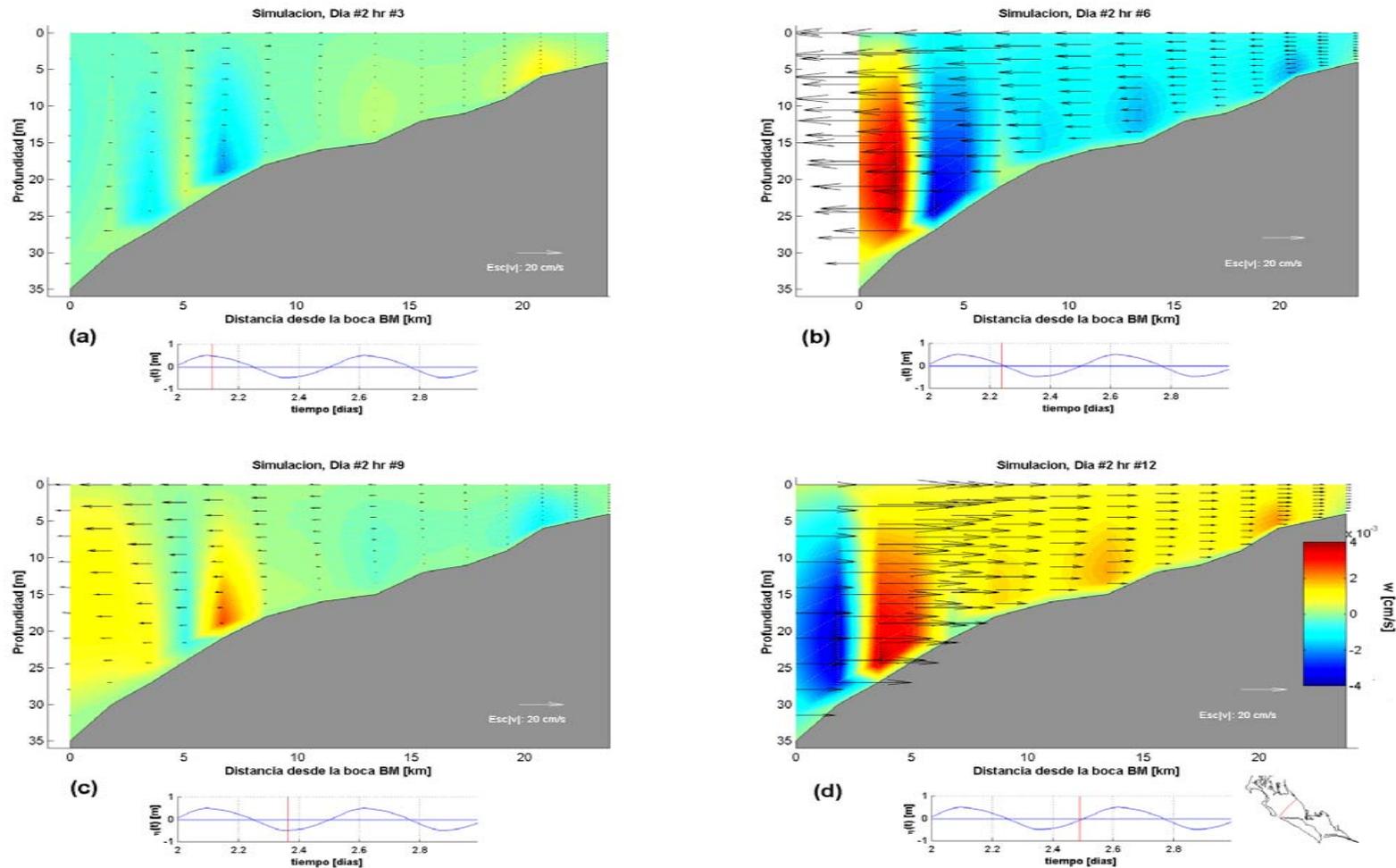
La sección transversal perpendicular a la boca BM (Fig. V.22) mostró una distribución horizontal de la componente este-oeste de la velocidad de corriente que se compone en tres partes: Un flujo en la vecindad de la boca, aproximadamente 4 km, con la dirección sureste en la fase de reflujo y noroeste en la de flujo. Un flujo en la dirección contraria que se presentó en los siguientes 8 km, el cual se intensificó con la profundidad en los instantes de máximo flujo o reflujo. Y un flujo que se presentó en la región más somera con la dirección del flujo en la vecindad de la boca. La intensidad de estos flujos fue menor que 0.10 m/s para un forzamiento de marea M2 con amplitud 0.50 m. Las mayores intensidades se presentaron en las fases de máximo flujo o reflujo, en la superficie para los flujos de la boca y de las zonas someras y en profundidad (~22 m) para el flujo intermedio.

Las velocidades verticales asociadas en cada caso son mostradas en la Fig. V.23. Estas velocidades son lo suficiente pequeñas (3 ordenes de magnitud menor) de manera que los flujos de momento dirigidos por la marea son principalmente horizontales. En los instantes de la marea parada se observa un cambio de dirección de la velocidad en la vertical, correspondiente al cambio de la dirección de las corrientes asociadas a las fases de flujo y reflujo de la marea.

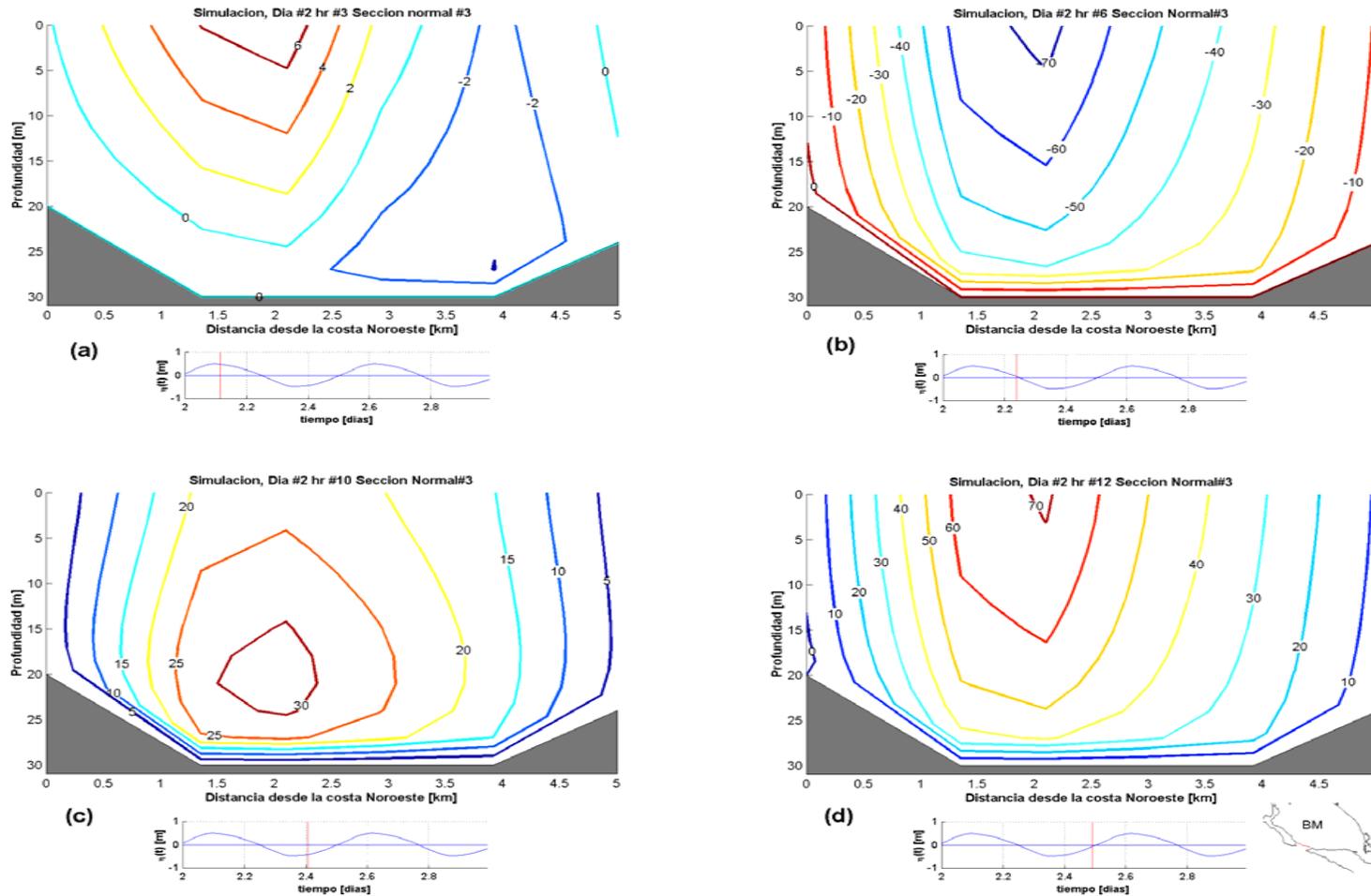
La secciones transversales en las bocas del sistema, Figs. V.24 y V.25 muestran las distribuciones horizontales de la componente de la velocidad de marea transversal a cada una de las bocas. En los instantes de flujo y reflujo máximo los perfiles verticales de la velocidad de corriente decrecieron exponencialmente con la profundidad tendiendo a cero en el fondo. Las intensidades máximas de las corrientes se presentaron durante estos instantes en la superficie, del lado noroeste de la boca BM y en el lado sureste de la boca BA, de manera que las distribuciones espaciales de la velocidad de corriente fueron reversivas. Durante las mareas paradas, se presentaron corrientes con sentido contrario a las superficiales, a lo largo de toda la columna pero que tienen una mayor intensidad en las capas del fondo. Estas corrientes encontradas se asociaron al cambio de dirección que experimentan las corrientes por la variación de la marea en la forma de una onda estacionaria. La zona noroeste responde con mayor rapidez a las variaciones de la amplitud de la marea en la boca BM y la sureste en BA.



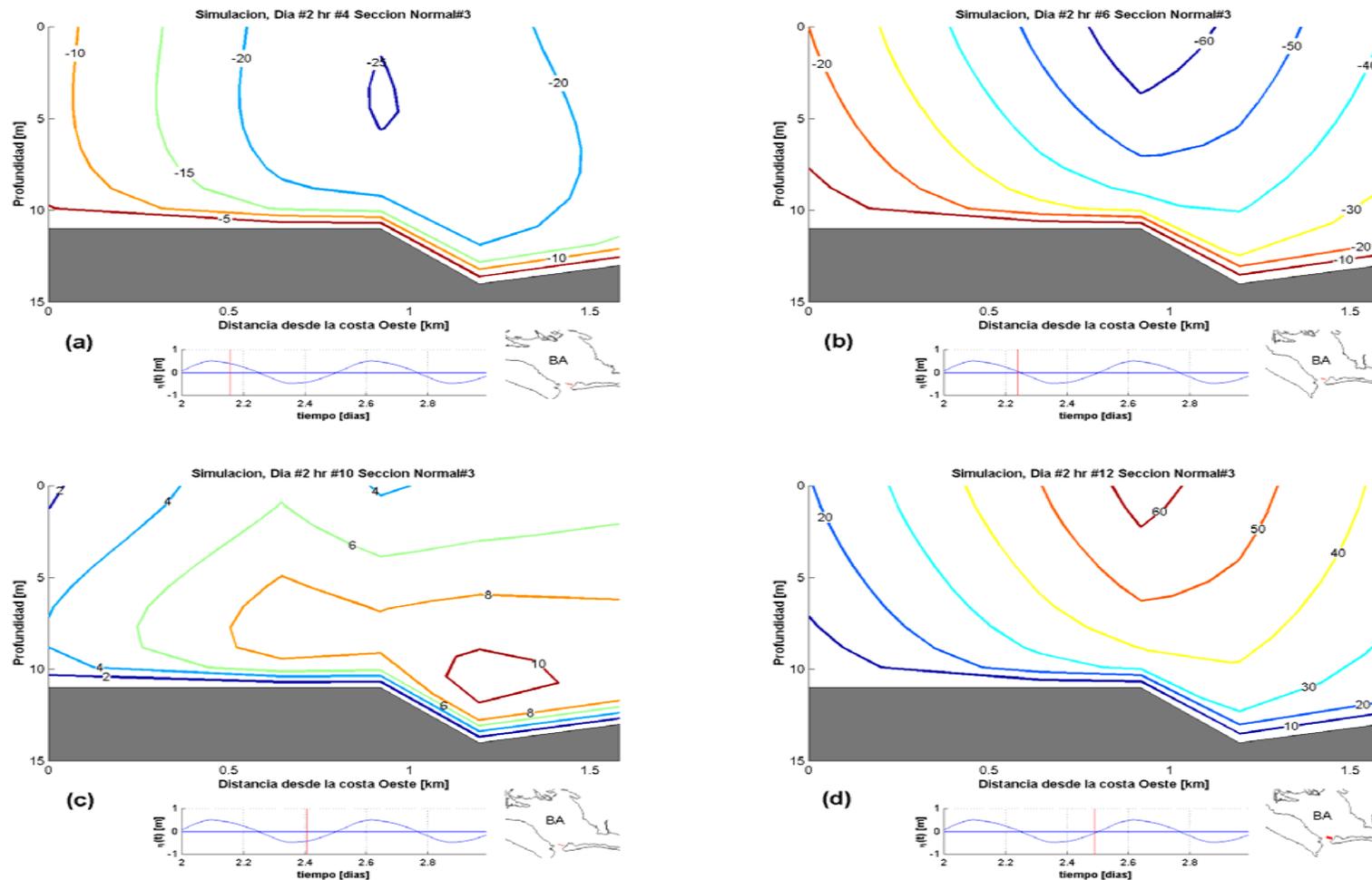
**Figura V.22.** Distribución espacial de la componente este-oeste de la velocidad, a lo largo de la sección transversal en BM mostrada con la línea continua en el grafico inferior derecho, en el instante de (a) el inicio del reflujó, (b) el máximo reflujó, (c) el inicio del flujo y (d) el máximo flujo, indicado en el grafico inferior central de cada caso con una línea vertical en la serie de tiempo de la amplitud del forzamiento de marea. El resultado se obtiene de una simulación de la circulación 3D forzada simultáneamente en las bocas con la componente M2 de la marea con amplitud 0.5m.



**Figura V.23.** Distribución espacial de las componentes de la velocidad,  $(u\hat{i})$  este-oeste (en color) y  $(v\hat{j} + w\hat{k})$  norte-sur mas la vertical (en flechas), a lo largo de la sección transversal en BM mostrada con la línea continua en el grafico inferior derecho, en el instante de (a) la marea alta, (b) el máximo reflujó, (c) la marea baja y (d) el máximo flujo, indicado en el grafico inferior central de cada caso con una línea vertical en la serie de tiempo de la amplitud del forzamiento de marea. El resultado se obtiene de una simulación de la circulación 3D forzada simultáneamente en las bocas con la componente M2 de la marea con amplitud 0.5m.



**Figura V.24.** Distribución espacial de la componente norte-sur, en cm/s, en el instante de (a) la marea alta, (b) el máximo reflujó, (c) la marea baja y (d) el máximo flujo, a lo largo de la sección transversal en la boca BM mostrada con la línea continua en el gráfico inferior derecho, indicado en el gráfico inferior central de cada caso con una línea vertical en la serie de tiempo de la amplitud del forzamiento de marea. El resultado se obtiene de una simulación de la circulación 3D forzada simultáneamente en las bocas con la componente M2 de la marea con amplitud 0.5m.



**Figura V.25.** Distribución espacial de la componente norte-sur, en cm/s, en el instante de (a) la marea alta, (b) el máximo reflujó, (c) la marea baja y (d) el máximo flujo, a lo largo de la sección transversal en BA mostrada con la línea continua en el grafico inferior derecho, indicado en el grafico inferior central de cada caso con una línea vertical en la serie de tiempo de la amplitud del forzamiento de marea. El resultado se obtiene de una simulación de la circulación 3D forzada simultáneamente en las bocas con la componente M2 de la marea con amplitud 0.5m.

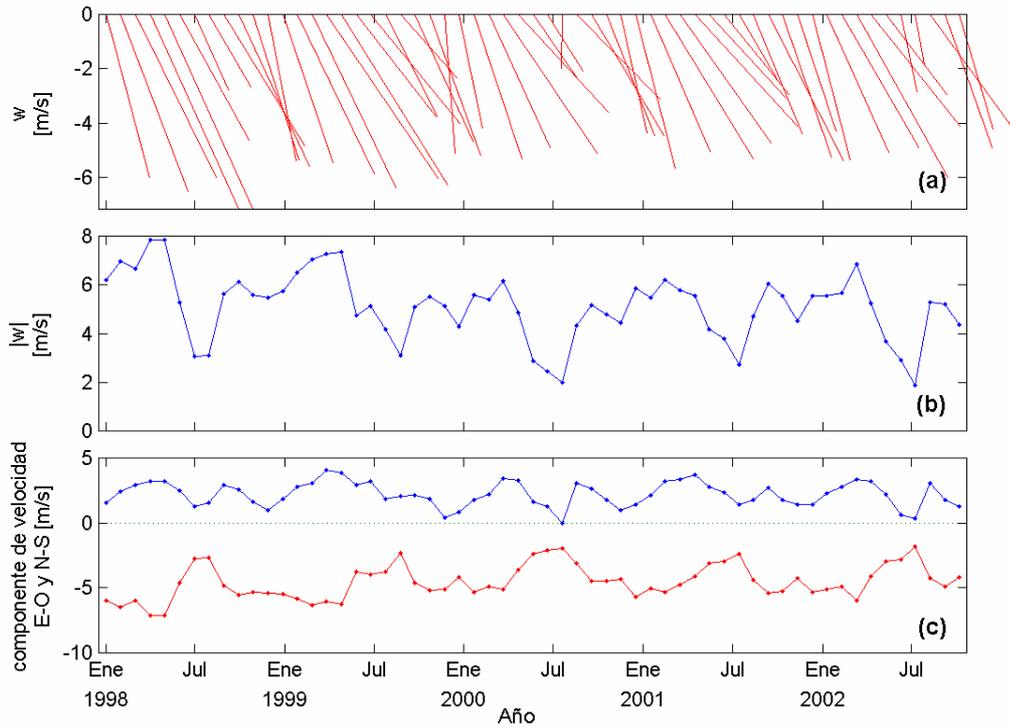
Sin embargo, la intensidad de las corrientes en estos instantes es aproximadamente 1 orden de magnitud menor como para que puedan influir en la dinámica de la circulación generada por la marea.

### V.2.3. Circulación generada por el forzamiento del viento

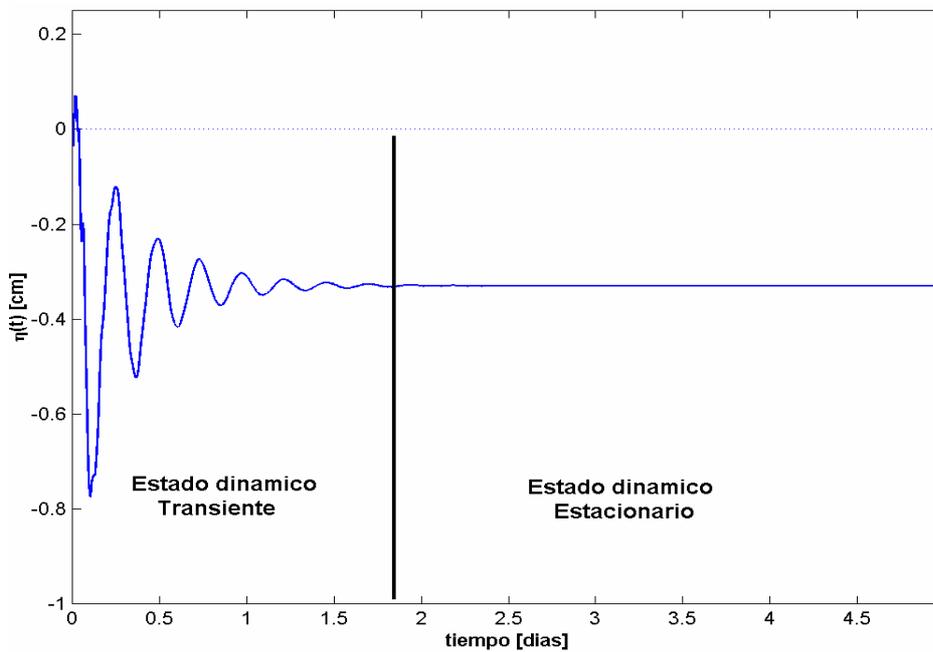
La serie de tiempo del promedio mensual del viento superficial prevaleciente, durante el periodo 1998-2002, en el punto geográfico más cercano a la costa de la boca BM en la base de datos de Quikscat (a 120 km de la boca), indica un régimen de viento que prevalece con la dirección del Noroeste y una intensidad máxima promedio de 5 m/s (Fig. V.26).

**Distribuciones características de la circulación.** En los experimentos realizados para analizar la circulación generada por el forzamiento del viento se varió inicialmente la dirección del viento considerando las direcciones provenientes de los 4 puntos cardinales, Norte, Sur, Este y Oeste, manteniendo la magnitud constante media de la variabilidad del viento sinóptico (5 m/s) y posteriormente se mantuvo la dirección media del viento, proveniente del Noroeste, variando la intensidad en 4 casos: la magnitud media inferior (2 m/s), la del valor medio (5 m/s), la de la media superior (8 m/s) y un caso extremo con magnitud 15 m/s. En todos los casos, las simulaciones fueron realizadas a 5 días utilizando un tiempo de ajuste numérico de 1 día. La estructura inicial de la densidad se estableció de manera uniforme. Las condiciones de frontera líquidas fueron las de radiación normal hacia el exterior sin considerar influjo.

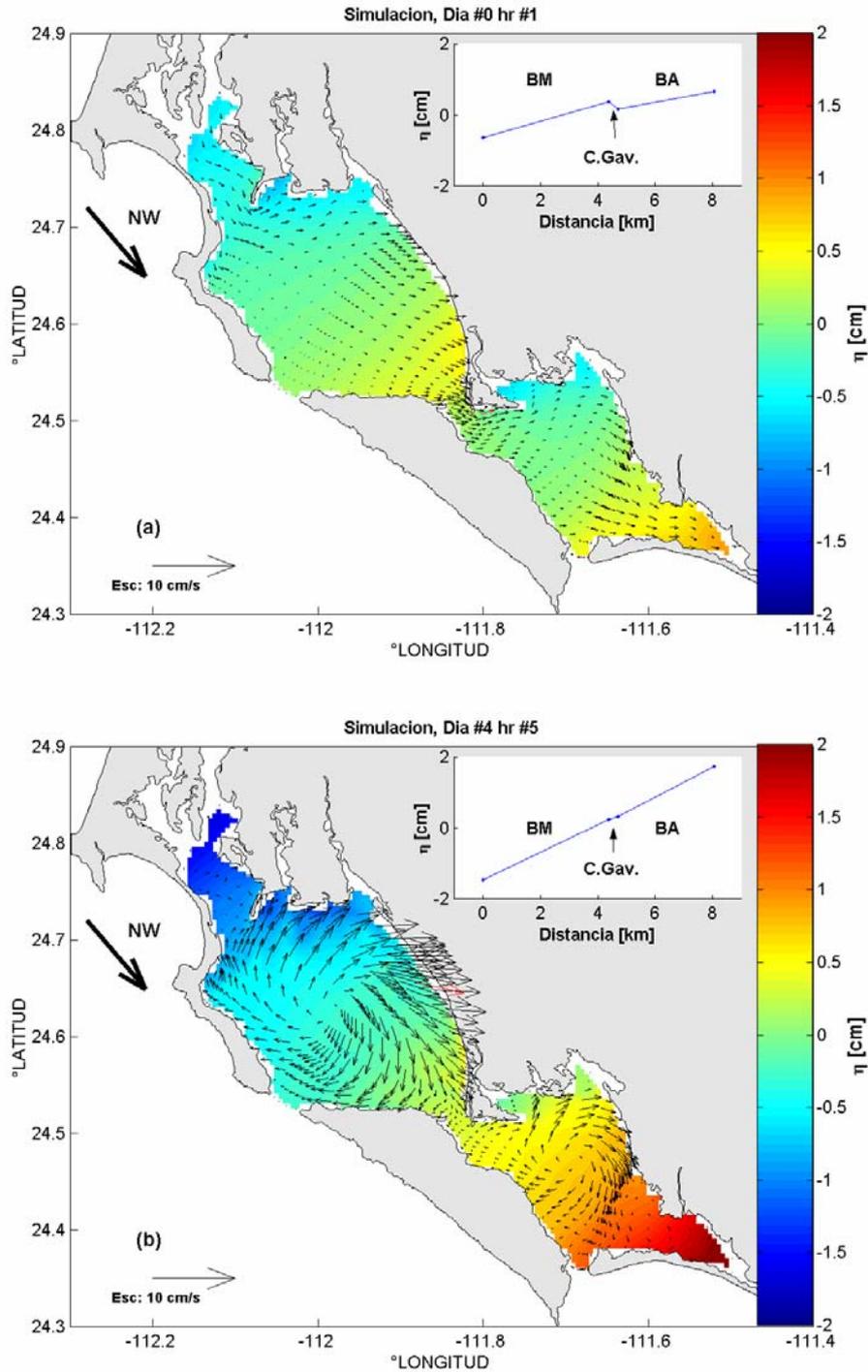
En el periodo de 2 días de modelación se presentaron oscilaciones iniciales en la superficie libre que eventualmente se amortiguaron estableciendo localmente (para un punto específico de la malla) un nivel del mar constante (Fig. V.27). El estado transiente fue considerado aquí como aquel estado dinámico que corresponde a las oscilaciones que experimenta una partícula fluida al ser forzada del estado de reposo al estado dinámico estacionario. El estado transiente de la circulación integrada en la vertical que fue forzada por un viento constante con las características del viento promedio prevaleciente (intensidad 5 m/s proveniente del NW) se muestra en la Fig. V.28a. En este escenario se alcanzaron las corrientes máximas ( $\approx 0.02$  m/s) en el Canal Gaviotas induciendo un transporte de agua de BM hacia BA a través de este canal a una razón aproximada de  $5\,000$  m<sup>3</sup>/s. Es interesante notar la variación temporal de la inclinación del nivel del mar en ambos cuerpos de agua, BM y BA, durante los estados dinámicos de transición y estacionarios.



**Figura V.26.** Series de tiempo del viento sobre la superficie del mar promedio mensual, en el punto geográfico  $113^{\circ}\text{W}, 24^{\circ}\text{N}$ , localizado a 120 km de la costa, durante el periodo Enero 1998-Diciembre 2002. a) muestra el vector de velocidad, b) la intensidad del vector de velocidad y c) la magnitud de las componentes norte-sur (N-S) y este-oeste (E-W) del vector de velocidad.



**Figura V.27.** Serie de tiempo de la elevación del nivel del mar, en un punto de control cercano a la boca BM, generada por la circulación a 5 días forzada por un viento constante proveniente del NW. La línea vertical indica una división entre los estados dinámicos transiente y estacionario.



**Figura V.28.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes integradas en la vertical (en flechas de línea delgada), del interior del sistema lagunar BM-BA, dirigidas por un viento constante (5 m/s) proveniente del NW (en flecha de línea gruesa) durante los instantes (a) inicial del estado transiente y (b) del estado estacionario. En el subpanel superior derecho se grafica la inclinación del nivel del mar entre los extremos NW y SE del sistema lagunar.

En BM, durante el estado de transición, el nivel del mar tiene una pendiente desde el Canal SC hacia el Canal Gaviotas y en BA desde el Canal Gaviotas hacia la región sureste de la bahía. Este efecto está asociado al reducido ancho del canal de Gaviotas, por lo cual se produce una constricción del flujo de agua a través del canal. Una vez en el estado estacionario esta constricción se suavizó manteniendo un brinco hidrostático menor que 0.01 m.

Por su parte, un escenario de la circulación dinámicamente estacionaria 2D, forzada con un viento constante con las características del viento medio prevaleciente se muestra en la Fig.V.28b. La distribución del nivel del mar asociada a esta circulación mostró una inclinación del nivel del mar, con alturas mayores en la costa sureste, la cual es perpendicular a la dirección del viento, y alturas menores en las costas NW, de donde proviene el viento. Una diferencia total mayor que 0.04 m se encontró en la altura del nivel del mar entre los extremos NW y SE del sistema lagunar. La circulación integrada en la vertical, se caracterizó por una circulación rotatoria anticiclónica en cada una de las bahías. Particularmente, en la región sureste de BA, al este de la boca BA, se observó una estructura de la circulación también rotatoria, pero con sentido ciclónico y de menor tamaño que la observada en la región noroeste de BA. Las corrientes máximas se alcanzaron en la región somera de BM (0.06 m/s), esto aproximadamente 10 veces menor que la intensidad máxima de las corrientes de marea, por lo que estas corrientes máximas dirigidas por el viento son comparables con las corrientes de marea únicamente durante las mareas paradas en la fase de marea muerta.

El intercambio de masa, dirigido por el viento, entre los cuerpos de agua que constituyen el sistema lagunar BM-BA, se evaluó en promedio como en la Tabla V.9, calculando el flujo de volumen instantáneo máximo esperado a través de las bocas y los canales del sistema (Tabla V.18). Los valores geométricos utilizados para este cálculo fueron iguales a los que se enlistaron en la Tabla V.9. En la tabla se agregó el valor del transporte de volumen dirigido por el viento que actúa durante un periodo de la marea semidiurna ( $\approx 12.45$  hrs), a fin de comparar con los valores obtenidos en la Tabla V.10.

Estos resultados muestran diferencias con los anteriormente obtenidos en la Tabla V.9, en cada uno de los canales. En todos los casos los flujos de volumen instantáneos dirigidos por la marea fueron mayores que los dirigidos por el viento. Durante un ciclo semidiurno de marea el transporte de volumen dirigido por el viento en los canales del interior del sistema y en la boca BA fueron aproximadamente del mismo orden de magnitud que los que corresponden al

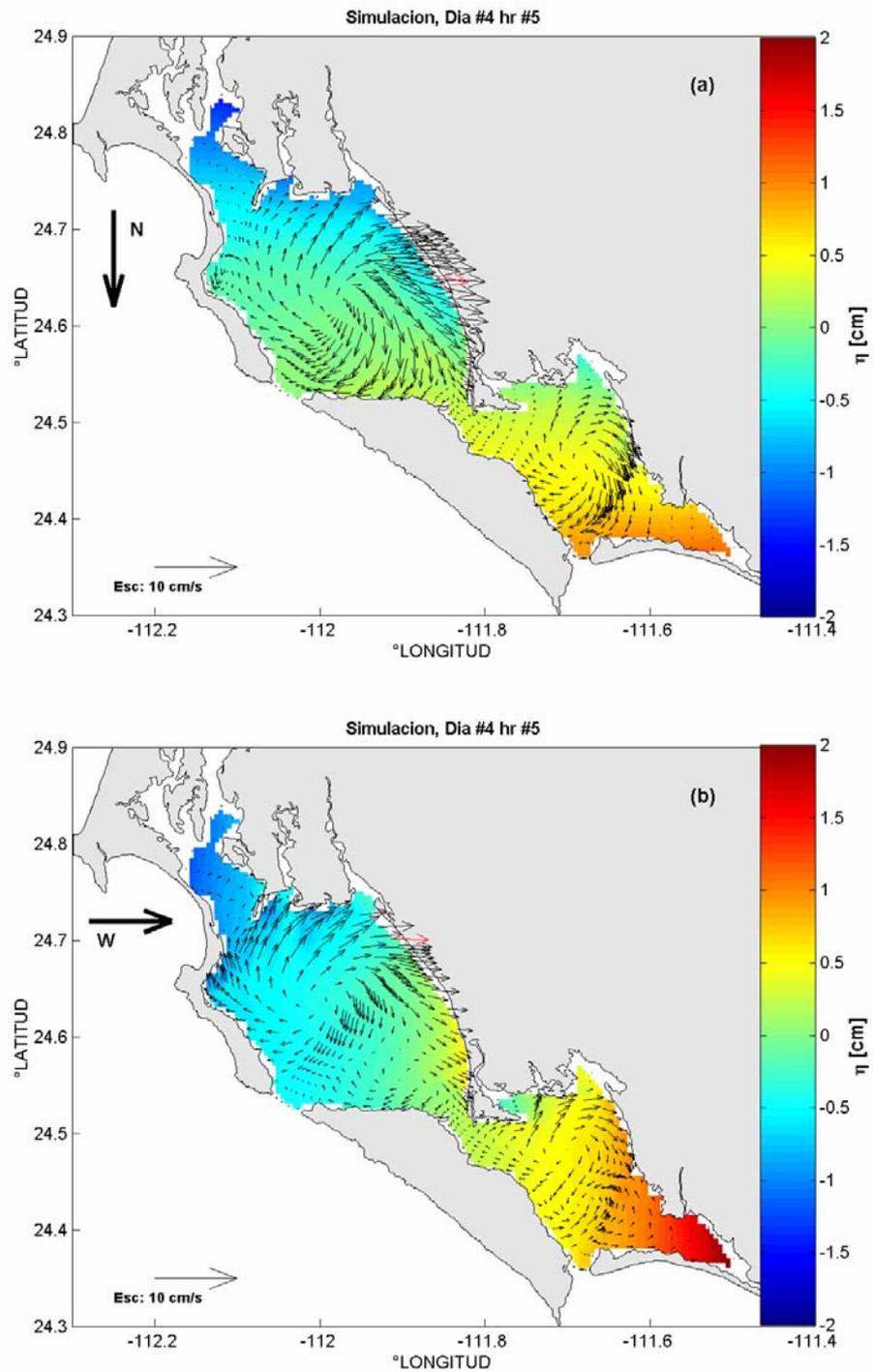
**Tabla V.18.** Máximo flujo instantáneo de volumen esperado,  $\langle \dot{V}_{\max} \rangle_{VIENTO}$ , y transporte de volumen neto esperado  $\langle Q_V(T_{M2}) \rangle_{CRIM}$ , dirigidos por el viento, a través del área transversal,  $a_{Tr}$ , de cada uno de los canales del sistema lagunar BM-BA, asociados a la velocidad máxima instantánea  $|\vec{v}|_{\max}$  durante un periodo de la marea M2.

