



CENTRO DE INVESTIGACIONES BIOLÓGICAS  
DEL NOROESTE, S.C.

---

**Programa de Estudios de Posgrado**

**MODULACIÓN DE MAREAS SOMERAS  
EN REGIMENES DE TIPO MIXTO**

**T E S I S**

**Que para obtener el grado de**

**Doctor en Ciencias**

**Uso, Manejo y Preservación de los Recursos Naturales  
(Opción Manejo de Recursos Naturales)**

**Presenta**

**Juan Adolfo Dworak Robinson**

**La Paz, B.C.S., marzo del 2005**

## ACTA DE LIBERACIÓN DE TESIS

En la Ciudad de La Paz, B. C. S., siendo las \_\_\_ horas del día \_\_\_ del mes de \_\_\_\_\_ del 2005, se procedió por los abajo firmantes, miembros de la Comisión Revisora de Tesis avalada por la Dirección de Estudios de Posgrado del Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, S. C., a liberar la Tesis de Grado titulada:

**“Modelación de mareas someras en regimenes de tipo mixto”**

Presentada por el alumno:

**Juan Adolfo Dworak Robinson**

Aspirante al Grado de DOCTOR EN CIENCIAS EN EL USO, MANEJO Y PRESERVACION DE LOS RECURSOS NATURALES CON ORIENTACION EN **MANEJO DE RECUSOS NATURALES**

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

DR. JOSÉ GÓMEZ VALDÉS  
DIRECTOR DE TESIS

DR. SERGIO HERNÁNDEZ VÁZQUEZ  
CO-TUTOR

DR. ARNOLDO VALLE LEVINSON  
CO-TUTOR

DR. GUILLERMO GUTIÉRREZ DE VELASCO SANROMAN  
CO-TUTOR

DR. DANIEL LLUCH BELDA  
CO-TUTOR

DRA. THELMA ROSA CASTELLANOS CERVANTES,  
DIRECTORA DE ESTUDIOS DE POSGRADO

Tesis de Doctorado en Ciencias  
en Uso, Manejo y Preservación de los Recursos Naturales  
(Orientación en Manejo de Recursos Naturales)

**Juan Adolfo Dworak Robinson**

**Comité tutorial**

Dr. José Gómez Valdés  
Tutor Principal  
CICESE, Ensenada, B. C.

Dr. Sergio Hernández Vázquez  
Co-tutor Principal  
CIBNOR, La Paz, B. C. S.

Dr. Arnoldo Valle Levinson  
Co-tutor  
Old Dominion University, Norfolk, Virginia, E. U. A.

Dr. Guillermo Gutiérrez de Velasco Sanromán  
Co-tutor  
CICESE, La Paz, B. C. S.

Dr. Daniel Lluch Belda  
Co-tutor  
CICIMAR, La Paz, B. C. S.

**Comité revisor de tesis**

Dr. José Gómez Valdés  
Dr. Sergio Hernández Vázquez  
Dr. Arnoldo Valle Levinson  
Dr. Guillermo Gutiérrez de Velasco Sanromán  
Dr. Daniel Lluch Belda

**Miembros del jurado de examen doctoral**

Dr. José Gómez Valdés  
Dr. Sergio Hernández Vázquez  
Dr. Arnoldo Valle Levinson  
Dr. Guillermo Gutiérrez de Velasco Sanromán  
Dr. Daniel Lluch Belda  
Suplentes:  
Dr. Ángel Jiménez Illescas, CICIMAR, La Paz, B.C.S.  
Dr. Daniell Lluch Cota, CIBNOR, La Paz, B.C.S.

**RESUMEN** de la tesis de **Juan Adolfo Dworak Robinson** presentada como requisito parcial para la obtención del grado de DOCTOR en CIENCIAS en el Uso, Manejo y Preservación de los Recursos Naturales, con orientación el Manejo de Recursos Naturales. La Paz, Baja California Sur, México, Octubre del 2004.

## **MODULACIÓN DE MAREAS SOMERAS EN REGIMENES DE TIPO MIXTO**

Resumen aprobado por:

---

Dr. José Gómez Valdés  
Director de tesis

Se usa un modelo numérico bidimensional, verticalmente integrado, para estudiar las interacciones no lineales de la marea en la Bahía de Yavaros, una laguna costera somera y estrecha, conectada con el Golfo de California, con régimen de mareas mixto. El nivel del mar y las corrientes obtenidas del modelo son validados al comparar los armónicos obtenidos a partir del modelo contra los obtenidos por análisis armónico de las series de tiempo de las observaciones de nivel del mar y las corrientes. Las componentes de mareas someras  $MK_3$ ,  $MS_4$  y  $M_4$ , generadas por la advección y la continuidad no-lineal fueron las más energéticas. Se encontró un remolino con giro anticiclónico, del tamaño de media cuenca, cuya fuente de energía provino de la marea  $M_2$ . El tamaño del bajo, donde ocurre el remolino, es casi el mismo que el de la máxima longitud de la excursión de la marea ( $\sim 3$  km). El modelo fue capaz de reproducir los aspectos no-lineales más sobresalientes de la laguna.

Durante el otoño de 1999 se realizó un estudio de 56 días de duración del nivel del mar y corrientes en la misma laguna costera. Al final de la primavera de 1998, un experimento similar fue realizado en la misma laguna, aunque su duración fue menor. Las mediciones son usadas para investigar la modulación de las mareas someras. El enfoque de la demodulación compleja reveló que no sólo el ciclo de la trayectoria de la luna modificó la

generación de mareas someras, sino también la declinación de la luna y la declinación del sol. Las mareas sexti-diurnas mostraron modulación por el ciclo de mareas vivas a mareas muertas. Las mareas quini-diurnas estuvieron por encima del nivel del ruido sólo cerca del solsticio de verano. Las mareas cuarti-diurnas fueron moduladas por el ciclo de mareas vivas a muertas en el interior de la laguna, pero esta modulación fue alterada por la fricción en la boca de la laguna. En este sitio, la banda cuarti-diurna de la corriente de marea tuvo un máximo en amplitud durante mareas muertas. Las mareas terci-diurnas estuvieron moduladas irregularmente. La advección y el término de continuidad no-lineal estuvieron correlacionados con las bandas terci- y cuarti-diurnas de la corriente de marea. Las mareas semidiurnas fueron las que aportaron la mayor parte de la energía de la corriente residual durante el equinoccio de otoño de 1999. Cerca del solsticio de verano de 1988, la banda semidiurna indujo una corriente residual orientada hacia el mar, mientras que la banda diurna indujo una corriente residual orientada hacia el interior de la laguna.

Palabras clave: Mareas, Mareas Someras, Modulación, Laguna Costera, Golfo de California, Yavaros.

**ABSTRACT** of the thesis of **Juan Adolfo Dworak Robinson**, presented as a partial requirement to obtain the Ph. D. in Science in Use, Management and Preservation of the Natural Resources with orientation on Management of Natural Resources. La Paz, Baja California Sur, Mexico, march 2004.

### **MODULATION OF SHALLOW-WATER TIDES IN MIXED TIDAL REGIMES**

The non-linear tidal interactions in the narrow and shallow coastal lagoon Yavaros Bay, an ecosystem with a mixed tidal regime in the Gulf of California, are investigated using a vertically integrated two-dimensional numerical model. The model sea surface elevations and currents are validated by comparison of computed tidal harmonics against those derived from harmonic analysis of the sea surface and current time series.  $MK_3$ ,  $MS_4$ , and  $M_4$ , generated by advection and non-linear continuity, are the most energetic shallow water constituents. A large, half-basin clockwise eddy was found, whose source of energy is the  $M_2$  tidal energy flux. The size of the shoal where the eddy occurs is almost the same as the maximum tidal excursion length ( $\sim 3$  km). The model was able to reproduce the non-linear features of the lagoon.

During the autumn of 1999 a 56-day-long observational study of sea surface elevation and currents was made in the same coastal lagoon. During the late-spring of 1998 a similar experiment was as well performed at the same coastal lagoon, although shorter. The measurements are used to investigate the modulation of the shallow water tides. The complex demodulation approach revealed that not only the moon's path cycle modified the generation of shallow water tides but also the lunar declination and the solar declination. The sixth-diurnal tides showed a spring-neap modulation. The fifth-diurnal tides were

above of the noise level only close to the summer solstice. The fourth-diurnal tides were modulated by the spring-neap cycle at the basin, but this modulation was changed by friction at the inlet. At this site, the fourth-diurnal band of the tidal current had a maximum in amplitude during neap tides. The third-diurnal tides were irregularly modulated. The advection and the non-linear continuity terms were correlated with the third- and fourth-diurnal bands of the tidal current at the inlet. The quadratic friction terms were correlated with the sixth-, fourth-, and third-diurnal bands of the tidal current. The semidiurnal tides mainly provided the energy of the tidal residual current during the autumnal equinox of 1999. Near the summer solstice of 1998 the semidiurnal band induced a residual current seaward oriented, while the diurnal band induced a residual current landward oriented.

**Keywords:** Tides, Shallow-water tides, Modulation, Coastal Lagoon, Gulf of California, Yavaros.

## Dedicatoria

*Tres pasiones simples, pero abrumadoramente intensas, han gobernado mi vida: el ansia de amor, la búsqueda del conocimiento y una insoportable piedad por el sufrimiento de la humanidad...El amor y el conocimiento, en la medida en que ambos eran posibles, me transportaban hacia el cielo. Pero siempre la piedad me hacía volver a la tierra...Esta ha sido mi vida. La he hallado digna de vivirse y con gusto volvería a vivirla si se me ofreciese la oportunidad.*

Bertrand Russell:  
*Para qué he vivido*

A mis bisabuelos que profesaron la enseñanza: Ramona y Fernando, con la esperanza de seguir sus huellas.

A mi familia primigenia, Rene Eloísa: madre ejemplar cuyas lecturas infantiles hicieron volar mi imaginación, Juan Alfredo<sup>†</sup> y María Bertha<sup>†</sup>: abuelos, Juan Alfredo: tío; los cuales me enseñaron, con el ejemplo, el valor del amor, el esfuerzo y la honradez. Siempre me apoyaron a que encontrara mi camino en libertad. ¡Con gusto volvería a vivir la vida con ellos!

A la familia que escogimos formar, Rosario: entrañable amiga y compañera con quien comparto la sentencia de Whitman "Aquel que camina una legua sin amor, camina amortajado a su propio funeral"; Juan, Jessica José Luis: nuestros hijos. ¡Por los momentos que aún nos quedan por compartir!

A los dos José Gómez que me han inspirado, José Gómez García<sup>†</sup>: médico, militar condecorado, poeta laureado, historiador, tío y maestro; José Gómez Valdés, oceanógrafo, guía, amigo, incógnito poeta, honrado y generoso, buen padre.

A mis amigas y amigos, por el placer de compartir nuestras travesías llenando la vida de un crisol de vivencias. ¡Por el tiempo juntos y porque nuestros caminos se vuelvan a cruzar!

A ti estimado lector, por tu interés e indulgencia al leer esta obra.



## Agradecimientos

Al Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste (CIBNOR) por haberme dado la oportunidad de realizar dos sueños: el colaborar en la fundación de su Unidad Guaymas y el de realizar mis estudios de doctorado. Al Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE) por haberme hecho sentir en casa durante las múltiples estancias y cursos realizados en el departamento de Oceanografía Física. A la Universidad Old Dominion por recibirme en una estancia de entrenamiento y un crucero por la Bahía de Chesapeake. Al Instituto Tecnológico del Mar en Guaymas (ITMAR) por haberme brindado las facilidades para la realización de esta investigación y mis estudios.

La investigación realizada para esta obra recibió el apoyo financiero de diversos proyectos: CoSNET 698.96-P, UR690-99, CoSNET 860.99-P, CONACyT-SIMAC #990107018, CoSNET 957.02-PI y CONACyT # SEP.2003-CO2-42569. El CONACyT me otorgó una beca para estudios de posgrado (reg. 115153). Las instituciones participantes fueron ITMAR, CICESE, CIBNOR, Old Dominion.

A mis maestros de los diferentes cursos, en CIBNOR y en CICESE. A los miembros de mi comité tutorial quienes por sus consejos, dedicación y valioso apoyo, sin ellos este trabajo no habría sido posible. Al Dr. José Gómez Valdés, por haberme dirigido la tesis, por haberme contagiado de su forma de disfrutar la oceanografía, por su paciencia y persistencia. Al Dr. Arnoldo Valle Levinson, por haber estado atento a mi desarrollo académico, sus acuciosas lecturas e invaluable recomendaciones para orientar la investigación y por haberme dado la oportunidad de compartir la forma de ver las cosas de alguien que está en la frontera del conocimiento. Al Dr. Sergio Hernández Vázquez, por haberme brindado, como mi tutor interno, todos los apoyos para mi desarrollo académico. Al Dr. Guillermo Gutiérrez de Velasco Sanromán, por sus lecturas y orientación. Al Dr. Daniel LLuch Belda, por haberme estimulado a que continuara mis estudios de doctorado y por su amistad.

Al ITMAR, por los primeros veinte años de oportunidades y retos de desarrollo profesional. A los estudiantes con los que he tenido la fortuna de colaborar en su desarrollo académico, por haberme mostrado que se aprende sirviendo. Entre ellos, Reynaldo, Arzabála, Martín, Arturo, Manuel Alejandro, Lizbeth, Manuel Enrique y Heriberto con su actitud y talento han hecho particularmente estimulante la estancia en el aula.

A Elizabeth y Luis, por su hospitalidad, amistad y estímulo durante el tiempo en Ensenada.

## Contenido

<b>ACTA DE LIBERACIÓN DE TESIS .....</b>	<b>i</b>
<b>Dedicatoria.....</b>	<b>vii</b>
<b>Agradecimientos.....</b>	<b>viii</b>
<b>Contenido.....</b>	<b>ix</b>
<b>Lista de Figuras.....</b>	<b>x</b>
<b>Lista de Tablas .....</b>	<b>xii</b>
<b>Introducción .....</b>	<b>1</b>
<b>Capítulo I. Corriente residual inducida por marea en una laguna costera del Golfo de California .....</b>	<b>5</b>
<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>5</b>
<b>ÁREA DE ESTUDIO.....</b>	<b>7</b>
<b>INSTRUMENTOS Y COLECCIÓN DE DATOS .....</b>	<b>8</b>
<b>EL MODELO NUMÉRICO .....</b>	<b>9</b>
<b>CALIBRACIÓN DEL MODELO NUMÉRICO.....</b>	<b>12</b>
<b>DISTRIBUCIÓN DE LAS MAREAS SOMERAS .....</b>	<b>15</b>
<b>CORRIENTE RESIDUAL.....</b>	<b>18</b>
<b>DISCUSIÓN.....</b>	<b>19</b>
<b>LITERATURA CITADA .....</b>	<b>22</b>
<b>TABLAS.....</b>	<b>25</b>
<b>FIGURAS.....</b>	<b>30</b>
<b>Capítulo II. Modulación de mareas someras en una laguna costera con régimen de mareas mixto .....</b>	<b>40</b>
<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>40</b>
<b>ESCRUTINIO DE DATOS.....</b>	<b>42</b>
<b>DEMODULACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS MAREALES .....</b>	<b>47</b>
<b>NIVEL DEL MAR .....</b>	<b>48</b>
<b>CORRIENTES DE MAREA.....</b>	<b>49</b>
<b>OBSERVACIONES CERCA DEL SOLSTICIO DE VERANO .....</b>	<b>50</b>
<b>DEMODULACIÓN DE MECANISMOS NO-LINEALES .....</b>	<b>52</b>
<b>LOS TÉRMINOS NO-LINEALES Y LAS MAREAS SOMERAS .....</b>	<b>56</b>
<b>DISIPACIÓN .....</b>	<b>58</b>
<b>FLUJOS DE ENERGÍA MAREAL.....</b>	<b>59</b>
<b>DISCUSIÓN.....</b>	<b>64</b>
<b>LITERATURA CITADA .....</b>	<b>68</b>
<b>TABLAS.....</b>	<b>72</b>
<b>FIGURAS .....</b>	<b>76</b>
<b>ANEXO (Artículos científicos).....</b>	<b>85</b>

## Lista de Figuras

### Capítulo I

- Figura 1.** Ubicación geográfica de la Bahía de Yavaros, Sonora, en el Golfo de California. La batimetría está en m y es referida al n.b.m.i. Los sitios donde se colocaron los instrumentos usados para calibrar el modelo se muestran con puntos..... 30
- Figura 2.** Estimación de la densidad espectral (energía cinética) para las componentes de la corriente en la estación M. Se utilizó una serie de 56 días en 1999. .... 31
- Figura 3.** Amplitudes (líneas sólidas) y fases (líneas de puntos) del nivel del mar, calculadas para: a) la marea semidiurna  $M_2$ , y b) la marea diurna  $K_1$ . Las fases están referidas al meridiano de Greenwich. .... 32
- Figura 4.** Elipses de corriente de marea, calculadas para: a) la marea semidiurna  $M_2$  y b) la marea diurna  $K_1$ . Las elipses fueron graficadas cada dos puntos de la malla numérica. La línea en la parte superior de la elipse muestra la dirección de rotación. .... 33
- Figura 5.** Flujos de energía calculados para: a) la marea  $M_2$  y b) la marea  $K_1$ . El valor representa el máximo en el flujo de energía. .... 34
- Figura 6.** Como en la Figura 3, pero para: a) la marea  $MK_3$ , b) la marea  $M_4$  y c) la marea  $MS_4$ . .... 35
- Figura 7.** Como en la Figura 4, pero para: a) la marea  $MK_3$ , b) la marea  $M_4$  y c) la marea  $MS_4$ . .... 36
- Figura 8.** Como en la Figura 5, pero para: a) la marea  $MK_3$ , b) la marea  $M_4$ , c) la marea  $MS_4$  y d) la marea  $2MS_6$ . .... 37
- Figura 9.** Corriente residual ( $Z_0$ ) debida a las cuatro principales constituyentes. .... 38
- Figura 10.** Corriente promediada durante un ciclo de mareas para la corrida forzada con la marea  $M_2$ . Los contornos muestran la excursión de la marea en Km..... 39

### Capítulo II

- Figura 1.** Localización geográfica de la Bahía de Yavaros en el Golfo de California. La batimetría está referida al NBMI en m. Las ubicaciones de los instrumentos usados en este estudio se muestran con puntos. Se muestra también la orientación de los ejes principales de referencia en cada punto de observación.....76
- Figura 2.** La señal mareal del nivel del mar, referido al nivel medio del mar, para las observaciones de 1999. a) En la boca de la laguna, en función del tiempo. b) En la entrada de la laguna, la amplitud de oscilación como función de la frecuencia y el tiempo. c) En el interior de la laguna como función del tiempo. d) Al igual que en b), pero para el interior de la laguna. Las barras de color tienen una escala logarítmica. Las unidades son en m.....77
- Figura 3.** Al igual que en la figura 2, pero para la componente de la corriente axial al canal principal. La barra de color tiene escala logarítmica. Las unidades son m/s.....78

- Figura 4.** Las oscilaciones mareales de las observaciones de 1998 en la boca de la laguna. a) El nivel del mar como función del tiempo. b) La amplitud de oscilación del nivel del mar como función de la frecuencia y el tiempo. c) La componente axial de la corriente como función del tiempo. d) Al igual que en b), pero para la componente axial de la corriente. Las barras de color tienen una escala logarítmica. Las unidades son m para el nivel de mar y m/s para la corriente de marea.....79
- Figura 5.** Los mecanismos no-lineales como función de la frecuencia y el tiempo para las observaciones de 1999. a) Como referencia, la señal mareal del nivel del mar. b) La parte impar de la fricción no-lineal. c) La parte par de la fricción no-lineal. d) La advección. e) La continuidad no-lineal. Las barras de color tienen escala logarítmica. Las unidades para b), c) y d) son  $m/s^2$ , para e) son m/s. ....80
- Figura 6.** La correlación cuadrática cruzada entre los mecanismos no-lineales y la componente axial de la corriente como función de la frecuencia y el tiempo. a) Como referencia, la señal mareal del nivel del mar. b) Para la parte impar de la fricción no-lineal. c) Para la parte par de la fricción no-lineal. d) Para la advección. e) Para la continuidad no-lineal. ....81
- Figura 7.** La disipación como función de la frecuencia y el tiempo para las observaciones de 1999. a) Como referencia, la señal mareal del nivel del mar. b) En la boca de la laguna. c) En el interior de la laguna. ....82
- Figura 8.** Los flujos de energía en la boca de la laguna para las observaciones de 1999. a) Como referencia, la señal mareal del nivel del mar. b) El flujo diario (---) y el flujo semidiurno (—). Las unidades son en kW/m. c) Estimación diaria de la residual  $Z_0$  de la componente axial de la corriente.....83
- Figura 9.** Al igual que en la Fig. 8, pero para las observaciones de 1998.....84

## Lista de Tablas

### Capítulo I

<b>Tabla 1.</b> Escalamiento de los principales forzamientos que contribuyen a la rectificación de las corrientes de marea. ....	25
<b>Tabla 2.</b> Valores de amplitud ( $A$ ) y fase ( $g$ ) del forzamiento en la frontera abierta para las principales constituyentes de la marea. Los ángulos de fase son referidos a GMT. La zona de tiempo $Z = +7$ . ....	26
<b>Tabla 3.</b> Comparación entre los valores observados y los modelados de la amplitud ( $A_{obs}$ , $A_m$ ), y entre las fases observadas y modeladas ( $g_{obs}$ , $g_m$ ) entre las estaciones M y H. Los valores observados de amplitud y fase son reportados dentro de la estimación del intervalo de confianza del 95 %. ....	27
<b>Tabla 4.</b> Comparación entre los valores observados y los modelados para los parámetros de las elipses de marea: semi-eje mayor ( $M_{obs}$ , $M_m$ ), la inclinación ( $\phi_{obs}$ , $\phi_m$ ) y la fase ( $g_{obs}$ , $g_m$ ) entre las estaciones M y H. Los valores estimados para los parámetros de las elipses fueron reportados dentro del intervalo de confianza estimado al 95 %. ....	28
<b>Tabla 5.</b> Comparación del promedio de los valores cuadráticos del semi-eje mayor sobre el dominio entre la salida del modelo con fricción cuadrática y con fricción lineal para las constituyentes de las corrientes de marea somera. ....	29

### Capítulo II

<b>Tabla 1.</b> Constituyentes de la marea para el nivel del mar en la boca de la Bahía de Yavaros. Los valores de la amplitud ( $A$ ) y la fase ( $g$ ), así como sus respectivos errores ( $\delta A$ , $\delta g$ ) son reportados. ....	72
<b>Tabla 2.</b> Constituyentes de la marea para el nivel del mar en el interior de la Bahía de Yavaros. Los valores de la amplitud ( $A$ ) y la fase ( $g$ ), así como sus respectivos errores ( $\delta A$ , $\delta g$ ) son reportados. ....	73
<b>Tabla 3.</b> Parámetros de las elipses de marea para las corrientes de fondo en la boca de la Bahía de Yavaros. $M$ representa el semi-eje mayor, $m$ representa el semi-eje menor, $\phi$ representa la inclinación respecto al este y $g$ representa la fase. Los errores estimados correspondientes son $\delta M$ , $\delta m$ , $\delta \phi$ y $\delta g$ . ....	74
<b>Tabla 4.</b> Parámetros de las elipses de marea para las corrientes de fondo en la boca de la Bahía de Yavaros. $M$ representa el semi-eje mayor, $m$ representa el semi-eje menor, $\phi$ representa la inclinación respecto al este y $g$ representa la fase. Los errores estimados correspondientes son $\delta M$ , $\delta m$ , $\delta \phi$ y $\delta g$ . ....	75

## **Introducción**

La marea se presenta cuando un cuerpo celeste está dentro de la influencia gravitacional de otro o más astros, lo que provoca que se ejerzan fuerzas generadoras de marea en cada una de sus partículas. La fuerza generadora de marea es la resultante de la fuerza centrífuga, creada por la revolución de los cuerpos celestes alrededor de su centro de masa, y la atracción gravitatoria de los astros (e.g. Godin, 1972)

Cuando la marea oceánica se acerca a las regiones costeras su representación como una superposición de armónicos de las frecuencias astronómicas es insuficiente para representar apropiadamente la variación del nivel del mar. Esto se debe a que la marea se distorsiona por armónicos de frecuencias más altas y más bajas que las astronómicas conforme se propaga hacia regiones más someras. Estos nuevos armónicos están asociados con las no linealidades de la hidrodinámica (Gallagher y Munk, 1971).

A las componentes de la marea generadas por las no linealidades de la dinámica se les denomina mareas someras. La importancia de su estudio radica no tanto en su amplitud, que generalmente es pequeña, sobre todo alrededor de las costas mexicanas, sino en que ayudan a detectar las interacciones que ocurren entre las constituyentes de la marea oceánica, permitiendo dilucidar los mecanismos físicos que las generan. En el caso de las mareas someras no existe un equivalente al potencial de la marea, como en el de las astronómicas, por lo que no hay indicios previos de su posible presencia en cuerpos de agua someros y su búsqueda es una tarea laboriosa (Godin, 1972)

Entre los efectos relevantes de las mareas someras están las asimetrías de flujo-reflujo de las corrientes de marea y la circulación residual, inducida por marea, de período

largo. Ya que ambos procesos generan un transporte neto, es necesario entender ambos fenómenos para poder establecer programas de manejo ambiental y de calidad de agua de estos cuerpos costeros.

El estudio de cómo las modulaciones de las fuerzas generadoras de marea y los pulsos de la combinación de estas fuerzas afecta la generación de mareas someras es el objetivo central de este trabajo. En el caso de las mareas de origen astronómico, sus modulaciones son conocidas y relacionadas directamente a las fuerzas generadoras de marea; en cambio, en las mareas someras, su modulación es afectada por los mecanismos no lineales de la hidrodinámica, sin que se sepa *a priori* como son las modulaciones y los mecanismos generadores dominantes. El estudio de la modulación de las mareas someras es útil para resolver las constituyentes de frecuencias cercanas (e.g., Foreman, 1977); pero también lo ha sido para poder diferenciar entre una marea compuesta ( $2MN_2$ ) y una astronómica ( $L_2$ ), las cuales tienen la misma frecuencia (Godin, 1972). En este trabajo, se analizan las modulaciones catorcenales de la amplitud de las mareas someras, en función de la frecuencia y el tiempo, y también se incluye un estudio de las modulaciones en la dinámica no lineal, lo que permite distinguir, en forma simple y directa, las mareas compuestas de múltiplos de marea con la misma frecuencia y sus mecanismos de generación.