Región:	$a_{Tr}$ [m <sup>2</sup> ]	$ \vec{v} _{\max}$ [m/s]	$\langle \dot{V}_{\max} \rangle$ [m <sup>3</sup> /s]	$\langle Q_V(T_{M2}) \rangle_{VIENTO}$ [km <sup>3</sup> /T <sub>M2</sub> ]
Boca BM	≈ 136 800	0.001	≈ 140	≈ 0.006
Boca BA	≈ 17 900	0.006	≈ 100	≈ 0.004
Canal Sn Carlos	≈ 60 700	0.012	≈ 730	≈ 0.032
Canal Gaviotas	≈ 27 650	0.027	≈ 800	≈ 0.036

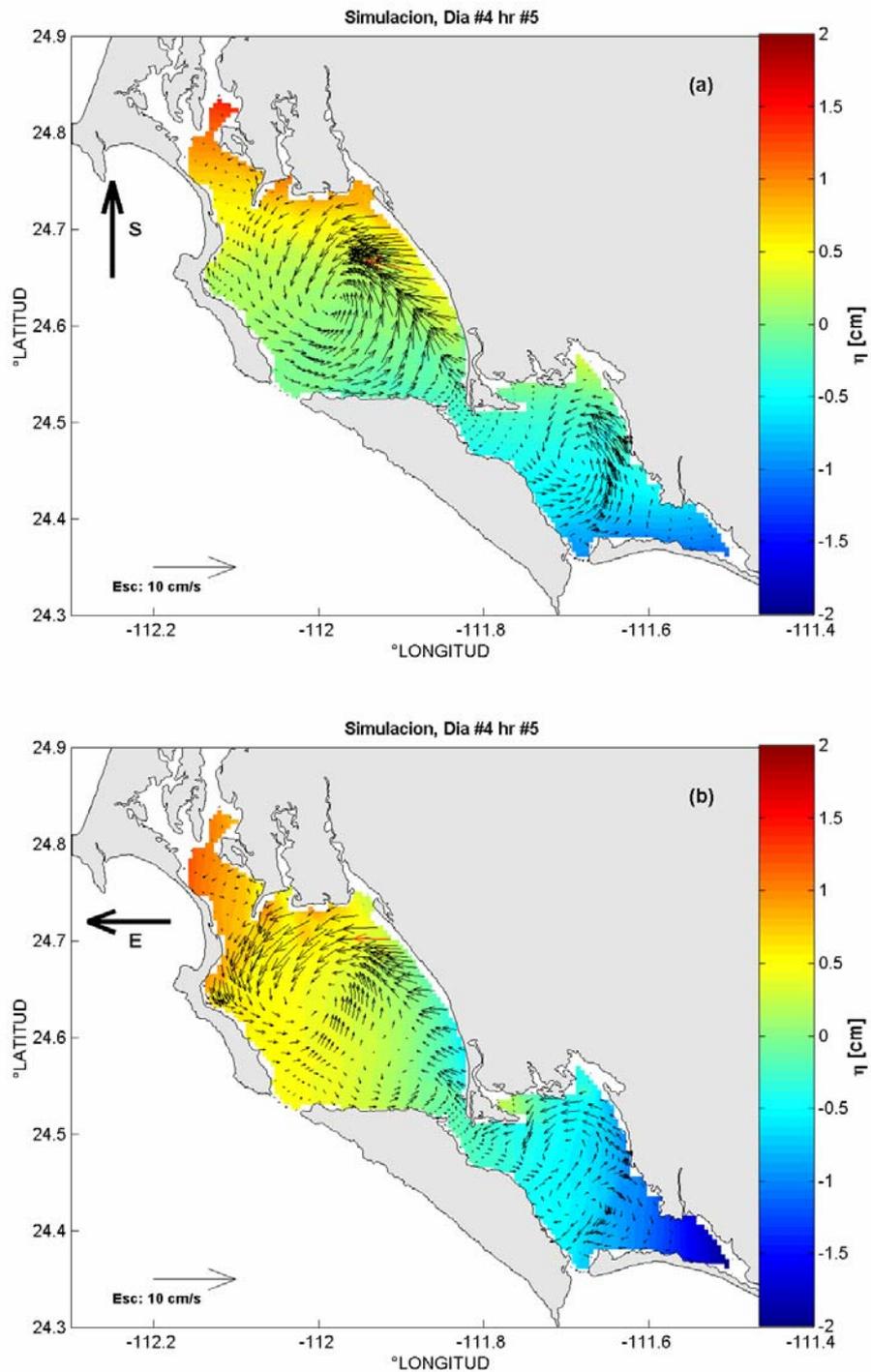
transporte de marea, no así en la boca BM donde el transporte de volumen por marea fue aproximadamente 2 ordenes de magnitud mayor al generado por el viento. La diferencia relativa entre los flujos instantáneos de volumen dirigidos por el viento en la boca BM y los canales del sistema lagunar fue asociada a que la circulación generada por un viento constante proveniente del NW no presentó un flujo transversal a esta boca.

**Variación de la dirección del viento.** Las circulaciones estacionarias 2D y elevaciones de nivel inducidas por un viento uniforme de 5 m/s de intensidad y con dirección constante se muestran en las Figs. V.29 y V.30 para distintas direcciones del viento. En todos los casos, se presentó una pendiente entre las costas que son perpendiculares a la dirección del viento prevaleciente, siendo mayor el nivel del mar debido a un apilamiento de las aguas dirigidas por el viento que inciden en éstas fronteras sólidas. No obstante, la altura de la superficie libre del mar forzada por el forzamiento del viento fue de 2 ordenes de magnitud menor que la que resultó en los experimentos numéricos realizados con los forzamientos de marea.

Asociado a los gradientes espaciales de la elevación del mar se presentaron gradientes de presión orientados en la dirección inversa a la dirección del viento proveniente. Estos gradientes de presión indujeron, en cada una de las direcciones del forzamiento del viento, una circulación que compensa los gradientes de la elevación del mar. Esta circulación compensatoria fue de carácter rotatoria cuyo centro de rotación se ubicó aproximadamente al centro geométrico de cada una de las bahías. Las circulaciones forzadas con un viento constante proveniente del Norte y del Oeste presentaron una dirección rotacional anticiclónica (Fig. V.29) mientras que para las



**Figura V.29.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes integradas en la vertical (en flechas de línea delgada), del interior del sistema lagunar BM-BA, dirigidas por un viento constante (5 m/s) (en flecha de línea gruesa) proveniente del (a) Norte (N) y (b) Oeste (W), durante el estado estacionario.



**Figura V.30.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes integradas en la vertical (en flechas de línea delgada), del interior del sistema lagunar BM-BA, dirigidas por un viento constante (5 m/s) (en flecha de línea gruesa) proveniente del (a) Sur (S) y (b) Este (E), durante el estado estacionario.

circulaciones forzadas con un viento constante proveniente del Sur y del Este, la dirección de rotación fue ciclónica (Fig. V.30).

La dirección de la circulación compensatoria en cualquiera de los forzamientos aplicados está dirigida por el gradiente batimétrico, de las zonas someras a las profundas. Particularmente, en las circulaciones forzadas por un viento constante longitudinal, es decir que proviene del Este o del Oeste, se observan estructuras de la circulación de menor intensidad superpuestas en las regiones sureste de cada una de las bahías. Estas estructuras muestran también un carácter rotatorio, que gira en el mismo sentido que la estructura de mayor tamaño en BM y en sentido contrario a la estructura principal de la circulación en BA. Asociado a estas estructuras secundarias las intensidades máximas encontradas en estas circulaciones forzadas por un viento longitudinal constante son hasta 2 m/s menores que las encontradas en las circulaciones forzadas con un viento zonal constante, esto es proveniente del Norte o del Sur.

Por lo anterior se distinguió que la distribución de la elevación de la superficie libre del escenario medio de la circulación integrada en la vertical que es forzada con el viento medio sinóptico, intensidad constante 5 m/s y proveniente del NW (Fig. V.28a) es semejante a la que se presenta con un viento constante proveniente del Oeste (Fig. V.29b). Mientras que la distribución de las corrientes presenta mayor semejanza con la que resulta del forzamiento del viento constante proveniente del Norte (Fig. V.29a). Es interesante notar que debido a la orientación del sistema lagunar BM-BA, Noroeste-Sureste, el forzamiento del viento medio proveniente del NW genera en la circulación un mayor diferencia entre los niveles máximo y mínimo de la elevación del mar y en consecuencia un sistema de corrientes con mayor intensidad.

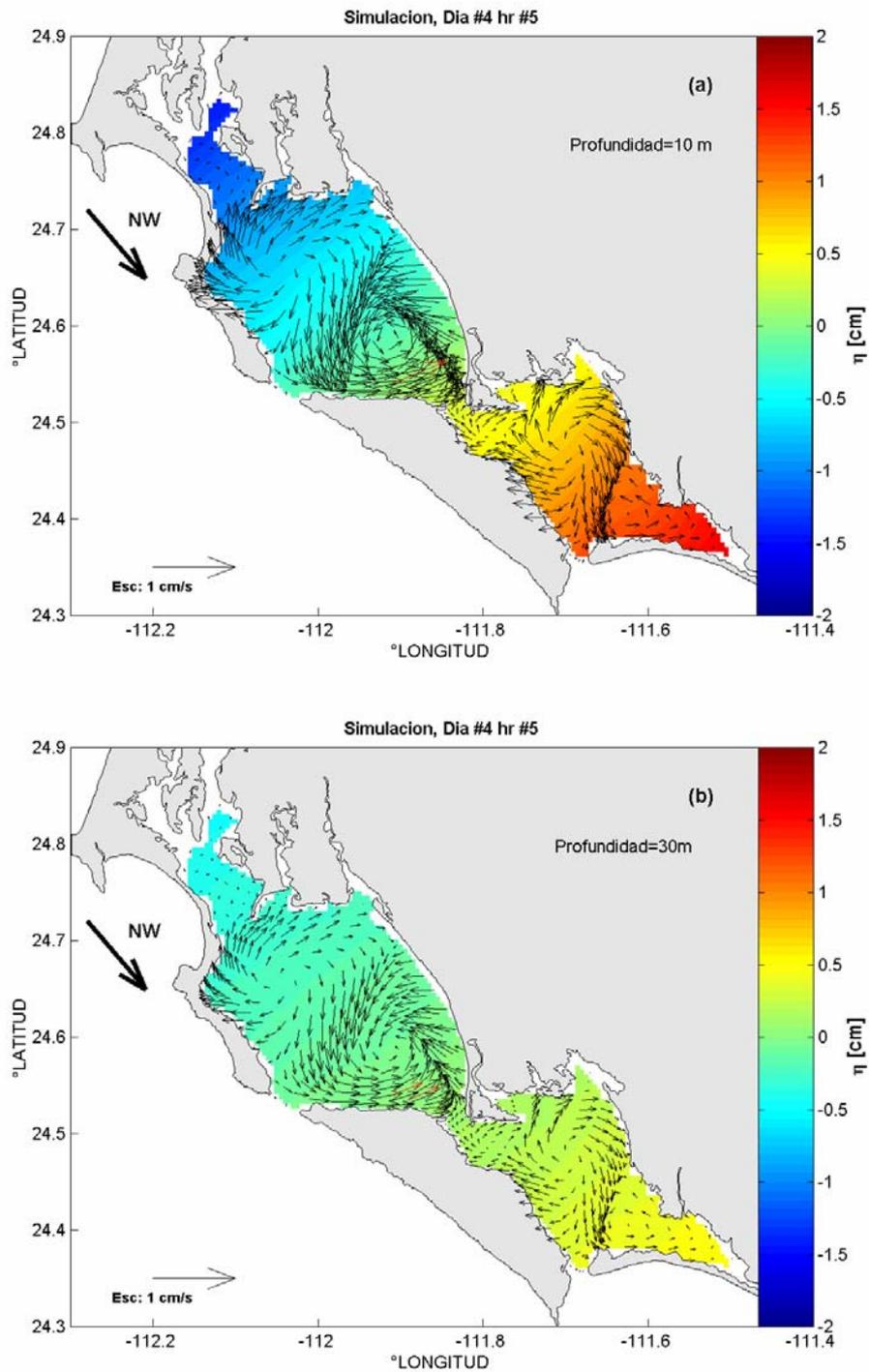
**Variación de la intensidad del viento.** La Tabla V.19 muestra la sensibilidad del modelo forzado por el viento, experimentando con diferentes intensidades del viento manteniendo la dirección constante. Los resultados indican que la elevación del nivel del mar forzada por el viento es al menos 1 orden de magnitud menor que la forzada por la marea. Así mismo, las corrientes forzadas por el viento son a lo mas comparables en magnitud con las corrientes máximas forzadas por la marea durante la fase de marea muerta. No obstante, estos valores máximos de las características de la circulación corresponden a un viento extremo, que en el caso de en que se presente su tiempo inercial es del orden de días, a lo mas 1 semana, cuya frecuencia es 1 o a lo mas 3 eventos a lo largo de un ciclo anual.

**Tabla V.19.** Características de la circulación integradas en la vertical,, altura del nivel del mar, ( $\eta$ ), e intensidad máxima de las corrientes,  $|\vec{v}|_{\max}$ , generadas por diferentes intensidades de un viento constante,  $|\vec{w}|$ , proveniente del NW.

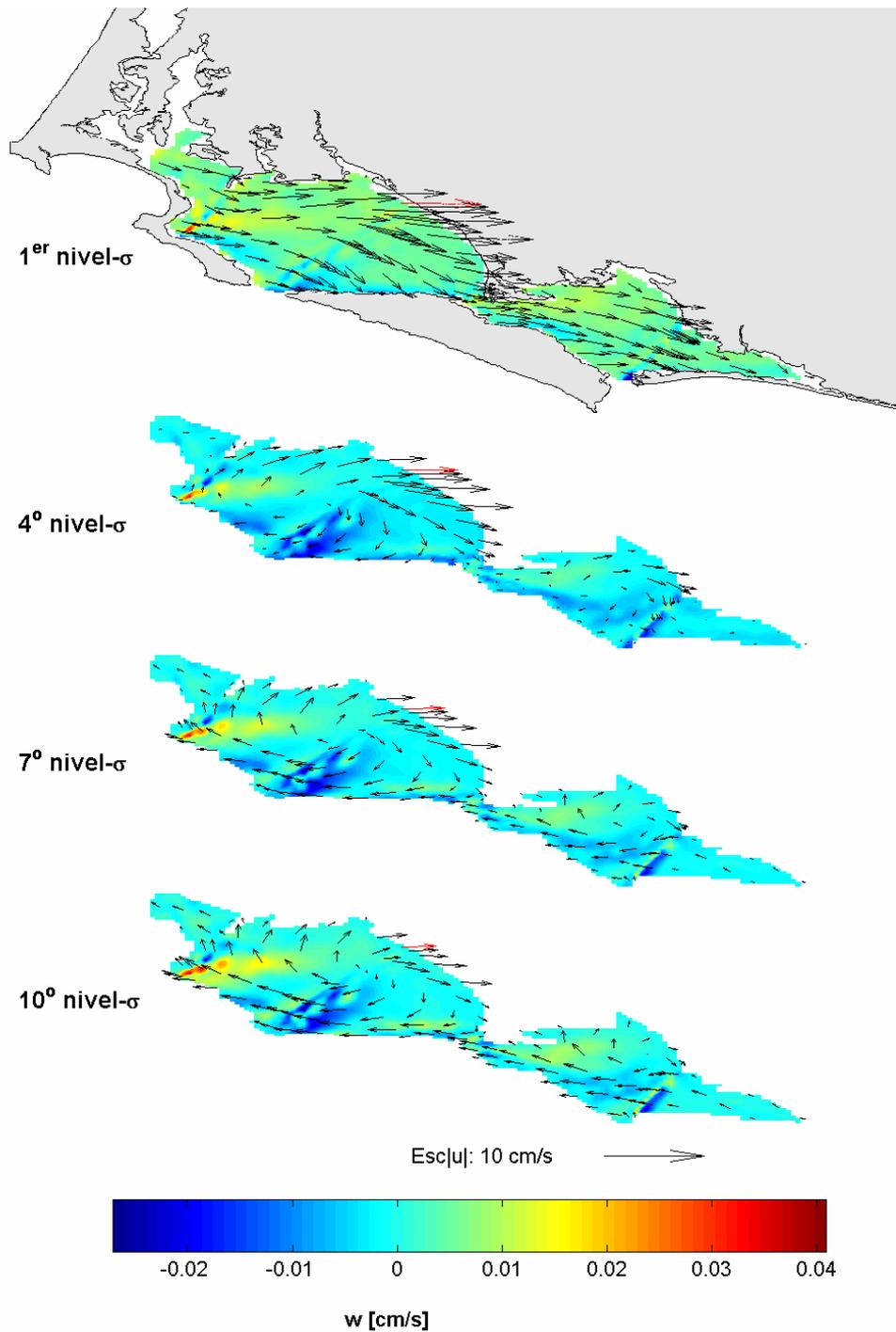
$ \vec{w} $ [m/s]	$\eta$ [m]		$ \vec{v} _{\max}$ [m/s]
	Bajamar	Pleamar	
1	-0.001	0.001	0.01
2	-0.003	0.003	0.02
5	-0.017	0.024	0.06
8	-0.045	0.061	0.09
10	-0.068	0.088	0.11
15	-0.193	0.258	0.19

**Variación de la batimetría.** En el caso de un fondo plano, se encontró un patrón de la circulación dirigida por el viento relativamente distinto a los que se encuentran utilizando la batimetría “real” de modelación de la Fig.V.2 (Fig. V.31). Debido a que no existen gradientes de la batimetría, la superficie libre del mar no responde a gradientes intensos de presión de tal manera que la distribución horizontal del nivel del mar tiene un gradiente uniforme por capas perpendiculares a la dirección del viento. No obstante, la distribución horizontal de la circulación tiene un patrón semejante al que se obtiene con un forzamiento constante del NW en la batimetría “real” de modelación (Fig. V.29b) pero la intensidad de las corrientes es menor que la que se presenta con un gradiente batimétrico. El espesor de las columnas de agua es determinante de la intensidad de las corrientes dirigidas por el viento, siendo mayor en el sistema con profundidad 10 m que en el de 30 m de espesor.

**Circulación 3D.** La estructura vertical asociada a la circulación 2D que es generada por un viento de 5 m/s prevaleciente del noroeste (Fig. V.28), está caracterizada por una distribución horizontal que varía con la profundidad (Fig. V.32). La capa superficial tiene una distribución de las corrientes con la dirección casi paralela a la del forzamiento. Las corrientes alcanzan la mayor intensidad en la superficie de las zonas de menor profundidad de BM. Las magnitudes de estas corrientes son menores que 0.10 m/s. En las capas subsuperficiales se observa una vorticidad asociada al esfuerzo superficial del viento. En la capa del fondo se genera una distribución horizontal de corrientes que tienen la dirección contraria a la del forzamiento en las fronteras laterales occidentales.



**Figura V.31.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes integradas en la vertical (en flechas de línea delgada), del interior del sistema lagunar BM-BA, dirigidas por un viento constante (5 m/s) de NW (en flecha de línea gruesa) simuladas sobre un fondo plano de profundidad (a) 10 m y (b) 30 m, durante un instante del estado estacionario.



**Figura V.32.** Distribuciones espaciales, presentados por niveles- $\sigma$  en la vertical en el estado estacionario de la circulación (48hrs de simulación), de la velocidad vertical ( $w$ ) (en tonos de colores) y de las componentes horizontales de la velocidad de las corrientes generadas por un viento constante de amplitud 5 m/s con una dirección prevaleciente del noroeste (NW), en el interior del sistema lagunar BM-BA. Los niveles- $\sigma$  graficados son: (a) 1<sup>o</sup>, (b) 4<sup>o</sup>, (c) 7<sup>o</sup> y (d) 10<sup>o</sup>, de los 11 niveles con que se parametrizó la vertical del sistema lagunar en las coordenadas sigma.

Estas corrientes de retorno o compensatorias aumentan de intensidad con la profundidad. La distribución de las componentes de la velocidad de la corriente a lo largo de las secciones transversales que son perpendiculares a la costa occidental (Fig. V.33), muestran el corte vertical de la velocidad de las corrientes longitudinalmente a lo largo del área de estudio que corresponde con las corrientes compensatorias o de retorno.

#### V.2.4. Circulación residual inducida por la marea

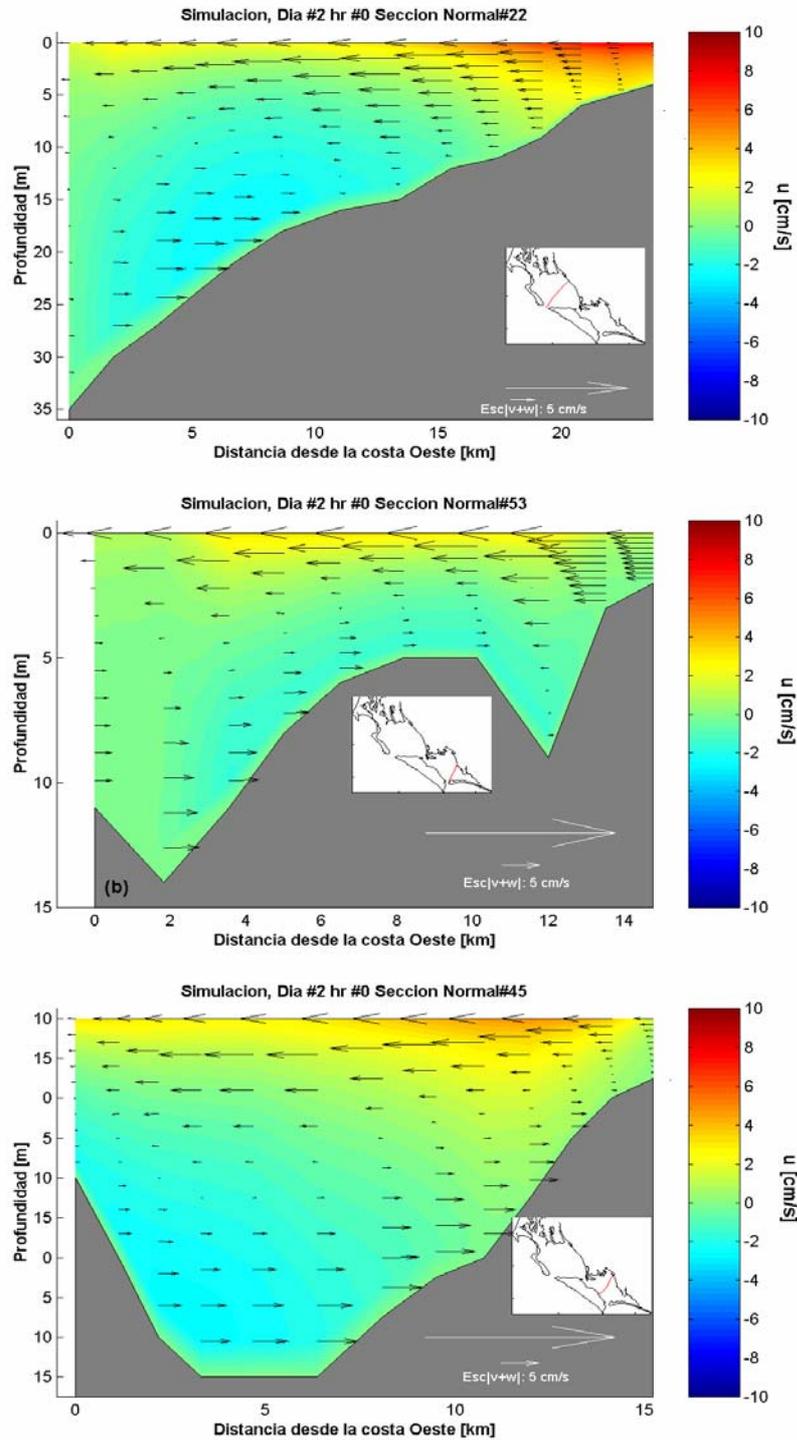
Como un efecto hidrodinámico secundario de las corrientes generadas por la marea, la circulación residual inducida por la marea (CRIM) es considerada como un mecanismo de transporte a largo plazo no oscilatorio (Oonishi, 1977; Zimmerman, 1981). En el análisis de la CRIM fueron consideradas: la CRIM Euleriana, asociada a la rectificación de las corrientes en un periodo de marea; la CRIM Lagrangiana, asociada al desplazamiento de partículas fluidas durante un periodo de marea; Y la circulación compuesta por el sistema de corrientes de transporte de Stokes, resultante de las diferencias entre ambas circulaciones residuales, la Euleriana y la Lagrangiana (Chen *et al.*, 2003).

**Circulación residual Euleriana.** La velocidad residual Euleriana inducida por la marea  $v_{rim}^e$ , se calculó como el promedio de la circulación instantánea  $\overline{v(t)}$ , en un ciclo de marea con periodo  $T_m$ . Esto es:

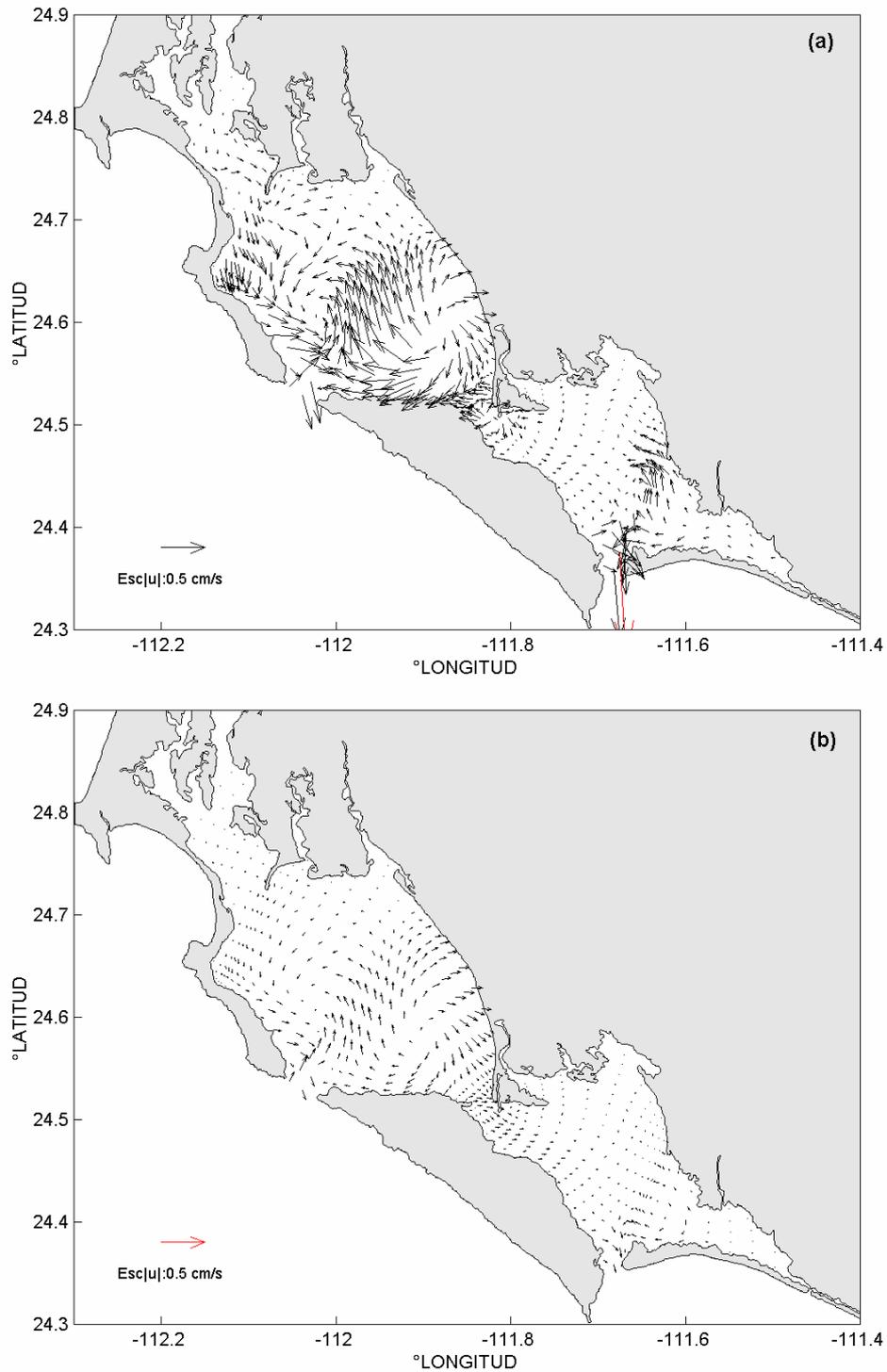
$$v_{rim}^e \equiv \overline{v(t)} = \frac{1}{T_m} \int_t^{t+T_m} v(t') dt', \quad (V.10)$$

donde la barra indica el promedio temporal. De ésta manera la circulación inducida por la marea fue calculada para las componentes armónicas de la marea M2 y K1 para el 5° ciclo de marea simulado, garantizando la estabilidad dinámica de las simulaciones.

La circulación residual integrada en la vertical que resultó inducida por las mareas semidiurna, M2 y diurna, K1, por efecto de la rectificación de los ciclos de marea, se muestran en la Fig. V.34. La circulación resultante en ambos casos tuvo una distribución de las corrientes semejante, la cual se caracterizó por una estructura dipolar de circulaciones rotatorias tipo giros ciclón-anticiclón que aparecieron alineados longitudinalmente en BM. La escala de estos giros fue de aproximadamente 12 km de diámetro, esto es 1/3 del ancho medio de la bahía. La circulación ciclónica se localizó en la región sureste de BM mientras que la circulación anticiclónica en la región central occidental. La superposición de ambas circulaciones rotatorias generó una corriente de chorro orientada de sur a norte, perpendicularmente a la boca BM, en el



**Figura V.33.** Distribución espacial de las componentes de la velocidad,  $(u\hat{i})$  norte-sur (en tonos de colores) y  $(v\hat{j} + w\hat{k})$  norte-sur mas la vertical (en flechas), durante uno de los instantes estacionarios de la circulación generada por un viento constante de amplitud 5 m/s prevaleciente del noroeste, en las secciones transversales perpendiculares a: (a) la boca BM, (b) la boca BA y (c) la cabeza de BA, como se indica en cada caso con una línea continua en el interior de la configuración costera del sistema lagunar BM-BA



**Figura V.34.** Distribución espacial de las corrientes de la CRIM Euleriana, que resulta de la rectificación de las componentes armónicas de la marea (a) M2 y (b) K1.

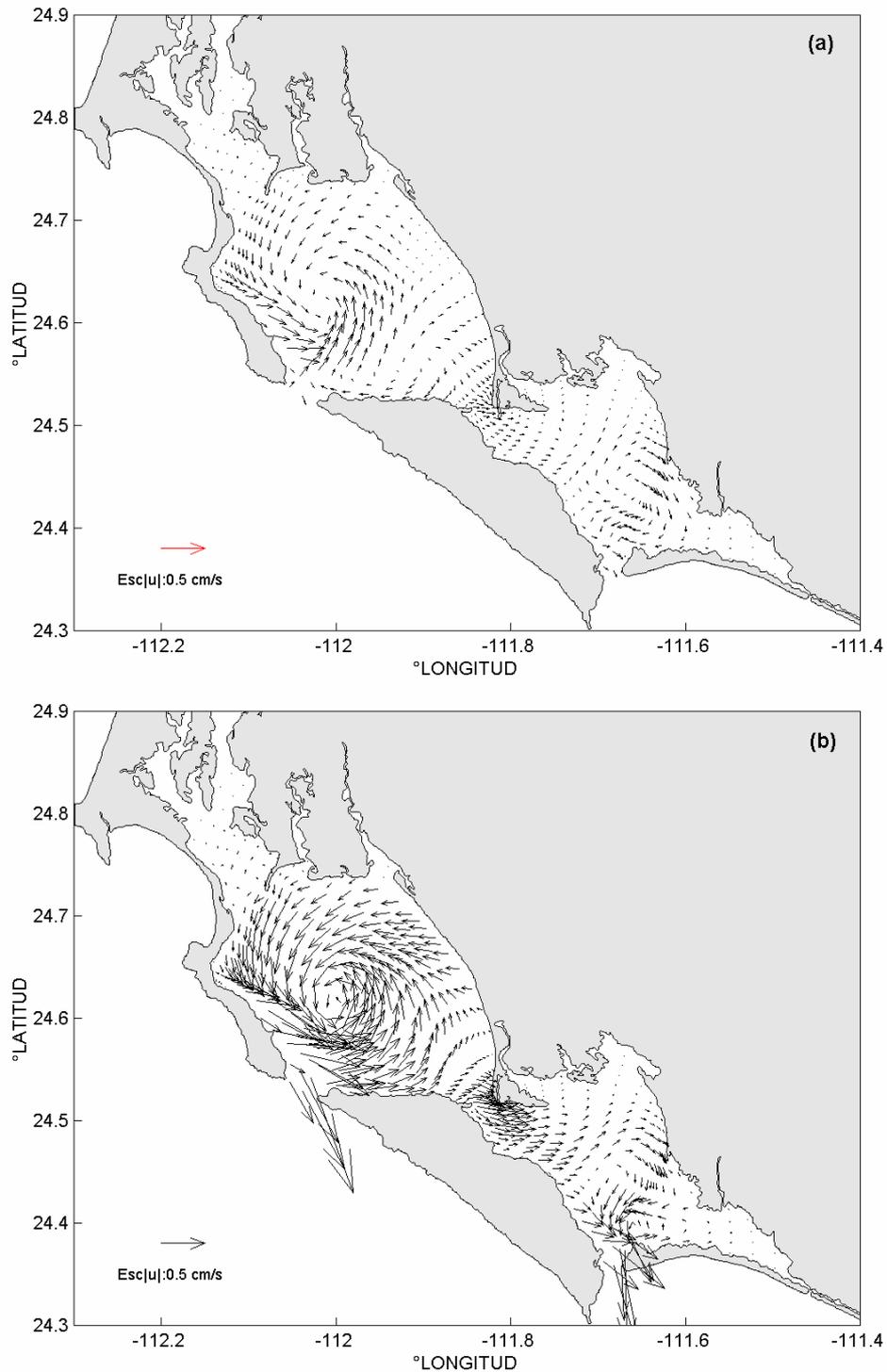
centro de la bahía. Las intensidades de las corrientes en la circulación residual inducida por la marea M2 (CRIM-M2), integrada en la vertical, de mayor intensidad son hasta 7 veces mayores que en las de la K1 (como 1 a 0.15 cm/s), sin embargo estas intensidades fueron más que 60 veces menor (como 0.6 a 0.01 m/s) que las corrientes periódicas de la marea. En los canales del sistema lagunar las intensidades de las corrientes generadas por la rectificación de marea y por el viento son comparables entre si. La Tabla V.20 enlista los parámetros relevantes en el transporte de volumen neto.