El régimen de mareas más complejo es el de mareas mixtas debido a la variedad de modulaciones que en él se pueden presentar. La marea en el Golfo de California es de co-oscilación con la del Pacífico (Ripa y Velázquez, 1993), del tipo mixta principalmente semidiurna, excepto en la región central, donde es principalmente diurna (Morales y

Gutierrez, 1989). El golfo tiene 34 lagunas costeras en su interior (Lankford, 1976) cuyas mareas son de co-oscilación con las del golfo. En estas lagunas, la generación de mareas someras ha sido documentada en Dworak y Gomez-Valdes (2003) y Gomez-Valdes (2003). El sitio de estudio es la Bahía de Yavaros, Sonora, que tiene una marea del tipo mixto (Dworak y Gomez-Valdes, 2003).

En el capítulo I, con la ayuda de un modelo numérico verticalmente integrado bidimensional, se estudia la respuesta del cuerpo de agua al forzamiento de la marea oceánica, se hace un estudio detallado de la propagación de las ondas de marea en la cuenca y las corrientes de marea para verificar la calibración de los campos de salida del modelo. Posteriormente, se estudian las interacciones no lineales de la marea, y se muestran las principales mareas someras, se estudian las corrientes de marea somera y los flujos de energía asociados para determinar los sitios de generación. Se presenta el patrón de circulación inducida por mareas. Y se encuentra que los principales mecanismos no lineales de generación de mareas someras, corresponden a advección y a la no-linealidad de la ecuación de continuidad. Los resultados de esta investigación fueron reportados en Dworak y Gomez-Valdes (2003).

En el capítulo II se estudia la modulación de las mareas someras a partir de series de tiempo observadas de la señal mareal del nivel del mar y las corrientes de marea. Con el apoyo de la técnica de demodulación compleja, extendida a todo el espectro de mareas, se estudian las modulaciones de la marea somera y las corrientes de marea somera y su relación con las modulaciones de la marea oceánica. Se analiza la modulación de los mecanismos no lineales y su correlación con las mareas someras para determinar los



mecanismos de generación en cada banda del espectro mareal. Se estudia la modulación de la disipación para dilucidar el papel de la fricción. Finalmente, se estudia la modulación de la corriente residual inducida por marea y se correlaciona con los flujos de energía de la marea oceánica para determinar la contribución relativa de las bandas y su relación con su modulación. Los resultados de esta investigación fueron reportados en Dworak y Gomez-Valdes (2005).

### **Literatura citada**

- Gallagher, B. S., and W. H. Munk, 1971. Tides in Shallow-water: Spectroscopy, *Tellus*, **23**, 346-363.
- Godin, G., 1972. *The analysis of tides*, University of Toronto Press, Toronto, 264 pp.
- Dworak, J. A., and J. Gomez-Valdes, 2003. Tide-induced residual current in a coastal lagoon of the Gulf of California, *Est., Coast .Shelf Sci.*, **57**, 99-109.
- Dworak J. A., and J. Gomez-Valdes, 2005. Modulation of shallow-water tides in an inlet-basin system with mixed tidal regime. *J. Geophys. Res.*, 110, C01007, doi:10.1029/2003JC001865.
- Foreman, M. G. G, 1977. Manual for tidal heights analysis and prediction, *Pac. Mar. Sci. Rep.* 77-10, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Victoria, B. C., Canada, 70 pp.
- Gomez-Valdes, J., J. A. Delgado, and J. A. Dworak, 2003. Overtides, compound tides, and tidal- residual currents in Ensenada de la Paz Lagoon, Baja California Sur, México, *Geofis. Int.*, **42**, 623-634.
- Lankford, R. R. 1976. Coastal lagoons of Mexico, their origin and classification, In M. Wiley (ed.), *Estuarine Processes, Vol. II*, Academic Press, New York, 195-225 pp.
- Morales, R. A. y G. Gutiérrez, 1989. Mareas en el Golfo de California, *Geofis. Int.*, **28**, 25-46.
- Ripa, P. y G. Velázquez, 1993. Modelo unidimensional de la marea en el Golfo de California, *Geofis. Int.*, **32**, 41-56.

## **Capítulo I. Corriente residual inducida por marea en una laguna costera del Golfo de California**

### **Introducción**

La residual del flujo mareal en el océano costero es inducida por las interacciones no-lineales del flujo mareal con la batimetría variable (Zimmerman, 1981). El proceso de generación de mareas compuestas y de múltiplos de marea, uno de los procesos físicos no-lineales dominantes en muchas áreas costeras, también resulta de la interacción entre el flujo mareal y la topografía (Le Provost, 1991; Parker, 1991). Estos procesos no-lineales pueden producir cambios en el nivel medio del mar, asimetría de flujo-reflujo, y transporte de sedimentos de escala temporal de largo plazo (Friedrichs y Aubrey, 1998). Debido a la no-linealidad de estos procesos, los modelos numéricos han probado ser una herramienta útil para investigar flujos residuales mareales en lugares como el Mar del Norte (e.g. Nihoul y Rood, 1975), la Bahía de Fundy (e.g. Tee, 1976), y en el Golfo de California (e.g. Marinone, 1997); también en el estudio de generación de constituyentes de mareas someras en el Canal Inglés (e.g. Le Provost y Fornerino, 1985; Pingree y Maddock, 1978), y en la Plataforma Continental del Noroeste Europeo (e.g. Sinha y Pingree, 1977).

Los procesos no-lineales, tales como las corrientes inducidas por marea y la generación de mareas someras, pueden ocurrir en las lagunas costeras conectadas al Golfo de California debido a que es un mar semi-cerrado con una significativa energía de mareas (Hendershott y Speranza, 1971). Los aspectos básicos de las mareas locales son bien

conocidos en este golfo. Las constituyentes de mareas de mayor importancia son la  $M_2$ , la  $K_1$ , la  $S_2$ , y la  $O_1$  (Marinone, 1977). La razón de  $K_1 + O_1$  entre  $M_2 + S_2$  (el número de forma) está entre 1 y 1.5 (Morales-Pérez y Gutiérrez, 1989) en la parte sur del golfo, lo cual indica que allí las mareas son del tipo mixto con dominancia semidiurna. A pesar del potencial para que ocurran rasgos no-lineales en esta región, se le ha dado poca atención a la dinámica de mareas en muchas (34) de las lagunas costeras del Golfo de California. En algunos de los pocos estudios, por ejemplo, modelos numéricos uni- y bidimensionales verticalmente integrados han sido usados exitosamente para estudiar la dinámica de la Ensenada de La Paz, una laguna costera ubicada en la entrada del Golfo de California (Delgado-Contreras, 1997; Sandoval y Gómez-Valdés, 1997).

Lankford (1976), en un estudio acerca del origen de las lagunas costeras de México, describió a la mayoría de las ubicadas en el Golfo de California (44 %) como embahamientos someros asociados con sistemas deltáicos, las cuales generalmente tienen una forma alongada con barreras de arena que se forman rápidamente. Ellas están ubicadas en los márgenes costeros de los sistemas deltáicos de los ríos Yaqui, Mayo y Fuerte, localizados al sur de la parte continental del Golfo de California. La Bahía de Yavaros, en la cual se enfoca este estudio, se localiza en esta región (Fig. 1). Su cuerpo de agua tiene uno de los mayores espejos de agua y prisma de marea (Gilmartin y Relevante, 1978), por lo que se espera que la laguna tenga corrientes rectificadas por la marea. El objetivo de este trabajo es simular de forma precisa los movimientos mareales en la Bahía de Yavaros, usando un modelo numérico de alta resolución, bidimensional verticalmente integrado,

haciendo énfasis en el estudio de los flujos residuales inducidos por marea. También se examina la generación en la laguna de múltiplos de mareas y mareas compuestas.

### **Área de estudio**

Las mareas en Yavaros son de co-oscilación con las del Golfo de California debido a que es una cuenca bien conectada al golfo, con una sola entrada (boca) formada por dos barreras estables de arena. La boca tiene 1.7 km de ancho y 10 m de profundidad. La laguna tiene un área de  $\sim 65.6 \text{ km}^2$ . El eje mayor de la laguna es de  $\sim 12 \text{ km}$  de largo, orientado a lo largo de la costa y su eje menor tiene  $\sim 9 \text{ km}$  de largo. Tiene un canal de navegación principal, de 7.3 km de largo, 3 m de profundidad media y  $\sim 0.8 \text{ km}$  de ancho medio, el cual inicia en la boca. El canal termina en la parte NO de la cuenca. En la parte central de la cuenca, cerca de la boca, hay un bajo de arena de  $\sim 3.4 \text{ km}$  de diámetro. Está acotado hacia el oeste por una bifurcación del canal principal hacia el NO y al sur por un canal secundario, más somero, orientado Este-Oeste. Hacia su noroeste se ubica un ramal somero del canal principal, hacia el norte y el este, una serie de depresiones someras.

En esta región, la evaporación excede la precipitación. El agua que entra a la laguna proviene principalmente de los escurrimientos de la temporada de lluvia. La lluvia ocurre principalmente de Julio a Septiembre, mientras que el resto del año es escaso. La precipitación media anual se encuentra en el rango entre los 300 mm a los 500 mm, y la evaporación media anual está entre los 1,500 mm y los 2,000 mm. El clima es semiárido, con una temperatura media anual de  $30 \text{ }^\circ\text{C}$ . Los vientos predominantes son del sureste durante el verano y del noroeste durante el invierno (Ayala-Castañares et al., 1980).

### **Instrumentos y colección de datos**

Durante 1995 y 1996 se realizaron más de 3,500 sondeos batimétricos usando una embarcación equipada con una ecosonda Raytheon, de 10 cm de precisión y un GPS Corvallis. La precisión horizontal se redujo a 1 m al incluir corrección diferencial *a posteriori*, utilizando datos simultáneos de otro GPS ubicado en un punto previamente georreferenciado. Para construir una carta batimétrica, los sondeos fueron interpolados usando el método de triangulación lineal de Delaunay (MATLAB Users Guide, 1999). La carta, referida al nivel de bajamar medi inferior (n.b.m.i.), con una resolución espacial de 50 m se muestra en la Fig. 1. Para los propósitos de este estudio se utiliza una malla batimétrica de 200 m de lado.

El principal conjunto de datos a considerar consiste de las series de tiempo de velocidad cerca del fondo y nivel del mar con 56 días de longitud. Dos instrumentos InterOcean S4DW con sensor de presión y corrientímetro integrados fueron anclados a 1.2 m sobre el fondo en el sitio M, en la boca y en el sitio H en el interior de la laguna. La separación entre las estaciones fue 5 km a lo largo del canal principal. La profundidad, referida al nivel medio del mar fue de 8.6 m en la estación M, mientras que en la estación H fue de 5.9 m. El experimento se llevó a cabo del 15 de septiembre al 11 de noviembre de 1999. La frecuencia de muestreo fue de 2 Hz. Sin embargo, los datos fueron promediados por 1 min y grabados cada 20 min. Los parámetros de resolución de los S4DW son 0.4 mb (1 mb  $\approx$  1 cm) para la presión, 0.2 cm/s para la velocidad y 0.5° para la dirección. Adicionalmente, se utilizó un conjunto de observaciones obtenido con el mismo instrumento, colocado fuera de la boca de la laguna, a 800 m de la estación M. El

experimento fue iniciado el 24 de noviembre de 1994, con una razón de muestreo de un dato cada 30 min, durante 30 días.

Con el objeto de ver la importancia relativa de las oscilaciones mareales en la boca, se obtuvo el espectro de energía cinética (estación M). La Figura 2 muestra que el espectro tiene su máximo pico en los 0.0806 cph y el segundo pico a los 0.0403 cph. Adicionalmente, varios picos en frecuencias más altas y en la baja frecuencia son evidentes en el espectro. Esta distribución de la energía hace que el entendimiento de los flujos inducidos por marea y la generación de mareas someras sea particularmente interesante.

El análisis de escalas de los principales forzamientos no lineales permite discernir la contribución relativa de cada uno de ellos. La Tabla 1 muestra su contribución potencial siguiendo el escalamiento sugerido por Valle-Levinson et al. (2001). Dado que el escalamiento muestra contribuciones del mismo orden de los tres mecanismos, esto sugiere que por un lado la acción combinada de la advección y la fricción de fondo, y por otro, la fuerza de Coriolis, pero regulada por la fricción de fondo, pueden generar flujos residuales (Huthnance, 1973). Sin embargo, el tamaño de la bahía sugiere que la fuerza de Coriolis pudiera no ser tan importante como se deduce de este análisis.

### **El modelo numérico**

La dinámica de mareas fue simulada en la Bahía de Yavaros con un modelo numérico que usa las ecuaciones de movimiento verticalmente integradas y la ecuación de continuidad, siguiendo a Pritchard (1971), i.e.,

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - C_d \frac{\sqrt{u^2 + v^2}}{(h + \eta)} u + A_H \nabla_H^2 u, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - C_d \frac{\sqrt{u^2 + v^2}}{(h + \eta)} v + A_H \nabla_H^2 v, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial[(h + \eta)u]}{\partial x} + \frac{\partial[(h + \eta)v]}{\partial y} = 0, \quad (3)$$

donde  $u(x, y, t)$  y  $v(x, y, t)$  son las componentes cartesianas de la velocidad verticalmente integrada,  $\eta(x, y, t)$  es la variación del nivel del mar,  $h(x, y)$  es la profundidad,  $g$  es la aceleración de la gravedad, el coeficiente de fricción de fondo es  $C_d = gC_H^{-2}$ , donde  $C_H$  es el coeficiente de Chézy,  $A_H$  es el coeficiente de difusión turbulenta horizontal y  $\nabla_H^2$  es el operador Laplaciano horizontal.

Las condiciones de frontera fueron establecidas de acuerdo a lo siguiente: en la costa el flujo normal fue cero; en la frontera abierta (boca), el modelo es forzado desde el reposo, a nivel medio del mar, por el forzamiento de la marea  $\eta_0(t)$ , a través del término de gradiente de presión en las ecuaciones de movimiento. La marea  $\eta_0(t)$  fue descrita por medio de sus constituyentes armónicas

$$\eta_0(t) = \sum_n A_n \cos(\omega_n t + \theta_n), \quad (4)$$

donde  $A_n$ ,  $\omega_n$  y  $\theta_n$  son la amplitud, la frecuencia angular y la fase relativa respectivamente, de la  $n$ -ésima componente y  $t$  es el tiempo. Se uso este tipo de condición

de frontera debido a que se puede dar un pronóstico preciso de la evolución de  $\eta_0(t)$  fuera de la boca de la laguna, gracias a las observaciones de la serie de presión de 1994.

Los cálculos fueron efectuados usando un método explícito de diferencias finitas sobre una malla escalonada del tipo C de Arakawa. La evolución temporal es establecida con un esquema de salto de rana. El paso de tiempo está limitado por la condición de estabilidad de Courant-Fridrich-Lewis, la cual para el modelo bidimensional es

$$\Delta t \leq \frac{1}{\left[ gh_{max} \left( \frac{1}{\Delta x^2 + \Delta y^2} \right) \right]^{1/2}}, \quad (5)$$

donde  $h_{max}$  es la máxima profundidad, referida al nivel medio del mar (Wang, 1982),  $\Delta x$  y  $\Delta y$  corresponden al tamaño de malla en las direcciones  $x$  e  $y$ , respectivamente. La actual versión del modelo no incluye mecanismos para manejar secado e inundación de terreno. El modelo fue calibrado ajustando un conjunto de valores de  $k$  hasta que las elevaciones del nivel del mar y las elipses de corriente coincidieron con los valores observados en el campo.

Se utilizó un dominio numérico de alta resolución espacial, con tamaño de malla  $\Delta x = 200$  m y  $\Delta y = 200$  m. La malla numérica tuvo 45 x 48 puntos que cubrieron profundidades mayores a 1m respecto al nivel medio del mar para evitar la cavitación y la formación de ondas de choque. El paso de tiempo usado en las corridas del modelo fue de  $\Delta t = 6$  s y el coeficiente de difusión turbulenta horizontal  $A_H$  fue tomado como  $10^{-2}$  m s<sup>-1</sup>, dado que esos valores han sido exitosamente usados al modelar otras lagunas costeras en el



Golfo de California (Delgado, 1997; Gomez-Valdes et al., 2003). El término difusivo puede ser escalado (ver Tabla 1) como  $A_H UL^{-2} \approx 10^{-12}$ . A pesar de lo pequeño de este término, se mantuvo por completo del modelo y debido a que mejora la estabilidad numérica (e.g. Marinone, 1997).

La ubicación de la frontera abierta estuvo en la entrada de la laguna (colocado a 800 m de la estación M), donde se instaló el sensor de presión por 34 días en 1994. La Tabla 2 muestra la amplitud y fase de las constituyentes de marea usadas como condiciones de frontera. Las constituyentes de marea somera incluidas corresponden a las que fueron significantes al 95 % en el análisis armónico, excepto  $M_{sf}$ . Para investigar los principales mecanismos que contribuyen a la dinámica no-lineal en la Bahía de Yavaros, se efectuaron dos conjuntos de experimentos numéricos. El primer conjunto consistió de un par de experimentos: 1) con fuerza de Coriolis y 2) sin ella. El otro conjunto fueron corridas con 1) una ley cuadrática para la fricción de fondo y 2) con una ley lineal de fricción con el fondo, con fuerza de Coriolis incluida en ambos casos.

### **Calibración del modelo numérico**

La variación del nivel del mar y el campo de velocidad horizontal fueron simulados para las principales constituyentes de las mareas astronómicas y someras. El modelo fue iniciado desde el estado de reposo ( $\eta = 0, (u, v) = 0$ ). Se corrió por 31 días y fue calibrado contra las series de tiempo de los armónicos mareales observados en las estaciones de muestreo, de acuerdo a lo descrito a continuación. De la salida del modelo, las series de tiempo de nivel del mar y de las componentes de la velocidad  $u$  y  $v$  fueron grabadas en forma horaria, en cada punto del dominio, después de cuatro ciclos de marea semidiurna

para evitar la señal del transiente inicial. El análisis armónico mareal se efectuó para las series de 29 días de longitud, con el objeto de obtener la amplitud y fase del campo de elevación del nivel del mar y los parámetros de las elipses de corrientes en cada punto de la malla. Para calibrar el modelo se ejecutaron varias corridas, forzando el modelo con una combinación lineal de  $O_1$ ,  $K_1$ ,  $M_2$ , y  $S_2$ , las principales componentes astronómicas de la marea, las cuales se muestran en la Tabla 2. Dos puntos de control fueron establecidos en los puntos de la malla correspondientes a las coordenadas de las estaciones M y H. Un coeficiente de fricción de  $k = 3.5 \times 10^{-3}$  dio el mejor ajuste entre los valores observados y los modelados. Este resultado está en concordancia con los de formulaciones más elaboradas del coeficiente de fricción, dependientes de la profundidad, tales como las usadas en la Bahía de San Francisco (Cheng et al., 1993) y para el norte del mar Adriático (Malačič et al., 2000).

La comparación entre los valores observados y los modelados de amplitud ( $A_{obs}$ ,  $A_m$ ) se muestra en la Tabla 3, y los valores de las fases observadas y modeladas ( $\theta_{obs}$ ,  $\theta_m$ ) en las estaciones M y H. En la Tabla 4 se muestra la comparación entre los parámetros observados y modelados de las elipses de las corrientes mareales: el semi-eje mayor ( $M_{obs}$ ,  $M_m$ ), la inclinación ( $\phi_{obs}$ ,  $\phi_m$ ) y la fase ( $\varphi_{obs}$ ,  $\varphi_m$ ) en las estaciones M y H. En ambos casos los resultados muestran una concordancia adecuada entre los resultados del modelo y los valores observados. Sin embargo, la variación en amplitud y fase para la componente  $O_1$  exhibió la mayor desviación.

Después de calibrar el modelo, se volvió a efectuar otra corrida con las constituyentes mostradas en la Tabla 2. No se encontró una mejoría o desviación de la

calibración previa, pero la inclusión de constituyentes de mareas someras, como condición de frontera en la frontera abierta permitió su propagación a través de la boca (Tee, 1977).

La elevación de la marea y sus flujos fueron estudiados en la Bahía de Yavaros. El modelo numérico fue aplicado al dominio mostrado en la Figura 1. La distribución de las amplitudes de las constituyentes de la marea  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  y  $O_1$  mostró poca variación a lo largo de la laguna en todos los experimentos numéricos. La Figura 3(a) muestra la distribución espacial de la amplitud y la de la fase de la marea  $M_2$ . La amplitud de esta onda no fue significativamente amplificada en la laguna. El retraso de la fase desde la boca hasta la cabeza del canal principal fue de  $\sim 10^\circ$ , su equivalente de  $\sim 20$  min de retraso. La Figura 3(b) muestra la distribución espacial de la amplitud y la de la fase de la marea  $K_1$ . La amplitud de la marea es la misma en toda la cuenca. El retraso de la marea desde la boca a la cabeza fue de  $\sim 5^\circ$ , lo que también representa un retraso de  $\sim 20$  min. Estos resultados concuerdan con los de la relación de dispersión para ondas de marea.

Las elipses de las corrientes de marea para las mareas  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  y  $O_1$  fueron calculadas en cada punto de la malla numérica. La distribución espacial de las corrientes  $M_2$  y  $K_1$  se muestran en cada dos puntos de la malla numérica. La distribución de las corrientes  $S_2$  y  $O_1$  no se muestran debido a que tuvieron patrones similares a los de las corrientes  $M_2$  y  $K_1$ , respectivamente. La distribución de elipses de corriente de las mareas semidiurnas (Figura 4(a)) mostró una región de fuerte flujo rectilíneo (29 cm/s), con el eje mayor alineado a lo largo del canal principal. En el resto de la laguna, los ejes mayores se alinearon con la topografía, y su magnitud decreció de la boca al interior de la laguna, debido a los efectos combinados de la frontera sólida en la cabeza del canal y a las pérdidas

por fricción. Las elipses de corriente diurnas también mostraron una distribución rectilínea, alineada con los canales (Figura 4(b)). Las corrientes más intensas en el canal principal fueron significativamente más pequeñas que las de las corrientes semidiurnas (en promedio menores de 13 cm/s).

Los flujos de energía se calcularon siguiendo a Davis y Kwong (2000). La Figura 5(a) muestra la distribución de los vectores de flujo de energía para la marea  $M_2$ . El máximo flujo de energía ( $\sim 86 \times 10^3$  W/m) hacia la cuenca ocurrió a través del canal principal. La distribución espacial de los flujos de energía de la marea  $S_2$  (no se muestra) es similar a la de la marea  $M_2$ , pero con un máximo de  $\sim 52 \times 10^3$  W/m. La distribución espacial de los flujos de energía de la marea  $K_1$  (Figura 5(b)) fue comparable con la de las mareas semidiurnas, aunque con una reducción en la magnitud, su máximo flujo de energía fue de  $\sim 37 \times 10^3$  W/m. El patrón de distribución de los flujos de energía de la marea  $O_1$  (no se muestra) fue similar a la de la marea  $K_1$ , pero con un máximo de  $\sim 14 \times 10^3$  W/m. Estas distribuciones muestran claramente que la disipación es mayor en el canal principal, debido a que es donde las corrientes de marea son máximas.

### **Distribución de las mareas someras**

Con el objeto de examinar en detalle hasta que punto las frecuencias altas son generadas en aguas someras, se estudió el papel que desempeña la fricción usando primeramente una ley cuadrática y posteriormente una ley lineal. El espectro de los múltiplos de la marea y las mareas compuestas fue generado al forzar el modelo numérico con una combinación lineal de las ondas de marea mostradas en la Tabla 1 y usando una ley cuadrática para la fricción de fondo. Varias constituyentes de las mareas someras fueron generadas en el experimento,

las cuales fueron resueltas de acuerdo al criterio de la ecuación de separación  $(T|\sigma_2 - \sigma_1|) > R$  de Rayleigh, donde  $\sigma_2, \sigma_1$  son frecuencias de constituyentes vecinas,  $T$  es la longitud de la serie de tiempo, y  $R$  es la constante de Rayleigh ( $=1$ ) (Godin, 1972). Las componentes MK3, M4 y MS4 fueron resueltas con la mayor razón de intensidad de señal a ruido (snr) de todas las mareas someras. La Figura 6 muestra la distribución de amplitud y la de la fase de estas mareas someras. Estas distribuciones fueron generadas usando el modelo no lineal completo. En general el tiempo de propagación de estas mareas, a través de la laguna, fue de  $\sim 1$  hr, como se puede ver del retraso de la fase. Este tiempo fue mayor al de las mareas astronómicas debido a que las mareas someras son de naturaleza no lineal, en consecuencia la relación de dispersión lineal no es válida para ellas. El mapa cotidal calculado para estas mareas es similar al de la marea  $M_2$ . La relación entre el patrón de la marea  $M_2$  y el de la marea  $M_4$  sugiere una asimetría dominada por el refluo en la región cercana a la boca, de acuerdo a los resultados observados.

La distribución espacial de las elipses de las corrientes de marea somera MK3, M4 y MS4 se muestran en la Figura 7. Su patrón es cercano al de la corriente  $M_2$ , con elipses alineadas a los canales. Sin embargo, la elipticidad de las corrientes de mareas someras (longitud de onda más corta) es mayor a las de las de marea astronómica (longitud de onda mayor). Dado que las mayores constituyentes de la marea son la  $M_2$  y la  $K_1$ , la constituyente MK3 de la corriente fue la que tuvo mayor energía cinética. Otro rasgo interesante de estas elipses de corrientes fue que el valor del semieje mayor fue casi constante a través de toda la laguna, excepto en las regiones muy someras.

La distribución espacial de los vectores de flujo de energía de las mareas  $MK_3$ ,  $M_4$ ,  $MS_4$  y  $2MS_6$  se muestran en la Figura 8. Los resultados muestran que los flujos de energía  $MK_3$ ,  $M_4$  y  $MS_4$  fueron dirigidos desde el interior de la laguna hacia la frontera abierta, siguiendo los canales, en contraposición de los flujos de energía  $2MS_6$  que mostraron un patrón inverso. En estos casos, el flujo de energía se transporta por los canales someros, rodeando al bajo en la región central de la laguna. El máximo flujo de energía es de  $\sim 1.1 \times 10^3$  W/m para la  $MK_3$ , de  $\sim 1 \times 10^2$  W/m para la  $M_4$ , de  $\sim 2 \times 10^2$  W/m para la  $MS_4$  y de  $\sim 5 \times 10^1$  W/m para la  $2MS_6$ . Aunque el flujo de energía de la última constituyente es opuesto al de las otras mareas compuestas, es pequeño, es relevante mostrarlo debido a que la dirección de los flujos de energía es opuesta a los terci-diurnos y cuarti-diurnos. Este rasgo también se muestra para las mareas quinti-diurnas.