**Tabla V.20.** Máximo flujo instantáneo de volumen esperado,  $\langle \dot{V}_{\max} \rangle_{CRIM}$ , y transporte de volumen neto esperado  $\langle Q_V(T_{M2}) \rangle_{CRIM}$ , dirigidos por la CRIM-M2, a través del área transversal,  $a_{Tr}$ , de cada uno de los canales del sistema lagunar BM-BA, asociados a la velocidad máxima instantanea  $|\vec{v}|_{\max}$  durante un periodo de la marea M2.

Región:	$a_{Tr}$ [m <sup>2</sup> ]	$ \vec{v} _{\max}$ [m/s]	$\langle \dot{V}_{\max} \rangle_{CRIM}$ [m <sup>3</sup> /s]	$\langle Q_V(T_{M2}) \rangle_{CRIM}$ [km <sup>3</sup> /T <sub>M2</sub> ]
Boca BM	≈ 136 800	0.004	≈ 550	≈ 0.025
Boca BA	≈ 17 900	0.010	≈ 180	≈ 0.008
Canal Sn Carlos	≈ 60 700	0.001	≈ 60	≈ 0.027
Canal Gaviotas	≈ 27 650	0.001	≈ 30	≈ 0.013

El patrón de la CRIM Euleriana se explicó a partir de la CRIM-M2 que resultó de la simulación en fondos planos de 30 m y 10 m (Fig. V.35). La circulación rotatoria anticiclónica que se observó al sureste de BM (Fig. V.34) no se presentó en las simulaciones con fondo plano, lo que sugiere que esta estructura de la circulación está asociada a la interacción no-lineal de las corrientes y el gradiente batimétrico de la región de estudio. En contraparte, la circulación ciclónica que se presentó al NW de la boca BM, parece ser un efecto de la interacción no-lineal con la geometría costera de la región y la interacción no lineal que experimenta la marea consigo misma. Las intensidades máximas de las corriente encontradas en la CRIM simulada en un fondo plano de 10 m de profundidad fueron hasta 8 veces mayores (como 1.6 a 0.2 cm/s), que las encontradas en la simulación con un fondo plano de 30 m.

La circulación anticiclónica fue asociada a una convergencia horizontal mientras que la ciclónica a una divergencia horizontal. Es interesante notar que la circulación ciclónica se presentó sobre profundidades menores a 30 m y mayores que 10 m, por lo que es posible la generación de un movimiento vertical desde las capas de fondo asociada a la divergencia horizontal en la superficie que implica la existencia de esta circulación. Lo que correspondería a



**Figura V.35.** Distribución espacial de las corrientes de la CRIM Euleriana, que resulta de la rectificación de las componentes armónicas de la marea M2 (CRIM-M2), simuladas en un fondo plano de profundidades (a) 30 m y (b) 10 m.

un mecanismo de transporte vertical que actúa de manera constante a largo plazo, variando únicamente de intensidad como varía la amplitud de las corrientes de marea.

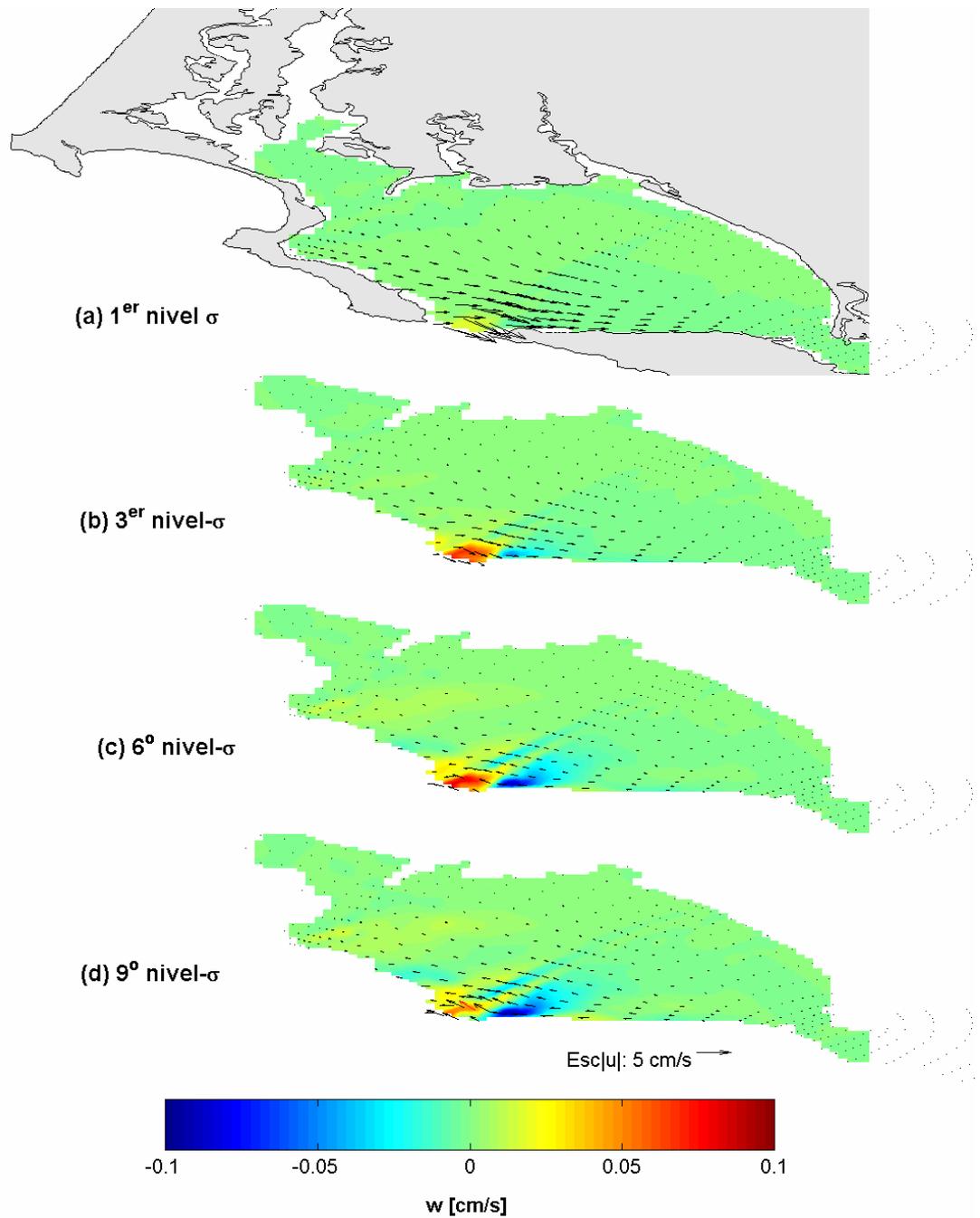
Sin embargo, la estructura vertical asociada a la circulación integrada en la vertical que fue generada por la rectificación de la marea M2 (V.34a), está caracterizada por una estructura de la circulación en 2 capas, con un corte vertical de la velocidad de las corrientes entre el 4° y 5° nivel- $\sigma$  (Fig. V.36). En las capas superficiales se presenta una circulación modulada por un giro anticiclónico, de las dimensiones de la bahía. Las corrientes de mayor intensidad se presentan en la circulación que fluye paralelamente a la costa occidental, sobre las zonas de mayor profundidad. Estas corrientes alcanzan los 30 cm/s en la superficie como resultado de las corrientes residuales inducidas por la marea M2 con amplitud de 0.50 m. Dichas corrientes disminuyen en intensidad con la profundidad hasta media agua observándose un cambio en la dirección, hasta 180°, de las corrientes que fluyen paralelamente a la costa occidental. Estas corrientes aumentan en intensidad con la profundidad alcanzando los 15 cm/s.

La distribución de las componentes de la velocidad a lo largo de una sección transversal en BM paralela a su costa occidental muestra la circulación de 2 capas (Fig.V.37), con velocidades superficiales intensas con la dirección oeste-este y velocidades profundas de menor intensidad en la dirección contraria. La componente norte-sur de la velocidad alcanza la mayor intensidad a la mitad de la bahía con velocidades menores que 5 cm/s en la dirección norte-sur en la superficie y en la dirección contraria cerca en las aguas profundas. El corte de velocidades se alcanza en la profundidad de 10m en la región de la cuenca de BM. La distribución de las componentes de la velocidad a lo largo de una sección transversal perpendicular a la boca BM (Fig.V.37b), muestra las regiones donde la intensidad de las corrientes residuales es mayor.

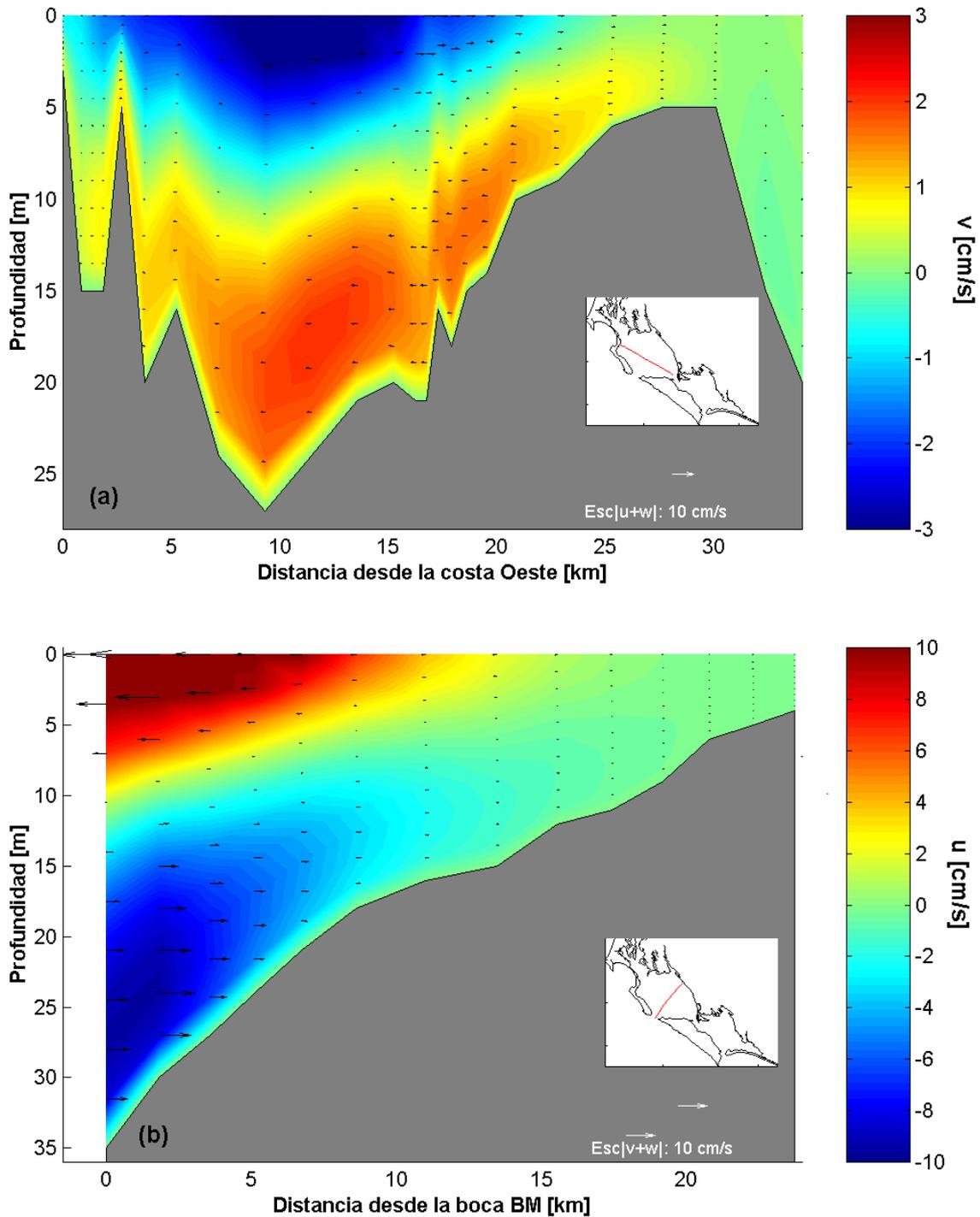
**Circulación residual Lagrangiana.** La velocidad residual Lagrangiana inducida por la marea  $\bar{v}_{rim}^{\ell}$ , es definida como en Chen *et al.* (2003), como la velocidad promedio de una partícula fluida en un ciclo de marea, es decir

$$\bar{v}_{rim}^{\ell} \equiv \frac{\bar{x}_T - \bar{x}_0}{T_m}, \quad (V.11)$$

donde  $\bar{x}_T$  y  $\bar{x}_0$  son las posiciones inicial y final de la partícula fluida durante un ciclo de marea de periodo  $T_m$ . El cálculo de la corriente Lagrangiana de una partícula fluida se realizó a partir de la interpolación de la velocidad Euleriana promedio de cada 15 mins, generada por los forzamientos especificados en los experimentos 1-3 (ver sección V.3).



**Figura V.36.** Distribuciones espaciales, presentados por niveles- $\sigma$  en la vertical, de la velocidad vertical ( $w$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes de la CRIM-M2 (en flechas de línea delgada) en el interior de BM, en los niveles- $\sigma$  (a) 1<sup>o</sup> (b) 3<sup>o</sup> (c) 6<sup>o</sup> y (b) 9<sup>o</sup>, de los 11 niveles con que se parametrizó la vertical del sistema lagunar en las coordenadas sigma.



**Figura V.37.** Distribución espacial de las componentes de la velocidad, este-oeste (en tonos de colores, en (b) y en flechas, en (a)) y norte-sur (en flechas, en (b) y en tonos de colores, en (a)), de la CRIM-M2, en una secciones transversales (a) a lo largo de BM, y (b) perpendicular a la boca BM, como se indica en cada caso con una línea continua en el interior de la configuración costera del sistema lagunar BM-BA.

El desplazamiento de una partícula de fluido desde una posición inicial  $\vec{x}_0$  al tiempo  $t_0$  a la posición  $\vec{x}(\vec{x}_0, t) = \vec{x}_0 + \vec{\Delta x}$  al tiempo  $t$ , tiene asociada una velocidad Lagrangiana  $\vec{v}^\ell(\vec{x}(\vec{x}_0, t), t)$ , la cual puede ser aproximada a primer orden mediante la expresión:

$$\vec{v}^\ell(\vec{x}, t) = \vec{v}(\vec{x}_0, t) + (\vec{\Delta x} \cdot \nabla_H) \vec{v}(\vec{x}_0, t) + O(\Delta x^2). \quad (V.12)$$

Siempre que  $\vec{\Delta x}$  sea mas pequeña que la escala de longitud del campo de velocidad, es aplicable la expresión:

$$\vec{\Delta x} = \int_{t_0}^t \vec{v}(\vec{x}_0, t') dt'. \quad (V.13)$$

En este caso, la posición de la partícula fluida en el instante  $t$  está determinada mediante la integración en un intervalo pequeño de tiempo  $\Delta t = t - t_0$ , con el mismo grado de exactitud, esto es:

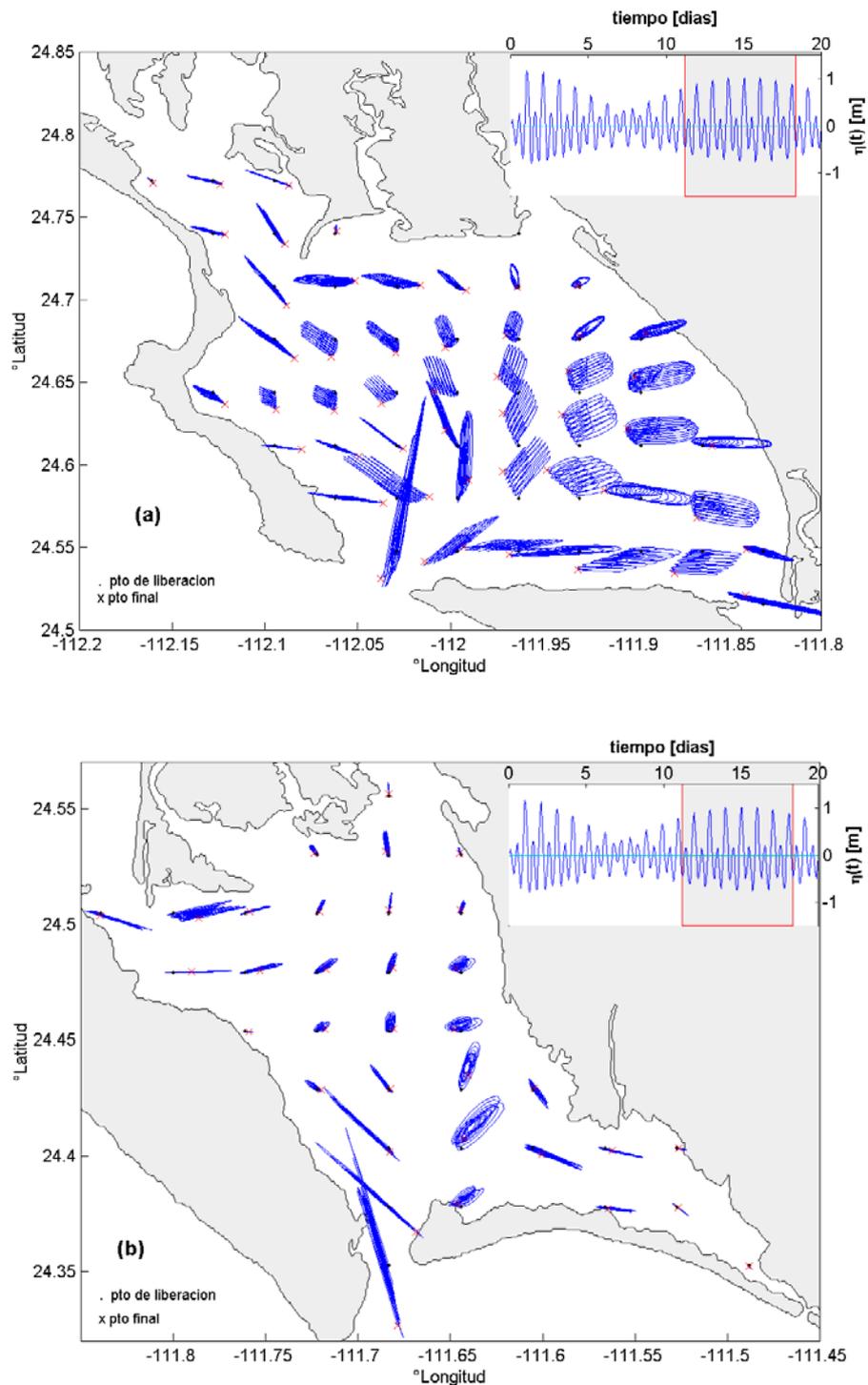
$$\vec{x}(\vec{x}_0, t) = \vec{x}_0 + \int_{t_0}^t \{ \vec{v}(\vec{x}_0, t') + (\int_{t_0}^t \vec{v}(\vec{x}_0, t') dt' \cdot \nabla_H) \vec{v}(\vec{x}_0, t) \} dt'. \quad (V.14)$$

En ésta tesis, el desplazamiento asociado a la velocidad lagrangeana es obtenido por integración numérica de la ecuación V.13 mediante el método iterativo de Euler, esto es:

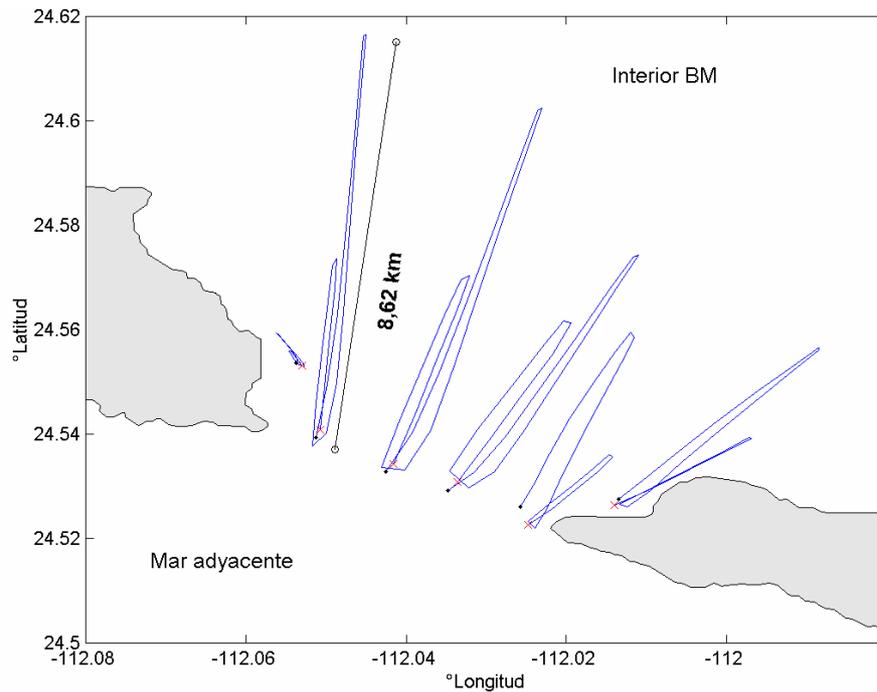
$$\vec{x}_{t+\Delta t} = \vec{x}_t + \frac{\Delta t}{2} (\vec{v}_{t+\Delta t} + \vec{v}_t), \quad (V.15)$$

donde se ha escrito por simplicidad  $\vec{x}_t = \vec{x}(\vec{x}(t), t)$  y  $\vec{v}_t = \vec{v}(\vec{x}(t), t)$ . Este método de integración numérica tiene un exactitud de primer orden, con acumulación de errores conforme avanzan los incrementos en el tiempo (Nakamura, 1997). El incremento de tiempo utilizado en los distintos experimentos fue  $\Delta t = 15$  min., la velocidad de las partículas utilizada en cada paso de tiempo fue obtenida de una interpolación de la velocidad Euleriana correspondiente a los 4 puntos de malla más cercanos al punto  $\vec{x}_{t+\Delta t}$ . En cada paso de tiempo se verifico que cada partícula se encuentra dentro del dominio numérico de estudio.

Los experimentos del seguimiento de partículas para cada uno de los forzamientos fueron realizados a partir de la liberación de 58 partículas homogéneamente distribuidas en el interior de BM y 38 en iguales condiciones dentro de BA. Las trayectorias de las partículas asociadas a la circulación forzada por los armónicos principales de la marea, son mostrados durante la fase de marea viva en la Fig. V.38. Particularmente, la trayectoria lagrangiana de 6 partículas liberadas a lo largo de la boca BM se muestra en la Fig. V.39.



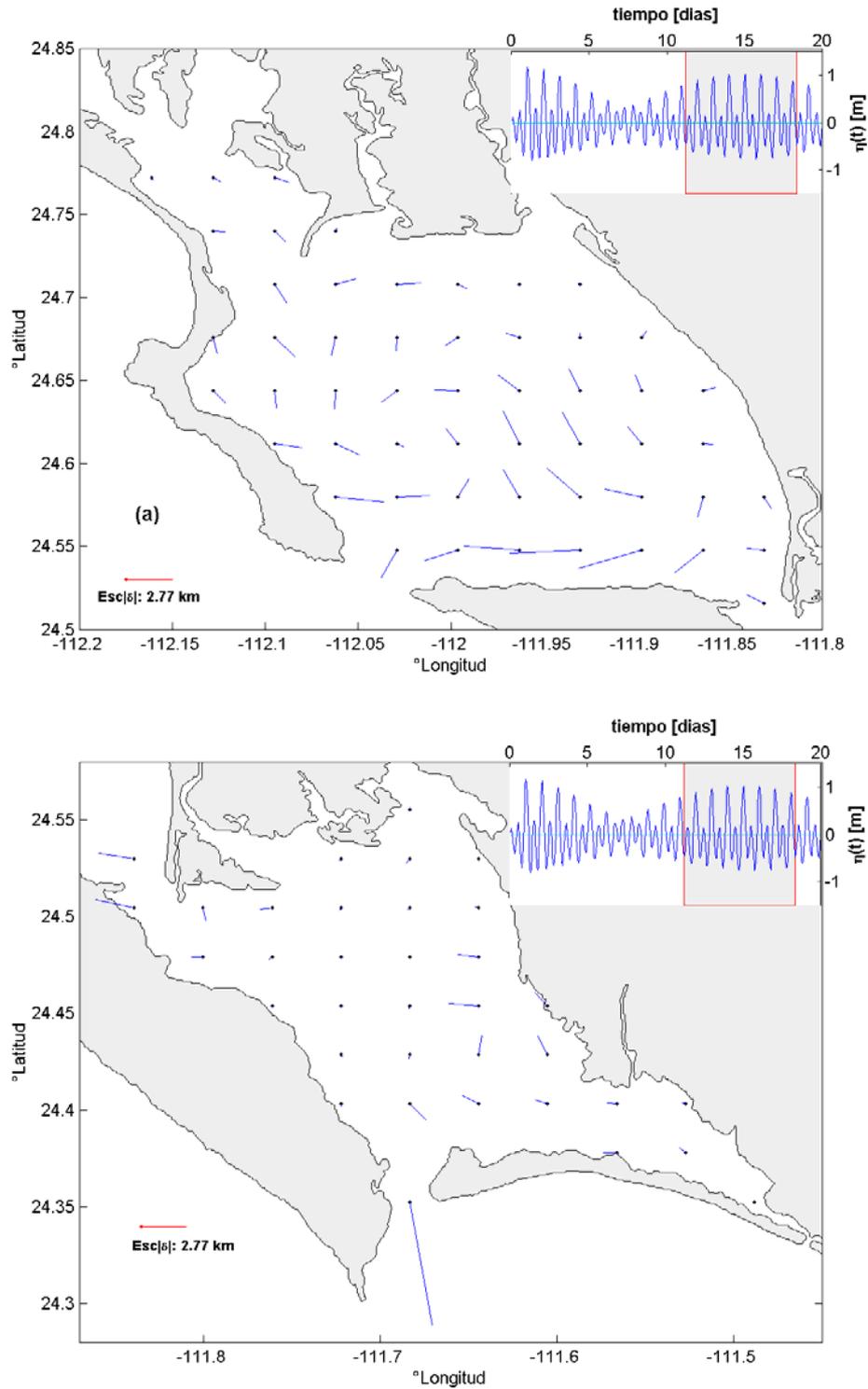
**Figura V.38.** Trayectorias lagrangeanas de las partículas dirigidas por las corrientes de marea integradas en la vertical, forzadas por los 4 componentes principales de la marea en el interior de (a) BM y (b) BA, durante la fase de marea viva indicada en el grafico superior. Los puntos negros indican la posición de liberación y las marcas en cruz indican el punto final de la partícula liberada



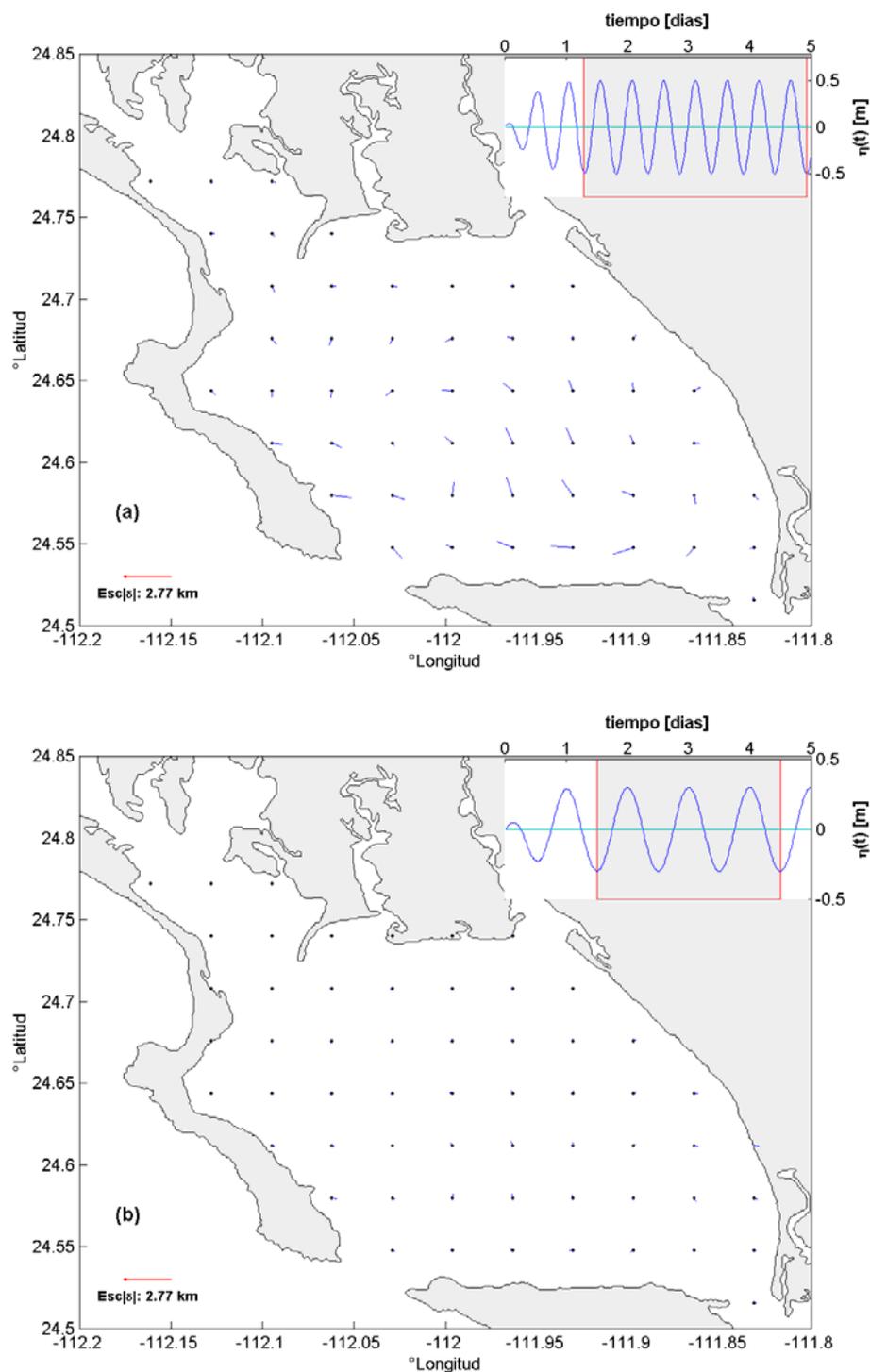
**Figura V.39.** Trayectorias lagrangeanas de las partículas dirigidas por las corrientes de marea integradas en la vertical, forzadas por los 4 componentes principales de la marea a lo largo de la boca BM, durante 2 ciclos de marea flujo-reflujo en la fase de marea viva. Los puntos negros indican la posición de liberación y las marcas en cruz indican el punto final de la partícula liberada.

Al cabo de 2 ciclos de marea, flujo-reflujo, la partícula se encuentra a menos de 500 m a su posición de liberación, no obstante una partícula fluida que se encuentra en la boca BM puede ser desplazada hasta más que 8 km hacia el interior de BM durante un ciclo de marea en la fase de marea viva (con un rango de amplitud 1.25 m).

El desplazamiento neto que experimentaron las 58 partículas en BM y las 38 en BA, al cabo de la fase de marea viva (7 ciclos semidiurnos de la marea), se muestra en la Fig. V.40. Los desplazamientos de mayor extensión (aprox. 5 km) se presentan en el interior del sistema lagunar a lo largo de la costa sureste de BM, sugiriendo que las partículas que se hallen en la vecindad del Canal Gaviotas terminarán saliendo de BM, a lo largo de esta costa. Mientras que las partículas que se encuentran en el resto de BM parecen estar confinadas por la presencia aparente de una circulación rotatoria que abarca la región noroeste de BM. El seguimiento del mismo número de partículas liberadas en ambas bahías, en las circulaciones forzadas en forma independiente por las componentes de marea M2 y K1, mostró que durante 4 ciclos diurnos de la marea K1 los desplazamientos fueron comparativamente despreciables a los que se presentaron durante 8 ciclos semidiurnos de la marea M2 (Fig. V.41).



**Figura V.40.** Desplazamientos de las partículas lagrangeanas producidos por el transporte de las corrientes de marea integradas en la vertical, forzadas por los 4 componentes principales de la marea en el interior de (a) BM y (b) BA, durante la fase de marea viva indicada en el grafico superior. Los puntos negros indican la posición de liberación de la partícula.



**Figura V.41.** Desplazamientos de las partículas lagrangeanas producidos por el transporte de las corrientes de marea integradas en la vertical, forzadas por la componente armónica de marea (a) M2 y (b) K1, en el interior de BM durante los ciclos de marea indicados en el gráfico superior. Los puntos negros indican la posición de liberación de la partícula.

El movimiento oscilatorio de una partícula de fluido liberada en el flujo periódico descrito por las corrientes de marea, tiene asociada una velocidad Lagrangiana media dada a primer orden por la integración de la relación (V.12) en el tiempo durante un ciclo de marea de periodo  $T_m$ , obteniendo la expresión

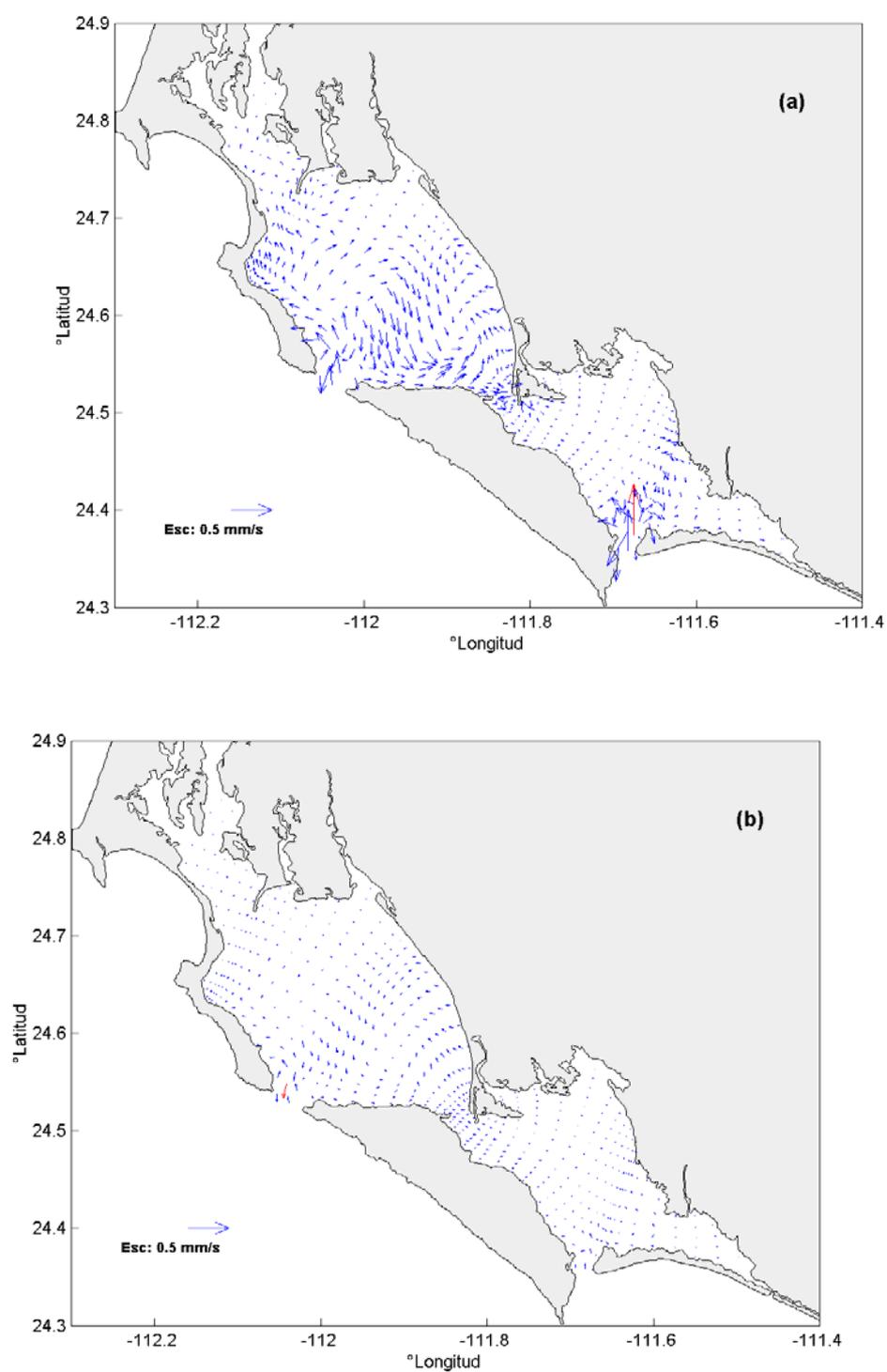
$$\overline{\vec{v}^\ell(\vec{x}(\vec{x}_0, t), t)} = \overline{\vec{v}(\vec{x}_0, t)} + \overline{\int_{t_0}^t \vec{v}(\vec{x}_0, t') dt' \cdot \nabla_H \vec{v}(\vec{x}_0, t)}, \quad (\text{V.16})$$

Esta expresión inicialmente derivada por Longuet-Higgins (1969), puede ser re-escrita considerando las definiciones (V.10) y (V.11) como

$$\vec{v}^s = \vec{v}^\ell_{\text{rim}} - \vec{v}^e_{\text{rim}}. \quad (\text{V.17})$$

donde  $\vec{v}^s$  es la velocidad de transporte de Stokes dada por el segundo término de la derecha de la relación (V.16). Esta comparación entre las circulaciones residuales inducidas por la marea es un indicador del transporte de masa asociado a los efectos no-lineales de la interacción de la marea con la batimetría resultando en una diferencia de amplitud y fase en las corrientes de marea, como se explica en el modelo de la corriente de Stokes (Loder *et al.*, 1997; Dean y Darlymple, 1985). El campo de las CRIM Lagrangiana asociada a las componentes de marea M2 y K1 tienen un patrón de distribución semejante al de la CRIM Euleriana (Fig. V.34), las diferencias entre ambos campos, el campo de la velocidad de transporte de Stokes se muestra para cada una de las componentes principales de la marea M2 y K1 en la Fig. V.42. Las magnitudes de estas diferencias son bastante pequeñas, del orden de  $10^{-3}$  m/s, debido principalmente a que la dinámica de mareas en el interior del sistema lagunar está desfasada del de la elevación del nivel del mar. Si este desfase fuera  $90^\circ$  esperaríamos que el campo de la velocidad de transporte de Stokes fuera cero en cada punto del espacio. Sin embargo, como este desfase no es exactamente  $90^\circ$  debido a la interacción no-lineal del flujo con el fondo, se presenta una diferencia numérica mostrada en la Fig. V.42 que varía únicamente con la frecuencia de la marea.

El intercambio de masa, asociado a las CRIM euleriana y lagrangeana, entre los cuerpos de agua que constituyen el sistema lagunar BM-BA, se evaluó en términos medios como en la Tabla V.9, calculando el flujo de volumen instantáneo máximo esperado a través de las bocas y los canales del sistema (Tablas V.21 y V.22). Los valores geométricos utilizados para este cálculo se omitieron debido a que son iguales a los que se enlistaron en la Tabla V.9. En su lugar se agregan a las tablas los valores del transporte de volumen dirigido por el viento durante un periodo de la marea semidiurna, a fin de comparar con los valores obtenidos en la Tabla V.10.



**Figura V.42.** Distribución espacial de las corrientes de arrastre de Stokes inducidas por la marea (a) M2 y (b) K1, en el sistema lagunar BM-BA.

**Tabla V.21.** Máximo flujo instantáneo de volumen  $\dot{V}$  esperado, asociado a la CRIM Euleriana, a través de los canales del sistema lagunar BM-BA y los parámetros utilizados para este calculo.

Región:	Velocidad máxima [m/s]	$\dot{V}$ máximo [m <sup>3</sup> /s]	$Q_V(\frac{1}{2}T_m)_{CRIM-Euleriana}$ [km <sup>3</sup> /periodo semidiurno de marea]
Boca BM	0.004	≈ 510	≈ 0.023
Boca BA	0.005	≈ 140	≈ 0.006
Canal Sn Carlos	0.001	≈ 60	≈ 0.003
Canal Gaviotas	0.002	≈ 70	≈ 0.003

**Tabla V.22.** Máximo flujo instantáneo de volumen  $\dot{V}$  esperado, asociado a la CRIM Lagrangiana a través de los canales del sistema lagunar BM-BA y los parámetros utilizados para este calculo.

Región:	Velocidad máxima [m/s]	$\dot{V}$ máximo [m <sup>3</sup> /s]	$Q_V(\frac{1}{2}T_m)_{CRIM-Lagrangeana}$ [km <sup>3</sup> /periodo semidiurno de marea]
Boca BM	0.003	≈ 400	≈ 0.017
Boca BA	0.004	≈ 100	≈ 0.005
Canal Sn Carlos	0.001	≈ 60	≈ 0.002
Canal Gaviotas	0.001	≈ 40	≈ 0.002

Los resultados relativos a cada uno de los canales son como en la Tabla V.9, mayores en la boca BM y menores en el interior del sistema lagunar y la boca BA, pero con diferencias de 2 ordenes de magnitud entre los flujos de volumen instantáneo dirigido por la marea y los asociados a las CRIM. Aún durante un ciclo semidiurno de marea el transporte de volumen dirigido por marea es 1 orden de magnitud mayor que los asociados a las CRIM. Por lo que ambos transportes de volumen, los dirigidos por la marea y los asociados a las CRIM, son comparables en magnitud únicamente al cabo de 10 ciclos semidiurnos de la marea, esto es después de 5 días las contribuciones de las CRIM al transporte de masa son relevantes.

Las diferencias relativas entre los flujos instantáneos de volumen asociados a la CRIM lagrangeana y euleriana, referidos como el transporte de transporte de Stokes son prácticamente despreciables. Ambos flujos tienen el mismo orden de magnitud. Las pequeñas diferencias observadas pueden estar asociadas a los desfases entre los instantes de la marea parada, marea alta o baja, y los de las máximas corrientes de marea, efecto de la interacción no-lineal de la circulación de marea con la batimetría y las irregularidades de la línea costera.

### V.3. Conclusiones del capítulo

A partir de la implementación del modelo numérico de circulación costera ECOM, se simuló la circulación en el interior del sistema lagunar BM-BA asociada a los forzamientos dinámicos de viento y marea, en forma independiente. Las condiciones de frontera de la modelación numérica fueron ajustadas con base en las mediciones de las variables hidrográficas obtenidas durante las campañas de experimentación oceanográfica realizada por el CICIMAR en el periodo 2000-2003 (ver sección IV.1). Una serie de experimentos numéricos fueron realizados variando los forzamientos del modelo para analizar la respuesta de la circulación a estas variaciones. A partir de estos experimentos se determinó la propagación de la marea y el intercambio de masa entre los diferentes cuerpos de agua que componen el sistema. Este último fue cuantificado en términos del transporte de volumen para cada uno de los forzamientos principales de la circulación.

El análisis de los experimentos realizados fue presentado atendiendo a cada uno de los forzamientos de la circulación. Inicialmente se presentó el análisis de la circulación integrada en la vertical, forzada a 20 días por las componentes principales armónicas de la marea (M2, S2, K1, O1, N2), con un rango de 2.70 m, para la cual fue simulada un periodo quincenal de la marea mixta principalmente semidiurna, incluyendo las fases de marea viva y marea muerta. Estas características fueron explicadas a partir del análisis tanto de las características particulares de la circulación forzada por las componentes principales de la marea M2 y K1, amplitud 0.50 m y 0.30 m, respectivamente, como de los efectos del gradiente batimétrico. Por su parte, la circulación forzada por el viento superficial fue analizada mediante la variación tanto de la intensidad como de la dirección, distinguiendo los patrones característicos de la circulación integrada en la vertical. En los 2 tipos de forzamientos dinámicos, marea y viento superficial. Adicionalmente fue analizada la estructura vertical de las principales componentes de la circulación, generada por cada uno de los forzamientos, a fin de explicar las distribuciones integradas en la vertical de la circulación previamente encontradas.

Los resultados indicaron que la circulación en el interior del sistema estuvo principalmente modulada por el forzamiento de la marea a través de la boca BM. El forzamiento de marea impuesto en la boca de BA resultó rápidamente amortiguado por la escasa profundidad sobre la que se propaga (<10m), por lo que su contribución a la circulación de BA es relativamente menor que la que se atribuye al forzamiento de marea impuesto en la boca BM. La

circulación de marea presentó gradientes de la elevación del nivel del mar, cuya magnitud varió siguiendo la topografía local. Las mayores diferencias en el nivel del mar se presentaron en las bocas y los canales del sistema. Particularmente, se encontraron diferencias de hasta 20 cm entre los extremos Noroeste y Sureste del Canal Gaviotas.

Las corrientes de marea tuvieron un comportamiento reversivo. Su representación en elipses de componentes principales tuvieron una excentricidad que varió inversamente con la profundidad, esto es, resultaron más elongadas en las regiones más profundas y viceversa. Las intensidades de las corrientes de marea alcanzaron, en términos medios, 0.60 m/s en las inmediaciones de la boca BM durante la fase de marea viva y un rango de amplitud de 1.70 m. Asociado a estas corrientes de marea, se generó en la boca BM un transporte de volumen promedio de 0.65 km<sup>3</sup>/fase de flujo (o el reflujó) de la marea. El volumen neto transportado a lo largo de un periodo de marea semilunar (cuadratura – siscigia) a través de la boca BM fue de 0.18km<sup>3</sup>. Los transportes de volumen que fueron calculados a través de Canal San Carlos, Canal Gaviotas y Boca BA resultaron en 1 orden de magnitud menor que el estimado en la boca BM. Por tanto se obtuvo un déficit de 0.180 km<sup>3</sup> en BM y de 0.203 km<sup>3</sup> en BA durante un ciclo de marea semilunar que corresponde a un 2% y 7% del volumen total promedio de cada bahía. La estimación obtenida no consideró el transporte de volumen a través de los canales norte del sistema lagunar ni la pérdida de volumen por evaporación.

El tiempo de residencia, indicativo de la renovación del agua, se calculó tanto en términos geométricos como dinámicos, esto es por el método del volumen de prisma de mareas y considerando el flujo de volumen normal a través de una sección transversal en los canales del sistema. Los resultados que se obtuvieron en términos dinámicos indican un tiempo de residencia en BM de 21.5 ciclos de marea durante la fase de sicigia y de 25.5 durante la fase de cuadratura, mientras que en términos geométricos se calcularon 6 y 13 ciclos, respectivamente. En BA, el tiempo de residencia fue de 70 ciclos de marea durante la marea viva y 62 durante la muerta, en términos dinámicos, mientras que en términos geométricos fue de 5 y 9 ciclos de marea durante las fases sicigia y cuadratura respectivamente. Las diferencias entre uno y otro método fueron atribuidas a las aproximaciones consideradas. Ninguno de los resultados encontrados pueden ser validados con alguna otra información adicional.

Debido al comportamiento reversivo de las corrientes de marea, el sistema lagunar mostró aproximadamente un balance hidrodinámico durante cada ciclo de marea, de tal manera que una contribución importante al transporte de masa a largo plazo puede estar determinado por un

agente energético estacionario. El viento sinóptico que actúa sobre la región de estudio como un forzamiento estacionario, caracterizado por una intensidad promedio de 5 m/s y dirección prevaleciente del NW, resultó ser más un agente de redistribución de las propiedades del agua en el interior del sistema que un mecanismo de intercambio de agua con la región oceánica adyacente. La intensidad de las corrientes dirigidas por el viento fueron, en promedio, 1 orden de magnitud (10 veces) menor que las corrientes periódicas de la marea y 1 orden de magnitud mayor que las de la corriente residual inducida por la marea. Sin embargo, esta última generó un flujo de volumen del mismo orden de magnitud que el generado por el viento en la boca BM. Sin embargo, hay que tener en cuenta que estos resultados fueron obtenidos a partir de la modelación de la circulación en un dominio computacional cuya frontera coincide con las bocas del sistema.

La circulación generada por el viento en el interior del sistema lagunar BM-BA fue del tipo clásico, corrientes superficiales intensas (0.10 m/s) en las regiones someras con la dirección aproximadamente paralela a la del viento, un apilamiento de agua en la costa de sotavento la cual induce una corriente restitutiva en profundidad con la dirección contraria a la del viento. El patrón de la circulación generada por el viento mostró una clara dependencia de la topografía del sistema. La intensidad de las corrientes dirigidas por el viento fueron de 1 orden de magnitud menor para una intensidad del viento de 5 m/s que las generadas por la marea. En el caso de un viento esporádico extremo con intensidades de tormenta, aproximadamente 15 m/s, las corrientes resultantes alcanzan 1/3 de las intensidades máximas promedio generadas por la marea. El flujo instantáneo de volumen asociado a ésta circulación en las bocas del sistema resultó 3 ordenes de magnitud menor que el generado por la marea. Los transportes de volumen de mayor intensidad que se asocian al forzamiento del viento se obtuvieron en los canales de interconexión del sistema

El campo Euleriano de la circulación residual inducida por la marea, asociado con la rectificación de mareas, se caracterizó por la existencia de un dipolo de circulaciones rotatorias, en la representación de la circulación integrada en la vertical. La circulación rotatoria de sentido ciclónico localizado al NW de la boca BM, sugirió la existencia de un proceso dinámico no-oscilatorio que puede funcionar en la generación de condiciones superficiales más oceánicas que las de su alrededor. Estas condiciones fueron identificadas como típicas de surgencias por Alvarez *et al.* (1975). Sin embargo, la estructura 3D de esta circulación no mostró esta estructura dinámica en la vertical. En cambio, indico la existencia de un corte vertical de la velocidad, que se presentó aproximadamente a media agua (15 m) donde las corrientes cambian en dirección. En

la boca BM, esta estructura vertical de las corrientes residuales mostró un eflujo en las capas superficiales superpuesto a un influjo en las capas de fondo.

El campo de las corrientes residuales Lagrangianas estimadas a partir del seguimiento de partículas en el interior del sistema, presentó también una distribución similar a las del campo Euleriano de la CRIM integrada en la vertical. Las diferencias entre ambas componentes de la circulación residual, CRIM-euleriana y CRIM-lagrangeana, referidas como la velocidad de transporte de Stokes, son esencialmente las mismas que se encontrarían entre comparar la circulación media y el transporte de volumen en el sistema (Longuet-Higgings, 1969).

Adicionalmente, a partir del análisis de sensibilidad del modelo numérico, se encontraron algunos resultados inherentes a la circulación generada por cada uno de los forzamientos considerados en el presente análisis. Así por ejemplo, se encontró que la diferencia de fase del arribo de la marea a las bocas del sistema lagunar no apareció como un factor determinante de la circulación generada en el interior del sistema. Así mismo, el análisis de la variación de la frecuencia del forzamiento de marea indicó que la variabilidad de la circulación en el interior del sistema está asociada principalmente al forzamiento de la marea semidiurna M2. Las características de la batimetría mostraron principalmente un efecto de intensificación de las corrientes en las zonas someras. Sin embargo, para clarificar y corroborar los diferentes resultados encontrados con este análisis numérico es necesario planear una serie de mediciones sistemáticas de las condiciones hidrográficas que permitan realizar una calibración de los modelos numéricos con mayor precisión.

## Capítulo VI. Conclusiones

En el análisis de los datos oceanográficos (Capítulo V) y de los resultados de la modelación numérica de la circulación (Capítulo V), aprovechando el orden de aparición y la representación gráfica de los resultados, se han elaborado ya conclusiones y discusiones particulares de las mismas. En este Capítulo VI se describen las conclusiones obtenidas a partir de los 2 métodos de análisis, interpretación de datos oceanográficos y experimentación numérica, que fueron utilizados en el estudio de la hidrodinámica del sistema lagunar BM-BA. Este estudio ha sido uno de los primeros realizados sobre la dinámica del sistema lagunar BM-BA, y dada las particularidades locales de la batimetría y la línea de costa, la mayoría de los resultados aquí obtenidos son difícilmente comparables con otras investigaciones.

**Principales mecanismos energéticos de la circulación.** Los diferentes resultados, experimentales y numéricos, caracterizan al sistema lagunar BM-BA como un cuerpo de agua costero semicerrado cuya circulación está principalmente modulada por la interacción que mantiene con el mar abierto a través de la **dinámica de mareas**. Este mecanismo es el primer factor energético importante para la región. Este resultado coincide con los otros estudios realizados del sistema (Alvarez-Borrego, 1975; Acosta y Lara, 1978; Nienhus y Guerrero, 1985; Lluch-Belda *et al.*, 2000), quienes señalan la importancia de las mareas en el sistema lagunar. Sin embargo, este mecanismo es de naturaleza periódica y como tal el sistema lagunar mostró tener aproximadamente un balance hidrodinámico durante un ciclo de marea. Por lo que el transporte de marea actúa únicamente como mecanismo de bombeo en escalas intermareales (menores que 13 horas).

Otro mecanismo energético, que anteriormente no había sido evaluado cuantitativamente en la literatura, es el **forzamiento superficial del viento**. Este mecanismo se genera como una superposición de la componente global sinóptica del viento, caracterizado por intensidades promedio de 5 a 10 m/s con la dirección principal de noroeste, y de las componentes de brisa local. Los experimentos numéricos sobre la circulación forzada por el viento (sección V.5.2) mostraron que el viento de 5 m/s genera corrientes integradas en la vertical de hasta 0.10 m/s y establecen una diferencia de nivel de equilibrio entre las costas NW y SE del sistema, de aproximadamente 0.02 m. Debido al escaso transporte de volumen dirigido por el viento en las bocas del sistema, se caracterizó al viento como un agente energético que actúa únicamente en la redistribución de las propiedades del agua del interior del sistema.

Otras fuentes energéticas de la circulación costera que deben de ser tomadas en consideración son la distribución del **campo termohalino** y el **oleaje gravitacional**, que debido a las limitaciones del tiempo y espacio no han sido completamente analizadas en ésta tesis. La distribución del campo termohalino puede generar circulaciones gravitacionales que actúan como mecanismo de mezcla horizontal (Hansen y Retray, 1965). Mientras que el oleaje gravitacional, (local y distante), funciona como un mecanismo de mezcla vertical. Estos mecanismos son procesos complicados cuyo estudio requieren un tratamiento especial.

**Distribución del campo termohalino.** Esta distribución se infirió a partir de los diferentes perfiles de temperatura y salinidad que fueron medidos en el sistema lagunar (sección IV.1.2). La distribución espacial de los parámetros termohalinos fué más o menos uniforme, mayor en las zonas centrales de las bahías y con gradientes entre las regiones próximas a las bocas y las regiones más alejadas de éstas (las cabezas del sistema), principalmente durante el verano (Fig. IV.11). Las condiciones físicas del interior del sistema lagunar presentaron en general una buena mezcla vertical (Fig. IV.8) la cual debe estar asociada con el efecto del viento y la fricción del fondo. La dinámica del sistema es lo suficientemente turbulenta como para eliminar la estratificación que pudiera ser provocada por los efectos de la irradiación solar. Los resultados de la distribución espacial del campo termohalino coinciden con los resultados mostrados por Alvarez-Borrego *et al.* (1975) y Lluch-Belda *et al.*, (2000). Resultados de los perfiles verticales de las variables termohalinas no habían sido presentadas anteriormente.

En las zonas costeras del mar abierto, adyacentes a las bocas de BM y BA, se encontró una estratificación vertical de la columna de agua caracterizada por una picnoclina que varía a lo largo del ciclo anual en profundidad de 10 a 70 m (Fig. IV.10). Siempre que la picnoclina de las aguas en esta región tuvo una profundidad menor que 40 m, también fueron encontradas estratificaciones en la vecindad interior de la boca BM (Fig. IV.9). Las estratificaciones en esta región presentaron una profundidad de las termoclinas entre 5-20 m de profundidad en Verano-Invierno. Estas estratificaciones en la vecindad interior de la boca de BM, en una distancia corta (no mayor que 5 km hacia dentro de BM) parecieron ser transformadas por la mezcla vertical en una columna uniforme en la vertical. Esta mezcla está asociada a la interacción de las corrientes intensas en la boca (hasta 0.80 m/s) con la topografía irregular que se presenta sobre esta región. En la boca de BA este proceso de mezcla es más intenso debido a la escasa profundidad. Los resultados de estratificación en la vecindad interior de la boca BM coinciden con las observaciones realizadas por Acosta y Lara (1978).

Alvarez-Borrego (1975) identificó condiciones termohalinas del tipo antiestuarino en la parte norte de BM (Zona de Canales), las cuales estuvieron caracterizadas por agua de alta salinidad asociada a un incremento tanto de la evaporación como de la irradiación solar (la diferencia registrada fue de hasta 3°C en temperatura y hasta 2 unidades de salinidad). En las regiones más alejadas de las bocas, las cabezas del sistema, generalmente se presentan profundidades someras (>5 m), por lo que los efectos del calentamiento y la evaporación generan gradientes espaciales en la distribución del campo termohalino. Sin embargo el volumen limitado por la escasa profundidad en esta zona y el carácter competitivo de las variaciones termohalinas (alta salinidad aumenta la densidad, pero alta temperatura la disminuye) pueden no permitir el desarrollo de circulaciones del tipo antiestuarino, y en todo caso, debido a los gradientes espaciales de salinidad entre la zona norte y el interior de BM, las corrientes generadas de densidad serían menores que las corrientes de marea, las cuales alcanzan en esta zona entre 0.30-0.40 m/s. No obstante, la contribución de esta circulación en el transporte de masa es constante de tal manera que el análisis de esta circulación queda pendiente en el estudio de la hidrodinámica del sistema lagunar BM-BA.

**Forzamiento oceánico.** El forzamiento hidrodinámico a través de las bocas fue cuantificado mediante dos métodos: por el registro de las variaciones de nivel en las bocas con un mareógrafo (ológrafo) y por las mediciones directas de las corrientes con un ADCP y correntímetros anclados. Adicionalmente, el modelo numérico ECOM fue utilizado para investigar las características de la circulación y el transporte de masa en el interior del sistema lagunar BM-BA. A partir del análisis de sensibilidad del modelo a las variaciones de la profundidad se encontró que la profundidad media de la boca de BM (< 40 m) es un factor favorable en la propagación de la energía de marea hacia el interior del sistema. El forzamiento de marea en la boca de BA es apreciablemente amortiguado debido a la escasa profundidad de propagación (<10 m).

Las variaciones del nivel en la boca de BM indicaron que la marea tiene carácter mixto semidiurno. Las componentes armónicas semidirurnas M2 y S2 constituyen aproximadamente hasta un 60% de la varianza de la marea mientras que las diurnas K1 y O1 constituyen hasta un 40% adicional. Como resultado de la superposición de las componentes diurnas y semidirurnas se presentó una modulación de las variaciones de nivel con un periodo de la envolvente igual al mes lunar (Figs. IV). Y debido a que la componente semidirurna lunar M2 tiene un periodo de 12.42 hrs, los extremos de la marea en cada punto del espacio estuvieron caracterizadas por un

retraso diario de aproximadamente 30 min., es decir la hora en que se alcanzó diariamente el valor extremo de la amplitud de marea tuvo este retraso.

En la boca BM, el rango medio de la marea viva, de alrededor de 2.30 m, fue entre 3.3 (Fig. IV.1) y 3.8 (Fig. IV.2) veces mayor que el rango de la marea muerta, dependiendo de la contribución de las constituyentes armónicas diurnas. Durante el tiempo de duración del anclaje Mar03 en la boca BM, la intensidad máxima media e las capas del fondo fue de 0.45 m/s – 0.47 m/s correspondiente a las fases de flujo-reflujo de la marea viva y 0.12 m/s – 0.26 m/s en las de flujo-reflujo de la marea muerta (Fig. IV.1). Esto es las corrientes de reflujo alcanzaron intensidades mayores que las de flujo y las corrientes fueron 3.7 y 1.8 veces más intensas durante la marea viva que en la muerta, en las fases de flujo y reflujo respectivamente. La excursión de la marea M2 varió de 3.6 a 6.5 km entre las fases de marea muerta y marea viva. La dirección principal de las corrientes de marea durante el tiempo de muestreo tuvo una orientación suroeste-noreste con una inclinación aproximada de 73° hacia el norte, casi perpendicular a la longitud transversal de la boca. La excentricidad de la elipse fue de 0.05, confirmando el carácter reversivo de las corrientes de marea.

Apartir de los perfiles de ADCP registrados en la boca BM , en la campaña Mar03, se calculó un flujo instantáneo de volumen de 172 000 m<sup>3</sup>/s, a través de una sección transversal a la boca BM de aproximadamente 6.25 km de longitud, durante un instante particular del flujo de la marea. Mientras que en un instante de la fase de reflujo correspondiente, el cálculo de este proceso fue de 162 000 m<sup>3</sup>/s, a través de la misma sección transversal. Sin embargo, el instante aleatorio de en que se realizaron estas mediciones no permite que estos datos no sean concluyentes. La falta de datos durante todo un ciclo de marea no permitió completar la cuantificación del transporte de volumen neto, ni tampoco del balance hidrodinámico.

A partir de las corrientes de marea simuladas con un forzamiento de 2.70 m, las máximas intensidades de las corrientes de marea fueron 0.29 m/s – 0.28 m/s y 0.61 m/s - 0.58m/s durante el flujo- reflujo en la fase de cuadratura y sicigia respectivamente. La componente de la corriente, normal a la sección transversal de la boca BM, tuvo durante la marea viva una velocidad promedio de 0.60 m/s. No se encontró una asimetría apreciable en las magnitudes de las corrientes de flujo respecto del reflujo a través de los canales del sistema y principalmente en la boca BM. El flujo instantáneo de volumen máximo, a través de una sección transversal a la boca BM de 5 km de longitud, fue de 87 500 m<sup>3</sup>/s. Las diferencias entre los valores inferidos de las mediciones y los inferidos de las simulaciones, (50%) se asociaron a

una mayor extensión de la sección transversal a través de la cual se realizó el cálculo del flujo, además de la idealización de la batimetría del fondo para la modelación. Asociado a las corrientes de marea, se generó en la boca BM un transporte de volumen promedio de  $0.65 \text{ km}^3/\text{fase}$  de flujo (o el reflujó) de la marea. El volumen neto transportado a lo largo de un periodo de marea semilunar (cuadratura – siscigia) a través de la boca BM fue de  $0.18 \text{ km}^3$ . Los transportes de volumen que fueron calculados a través de Canal San Carlos, Canal Gaviotas y Boca BA resultaron en 1 orden de magnitud menor que el estimado en la boca BM. Por tanto se obtuvo un déficit de  $0.180 \text{ km}^3$  en BM y de  $0.203 \text{ km}^3$  en BA durante un ciclo de marea semilunar que corresponde a un 2% y 7% del volumen total promedio de cada bahía. La estimación obtenida no consideró el transporte de volumen a través de los canales norte del sistema lagunar ni la pérdida de volumen por evaporación.

La ocurrencia anual de surgencias costeras dirigidas por el viento en la región oceánica adyacente a la boca BM quedó bien identificada por una buena correlación temporal entre los eventos máximos de los índices de surgencia y los eventos mínimos de la SST en las inmediaciones de la boca BM. Estos eventos se presentaron frecuentemente durante los meses de la primavera, principalmente en Abril y Mayo. La frecuencia estacional de las surgencias costeras que se presentan en esa región modula la variabilidad temporal y espacial de las condiciones físicas del agua en las inmediaciones de la boca BM. Mientras que en BA los efectos locales de intercambio vertical de calor con la atmósfera son los moduladores del régimen térmico de esta región.

La combinación de los procesos, afloramiento de masas de agua por surgencia costera y transporte horizontal por marea, actúa como mecanismo de transporte generando condiciones hidrodinámicas típicamente oceánicas en la vecindad interior de la boca BM. En concordancia con la variabilidad de la termohalina estacional de la región oceánica adyacente durante la primavera y el verano el ascenso de la termoclina hacia la superficie, asociado con las surgencias costeras, se asocio a un influjo neto de las aguas de surgencia hacia el interior de BM estableciendo una estratificación de la columna de agua en esta región. En la época del invierno, cuando la termoclina estacional excedió las profundidades de la boca BM (<45 m) parece no presentarse un influjo hacia el interior de BM de las aguas profundas, resultando en una uniformidad vertical en la zona profunda de BM.

**Patrón de circulación en el interior del sistema y su variabilidad.** A partir de una serie de experimentos numéricos realizados con el modelo ECOM, se analizaron en forma independiente, las características de la circulación dirigida por la marea y por el viento, las corrientes residuales inducidas por la marea y las estructuras verticales asociadas. Los resultados obtenidos a partir de la realización de estos experimentos muestran que la propagación de la marea en el interior del sistema es modulada principalmente por la batimetría de la región. El arribo de la marea hacia las zonas someras se caracterizó por la concentración de la energía de la onda dependiendo de la profundidad y el incremento correspondiente de la amplitud. El retraso de la propagación de cada componente armónica de la marea dependió principalmente de la batimetría (Figs. V.4 y V.5). Entre los extremos NW y SE del Canal de Gaviotas se encontraron diferencias en el nivel del mar de hasta 20 cm y un retraso de la fase de hasta 10 min. Esta diferencia de nivel se asoció a la constricción del flujo generada por la reducción del ancho a lo largo del canal.

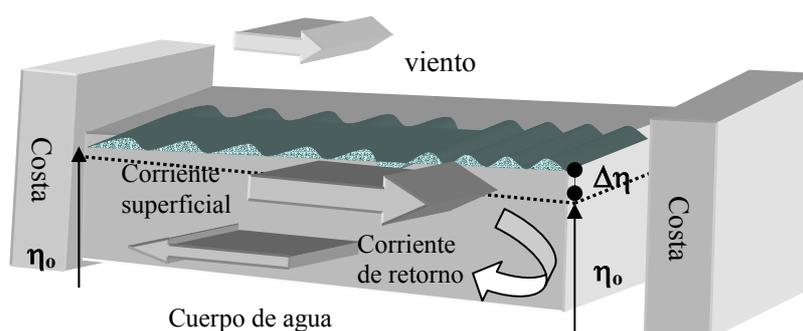
La circulación generada por el forzamiento de mareas se caracterizó por corrientes reversivas cuyas elipses de componentes principales variaron en excentricidad de inversamente proporcionales a la profundidad, esto es, resultaron más elongadas en las regiones más profundas y viceversa (Fig.V.10). Las intensidades máximas de las corrientes de marea se presentaron en los canales y en las bocas del sistema como consecuencia de las diferencias mayores en la elevación del nivel del mar.

Un importante elemento de la circulación forzada por la marea es la circulación residual, asociada a las interacciones no-lineales de las corrientes oscilatorias de la marea (Robinson, 1983). La distribución vertical de las corrientes residuales, inducidas por la marea, se caracterizó por un flujo en 2 capas (Fig. V.37). Particularmente, en la boca BM las corrientes profundas mostraron una dirección hacia el interior de la bahía mientras que las superficiales hacia el exterior. Esta estructura de la circulación es un indicador de la dirección de los transportes de volumen no-periódicos que pueden contribuir al intercambio de material disuelto o en suspensión entre el sistema lagunar y la región costera adyacente. Estos resultados son semejantes a los encontrados por Ianello (1977) quién mostró un patrón de flujo de 2 capas para un transporte lagrangeano medio en un canal de marea homogéneo. Este autor describió un flujo en superficie hacia la costa y un en profundidad hacia el mar abierto. Los valores de las corrientes residuales inducidas por la marea fueron en su caso del orden de 0.10 m/s en un canal de 10 m de profundidad con velocidades máximas de la corriente de marea que alcanzan 1.0

m/s asociadas a un forzamiento de marea de 1.0 m de amplitud. En los resultados obtenidos en ésta tesis, la magnitud del flujo de masa y por consiguiente del transporte de volumen son 2 ordenes de magnitud menores que el dirigido por la marea. La escasa contribución del transporte lagrangeano puede ser debido a la profundidad relativamente grande (>30 m) en sistemas costeros someros.

No obstante, los experimentos numéricos de seguimiento de partículas lagrangeanas mostraron que las corrientes de marea intercambian y mezclan las partículas de agua en las inmediaciones de la boca BM (Fig. V.38). Esta zona de mezcla por marea está caracterizada por excursiones de marea de aproximadamente 9 km en las inmediaciones de la boca BM por lo que representa un importante mecanismo para la ventilación no solo de la bahía sino de prácticamente todo el sistema lagunar. Sin embargo, hay que tener en cuenta que estos resultados fueron obtenidos a partir de la modelación de la circulación en un dominio computacional cuya frontera coincide con las bocas del sistema.

La circulación forzada por el viento genera una inclinación de nivel (surges) entre las costas perpendiculares a la dirección de propagación del viento y una circulación compensatoria asociada a la diferencia de nivel, independientemente de la dirección de prevalecencia del viento. En todos los casos, se generan circulaciones de retorno o compensatorias que en la representación de las corrientes integrada en la vertical, corresponde a un patrón de circulación rotatoria cuya dirección de rotación depende de la dirección del viento y es forzada por el gradiente batimétrico del sistema lagunar.



**Figura. VI.1.** Esquema de la diferencia del nivel del mar generado entre las costas perpendiculares a la dirección de prevaleciente del viento.  $\eta_0$  Indica el nivel medio del nivel mar y  $\Delta\eta$  la diferencia asociada al efecto de surge generado por el esfuerzo del viento sobre la superficie.