Los resultados del experimento numérico con fricción de fondo lineal se comparan con el experimento que usó fricción de fondo cuadrática, como se mencionó anteriormente. La Tabla 5 muestra la comparación de los valores cuadráticos medios de los valores del semieje mayor, sobre el dominio numérico, usando fricción cuadrática ( $k = 3.5 \times 10^{-3}$ ) y usando fricción lineal ( $k' = 5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ). Los resultados indican que las corrientes de las mareas someras  $MK_3$ ,  $M_4$  y  $MS_4$  son generadas por advección y continuidad no-lineal, porque los valores cuadráticos promedio con fricción lineal fueron mayores que los de con fricción cuadrática. Para las ondas restantes, se arguye que no muestran un claro proceso de generación debido a que fueron muy pequeños. Así, las interacciones en aguas someras y la advección de momentum son los procesos dominantes en la laguna. Buscando probar la generación de mareas someras en la laguna, también se corrió el modelo numérico sin

mareas compuestas y múltiplos de marea en las condiciones en la frontera abierta, dejando en el forzamiento solamente las constituyentes astronómicas mostradas en la Tabla 2. Se encontraron los mismos patrones de amplitud que los producidos usando como condiciones de frontera a todas las constituyentes de la Tabla 2.

### **Corriente Residual**

La distribución de la corriente residual  $Z_0$  en la Bahía de Yavaros se muestra en la Figura 9. Corresponde al modelo no-lineal forzado con múltiples constituyentes de la marea, mostradas en la Tabla 1. Se encontró un remolino con giro ciclónico, del tamaño aproximado de media cuenca, correlacionado con el bajo, y dos pequeños remolinos anticiclónicos correlacionados con depresiones someras en el canal principal. Dentro del gran remolino ciclónico, hubo dos pequeños remolinos ciclónicos cercanos a los canales. La máxima velocidad (6.2 cm/s) de la corriente residual ocurrió en la parte del canal principal con mayores gradientes batimétricos. La distribución de las corrientes residuales obtenidas al correr el modelo numérico forzado solamente con la marea  $M_2$ , y promediando el campo vectorial sobre un ciclo de mareas, fue muy similar a la distribución obtenida con forzamiento múltiple.

Con el propósito de entender la relación entre la excursión de la marea  $E = (uT/\pi)$  y la escala de longitud topográfica, es instructivo graficar contornos de  $E$  junto a las corrientes residuales. La Figura 10 (línea sólida) muestra la distribución de  $E$  para el experimento con el solo forzamiento de la marea  $M_2$ . El máximo valor (3 km) ocurrió en las regiones de agua más profunda, donde las profundidades son  $\sim 10$  m. En el área del gran remolino,  $E$  tiene valores entre 1.7 y 0.4 km. Por otra parte, siguiendo a Robinson

(1983), se calcularon las corrientes residuales como el promedio temporal sobre un ciclo de marea, mostrándose su distribución, obtenida en esta forma, en la Figura 9. El patrón es muy similar al de la  $Z_0$ .

### **Discusión**

Un modelo bidimensional, verticalmente integrado, es útil para el estudio de la circulación inducida por la marea y la generación de mareas someras. Los experimentos numéricos, utilizando una malla de alta resolución, muestran la evolución de los flujos mareales y sus interacciones no-lineales en la Bahía de Yavaros. El modelo numérico simuló la dinámica verticalmente integrada asociada con las mareas diurnas y semidiurnas, en concordancia con las observaciones. El coeficiente de fricción estimado fue del mismo orden de magnitud que el reportado para estudios similares (e.g. Gómez-Valdés et al., 2003). El flujo oscilatorio es rectilíneo en toda la cuenca, particularmente en el canal principal.

La dinámica de la  $M_2$ ,  $K_1$ ,  $S_2$  y  $O_1$ , las constituyentes principales de la marea, son lineales en la parametrización de la fricción de fondo, y no hay distorsión del patrón asociado a la fuerza de Coriolis. Esto es razonable debido a que la aproximación de canal angosto  $W/R = 0.0098$ , donde  $W$  es el ancho de la boca de la laguna y  $R$  es el radio de deformación de Rossby. Aunque el orden de magnitud de los máximos de los flujos de energía asociados a estas constituyentes de la marea, la contribución de la  $M_2$  es la mayor debido a que las corrientes de marea son significativamente mayores que las otras.

La presencia de mareas someras usualmente se le atribuye a las no-linealidades inherentes a las condiciones de aguas someras (Dronkers, 1964). La intensidad de las mareas compuestas depende del nivel de energía del cual son generadas (Aubrey y Speer,



1985). Debido a que  $K_1$ ,  $M_2$ ,  $O_1$  y  $S_2$  son las ondas de marea más significantes con las cuales se forzó el modelo, las salidas de este último muestran que las mareas someras más energéticas en la laguna son la  $MK_3$ , la  $MS_4$  y la  $M_4$  cuyos parámetros de las elipses de marea concuerdan con los valores observados. La advección de momentum y la continuidad no-lineal son los mecanismos que generan  $MK_3$ ,  $MS_4$  y  $M_4$ . Estos resultados concuerdan con los de Godin (1988), Le Provost (1991) y los de Parker (1991). La disipación es la responsable del debilitamiento del campo medio de velocidad para las componentes terci-diurna, cuarti-diurna y la catorcenal. Godin y González (1991/92) encontraron que las amplitudes de las mareas someras son menores que 2 cm a lo largo de la costa oeste de México. Sandoval y Gómez-Valdés (1997) encontraron que las constituyentes de las mareas someras en una laguna costera ubicada en la entrada del Golfo de California también eran de pequeña amplitud. Ciertamente, se encontró que las amplitudes de las mareas someras son pequeñas y muestran poca variación espacial, excepto por un decaimiento perceptible lejos de la cabeza de la laguna, indicativo de generación dentro de la laguna. En este estudio se encontró que los campos de velocidad son más apropiados que en nivel del mar para dilucidar la importancia de las mareas someras en estas lagunas costeras.

Los flujos de energía de las mareas someras  $MK_3$ ,  $M_4$ ,  $MS_4$  y  $2MS_6$  han sido utilizados para examinar la variabilidad en la laguna de estas últimas. Debido a que la generación de las mareas  $MK_3$ ,  $M_4$  y  $MS_4$  ocurrió dentro de la laguna, los vectores de flujo de energía estuvieron dirigidos hacia la frontera abierta a través del canal principal y fueron atrapados por los bajos; mientras que el vector de flujo de energía  $2MS_6$ , que fue generado

por la fricción en la boca, estuvo dirigido en la dirección opuesta. Kowalik y Polyakov (1998) reportan atrapamiento de fondo de los flujos de energía en el mar de Okhostk. La distribución espacial de los flujos de energía en las aguas someras es útil en estudio de los procesos de generación. Aunque el análisis de escala mostró que la fuerza de Coriolis regulada por la topografía es un mecanismo probable de contribuir a la generación de corrientes rectificadas, los experimentos numéricos muestran que no hubo cambios ni en el patrón de la elevación del nivel de mar, ni en el de los campos de corriente. Por lo tanto, el principal mecanismo de generación de la corriente residual lo constituye la acción combinada de la advección y la fricción de fondo, donde la fricción de fondo es parametrizada por una ley cuadrática. Este resultado concuerda con lo reportado por Tee (1976) y Huthnance (1973), entre otros.

El momento de la fuerza de la fricción y la advección de vorticidad sobre un fondo marino irregular pueden generar corrientes residuales (Zimmerman, 1981). Debido a la batimetría variable, los fuertes corrientes diurnas y semidiurnas transfieren vorticidad a movimiento promedio, generando corrientes residuales por medio de las interacciones no-lineales. El flujo residual inducido por marea fue extraído de la componente  $Z_0$  resultante del análisis armónico de series de corrientes de 29 día de longitud. La magnitud y la dirección en los puntos de control M y H concordaron con los observados con los corrientímetros. Se encontró que la corriente semidiurna fue la hizo que la mayor contribución energética a la corriente residual generada por las mareas  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  y  $O_1$ . Esto indica la transferencia de energía de las bandas de alta frecuencia a las bandas de baja frecuencia; esto también fue corroborado con un experimento numérico en el cual la

condición de frontera fue impuesta con las constituyentes de marea  $K_1$  y  $O_1$ , resultando una ausencia de patrón residual. En el campo residual de la corriente se encontró una estructura de remolino que sigue los rasgos topográficos mostrados en fotos aéreas. El flujo residual inducido por marea consiste esencialmente de movimiento rotacional que forma remolinos (Yanagi, 1999). Los remolinos de la velocidad residual a lo largo del canal principal son análogos al flujo mareal sobre una depresión topográfica en un canal estrecho (Park y Wang, 1991). El remolino de la corriente residual en la región somera es análogo al flujo mareal sobre una región con un bajo en un canal estrecho (Park y Wang, 1994). El rasgo topográfico (región del bajo) tiene el mismo orden de magnitud  $\sim 3$  km al igual que el máximo de longitud de la excursión de la marea. Por otro parte, las depresiones topográficas, asociadas con movimientos de vórtice, son de  $\sim 1$  km.

### Literatura citada

- Ayala-Castañares, A., V. M. Malpica, and M. Gutiérrez-Estrada, 1980. Geología Marina de la región de Yavaros, Sonora, México. *Annales del Centro de Ciencias del Mar y Limnología*, 7, 275-290.
- Aubrey, D. G., and P. E. Speer, 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part I: Observations. *Estuar., Coast. Shelf Sci.*, 21, 185-205.
- Cheng, R. T., V. Casulli, and J. W. Gartner, 1993. Tidal, Residual and Intertidal Mudflat (TRIM) model and its applications to San Francisco Bay, California. *Estuar., Coast. Shelf Sci.*, 36, 235-280.
- Davis, A. M., and S. C. Kwong, 2000. Tidal energy fluxes and dissipation on the European continental shelf. *J. Geophys. Res.*, 105, 21969-21989.
- Delgado, J. A., 1997. *Dinámica no-lineal inducida por mareas en la Ensenada de la Paz, Baja California Sur*. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B. C. México, 56 pp.
- Dronkers, J. J., 1964. *Tidal computations in rivers and coastal waters*. North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 518 pp.
- Friedrichs, C. T., and D. G. Aubrey, 1988. Nonlinear tidal distortion in shallow-water mixed estuaries: A synthesis. *Estuar., Coast. Shelf Sci.*, 27, 521-545

- Gilmartin, M., and N. Revelante, 1978. The phytoplankton characteristics of the barrier island lagoons of the Gulf of California. *Estuar., Coast. Shelf Sci.*, 7, 29-47.
- Godin, G., 1972. *The analysis of tides*. University of Toronto Press. Toronto. 264 pp.
- Godin, G., 1988 *Tides*. Centro de Investigación y de Educación Superior de Ensenada. Ensenada, B. C., Mexico, 290 pp.
- Godin, G., and I. González, 1991/92. About some very small harmonics which are present in the tide of the Pacific. *Dt. Hydrogr. Z.*, 44, 115-132.
- Gomez-Valdes, J., J. A. Delgado, and J. A. Dworak, 2003. Overtides, compound tides, and tidal- residual currents in Ensenada de la Paz Lagoon, Baja California Sur, México, *Geofis. Int.*, 42, 623-634.
- Hendershott, M. C., and A. Speranza, 1971. Co-oscillating tides in long, narrow bays: The Taylor problem revisited. *Deep Sea Res.*, 18, 959-980.
- Huthnance, J. M., 1973. Tidal currents asymmetries over the Norfolk sandbanks. *Estuar., Coast. Mar. Sci.*, 1, 89-99.
- Kowalik, Z., and I. Polyakov, 1998. Tides in the sea of Okhotsk. *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 1389-1409.
- Lankford, R. R., 1976. Coastal lagoons of Mexico, their origin and classification. In M. Wiley (ed.), *Estuarine Processes, Vol. II*, Academic Press, New York, 195-225.
- Le Provost, C., and M. Fornerino, 1985. Tidal spectroscopy of the English Channel with a numerical model. *J. Phys. Oceanogr.* 15, 1009-1031.
- Le Provost, C., 1991. Generation of overtides and compound tides (review). In B. B. Parker (ed.), *Tidal hydrodynamics*, John Wiley and Sons, New York, 269-295.
- Malačič, V., D. Viezzoli, and B. Cushman-Roisin, 2000. Tidal dynamics in the northern Adriatic Sea. *J. Geophys. Res.*, 105, 26265-26280.
- Marinone, S. G., 1997. Tidal residual currents in the Gulf of California: Is the M2 tidal constituent sufficient to induce them? *J. Geophys. Res.*, 102, 8611-8623.
- Morales-Pérez, R. A., and G. Gutierrez, 1989. Mareas en el Golfo de California. *Geofis. Int.*, 28, 25-46.
- Nihoul, J. C. J., and F. C. Roday, 1975. The influence of the "tidal stress" on the residual circulation. *Tellus* 27, 484-489.
- Park, M. -J., and D.-P Wang, 1991. Transient tidal vorticity over a hollow. In: B.B. Parker, (ed.), *Tidal hydrodynamics*, John Wiley and Sons, New York, 419-434.
- Park, M. -J., and D.-P Wang, 1994. Tidal vorticity over isolated topographic features. *Cont. Shelf Res.*, 14, 1583-1599.
- Parker, B. B., 1991. The relative importance of the various nonlinear mechanisms in a wide

- range of tidal interactions (review). In B. B. Parker (ed.), *Tidal hydrodynamics*, John Wiley and Sons, New York, 237-268.
- Pingree, R. D., and L. Maddock, 1978. The M4 tide in the English Channel derived from a non-linear numerical model of the M2 tide. *Deep Sea Res.*, 25, 53-66.
- Pritchard, D. W., 1971. Hydrodynamic Models. In G. H., Jr., Ward, and W. H., Jr., Espey, (eds.), *Estuarine modelling an assessment*, Water Quality Office, U.S. Environmental Protection Agency, Washington, DC, 5-33.
- Robinson, I. S., 1983. Tidally induced residual flows. In B. Johns, (ed.) *Physical Oceanography of Coastal and Shelf Seas*, Elsevier, Amsterdam, 321-356.
- Sandoval, J. F., and J. Gomez-Valdes, 1997. Tides and tidal currents in Ensenada de la Paz lagoon, Baja California Sur, México. *Geofis. Int.*, 36, 37-47.
- Sinha, B., and R. D. Pingree, 1997. The principal lunar semidiurnal tide and its harmonics: baseline solutions for M2 and M4 constituents on the North-West European Continental Shelf. *Cont. Shelf Res.*, 17, 1321-1365.
- Tee, K. T., 1976. Tide-induced residual currents, a 2-D nonlinear tidal model. *J. Mar. Res.*, 34, 603-628.
- Tee, K. T., 1977. Tide-induced residual current - Verification of a numerical model. *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 396-402.
- Valle-Levinson, A., J. A. Delgado, and L. Atkinson, 2001. Reversing water exchange patterns at the entrance to a semiarid coastal lagoon. *Estuar., Coast. Shelf Sci.*, 53, 825-838.
- Wang, D-P., 1982. Development of a three-dimensional, limited-area (island) shelf circulation model. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 605-617.
- Yanagi, T., 1999. *Coastal oceanography*, Kluwer Academic Publishers, Boston, 162 pp.
- Zimmerman, Z. T. F., 1981. Dynamics, diffusion and geomorphological significance of tidal residual eddies, *Nature*, 290, 549-555.

## Tablas

**Tabla 1.** Escalamiento de los principales forzamientos que contribuyen a la rectificación de las corrientes de marea.

<b>Parámetros típicos</b>	<b>Expresión</b>	<b>Mareas de Sisigia</b>	<b>Mareas de cuadratura</b>
Profundidad	H (m)	10	10
Longitud	L (m)	$5 \times 10^2$	$5 \times 10^2$
Parámetro de Coriolis	$f$ ( $s^{-1}$ )	$6.5 \times 10^{-5}$	$6.5 \times 10^{-5}$
Coeficiente turbulento Horizontal	$A_H$ ( $m s^{-1}$ )	$1 \times 10^{-2}$	$1 \times 10^{-2}$
Coeficiente de fricción	$k$	$3.5 \times 10^{-3}$	$3.5 \times 10^{-3}$
Velocidad	U ( $m s^{-1}$ )	0.29	0.14
Advección	$U^2/L$ ( $m s^{-2}$ )	$2 \times 10^{-5}$	$4 \times 10^{-6}$
Efecto de Coriolis	$fU$ ( $m s^{-2}$ )	$2 \times 10^{-5}$	$9 \times 10^{-6}$
Fricción de fondo	$k U^2/H$ ( $m s^{-2}$ )	$3 \times 10^{-5}$	$7 \times 10^{-6}$

**Tabla 2.** Valores de amplitud (A) y fase (g) del forzamiento en la frontera abierta para las principales constituyentes de la marea. Los ángulos de fase son referidos a GMT. La zona de tiempo  $Z = +7$ .

<b>constituyente</b>	<b>T(hr)</b>	<b>A(cm)</b>	<b>g (°)</b>
<b>M<sub>sf</sub></b>	354.3717	1.3	220
<b>O<sub>1</sub></b>	25.8193	17.1	176
<b>K<sub>1</sub></b>	23.9345	24.9	184
<b>M<sub>2</sub></b>	12.4206	21.1	140
<b>S<sub>2</sub></b>	12.0000	16.2	134
<b>N<sub>2</sub></b>	12.6584	4.7	158
<b>MK<sub>3</sub></b>	8.1771	0.3	126
<b>SK<sub>3</sub></b>	7.9927	0.5	309
<b>M<sub>4</sub></b>	6.2103	0.8	50
<b>MS<sub>4</sub></b>	6.1033	0.3	116
<b>2SK<sub>5</sub></b>	4.7974	0.2	133
<b>M<sub>6</sub></b>	4.1402	0.1	108
<b>2SM<sub>6</sub></b>	4.0924	0.2	60

**Tabla 3.** Comparación entre los valores observados y los modelados de la amplitud ( $A_{obs}$ ,  $A_m$ ), y entre las fases observadas y modeladas ( $g_{obs}$ ,  $g_m$ ) entre las estaciones M y H. Los valores observados de amplitud y fase son reportados dentro de la estimación del intervalo de confianza del 95 %.

Const.	Station M				Station H			
	$A_{obs}$ (cm)	$A_m$ (cm)	$g_{obs}$ (°)	$g_m$ (°)	$A_{obs}$ (cm)	$A_m$ (cm)	$g_{obs}$ (°)	$g_m$ (°)
<b>O<sub>1</sub></b>	17.1±2.0	17.1	176±7	176	15.6±2.3	17.3	179±8	182
<b>K<sub>1</sub></b>	24.9±2.0	24.9	185±4	185	24.3±1.9	24.9	192±3	191
<b>M<sub>2</sub></b>	21.1±0.6	21.1	142±2	142	21.7±0.9	21.4	152±3	151
<b>S<sub>2</sub></b>	16.2±0.7	16.2	135±3	136	16.6±1.1	16.5	144±4	146



**Tabla 4.** Comparación entre los valores observados y los modelados para los parámetros de las elipses de marea: semi-eje mayor ( $M_{\text{obs}}$ ,  $M_{\text{m}}$ ), la inclinación ( $\phi_{\text{obs}}$ ,  $\phi_{\text{m}}$ ) y la fase ( $g_{\text{obs}}$ ,  $g_{\text{m}}$ ) entre las estaciones M y H. Los valores estimados para los parámetros de las elipses fueron reportados dentro del intervalo de confianza estimado al 95 %.

<b>O<sub>1</sub></b>						
	$M_{\text{obs}}$ ( $\text{cm s}^{-1}$ )	$\phi_{\text{obs}}$ ( $^{\circ}$ )	$g_{\text{obs}}$ ( $^{\circ}$ )	$M_{\text{m}}$ ( $\text{cm s}^{-1}$ )	$\phi_{\text{m}}$ ( $^{\circ}$ )	$g_{\text{m}}$ ( $^{\circ}$ )
<b>M</b>	10.8±1.3	102±4	92±6	9.6	94	98
<b>H</b>	4.8±0.9	147±8	89±11	3.1	127	92

<b>K<sub>1</sub></b>						
	$M_{\text{obs}}$ ( $\text{cm s}^{-1}$ )	$\phi_{\text{obs}}$ ( $^{\circ}$ )	$g_{\text{obs}}$ ( $^{\circ}$ )	$M_{\text{m}}$ ( $\text{cm s}^{-1}$ )	$\phi_{\text{m}}$ ( $^{\circ}$ )	$g_{\text{m}}$ ( $^{\circ}$ )
	17.2±1.2	104±3	103±4	15.3	91	106
	5.2±0.9	141±9	103±8	4.9	128	102

<b>M<sub>2</sub></b>						
	$M_{\text{obs}}$ ( $\text{cm s}^{-1}$ )	$\phi_{\text{obs}}$ ( $^{\circ}$ )	$g_{\text{obs}}$ ( $^{\circ}$ )	$M_{\text{m}}$ ( $\text{cm s}^{-1}$ )	$\phi_{\text{m}}$ ( $^{\circ}$ )	$g_{\text{m}}$ ( $^{\circ}$ )
	29.6±1.2	102±1	64±3	23.4	90	66
	12.8±1.3	147±5	74±6	7.5	132	69

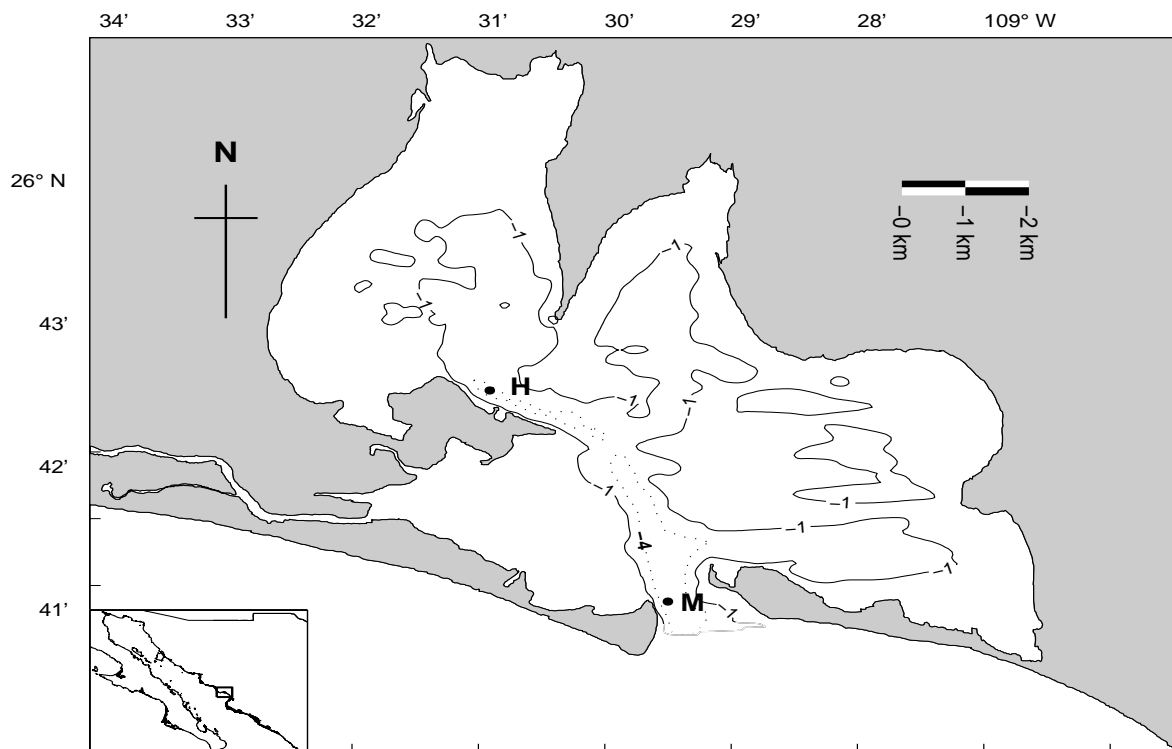
  

<b>S<sub>2</sub></b>						
	$M_{\text{obs}}$ ( $\text{cm s}^{-1}$ )	$\phi_{\text{obs}}$ ( $^{\circ}$ )	$g_{\text{obs}}$ ( $^{\circ}$ )	$M_{\text{m}}$ ( $\text{cm s}^{-1}$ )	$\phi_{\text{m}}$ ( $^{\circ}$ )	$g_{\text{m}}$ ( $^{\circ}$ )
	22.6±1.3	103±1	55±4	18.6	91	59
	9.8±1.1	144±8	62±7	6.0	132	63

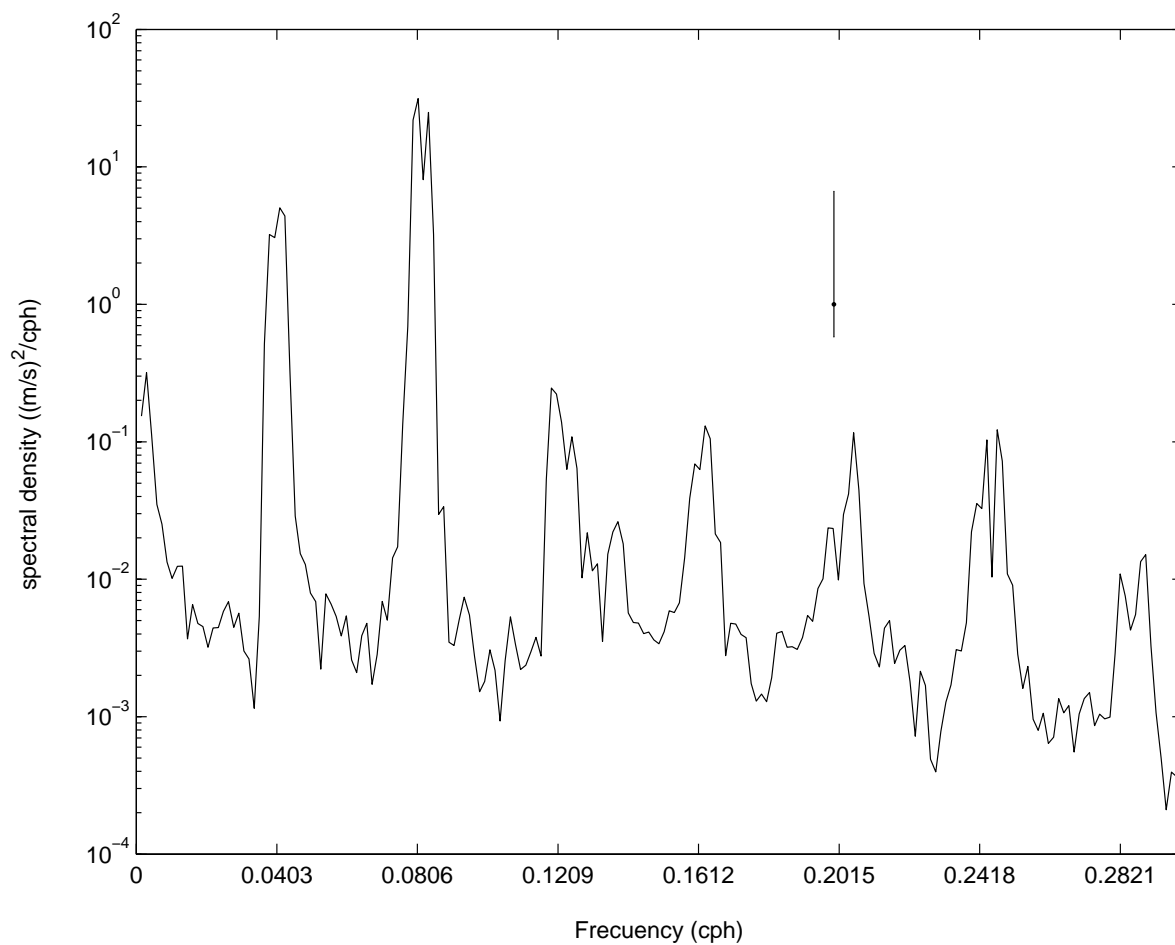
**Tabla 5.** Comparación del promedio de los valores cuadráticos del semi-eje mayor sobre el dominio entre la salida del modelo con fricción cuadrática y con fricción lineal para las constituyentes de las corrientes de marea somera.