## Capítulo VI. Conclusiones

La distribución de las corrientes dirigidas por el viento varió con la profundidad, un patrón de corrientes superficiales con la dirección aproximadamente paralela a la dirección del viento, superpuestas a corrientes que varían en dirección con la profundidad hasta alcanzar la dirección aproximadamente contraria a la dirección del viento, en las capas del fondo de las regiones de mayor profundidad. Un viento superficial con la intensidad media sinóptica de la región (5 m/s) puede forzar una diferencia en nivel de 0.02 m entre las costas perpendiculares a la dirección del viento y generar corrientes superficiales con intensidades de hasta 0.10 m/s y corrientes profundas con intensidades de 0.06 m/s.

Como conclusión general del análisis de los mecanismos energéticos de la circulación en el sistema lagunar BM-BA, se enlistan los rangos de las corrientes máximas generadas (a primer aproximación) por cada uno de los mecanismos analizados (Tabla VI.1). En esta tabla se incluyen las corrientes asociadas con la asimetría de las corrientes de marea, a fin de tener una referencia para la discusión sobre el transporte de masa.

**Tabla VI.1.** Rangos de las corrientes máximas (m/s) generadas por los distintos mecanismos energéticos

	1. Corrientes de marea	2. Corrientes de viento (5 m/s)	3. Residual de marea	4. Corrientes de densidad
Bahía Magdalena	0.20-0.60	> 0.10	Hasta 0.01	No han registrado
Bahía Almejas	0.10-0.40	0.05	Menos 0.01	No han registrado
Periodos de tiempo	Marea 12 y 24 hrs	Sinóptico 5-10 días	Constante	Constante, pero local en espacio

A partir de esta tabla es claro que la contribución de cada uno de los mecanismos mencionados al proceso de transporte de masa en el interior del sistema lagunar depende de la escala de tiempo del proceso que se tenga interés en analizar. Por ejemplo, para las tareas del pronóstico del derrame de los hidrocarburos o una descarga inesperada de una sustancia tóxica, el tiempo pronóstico se cuenta *horas*, y en el complejo BM-BA las corrientes instantáneas de marea (columna 1) modularán el transporte de este tipo de material. Para el pronóstico del transporte de larvas de los organismos bénticos, que flotan en la forma pelágica en periodos de

*algunos días* antes de su asentamiento al fondo, las corrientes instantáneas de marea perderán su papel por el carácter reversivo o helicoidal de las trayectorias lagrangeanas, y dominarán entonces las corrientes forzadas por viento o las corrientes residuales dependiendo de la escala temporal del proceso y del correspondiente periodo de promediado. En el promedio de 1-2 semanas, las corrientes que principalmente modulan el transporte de masa son las corrientes provocadas por el viento (0.1 m/s contra 0.01 m/s).

**Renovación del agua y su relación con los procesos de mezcla horizontal.** Uno de los parámetros claves que caracterizan a un cuerpo de agua semicerrado es el tiempo de residencia. Este es un parámetro volumétrico del cuerpo de agua que describe las características del intercambio de masa en un cuerpo de agua independientemente del proceso físico que dirige este intercambio. Tradicionalmente este parámetro puede ser calculado, en términos geométricos, mediante el método del volumen de prisma de marea o en términos dinámicos mediante la consideración del flujo transversal de masa unitaria a través de una sección transversal a las bocas del cuerpo de agua semicerrado. Generalmente el cálculo del tiempo de residencia en la forma tradicional subestima el tiempo “real” de residencia debido a que supone una mezcla completa del sistema (Dyer, 1973; Sandford *et al.*, 1992; Oliveira y Baptista, 1997). Luketina (1998) realizó una extensa revisión de la derivación del método del cálculo de tiempo de residencia mediante el método de prisma de marea y sugiere algunas aproximaciones que pueden reducir el error de estimación, el cual puede ser calculado mediante el método de “prisma de marea” ó con el método dinámico (con las corrientes en la sección transversal).

El tiempo de residencia se calculó mediante los métodos tradicionales a fin de obtener una primera aproximación de este parámetro. En BM el volumen del prisma de marea asociado con la fase de marea viva se calculó en 1.30 km<sup>3</sup> de los 6.8 km<sup>3</sup> del volumen total medio estimado. El tiempo de residencia estimado con base en estos factores de la dinámica de mareas fue de 6 ciclos de la marea. Una estimación similar se realizó de manera aproximada para BA encontrando un volumen del prisma de mareas de 0.8 km<sup>3</sup> de los 2.8 km<sup>3</sup> que constituye el volumen medio de ésta bahía. El tiempo de residencia para BA fue de 4.5 ciclos de la marea, bajo la suposición de que el rango de marea es igual en la boca de BA que en la de BM.

El tiempo de residencia, indicativo de la renovación del agua, se calculó tanto en términos geométricos como dinámicos, esto es por el método del volumen de prisma de mareas y considerando el flujo de volumen normal a través de una sección transversal en los canales del sistema. Los resultados que se obtuvieron en términos dinámicos indican un tiempo de

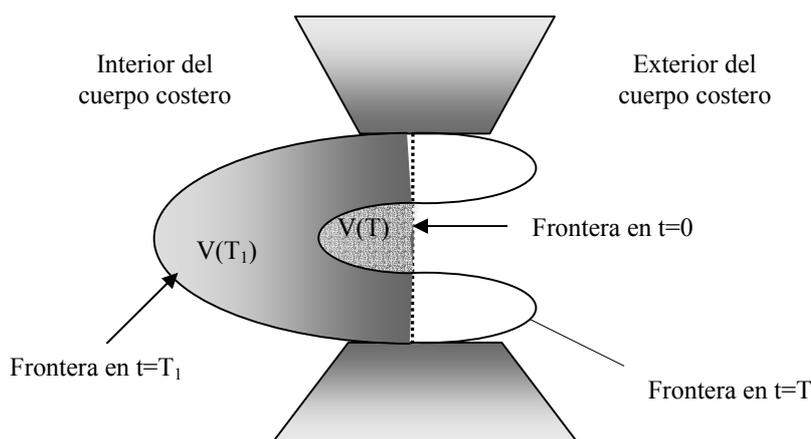
residencia en BM de 21.5 ciclos de marea durante la fase de sicigia y de 25.5 durante la fase de cuadratura, mientras que en términos geométricos se calcularon 6 y 13 ciclos, respectivamente. En BA, el tiempo de residencia fue de 70 ciclos de marea durante la marea viva y 62 durante la muerta, en términos dinámicos, mientras que en términos geométricos fue de 5 y 9 ciclos de marea durante las fases sicigia y cuadratura respectivamente. Las diferencias entre uno y otro método fueron atribuidas a las aproximaciones consideradas. Ninguno de los resultados encontrados pueden ser validados con alguna otra información adicional

Las diferencias entre los resultados obtenidos por ambos métodos de estimación, son atribuidas a una subestimación del tiempo de residencia por el método del volumen de prisma de marea debido a la suposición de que el rango de marea se mantiene por varios ciclos de marea, mientras que el método de estimación dinámico considera las variaciones intermareales del flujo de volumen a través de la sección transversal.

La mezcla horizontal en los sistemas costeros (bahías, esteros y lagunas) y el intercambio de agua entre regiones semicerradas con las regiones costeras del mar abierto son mecanismos importantes que afectan a la distribución de material disuelto o en suspensión, tales como la concentración de nutrientes, parches de fitoplancton, poblaciones de larvas, concentración de contaminantes entre otros (Fischer, 1972; Brown *et al.*, 2000). En general, la determinación de éstas distribuciones depende tanto de la distribución de la velocidad de las corrientes como de la razón temporal de dispersión. Este último proceso depende a su vez de las variaciones de las velocidades de las corrientes (Bowden, 1967).

El estudio del intercambio de agua por marea ha sido ampliamente abordado con anterioridad en diferentes cuerpos costeros (Imasato, 1983; 1987). En estos estudios se ha cuantificado el intercambio de masa utilizando el concepto de razón de intercambio de marea (Kashiwai, 1984a), el cual comúnmente se calcula con base en el método Euler-Lagrange. Este método descrito inicialmente en Longuet-Higgins (1969) a su vez se basa en el movimiento lagrangeano de las partículas de agua en las inmediaciones del canal de interconexión, obtenido de una interpolación del campo de velocidad Euleriano de las corrientes de marea. Intuitivamente, las partículas de agua que son transportadas hacia el interior del sistema lagunar a través de sus bocas, siguen una dinámica que es modulada por un forzamiento estacionario, que puede ser el esfuerzo del viento, la circulación residual asociada a la rectificación de mareas o la circulación gravitacional dirigida por gradientes de densidad, generando un desplazamiento neto debido a que la posición inicial de las partículas en el interior del sistema y

la posición al cabo de 1 o más ciclos de marea no coinciden. Awaji *et al.* (1980) describen el intercambio de agua entre un cuerpo costero y la región costera del mar abierto adyacente como un proceso acoplado a la mezcla horizontal (Fig.VI.2) debido a que no todo el volumen de agua que es transportado por la marea durante la fase de flujo es completamente retransportado hacia el exterior del cuerpo costero durante la fase de reflujo.



**Figura VI.2.** Esquema del modelo de intercambio de agua por marea y mezcla horizontal en los instantes  $T$  de la fase de flujo y  $T$  de reflujo, indicando en cada caso las fronteras entre el agua del interior y del exterior del cuerpo de agua costero. (Awaji *et al.*, 1980)

A partir de los experimentos de seguimiento de partículas lagrangeanas se analizó el desplazamiento neto de partículas pasivas asociada a la circulación generada por la marea mixta semidiurna (rango 2.5 m) al cabo de varios ciclos de marea, en las fases de marea viva y muerta (Fig. V.38). Los desplazamientos de mayor extensión se presentaron en la región este de BM alcanzando los 10 km de desplazamiento. Estas longitudes pueden estar asociadas a la interacción de las corrientes de marea con el intenso gradiente batimétrico de esta región.

No obstante, Imasato *et al.* (1994) argumentó que el significado físico de la circulación residual inducida por la marea no tiene fundamento en las inmediaciones de un canal angosto, debido a que la no-linearidad de las corrientes de marea es lo suficientemente intensa como para que la teoría de esta circulación no sea aplicable. En su lugar, las perturbaciones transientes inducidas por la marea (TITE), temporalmente generadas por el desprendimiento del flujo asociado a las irregularidades de la línea de costa son los mecanismos relevantes en el estudio del intercambio por marea a través de canales estrechos. Los mismos autores encontraron un incremento en el esfuerzo horizontal de las corrientes y en el cambio espacial del retraso de la fase asociado al desarrollo de TITE's.

## BIBLIOGRAFÍA

- Acosta J. y J. Lara, 1978. Resultados fisicoquímicos en un estudio de variación diurna en el área central de Bahía Magdalena, BCS. *Ciencias Marinas*. **5(1)**:37-45.
- Alvarez-Borrego S., L.A. Galindo Bect y A. Ch. Barragán, 1975. Características hidroquímicas de Bahía Magdalena, BCS. *Ciencias Marinas*. **2(2)**:94-109.
- Allen, J. S., P.A. Newberger, and J.Federiuk, 1995. Upwelling circulation of the Oregon continental shelf. Part I: Response to ideal forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**:1843-1866
- Anónimo, 1985. Tablas de predicción de mareas. UNAM, México, México DF. 398p.
- Asselin, R., 1972. Frequency filter for time integration. *M. Wea. Rev.*, **100**: 487-490.
- Aubrey D.G. and P.E. Speer, 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems. Part I: Observations. *Est. Coastal and Shelf Sci.*, **21**: 185-205.
- Awaji, T., N., Imasato and H. Kunishi, 1980. Tidal Exchange through a Strait: Numerical experiment using a simple model basin. *J. Geophys. Res.* **10**:1,499-1,508.
- Awaji, T., N., 1982. Water mixing in atidal current and the effect of turbulence on tidal exchange through a strait. *J. Phys. Oceanogr.* **12**: 501-514.
- Bakun A. and N.S. Craig, 1977. Climatology of upwelling related process of Baja California. *Report CalCOFI Vol XIX* Oct. 1977.
- Baumgartner, T.R. and N. Christensen, 1985. Coupling of the Gulf of California to large-scale interannual climate variability. *J. Mar. Res.*, **43**: 825-848.
- Batten, M.L. and Y-J.Han, 1981. On the computational noise of finite difference schemes used in ocean models. *Tellus*, **33**: 387-396.
- Beardsley, R.C. and W. C. Boicourt, 1981. On estuarine and continental shelf circulation in the Middle Atlantic Bight. *In Evolution of Physical Oceanography*, Edited by A. Warren and C. Wunsch, MIT Pres, Cambridge Mass, 198-234 pp
- Blumberg, A.F., 1977. Numerical tidal model of Chesapeake Bay, *J. Hydraul. Div.*, **103**: 1-10.
- Blumberg, A.F. & G.L. Mellor, 1979a. A whole basin model of the Gulf of Mexico. Proc. 6<sup>th</sup> Ann.Conf. on OTEC, Department of Energy, Washington, DC, 13:15-10.

- Blumberg, A.F. & G.L. Mellor, 1979b. The potential impact of the three-dimensional circulation modelling on oil spill forecasting, *In the Physical Behavior of Oil in the Marine Environment*, Princeton University, Department of Civil Engineering:6.1-6.18.
- Blumberg, A.F. and G.L. Mellor, 1981a. A numerical calculation of the circulation in the Gulf of Mexico, *Dynalisis of Princeton*, Report No.66, 153pp.
- Blumberg, A.F. and G.L. Mellor, 1981b. Some results from a Gulf of Mexico circulation model. *In Proc. 8<sup>th</sup>. Ocean Energy Conf.*, Department of Energy, Washington, D.C. pp. 483-493.
- Blumberg, A.F. and G.L. Mellor, 1983. Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight, *J. Geophys. Res.*, **88**: 4597-4592.
- Blumberg, A. F. and L. H. Kantha, 1985. Open Boundary Condition for Circulation Models, *J. Hydraulic Engineering*, **11**: 273-255.
- Blumberg, A.F. and G.L. Mellor, 1987. A Description of three-dimensional Coastal Ocean Circulation Model. Published by the American Geophysical Union.
- Blumberg, A. F. and B. Galperin, 1990. On the summer circulation in New York Bight and contiguous estuarine waters. *In Coastal and estuarine studies. Volume 38: residual currents and long-term transport*, D. T. Cheng, ed., Springer, New York, 451–68.
- Blumberg, A. and D.M. Goodrich, 1990. Modeling wind inducing destratification in Chesapeake Bay, *Estuaries*, **13**: 1236-1249.
- Blumberg, A., R. Signell and H. Jenter, 1993. Modeling Transport Processes in the Coastal Ocean, *Journal of Environmental Engineering*, **1**: 31-52.
- Bonilla, S. L. M., R. Cervantes D. y S. Aguiñiga G., 1990. Variación diurna de las condiciones hidrológicas de una zona oceánica adyacente a la boca de bahía Magdalena en marzo de 1990. *Res. VIII Cong. Nal. Oceanog.* **7**.
- Bowden K.F., 1983. Physical Oceanography of Coastal Waters. *In Ellis Horwood series in marine sciences*. Ed. John Wiley & Sons, NJ,299 pp.
- Bowden K.F., 1963. The mixing processes in atidal estuary. *Int J. Air Water Pollut.*, **7**:343-356.
- Bograd, F.J, PM DiGiacomo, R. Durazo, TL Hayward, KD Hyrenbach, R. Lynn, AW Mantyla, F.B Schwing W Sydeman,, TR Baumgartner, B. Lavaniegos and CS Moore 2000. The State of the California Current in 2000-01: forward to a new regime?. *CalCOFI Rep.* **41**:26-52.

- Brown J., Colling A., Park D., Philips J., Rothery D and Wright J., 1989. Waves, Tides and Shallow Water Processes. Ed Pergamon Press, NJ, 187 pp.
- Brown, C.A., G.A. Jackson, and D. A. Brooks, 2000. Particle transport through a narrow tidal inlet due to tidal forcing and implications for larval transport. *J. Geophys. Res.* **105**(C10) : 24,141-24,156.
- Brusca, RC. and B.R. Wallerstein, 1979. Zoogeographic patterns of idoteid isopods in the northeast Pacific, with a review of shallow water zoogeography of the area. *Bull. Biol. Soc. Wash.* **3**:67-105.
- Bryan, K., 1969. A Numerical Method for the Study of the Circulation of the World Ocean, *J. Comp. Phys.* **4**: p. 347.
- Casas V., 1987. Distribución en tiempo y espacio de las especies de sardina y macarela en Bahía Magdalena. *Inv. Mar. CICIMAR.* **3**: 11-30.
- Casulli, V. 1990. Semi-implicit finite difference methods for the two dimensional shallow water equation. *J. Comput. Phys.* **86**: 56-74.
- Chelton, D.B., A. Bernal and J.A. McGowan, 1982. Large scale interannual physical and biological interaction in the California Current. *J. Mar. Res.* **40**: 1095-1125.
- Chen C., R.C. Beardsley and R. Limerburner, 1995. A numerical study of stratified tidal rectification over finite amplitude Banks. Part II. Georges Bank, *J. Phys. Oceanogr.*, **25**: 2111-2128.
- Chen C., Q. Xu, R.C. Beardsley and P.J.S. Franks, 2003. Model study of the cross-frontal water exchange on Georges Bank: A three-dimensional Lagrangian experiment. *J. Geophys. Res.*, **108**(C5): 31-42.
- Cheng, R.T., S. Feng and P. Xi, 1986. On Lagrangian residual ellipse. In *Physics of shallow estuaries and Bays*. Springer-Verlag, NY. Pp 102-113.
- Cheng, R.T and V. Casulli, 1982. On Lagrangian residual current with applications in South San Francisco Bay, California. *Water Resour. Res.*, **18**(6):1652-1662.
- Christensen N. and N. Rodriguez, 1979. A study of sea level variations and Currents of Baja California. *CICESE Reprint for Journal of Physical Oceanography.* **9**(3) Mayo 1979. *American Meteorology Society*: 177-184.

- Cifuentes, J.L., P. Torres G. Y M. Frías M., 1997. El océano y sus recursos IV. Oceanografía biológica. En la serie: La ciencia desde México (Ed.) Fondo de cultura económica, DF. 198 p.
- Contreras E.F., 1985. Comparación hidrológica de tres lagunas costeras del estado de Veracruz, México. *Universidad y Ciencia UJAT* **2**:47-56.
- Contreras E.F. y JR Casillas, 1992. Importancia del intercambio mareal en lagunas costeras. *Universidad y Ciencia*. **9 No 18**: 22-27.
- Contreras E.F., 1993. Ecosistemas costeros mexicanos. CONABIO-UAMI, México 415p.
- Contreras E.F., O. Castañeda L., R. Torres A y F.Gutierrez M., 1996. Nutrientes en 39 lagunas costeras mexicans. *Rev. Biol.. Trop.* **44(2)**: 417-425.
- Cynthia A.P., M.R. Arbbott, C.D. Winant., 1991. Tidal and Atmospheric Forcing of the Upper Ocean in the Gulf of California, sea Surface Temperature variability. *J. Gephy. Res.* **96 (C10)**: 18,337-18,359.
- Dauphinee T.M, 1982. Introduction to special issue on the Practical Salinity Scale, 1978. IEEE, *J. Oceanic Eng.*, **OE-5**, 1-2. In Atmosphere-Ocean Dynamics, Gill A.E., Academic Press, 662 pp
- Dean and Darlymple, 1985. Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists. Advanced Series on Ocean Engineering, Vol.2. World Scientific.
- Dunbar, R.S et al 2000. QuikSCAT Science Data Product User's Manual, Versión 1.0 JPL Document D-18053, Jet Propulsión Laboratory, Pasadena, CA.
- Durazo, R., TR Baumgartner, F.J Bograd, CA Collins, Schwing F.B, GA Gaxiola, J. Garcia, A. Huyer, KD Hyrenbach, D. Loya, R. Lynn, RL Smith, W Sydeman, and PA Wheeler, 2001. The State of the California Current in 1999-2000. CalCOFI Rep. 42:29-60.
- Dyer, K.R., 1973. Estuaries. A physical introduction. 2<sup>nd</sup> ed. John Wiley NJ.
- Emery, W.J. and R.E. Thompson,1998. Data analysis methods in physical oceanography. Pergamon Press, 634 p.
- Eringen, A.C. 1962. Nonlinear theory of continuous media. McGraw Hill Book. Company, NY.
- Ezer, T., D.-S. Ko, and G. L. Mellor, 1992. Modeling and forecasting the Gulf Stream. *Marine Technology Society Journal*, **26(2)**: 5-14.

- Feng S., R.T. Cheng and P. Xi, 1986. On Tide-Induced Lagrangian Residual Current and Residual Transport. 1. Lagrangian Residual Current. *Water Resources Res.* **22**, No.12:1623-1634.
- Fischer H.B., 1972. Mass transport mechanism in partially stratified estuaries. *J. Fluid. Mech.* **53**. part.4 pp. 671-687.
- Fofonoff, N.P., 1962. Physical properties of sea-water. *In The Sea*, Vol.1 pp. 3-30 Interscience, NY.
- Foreman, M.G.G., 1977. Manual for tidal heights analysis and prediction. *Pacific Marine Science Report 77-10*, Institute of Ocean Science, Patricia Bay, Sidney, BC, 97p.
- Foreman, M.G.G., 1978. Manual for tidal current analysis and prediction. *Pacific Marine Science Report 77-10*, Institute of Ocean Science, Patricia Bay, Sidney, BC, 97p.
- Foreman, M.G.G. and E.T. Neufeld, 1991. Harmonic tidal analysis of long time series. *International Hydrographic Review*, **68(1)**: 85-108.
- Friedrichs, C.T. and D.G. Aubrey, 1988. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. *Est., Coastal and Shelf Sci.*, **27**: 521-545.
- Furnes, G.K., 1980. Wind Effects in the North Sea, *J. Phys. Oceanog.* **10**: 978.
- Galperin, B. and G.L. Mellor, 1990a. A time dependent, three-dimensional model of the Delaware Bay and river system. Part 1. Description of the model and tidal analysis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **31**: 231-253.
- Galperin, B. , L.H. Kantha, S. Hassid and A. Rosati, 1998. A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows, *J. Atm. Sci.* **45**: 55-62.
- Garate L. y Siqueiros, 1998. Time variation of phytoplankton Assamblages in a subtropical Lagoon System after the 1982-83 El Niño Event. *Pacific Science* **52(1)**: 79-97.
- Garate LI, G. Verdugo D., DA Siqueiros B. 2000. Variación de las asociaciones fitoplanctónicas durante 1988-89 en un sistema lagunar subtropical de la costa oeste de Mexico. *Oceanides* **16(1)**:1-16.
- Garcia, E. H., 1992. Análisis del viento en el área frente a bahía San Hipólito y la zona comprendida entre bahía Magdalena y Cabo San Lucas, B. C. S. en junio y julio de 1989. *Res. IX Congr. Nal. Oceanogr.* **28**.
- Garwood, R.W., 1977. *An oceanic mixed-layer model capable of simulating cyclic states*, *J. Phys. Ocean.* **7**, p. 455.

- Gerdes, R., 1993. A primitive equation ocean general circulation model using a general vertical coordinate transformation. *J. Geophys. Res.*, **98** :14683-14701.
- Gill, A.E., 1982. Atmosphere--Ocean Dynamics, Academic Press, pp. 662.
- GLOBEC 1994. Reporte No.11 del programa GLOBEC U.S.
- Godin G., 1972. The Analisis of Tides. University of Toronto Press, 264p.
- Godin G., 1991. The analysis of tides and currents. In Tidal Hydrodynamics , Parker, B.B. (Ed.) Wiley, New York, pp. 675-709.
- Grammeltvedt, A., 1969. A Survey of Finite-Difference Schemes for the Primitive Equations for a Barotropic Fluid, *Mon. Wea. Rev.* **97**: 384.
- Gross M.G., 1987. Oceanography a View of the Earth 4<sup>th</sup>. Ed. NY, 138 pp.
- Guerrero, G.R., R. Cervantes D. and A. Jiménez I., 1988. Nutrient variation during a tidal cycle at the mouth of a coastal lagoon in the northwest of México. *Indian J. Mar. Sci.* **17**: 235-237.
- Hackett, B, Roed, L. P., Gjevik, B., Martinsen, E. A. and Eide, L. I. 1995. A Review of the MetOcean Modeling Project (MOMOP) Part 2: Model Validation Study. In Quantitative Skill Assessment for Coastal Ocean Models. Eds. D.Lynch and A. M. Davies. Coastal and Esuarine Studies, Vol 47, pp. 307-327.
- Haidvogel, D.B., Wilkin, J.L. y Young, R., 1991. A Semi-spectral Primitive Equation Model Using Vertical Sigma and Orthogonal Curvilinear Horizontal Coordinates, *J. Comp. Phys.* **94** :151.
- Haidvogel D.B. y A. Beckman 1999. Numerical ocean circulation modeling. In Environmental Impact of Land Use in Rural Regions.
- Hanjalic, K.; and B.E. Launder 1972. Fully developed assymetryc flow in aplane channel. *J. Fluid Mech.* **52**: 689.
- Haney, R.L., 1991. On the pressure gradient force over steep topography in sigma coordinate ocean models. *J. Phys. Oceanogr.* **21**: 610–619.
- Hansen, D.V. and M.Rattray Jr., 1965. Gravitational Circulation in straits and estuaries. *J. Mar. Res.* **23,2**: 104-122.
- Hare S.R. y N.J. Mantua, 2000. Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989. *Prog. Oceanogr.* **47**: 103-146.

- Hayward, T.L., A.W. Mantyla, R.L. Lynn, P.E. Smith and T.K. Chereskin, 1994. The State of the California Current in 1993-94. *CalCOFI Rep.* **35**:19-35.
- Hayward, T.L., D.R. Cayan, P.J.S. Franks, W. Mantyla, R.L. Lynn, J.A. McGowan, P.E. Smith, F.B. Schwing and E.L Venrick, 1995. The State of the California Current in 1994-95. *CalCOFI Rep.* **36**:19-39.
- Hayward, T.L., S.L. Cummings, D.R. Cayan, F.P. Chavez, W. Mantyla, R.L. Lynn, P.P. Niller, R.R. Veit, F.B. Schwing and E.L Venrick, 1996. The State of the California Current in 1995-96. *CalCOFI Rep.* **37**:22-37.
- Hayward, T.L., T.M Baumgartner, D.M. Checkele, R. Durazo, G. Gaxiola, Castro, W. Mantyla, M.M. Mullin, T. Murphree, F.B. Schwing, P.E. Smith and M.E. Tegner, 1999. The State of the California Current in 1998-99. *CalCOFI Rep.* **40**:29-62.
- Hernandez Rivas M., J. Gómez Gutierrez, C. Sánchez Ortiz, R. Saldierna Martínez y G. Vera Alejandre, 1993. Atlas de temperatura superficial en el complejo lagunar Bahía Magdalena-Almejas, Baja California Sur, México, 1980-1989. En Secretaria de Marina, Atlas Oceanográfico Nacional, Sección Físico-Químicos, **V2**, 85 pp.
- Heaps, N.S., ed., 1987. Three-dimensional coastal Ocean Models, AGU Press,
- Hickey, B.M., 1979. The California Current System –hypotheses and facts. *Prog. Oceanogr.* **8**: 191-279.
- Holland, W.R. and Lin, B., 1975. On the generation of mesoscale eddies and their contribution to the oceanic general circulation, *J. Phys. Oceanogr.* **5**: 642.
- Hurlburt, H.E. and J.D. Thompson, 1980. A Numerical Study of Loop Current Intrusions and Eddy Shedding, *J. Phys. Oceanogr.* **10**: 1611.
- Ianiello, J., P., 1977. Tidally Induced Currents in estuaries of constant breadth and depth. *J. of Mar. Res.*, **4**: 755-786.
- Ianiello, J., P., 1979. Tidally Induced Currents in estuaries of variable breadth and depth. *J. Phys. Oceanogr.*, **9No5**: 962-974.
- Ianiello, J., P., 1981. Tidally Induced Residual Currents in Long Island and Island Sounds. *J. of Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **12**: 177-191.
- Ianiello, J., P., 1981. Comments on Tidally Induced Residual Currents in Estuaries: Dynamics and Near bottom flow characteristics. *J.Phys. Oceanogr.*, **11 No.1**: 126-134.

- Imasato, N., T. Awaji and H. Kunishi., 1980. Tidal exchange through Naruto, Akashi and Kitan straits. *J. Oceanogr. Soc. Japan.*, **36**: 151-162.
- Imasato, N., 1987. Application limit of tide-induced residual current theory- Criticism of previous studies on a circular tide-induced residual current. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **43**: 319-381.
- Imasato, N., 1983. A numerical experiment on water and salt exchange through the Akashi and the Naruto straits. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**: 1526-1533.
- Imasato, N., S. Fujio, Q. Zhang, T. Awaji and K. Akitomo, 1994. Three-Dimensional numerical experiments on Tidal Exchange through a narrow strait in a homogeneous and stratified sea. *J. Oceanogr.*, **50**: 119-139.
- James A. and P.C. Head, 1972. The discharges of nutrients from estuaries and their effect on primary productivity. In: *Marine Pollution and Sea Life*, Ed. M.Ruvio, Fishing news (Books) Ltd., Surrey England.
- Kantha, L.H., and Clayson, C.A., 1994. An improved mixed layer model for geophysical applications. *J. Geophys. Res.*, **99**: 25,235-25,266.
- Kantha, L.H., A.F. Blumberg, and G.L. Mellor, 1990. Computing phase speeds at an open boundary, *J. Hydraulic Eng.* **116**: 592—597.
- Kashiwai, M. 1984a. The concept of Tidal Exchange and the Tidal Exchange Ratio. *J. Ocean. Soc. Japan.* **41**: 11-24.
- Killworth, P.D., Stainforth, D., Webb, D.J. and Patterson, S.M., 1991. The Development of a Free-Surface Bryan--Cox--Semtner Ocean Model, *J. Phys. Oceanogr.* **21**: 1333.
- Kliem N., Pietrzack, J.D., 1999. On the pressure gradient error in sigma coordinate ocean models: a comparison with laboratory experiment. *J. Geophys. Res.* **104**: 29,781–29,799.
- Krauss, T.P., L. Shure and J.N. Little, 1994. Signal processing Toolbox. For use with MATLAB. 3a ed. The Mathworks Inc. Massachusetts USA.
- Longuet-Higgins, M.S., 1953. Mass Transport in water waves. *Phil. Trans. Roy. Soc. London.* **A**: 245.
- Longuet-Higgins, M.S., 1969. On the Transport of Mass by time varying ocean currents. *Deep-Sea Res.* **15**: 431-447.

- Loder, J.W., Y. Shen and H. Ridderinkhof. 1997b. Characterization of three-dimensional Lagrangian circulation associated with tidal rectification on Georges Bank. *J. Phys. Oceanogr.* **27**: 1729-1742.
- Lluch-Belda D., M. Hernández Rivas, R. Saldierna Martínez and R. Guerrero Caballero, 2000. Variabilidad de la Temperatura Superficial del mar en Bahía Magdalena. *Oceanides*, **15**, No.1: 1-23.
- Luketina, D., 1998. Simple tidal prism model revisited. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **46**: 77-84.
- Lynch, D.R., J.T.C. Ip, C.E. Naimie and F.E. Warner, 1996. Comprehensive coastal circulation model with application to the Gulf of Maine. *Continental Shelf Research* **16**: 875-906.
- Lynn R.J., 1967. Seasonal Variation of temperature and salinity at 10m in the California Current. *CalCOFI Reports*, Vol. **XI**, July of 1963 to 30 June 1966: 157-168.
- Lynn R.J. and J.J. Simpson, 1987. The California Current System: The seasonal Variability of its Physical Characteristics. *J. Geophys. Res.* **92**( C12): 12,497-12,966.
- Lynn R.J, T.M Baumgartner, J. Garcia, A. Collins, R. Hayward, KD Hyrenbach, W. Mantyla, T. Murphree, A. Shankle, F.B. Schwing, K.M Sakuna, and M.E. Tegner, 1998. The State of the California Current in 1997-98. *CalCOFI Rep.* **39**:25-50.
- Madala, R.V. and Piacsek, S.A., 1977. A Model for Baroclinic Oceans, *J. Comp. Phys.*, 167.
- Mancilla, M.P., E.Palacios H. Y G. Lopez C., 1993. *Ciencias Marinas*, **19(3)**: 265-284.
- Mantua N.J.,S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace and R.C. Francis, 1997. A Pacific Interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am. Meteor. Soc.* **78**: 1069-1079.
- Martin, P.J., 1985. Simulation of the Mixed Layer at OWS November and Papa With Several Models, *J. Geophys. Res.* **90**: 903.
- Mathews CP., 1975. El desarrollo de la zona Bahía Magdalena. Un panorama socioeconómico en una región en pleno desarrollo. *Ciencias Marinas* **2(1)**: 47-49.
- Mellor, G.L and T. Yamada, 1974. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, **31**: 1791-1896.
- Mellor, G.L and T. Yamada, 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**: No.4, 851-875.

- Mellor., G.L. and A.F. Blumberg, 1985. Modeling vertical and horizontal diffusivities with the sigma coordinate system, *Mon. Wea. Rev.*, **113**: pp. 1380—1388.
- Mellor, G. L., H. J. Herring and R. C. Patchen, 1990. The Princeton/Dynalysis ocean model oceanic circulation models. In Coastal Ocean Prediction Systems Program: Understanding and Managing Our Coastal Ocean, Vol. 2. New Hampshire: Institute for the Study of Earth, Oceans, and Space: 77-113.
- Mellor, G.L., Oey, L.-Y., Ezer, T., 1998. Sigma coordinate pressure gradient errors and the seamount problem. *Journal of Atmospheric and Ocean Technology* **15**: 1122–1131.
- Mesinger, F. and Arakawa, A., 1976. Numerical methods used in atmospheric models, Vol. 1, Global Atmospheric Research Program Publication 17, pp. 64.
- Monaldo, F. 1996. Primer on the estimation of sea surface temperature using TeraScan procesing of NOAA-AVHRR satellite data. The Johns Hopkins University. Applied Physics Laboratory.
- Monsen, N., 2001. A study of sub-tidal transport in Suisun Bay and the Sacramento-San Joaquin Delta, California. PhD thesis, Standford Univ.
- Munk, W. 1950. On the wind driven ocean circulation. *Journal of Meteorology*. **7(2)**:79-93.
- Najarian T.O., A. ASCE, D-P. Wang and P-S. Huamg., 1982. Lagrangian transport model for estuaries. *J. of Waterway, Port, Coastal and Engineereing*. **110, No3**: 321-333.
- Nakamura S., 1997. Análisis Numérico and Visualización Grafica con MATLAB. Prentice Hall Hispanoamericana, S.A. 1ª Ed. México.
- Nienhuis G.H. and R. Guerrero C., 1985. A quantitative análisis of annual phytoplankton cycle of the Magdalena lagoon complex (Mexico) *Journal of Plankton Research* **7(4)**: 427-441.
- Nihoul J., 1974. Models of passive substance disperssion. In: Modeling of marine systems, Ed. J.C. Nihoul, Elsevier, Sci.Publ.Co.
- Nihoul, J.C.J. and Jamart,B.M., 1987. Three-Dimensional Models of Marine & Estuarine Dynamics. Elsevier.
- Niiler, P.P., 1975. Deepening of the wind-mixed layer, *J. Mar. Res.* **33**: 405,
- Nixon, W.S. 1981. Freshwater inputs productivity. P.31-57. In R.D. Cross & D.L. Williams (Eds.). Proceedings of National Symposium on Freshwater inflow to Estuaries. U.S. Fish and Wildlife Service, Office of Biological Services (FW/OBS-81/04,Vol.1).