Constituyente	T (hr)	$\langle M^2 \rangle \times 10^{-2}$	$\langle M^2 \rangle \times 10^{-2}$
		( $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$ ) Fricción cuadrática	( $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$ ) Fricción Lineal
<b>MK<sub>3</sub></b>	8.1771	61	192
<b>SK<sub>3</sub></b>	7.9927	21	31
<b>M<sub>4</sub></b>	6.2103	59	87
<b>MS<sub>4</sub></b>	6.1033	77	152
<b>2SK<sub>5</sub></b>	4.7974	5	8
<b>M<sub>6</sub></b>	4.1402	7	5
<b>2SM<sub>6</sub></b>	4.0924	14	15

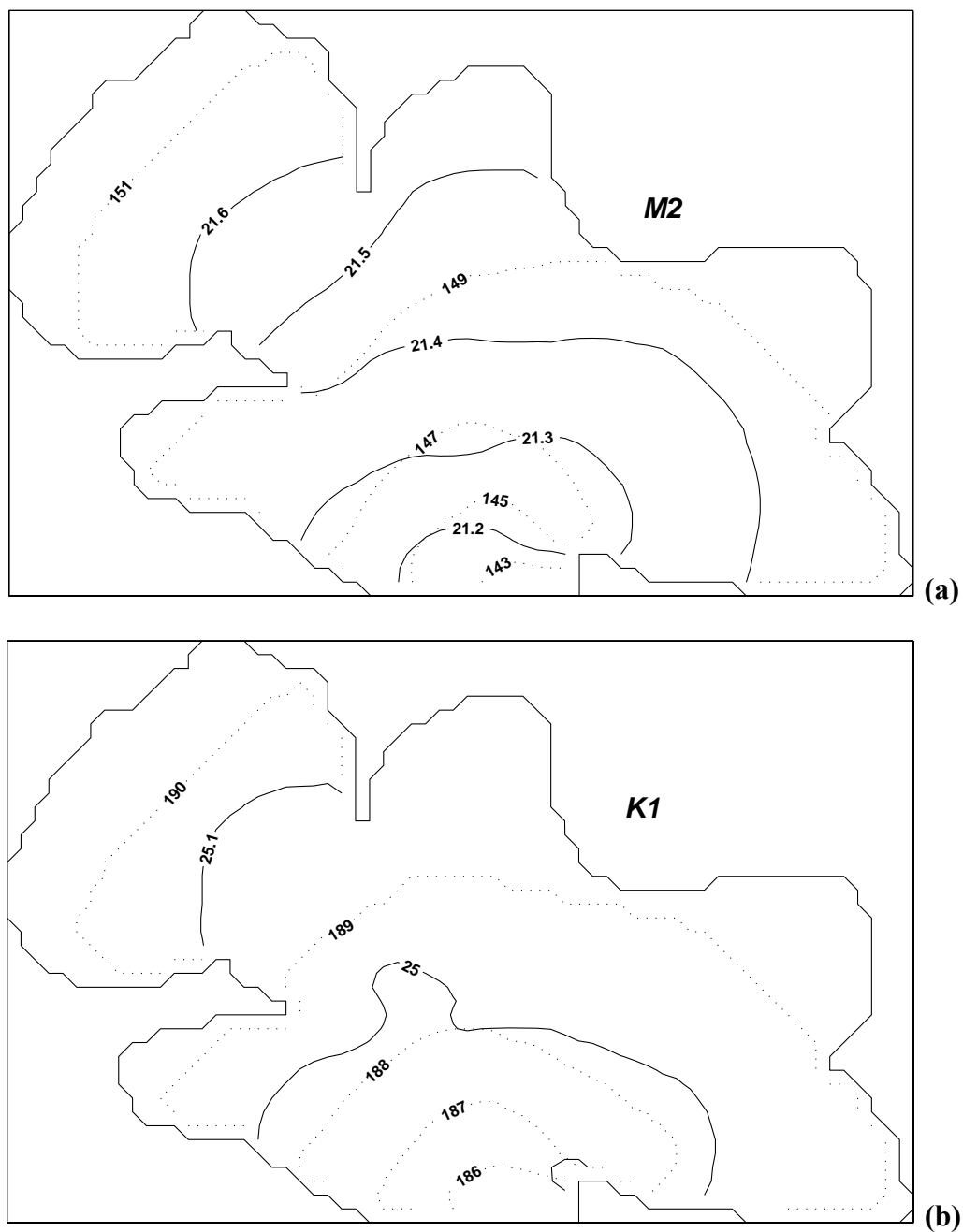
## Figuras



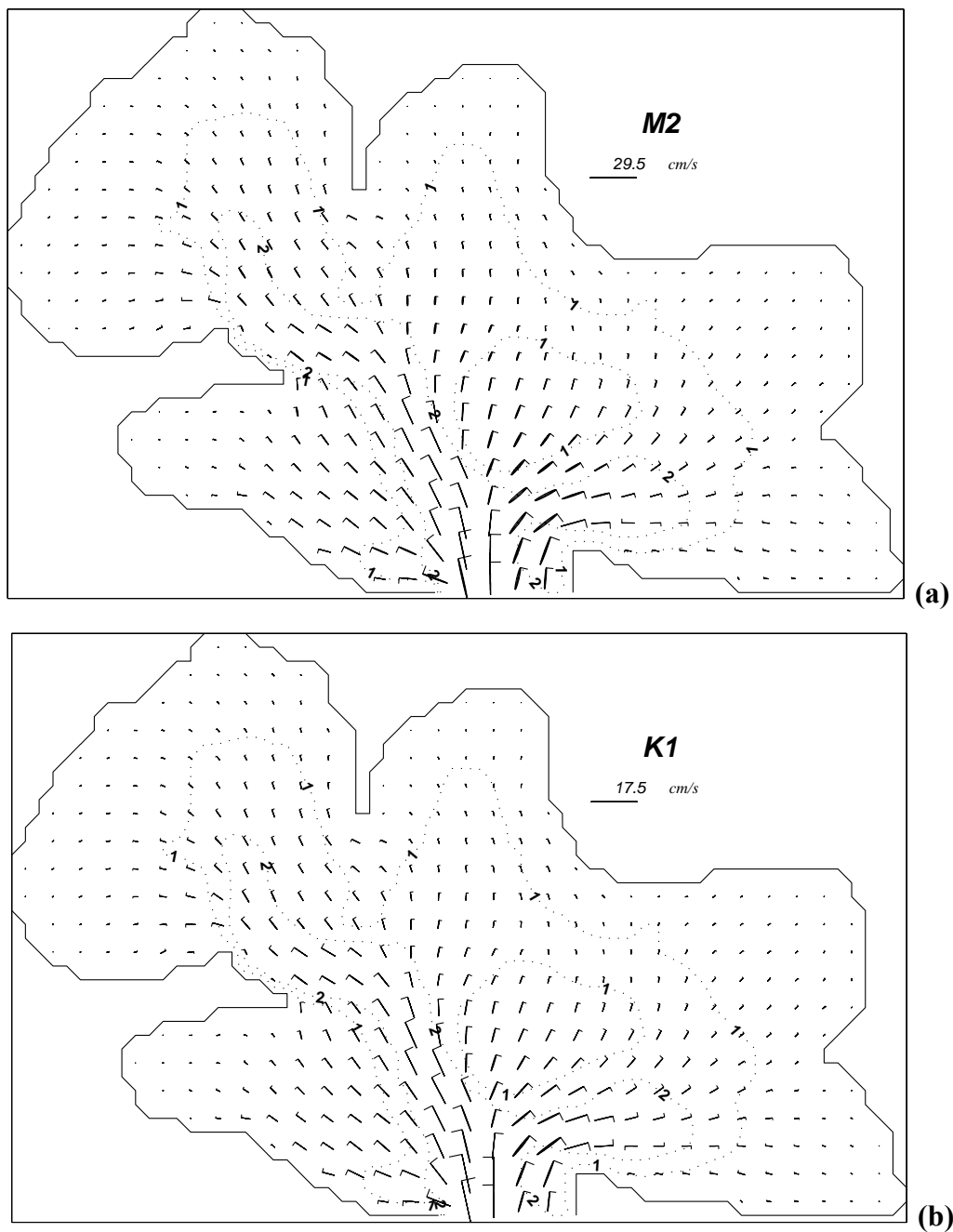
**Figura 1.** Ubicación geográfica de la Bahía de Yavaros, Sonora, en el Golfo de California. La batimetría está en m y es referida al n.b.m.i. Los sitios donde se colocaron los instrumentos usados para calibrar el modelo se muestran con puntos.



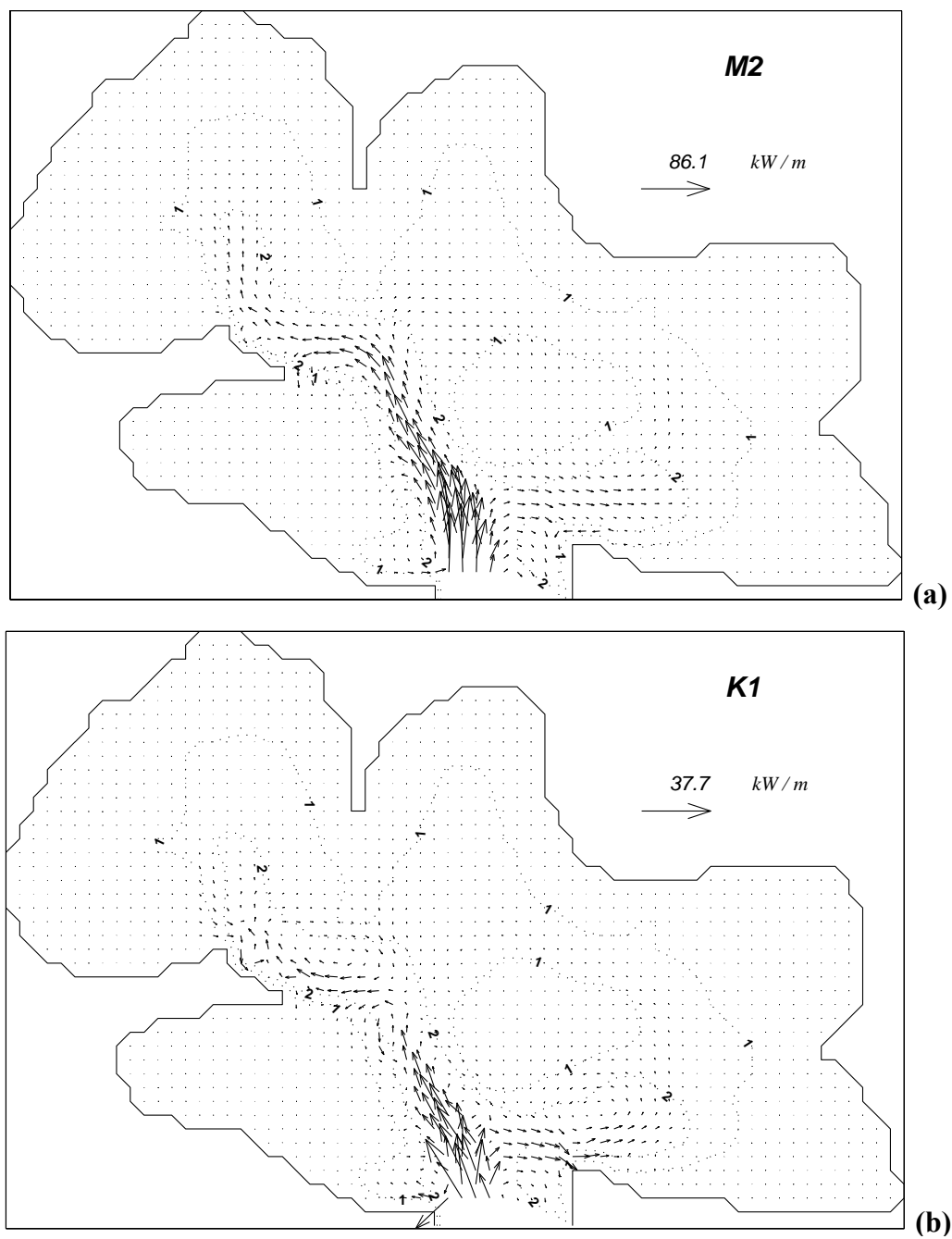
**Figura 2.** Estimación de la densidad espectral (energía cinética) para las componentes de la corriente en la estación M. Se utilizó una serie de 56 días en 1999.



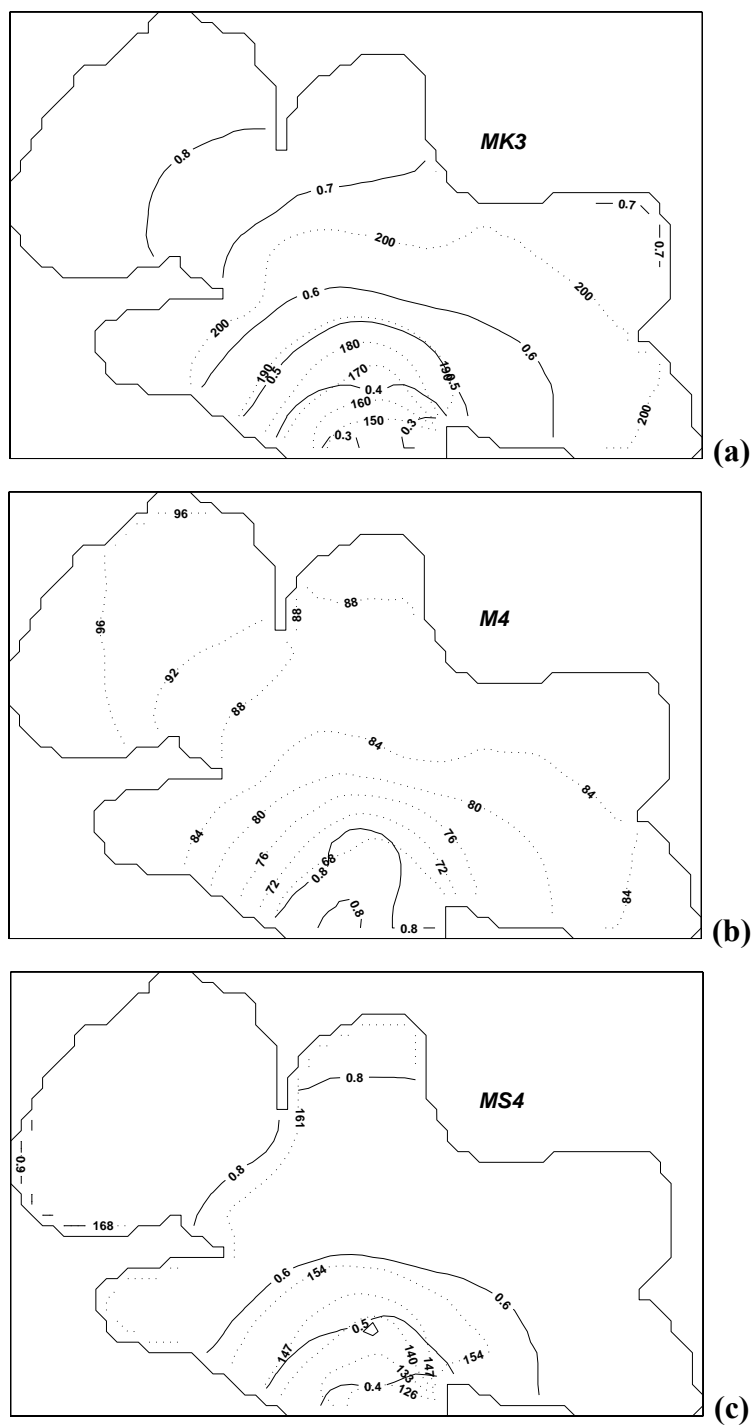
**Figura 3.** Amplitudes (líneas sólidas) y fases (líneas de puntos) del nivel del mar, calculadas para: a) la marea semidiurna  $M_2$ , y b) la marea diurna  $K_1$ . Las fases están referidas al meridiano de Greenwich.



**Figura 4.** Elipses de corriente de marea, calculadas para: a) la marea semidiurna  $M_2$  y b) la marea diurna  $K_1$ . Las elipses fueron graficadas cada dos puntos de la malla numérica. La línea en la parte superior de la elipse muestra la dirección de rotación.

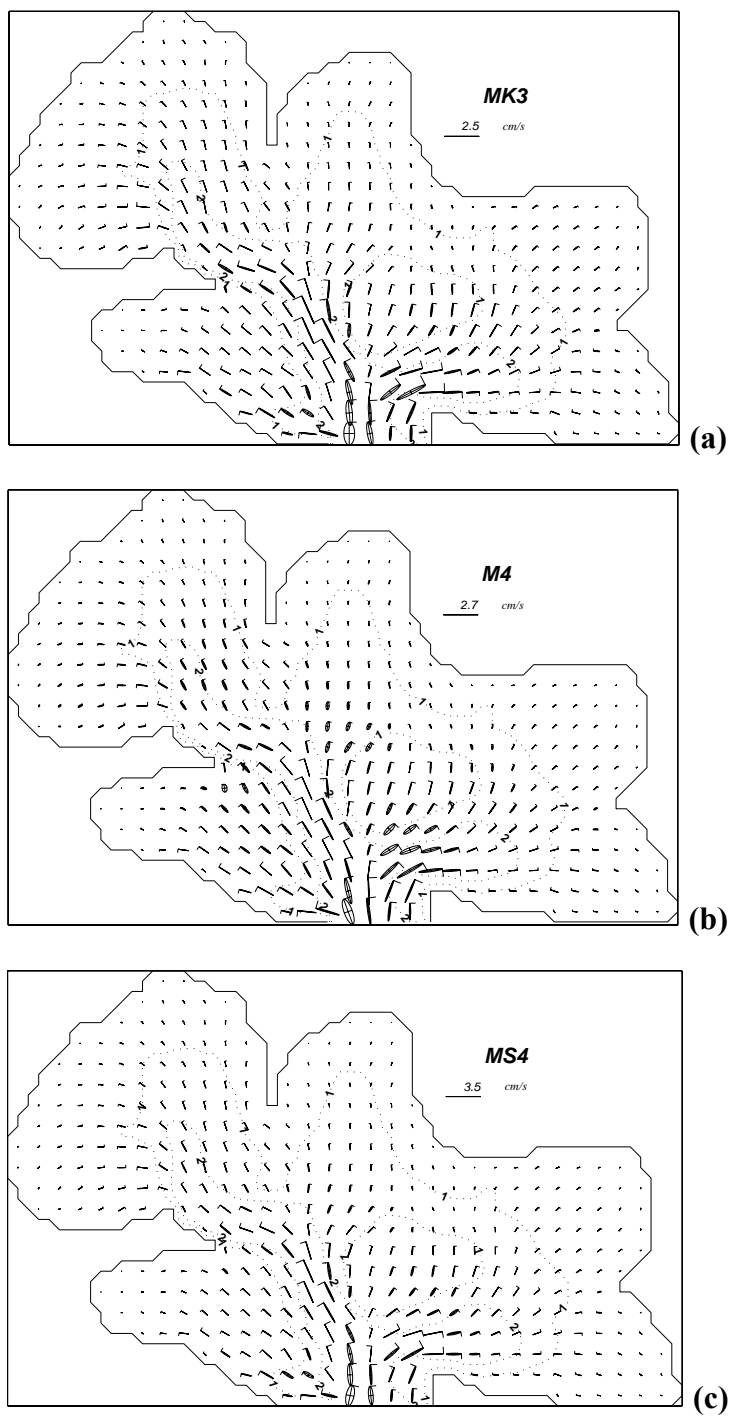


**Figura 5.** Flujos de energía calculados para: a) la marea  $M_2$  y b) la marea  $K_1$ . El valor representa el máximo en el flujo de energía.

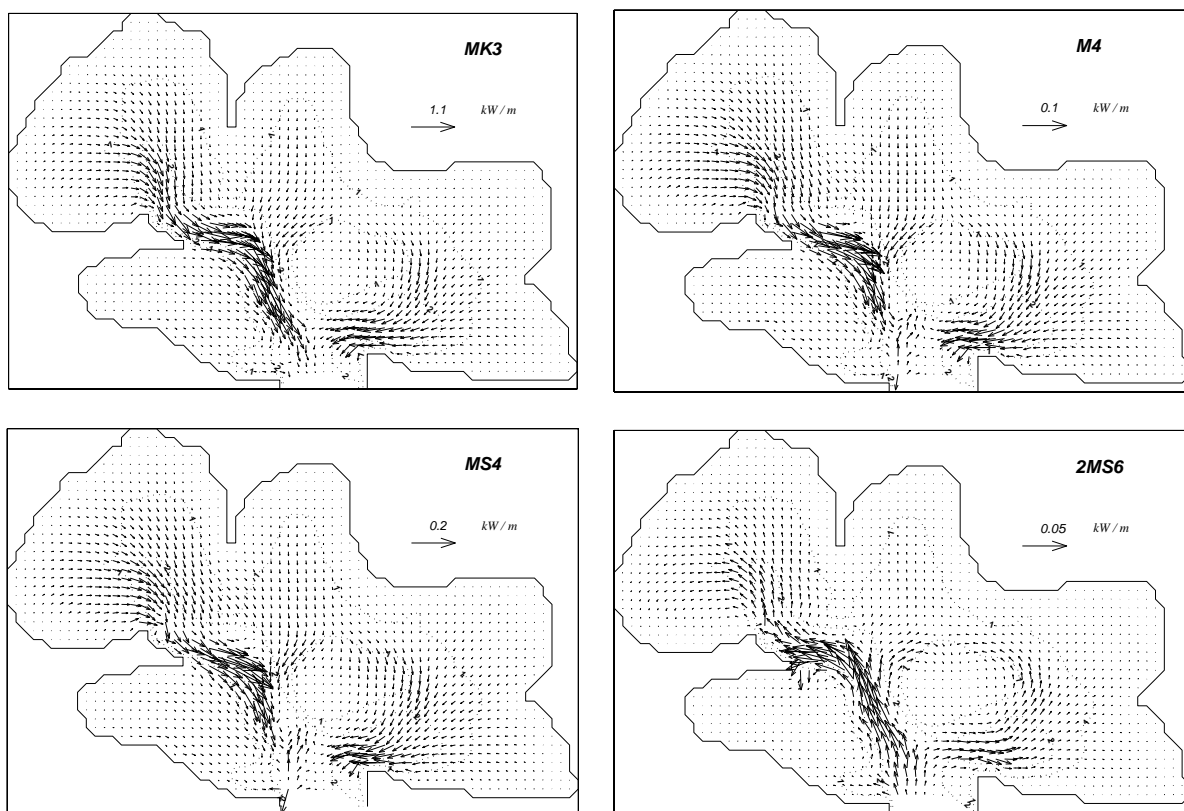


**Figura 6.** Como en la Figura 3, pero para: a) la marea  $MK_3$ , b) la marea  $M_4$  y c) la marea  $MS_4$ .

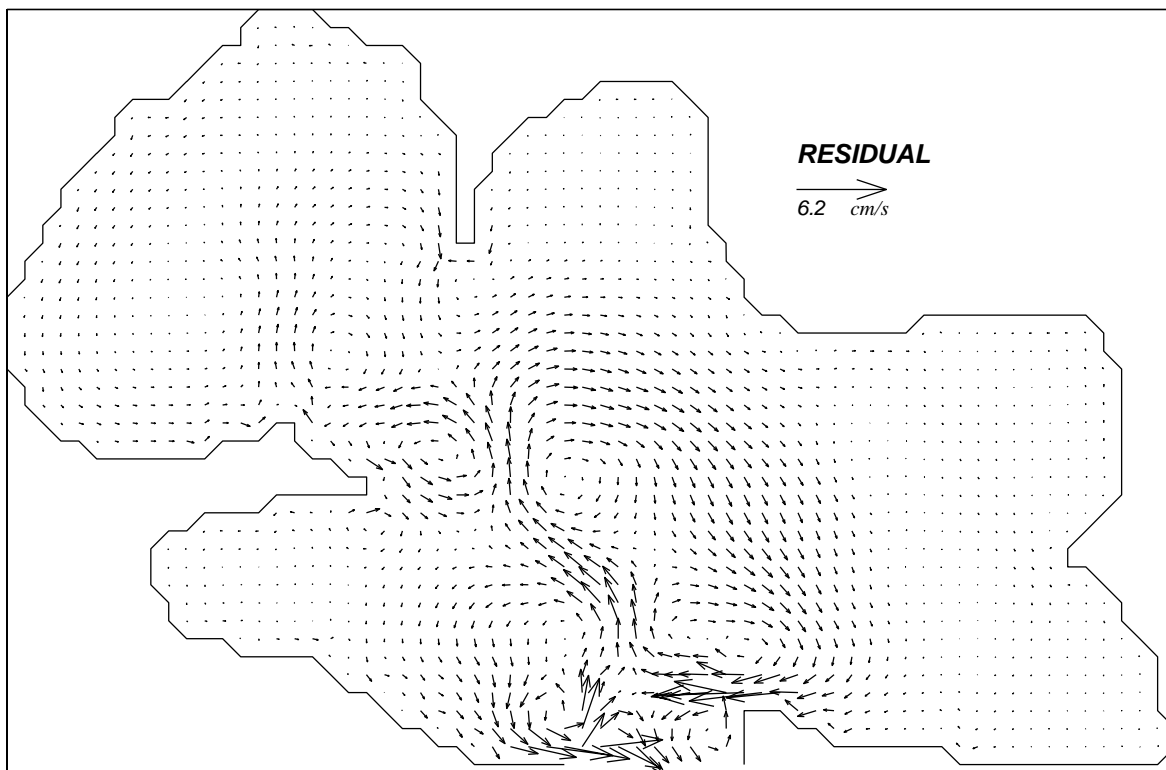




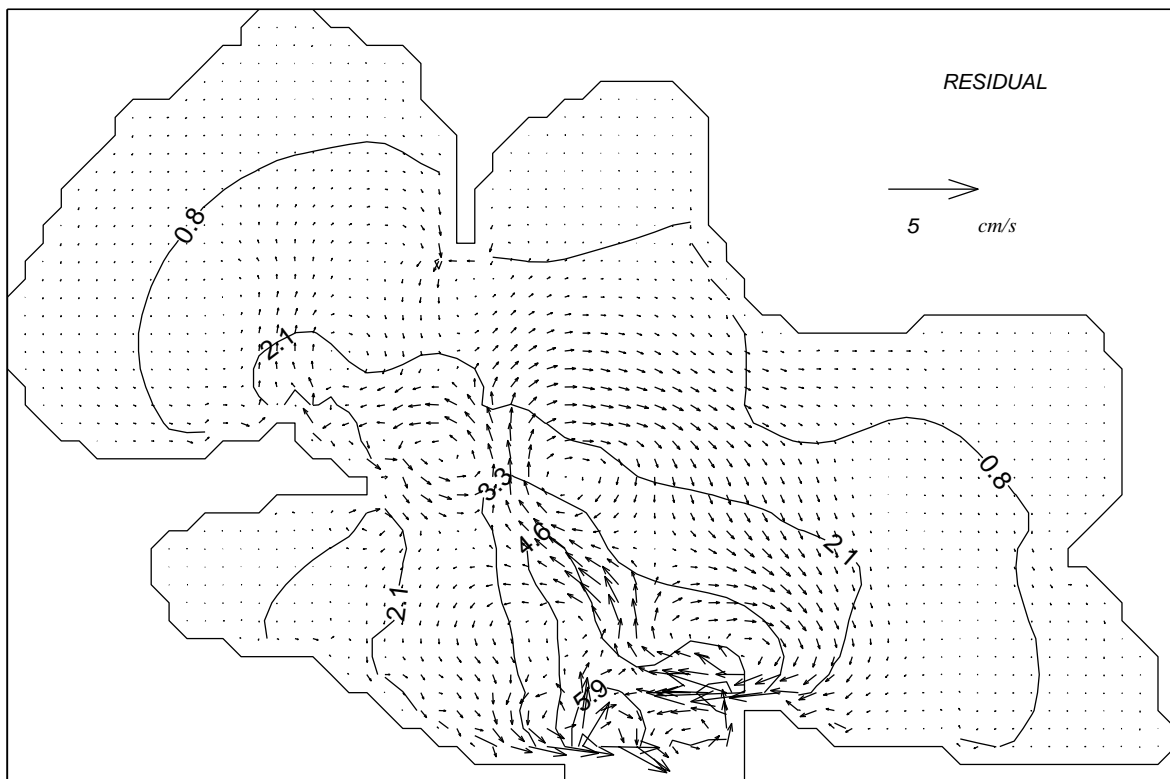
**Figura 7.** Como en la Figura 4, pero para: a) la marea  $MK_3$ , b) la marea  $M_4$  y c) la marea  $MS_4$ .



**Figura 8.** Como en la Figura 5, pero para: a) la marea  $MK_3$ , b) la marea  $M_4$ , c) la marea  $MS_4$  y d) la marea  $2MS_6$ .



**Figura 9.** Corriente residual ( $Z_0$ ) debida a las cuatro principales constituyentes.



**Figura 10.** Corriente promediada durante un ciclo de mareas para la corrida forzada con la marea  $M_2$ . Los contornos muestran la excursión de la marea en Km.

## **Capítulo II. Modulación de mareas someras en una laguna costera con régimen de mareas mixto**

### **Introducción**

Las mareas someras son generadas principalmente en el océano costero, donde el efecto de los términos no-lineales de las ecuaciones hidrodinámicas distorsiona en forma acentuada a las constituyentes de la marea (Parker, 1991; Le Provost, 1991). En sistemas con mareas semidiurnas, las mareas someras son generadas primordialmente en las bandas cuarti- y sexti-diurnas (Pingree y Maddock, 1978; Aubrey y Speer, 1985), mientras que en regímenes diurnos, las mareas someras son generadas mayormente en las bandas semidiurnas y terci-diurnas (Godin, 1988).

En los procesos de generación, la situación más compleja ocurre en regímenes de marea mixta, donde las constituyentes diurnas y semidiurnas son del mismo orden (Gallagher y Munk, 1971). El Golfo de California es un mar semi-cerrado con un forzamiento intenso por las mareas. En el extremo norte del golfo, las mareas principales son la M2 (164 cm), la S2 (97 cm), la K1 (41 cm) y la O1 (27 cm) (Argote et al., 1995). La Bahía de Yavaros (Fig. 1) es una laguna costera bien conectada al golfo por una boca única, la cual está formada por dos barreras de arena estable. Sus mareas co-oscilan con las del golfo. La boca es 1.7 km de ancho y 10 m de profunda. La cuenca interior tiene un área de aproximadamente  $65.6 \text{ km}^2$ , con un eje mayor de 12 km, orientado a lo largo de la costa, y su eje menor de 9 km. Dworak y Gomez-Valdes (2003) encontraron que en la Bahía de Yavaros no se generan solamente múltiplos de marea, sino también mareas compuestas de

las principales constituyentes de la marea  $M_2$  (21 cm),  $S_2$  (16 cm),  $K_1$  (25 cm) y  $O_1$  (17 cm). En el presente trabajo se continúa el estudio de las mareas someras con énfasis en su modulación catorcenal. Esto contribuye a una mejor descripción de la dinámica no-lineal de la marea en esta laguna costera.

Las modulaciones más fácilmente observables a lo largo de los meses son debidas a las fases de la luna (tipo sinódico), a las variaciones en la declinación (del tipo tropical), y la asociada al tiempo que le toma a la luna el moverse de un perigeo al siguiente (del tipo anomalístico) (LeBlond y Mysak, 1980). Estos fenómenos pueden llegar a afectar los procesos de generación de mareas someras (Pugh, 1987). Por ejemplo, ha sido reportado que el espesor de los depósitos sedimentarios varía con las señales diurna, semidiurna y catorcenal de la marea (Brown et al., 1990). También, la presencia de los ritmos catorcenales ha sido encontrada en la circulación estuarina (Griffin y LeBlond, 1990; Valle-Levinson et al., 2000), en los intercambios estuario-plataforma (Masson y Cummins, 2000; Geyer y Kineke, 1995) y en los procesos de mezcla en la plataforma (Geyer, 1995). El papel de los términos no-lineales en la generación de mareas someras ha sido descrito analíticamente usando análisis de escala y métodos perturbativos (Gallagher y Munk, 1971; Parker, 1991; Le Provost, 1991; Godin, 1991). Los mecanismos de generación han sido también estudiados usando modelos numéricos (Tee, 1976; Le Provost, 1991; Walters y Werner, 1991). El método de Demodulación Compleja de Mareas (DCM) se ha convertido en una herramienta apropiada para aislar las variaciones de largo periodo de los movimientos mareales (Bloomfield, 1976). La DCM ha sido usada para investigar la variación temporal de la marea  $M_4$  y sus implicaciones en las asimetrías inducidas por

marea en regímenes de marea semidiurnos (Boon, 1988). Sin embargo, de acuerdo a Flinchem y Jay (2000), la DCM es una técnica limitada para el análisis de series no-estacionarias debido a que usualmente se usa para solo unas pocas frecuencias. En este trabajo, se explora la Demodulación Compleja Continua de Mareas (DCCM), que está basada en la técnica de filtros de banda angosta múltiples (Emery y Thomson, 2001), para estudiar la evolución temporal del espectro de la marea.

El objetivo del presente estudio es una indagatoria acerca de la modulación de las mareas someras, basado en las observaciones de nivel del mar y corrientes de marea. Para lograrlo, la técnica de demodulación compleja es utilizada para examinar las variaciones en amplitud de la elevación del nivel del mar, corrientes, mecanismos no-lineales disipación y los flujos de energía como función de la frecuencia y el tiempo.

### **Escrutinio de datos**

El principal conjunto de datos a considerar consiste en las series de tiempo de velocidad cerca del fondo y nivel del mar con 56 días de longitud. Dos instrumentos InterOcean S4DW con sensor de presión y corrientímetro integrados fueron anclados a 1.2 m sobre el fondo en el sitio M, en la boca y en el sitio H, en el interior de la laguna. La separación entre las estaciones fue 5 km a lo largo del canal principal. La profundidad, referida al nivel medio del mar, fue de 8.6 m en la estación M, mientras que en la estación H fue de 5.9 m. El experimento se llevó a cabo del 15 de septiembre al 11 de noviembre de 1999. La frecuencia de muestreo fue de 2 Hz, pero los promedios de 1 min de datos fueron grabados cada 20 min. Los parámetros de resolución de los S4DW son 0.4 mb (1 mb  $\approx$  1 cm) para la presión, 0.2 cm/s para la velocidad y 0.5° para la dirección. Un segundo conjunto de

observaciones fue realizado por 24 días, iniciando el 25 de mayo de 1998 utilizando las mismas estaciones, pero la estrategia de muestreo fue promediar 1 min de datos cada 5 min. Sin embargo, para este experimento las series de tiempo de la estación H, fueron útiles sólo por 8.5 días. En consecuencia, la mayor parte de este trabajo se basa principalmente en el experimento de 1999, aunque también se analizan los resultados del experimento de 1998 en el sitio M.

Los datos de nivel del mar fueron suavizados con un filtro de promedio corrido y diezmados a datos horarios. Las constituyentes mareales, con su amplitud y su fase ( $A_k$ ,  $g_k$ ), fueron extraídos de las series por medio de un ajuste de cuadrados mínimos, usando un criterio de Rayleigh igual a uno e incluyendo correcciones nodales (Godin, 1972; Foreman, 1977; Pawlowicz et al., 2002). Debido a la longitud de las series de tiempo, 35 constituyentes fueron resueltas, 18 de ellas mareas astronómicas y 17 mareas someras. La varianza explicada por análisis armónico fue de 96 % en el sitio M y 94 % en el sitio H. La amplitud y la fase de cada constituyente para el sitio M se muestran en la Tabla 1 y para el sitio H en la Tabla 2. Las constituyentes P1 y K2 fueron estimadas por inferencia, de acuerdo a lo sugerido por Foreman et al. (1995). Se utilizaron las relaciones internas entre la marea P<sub>1</sub> y la marea K<sub>1</sub>, y entre la marea K<sub>2</sub> y la marea S<sub>2</sub>, las cuales fueron calculadas por Godin et al. (1980) utilizando una serie larga de nivel del mar, medidas con un mareógrafo situado en el interior de la laguna durante dos años. Las constituyentes Mm, M<sub>sf</sub>, ALP<sub>1</sub>, 2Q<sub>1</sub>, NO<sub>1</sub>, OO<sub>1</sub>, UPS<sub>1</sub>, EPS<sub>2</sub> y L<sub>2</sub> no son mostradas debido a que sus valores quedaron por debajo del nivel del ruido (razón de señal a ruido < 1) en ambos sitios. Las constituyentes astronómicas dominantes fueron K<sub>1</sub>, M<sub>2</sub>, O<sub>1</sub> y S<sub>2</sub> en ese orden. Su amplitud



no varió significativamente del sitio M al sitio H. La diferencia de fase de las principales constituyentes mostró un retardo de  $\sim 20$  min. Para las mareas semidiurnas, la variación del ciclo de mareas vivas a mareas muertas fue considerable, en ambos sitios ( $|(M_2 + S_2) / (M_2 - S_2)| = 7.6$ ). La respuesta no-lineal del cuerpo de agua al forzamiento armónico fue la generación de múltiplos de marea y mareas compuestas. Las mareas  $M_4$ ,  $MO_3$  y  $SK_3$ , en ese orden, fueron las componentes de marea somera dominantes en la boca y las mareas  $MS_4$ ,  $M_4$ ,  $MK_3$  y  $MO_3$  lo fueron en el interior de la laguna. La amplitud de todas las mareas someras se incrementó de la boca hacia el interior de la laguna y la razón  $M_4/M_2$  también se incrementó hacia el interior. Esto muestra que los mecanismos no-lineales estuvieron actuando en la laguna durante el periodo de observación.

Adicionalmente, las Tablas 1 y 2 muestran los periodos de modulación, los cuales fueron calculados de acuerdo a lo sugerido por Foreman (1977). El método se basa en combinar dos oscilaciones que difieren muy poco en frecuencia (pulsos).

Los datos de corrientes tuvieron el mismo preprocesado que los datos de nivel del mar, antes de efectuar el análisis armónico. Los parámetros de las elipses de corriente fueron extraídos de los registros mediante un ajuste de cuadrados mínimos, con la misma estrategia que se usó con el nivel del mar. La varianza explicada por el análisis armónico fue de 98 % en el sitio M y 83 % para el sitio H. Por lo cual, las corrientes mareales fueron los movimientos más importantes en el sistema lagunar, mientras que las corrientes no-mareales fueron más importantes en el interior que en la boca.

Las Tablas 3 y 4 muestran los parámetros de las elipses de corriente para los sitios M y H, respectivamente. La orientación de las elipses de marea fue consistente con los

rasgos batimétricos a lo largo del canal principal. Las componentes dominantes de las corrientes de marea fueron  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  y  $O_1$ , en ese orden. El semi-eje mayor de las principales componentes redujo su magnitud de la boca hacia el interior de la laguna. Las componentes de marea somera dominantes de la corriente de marea fueron  $MO_3$ ,  $MS_4$ ,  $SK_3$ ,  $2SM_6$  y  $M_4$ , en ese orden, y  $MS_4$ ,  $M_4$ ,  $MO_3$  y  $SK_3$  lo fueron en el interior de la laguna. La diferencia de fase entre la marea  $M_2$  y su respectiva corriente fue de  $78^\circ$  en el sitio M y en el sitio H; mientras que los mismos cálculos para la constituyente  $K_1$  mostraron  $82^\circ$  en el sitio M y  $89^\circ$  en el sitio H. Así, la onda de marea diurna fue más cercana a una condición de onda estacionaria que la onda de marea semidiurna, como era de esperarse, dado que su longitud de onda es el doble de largo.

Debido a la fuerte polarización de los flujos, en ambas estaciones, las corrientes fueron separadas por descomposición de ejes principales. En ambos sitios, la componente axial al canal representó más del 95 % de la varianza total. En el sitio M, la orientación de la componente  $u$  fue de  $282.6^\circ T$ , y la de la componente  $v$  fue de  $12.6^\circ T$ . En el sitio H, la orientación de la componente  $u$  fue de  $326.2^\circ T$ , y para la componente  $v$  fue de  $56.2^\circ T$ . Para la componente axial al canal, los flujos orientados hacia el mar fueron definidos como positivos, y los flujos hacia tierra como negativos. Para la componente transversal al canal, la dirección positiva quedó en el cuadrante NE, como lo muestra la Figura 1.

Se realizó un análisis de espectros cruzados entre las series de tiempo del experimento de 1999. La coherencia cuadrada entre el nivel del mar en la boca, como entrada, y la corriente en el interior de la laguna, como salida, mostró el valor más alto en la banda semidiurna ( $\sim 0.96$ ) y un valor menor en la banda diurna ( $\sim 0.81$ ); en ambos casos,

los valores estuvieron arriba del límite de confianza (0.6). Por lo cual, los procesos mareales son movimientos coherentes en el sistema lagunar. Además, el espectro cruzado del nivel del mar en el interior de la laguna, usando como entrada el nivel del mar en la boca, revela que la energía de las bajas frecuencias y la de la banda diurna disminuyeron de la boca hacia el interior. No obstante, la banda semidiurna fue ligeramente amplificada, comparada con la banda diurna, debido a su longitud de onda más corta, la cual está más cercana a una situación de onda resonante que la de la banda diurna. También se encontró amplificación de las bandas de alta energía, lo cual es indicativo de la importancia de los mecanismos no-lineales en el interior de la laguna. La amplitud de la admitancia decreció en las bandas diurna y semidiurna, de la boca hacia el interior, debido al efecto combinado de la frontera sólida en el interior de la laguna y las pérdidas por fricción.

Las oscilaciones sub-mareales fueron removidas de las series de tiempo al aplicarles un filtro pasa-baja  $A_{24}A_{24}A_{25}$  (Godin, 1972), y al substrair la señal filtrada de la serie original. Sin embargo, la señal mareal todavía contenía fluctuaciones de origen mareal y no-mareal. Para separar solamente la señal mareal, se generó una serie auxiliar por síntesis armónica, a partir de las constituyentes armónicas presentes. De acuerdo a Smith (1994),

$$U = \langle U \rangle + U_t + U_{nt} , \quad (1)$$

donde  $U$  es la señal filtrada de la serie de tiempo,  $\langle U \rangle$  es el promedio temporal de la serie,  $U_t$  es la señal mareal de la serie, construida por síntesis armónica y  $U_{nt}$  es la parte no-estacionaria, no periódica del residual de la serie. Este trabajo está enfocado en las bandas mareales (diurna, semidiurna y mareas someras) de la parte estacionaria y periódica de las series de tiempo.

### Demodulación de los movimientos mareales

La DCM se logra al filtrar, en el dominio del tiempo, la señal mareal de las series de tiempo de la siguiente manera (Bloomfield, 1976)

$$z(t; f_0, \varepsilon) = \int_{-\infty}^{\infty} H_0(\tau) e^{-2\pi i f_0 \tau} U_t(t - \tau) d\tau, \quad (2)$$

donde  $z(t; f_0, \varepsilon)$  es la señal compleja demodulada con frecuencia  $f_0$ ,  $t$  es tiempo,  $H_0(\tau)$  es un filtro simétrico, representado en el dominio del tiempo, centrado al tiempo  $\tau$  y con frecuencia de corte  $\varepsilon$ ,  $U_t(t)$  es la señal mareal de las series de tiempo. Para aislar los movimientos mareales en el sistema lagunar, se utiliza  $U_t(t)$  generada por síntesis armónica de las series de tiempo de acuerdo a la ecuación (1). La amplitud  $A$  de la señal demodulada, como función de la frecuencia y el tiempo está dada por

$$A(t; f_0) = |z(t; f_0, \varepsilon)|. \quad (3)$$

Para extender la técnica a DCCM, la DCM se repite para un conjunto de frecuencias equi-espaciadas, de acuerdo a lo sugerido por Emery y Thomson (2001), de tal forma que el espectro mareal sea completamente examinado. Esto se logra al dividir el rango de frecuencias de interés en segmentos de ancho de banda de un ciclo por día (cpd), desde 1 a 6 cpd, centrados en múltiplos de 1 cpd. Entonces, se escoge un conjunto de nuevos segmentos de banda angosta al equi-dividir en tres partes cada uno de las bandas de 1 cpd, quedando cada una de ellas de 0.33 cpd de ancho, cubriendo el rango desde 0.64 cpd hasta 6.48 cpd (vea Figura 3b). El filtro usado fue el filtro pasa-baja, tipo coseno, de Lanczos (Emery y Thomson, 2001), con 193 ponderaciones y una frecuencia de corte de  $\varepsilon$  (50 %) a

0.167 cpd. La demodulación compleja continua permite examinar las variaciones de amplitud y fase en función de la frecuencia y el tiempo. En este trabajo, la DCCM se usó para estudiar las variaciones en amplitud de las observaciones realizadas.

### **Nivel del mar**

La señal mareal de la elevación del nivel del mar en la boca, sin bajas frecuencias, correspondiente al experimento de 1999, se muestra en la Figura 2a. En ella se muestra la variación temporal de la desigualdad diurna y las oscilaciones catorcenales características de un régimen de marea mixta. La señal mareal de la elevación de la superficie libre del mar fue demodulada. La Figura 2b muestra la amplitud demodulada de la elevación del nivel del mar como función de la frecuencia y el tiempo, en la estación de la boca. Las bandas diurnas y semidiurnas estuvieron moduladas con período catorcenal. La banda terci-diurna fue modulada de forma irregular. Las banda cuarti- y sexti-diurna estuvieron moduladas de manera similar a la de la banda semidiurna. La Figura 2c muestra la señal mareal de la serie de tiempo del nivel del mar, sin baja frecuencia, en la estación al interior de la laguna para el experimento de 1999. La Figura 2d muestra la evolución de la amplitud demodulada de esta señal. Las bandas diurna y semidiurna presentaron modulaciones similares a las de la entrada de la laguna. La amplitud demodulada fue mayor en el interior de la laguna que en la boca para las bandas de alta frecuencia y su modulación fue más ubicua en el interior de la laguna; excepto para la banda quinti-diurna, la cual no estuvo presente en ambos sitios. El máximo de amplitud de la banda diurna estuvo fuera de fase (~7 días) respecto al máximo de amplitud de la banda semidiurna en ambos sitios.

El efecto de la declinación de la luna se representa por superposición de la marea  $O_1$  y la marea  $K_1$ . Su período de modulación es de 13.7 días (medio mes tropical). El efecto de sicigia (ciclo de mareas vivas-muertas) es representado por la combinación lineal entre la marea  $M_2$  y la marea  $S_2$ , la cual produce un pulso con período de 14.8 días (medio mes sinódico). La modulación de los movimientos oscilatorios de alta frecuencia puede también ser representada por la superposición de dos ondas con frecuencias vecinas. La modulación de la banda terci-diurna estuvo relacionado con el ciclo mareas vivas-muertas y con el de la declinación lunar. Su máxima amplitud fue función de la fase relativa de la onda modulada semidiurna y de la onda modulada diurna. La modulación de la mitad del mes sinódico puede ser representada por la superposición de las constituyentes  $MK_3$  y  $SK_3$ . La modulación del mes tropical puede ser representada por la superposición de la marea  $MO_3$  y la marea  $M_3$ . En el caso de la banda cuarti-diurna, la superposición entre la marea  $M_4$  con la marea  $MS_4$  modula la amplitud de la banda con el mismo periodo de pulsación de la banda semidiurna. La superposición entre las constituyentes  $M_6$  y  $2MS_6$  produce una oscilación sexti-diurna, con una modulación del mismo período que la de la banda semidiurna; también, la interacción de la marea  $2MS_6$  con la marea  $2SM_6$  produce ese efecto.

### **Corrientes de marea**

La Figura 3a muestra la componente axial, al canal principal, de la corriente de marea en la estación M. En ella se exhibe una clara fluctuación catorcenal, un patrón semi-diurno bien definido en mareas vivas, y un patrón diurno bien definido en mareas muertas. La Figura 3b muestra la amplitud demodulada de la componente axial, al canal principal, de la

corriente en la estación M como función de la frecuencia y el tiempo. Para la banda diurna, el máximo de amplitud ocurrió durante mareas muertas y su mínimo en mareas vivas. La banda semidiurna mostró un patrón inverso al del diurno. La banda terci-diurna estuvo modulada por las variaciones de las oscilaciones moduladas diurnas y semidiurnas. La banda cuarti-diurna mostró un máximo de amplitud al final de las mareas vivas. La banda sexti-diurna tuvo el mismo patrón que el de la semidiurna. La Figura 3c muestra la componente axial, al canal principal, de la corriente de marea, en la estación H. Ésta fue claramente modulada, aunque su magnitud disminuyó apreciablemente respecto a la de la boca de la laguna. La Figura 3d muestra la amplitud demodulada de la componente axial, al canal principal, de la corriente de marea en la estación H. Los patrones de modulación fueron los mismos que los de la entrada de la laguna en todas las bandas mareales, excepto por la banda cuarti-diurna, la cual mostró la misma variación temporal que la banda semidiurna. Al igual que para la marea, las celdas de amplitud mayor de las bandas diurna y semidiurna estuvieron fuera de fase en ambas estaciones. En la entrada de la laguna, las celdas de amplitud mayor de la marea cuarti-diurna ocurrieron durante mareas muertas, mientras que en el interior de la laguna, ocurrieron durante mareas vivas. La componente transversal, al canal principal, de la corriente de marea (no se muestra), no presentó un patrón definido de modulación catorcenal para las bandas diurna y semidiurna, en la entrada de la laguna; pero en el interior de la misma, la modulación catorcenal estuvo mejor definida.

### **Observaciones cerca del solsticio de verano**

En esta sección, se estudia el efecto de la variación de la declinación en la generación de mareas someras. La Figura 4a muestra la señal mareal de la variación del nivel del mar en el sitio M, durante mayo-junio de 1998. El periodo de observación es cercano al solsticio de verano, cuando ocurre el máximo de declinación norte del Sol y de la Luna. Debido a que las series de tiempo son muy cortas, no es posible comparar los resultados con los de las series de 1999; pero algunas peculiaridades son importantes de ser mostradas. La Figura 4b muestra la correspondiente amplitud demodulada como función de la frecuencia y el tiempo. Las celdas de amplitud mayor de las bandas diurna y semidiurna ocurrieron casi al mismo tiempo. Se encontró mayor amplitud de la banda quinti-diurna de mayo a junio de 1998, que de septiembre a noviembre de 1999. El período de modulación de la banda quinti-diurna fue de  $\sim 7$  días. En este caso, la modulación es representada por la interacción de la marea  $2MK_5$  con la marea  $2SK_5$ . La banda cuarti-diurna no presentó modulación, dejando sólo la presencia de las oscilaciones mareales  $M_4$  resueltas por encima del nivel del ruido. Las bandas terci- y sexti-diurnas no fueron significantes. La Figura 4c muestra la componente axial, al canal principal, de la corriente de marea en la estación M. La variación semidiurna durante las mareas vivas es evidente. La Figura 4d muestra la correspondiente amplitud demodulada como función de la frecuencia y el tiempo. En este caso, la corriente axial exhibió el mismo patrón que el de la amplitud demodulada del nivel del mar.

También se realizó el análisis armónico de las series de tiempo del experimento de 1998. En este caso, las componentes  $M_2$  y  $K_1$  de las corrientes de marea tuvieron la misma amplitud (25 cm/s). La principal componente cuarti-diurna tuvo una frecuencia  $M_4$ . La



única componente quini-diurna significativa fue la de frecuencia  $2M_2$ . El máximo rango de mareas, para el experimento de 1998, fue  $\sim 1.4$  m.; mientras que para el experimento de 1999 fue de  $\sim 1.2$  m. Como el rango de mareas fue mayor cerca del solsticio de verano, el sistema tuvo más energía que durante del equinoccio de otoño. La desigualdad diurna fluctuó junto con el factor de forma  $((O_1 + K_1) / (M_2 + S_2))$  (Defant, 1958). Para el experimento de 1998, el factor de forma fue de 1.25, mientras que en el experimento de 1999 fue de 1.13.