- Nowlin, W.D., 1967. A steady, wind-driven, frictional model of two moving layers in a rectangular ocean basin, *Deep-Sea Res.* **14**: 89 .
- Oliveira, A. Y M. Baptista., 1997. Diagnostic modeling of residences times in estuaries. *Water Resour. Res.*, **33**: 1935-1946.
- Obeso Nieblas M., JH Gaviño Rodriguez and AR Jimenez Illescas, 1999. Modelación de la marea en el sistema lagunar Bahía Magdalena- Almejas, BCS., México. *Oceanides.* **14(2)**: 79:98.
- O'Brien, J.J., 1985. Advanced Physical Oceanographic Numerical Modeling, D. Reidel Publ. Co..
- Oonoshi, Y., 1977. A numerical study on the tidal residual flow. *J. Oceanol. Soc. Jpn.* **33**: 207-218.
- Palomares, GR. 1989. Análisis de la variación espacio-temporal de copépodos planctónicos en Bahía Magdalena Baja California Sur (1983-1984). Tesis de Maestría. CICIMAR 55pp.
- Parrish, R.H., C.S. Nelson and A. Bakun, 1981. Transport mechanism and reproductive success of fishes in the California Current. *Biological Oceanography* **1(2)**: 175-203.
- Pavlova, 1966. Seasonal Variations of the California Currents. Academic of Science Institution of Oceanography U.R.S.S. **6(6)**: 806-814.
- Pawlowicz R., B. Beardsley and S. Lentz, 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE. *Computers & Geosciences*, **28**: 927-937.
- Philips, N.A., 1957. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *J. Meteor.*, **14** :184-185.
- Rabiner, L.R. and B.Gold, 1975. Theory and application of digital signal processing 399-419. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall.
- Reid J.L.Jr.,G.I. Roden and J.G. Willie, 1958. Studies of the California Currents System. *CalCOFI, Progress Report*, 1 July 1956 to 1 January 1958 :27-56.
- Riderinkhof H. andJ.T.F. Zimmerman, 1990. Mixing processes in a numerical model of the western Dutch Wedden Sea. *Coastal and Estuarine studies.* **38**: 194-209.
- Roed, L.P., Hackett, B., Gjevick, B., and Eide, L.I. A review of the Metocean modelling project (MOMOP) part 1: Model comparison study. In D.R. Lynch and A.M. Davies (eds.) *Quantitative skills assessment for coastal ocean models*, American Geophysical Union, Monograph Coastal Estuarine Letters, Washington D.C., 1994.

- Robinson I.S., 1983. Tidally Induced residual Flows, Chapter 7, 321-356. In Physical Oceanography of Coastal and Shelf Seas. B. Johns Editor Elsevier, 470pp.
- Salinas F.G and R. Pinet P., 1991. Corrientes Geostróficas frente a Bahía Magdalena, Baja California Sur, México. *Inv Marinas CICIMAR*. **Vol 6:** No.2.
- Sandford, L.P., W.C. Boicourt and S.R.Rives, 1982. Model for estimating tidal flushing of small embayments. *J.Waterw. Port. Coast. Ocean Eng.* **118:** 635-654.
- Shulman, N, I., J.K. Lewis, and J.G. Mayer, 1999. Local data assimilation in the stimation of barotropic and baroclinic open boundary conditions. *J. Geophys. Res.*, **104(C6)** :13,667-13,680.
- Signell R.P. and B. Butman, 1992. Modeling tidal exchange and dispersion in Boston Harbor, *J. Geophys. Res.*,**97 (C10):** 15,591-15,606.
- Simons T.J., 1973. Verification of numerical models of Lake Ontario, Part I. Circulation in Spring and early summer, *J. Phys. Oceanogr.*,**4** :507-523.
- Schwartzlose R.A. and J.L. Reid Jr., 1972. Near- Shore in the occidental California Current. *CalCOFI reports Vol. XVI.*
- Schwing F.B, Hayward, T.L., KM Sakuma, T. Murphree, A. Mascenas, SI Larios, W. Mantyla, SI Cummings, FP Chavez, K. Baltz and DG Amley 1997. The State of the California Current in 1996-97. *CalCOFI Rep.* **38** :22-47.
- Schwing F.B, F.J Bograd, CA Collins, GA Gaxiola, J. Garcia, R. Goericke, J. Gomez, A. Huyer, KD Hyrenbach, PM Kosro, B. Lanvaniegos, R. Lynn, W. Mantyla, M. Ohman, W. Petterson, RL Smith, W Sydeman, E. Venrick and PA Wheeler, 2002. The State of the California Current in 2001-02. *CalCOFI Rep.* **43:** 31-68.
- Smagorinsky, J. 1963: General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. *Monthly Weather Review*, **91:** 99-164.
- Smolarkiewicz, P.K., 1984. A fully Multidimensional Positive Definite Advection Transport Algorithm with Small Implicit Difussion. *J. Comp. Phys.*, **54:** 325-362.
- Smolarkiewicz, P.K. and T.L. Clark, 1986. The Multidimensional Positive Definite Advection Transport algorithm: Further development and applications. *J. Comp. Phys.*, **67:** 396-438.
- Smolarkiewicz, P.K. and Grabowski, 1990. The Multidimensional Positive Definite Advection Transport algorithm: Nonoscillatory option. *J. Comp. Phys.*, **86:** 335-375.

- Smith WHF and DT Sandwell, 1997. Global Sea Floor-Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings, *Science* **277** (5334): 1956-1962.
- Svedrup H.U., M.W. Johnson and RH Fleming, 1942. The Oceans. Their Physics Chemistry and General Biology. Ed. Prentice-Hall, Inc. New York. 1087 pp.
- Svedrup H.U. and R.H Fleming, 1941. The water off the coast of southern of California. March to July (1937). *Scripps Inst. Oceangr. Bull.* **4**, No.10 :.261-378.
- UNESCO, 1981. Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards. *UNESCO technical papers in marine science* **No.36** UNESCO, Paris.
- Welch, P.D., 1967. The use of Fast Fourier transform for the Stimulation of Power Spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Trans. Audio Electroacoust.* **AU-15**: 70-73.
- Wooster , W.S. and D.L. Fluharty 1985. El Niño North., Niño effects in the Eastern Subarctic Pacific Ocean, 312.pp. Washington Sea Grant Program, Seattle, WA, 1985.
- Weatherly, G. L. and P.J. Martin, 1978: On the structure and dynamics of the oceanic bottom boundary layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **8**: 557–570.
- Wooster and Jones, 1970. California Undercurrent off northern Baja California. *J. Mar. Res.*, **28**: 235-250.
- Wooster, W.S. and J.L. Reid Jr., 1963. Eastern Boundary Currents. *The Sea*, **2** :253-280.
- Wyllie J.G., 1966. Geostrophic flow of the California Current at the surface and at 200m. *Cal COFI Atlas* **No4**. 288pp.
- Yanagi, T. 1976. Fundamental study on tidal residual circulation-I. *J. Oceanol. Soc. Jpn.* **32**: 199-208.
- Yanagi, T. 1978. Fundamental study on tidal residual circulation-I. *J. Oceanol. Soc. Jpn.* **34**: 67-72.
- Yashuda, H., 1980. Generating mechanism of tidal residual current due to the costal boundary layer. *J. Oceanol. Soc. Jpn.* **35**: 241-252.
- Yoshida K. and H.L. Mao, 1957. A theory of upwelling of large horizontal extent. *J. Ma. Res.*, **16(1)**:45-54.
- Zaitsev O., R, Cervantes, O. Montante and A. Gallegos 2003. Coastal Upwelling Activity of the Pacific Shell of Baja California Peninsula. *Journal of Oceanography*, **59 (No. 4)**: 489-502.
- Zimmerman, J.T.F., 1981. Dynamics , difussion and geomorphical significance of tidal residual eddies. *Nature*, **290**: 549-555.

## Lista de tablas

- Tabla II.1.** Número de estaciones de medición por instrumento realizada en cada campaña oceanográfica .....11.
- Tabla III.1.** Amplitud de las componentes armónicas principales de la marea resueltas con base en las mediciones del mareógrafo en Canal San Carlos BCS, (112.12°W, 24.79°N), durante el periodo Enero 1974-Diciembre 1976 .....23.
- Tabla III.2.** Intensidad de las corrientes de marea medidas en las localidades indicadas por Obeso et al. (1999) .....23.
- Tabla IV.1.** Amplitud de las componentes armónicas principales resueltas de la descomposición armónica de la serie de datos de 53 días de la variación de la presión obtenida en Mar03 .....47.
- Tabla IV.2.** Amplitud de las componentes armónicas principales resueltas de la descomposición armónica de la serie de datos de 45 días de la variación de la presión obtenida en May02 .....50.
- Tabla IV.3.** Rango de la marea (R) registrada mediante los anclajes de correntímetros durante las diferentes campañas oceanográficas .....53.
- Tabla IV.4.** Intensidades de la corriente de marea ( $|v|$ ) y la excursión de la marea ( $\Delta x$ ) asociada durante el periodo de la marea M2 (máxima/promedio), para las fases de flujo y reflujo de la marea en las diferentes campañas realizadas .....53.
- Tabla IV.5.** Valores de la excentricidad ( $\epsilon$ ) y del ángulo de orientación del semieje mayor ( $\Theta$ ) respecto del eje horizontal cartesiano .....58.
- Tabla IV.6.** Valores promedios de los parámetros termohalinos: sigma-t, salinidad y temperatura calculados para las profundidades de 1, 5, 10 y 20m en BM, BA y el transecto exterior del mar abierto adyacente, en cada una de las campañas de medición realizadas. Los valores entre paréntesis indican el número de datos que fueron promediados en cada caso ...66.
- Tabla IV.7.** Valores de la densidad, la temperatura y la salinidad en los extremos de un segmento horizontal de 10 km de largo trazado en la superficie del interior de BM. La diferencia de los valores entre estos 2 extremos es expresada como la magnitud del gradiente espacial ...71.
- Tabla IV.8.** Valores del prisma de marea ( $V_p$ ) y el tiempo de residencia ( $\tau_g$ ) calculados a partir de los parámetros geométricos del volumen medio ( $\bar{V}$ ) y el volumen aumentado con el arribo de la marea ( $V_a$ ) y el rango (R) de la marea en la fase de marea muerta y marea viva para BM y BA ...73.
- Tabla V.1.** Amplitudes de las componentes armónicas principales de la marea en el sistema lagunar BM-BA ..107.

<b>Tabla V.2.</b> Parámetros numéricos constantes del modelo ECOM	..108.
<b>Tabla V.3.</b> Comparación numérica de la amplitud (A) de las componentes armónicas de la marea pronosticada a partir de mediciones históricas y los resultados de las simulaciones del modelo ECOM en la región del canal de San Carlos. Estimando en cada caso la diferencia porcentual con el registro del mareógrafo (e)	..109.
<b>Tabla V.4.</b> Comparación numérica de los valores de la amplitud de la marea promedio de las mediciones y de los obtenidos a partir de la simulación numérica con ECOM, en los puntos de control del interior del sistema lagunar BM-BA	..110.
<b>Tabla V.5.</b> Comparación entre los valores promedio y máximos de las intensidades de las corrientes de marea en el interior del sistema lagunar BM-BA.	...111.
<b>Tabla V.6.</b> Amplitud de la marea, A, en las fases de Marea Viva y Marea Muerta en los puntos de control de la modelación numérica en el interior del sistema lagunar BM-BA. La región de localización de los puntos de control se indica en cada caso	...113.
<b>Tabla V.7.</b> Valores de la amplitud de cada componente armónica de la marea, en las diferentes regiones del interior del sistema lagunar BM-BA	...116.
<b>Tabla V.8.</b> Valores de la intensidad de la corriente, $ \vec{v} $ , durante las fases de flujo y reflujó mínimo en la marea muerta y durante las fases de flujo y reflujó máximo en la marea viva...	122.
<b>Tabla V.9.</b> Flujo instantáneo de volumen máximo esperado $\dot{V}_{\max}$ a través de los canales del sistema lagunar BM-BA caracterizados por la longitud $l$ , la profundidad promedio $\bar{H}$ y el área de la sección transversal $a_T$ , asociado a la componente normal de la velocidad máxima a la sección transversal $v_{\hat{n}_{\max}}$	...124.
<b>Tabla V.10.</b> Valores del transporte de volumen neto $Q_V(\frac{1}{2}T_M)$ en la dirección normal a las secciones transversales de los canales del sistema BM-BA, durante un periodo de flujo y uno de reflujó en las fases de la marea viva y la marea muerta	...131.
<b>Tabla V.11.</b> Valores del tiempo de residencia $\tau_{dyn}$ , calculados utilizando los valores del volumen promedio $\bar{V}$ de BA y BM y el transporte de volumen neto dirigido por la marea, $Q_V(\frac{1}{2}T_M)_{MAREA}$ , durante las fases de flujo y reflujó de las mareas vivas y muertas	...132.
<b>Tabla V.12.</b> Valores del tiempo de residencia $\tau_g$ , calculado con el método de prisma de marea para el volumen de BA y BM durante las fases de marea viva y marea muerta.	...132.
<b>Tabla V.13.</b> Magnitudes de la intensidad de la corriente, $ \vec{v} $ , en las fases de flujo o reflujó máximo, y del transporte de volumen neto durante una fase de flujo o reflujó, de la marea M2 y K1, a través de los canales y bocas del sistema lagunar BM-BA.	...133.

**Tabla V.14.** Comparación de las diferencias de la amplitud de marea ( $\Delta\eta$ ) y del retraso del arribo de la marea ( $\Delta\phi$ ) relativas a la elevación de la marea en la boca BM (de amplitud 0.50 m), para la circulación generada por la marea M2, en un fondo plano con profundidad 10 m y 30 m. ...137.

**Tabla V.15.** Magnitudes de la intensidad de la corriente,  $|\vec{v}|$ , durante las fases de flujo máximo y reflujó máximo, para la circulación generada por la marea M2, en un fondo plano con profundidad 10 m y 30 m. ...137.

**Tabla V.16.** Comparación de las diferencias de la amplitud de marea ( $\Delta\eta$ ) y del retraso en el arribo de la marea ( $\Delta\phi$ ) relativas a la elevación de la marea en la boca BM (de amplitud 0.50 m), para la circulación generada por la marea K1, en un fondo plano con profundidad 10 m y 30 m. ...138.

**Tabla V.17.** Magnitudes de la intensidad de la corriente,  $|\vec{v}|$ , durante las fases de flujo máximo y reflujó máximo, para la circulación generada por la marea K1, en un fondo plano con profundidad 10 m y 30 m. ...138.

**Tabla V.18.** Máximo flujo instantáneo de volumen esperado,  $\langle \dot{V}_{\max} \rangle_{VIENTO}$ , y transporte de volumen neto esperado  $\langle Q_V(T_{M2}) \rangle_{CRIM}$ , dirigidos por el viento, a través del área transversal,  $a_{Tr}$ , de cada uno de los canales del sistema lagunar BM-BA, asociados a la velocidad máxima instantánea  $|\vec{v}|_{\max}$  durante un periodo de la marea M2 ...152.

**Tabla V.19.** Características de la circulación integradas en la vertical,, altura del nivel del mar, ( $\eta$ ), e intensidad máxima de las corrientes,  $|\vec{v}|_{\max}$ , generadas por diferentes intensidades de un viento constante,  $|\vec{w}|$ , proveniente del NW ...156.

**Tabla V.20.** Máximo flujo instantáneo de volumen esperado,  $\langle \dot{V}_{\max} \rangle_{CRIM}$ , y transporte de volumen neto esperado  $\langle Q_V(T_{M2}) \rangle_{CRIM}$ , dirigidos por la CRIM-M2, a través del área transversal,  $a_{Tr}$ , de cada uno de los canales del sistema lagunar BM-BA, asociados a la velocidad máxima instantánea  $|\vec{v}|_{\max}$  durante un periodo de la marea M2. ...161.

**Tabla V.21.** Máximo flujo instantáneo de volumen  $\dot{V}$  esperado, asociado a la CRIM euleriana, a través de los canales del sistema lagunar BM-BA y los parámetros utilizados para este calculo ...175.

**Tabla V.22.** Máximo flujo instantáneo de volumen  $\dot{V}$  esperado, asociado a la CRIM lagrangiana a través de los canales del sistema lagunar BM-BA y los parámetros utilizados para este calculo ...175.

**Tabla VI.1.** Rangos de las corrientes máximas (m/s) generadas por los distintos mecanismos energéticos ...196.

## Lista de figuras.

- Figura I.1.** Localización geográfica y la toponimia relativa al sistema lagunar BM-BA .....5.
- Figura I.2.** Batimetría de la región correspondiente al sistema lagunar BM-BA y su región marina adyacente del OPN. Datos obtenidos de Carta de Navegación, US NAVY y de la base de datos ETOPO2 .....7.
- Figura I.3** Batimetría de la región del OPN adyacente a la Península de Baja California (grafico de la izquierda) y las pendientes topográficas de las plataformas continentales ( $\mu$ ) y de los declives continentales ( $\beta$ ) en diversas zonas costeras de la costa Pacífica de Baja California (grafico de la derecha). Datos obtenidos de la base de datos ETOPO5 .....7.
- Figura II.1** Localización de los anclajes con correntímetros, de menos que 4 días (+) y de más de 30 días de duración (x), en los canales de internección del sistema lagunar BM-BA: (a) Canal San Carlos, (b) boca BM, (c) Canal gaviotas y (d) boca BA, que fueron colocados durante las campañas de muestreo indicadas en el gráfico de 2000-2003 ....12.
- Figura II.2** Localización de las estaciones de muestreo en la campañas oceanográficas de (a) Abr00, (b) Feb01, (c) Nov01 y (d) May02 (indicado con puntos negros) y Mar03 (indicado con cruces) ....12.
- Figura II.3.** Esquema de los puntos donde son especificados los parámetros de modelación ( $H$ ,  $\Delta x$ ,  $\Delta y$ ,  $\Delta \sigma$ ) y las variables de salida ( $\eta$ ,  $u$ ,  $v$ ,  $w$ ,  $\rho$ ,  $T$ ,  $S$ ,  $q$ ,  $l$ ) del modelo ECOM en una celda vertical del arreglo de la malla Arakawa-C, escalada en coordenadas- $\sigma$  .....20.
- Figura III.1.** Ciclo anual medio de la temperatura superficial del mar (SST.) durante un año sintético, característico del interior del sistema lagunar (línea continua) y de su región marina adyacente (línea interrumpida por símbolos circulares). Las barras verticales indican la desviación estándar asociada al promedio espacial calculado. Este gráfico fue generado con base en los valores publicados en Lluch-Belda et al. [2000] .....24.
- Figura III.2.** Escenario promedio de la temperatura superficial del mar ( $T$ ) correspondiente al mes de mayo del 2000. Datos inferidos de las imágenes de AVHRR-NOAA 14. Los contornos remarcados corresponden a las isotermas de valor menor que  $15^{\circ}\text{C}$ . El interior de las regiones costeras está caracterizada por la presencia de actividad de surgencias costeras a lo largo de la costa Pacífica de BC [Zaitsev et al., 2003] .....27.
- Figura III.3.** Escenarios estacionales promedio de las celdas de presión atmosférica en la superficie, en milibares, para la región extratropical de la costa occidental del continente americano [Reid et al., 1958] .....28.
- Figura III.4.** Patrón superficial de la Corriente de California media para el mes de Agosto, representada mediante las líneas de corriente del flujo geostrofico generado a partir de las

mediciones oceanográficas de temperatura y salinidad [Hickey, 1979]. La intensidad de las corrientes es representada por la densidad de las líneas de corriente .....29.

**Figura III.5.** Variabilidad de los vientos geostroficos mensualmente promediados superficiales durante el año 2000. Datos generados por FNOMOC [Zaitsev et al., 2003]. .....29.

**Figura III.6.** Modelo barotrópico, en el que la columna de agua está integrada en la vertical .....41.

**Figura III.7.** Parametrización de la vertical en los modelos numéricos del océano. En los esquemas se indica  $H$  como la profundidad del fondo,  $\eta$  es la elevación de la superficie libre y  $z$  es el espesor de la capa activa en modelos de gravedad reducida. ....42.

**Figura IV.1.** Análisis de las mediciones del correntímetro anclado en (e) la boca BM, durante el periodo 19 Marzo – 8 de Mayo del 2003. (a) la serie de tiempo de los promedios horarios de la elevación del nivel del mar ( $\eta$ ). (b) La serie de tiempo de las corrientes de marea ( $v$ ) representada en la forma de diagrama de astillas. La dirección de las corrientes esta referida a un sistema de coordenadas cartesiano ortogonal. (c) El espectro de potencias de la serie de tiempo de  $\eta$ . (d) La elipse de marea. ....46.

**Figura IV.2.** Análisis de las mediciones del correntímetro anclado en (c) la boca BM, durante el periodo 21 Mayo – 5 de Julio del 2002. (a) la serie de tiempo de los promedios horarios de la elevación del nivel del mar ( $\eta$ ). (b) El espectro de potencias de la serie de tiempo de  $\eta$  .....49.

**Figura IV.3.** Series de tiempo del nivel del mar ( $\eta$ ), de cada hora, durante los meses de las campañas de muestreo (a) Abr00, (b) Feb01, (c) Nov01 y (d) May02 (línea punteada), indicando en cada caso el periodo de muestreo (línea continua). Datos obtenidos del paquete computacional de predicción de mareas “Tides” en el punto geográfico 112.12°W, 24.78°N localizado en el interior del Canal San Carlos. ....51.

**Figura IV.4.** Series de tiempo del nivel del mar ( $\eta$ ), mostrada en línea continua, y de los vectores de corriente ( $v$ ), mostrados como flechas, de cada hora, en las campañas de medición: (a) Abr00, (b) Feb01, (c) Nov01 y (d) May02, obtenidas de los anclajes colocados en las regiones indicadas en cada caso. ....54.

**Figura IV.5.** Elipses de la marea en los puntos de anclaje de las campañas de muestreo: (a) Abr00, (b) Feb01, (c) Nov01 y (d) May02, realizadas en BM-BA. Los ejes horizontal y vertical están referidos a la magnitud de escala indicada en (c) como esc .....56.

**Figura IV.6.** Series de tiempo de los datos del nivel del mar ( $\eta$ ), en línea lisa, y de la temperatura ( $T$ ), en línea con marcadores de puntos, obtenidos durante los anclajes instalados a la profundidad indicada durante las campañas de (a) Arb00 en el exterior de Canal san Carlos, (b) Nov01 en la boca BM y (c) May02 en Canal Gaviotas. ....57.

**Figura IV.7.** Perfiles verticales de la temperatura ( $T$ ) en las profundidades ( $z$ ) de cada región indicada del sistema lagunar BM-BA, referente a las regiones indicadas en el grafico inferior

izquierdo, que fueron obtenidos en los lances de CTD de las campañas de medición: (a) Feb01, (b) Abr00 y (c) Nov01. ....60.

**Figura IV.8.** Perfiles verticales de la temperatura (T) en las profundidades (z) a lo largo de las estaciones indicadas refereridas en la Figura I.5, que se localizan a lo largo de una sección longitudinal transversal a la boca BM. Datos obtenidos en los lances de CTD de las campañas de medición: (a) Abr00, (b) May02, (c) Nov01 y (d) Feb01. ....61.

**Figura IV.9.** Perfiles verticales de la temperatura (T) en las profundidades (z) a lo largo de las secciones indicadas en el gráfico inferior izquierdo, que se localizan en la región del mar abierto adyacente a BM. Datos obtenidos en los lances de CTD de las campañas de medición: May02. ....62.

**Figura IV.10.** Distribuciones horizontales de la temperatura (T) y la salinidad (S) en la superficie del sistema lagunar BM-BA generadas a partir de las mediciones obtenidas con CTD en las campañas realizadas en (a) Abr00, (b) Feb01 y (c) Nov01. Las estaciones de muestreo se indican en los diferentes gráficos con el símbolo: (+). ....63.

**Figura IV.11.** Distribuciones del exceso de densidad ( $\sigma_t$ ) generada para cada campaña de medición: (a) Abr00, (b) Nov01, (c) Feb01 en la superficie y (d) Feb01 a 5 m de profundidad, en el sistema lagunar BM-BA. ....64.

**Figura IV.12.** Distribuciones horizontales del exceso de densidad ( $\sigma_t$ ) promedio en las profundidades indicadas en cada caso, generada para las campañas de medición: (a) Abr00, y (b) Feb01, a partir de los perfiles de temperatura y salinidad realizadas con CTD en el sistema lagunar BM-BA. Las estaciones de muestreo se indican en los diferentes gráficos con el símbolo: (+) ....65.

**Figura IV.13.** Distribución vertical de (a) temperatura (T), (b) salinidad (S) y (c) el exceso de densidad ( $\sigma_t$ ), a lo largo de una sección transversal a la boca de Bahía Magdalena, de izquierda a derecha, desde la plataforma continental hacia el interior de Bahía Magdalena. Los datos fueron obtenidos durante la campaña de medición Feb01. z indica la profundidad en cada una de las distribuciones verticales ....68.

**Figura IV.14.** Distribución vertical de (a) temperatura (T), (b) salinidad (S) y (c) el exceso de densidad ( $\sigma_t$ ), a lo largo de una sección transversal a la boca de Bahía Magdalena, de izquierda a derecha, desde la plataforma continental hacia el interior de Bahía Magdalena. Los datos fueron obtenidos durante la campaña de medición Mar03. z indica la profundidad en cada una de las distribuciones verticales ....69.

**Figura IV.15.** Distribución vertical de (a) temperatura (T), (b) salinidad (S) y (c) el exceso de densidad ( $\sigma_t$ ), a lo largo de una sección transversal a la boca de Bahía Magdalena, de izquierda a derecha, desde la plataforma continental hacia el interior de Bahía Magdalena. Los datos fueron obtenidos durante la campaña de medición Abr00. z indica la profundidad en cada una de las distribuciones verticales ....70.

**Figura IV.16.** Distribución vertical de (a) temperatura (T), (b) salinidad (S) y (c) el exceso de densidad ( $\sigma_t$ ), a lo largo de una sección transversal a la boca de Bahía Magdalena, de izquierda a derecha, desde la plataforma continental hacia el interior de Bahía Magdalena. Los datos fueron obtenidos durante la campaña de medición Mar03. z indica la profundidad en cada una de las distribuciones verticales .....72.

**Figura IV.17.** Distribución de las componentes normales de los vectores de corriente a lo largo de la boca BM durante la fase de (a) flujo y (b) reflujos de la marea. Datos obtenidos de mediciones con ADCP en Mar03 .....75.

**Figura IV.18.** Distribución a lo largo de una sección longitudinal de la boca BM del transporte de volumen transversal a la boca, integrado en la vertical y su distribución en la vertical en las fases de (a) flujo y (b) reflujos de la marea. Datos obtenidos de mediciones de ADCP en la campaña Mar03 .....76.

**Figura IV.19.** Distribución horizontal de la profundidad (z) y de la temperatura superficial del mar (SST) a lo largo de la sección transversal a la boca BM, donde fueron realizadas mediciones con instrumentación ADCP en la campaña Mar03. ....77.

**Figura IV.20.** Comparación entre los ciclos anuales medios de la SST (b) y los incrementos mensuales de SST (c) correspondientes al promedio de la base de datos AVHRR (1996-2001) sobre las regiones indicadas en (a). El promedio espacial sobre todo el sistema lagunar de Bahía Magdalena (en línea sólida, con símbolos en cruz) y al promedio sobre la región oceánica adyacente (en línea punteada, con símbolos de punto). Las líneas verticales indican la desviación estándar asociada, con puntos sólidos para el ciclo promedio sobre el interior del sistema y en cruz para el ciclo promedio sobre el exterior del mismo .....80.

**Figura IV.21.** Secuencia bimensual de las distribuciones espaciales de la anomalía mensual de la SST (anSST) respecto de la SST mensual promedio (indicado en cada caso como  $\langle \text{SST} \rangle$ ), en la región oceánica adyacente al sistema lagunar BM-BA. Datos obtenidos de las imágenes AVHRR durante el periodo 1996-2001 .....81.

**Figura IV.22.** Secuencia mensual de las distribuciones espaciales de la anomalía mensual de la SST (anSST) respecto de la SST mensual promedio (indicado en cada caso como  $\langle \text{SST} \rangle$ ), en el interior del sistema lagunar BM-BA. Datos obtenidos de las imágenes AVHRR durante el periodo 1996-2001 .....83.

**Figura IV.23.** Comparación entre los ciclos anuales medios de la SST (paneles (b) y (c)) correspondientes a cada una de las regiones mostradas en el panel (a). El panel (b) muestra los ciclos promedio sobre la zona principal de surgencias costeras (en línea sólida), sobre la región adyacente a la zona principal de surgencias (en línea punteada) y sobre la región oceánica adyacente (en línea cortada). El panel (c) muestra los ciclos promedio sobre la región de aguas profundas de BM (en línea cortada), sobre la región de aguas someras de BM (en línea punteada), sobre BA (en línea cortada y sin símbolos) y sobre la zona principal de surgencias costeras (en línea sólida). Las líneas verticales indican la desviación estándar asociada, con puntos sólidos para el ciclo promedio sobre la zona principal de surgencias y en cruz para el ciclo promedio sobre la región oceánica adyacente (en panel b) y sobre la región de aguas profundas de BM (en panel c) .....84.

**Figura IV.24.** Comparación interanual entre (a) los valores promedio de la SST y (b) las anomalías promedio de la SST, en la zona de surgencias (línea continua con marcador tipo punto), en las aguas profundas de BM (línea discontinua), y en la región de BA (línea punteada) ...86.

**Figura IV.25.** Comparación entre los ciclos promedios anuales de la SST, generados con los datos inferidos de las imágenes de AVHRR (en líneas sólidas con intersecciones de líneas verticales con extremos marcados con puntos sólidos indicando la desviación estándar asociada) y los generados con los datos de mediciones directas publicados por Lluch-Belda et al. (2000), en líneas cortadas, para (a) el promedio sobre todo el sistema lagunar Bahía Magdalena-Bahía Almejas y para (b) el promedio sobre la región oceánica adyacente a este sistema costero ...88.

**Figura IV.26.** Ciclo anual medio de los CUI en (a) las latitudes de la PBC y (b) la región costera de BM-BA (112.5°W, 24.5°N). Las líneas punteadas indican la desviación estándar asociada al promedio de 6 años de datos (1996-2001). ....96.

**Figura IV.27.** Series de tiempo de (a) los promedios mensuales de los CUI para 4 regiones costeras a lo largo de la PBC y (b) los promedios diarios de los CUI para la región costera de BM-BA durante el año 2000. ....92.

**Figura IV.28.** Espectros de potencias de las series de tiempo de los promedios diarios de los CUI en las zonas costeras de la PBC en las latitudes indicadas considerando (a) el periodo completo de estudio (1996-2001) y (b) los periodos de Primavera durante el periodo de estudio. ....93.

**Figura IV.29.** Análisis de las condiciones hidrográficas asociadas a la actividad de surgencias costeras en la región adyacente al sistema lagunar BM-BA. La división de la región de estudio (a). La distribución espacial de la anomalía de la SST en el 2000, respecto del promedio temporal 1996-2001 de los meses de Mayo (b). La serie de tiempo de la SST promedio (línea delgada) y de la anomalía promedio de la SST respecto del promedio de la base de datos 1996-2001 (c). La comparación entre la serie de tiempo de las diferencias de la SST (región adyacente-zona cercana a la costa) y los CUI en la latitud de la zona costera del área de estudio (d). ...95.

**Figura IV.30.** Análisis de las condiciones hidrográficas asociadas a la actividad de surgencias en el sistema lagunar BM-BA durante los días 21-25 de Febrero, 2001. La distribución espacial de la SST mensual promedio del mes de Febrero, 2001 (a). La serie diaria de los CUI en la latitud del área de estudio (24.5°N) (b). La distribución de la concentración de nutrientes (Nitratos y Nitritos) (c) y la distribución vertical de la temperatura (T) (d) a lo largo de la sección transversal a la boca BM, indicada en (a), que fue obtenida durante los días de muestreo 21-25 de Febrero, 2001. ...96.

**Figura V.1.** Mallas computacional diseñadas en coordenadas curvilíneas ortogonales ...102.

**Figura V.2.** Batimetría del modelo generada a partir de la interpolación de los valores de la profundidad asignados en el centro de cada celda de la malla computacional. Datos obtenidos

de la interpolación numérica de los datos de profundidad reportados en una carta regional de navegación [Navy, 1971]. ...103.

**Figura V.3.** Comparación de la variación de la marea en los puntos localizados en una vecindad de la boca BM (c), que fueron obtenidas con el modelo ECOM y de las mediciones directas en el campo registradas con instrumentación de correntímetros instalados en (a) Mayo 2002 y (b) en Marzo 2003. ...112.

**Figura V.4.** Propagación de la marea M2, esquematizada por (a) contornos de igual amplitud, en metros, y (b) isolneas del retraso de la marea, en minutos, relativo al forzamiento impuesto en las bocas del sistema, obtenidas en la modelación numérica de la circulación en el sistema lagunar BM-BA forzada simultáneamente en las bocas del sistema por la superposición de las componentes armónicas (Tabla V.1) ...114.

**Figura V.5.** Propagación de la marea K1, esquematizada por (a) contornos de igual amplitud, en metros, y (b) isolneas del retraso de la marea, en minutos, relativo al forzamiento (0.30 m de amplitud) impuesto en las bocas del sistema, obtenidas en la modelación numérica de la circulación en el sistema lagunar BM-BA forzada simultáneamente en las bocas del sistema por la superposición de las componentes armónicas (Tabla V.1) ...115.