### **Demodulación de mecanismos no-lineales**

Las mareas someras son generadas en la Bahía de Yavaros por todos los términos no-lineales de las ecuaciones de movimiento de la hidrodinámica (Dworak y Gomez-Valdes, 2003). Debido a la fuerte polarización de las corrientes en la dirección del eje del canal principal, se ensaya una aproximación de dinámica unidimensional de las ecuaciones de movimiento de la hidrodinámica, verticalmente integradas (Prandle, 1991); suponiendo que los intercambios de agua ocurren a través del canal principal, y el resto de la cuenca disipa energía y almacena agua (Speer y Aubrey, 1985). La ecuación de balance de momentum a lo largo del canal es:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - C_d \frac{|u|u}{(h + \eta)}, \quad (4)$$

donde  $u(x, t)$  es la componente a lo largo del canal de la velocidad verticalmente integrada,  $t$  es el tiempo,  $x$  es la distancia a lo largo del canal principal, con origen en la estación M;  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $\eta(x, t)$  es la elevación del nivel del mar,  $C_d$  es el coeficiente de fricción de fondo, y  $h(x, t)$  es la profundidad del canal.

El balance dinámico fue efectuado para la señal mareal de las observaciones de 1999. Para lograr este propósito, el coeficiente de fricción fue ajustado. La mejor estimación del coeficiente de fricción ( $C_d$ ), fue la que minimizó la varianza de la diferencia de ambos lados de la ecuación (4). La estimación obtenida fue de un  $C_d = 4.2 \times 10^{-3}$ . Este valor concuerda con lo reportado por Dworak y Gomez-Valdes (2003). Durante mareas vivas, el balance estuvo gobernado por la fricción cuadrática y el gradiente de presión. En cambio, en mareas muertas todos los términos de la ecuación (4) participaron en el balance con el mismo orden de magnitud.

La generación de mareas someras por advección y continuidad no-lineal puede ser entendida por medio de las interacciones no-lineales, en dupletas, de las mareas oceánicas incidentes, de acuerdo a lo siguiente (i.e. Prandle, 1991):

$$U_1 \sin(\sigma_1 t) \cdot U_2 \sin(\sigma_2 t) = \frac{U_1 U_2}{2} [\cos((\sigma_1 - \sigma_2)t) - \cos((\sigma_1 + \sigma_2)t)], \quad (5)$$

esto para el caso de ondas senoidales puras produce una residual de frecuencia cero y un múltiplo de marea. Dupletas de diferentes frecuencias producen mareas compuestas. Adicionalmente, la fricción no-lineal puede ser aproximada en forma de series de potencias, hasta los dos primeros términos, de la siguiente manera (e.g. Parker, 1991):

$$\left( C_d \frac{u|u|}{(h+\eta)} \right) \approx C_d u|u|/h + C_d u|u|/\eta/h^2, \quad (6)$$

esto deja un término impar ( $C_d u |u| / h$ ) y un término par ( $C_d u |u| \eta / h^2$ ). De acuerdo a Cartwright (1968), una expansión de Fourier del término  $u |u|$  para una onda senoidal muestra que

$$U^2 \sin(\omega t) | \sin(\omega t) | \approx \left( \frac{8U_0^2}{3\pi} \right) \left( \sin(\omega t) - \frac{1}{5} \sin(3\omega t) \right). \quad (7)$$

La expresión dada por la ecuación 7 puede ser expandida aún más para incluir términos de orden superior. Finalmente, el término proporcional a  $u |u| \eta$  genera los mismos armónicos que la advección y la continuidad no-lineal (Parker, 1991).

La importancia relativa de los términos no-lineales, en la generación de mareas someras, fue estudiada en el sistema lagunar utilizando DCCM. En la búsqueda de la generación de armónicos de alta frecuencia, se generaron nuevas series auxiliares de elevación del nivel del mar y la componente axial de la corriente de marea, usando síntesis armónica e incluyendo sólo las constituyentes diurnas y semidiurnas de las series. A partir de ellas, la serie de tiempo para la advección ( $u \partial u / \partial x$ ), continuidad no-lineal ( $\partial \eta u / \partial x$ ), y los dos términos de la fricción no-lineal (ver ecuación 6), fueron estimados usando diferencias finitas, con un esquema de diferencias hacia delante. Por ejemplo, la advección fue evaluada como

$$u_M \left( \frac{u_H - u_M}{L} \right), \quad (8)$$

donde  $u_M$  es la componente axial al canal principal de la velocidad en el sitio M,  $u_H$  es la componente axial al canal en el sitio H y L es la separación entre los dos sitios.

Posteriormente, todos los términos no-lineales fueron continuamente demodulados para obtener sus amplitudes en función de la frecuencia y del tiempo. La Figura 5a muestra la variación del nivel del mar en la entrada de la laguna, como referencia. Las Figuras 5b-e muestran la variación de la amplitud demodulada de los mecanismos no-lineales de generación de mareas someras como función de la frecuencia y el tiempo. El término impar  $C_d u |u| / h$  (Figura 5b) muestra celdas de amplitud mayor en las bandas semidiurna, quini-diurna y sexti-diurna durante mareas vivas. En mareas muertas, las bandas terci- y cuarti-diurna exhiben celdas de amplitud mayor. La banda diurna mostró fluctuaciones irregulares, pero mantiene una amplitud alta todo el tiempo. El término par  $C_d u |u| \eta / h^2$  (Figura 5c) mostró una amplitud menor que la del término impar  $C_d u |u| / h$  en todas las bandas mareales. La banda cuarti-diurna estuvo modulada con el ciclo de mareas vivas-muertas. Las otras bandas mostraron una modulación irregular. El término de advección (Figura 5d) y el de la continuidad no-lineal (Figura 5e) mostraron patrones similares. Las celdas de amplitud mayor de las cuarti-diurnas, mostraron un claro ciclo de mareas vivas-muertas en ambos mecanismos. En el caso de la banda terci-diurna, las celdas de mayor amplitud ocurrieron cuando la desigualdad diurna se volvió conspicua. La banda semidiurna de ambos mecanismos mostró celdas de amplitud mayor durante mareas muertas y celdas de amplitud menor durante mareas vivas. La banda diurna mostró fluctuaciones irregulares.

De acuerdo a Parker (1991) se realizó el análisis armónico de los términos no-lineales (no se muestra), con el objeto de identificar las frecuencias involucradas en la modulación de las amplitudes de oscilación. Para la banda diurna, se encontró que la

constituyente líder de la parte impar de la fricción fue la marea  $K_1$ , mientras que para el resto de los términos no-lineales, lo fue la marea  $O_1$ . Esta diferencia en la frecuencia dominante de las oscilaciones sugiere la posibilidad de que haya sido generada el tipo de marea compuesta  $MK_1 (=O_1)$  por los términos no-lineales pares (vea la ecuación 6). Para la banda semidiurna, las constituyentes líderes fueron las oscilaciones  $M_2$  y la  $S_2$  para todos los términos no-lineales. Para la banda terci-diurna, la frecuencia de oscilación  $SK_3$  fue la de mayor amplitud para todos los términos no-lineales y para la banda cuarti-diurna, fue la  $MS_4$ . Solamente la parte impar de la fricción generó oscilaciones arriba del nivel de ruido con períodos quinti- y sexti-diurnos. La modulación de la banda cuarti-diurna fue del tipo sinódico. Esto fue representado por la superposición de las oscilaciones en frecuencias mareales  $M_4$  y  $MS_4$ . Para los términos no-lineales pares, la amplitud alcanzó su máximo durante las mareas vivas. Las modulaciones relacionadas con el ciclo de mareas vivas-muertas de las oscilaciones quinti- y sexti-diurna de la parte impar del término de la fricción fueron claramente mostradas. Una señal de baja amplitud de las oscilaciones sexti-diurnas se mostró en la parte par del término de la fricción, representado por la interacción de las oscilaciones en frecuencias mareales  $M_6$  y  $2MS_6$ .

### **Los términos no-lineales y las mareas someras**

Con el objeto de discernir la contribución de los diferentes mecanismos no-lineales en la generación de mareas someras se realizó un análisis de correlación. La correlación cruzada cuadrada entre los mecanismos de generación (fricción, advección y continuidad no-lineal) y la componente axial de la corriente de marea como función de la frecuencia y el tiempo fueron obtenidas al aplicar DCCM, tanto a los mecanismos de generación como a la

componente axial al canal (estaciones M y H). El campo de velocidad fue seleccionado para hacer este análisis debido a que es más apropiado que el campo de elevación del mar para dilucidar la importancia relativa de las mareas someras (Dworak y Gomez-Valdes, 2003; Nichols y Boon, 1994).

A continuación se describe el método: después de aplicar DCCM a ambas series de tiempo, éstas fueron seccionadas en segmentos de longitud de un día lunar. El análisis de correlación cruzada fue efectuado para cada banda de frecuencia, de cada uno de los mecanismos, contra la misma banda de frecuencia de la serie de corriente (1 cph de ancho). La Figura 6a muestra, como referencia, la elevación del nivel del mar. La distribución de la correlación entre los mecanismos de generación. El resultado de la correlación muestra una distribución fragmentada de regiones de alta correlación ( $> 0.9$ ) entre los mecanismos no-lineales y las bandas de alta frecuencia (Figuras 6b-e). Esto es debido a que las máximas amplitudes de los mecanismos no-lineales ocurren en tiempos diferentes. Los términos de la fricción (Figuras 6b y 6c) son los únicos que muestran alta correlación con las mareas sexti-diurnas. Todos los términos no-lineales mostraron fragmentos de alta correlación con la banda cuarti-diurna y con la banda terci-diurna. Pero los fragmentos de la banda cuarti-diurna fueron mayores que los de la banda terci-diurna. La correlación entre cualquiera de los mecanismos no-lineales y las mareas quini-diurnas no fue significativa. La advección y la componente axial al canal de la corriente de marea mostraron alta correlación para las bandas terci-diurna y cuarti-diurna (Figura 6d). El mismo patrón se encontró para la continuidad no-lineal contra la componente axial al canal de la corriente de marea (Figura 6e). Una comparación entre las bandas cuarti-diurnas de los términos no-lineales pares

mostró que se generan principalmente durante mareas vivas, pero la parte impar de la fricción contribuye a la generación durante mareas muertas por medio de la interacción de tripletas (vea ecuación 7). Además, los mecanismos de continuidad no-lineal y la advección estuvieron generando armónicos en las mismas bandas simultáneamente durante todas las series de tiempo. A nuestro conocimiento, esto no puede ser resuelto ni por análisis de escala, ni por métodos de perturbación.

### **Disipación**

Dado el doble papel de la fricción: como generador de armónicos y como disipador de momentum (Pugh, 1987), se efectuó un análisis de la disipación para buscar dilucidar el efecto de la desigualdad diurna y las fluctuaciones catorcenales. La disipación local fue estimada como  $\rho C_d u^3$  (Munk, 1968), donde  $\rho$  es la densidad. La Figura 7a muestra, como referencia, la variación del nivel del mar en la boca. Las Figuras 7b-c muestran la disipación como función de la frecuencia y el tiempo, en la boca y en el interior respectivamente después de aplicar la DCCM. Las celdas de amplitud mayor muestran que se disipa más energía en la boca (Figura 7b) que en el interior de la laguna (Figura 7c). La disipación de las mareas quinti-diurna y sexti-diurna fue alta en la boca. El patrón de modulación de las bandas sexti-diurna, quinti-diurna y cuarti-diurna fue el mismo que el de la banda semidiurna.

Dado que la disipación es función de una ley cúbica de la velocidad, se espera que decaiga significativamente durante mareas muertas, pero al parecer también lo está el tiempo transcurrido entre el fin de un ciclo de desigualdad diurna y el inicio del siguiente. Durante los días Julianos 274, 290 y 304 de 1999, la desigualdad diurna alcanzó un

máximo valor y el rango de marea fue  $\sim 0.6$  m; mientras que la disipación, en ambos sitios, mostró un mínimo, creando un periodo de baja disipación con duración de  $\sim 4$  días, durante la transición del signo negativo al signo positivo de la desigualdad diurna. Durante las observaciones de 1998, este periodo de baja disipación ocurrió también durante mareas muertas (no se muestra), pero su duración fue de  $\sim 3$  días, el mismo que le tomó a la desigualdad diurna cambiar de signo.

Para las frecuencias más altas, la banda cuarti-diurna fue la que presentó menos disipación, mientras que la sexti-diurna fue la que más energía disipó. La disipación de la banda quini-diurna fue suficientemente fuerte como para destruir las componentes quini-diurnas en el interior de la laguna. La banda cuarti-diurna, en la boca, exhibió su máxima disipación al fin del periodo de mareas muertas; mientras que en el interior, ocurrió durante mareas vivas. La disipación fue modulada con el ciclo de mareas vivas-muertas en todas las bandas, excepto la diurna y la terci-diurna. Con el objeto de describir la modulación de la disipación en términos de las constituyentes mareales, se le realizó análisis armónico (no se muestra). La modulación sinódica fue representada por la superposición de las oscilaciones con frecuencias  $M_2$  y  $S_2$ , como era esperado.

### **Flujos de energía mareal**

La generación de mareas someras es un proceso no-lineal. La energía es transferida de las mareas oceánicas diurna y semidiurna a frecuencias más altas y más bajas. El estudio de los flujos de energía podría arrojar alguna luz acerca de cómo las ondas de marea y las corrientes interactúan. Por ejemplo, el estudio de los flujos de energía en modelos numéricos ha probado ser exitoso para determinar regiones de generación no-lineal de



mareas y disipación de energía (Davis y Kwong, 2000; Dworak y Gomez-Valdes, 2003). Los flujos de energía  $Q$  en watts/m son calculados sobre un ciclo de marea de acuerdo a Davis y Kwong (2000) como:

$$Q = \frac{1}{2} \rho g h \Delta y A_i U_i \cos(\theta_{u_i} - \theta_{\eta_i}), \quad (9)$$

donde  $\rho$  es la densidad del agua en la boca,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $h$  es la profundidad,  $\Delta y$  es la longitud de la sección transversal típica,  $A_i$  es la amplitud de la  $i$ -ésima constituyente del nivel del mar y  $\theta_{\eta_i}$  es su fase;  $U_i$  es la amplitud de la  $i$ -ésima constituyente de la componente axial al canal de la corriente de marea y  $\theta_{u_i}$  es su fase. Las series de tiempo de 56 días de largo del nivel del mar y corrientes fueron divididos en segmentos de 1 día cada una, sin traslape. Los parámetros fueron extraídos de los registros por el método descrito anteriormente. La longitud de los segmentos permitió resolver una constituyente por banda, por lo que la varianza de cada banda es representada por cada una de estas constituyentes. El siguiente paso fue estimar los flujos de energía para cada segmento de las series de tiempo.

Los flujos de energía de las series de 1999 se muestran en la Figura 8. La Figura 8a muestra, como referencia, la variación del nivel del mar en la boca. La Figura 8b muestra los flujos de energía para las bandas diurna y semidiurna, en la boca. La banda semidiurna alcanzó un pico de  $\sim 400$  kW/m durante mareas vivas. El promedio de flujo de energía mareal para esta banda fue de  $\sim 220$  kW/m y estuvo dirigido hacia el interior de la laguna. La banda diurna alcanzó un pico de  $\sim 60$  kW/m, con un promedio de  $\sim 22$  kW/m dirigido

también hacia el interior. El mínimo de la energía mareal semidiurna ocurrió durante mareas muertas, cuando hubo un cambio de signo de la desigualdad diurna, de un signo negativo al final del ciclo de la desigualdad diurna a un signo positivo al inicio del siguiente ciclo de la desigualdad diurna. Los flujos de energía diurna y semidiurna se incrementaron simultáneamente cuando la desigualdad diurna se vuelve notoria, e.g. los días 266 y 277. Cuando la desigualdad diurna es indistinguible y su signo fue negativo, los flujos de energía de las bandas diurna y semidiurna decrecieron simultáneamente, a pesar del hecho de que los flujos de energía diurna tuvieron una tendencia a incrementarse; e.g. los días 274 y 287. Existió una relativa mayor disponibilidad de energía desde las principales bandas mareales cuando la desigualdad diurna se vuelve distinguible en comparación a cuando deja de serlo, lo que explica el por que la amplitud de las banda terci-diurnas del nivel del mar y las corrientes fueron mayores cuando el signo de la desigualdad diurna fue positivo.

En el sitio M, los flujos de energía de las bandas terci-, cuarti- y sexti-diurnas también fueron calculados (no se muestran). La magnitud de los flujos terci-diurnos fue de  $\sim 4$  kW/m, la de los flujos cuarti-diurnos fue de  $\sim 2$  kW/m, y para los de la banda sexti-diurna fue de  $\sim 1$  kW/m. Desde la boca hasta el interior (no se muestra) la magnitud de los flujos de energía disminuyeron  $\sim 50$  % para las bandas terci-, quinti- y sexti-diurnas. No obstante, desde la boca hasta el interior de la laguna la energía de la banda cuarti-diurna se amplificó notoriamente, sugiriendo un incremento en la intensidad de la asimetría inducida por mareas (Boon, 1988).

La residual de la componente axial de la corriente se muestra en la Figura 8c. El efecto de frecuencia cero de las interacciones no-lineales ( $Z_0$ ) fue obtenida a partir del análisis armónico diario efectuado para estimar los flujos de energía. La magnitud de la  $Z_0$  fluctúa con una modulación sinódica, su máximo ( $\sim 1.5$  cm/s) ocurrió durante mareas vivas, al momento del cambio de la desigualdad diurna, y cuando el flujo de energía semidiurna está en su máximo. La corriente residual estuvo durante todo el experimento orientada hacia el mar. La correlación entre la corriente residual y el flujo de energía semidiurna fue -0.89, mientras que la correlación entre la corriente residual y el flujo de energía diurna fue de +0.33.

El efecto de la fase relativa entre las bandas diurna y semidiurna puede ser dilucidado al comparar los flujos de energía durante el experimento de finales de la primavera de 1998 (Figura 9) con los del otoño de 1999. La Figura 9a muestra, como referencia, la variación del nivel del mar en la boca. Durante el experimento de 1998, la fase relativa entre las bandas diurna y semidiurna fue pequeña, lo cual se muestra en los casi simultáneos picos de sus flujos de energía. El máximo aporte de energía al sistema por la banda diurna ( $\sim 200$  kW/m) fue más pequeño que el de la banda semidiurna ( $\sim 250$  kW/m) (Figura 9b). Los flujos de energía de las bandas terci- y sexti-diurna disminuyeron significativamente, el de la banda cuarti-diurna no mostró ningún cambio de dirección, estando siempre dirigidos hacia el interior de la laguna (no se muestra). La residual  $Z_0$  de la corriente mostró fluctuaciones en la dirección (Figura 9c). Como hubo una contribución más significativa de los flujos de energía diurna, el cambio en la dirección de la  $Z_0$  parece ser producida por la interacción no-lineal de las mareas diurnas. La correlación entre la

corriente residual y cualquiera de los flujos diarios o semidiurnos, de forma independiente, fue de +0.32. Por otra parte, la correlación entre la corriente residual y la diferencia entre el flujo de energía diario y el semidiurno fue de +0.73.

La contribución a segundo orden de la corriente residual inducida por la marea (deriva de Stokes) fue calculada siguiendo el método propuesto por Pingree y Maddock (1977)

$$u_d = \overline{u\eta}/h = A_i U_i \cos(\theta_{u_i} - \theta_{\eta_i})/h, \quad (10)$$

donde  $u_d$  es la velocidad de deriva residual y la barra indica el promedio temporal durante un ciclo de mareas. Adicionalmente, de las ecuaciones 9 y 10 se puede ver que los flujos de energía y la deriva de Stokes son proporcionales. La contribución asociada a las principales constituyentes fue calculada usando los valores correspondientes de la Tablas 1 y 3. En consecuencia la velocidad de deriva inducida por la marea  $M_2$  fue de  $\sim 8 \times 10^{-3}$  m/s, la de la marea  $S_2$  fue  $\sim 4 \times 10^{-3}$  m/s, la de la marea  $K_1$  fue  $\sim 4 \times 10^{-3}$  m/s y la de la marea  $O_1$  fue  $\sim 2 \times 10^{-3}$  m/s. Además, dado que la declinación del sol y de la luna durante el ciclo equinoccio-solsticio modula las amplitudes de las mareas calculadas en segmentos de un día de longitud, la deriva de Stokes también debe ser modulada similarmente. De aquí que para el otoño de 1999, cuando la contribución de los flujos de energía diarios fue insignificante, la velocidad de deriva inducida por la banda semidiurna resulta de  $\sim 12 \times 10^{-3}$  m/s (con dirección del reflujos), lo cual concuerda con el rango de fluctuación de la corriente  $Z_0$ . Mientras que para el fin de la primavera de 1998, los flujos de energía, de ambas bandas mareales, contribuyeron significativamente a inducir la velocidad de deriva. Al sumar las contribuciones asociadas a cada componente, el rango de fluctuación de la deriva

de Stokes resulta de  $\sim 18 \times 10^{-3}$  m/s; y suponiendo que la velocidad de deriva inducida por la banda diurna fue opuesta (en dirección del flujo) a la de la banda semidiurna, la velocidad resultante cambió de signo. Esto concuerda con las oscilaciones mostradas por  $Z_0$  en este experimento.

### **Discusión**

La modulación de las señales mareales ha sido estudiada en un sistema lagunar localizado en el Golfo de California. El estudio de las modulaciones catorcenales de las mareas someras se ha basado en la dependencia de la amplitud demodulada del nivel del mar y las corrientes en función de la frecuencia y el tiempo. Se espera que las celdas de amplitud mayor de las frecuencias altas coincidan con las correspondientes de las bandas de marea oceánicas, a partir de las cuales se generan. Por ejemplo, las celdas de amplitud mayor de la banda sexti-diurna coincidieron con las correspondientes de la banda semidiurna. Las celdas de amplitud mayor terci-diurnas ocurrieron entre los máximos de las mareas diurnas y semidiurnas, de acuerdo a lo esperado, dado que esas especies son generadas a partir de las interacciones no-lineales de estas últimas (Parker, 1991). Sin embargo, para la banda terci-diurna, debido a que los flujos de energía fueron mayores al final del período de mareas muertas, la amplitud demodulada fue mayor al inicio que al final de las mareas muertas debido a sus flujos de energía fueron mayores al final del periodo de mareas muertas. En el caso de la banda cuarti-diurna, las celdas de amplitud mayor en la boca de la laguna ocurrieron durante mareas muertas, mientras que en el interior ocurrieron durante mareas vivas, resaltando los diferentes mecanismos de generación, sugiriendo una variabilidad espacial y temporal de la asimetría asociada a la superposición de las mareas

$M_2$  y  $M_4$ . En la boca de la laguna, la fricción generó armónicos cuarti-diurnos por la interacción de tripletas compuestas por la marea  $O_1$ , la marea  $K_1$  y la marea  $M_2$ ; mientras que en el interior de la cuenca, la advección, la continuidad no-lineal y la parte par del término de fricción generaron los armónicos cuarti-diurnos por la interacción de dupletas.

La variabilidad temporal de los mecanismos no-lineales es también explorada al aplicar el procedimiento de DCCM. La interacción no-lineal de las mareas diurnas y semidiurnas con la topografía, por medio de la advección y la continuidad no-lineal, generaron mareas terci-diurnas y cuarti-diurnas. Los mismos mecanismos no-lineales generaron mareas compuestas diurnas y semidiurnas. La fricción no-lineal generó todo tipo de mareas someras. Los mecanismos de generación no siguieron los patrones de modulación de las mareas oceánicas. La importancia relativa de cada mecanismo no-lineal fue representada por la correlación cruzada entre cada mecanismo de generación y la componente axial de la corriente, después de haber sido demodulados. La advección y la continuidad no-lineal estuvieron correlacionados solamente con las mareas terci-diurnas y las cuarti-diurnas, aunque eso no ocurrió todo el tiempo en el mismo nivel de correlación cuadrática (0.9).

Una característica interesante fue que la continuidad no-lineal y la advección estuvieron generando mareas someras en las mismas bandas simultáneamente. Frecuentemente, cuando se estudian los mecanismos de generación, se acostumbra el prender y apagar separadamente los términos de advección y de continuidad no-lineal con el objeto de verificar el efecto en la circulación y en la generación de armónicos de frecuencia alta (e.g., Pingree y Maddock, 1977). Este resultado sugiere que ellos no

deberían ser apagados separadamente, sino simultáneamente; como por ejemplo lo hicieron Dworak y Gomez-Valdes (2003).

Durante el experimento de septiembre a noviembre de 1999, las celdas de amplitud mayor de las bandas diurnas y semidiurnas estuvieron fuera de fase. El desfase entre ellas tiene un ciclo de 182.6 días, un valor obtenido a partir de las diferencias de periodo entre las modulaciones catorcenales. Dado que el periodo de las observaciones fue el otoño de 1999, el máximo de la varianza de la banda semidiurna (mareas vivas) coincidió con el mínimo de la misma para la banda diurna y viceversa. El desfase entre las celdas de amplitud mayor de las bandas diurna y semidiurna modula la desigualdad diurna. Esto también puede ser explicado basado en la modulación semi-anual de estas bandas debido a la declinación, la cual puede ser representada por la superposición de la marea  $P_1$  con la marea  $K_1$  (o la marea  $K_2$  con la marea  $S_2$ ). Durante el periodo de mayo a junio de 1998, las celdas de amplitud mayor ocurrieron simultáneamente. Durante este periodo, solsticio de verano, la desigualdad diurna se hace mayor al igual que el rango de mareas. Sin embargo, cuando están fuera de fase, equinoccio de verano, la desigualdad diurna se hace menor, así como el rango de mareas (LeBlond y Mysak, 1980).

La fase relativa en las celdas de amplitud mayor de las bandas diurna y semidiurna tiene un fuerte impacto en la variabilidad temporal de los procesos no-lineales de generación de mareas someras, y en consecuencia, en la asimetría y en la corriente residual inducida por marea. El efecto de la fase relativa de las bandas principales puede resumirse al considerar que a pesar del hecho de que la longitud de la series para 1998 y 1999 no son las mismas, la energía promedio que entró al sistema fue la misma ( $\sim 270$  kW/m). Este

valor fue calculado al sumar el flujo promedio de energía de las bandas diurna y semidiurna. Cuando la fase relativa es pequeña (solsticio de verano), el flujo de energía está balanceado entre las bandas, pero cuando ella está fuera de fase (equinoccio de otoño), el flujo de energía es aportado principalmente por la banda semidiurna.

El flujo de energía disponible de la banda diurna se usa para la generación de mareas compuestas diurnas y semidiurnas, y la corriente residual inducida está orientada hacia el interior de la laguna, mientras que el flujo de energía de la banda semidiurna se usa para la generación de armónicos de alta frecuencia y una residual inducida orientada hacia el océano. Así, cerca del solsticio de verano, la generación de mareas compuestas en la banda diurna y en la semidiurna es mayor que en el equinoccio de otoño; mientras que un incremento en la generación de armónicos de frecuencia alta es esperado cerca del equinoccio de otoño.

Se encontró que la corriente residual de frecuencia cero es generada, principalmente, por la aportación del flujo de energía semidiurno durante el experimento de septiembre a noviembre de 1999, lo que concuerda con lo reportado por Dworak y Gomez-Valdes (2003), quienes usaron un modelo numérico. Aunque durante el experimento de mayo a junio de 1998, la residual fue generada por la contribución de las bandas diurna y semidiurna.

La disipación local fue calculada para estudiar la pérdida de energía de las mareas oceánicas en el sistema lagunar. El análisis de la amplitud demodulada de la disipación es una herramienta apropiada para discriminar el papel de la fricción. La banda cuarti-diurna fue la que presentó menor disipación, mientras que la amplitud de oscilación del término



$C_d |u|u/h$ , para esa banda, fue significativa. Se encontró incluso que cuando la disipación es intensa, el análisis armónico podría no resolver algunos armónicos por encima del nivel del ruido. Así que podría ser erróneo el considerar que no se generaron. La evidencia de su generación podría ser encontrada en la amplitud de los mecanismos no-lineales y también en la amplitud de la disipación. Para regímenes de marea mixta, la disipación se incrementa durante el solsticio de verano, debido a que el rango de marea se incrementa cuando el sol está en su máxima declinación respecto al ecuador. Para la Bahía de Yavaros, este hecho produjo la casi desaparición de las corrientes quinti- y sexti-diurnas.

Al aplicar también la técnica de la Transformada de Fourier de Periodo Corto (TFPC) (Wang, 1979) se corroboró la confiabilidad de las conclusiones de este trabajo. En este caso, las series de tiempo fueron separadas en segmentos de 3 día de longitud, sin traslape; posteriormente, la TFPC fue aplicada a cada segmento, obteniéndose la varianza de las series de tiempo como función de la frecuencia y el tiempo. Estos resultados fueron equivalentes a los reportados en este trabajo, pero la estimación de los límites de confianza dejó fuera las bandas de alta frecuencia. Aunque la representación armónica de las mareas contiene la información de los periodos de modulación, al igual que la fase relativa entre ellas contiene información acerca de la evolución temporal de las mareas someras, se ha probado exitosamente que la DCCM integra la modulación en la amplitud y la evolución temporal de las mareas someras de una forma simple y directa.

### **Literatura citada**

- Argote, M. L., A. Amador., M. F. Lavin, and J. R. Hunter, 1995. Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California, *J. Geophys. Res.*, **100**, 16103-16118.
- Aubrey, D. G., and P. E. Speer, 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part I: Observations, *Estuar., Coast. Shelf Sci.*, **21**, 185-205.

- Bloomfield, P., 1976. *Fourier analysis of time series: an introduction*, John Wiley and Sons, New York, 258 pp.
- Boon, J. D. III, 1988. Temporal variation of shallow-water tides in basin-inlet systems, In D.G Aubrey and L. Weishar (eds.), *Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets, Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*, **29**, Springer-Verlag Inc., New York, 1025-1036.
- Brown, M. A., A. W. Archer, and E. P. Kevala, 1990. Neap-Spring tidal cyclicity in laminated carbonate channel-fill deposits and its implications: Salem limestone (Mississippian), south-central Indiana, U.S.A., *J. of Sedimentary Petrology*, **60**, 152-159.
- Cartwright, D. E., 1968. A unified analysis of tides and surges round north and east Britain. *Phil. Trans. Roy. Soc., A*, **1134**, v263, 1-55.
- Davis, A. M., and S. C. Kwong, 2000. Tidal energy fluxes and dissipation on the European continental shelf, *J. Geophys. Res.*, **105**, 21969-21989.
- Defant, A., 1958. *Ebb and Flow The Tides of Earth, Air and Water*. The University of Michigan Press, 121 pp.
- Dworak, J. A., and J. Gomez-Valdes, 2003. Tide-induced residual current in a coastal lagoon of the Gulf of California, *Estuar., Coast. Shelf Sci.*, **57**, 99-109.
- Emery, W. J., and R. E. Thomson, 2001. *Data analysis methods in physical oceanography*. Elsevier Science Ltd., Oxford, 638 pp.
- Flinchem, E. P., and D. A. Jay, 2000. An introduction to wavelet transform tidal analysis methods, *Estuar., Coast. Shelf Sci.*, **51**, 177-200.
- Foreman, M. G. G, 1977. Manual for tidal heights analysis and prediction, *Pac. Mar. Sci. Rep.* **77-10**, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Victoria, B. C., Canada, 70 pp.
- Foreman, M. G. G., W. R. Crawford, and R. F. Marsden, 1995. De-tiding: Theory and Practice, In D.R. Lynch and A. M. Davies (eds.), *Quantitative Skill Assessment for Coastal Ocean Models, Coastal and Estuarine Studies*, **47**, American Geophysical Union, Washington, DC, 203-239.
- Gallagher, B. S., and W. H. Munk, 1971. Tides in Shallow-Water: Spectroscopy, *Tellus*, **23**, 346-363.
- Geyer, W. R., and G. C. Kineke, 1995. Observations of currents and water properties in the Amazon frontal zone, *J. Geophys. Res.*, **100**, 2321-2339.
- Geyer, W. R., 1995. Tide-induced mixing in the Amazon frontal zone, *J. Geophys. Res.*, **100**, 2341-2353.
- Godin, G., 1972. *The analysis of tides*, University of Toronto Press. Toronto. 264 pp.
- Godin, G., R. Paz-Vela, N. Rodríguez, and M. Ortiz, 1980. *Revisión de los datos de mareas para la costa occidental de Mexico disponibles en el CICESE e interpretación de los*

- resultados*, Centro de Investigación y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B. C., Mexico, 63 pp.
- Godin, G., 1988. *Tides*, Anadyomene, Ottawa, Canada, 348 pp.
- Godin, G., 1991. Frictional effects in river tides (Review), In B. B. Parker (ed.), *Tidal Hydrodynamics*, John Wiley and Sons. New York, 379-402.
- Gomez-Valdes, J., J. A. Delgado, and J. A. Dworak, 2003. Overtides, compound tides, and tidal- residual currents in Ensenada de la Paz Lagoon, Baja California Sur, Mexico, *Geofis. Int.* **42**, 623-634.
- Griffin, D. A., and P. H. LeBlond, 1990. Estuary-Ocean exchange controlled by spring-neap tidal mixing. *Est., Coast. Shelf Sci.*, **30**, 275-297.
- LeBlond, P. H., and L. A. Mysak, 1980. *Waves in the ocean*, Elsevier Scientific Publishing Co., 2<sup>nd</sup> ed., Amsterdam, 602 pp.
- Le Provost, C., 1991. Generation of overtides and compound tides (review), In B. B. Parker (ed.), *Tidal Hydrodynamics*, John Wiley and Sons, New York, 269-295.
- Masson, D., and P. F. Cummins, 2000. Fortnightly modulation of the estuarine circulation in Juan de Fuca Strait, *J. Mar. Res.*, **58**, 439-463.
- Munk, W., 1968. Once again-tidal friction, *Q. J. R. Astron. Soc.*, **9**, 352-375.
- Nichols, M. N., and J. D. Boon, 1994. Sediment transport processes in coastal lagoons, In B. Kjerfve (ed.), *Coastal Lagoon Processes, Elsevier Oceanographic Series*, **60**, Amsterdam, 69-101.
- Parker, B. B., 1991 The relative importance of the various non-linear mechanisms in a wide range of tidal interactions (review), In B. B. Parker (ed.), *Tidal Hydrodynamics*, John Wiley and Sons, New York, 237-268.
- Pawlowicz, R., B. Beardsley, and S. Lentz, 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE, *Comput. Geosci.*, **28**, 929-937.
- Pingree, R. D., and L. Maddock, 1977. Tidal residuals in the English Channel, *J. Mar. Biol. Ass. U. K.*, **57**, 339-354.
- Pingree, R.D., and L. Maddock, 1978. The M4 tide in the English Channel derived from a non-linear numerical model of the M2 tide, *Deep Sea Res.*, **25**, 53-63.
- Prandle, D., 1991. Tides in estuaries and embayments (review), In B. B. Parker (ed.), *Tidal Hydrodynamics*, John Wiley and Sons, New York, 125-152.
- Pugh, D. T., 1987. *Tides, Surges and Mean Sea-level, a handbook for engineers and scientist*, John Wiley and Sons, Avon, UK, 472 pp.
- Smith, N. P., 1994. Water, salt and heat balance of coastal lagoons, In B. Kjerfve (ed.), *Coastal Lagoon Processes, Elsevier Oceanographic Series*, **60**, Amsterdam, 69-101.

- Speer, P. E., and D. G. Aubrey, 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part II: Theory, *Estuar., Coast. Shelf Sci.*, **21**, 207-224.
- Tee, K. T., 1976. Tide-induced residual currents, a 2-D non-linear tidal model, *J. Mar. Res.*, **34**, 603-628.
- Valle-Levinson, A., K-C. Wong, and K. M. M. Lwiza, 2000. Fortnightly variability in the transverse dynamics of a coastal plain estuary, *J. Geophys. Res.*, **105**, 3413-3424.
- Walters, R. A., and F. E. Werner, 1991. Non-linear generation of overtides, compound tides, and residuals, In B. B. Parker (ed.), *Tidal Hydrodynamics*, John Wiley and Sons, New York, 297-320.
- Wang, D.-P., 1979. Subtidal sea-level variations in the Chesapeake Bay and relations to atmospheric forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 413-421.

### Tablas

**Tabla 1.** Constituyentes de la marea para el nivel del mar en la boca de la Bahía de Yavaros. Los valores de la amplitud (A) y la fase (g), así como sus respectivos errores ( $\delta A$ ,  $\delta g$ ) son reportados.

Constituyente	A (cm)	$\delta A$ (cm)	g (°)	$\delta g$ (°)	Par vecino de Rayleigh	Período de modulación (días)
Q <sub>1</sub>	3.0	2.0	172	41	O <sub>1</sub>	27.5
O <sub>1</sub>	17.1	2.0	176	7	K <sub>1</sub>	13.7
P <sub>1</sub>	7.7	1.8	184	16	K <sub>1</sub>	182.6
K <sub>1</sub>	24.9	1.9	185	5	K <sub>1</sub>	0.0
J <sub>1</sub>	2.3	2.0	195	42	K <sub>1</sub>	27.6
MU <sub>2</sub>	0.9	0.6	191	41	N <sub>2</sub>	31.8
N <sub>2</sub>	4.7	0.7	158	8	M <sub>2</sub>	27.6
M <sub>2</sub>	21.1	0.7	142	2	M <sub>2</sub>	0.0
S <sub>2</sub>	16.2	0.7	135	3	M <sub>2</sub>	14.8
K <sub>2</sub>	5.2	0.8	138	9	S <sub>2</sub>	182.6
ETA <sub>2</sub>	0.7	0.7	155	56	K <sub>2</sub>	27.6
MO <sub>3</sub>	0.5	0.2	268	24	M <sub>3</sub>	27.3
M <sub>3</sub>	0.6	0.2	234	17	M <sub>3</sub>	0.0
MK <sub>3</sub>	0.3	0.2	126	34	M <sub>3</sub>	27.3
SK <sub>3</sub>	0.5	0.2	309	26	MK <sub>3</sub>	14.8
MN <sub>4</sub>	0.2	0.1	24	35	M <sub>4</sub>	27.6
M <sub>4</sub>	0.8	0.1	50	10	M <sub>4</sub>	0.0
SN <sub>4</sub> *	0.1	0.1	12	83	M <sub>4</sub>	31.8
MS <sub>4</sub>	0.3	0.1	116	29	M <sub>4</sub>	14.8
S <sub>4</sub> *	0.1	0.1	344	81	MS <sub>4</sub>	14.8
2MK <sub>5</sub> *	0.1	0.1	278	86	2MK <sub>5</sub>	0.0
2SK <sub>5</sub>	0.2	0.2	133	62	2MK <sub>5</sub>	7.4
2MN <sub>6</sub>	0.1	0.1	83	56	M <sub>6</sub>	27.6
M <sub>6</sub>	0.1	0.1	108	47	M <sub>6</sub>	0.0
2MS <sub>6</sub>	0.2	0.1	102	29	M <sub>6</sub>	14.8
2SM <sub>6</sub>	0.2	0.1	60	21	2MS <sub>6</sub>	14.8

Los ángulos de fase son referidos al TMG. La zona de tiempo es Z= +7. Los valores observados para la amplitud y la fase están reportados dentro del intervalo del 95 % de confianza. Las constituyentes con \* se encuentran por debajo del nivel del ruido (razón de señal a ruido < 1). Las constituyentes P<sub>1</sub> y K<sub>2</sub> fueron inferidas.

**Tabla 2.** Constituyentes de la marea para el nivel del mar en el interior de la Bahía de Yavaros. Los valores de la amplitud (A) y la fase (g), así como sus respectivos errores ( $\delta A$ ,  $\delta g$ ) son reportados.

Constituyente	A (cm)	$\delta A$ (cm)	g (°)	$\delta g$ (°)	Par vecino de Rayleigh	Periodo de modulación (días)
Q <sub>1</sub>	3.4	2.1	187	33	O <sub>1</sub>	27.5
O <sub>1</sub>	15.6	2.3	179	8	K <sub>1</sub>	13.7
P <sub>1</sub>	7.6	1.9	191	15	K <sub>1</sub>	182.6
K <sub>1</sub>	24.3	1.9	192	4	K <sub>1</sub>	0.0
J <sub>1</sub>	2.1	1.8	177	58	K <sub>1</sub>	27.6
MU <sub>2</sub>	1.2	1.0	236	46	N <sub>2</sub>	31.8
N <sub>2</sub>	5.2	1.0	172	12	M <sub>2</sub>	27.6
M <sub>2</sub>	21.7	0.9	152	3	M <sub>2</sub>	0.0
S <sub>2</sub>	16.6	1.1	144	4	M <sub>2</sub>	14.8
K <sub>2</sub>	5.3	1.3	147	14	S <sub>2</sub>	182.6
ETA <sub>2</sub> *	0.9	1.2	185	78	K <sub>2</sub>	27.6
MO <sub>3</sub>	1.0	0.4	235	19	M <sub>3</sub>	27.3
M <sub>3</sub>	0.8	0.3	270	25	M <sub>3</sub>	0.0
MK <sub>3</sub>	1.0	0.4	128	22	M <sub>3</sub>	27.3
SK <sub>3</sub>	0.5	0.4	199	52	MK <sub>3</sub>	14.8
MN <sub>4</sub> *	0.1	0.4	355	177	M <sub>4</sub>	27.6
M <sub>4</sub>	1.4	0.5	105	22	M <sub>4</sub>	0.0
SN <sub>4</sub> *	0.6	0.6	344	59	M <sub>4</sub>	31.8
MS <sub>4</sub>	1.8	0.6	141	19	M <sub>4</sub>	14.8
S <sub>4</sub> *	0.6	0.6	149	61	MS <sub>4</sub>	14.8
2MK <sub>5</sub> *	0.2	0.3	84	128	2MK <sub>5</sub>	0.0
2SK <sub>5</sub> *	0.4	0.4	144	60	2MK <sub>5</sub>	7.4
2MN <sub>6</sub> *	0.2	0.2	166	74	M <sub>6</sub>	27.6
M <sub>6</sub>	0.4	0.2	104	29	M <sub>6</sub>	0.0
2MS <sub>6</sub>	0.9	0.2	112	15	M <sub>6</sub>	14.8
2SM <sub>6</sub>	0.7	0.2	101	19	2MS <sub>6</sub>	14.8

Los ángulos de fase son referidos al TMG. La zona de tiempo es  $Z = +7$ . Los valores observados para la amplitud y la fase están reportados dentro del intervalo del 95 % de confianza. Las constituyentes con \* se encuentran por debajo del nivel del ruido (razón de señal a ruido  $< 1$ ). Las constituyentes P<sub>1</sub> y K<sub>2</sub> fueron inferidas.

**Tabla 3.** Parámetros de las elipses de marea para las corrientes de fondo en la boca de la Bahía de Yavaros. M representa el semi- eje mayor, m representa el semi- eje menor,  $\phi$  representa la inclinación respecto al este y g representa la fase. Los errores estimados correspondientes son  $\delta M$ ,  $\delta m$ ,  $\delta\phi$  y  $\delta g$ .

Constituyente	M (cm/s)	$\delta M$ (cm/s)	m (cm/s)	$\delta m$ (cm/s)	$\phi$ (°)	$\delta\phi$ (°)	g (°)	$\delta g$ (°)
Q <sub>1</sub>	1.4	1.1	0.2	0.6	103	30	92	56
O <sub>1</sub>	10.9	1.3	-0.3	0.8	102	4	92	6
P <sub>1</sub>	5.3	1.1	0.1	0.7	104	8	102	14
K <sub>1</sub>	17.2	1.2	0.2	0.7	104	3	103	4
J <sub>1</sub>	1.3	1.1	0.1	0.6	97	29	116	54
MU <sub>2</sub>	1.9	1.3	-0.1	0.7	113	18	119	35
N <sub>2</sub>	6.6	1.2	-0.3	0.6	103	5	83	12
M <sub>2</sub>	29.6	1.2	0.4	0.6	102	1	64	2
S <sub>2</sub>	22.6	1.3	0.6	0.5	103	1	55	4
K <sub>2</sub>	7.2	1.6	0.2	0.6	103	5	58	12
ETA <sub>2</sub> *	1.3	1.3	-0.2	0.8	114	32	107	72
MO <sub>3</sub>	2.0	0.7	0.0	0.5	120	15	189	19
M <sub>3</sub>	1.3	0.7	0.2	0.4	101	18	168	32
MK <sub>3</sub>	1.0	0.6	0.1	0.5	68	23	58	41
SK <sub>3</sub>	1.8	0.6	0.1	0.5	113	14	179	24
MN <sub>4</sub> *	0.6	0.5	0.0	0.4	125	29	267	55
M <sub>4</sub>	1.4	0.7	-0.3	0.2	78	11	356	29
SN <sub>4</sub>	0.6	0.5	0.1	0.4	125	29	267	55
MS <sub>4</sub>	1.9	0.6	0.9	0.3	108	16	105	27
S <sub>4</sub> *	0.7	0.5	-0.1	0.4	123	29	181	56
2MK <sub>5</sub> *	0.6	0.8	-0.1	0.4	118	33	181	85
2SK <sub>5</sub> *	0.5	0.7	-0.1	0.3	86	23	61	95
2MN <sub>6</sub> *	0.5	0.5	-0.1	0.2	106	27	56	65
M <sub>6</sub>	0.6	0.5	0.0	0.2	96	15	41	58
2MS <sub>6</sub>	1.3	0.5	0.1	0.2	92	8	32	27
2SM <sub>6</sub>	1.5	0.5	0.0	0.2	94	7	358	22

Los ángulos de fase son referidos al TMG. La zona de tiempo es Z= +7. Los valores observados para la amplitud y la fase están reportados dentro del intervalo del 95 % de confianza. Las constituyentes con \* se encuentran por debajo del nivel del ruido (razón de señal a ruido < 1). Las constituyentes P<sub>1</sub> y K<sub>2</sub> fueron inferidas.

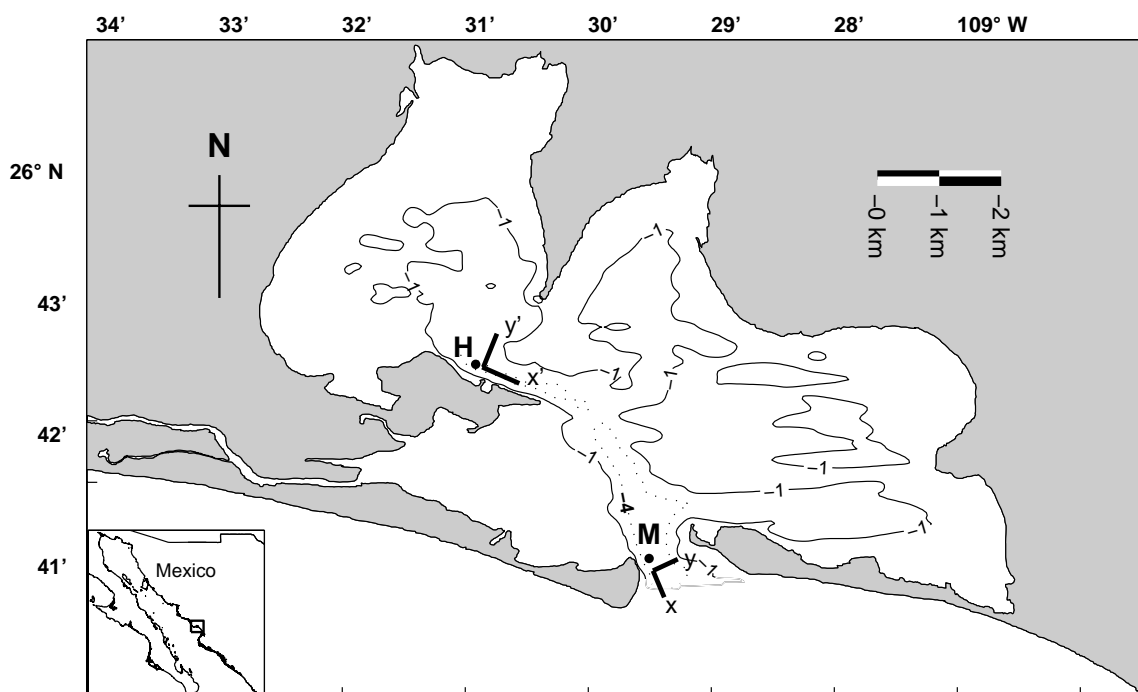
**Tabla 4.** Parámetros de las elipses de marea para las corrientes de fondo en la boca de la Bahía de Yavaros. M representa el semi-eje mayor, m representa el semi-eje menor,  $\phi$  representa la inclinación respecto al este y g representa la fase. Los errores estimados correspondientes son  $\delta M$ ,  $\delta m$ ,  $\delta\phi$  y  $\delta g$ .

Constituyente	M (cm/s)	$\delta M$ (cm/s)	M (cm/s)	$\delta m$ (cm/s)	$\phi$ (°)	$\delta\phi$ (°)	g (°)	$\delta g$ (°)
Q <sub>1</sub>	1.0	0.8	0.0	0.5	166	38	105	60
O <sub>1</sub>	4.8	0.9	0.3	0.7	147	8	89	11
P <sub>1</sub>	1.6	0.9	0.2	0.8	141	30	102	28
K <sub>1</sub>	5.2	0.9	0.6	0.6	141	9	103	8
J <sub>1</sub>	0.7	0.7	0.2	0.6	158	46	67	67
MU <sub>2</sub>	1.3	1.1	0.0	1.0	163	47	114	67
N <sub>2</sub>	3.4	1.1	0.1	1.1	148	19	89	20
M <sub>2</sub>	12.8	1.3	0.3	1.2	147	5	74	6
S <sub>2</sub>	9.8	1.1	0.2	1.1	144	7	61	7
K <sub>2</sub>	3.1	1.2	0.1	1.2	144	28	64	26
ETA <sub>2</sub> *	1.0	1.1	0.0	1.1	143	78	130	105
MO <sub>3</sub>	1.0	0.4	-0.2	0.3	155	23	107	30
M <sub>3</sub>	0.4	0.3	0.0	0.3	143	53	170	65
MK <sub>3</sub>	0.5	0.4	0.1	0.3	171	36	49	55
SK <sub>3</sub>	1.0	0.5	-0.1	0.3	176	20	75	30
MN <sub>4</sub>	0.4	0.4	0.0	0.3	153	36	30	56
M <sub>4</sub>	1.4	0.4	0.0	0.3	158	12	45	12
SN <sub>4</sub>	0.4	0.3	-0.1	0.3	143	40	48	49
MS <sub>4</sub>	2.3	0.4	-0.1	0.3	158	7	59	10
S <sub>4</sub>	0.6	0.4	-0.1	0.3	167	23	49	42
2MK <sub>5</sub> *	0.1	0.2	0.0	0.2	136	106	159	117
2SK <sub>5</sub>	0.2	0.2	0.0	0.2	162	72	117	85
2MN <sub>6</sub>	0.3	0.2	0.0	0.2	131	39	65	41
M <sub>6</sub>	0.3	0.2	0.1	0.2	131	35	42	33
2MS <sub>6</sub>	0.8	0.2	0.0	0.2	138	13	45	13
2SM <sub>6</sub>	0.6	0.2	0.0	0.2	137	20	31	17

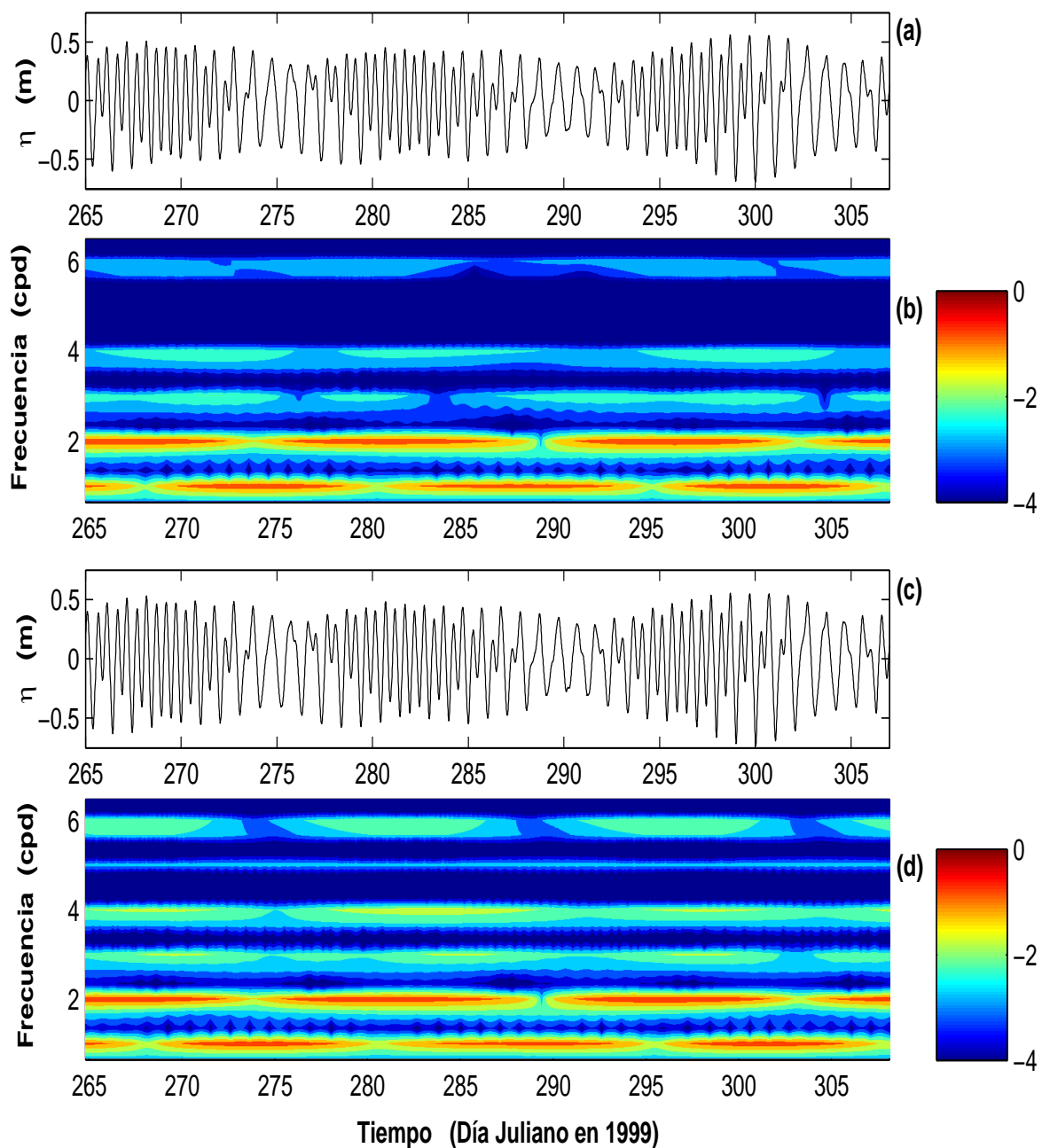
Los ángulos de fase son referidos al TMG. La zona de tiempo es Z= +7. Los valores observados para la amplitud y la fase están reportados dentro del intervalo del 95 % de confianza. Las constituyentes con \* se encuentran por debajo del nivel del ruido (razón de señal a ruido < 1). Las constituyentes P<sub>1</sub> y K<sub>2</sub> fueron inferidas.