**Figura V.6.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes de marea integradas en la vertical (en flechas) del interior del sistema lagunar BM-BA, durante los instantes de (a) el flujo máximo y (b) el reflujo máximo en la fase de marea viva. El instante de la simulación, relativa a la elevación de la marea en el centro de la boca BM, que corresponde a la distribución espacial mostrada se indica en el subpanel superior de cada grafico. ...118.

**Figura V.7.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes de marea integradas en la vertical (en flechas) del interior del sistema lagunar BM-BA, durante los instantes de (a) el flujo máximo y (b) el reflujo máximo en la fase de marea muerta. El instante de la simulación, relativa a la elevación de la marea en el centro de la boca BM, que corresponde a la distribución espacial mostrada se indica en el subpanel superior de cada grafico. ...119.

**Figura V.8.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes de marea integradas en la vertical (en flechas) del interior del sistema lagunar BM-BA, durante los instantes de la marea baja en la fase de la marea (a) viva y (b) muerta. El instante de la simulación, relativa a la elevación de la marea en el centro de la boca BM, que corresponde a la distribución espacial mostrada se indica en el subpanel superior de cada grafico. ...120.

**Figura V.9.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes de marea integradas en la vertical (en flechas) del interior del sistema lagunar BM-BA, durante los instantes de la marea baja en la fase de marea (a) viva y (b) muerta. El instante de la simulación, relativa a la elevación de la marea en el centro de la boca BM, que corresponde a la distribución espacial mostrada se indica en el subpanel superior de cada grafico. ...121.

**Figura V.10.** Distribución espacial de las elipses de marea, asociadas a las corrientes de marea generadas por la modelación numérica forzada por los 4 armónicos principales, en las regiones de BM (a) y BA (b) ...123.

**Figura V.11.** Distribución horizontal del flujo de área,  $\bar{v}dA$ , a través de las secciones longitudinales de los canales y las bocas del sistema lagunar BM-BA en los instantes de la marea parada, (a) la marea alta y (b) la marea baja, en la fase de marea muerta. ...125.

**Figura V.12.** Distribución horizontal del flujo de área,  $\bar{v}dA$ , a través de las secciones longitudinales de los canales y las bocas del sistema lagunar BM-BA, en los instantes de (a) flujo y (b) reflujos, en la fase de marea viva. ...126.

**Figura V.13.** Distribución horizontal del flujo de área,  $\bar{v}dA$ , a través de las secciones longitudinales de los canales y las bocas del sistema lagunar BM-BA en los instantes de la marea parada, (a) la marea alta y (b) la marea baja, en la fase de marea muerta ...127.

**Figura V.14.** Distribución horizontal del flujo de área,  $\bar{v}dA$ , a través de las secciones longitudinales de los canales y las bocas del sistema lagunar BM-BA, en los instantes de (a) flujo y (b) reflujos, en la fase de marea viva ...128.

**Figura V.15.** Evolución temporal durante un periodo de 48 horas en la fase de marea viva, del volumen total transportado en 1 hora a través de las secciones transversales de (a) Canal San Carlos, (b) Boca BM, (c) Canal de Gaviotas y (d) Boca BA, superpuesta a la variación de la amplitud local de la marea:  $\eta(t)$ . ...130.

**Figura V.16.** Evolución temporal durante un periodo de 48 horas en la fase de marea muerta, del volumen total transportado en 1 hora a través de las secciones transversales de (a) Canal San Carlos, (b) Boca BM, (c) Canal de Gaviotas y (d) Boca BA, superpuesta a la variación de la amplitud local de la marea:  $\eta(t)$ . ...130.

**Figura V.17.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes de marea integradas en la vertical (en flechas) que fueron obtenidas durante los instantes de flujo máximo, a partir de la modelación numérica de la circulación en el interior del sistema lagunar BM-BA, forzada por la marea (a) M2 y (K1), con amplitud 0.50 m. El instante de la simulación, relativa a la elevación de la marea en el centro de la boca BM, que corresponde a la distribución espacial mostrada se indica en el subpanel superior de cada gráfico. ...134.

**Figura V.18.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes de marea integradas en la vertical (en flechas) que fueron obtenidas durante los instantes de reflujos máximo, a partir de la modelación numérica de la circulación en el interior del sistema lagunar BM-BA, forzada por la marea (a) M2 y (K1), con amplitud 0.50 m. El instante de la simulación, relativa a la elevación de la marea en el centro de la boca BM, que corresponde a la distribución espacial mostrada se indica en el subpanel superior de cada gráfico. ...135.

**Figura V.19.** Distribuciones espaciales de las diferencias en la elevación del nivel mar ( $\Delta\eta$ ) (en tonos de colores) y de las diferencias de las corrientes de marea integradas en la vertical ( $\Delta u$ ) en flechas) que fueron obtenidas durante los instantes de la marea parada, (a) la marea alta y (b) la marea baja, a partir de la modelaciones numéricas de la circulación en el interior del sistema lagunar BM-BA, forzadas por la marea M2 en los fondo planos de 30 m y 10 m. El instante de la simulación, relativa a la elevación de la marea en el centro de la boca BM, que corresponde a la distribución espacial mostrada se indica en el subpanel superior de cada grafico ...140.

**Figura V.20.** Distribuciones espaciales de las diferencias en la elevación del nivel mar ( $\Delta\eta$ ) (en tonos de colores) y de las diferencias de las corrientes de marea integradas en la vertical ( $\Delta u$ ) en flechas) que fueron obtenidas durante los instantes de (a) flujo y (b) reflujos, a partir de la modelaciones numéricas de la circulación en el interior del sistema lagunar BM-BA, forzadas por la marea M2 en los fondo planos de 30 m y 10 m. El instante de la simulación, relativa a la elevación de la marea en el centro de la boca BM, que corresponde a la distribución espacial mostrada se indica en el subpanel superior de cada grafico ...141.

**Figura V.21.** Distribución espacial de las componentes de la velocidad, ( $v$ ) norte-sur y ( $\overline{u+w}$ ) este-oeste mas la vertical, a lo largo de la sección transversal mostrada en BM con la línea continua en el grafico inferior derecho, en el instante de (a) la marea baja, (b) el máximo reflujos, (c) la marea alta y (d) el máximo flujo, indicado en el grafico inferior central de cada caso con una línea vertical en la serie de tiempo de la amplitud del forzamiento de marea. El resultado se obtiene de una simulación de la circulación 3D forzada simultáneamente en las bocas con la componente M2 de la marea con amplitud 0.5m ...142.

**Figura V.22.** Distribución espacial de la componente este-oeste de la velocidad, a lo largo de la sección transversal mostrada con la línea continua en el grafico inferior derecho, en el instante de (a) el inicio del reflujos, (b) el máximo reflujos, (c) el inicio del flujo y (d) el máximo flujo, a lo largo de la sección transversal en BM mostrada con la línea continua en el grafico inferior derecho, indicado en el grafico inferior central de cada caso con una línea vertical en la serie de tiempo de la amplitud del forzamiento de marea. El resultado se obtiene de una simulación de la circulación 3D forzada simultáneamente en las bocas con la componente M2 de la marea con amplitud 0.5m ...143.

**Figura V.23.** Distribución espacial de las componentes de la velocidad, ( $w$ ) vertical y ( $\overline{v+w}$ ) norte-sur ( $v$ ) mas la vertical, en el instante de (a) la marea alta, (b) el máximo reflujos, (c) la marea baja y (d) el máximo flujo, a lo largo de la sección transversal en BM mostrada con la línea continua en el grafico inferior derecho, indicado en el grafico inferior central de cada caso con una línea vertical en la serie de tiempo de la amplitud del forzamiento de marea. El resultado se obtiene de una simulación de la circulación 3D forzada simultáneamente en las bocas con la componente M2 de la marea con amplitud 0.5m ...144.

**Figura V.24.** Distribución espacial de la componente norte-sur, en el instante de (a) la marea alta, (b) el máximo reflujó, (c) la marea baja y (d) el máximo flujo, a lo largo de la sección transversal en la boca BM mostrada con la línea continua en el gráfico inferior derecho, indicado en el gráfico inferior central de cada caso con una línea vertical en la serie de tiempo de la amplitud del forzamiento de marea. El resultado se obtiene de una simulación de la circulación 3D forzada simultáneamente en las bocas con la componente M2 de la marea con amplitud 0.5m. ...147.

**Figura V.25.** Distribución espacial de la componente norte-sur, en el instante de (a) la marea alta, (b) el máximo reflujó, (c) la marea baja y (d) el máximo flujo, a lo largo de la sección transversal en la boca BA mostrada con la línea continua en el gráfico inferior derecho, indicado en el gráfico inferior central de cada caso con una línea vertical en la serie de tiempo de la amplitud del forzamiento de marea. El resultado se obtiene de una simulación de la circulación 3D forzada simultáneamente en las bocas con la componente M2 de la marea con amplitud 0.5m. ...148.

**Figura V.26.** Series de tiempo del viento sobre la superficie del mar promedio mensual, en el punto geográfico 113°W,24°N, durante el periodo Enero 1998-Diciembre 2002. a) muestra el vector de velocidad, b) la intensidad del vector de velocidad y c) la magnitud de las componentes norte-sur (N-S) y este-oeste (E-W) del vector de velocidad. ...149.

**Figura V.27.** Serie de tiempo de la elevación del nivel del mar, en un punto de control cercano a la boca BM, generada por la circulación a 5 días forzada por un viento constante proveniente del NW. La línea vertical indica una división entre los estados dinámicos transiente y estacionario. ...150.

**Figura V.28.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes integradas en la vertical (en flechas de línea delgada), del interior del sistema lagunar BM-BA, dirigidas por un viento constante (5 m/s) de NW (en flecha de línea gruesa) durante los instantes (a) inicial del estado transiente y (b) del estado estacionario ...151.

**Figura V.29.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes integradas en la vertical (en flechas de línea delgada), del interior del sistema lagunar BM-BA, dirigidas por un viento constante (5 m/s) (en flecha de línea gruesa) proveniente del (a) Norte (N) y (b) Oeste (W), durante el estado estacionario. ...153.

**Figura V.30.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes integradas en la vertical (en flechas de línea delgada), del interior del sistema lagunar BM-BA, dirigidas por un viento constante (5 m/s) (en flecha de línea gruesa) proveniente del (a) Sur (S) y (b) Este (E), durante el estado estacionario. ...154.

**Figura V.31.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes integradas en la vertical (en flechas de línea delgada), del interior del sistema lagunar BM-BA, dirigidas por un viento constante (5 m/s) de NW (en flecha de línea gruesa) simuladas sobre un fondo plano de profundidad (a) 10 m y (b) 30 m, durante un instante del estado estacionario. ...157.

**Figura V.32.** Distribuciones espaciales, presentados por niveles en la vertical en el estado estacionario de la circulación (48hrs de simulación), de las componentes horizontales de la velocidad de las corrientes generadas por un viento constante de amplitud 5 m/s con una dirección prevaleciente del noroeste (NW). Los niveles- $\sigma$  graficados son: (a) 1°, (b) 4°, (c) 7° y (d) 9°, de los 11 niveles con que se parametriza la vertical del sistema lagunar en las coordenadas sigma ...159.

**Figura V.33.** Distribución espacial de las componentes de la velocidad, ( $u\hat{i}$ ) norte-sur (en tonos de colores) y ( $v\hat{j} + w\hat{k}$ ) norte-sur mas la vertical (en flechas), durante uno de los instantes estacionarios de la circulación generada por un viento constante de amplitud 5 m/s prevaleciente del noroeste, en las secciones transversales perpendiculares a: (a) la boca BM, (b) la boca BA y (c) la cabeza de BA, como se indica en cada caso con una línea continua en el interior de la configuración costera del sistema lagunar BM-BA. ...160.

**Figura V.34.** Distribución espacial de las corrientes de la CRIM Euleriana, que resulta de la rectificación de las componentes armónicas de la marea (a) M2 y (b) K1 ...163.

**Figura V.35.** Distribución espacial de las corrientes de la CRIM Euleriana, que resulta de la rectificación de las componentes armónicas de la marea M2 (CRIM-M2), simuladas en un fondo plano de profundidades (a) 30 m y (b) 10 m. ....164.

**Figura V.36.** Distribuciones espaciales de la elevación del nivel mar ( $\eta$ ) (en tonos de colores) y de las corrientes de la CRIM-M2 (en flechas de línea delgada) en el interior del sistema lagunar BM-BA, en los niveles- $\sigma$  (a) 1° (b) 3° (c) 6° y (b) 9° , de los 11 niveles con que se parametrizó la vertical del sistema lagunar en las coordenadas sigma ...165.

**Figura V.37.** Distribución espacial de las componentes de la velocidad, este-oeste (en tonos de colores, en (b) y en flechas, en (a)) y norte-sur (en flechas, en (b) y en tonos de colores, en (a)), de la CRIM-M2, en una secciones transversales (a) a lo largo de BM, y (b) perpendicular a la boca BM, como se indica en cada caso con una línea continua en el interior de la configuración costera del sistema lagunar BM-BA ...166.

**Figura V.38.** Trayectorias lagrangeanas de las partículas dirigidas por las corrientes de marea integradas en la vertical, forzadas por los 4 componentes principales de la marea en el interior de (a) BM y (b) BA, durante la fase de marea viva indicada en el grafico superior. Los puntos negros indican la posición de liberación y las marcas en cruz indican el punto final de la partícula liberada. ...169.

**Figura V.39.** Trayectorias lagrangeanas de las partículas dirigidas por las corrientes de marea integradas en la vertical, forzadas por los 4 componentes principales de la marea a lo largo de la boca BM, durante 2 ciclos de marea flujo-reflujo en la fase de marea viva. Los puntos negros indican la posición de liberación y las marcas en cruz indican el punto final de la partícula liberada ...170.

**Figura V.40.** Desplazamientos de las partículas lagrangianas producidos por el transporte de las corrientes de marea integradas en la vertical, forzadas por los 4 componentes principales de la marea en el interior de (a) BM y (b) BA, durante la fase de marea viva indicada en el gráfico superior. Los puntos negros indican la posición de liberación de la partícula. ...171.

**Figura V.41.** Desplazamientos de las partículas lagrangianas producidos por el transporte de las corrientes de marea integradas en la vertical, forzadas por la componente armónica de marea (a) M2 y (b) K1, en el interior de BM durante los ciclos de marea indicados en el gráfico superior. Los puntos negros indican la posición de liberación de la partícula. ...172.

**Figura V.42.** Distribución espacial de las corrientes de arrastre de Stokes inducidas por la marea (a) M2 y (b) K1, en el sistema lagunar BM-BA. ...174.

**Figura VI.1.** Esquema de la diferencia del nivel del mar en las costas perpendiculares a la dirección de prevaleciente del viento.  $\eta_0$  Indica el nivel medio del nivel mar y  $\Delta\eta$  la diferencia asociada al efecto de surge generado por el esfuerzo del viento sobre la superficie ...186.

**Figura VI.2.** Esquema del modelo de intercambio de agua por marea y mezcla horizontal en los instantes T de la fase de flujo y T de refluo, indicando en cada caso las fronteras entre el agua del interior y del exterior del cuerpo de agua costero. [Awaji et al, 1980] ...190.

## Apéndice A. Métodos utilizados para el análisis de los datos oceanográficos experimentales

En este apéndice se describen los métodos utilizados en ésta tesis para el análisis de los datos de nivel del mar y de las corrientes de marea. Por falta de espacio la presentación de la teoría no es completa y el lector interesado debe recurrir a las referencias citadas para complementar los detalles de la información general que a continuación se presenta.

### A.1. Representación espectral

A fin de caracterizar las series experimentales observadas dentro del contexto de los procesos estocásticos. Es conveniente hacer notar que las funciones aquí estudiadas, dependientes del tiempo, tales como las mediciones Eulerianas de las corrientes, temperatura y salinidad, son consideradas no-determinísticas, esto es no es posible predecir exactamente los valores en instantes posteriores a partir de sus valores iniciales. Para la descripción que prosigue, denotamos la representación en tiempo de una función abstracta  $Z$ , como  $z(t)$ . Por lo que el valor observado  $z_j(t_0)$  es considerado como un miembro de un conjunto infinito de valores posibles. De hecho la observación  $z_j(t_0)$  está descrita por la variable aleatoria  $z_j(t_0)$ , la cual tiene una distribución de probabilidad asociadas, que determina la probabilidad de observar el valor  $z_j(t_0)$ .

La serie  $z_j(t)$  está descrita por el conjunto infinito ordenado de variables aleatoria  $\{z_j(t) / t \in (-\infty, \infty)\}$  que recibe el nombre de proceso estocástico. La serie  $z_j(t)$  observada es considerada como una realización del procesos estocástico  $\{z_j(t)\}$ . Si este proceso es estacionario, entonces una realización  $z_j(t)$ , está en equilibrio estadístico. Esto es, las propiedades medias (promedio, varianza, espectro de potencia, etc.) de  $z_j(t)$  durante 2 intervalos de tiempo distintos, no son significativamente diferentes. Las diferencias significativas son las que resultan mayores de las esperadas debido al muestreo estadístico.

Las operaciones fundamentales en el análisis de series aleatorias son:

1. La función de autocorrelación, la cual aplicada a la serie  $z_j(t)$  queda definida como

$$R_{jj}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int z_j(t) z_j(t + \tau) dt, \quad (\text{A.1})$$

donde  $\tau$  es el desfase en tiempo.

2. La función de correlación cruzada, que aplicada a las series  $z_j(t)$  y  $z_k(t)$  queda definida como:

$$R_{jk}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T z_j(t) z_k(t + \tau) dt, \quad (\text{A.2})$$

3. La convolución, que aplicada a las series  $z_j(t)$  y  $z_k(t)$  queda definida como:

$$z_j(t) * z_k(t) = \int_0^T z_j(t) z_k(t - \tau) dt, \quad (\text{A.3})$$

Debido a que  $Z(\omega)$  está referido a una unidad de intervalo de frecuencia ( $\Delta\omega$ ), recibe el nombre de densidad espectral, y representa un promedio sobre la banda de frecuencia. En este sentido  $|Z(\omega)|^2 \equiv Z_j^*(\omega) Z_j(\omega)$ , donde  $Z^*$  es el complejo conjugado de  $Z$ , recibe el nombre de densidad de potencia espectral.

4. Presentación espectral de las series de tiempo.

En el análisis de series de tiempo, una función puede ser definida en tiempo ( $t$ ), o en frecuencia ( $\omega$ ). Cualquiera de estas representaciones describe la energía del proceso completamente, siendo la preferencia de uso una cuestión de interés práctico. Denotamos la representación de la función  $z(t)$  en frecuencia (o espectro) como  $Z(\omega)$ . La función que transforma de una representación a otra, es la transformada de Fourier:

$$Z(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} z(t) e^{-2\pi i \omega t} dt, \quad (\text{A.4})$$

$$z(t) = \int_{-\infty}^{\infty} Z(\omega) e^{2\pi i \omega t} d\omega, \quad (\text{A.5})$$

ó puede ser presentada en la forma de la serie de Fourier (Emery y Thompson, 1998):

$$z(t) = \overline{z(t)} + \sum_P [A_P \cos(\omega_P t) + B_P \sin(\omega_P t)], \quad (\text{A.6})$$

donde  $A_P$  y  $B_P$  son las coeficientes de Fourier.

En las ecuaciones (A.4) y (A.5)  $Z(\omega)$  es la proyección de  $z(t)$  sobre la base  $\exp(-2i \pi \omega t)$  dentro del intervalo de integración. Dada la ortogonalidad de las funciones trigonométricas, la base de la transformada de Fourier actúa como un operador que extrae de  $z(t)$  únicamente las componentes con frecuencia  $\omega$ . La transformada de Fourier en dominio de la frecuencia contienen exactamente la misma información que la serie original, la única diferencia consiste en la forma de representación de la información.

El espectro de potencia  $S_{jj}$ , puede ser obtenido por la transformación de Fourier de la autocorrelación:

$$S_{jj}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} R_{jj}(\tau) e^{-2\pi i \omega \tau} d\tau, \quad (\text{A.7})$$

donde  $S_{jj}(\omega) = |Z(\omega)|^2$ . De hecho  $S_{ij}$  y  $R_{ij}$  forman un par transformado de Fourier ( $S_{ij} \leftrightarrow R_{ij}$ ), es decir una es la transformada de Fourier de la otra y viceversa.

Técnicamente, los cálculos de los espectros de potencias que fueron realizados en ésta tesis se hicieron utilizando la función del Matlab6.1: “psd” (Krauss *et al.*, 1994). Este algoritmo computacional calcula la densidad espectral de potencias de una serie de tiempo determinada utilizando el método de Welch (Welch, 1967; Rabiner y Gold, 1975). Para lo cual hay que especificar la longitud de la ventana de traslape, el tipo de ventana de procesamiento, la frecuencia de muestreo y el intervalo de confianza. El algoritmo consiste de 4 rutinas:

1. Aplica una función que elimina la tendencia para cada intervalo especificado por la longitud de la ventana.
2. La serie es transformada en la representación de Fourier por intervalos de la longitud de la ventana en frecuencia mediante la función FFT del Matlab6.1.
3. Se genera el periodograma de cada sección escalando la magnitud cuadrática de cada sección.
4. El espectro de potencias es estimado mediante el promedio de los periodogramas de los intervalos traslapados.

Los espectros de potencias presentados en ésta Tesis fueron calculados utilizando una ventana de Hamming aplicada a intervalos de la longitud de la serie observada, sin traslape y con un intervalo de confianza del 95%.

## A.2. Análisis armónico de la elevación de nivel mar

A partir de la hipótesis fundamental de que una función del tiempo tiene una representación en frecuencia, el análisis armónico de la marea consiste en un ajuste de mínimos cuadrados de la serie de tiempo (Emery y Thompson, 1998) en una suma finita de  $R$  funciones coseno con  $R$  periodos de la marea diferentes, como argumento de las funciones periódicas, es decir

$$\eta(t) = \eta_0 + \sum_{n=1}^R A_n \cos(\omega_n t - \varphi_n) + \eta_r(t), \quad (\text{A.8})$$

donde  $\eta$  es un escalar observado (p.ej. nivel del mar),  $\eta_0$  es el valor medio del nivel del mar,  $A_n$  y  $\varphi_n$  representan la amplitud y el desfase (i.e. las constantes armónicas) para cada una de las  $n$  frecuencias de las componentes de marea  $\omega_n$  (M2, S2, O2, K1, O1, etc.).  $R$

representa el número de componentes de marea que son posibles resolver, de acuerdo con la duración y el intervalo de muestreo (Criterio de Raleigh). Y  $\eta_r$  representa la señal residual asociada a otros procesos físicos además de la marea que contribuyen en la elevación de la superficie libre.

Técnicamente, en ésta Tesis la descomposición armónica de las series observacionales del nivel del mar fue realizada utilizando el algoritmo computacional T\_Tides (Pawlowicz *et al.*, 2002). Este algoritmo diseñado para ser procesado con Matlab está basado en la representación de variable compleja de los algoritmos de análisis armónicos clásicos (Godin, 1972; Godin, 1991; Foreman, 1977 y 1978).

### A.3. Elipse de las corrientes de marea

A partir de la hipótesis fundamental mencionada en la sección A2 y considerando a las componentes horizontales de la velocidad como el escalar observado, la descomposición armónica para la velocidad de las corrientes de marea queda expresada como:

$$u(t) = u_0 + \sum_{n=1}^R u_n \cos(\omega_n t - \phi_n) + u_r(t), \quad (\text{A.9a})$$

$$v(t) = v_0 + \sum_{n=1}^R v_n \cos(\omega_n t - \psi_n) + v_r(t), \quad (\text{A.9b})$$

donde  $u_0$  y  $v_0$  son las componentes de la velocidad horizontal media y  $u_r$ ,  $v_r$  representan las componentes de la velocidad residual asociada a otros procesos físicos

Las amplitudes y las fases del análisis armónico para las componentes horizontales de la velocidad fueron combinadas para generar elipses de marea. Una elipse de marea representa la magnitud y la dirección de las corrientes de marea para todo el ciclo de marea. Cada punto de la elipse representa el extremo de un vector director imaginario el cual está anclado al origen (centro de la elipse). La dirección de la rotación de las componentes de la velocidad es indicado por el sentido en que se grafica la elipse. La idea básica para la determinación de los parámetros de la elipse de las corrientes de marea es representar las corrientes de marea mediante la ecuación de una elipse en el plano- $uv$  y eventualmente rotarla a los ejes principales de la varianza.

Si expresamos las componentes armónicas de las corrientes de marea como:

$$\begin{aligned} u_n &= A \cos \omega_n t + A' \sin \omega_n t, \\ v_n &= B \cos \omega_n t + B' \sin \omega_n t. \end{aligned} \quad (\text{A.10})$$

donde A, A', B y B' son constantes. Considerando por simplicidad  $\omega_n = 1$  y omitiendo el subíndice  $n$  en lo consiguiente, rescribimos el sistema de ecuaciones (A.10) como

$$\begin{aligned} u &= U \cos(t - \phi) \\ v &= V \cos(t - \psi) \end{aligned} \quad (\text{A.11})$$

Para la representación elíptica de las corrientes de marea, buscamos las constantes  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\mu$ , y  $f$  tales que satisfagan

$$\alpha \left(\frac{x}{U}\right)^2 + \beta \left(\frac{y}{V}\right)^2 + \gamma \left(\frac{x}{U}\right)\left(\frac{y}{V}\right) = f. \quad (\text{A.12})$$

Entonces de expandir las expresiones del sistema (A11) y eliminando los coeficientes en  $\cos t$  y  $\sin t$ , se obtiene que

$$\begin{aligned} \alpha &= \beta \\ \gamma &= 2\beta \cos(\phi - \psi) \\ f &= \beta \sin^2(\phi - \psi). \end{aligned} \quad (\text{A.13})$$

Rotando los ejes para eliminar los términos cruzados ( $xy$ ) se tiene

$$\begin{aligned} u &= p \cos \theta - q \sin \theta \\ v &= p \sin \theta + q \cos \theta. \end{aligned} \quad (\text{A.14})$$

y escogiendo

$$\tan(2\theta) = \frac{2UV \cos(\phi - \psi)}{U^2 - V^2}, \quad (\text{A.15})$$

las ecuaciones de la elipse en este sistema de coordenadas tiene la forma:

$$\frac{p^2}{a^2} + \frac{q^2}{b^2} = 1, \quad (\text{A.16})$$

donde

$$\begin{aligned} a^2 &= \frac{(UV \sin(\psi - \phi))^2}{V^2 \cos^2 \theta + U^2 \sin^2 \theta - 2UV \cos \theta \sin \theta \cos(\phi - \psi)} \\ b^2 &= \frac{(UV \sin(\psi - \phi))^2}{V^2 \sin^2 \theta + U^2 \cos^2 \theta + 2UV \cos \theta \sin \theta \cos(\phi - \psi)}. \end{aligned} \quad (\text{A.17})$$

por lo que los parámetros de la elipse son:

$$\text{Semieje mayor (M)} = |a|, \text{ Semieje menor (m)} = |b| \text{ y la excentricidad } \varepsilon = \frac{m}{M}.$$

Los ángulos de Inclinación y Fase. El ángulo de inclinación de la elipse queda descrito por el ángulo entre el semieje mayor de la elipse y el eje-x (la componente este de la velocidad). El ángulo de fase es el que corresponde al tiempo de velocidad máxima. Estos ángulos son usualmente obtenidos por la descomposición de la elipse en la suma de 2 vectores que rotan en sentido contrario (fasores) anclados al origen con diferente longitud.

Considerando en este caso las ecuaciones paramétricas de la elipse

$$x = a \cos t, \quad y = b \sin t. \quad (\text{A.18})$$

el cual puede ser re-escrito considerando  $a = r_1 + r_2$  y  $b = r_1 - r_2$ . como

$$\begin{aligned} x &= r_1 \cos(t) + r_2 \cos(-t), \\ y &= r_1 \sin(t) + r_2 \sin(-t). \end{aligned} \quad (\text{A.19})$$

Estas ecuaciones (A.19) pueden ser interpretadas como las componentes  $x$  y  $y$  de la suma de 2 vectores de longitud  $r_1$  y  $r_2$  con las direcciones  $t$  y  $-t$ , respectivamente. Así la elipse puede ser escrita como la suma de puntos en 2 círculos dirigidos uno en el sentido de las manecillas del reloj y otro en la dirección contraria..

El mismo procedimiento puede ser aplicado a una elipse orientada a algún ángulo respecto del eje-x. Si  $\theta$  es este ángulo, aplicamos la matriz de rotación, para obtener:

$$\begin{bmatrix} u \\ v \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a \cos \theta \cos t - b \sin \theta \sin t \\ a \sin \theta \cos t + b \cos \theta \sin t \end{bmatrix}. \quad (\text{A.20})$$

Utilizando las identidades trigonométricas se encuentra

$$\begin{bmatrix} u \\ v \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{a+b}{2} \cos(\theta+t) + \frac{a-b}{2} \cos(\theta-t) \\ \frac{a+b}{2} \sin(\theta+t) + \frac{a-b}{2} \sin(\theta-t) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_1 \cos(\theta+t) + r_2 \cos(\theta-t) \\ r_1 \sin(\theta+t) + r_2 \sin(\theta-t) \end{bmatrix}. \quad (\text{A.21})$$

que corresponde simplemente a sumar el ángulo de rotación en el argumento de las ecuaciones paramétricas (A.19). Este resultado corresponde a la invarianza de los círculos ante rotaciones. Por lo tanto, la rotación de una elipse puede realizarse por la simple rotación de sus vectores iniciales  $\begin{bmatrix} r_1 \\ 0 \end{bmatrix}$  y  $\begin{bmatrix} r_2 \\ 0 \end{bmatrix}$ .

El tiempo inicial de los vectores requiere considerar los ángulos de fase  $\delta_1$  y  $\delta_2$ . Y entonces

$$\begin{aligned} x &= r_1 \cos(t + \delta_1 + \theta) + r_2 \cos(\delta_2 - t + \theta) \\ y &= r_1 \sin(t + \delta_1 + \theta) + r_2 \sin(\delta_2 - t + \theta). \end{aligned} \quad (\text{A.22})$$

Expandiendo éstas expresiones se tiene

$$\begin{aligned} x &= (r_1 \cos(\theta + \delta_1) + r_2 \cos(\theta + \delta_2)) \cos t + (-r_1 \sin(\theta + \delta_1) + r_2 \sin(\theta + \delta_2)) \sin t, \\ y &= (r_1 \sin(\theta + \delta_1) + r_2 \sin(\theta + \delta_2)) \cos t + (r_1 \cos(\theta + \delta_1) - r_2 \cos(\theta + \delta_2)) \sin t. \end{aligned}$$

(A.23)

Notese que éstas ecuaciones tienen la misma forma que las de las ecuaciones (A.10) donde

$$\begin{aligned} A &= U \cos \phi = r_1 \cos(\theta + \delta_1) + r_2 \cos(\theta + \delta_2), \\ A' &= U \sin \phi = -r_1 \sin(\theta + \delta_1) + r_2 \sin(\theta + \delta_2), \\ B &= V \cos \psi = r_1 \sin(\theta + \delta_1) + r_2 \sin(\theta + \delta_2), \\ B' &= V \sin \psi = r_1 \cos(\theta + \delta_1) - r_2 \cos(\theta + \delta_2). \end{aligned} \tag{A.24}$$

Por lo que está forma de representación de las corrientes de marea están relacionadas a la rotación de una elipse y la fase de los vectores iniciales utilizados para descomponer las elipses en 2 círculos.

Realizando las siguientes operaciones aritméticas

$$\begin{aligned} A + B' &= 2r_1 \cos \theta_p, \\ A - B' &= 2r_2 \cos \theta_m, \\ A' + B &= 2r_2 \sin \theta_m, \\ B - A' &= 2r_1 \sin \theta_p. \end{aligned} \tag{A.25}$$

se resuelve el sistema para el radio y los ángulos  $\theta_p = \theta + \delta_1$  y  $\theta_m = \theta + \delta_2$  obteniendo

$$\begin{aligned} r_1^2 &= \frac{1}{4} [(A + B')^2 + (B - A')^2] \\ r_2^2 &= \frac{1}{4} [(A - B')^2 + (A' + B)^2] \end{aligned} \tag{A.26}$$

$$\begin{aligned} \tan \theta_p &= \frac{B - A'}{A + B'}, \\ \tan \theta_m &= \frac{A' + B}{A - B'}. \end{aligned} \tag{A.27}$$

Utilizando las relaciones (A24) y aplicando las identidades trigonométricas se encuentra

$$\tan(\theta_p + \theta_m) = \frac{\tan \theta_p + \tan \theta_m}{1 - \tan \theta_p \tan \theta_m} = \frac{2UV \cos(\phi - \psi)}{U^2 - V^2}. \tag{A.28}$$

Esta ecuación tiene la misma forma que la ecuación (A14), indicando que la inclinación de la elipse es  $INC = \frac{\theta_p + \theta_m}{2} = \theta + \frac{1}{2}(\delta_1 + \delta_2)$ . donde el ángulo  $\theta$  no es el mismo que en (A.15) excepto si no existe diferencia de fase entre los 2 vectores iniciales de la descomposición.

Finalmente la diferencia de fase entre los ángulos es  $\theta_p - \theta_m = \delta_1 - \delta_2$ . Este ángulo no corresponde al definido por Xu. Ese ángulo está definido como “el tiempo de la velocidad máxima”, el cual es determinado cuando los vectores en la descomposición se encuentran en la misma dirección:  $t_{\max} + \theta_p = -t_{\max} + \theta_m$ , or  $PHA = \frac{1}{2}(\theta_p - \theta_m)$ .

El cálculo de los parámetros de la elipse de marea. En la presente Tesis las elipses de marea fueron calculadas a partir de la representación de las series observadas vectoriales de las mediciones de corrientes  $\vec{w}(t) = \begin{bmatrix} r(t) \\ \Theta(t) \end{bmatrix}$ , con  $r(t)$  la rapidez y  $\Theta(t)$  la orientación de las corrientes (trigonométrica), en las componentes:

$$\vec{w}(t) = \begin{bmatrix} u(t) \\ v(t) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r \cos \Theta \\ r \sin \Theta \end{bmatrix}. \quad (\text{A.29})$$

Este vector de 2 dimensiones puede ser representado como un número complejo  $w(t) = u(t) + iv(t)$ , por lo que utilizando la representación de Euler:  $e^{i\Theta} = \cos \Theta + i \sin \Theta$ , y la relaciones (A.9) y (A.10) se tiene

$$\vec{w}(t) = \vec{w}_0 + \sum_{n=1}^R \vec{W}_n e^{i(\omega_n t)} + \vec{w}_r(t), \quad (\text{A.30})$$

donde  $w_0$  es el vector complejo de velocidad media y representa el vector complejo de la velocidad residual asociada a otros procesos físicos.  $W_n$  es la amplitud del vector  $\vec{W}_n$  para cada una de las  $n$  frecuencias de las componentes de marea  $\omega_n$ .

Al igual que en la relación (A.19) la superposición de las componentes armónicas de la marea puede representarse como la descomposición de 2 fasores  $\vec{w}_n$  y  $\vec{w}_{-n}$ , como

$$\sum_{n=1}^R \vec{W}_n e^{i(\omega_n t)} = \sum_{n=1}^R \vec{w}_n e^{i(\omega_n t)} + \sum_{n=1}^R \vec{w}_{-n} e^{-i(\omega_n t)}, \quad (\text{A.31})$$

lo que representa una rotación de los fasores  $\vec{w}_n$  a un ángulo  $\omega_n t$  y  $\vec{w}_{-n}$  a uno  $-\omega_n t$ , respectivamente, en el plano complejo. Por lo que en tiempos sucesivos  $\vec{w}(t)$  está en rotación constante.

Dado que son a su vez los fasores son vectores complejos, estos pueden también ser representados especificando su amplitud y fase como  $\vec{w}_n = |\vec{w}_n| e^{i\chi_n}$  y  $\vec{w}_{-n} = |\vec{w}_{-n}| e^{i\chi_{-n}}$ , donde  $|\vec{w}_n| \neq |\vec{w}_{-n}|$  y  $\chi_{-n} \neq \chi_n$ .

La amplitud del vector  $W_n$  varia con el tiempo alcanzando los valores extremos:

$$M_n = |\bar{w}_n| + |\bar{w}_{-n}|, \quad (\text{A.32})$$

$$\text{y,} \quad m_n = |\bar{w}_n| - |\bar{w}_{-n}|. \quad (\text{A.33})$$

Cada uno de los cuales ocurre en 2 ocasiones durante el periodo  $\omega_n$ .

En el tiempo  $t_0$  en el que el vector  $\vec{W}_n$  se encuentra sobre el semieje mayor M, se tiene que:

$$\vec{W}(t_0) = |\bar{w}_n| e^{i\Theta^+} + |\bar{w}_{-n}| e^{i\Theta^-}, \quad (\text{A.34})$$

donde  $\Theta^\pm = \chi_{\pm n} \pm \omega_n t_0$ . Lo cual ocurre cuando  $\Theta^+ = \Theta^-$  es decir

$$t_0 = \frac{1}{2\omega_n} (\chi_{-n} - \chi_n) \quad (\text{A.35})$$

y por tanto la orientación del semieje mayor M, es

$$\Theta_n = \frac{1}{2} (\chi_{-n} + \chi_n). \quad (\text{A.36})$$

De ésta forma se ha representado el espectro de la serie vectorial observacional de las mediciones de la velocidad de corriente mediante la elipse para cada frecuencia armónica  $\omega_n$ , obteniendo los parámetros de la elipse: semieje mayor, semieje menor, excentricidad, la inclinación u orientación del semieje mayor (la dirección de la varianza máxima), el tiempo ( $t_0$ ) o la fase ( $\omega_n t_0$ ) cuando la componente espectral tiene su máximo y el sentido de rotación de la componente espectral a cada frecuencia  $\omega_n$ , el cual está indicado por el signo de la relación para el semieje menor m.

## VII. Apéndice B. La formulación del modelo hidrodinámico ECOM

### B.1. Sistema de las ecuaciones primitivas

Las ecuaciones primitivas del modelo ECOM que resuelve para describir la circulación costera de un cuerpo de agua son la ecuación de continuidad de masa (B.1), las dos ecuaciones de movimiento (B.2 y B.3), la ecuación de hidrostática (B.4), ecuación del estado del agua (B.8) y las ecuaciones de conservación de la energía térmica y de la salinidad (B.6 y B.7). Estas ecuaciones, además una cerradura para la turbulencia, son suficientes para determinar todas las variables de pronóstico. Estas ecuaciones son derivadas a partir de los principios de conservación de masa, de momento y de cantidades escalares conservativas (salinidad y temperatura) con base en las siguientes consideraciones:

1. Las variables de pronóstico son representadas mediante la descomposición de sus promedios y de sus desviaciones asociadas a fluctuaciones turbulentas, en el sentido de promediación de Reynolds.
2. La aproximación de Boussinesq.
3. La hipótesis de incompresibilidad.
4. La aproximación hidrostática.
5. La reducción del efecto de Coriolis a un plano- $\beta$  (bidimensional), esto es la componente vertical de la aceleración de Coriolis es comparativamente despreciable.
6. La viscosidad turbulenta en la horizontal es isotrópica.
7. La parametrización de la viscosidad molecular y la covarianza de las fluctuaciones turbulentas de la velocidad son representadas son proporcionales al gradiente de velocidad. El coeficiente de proporcionalidad parametriza la viscosidad turbulenta.

La aproximación hidrostática (Bryan, 1969) supone que la presión local en un punto es función solo del peso de la columna que yace sobre este y esto implica que el transporte vertical de momento sea despreciable. La aproximación de Boussinesq establece que la variación en la densidad respecto de un valor medio, es dinámicamente despreciable en la determinación de la presión hidrostática local.

De considerar un sistema de coordenadas cartesianas ortogonales  $(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})$ , cuyas orientaciones siguen la regla de la mano derecha. La superficie libre se encuentra localizada en  $z = \eta(x, y, t)$  y el fondo está localizado en  $z = -H(x, y)$ . Si además denotamos como  $\bar{v}$  la componente horizontal del vector de velocidad, con componentes  $(u, v)$  a lo largo de los ejes

principales del sistema cartesiano, entonces  $\vec{v}_H = u\hat{x} + v\hat{y}$ . Y denotando por el símbolo  $\nabla$  al operador diferencial gradiente, la ecuación de continuidad es

$$\nabla \cdot \vec{v}_H + \partial_z w = 0. \quad (\text{B.1})$$

donde  $\partial_s$  denota el operador diferencial en la dirección del subíndice  $s$  indicado, en este caso ( $s=z$ ). Así mismo, las componentes de las ecuaciones de movimiento son

$$\partial_t u + \vec{v} \cdot \nabla u + w \partial_z u - fv = -\frac{1}{\rho_0} \partial_x p + \partial_z (k_M \partial_z u) + F_x. \quad (\text{B.2})$$

$$\partial_t v + \vec{v} \cdot \nabla v + w \partial_z v + fu = -\frac{1}{\rho_0} \partial_y p + \partial_z (k_M \partial_z v) + F_y. \quad (\text{B.3})$$

$$\rho g = -\partial_z p. \quad (\text{B.4})$$

donde  $\rho_0$  es la densidad de referencia,  $\rho$  es la densidad en situ,  $g$  la aceleración de la gravedad,  $p$  la presión y  $k_M$  es el coeficiente de difusividad vertical por turbulencia. La variación latitudinal del parámetro de Coriolis,  $f$ , está formulada en la aproximación de plano- $\beta$ .  $\partial_{x,y,z}$  representa el operador diferencial lineal de derivada respecto de la componente  $x,y,z$  respectivamente.

La presión a la profundidad  $z$  puede ser obtenida por integración de la componente vertical de la ecuación de movimiento, (B.4), desde  $z$  hasta la superficie libre  $\eta$ , obteniendo

$$p(x, y, z, t) = p_{atm} + g\rho_0\eta + g \int_z^0 \rho(x, y, z', t) dz'. \quad (\text{B.5})$$

donde  $p_{atm}$  es la presión atmosférica, la cual se supone constante.

Las ecuaciones de conservación para la temperatura y la salinidad, son

$$\partial_t \Theta + \vec{v} \cdot \nabla \Theta + w \partial_z \Theta = \partial_z (k_H \partial_z \Theta) + F_\Theta. \quad (\text{B.6})$$

$$\partial_t S + \vec{v} \cdot \nabla S + w \partial_z S = \partial_z (k_q \partial_z S) + F_S. \quad (\text{B.7})$$

donde  $\Theta$  es la temperatura in situ y  $S$  es la salinidad.  $k_{(H,q)}$  representa la difusividad vertical para la mezcla turbulenta de calor y sal, respectivamente. A partir de la determinación de la temperatura y la salinidad, la densidad se calcula con la ecuación de estado:

$$\rho = \rho(\Theta, S) \Big|_{p_{atm}}. \quad (\text{B.8})$$

donde  $\rho$  es la densidad potencial, de acuerdo con Fofonoff (1962), la cual es evaluada como una función de la temperatura y de la salinidad a la presión atmosférica. La densidad calculada de ésta forma provee una información precisa para calcular gradientes horizontales baroclínicos los cuales son usados en los términos de los gradientes de presión y en la estabilidad vertical de

la columna de agua, que a su vez son usados en el modelo de cerradura para la turbulencia igual que en aguas profundas cuando los efectos de presión son importantes.

Todos los movimientos inducidos por procesos de pequeña escala no son directamente resueltos por la malla del modelo. Una escala de submalla es parametrizada por los términos de los procesos horizontales de mezcla. Los términos  $F_x, F_y, F_\Theta, F_S$  de las ecuaciones (B.2), (B.3), (B.6) y (B.7) representan estos procesos no-resueltos que por analogía a la difusión molecular son escritos como:

$$F_x = \partial_x [2A_M \partial_x u] + \partial_y [A_M (\partial_y u + \partial_x v)]. \quad (\text{B.9a})$$

$$F_y = \partial_y [2A_M \partial_y u] + \partial_x [A_M (\partial_y u + \partial_x v)]. \quad (\text{B.9b})$$

$$F_{\Theta,S} = \partial_x A_H \partial_x (\Theta, S) + \partial_y A_H \partial_y (\Theta, S). \quad (\text{B.10})$$

donde  $A_M, A_H$  son los coeficientes de difusividad horizontal. En la practica estos parámetros son los que parametrizan los procesos de escala de submalla y son usualmente requeridos para amortiguar el ruido computacional de pequeña escala. Los valores de los parámetros de difusividad son elegidos de tal manera que no produzcan un excesivo suavizado de las características reales. Valores menores que  $10 \text{ m}^2/\text{s}$  han sido utilizados satisfactoriamente en varias aplicaciones. La resolución relativamente fina en la vertical utilizada en las aplicaciones resulta en una reducida necesidad de la difusión horizontal debido a que la advección horizontal seguida por la mezcla vertical efectivamente actúa como difusión horizontal en un sentido físico real. En el modelo ECOM se relacionan los parámetros  $A_M, A_H$  tanto a las escalas de movimiento resueltas por el modelo como a la deformación local del campo, de acuerdo con Smagorinsky (1963).

## B.2. Esquema de cerradura de la turbulencia

Las ecuaciones gobernantes contienen una parametrización del esfuerzo de Reynolds y los términos de flujo los cuales contribuyen a la difusión turbulenta de momento, calor y sal. La parametrización de la turbulencia en el modelo ECOM está detalladamente decrita en Mellor y Yamada (1974).

Los coeficientes de mezcla vertical,  $k_M$  y  $k_H$ , utilizados en las ecuaciones (B.2), (B.3), (B.6) y (B.7) son obtenidos de utilizar un esquema de cerradura orden 2.5 Mellor y Yamada (1982) corregido por Galperin *et al.* (1988), el cuál describe la turbulencia a través de las

ecuaciones de la energía cinética turbulenta,  $\frac{q^2}{2}$ , y una turbulencia de macroescala  $\ell$ , de acuerdo con:

$$\partial_t q^2 + \bar{v} \cdot \nabla q^2 + w \partial_z q^2 = \partial_z (k_q \partial_z q^2) + 2k_M \left[ (\partial_z u)^2 + (\partial_z v)^2 + \frac{2g}{\rho_0} k_H \partial_z \rho - \frac{2q^3}{B_1 \ell} + F_q \right]. \quad (\text{B.11})$$

y

$$\partial_t \ell q^2 + \bar{v} \cdot \nabla (\ell q^2) + w \partial_z \ell q^2 = \partial_z (k_q \partial_z \ell q^2) + \ell E_1 k_M \left[ (\partial_z u)^2 + (\partial_z v)^2 \right] + \frac{\ell E_1 g}{\rho_0} k_H \partial_z \rho - \frac{q^3}{B_1} \tilde{W} + F_\ell. \quad (\text{B.12})$$

donde  $\tilde{W}$  es una función de proximidad a la pared (wall proximity function) definida como

$$\tilde{W} \equiv 1 + E_2 \left( \frac{\ell}{\kappa L} \right)^2, \quad (\text{B.13})$$

donde

$$(L)^{-1} \equiv (\eta - z)^{-1} + (H + z)^{-1}. \quad (\text{B.14})$$

Cerca de la superficie puede ser demostrado que ambos,  $\ell/\kappa$  y  $L$  son iguales a la distancia desde la superficie (donde  $\kappa = 0.4$ , es la constante de Von Karman) por lo que  $\tilde{W} \equiv 1 + E_2$ . La escala de longitud determinada por la ecuación (B.12) es una longitud característica del movimiento turbulento en cualquier punto del espacio y tiempo. Otra alternativa para representar esta escala de longitud es utilizar la ecuación de transporte para la tasa de disipación (Hanjalic y Launder, 1972). Sin embargo la aproximación elegida por Mellor y Herring (1973) y Mellor y Yamada (1982) es más consistente ya que esta usa una ecuación que describe la turbulencia de gran escala para determinar la turbulencia de macroescala. Los términos  $F_q, F_\ell$  referidos en las ecuaciones (B.11) y (B.12) representan la mezcla horizontal y son parametrizados en forma análoga a la de la temperatura y la salinidad como en la expresión (B.10).

La predeterminación de los coeficientes de mezcla,  $k_M$  y  $k_H$ , en el modelo de cerradura pueden ser reducidos por las siguientes expresiones:

$$k_{(M,H)} \equiv \ell q \Psi_{(M,H,q)} \quad (\text{B.15})$$

donde las funciones de estabilidad  $\Psi_{(M,H,q)}$  son analíticamente derivadas como relaciones algebraicas funcionalmente dependientes de  $\partial_z u$ ,  $\partial_z v$ ,  $g\rho_0 \partial_z \rho$ ,  $q$  y  $\ell$ . Estas relaciones

derivadas de las hipótesis de cerradura son descritas inicialmente en Mellor (1973) y recientemente revisadas por Mellor y Yamada (1982).

Siguiendo la descripción de Galperin *et al.* (1988), es conveniente definir

$$G_M = \frac{\ell^2}{q^2} [(\partial_z u)^2 + (\partial_z v)^2]^{1/2}; \quad (\text{B.16a})$$

$$G_H = \left(\frac{\ell}{q} N\right)^2. \quad (\text{B.16b})$$

donde  $N^2 \equiv \frac{g}{\rho_0} \partial_z \rho$  es la frecuencia de Brunt-Väisälä.

Así las funciones de estabilidad  $\Psi_{(M,H)}$  son obtenidas en función de  $G_{(M,H)}$  al resolver:

$$\Psi_M (6A_1 A_2 G_M) + \Psi_H (1 - 2A_2 B_2 A_H - 12A_1 A_2 G_H) = A_2; \quad (\text{B.17a})$$

$$\Psi_M (1 + 6A_1^2 G_M - 9A_1 A_2 G_H) - \Psi_H (12A_1^2 G_H + 9A_1 A_2 G_H) = A_1 (1 - 3C_1) \quad (\text{B.17b})$$

obteniendo

$$\Psi_M = \frac{B_1^{-1/3} - 3A_1 A_2 G_H [(B_2 - 3A_2)(1 - \frac{6A_1}{B_1}) - 3C_1 (B_2 + 6A_1)]}{[1 - 3A_2 G_H (B_2 + 6A_1)](1 - 9A_1 A_2 G_H)}; \quad (\text{B.18a})$$

$$\Psi_H = \frac{A_2 (1 - \frac{6A_1}{B_1})}{1 - 3A_2 G_H (B_2 + 6A_1)}; \quad (\text{B.18b})$$

$$\Psi_q = 0.20. \quad (\text{B.18c})$$

Mellor y Yamada (1982) asignaron empíricamente los valores constantes  $(A_1, A_2, B_1, B_2, C_1) = (0.92, 0.74, 16.6, 10.1, 0.08)$  y  $(E_1, E_2) = (1.8, 1.33)$ .

En flujos establemente estratificados, la turbulencia de macroescala está acotada superiormente como  $\ell \leq \frac{0.53q}{N}$  (Galperin *et al.*, 1988).

### B.3. Condiciones de frontera

Las condiciones de frontera en la superficie libre  $z = \eta(x, y, t)$  son:

$$\rho_0 k_M (\partial_z u, \partial_z v) = (\tau_{ox}, \tau_{oy}); \quad (\text{B.19a})$$

$$\rho_0 k_H (\partial_z H, \partial_z S) = (\dot{H}, \dot{S}); \quad (\text{B.19b})$$

$$q^2 = B_1^{2/3} u_*'^2; \quad (\text{B.19c})$$

$$q^2 \ell = 0; \quad (\text{B.19d})$$

$$w = \partial_t \eta + u \partial_x \eta + v \partial_y \eta + (E - P); \quad (\text{B.19e})$$

donde  $\tau_{ox}, \tau_{oy}$  son las componentes del vector del esfuerzo del viento en la superficie  $\vec{\tau}_o$ , con la fricción de velocidad,  $u_{\tau}$ , la magnitud del vector  $\vec{\tau}_o$ .  $\dot{H}$  es el flujo neto superficial de calor y  $S \equiv S(0)(E - P) / \rho_0$  es la evaporación–precipitación neta de la razón del flujo neto de la masa de agua dulce, con  $S(0)$  la salinidad en la superficie. Los vectores de la tensión son parametrizados por el cuadrado de la velocidad del viento, es decir:

$$(\tau_{ox}, \tau_{oy}) = \gamma \rho_{atm} (w_x, w_y) |w|, \quad (\text{B.19d})$$

donde  $\gamma = 1.4 \times 10^{-3}$  es un parámetro adimensional determinado empíricamente,  $\rho_{atm}$  es la densidad del aire y  $(w_x, w_y)$  son las componentes de la velocidad del viento con magnitud  $|w|$ .

Las condiciones de frontera en el fondo de la cuenca son:

$$\rho_0 k_M (\partial_z u, \partial_z v) = (\tau_{bx}, \tau_{by}); \quad (\text{B.20a})$$

$$q^2 = B_1^{2/3} u_{\tau b}^2; \quad (\text{B.20b})$$

$$q^2 \ell = 0; \quad (\text{B.20c})$$

$$w_b = -u_b \partial_x H + v_b \partial_y H; \quad (\text{B.20d})$$

donde  $H(x,y)$  es la batimetría y  $u_{\tau b}$  es la fricción de la velocidad asociada con el vector de esfuerzo por fricción en el fondo, cuyas componentes son  $(\tau_{bx}, \tau_{by})$ , el cual está determinado por el acoplamiento de las velocidades según la ley logarítmica de la pared, esto es

$$\vec{\tau}_b = \rho_0 C_D |\vec{v}_b| \vec{v}_b, \quad (\text{B.21})$$

donde el valor del coeficiente de arrastre  $C_D$ , está determinado por la relación

$$C_D = \left( \frac{1}{\kappa} \ln \left( \frac{H + z_b}{z_o} \right) \right)^{-2}, \quad (\text{B.22})$$

donde  $z_b$  y  $\vec{v}_b$  son el punto de malla y la correspondiente velocidad en el punto de malla inmediatamente próximo al fondo. El parámetro  $z_o$  depende de la rugosidad local en el fondo. En ausencia de información específica Weatherly y Martin (1978) recomiendan utilizar  $z_o = 1$  cm. El resultado de combinar las relaciones (B.21) y (B.22) con la cerradura de la turbulencia es

$$\vec{v} = \frac{\tau_b}{\kappa u_{\tau b}} \ln \left( \frac{z}{z_o} \right), \quad (\text{B.23})$$

siempre que se tenga la suficiente resolución en la frontera con el fondo. En tales casos en que no se cuente con una buena resolución, es conveniente especificar  $C_D = 0.0025$ . Por lo que el algoritmo del modelo ECOM elige el valor mayor entre el calculado por la expresión (B.22) o 0.0025.

Las condiciones de frontera líquida lateral. En fronteras abiertas, son problemáticas ya que se tiene que parametrizar el ambiente exterior al dominio considerado. Existen 2 tipos de fronteras abiertas, influjo (flujo hacia el interior del dominio) y eflujo (flujo hacia el exterior). La temperatura y la salinidad son prescritas con base a datos en las fronteras de influjo, mientras que en las fronteras de eflujo se resuelve

$$\partial_t(\Theta, S) + u_n \partial_n(\Theta, S) = 0 \quad (\text{B.24a})$$

donde  $n$  es la componente normal a la frontera. La energía cinética turbulenta y la cantidad de macroescala son calculadas con suficiente precisión en las fronteras debido a que se desprecia la advección en comparación con los otros términos de la ecuación correspondiente a cada término.

En algunas aplicaciones, las condiciones de frontera líquidas para la velocidad son impuestas usando los datos hidrográficos disponibles junto con un modelo simplificado de diagnóstico. Este tipo de modelo considera únicamente la dinámica geostrofica más la de Ekman y por tanto resuelve una forma simplificada de las ecuaciones completas de movimiento. Una descripción detallada de este tipo de modelo puede encontrarse en Kantha *et al.* (1990). Mientras que la componente normal es especificada, una condición de deslizamiento libre es utilizada para la componente tangencial.

En otras aplicaciones se incluyen las condiciones de frontera líquida para la velocidad en la forma del forzamiento por marea, donde la elevación de la superficie libre es expresada como una función del espacio y del tiempo o mediante una condición de radiación de la forma

$$\partial_t \eta + c \partial_n \eta = F(s, t) \quad (\text{B.24b})$$

donde  $c$  es la velocidad de fase para aguas someras, es decir  $c = (gh)^{1/2}$ ,  $s$  es la coordenada tangencial. La función  $F(s, t)$  incluye el forzamiento necesario debido a las mareas y el cálculo medio como se describe en Blumberg y Kantha (1985). Los términos no lineales en la ecuación de momento son despreciados en las fronteras líquidas.

En general existen diferentes condiciones de frontera que han sido desarrolladas en la evolución de los modelos de circulación oceánica, estas condiciones de frontera permiten que

energía de onda larga (p.ej de mareas) funcione como un forzamiento de la dinámica de un dominio numérico a través de las fronteras abiertas. Así también estas condiciones de frontera permiten la radiación de la energía de onda larga que impacta la frontera abierta desde el interior del dominio. Los tipos de condiciones de frontera que incorpora el modelo ECOM son:

Condición de frontera de traslape. En este tipo de condiciones de frontera se requiere la predeterminación del nivel del mar en las celdas que constituyen la frontera abierta, ya sea que corresponda a un conjunto de mediciones o bien a la especificación de las componentes armónicas de la marea. No obstante, este tipo de condiciones de frontera es de tipo rígido, es decir no permite que energía de onda larga atravesase, hacia el interior o radie hacia el exterior del dominio numérico. Específicamente, en dominios numéricos pequeños donde el viento induce ondas largas es importante la radiación de energía hacia el exterior. Es en estos casos que estas condiciones de frontera traslapadas tienen problemas.

Condición de frontera de Reid y Bodine. Para una efectiva radiación de la energía de onda larga a través de las fronteras abiertas. Esta condición basada en Reid y Bodin (1968) tiene la forma:

$$\eta = \eta_o + \lambda_t u_n (g / H)^{-1/2}, \quad (\text{B.25})$$

donde  $\eta$  es el nivel del mar en la frontera abierta,  $\eta_o$  es la variación del nivel del mar predeterminada (conocida a priori) por marea,  $u_n$  es la velocidad perpendicular a la frontera abierta predicha por el modelo,  $g$  y  $H$  como antes son la aceleración de la gravedad y la profundidad y  $\lambda_t$  es el multiplicador de Lagrange calculado en cada paso de tiempo permitiendo dependiendo del nivel del mar asociado a la radiación de onda larga. Para  $\lambda_t=0$ , se obtiene la condición de frontera traslapada.

Condición de frontera de traslape optimizada. Esta condición de frontera tiene la forma de Reid y Bodin, solo que aquí el multiplicador de Lagrange es calculado con base en la resolución de problemas de optimización que minimizan la diferencia entre los valores calculados por el modelo y los valores de referencia asignados en las condiciones de frontera bajo ciertas constricciones integrales en las fronteras abiertas. Estas constricciones representan los flujos de energía, masa y momento a través de las fronteras abiertas. Una discusión detallada acerca de estas condiciones de frontera se encuentra en Shulman y Lewis (1999).

En las fronteras sólidas laterales y el fondo de la cuenca, los gradientes normales de la temperatura y la salinidad son cero de tal manera que no existen flujos advectivos ni difusivos de los flujos de calor ni de momento a través de estas fronteras. Es decir:

$$\bar{v}_n = 0, \quad (\text{B.26a})$$

$$\bar{v}_n \Theta + A_M \partial_n \Theta = 0, \quad (\text{B.26b})$$

$$\bar{v}_n S + A_M \partial_n S = 0, \quad (\text{B.26b})$$

donde  $\bar{v}_n$  es la componente de la velocidad normal a la costa,  $\Theta$  es la temperatura potencial y  $S$  la salinidad,  $A_M$  es el coeficiente de difusividad de momento y  $\partial_n$  denota el operador diferencial en la dirección normal a la costa.

#### **B.4. Modo de diagnostico**

Diferentes experimentos numéricos han sido realizados (Blumberg y Mellor, 1983) utilizando el modelo en 2 modos distintos, pronóstico y diagnostico. En el modo de pronóstico las ecuaciones de momento y las ecuaciones que determinan las distribuciones de la temperatura y la salinidad son integradas como un problema de valores iniciales. Estos experimentos predictivos no siempre alcanzan un estado estacionario ya que la respuesta temporal oceánica para el campo de densidad puede ser considerable. Como una alternativa los modelos de diagnostico son utilizados. En el modo de diagnostico la distribución de densidad observada es especificada en todos los puntos en la malla y es mantenida como fija en el tiempo. Este modo no solo es una poderosa herramienta para inferir la circulación sino que también puede ser usado como una forma consistente de inicializar un modelo predictivo de pronóstico.

#### **B.5. Representación de la coordenada vertical (coordenadas $\sigma$ )**

Es conocido que el sistema de coordenadas  $(x,y,z)$  usualmente utilizado tiene ciertas desventajas en presencia de una batimetría muy irregular. Por lo que ha sido introducido un nuevo conjunto de variables independientes que transforman la superficie y el fondo en coordenadas superficiales (Philips, 1957). Las ecuaciones gobernantes en ambos modos, interno y externo, son transformados del espacio O de sistemas de coordenadas  $(x,y,z,t)$  al espacio O\* descrito por las coordenadas  $(x^*, y^*, z^*, t^*)$ , mediante la regla de transformación:

$$x = x^*, \quad y = y^*, \quad \sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, \quad t^* = t. \quad (\text{B.27})$$

Las ecuaciones primitivas B(1)-B(12) y las condiciones de frontera B(16)-B(26) son transformadas al sistema de coordenadas B(27). Las expresiones resultantes pueden encontrarse en el manual del modelo ECOM ([ompl.marine.usf.edu/TBmodel/ECOM.html](http://ompl.marine.usf.edu/TBmodel/ECOM.html)).

### B.6. Técnica de corte (Splitting)

Las ecuaciones que gobiernan la dinámica de la circulación costera contiene propagación de movimiento rápido de ondas de gravedad externas así como también de movimiento lento de ondas de gravedad internas. En términos de economía computacional es conveniente separar las ecuaciones integradas en la vertical (modo externo) de las ecuaciones de la estructura vertical (modo interno). Esta técnica conocida como modo de corte (Simons, 1974; Madala y Piacsek, 1977) permite el calculo de la elevación de la superficie libre con tan solo un pequeño sacrificio en tiempo computacional resolviendo el transporte de volumen de manera separada del esfuerzo de la velocidad vertical.

Las ecuaciones primitivas para cada uno de los modos pueden ser consultados en el manual del modelo ([ompl.marine.usf.edu/TBmodel/ECOM.html](http://ompl.marine.usf.edu/TBmodel/ECOM.html)).

### B.7. Esquema de diferencias finitas

Las ecuaciones gobernantes forman un sistema de ecuaciones diferenciales parciales las cuales no pueden ser resueltas utilizando métodos analíticos conocidos. Las ecuaciones requieren métodos numéricos computacionales que utilizan el sistema de ecuaciones discretizadas en una malla.

La diferenciación finita espacial y temporal. Para la derivación de las ecuaciones en diferencias finitas, las siguientes sumas y operaciones en diferencias son definidas:

$$\overline{F(x, y, \sigma, t)} \equiv \frac{F(x + \frac{\Delta x}{2}, y, \sigma, t) + F(x - \frac{\Delta x}{2}, y, \sigma, t)}{2}, \quad (\text{B.28a})$$

$$\delta_x F(x, y, \sigma, t) \equiv \frac{F(x + \frac{\Delta x}{2}, y, \sigma, t) - F(x - \frac{\Delta x}{2}, y, \sigma, t)}{\Delta x}, \quad (\text{B.29b})$$

$$\delta_x \overline{F(x, y, \sigma, t)}^x \equiv \frac{F(x + \Delta x, y, \sigma, t) - F(x - \Delta x, y, \sigma, t)}{2\Delta x}. \quad (\text{B.30c})$$

$$\overline{F(x, y, \sigma, t)}^{xy} \equiv \overline{\overline{F(x, y, \sigma, t)}^x}^y \equiv \overline{\overline{F(x, y, \sigma, t)}^y}^x. \quad (\text{B.31})$$

Los operadores barra y delta forman un anillo algebraico conmutativo y distributivo. La variable  $F(x, y, \sigma, t)$  puede ser escrita como  $F_{i,j,k}$ , donde la posición relativa de las variables en cada celda de malla computacional. Este arreglo utiliza  $u$  en los puntos este y oeste del punto donde se definen  $\eta$  y H, y  $v$  en los puntos norte y sur de los puntos  $\eta$  y H. Este tipo de malla ha sido mostrada por Batten y Han (1981), que es la malla más efectiva para resoluciones altas (celdas de mallas  $> 50\text{km}$ ) en modelos de circulación oceánica costera. Los  $\Delta x$  y  $\Delta y$  son los anchos espaciales de la celda de malla, en la dirección de  $i, j$  respectivamente y  $\Delta \sigma$  es el incremento vertical sobre el cual varía el espesor acomodando mayor resolución cerca de la superficie o del fondo.

Las ecuaciones primitivas expresadas en la forma de diferencias finitas pueden ser consultados en el manual del modelo ([ompl.marine.usf.edu/TBmodel/ECOM.html](http://ompl.marine.usf.edu/TBmodel/ECOM.html)).

Las ecuaciones de diferencias finitas que considera el modelo ECOM son de segundo orden en espacio y tiempo, conservan energía, masa, momento, temperatura y salinidad. En las simulaciones de la circulación integrada en la vertical (en lo consiguiente circulación 2D) se utiliza un algoritmo de advección centrado formulado en diferencias finitas centradas, mientras que para las simulaciones de la circulación baroclinica (en lo consiguiente circulación 3D) se utiliza un algoritmo tipo “Upwind”. El algoritmo de diferencias finitas es de segundo orden, centrado en espacio y adelantado en tiempo. Este algoritmo centrado no genera difusión numérica y es computacionalmente eficiente. No obstante, este método no siempre es positivo definido, por lo que existe la probabilidad de ser generadas valores negativos de alguna propiedad escalar (temperatura ó salinidad) como resultado de la ecuación de advección y difusión, las cuales no tienen sentido físico alguno. Por su parte, el algoritmo “Upwind” tiene una precisión de primer orden por lo que puede generar difusión numérica, dependiendo de la magnitud de las corrientes y el tamaño de la celda de malla. Sin embargo, el algoritmo es definido positivo y es el esquema numérico de mayor eficiencia computacional.

### **B.8. Constricciones de estabilidad**

Un esquema de diferenciación finita de “leap-frog” es utilizado para el tiempo, introduciendo una tendencia para la solución al corte en un paso de tiempo par o impar. Este tiempo de corte es filtrado débilmente (Asselin, 1972) donde la solución es suavizada a cada paso de tiempo de acuerdo con

$$F_s^n = F^n + \frac{\alpha}{2}(F^{n+1} - 2F^n + F_s^{n-1}), \quad (\text{B.32})$$

donde  $\alpha = 0.05$  y  $F_s$  es una solución suavizada.

La condición de estabilidad computacional de Courant-Friedrich-Levy (CFL) en las componentes verticalmente integradas, modo externo, ecuaciones de transporte restringen el paso de tiempo como se muestra en Blumbreg y Mellor (1981a), según

$$\Delta t \leq \frac{1}{C_t} \left( \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right)^{-1/2}, \quad (\text{B.33})$$

donde

$$C_t = 2(gH)^{1/2} + \bar{u}_{\max}, \quad (\text{B.34})$$

siendo  $\bar{u}_{\max}$  la máxima velocidad promedio esperada. Existen otras restricciones pero en la practica la condición CFL es la más restringente. El paso del tiempo del modelo puede ser utilizado a 90% de esta condición. El modo interno tiene menor restricción en este aspecto, ya que los efectos del movimiento rápido de este modo son filtrados. El criterio del paso de tiempo  $\Delta T$  es análogo al expresado en (B.60) donde  $C_t$  ahora es:

$$C_t = 2C + \bar{u}_{\max}, \quad (\text{B.35})$$

siendo  $C$  la máxima rapidez de las ondas de gravedad interna, comunmente del orden de 2 m/s y  $\bar{u}_{\max}$  es la velocidad máxima de advección. Para condiciones típicas de regiones oceánicas costeras la razón entre los pasos de tiempo  $\Delta T / \Delta t$  es del orden de 80-100.

La difusión es importante en el modo interno pero esta no afecta la elección del paso de tiempo, a menos que el número de Reynolds asociado con la malla sea del orden de 1, en tal caso tiene que ser utilizado:

$$\Delta T \leq \frac{1}{4A_H} \left( \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right)^{-1/2}. \quad (\text{B.36})$$

Una condición de la rotación es

$$\Delta t < \frac{1}{f} = \frac{1}{2\Omega \text{sen}\lambda}, \quad (\text{B.37})$$

donde  $\Omega$  es la velocidad angular de la rotación terrestre y  $\lambda$  es la latitud. No obstante, aún para latitudes altas la condición (B.37) no es un factor limitante.