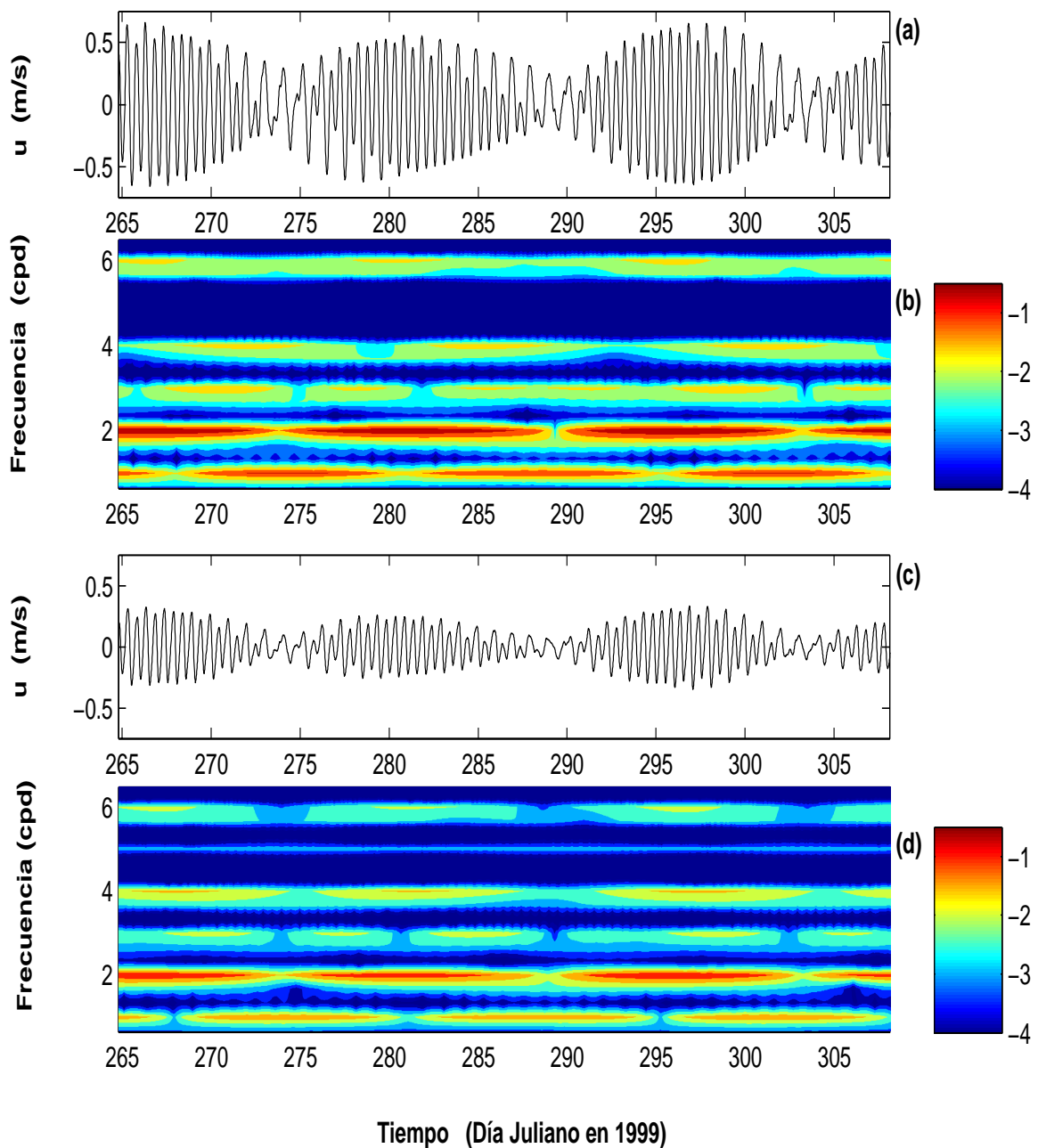
## Figuras



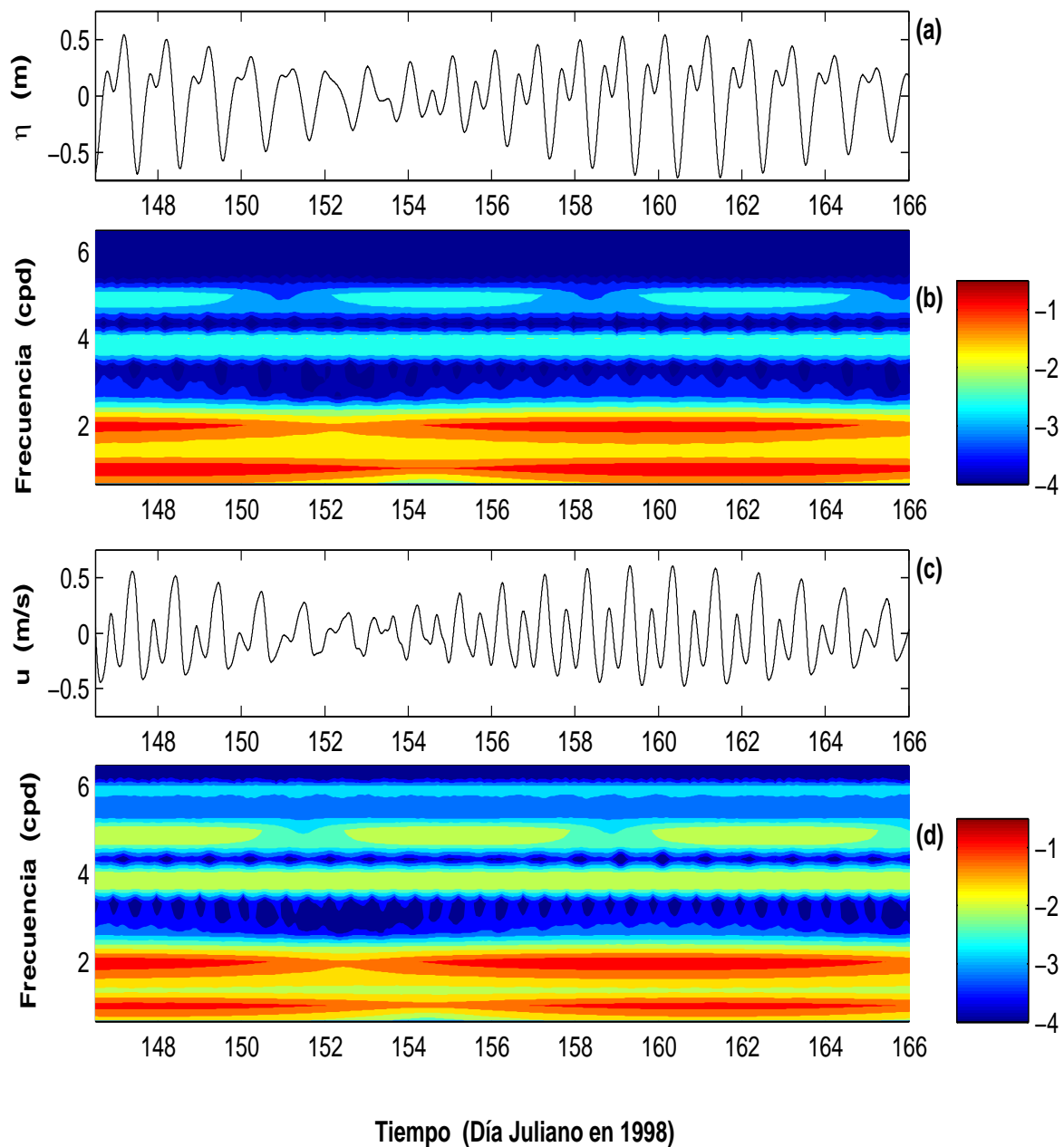
**Figura 1.** Localización geográfica de la Bahía de Yavaros en el Golfo de California. La batimetría está en m referida al n.b.m.i. Las ubicaciones de los instrumentos usados en este estudio se muestran con puntos. Se muestra también la orientación de los ejes principales de referencia en cada punto de observación.



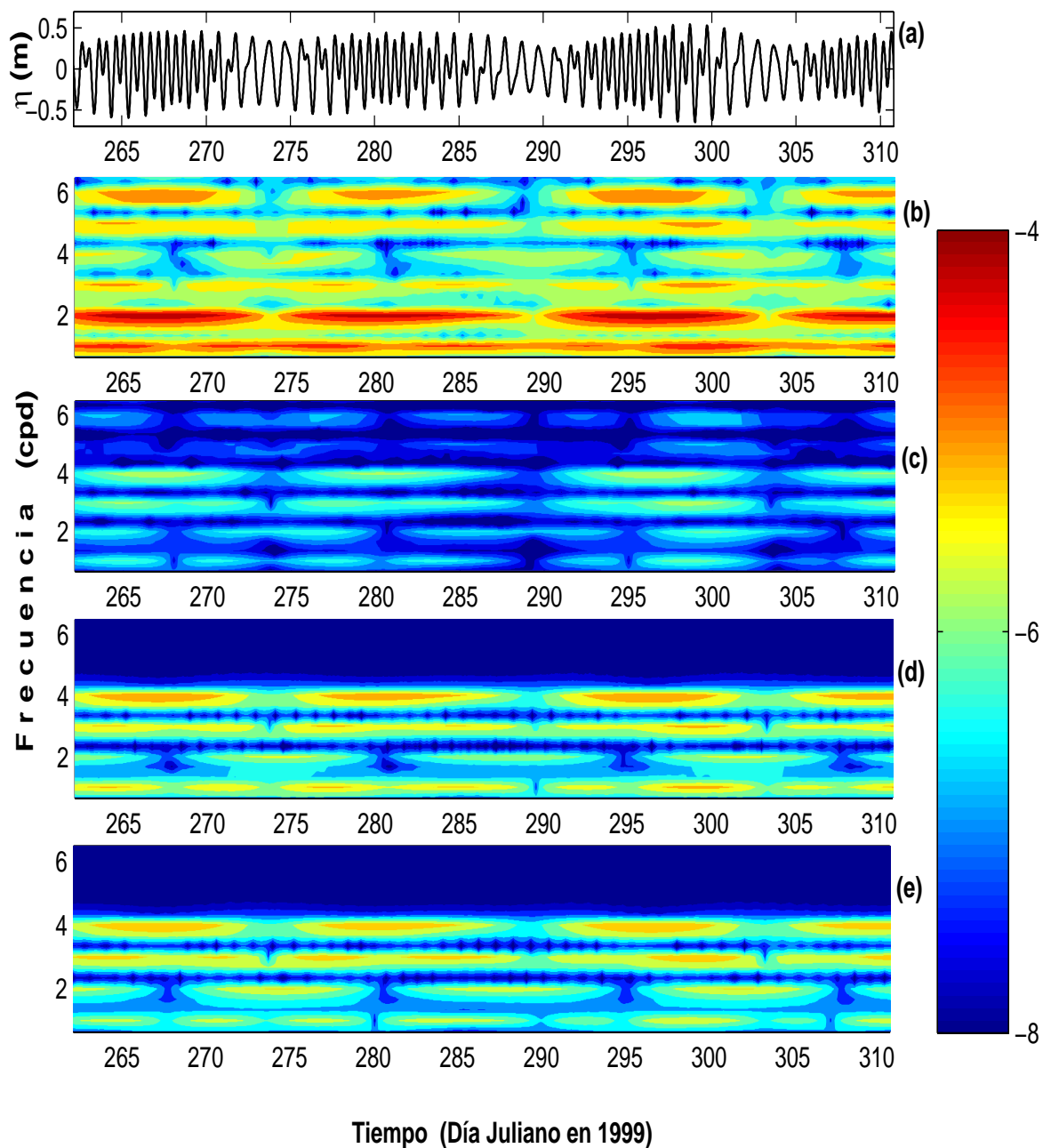
**Figura 2.** La señal mareal del nivel del mar, referido al nivel medio del mar, para las observaciones de 1999. a) En la boca de la laguna, en función del tiempo. b) En la entrada de la laguna, la amplitud de oscilación como función de la frecuencia y el tiempo. c) En el interior de la laguna como función del tiempo. d) Al igual que en b), pero para el interior de la laguna. Las barras de color tienen una escala logarítmica. Las unidades son en m.



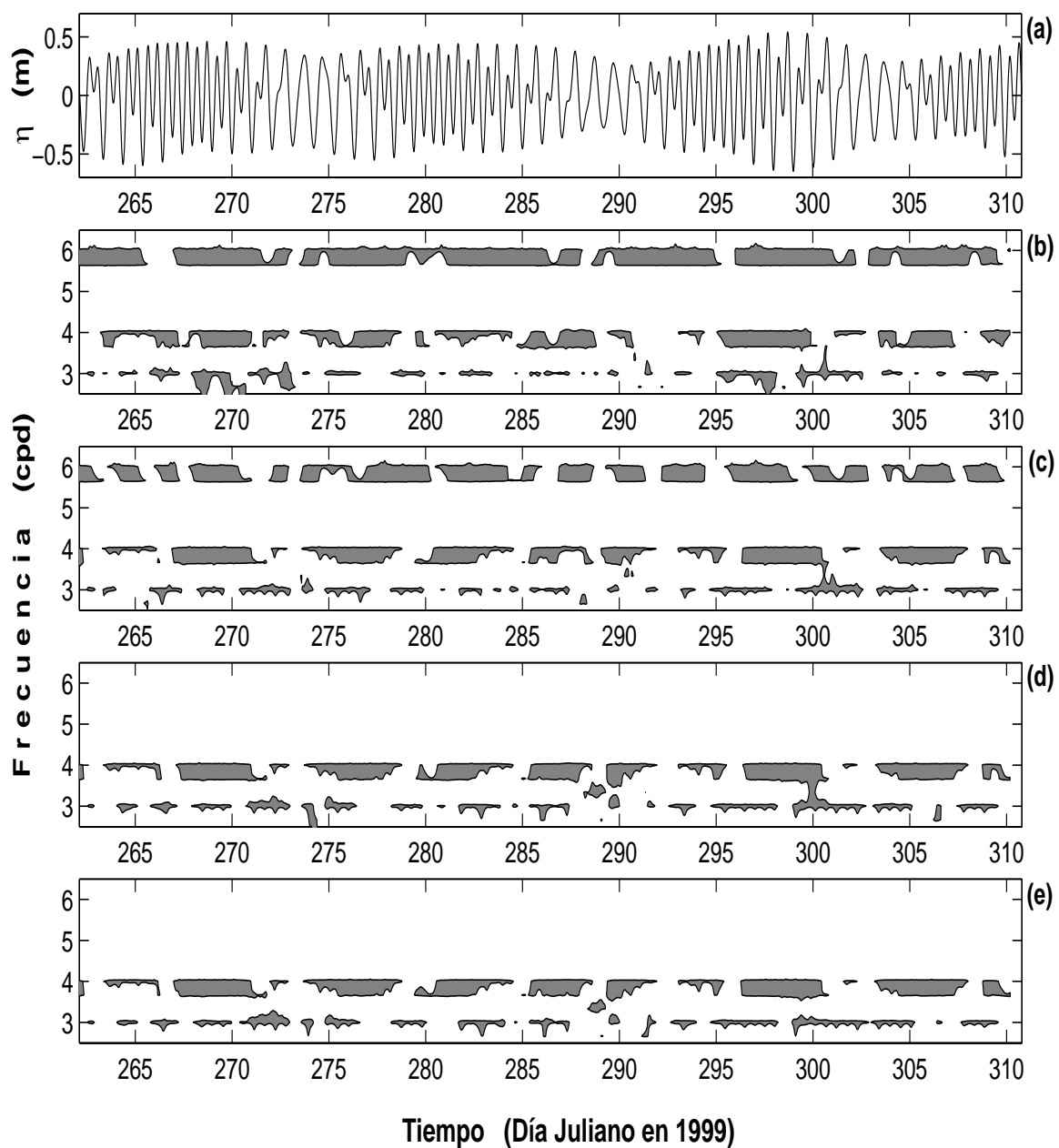
**Figura 3.** Al igual que en la figura 2, pero para la componente de la corriente axial al canal principal. La barra de color tiene escala logarítmica. Las unidades son m/s.



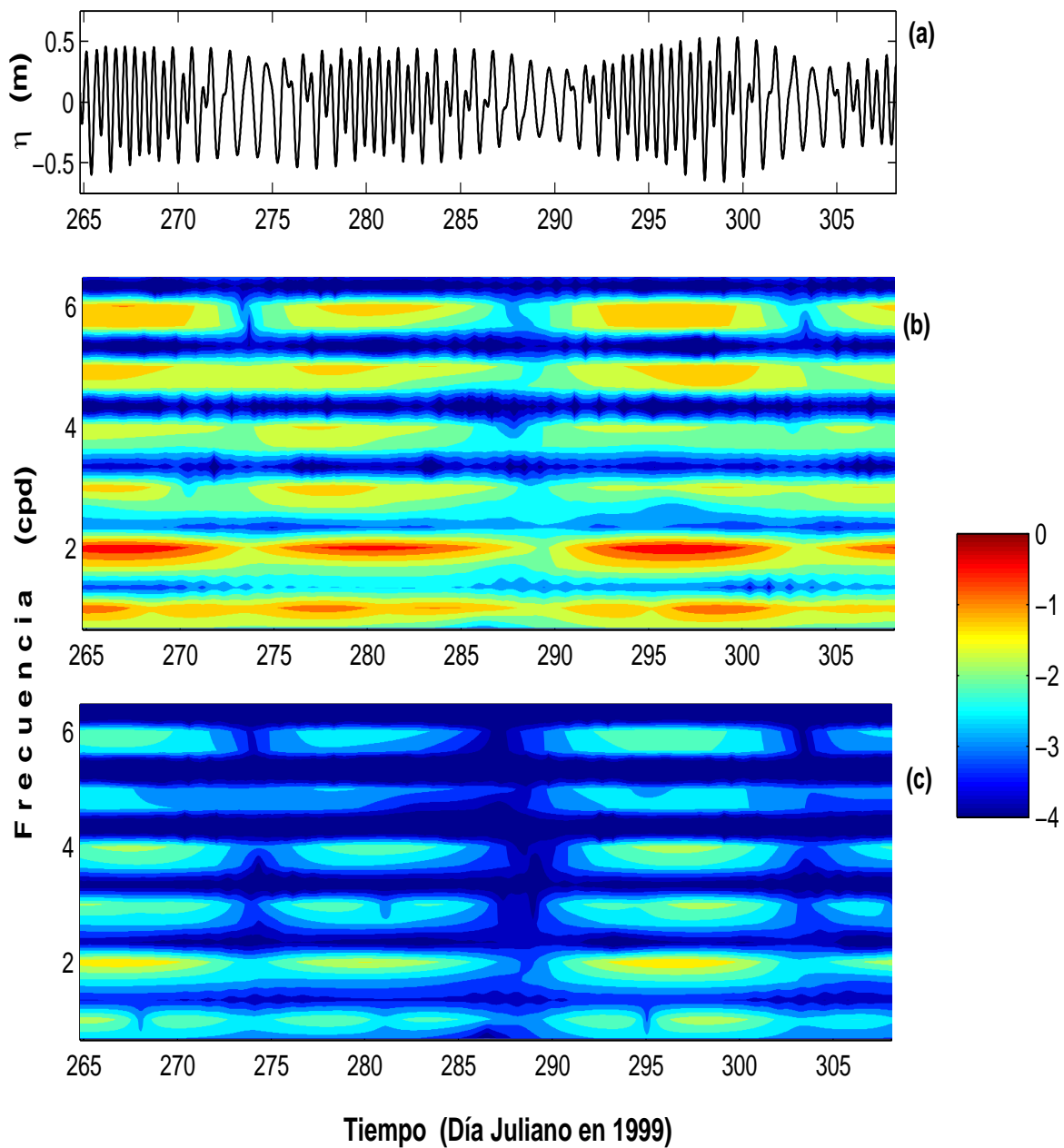
**Figura 4.** Las oscilaciones mareales de las observaciones de 1998 en la boca de la laguna. a) El nivel del mar como función del tiempo. b) La amplitud de oscilación del nivel del mar como función de la frecuencia y el tiempo. c) La componente axial de la corriente como función del tiempo. d) Al igual que en b), pero para la componente axial de la corriente. Las barras de color tienen una escala logarítmica. Las unidades son m para el nivel de mar y m/s para la corriente de marea.



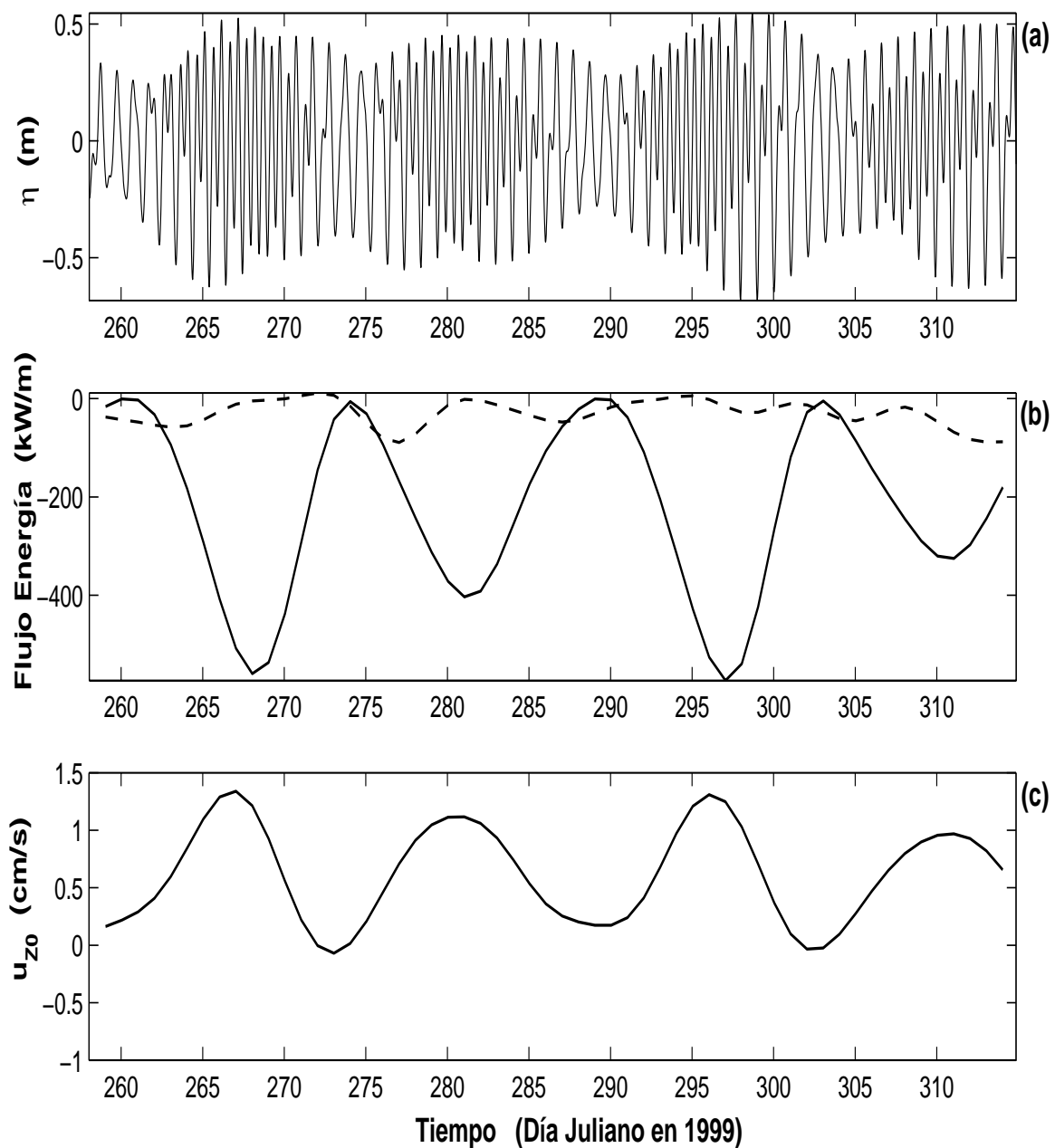
**Figura 5.** Los mecanismos no-lineales como función de la frecuencia y el tiempo para las observaciones de 1999. a) Como referencia, la señal mareal del nivel del mar. b) La parte impar de la fricción no-lineal. c) La parte par de la fricción no-lineal. d) La advección. e) La continuidad no-lineal. Las barras de color tienen escala logarítmica. Las unidades para b), c) y d) son  $\text{m/s}^2$ , para e) son  $\text{m/s}$ .



**Figura 6.** La correlación cuadrática cruzada entre los mecanismos no-lineales y la componente axial de la corriente como función de la frecuencia y el tiempo. a) Como referencia, la señal mareal del nivel del mar. b) Para la parte impar de la fricción no-lineal. c) Para la parte par de la fricción no-lineal. d) Para la advección. e) Para la continuidad no-lineal.

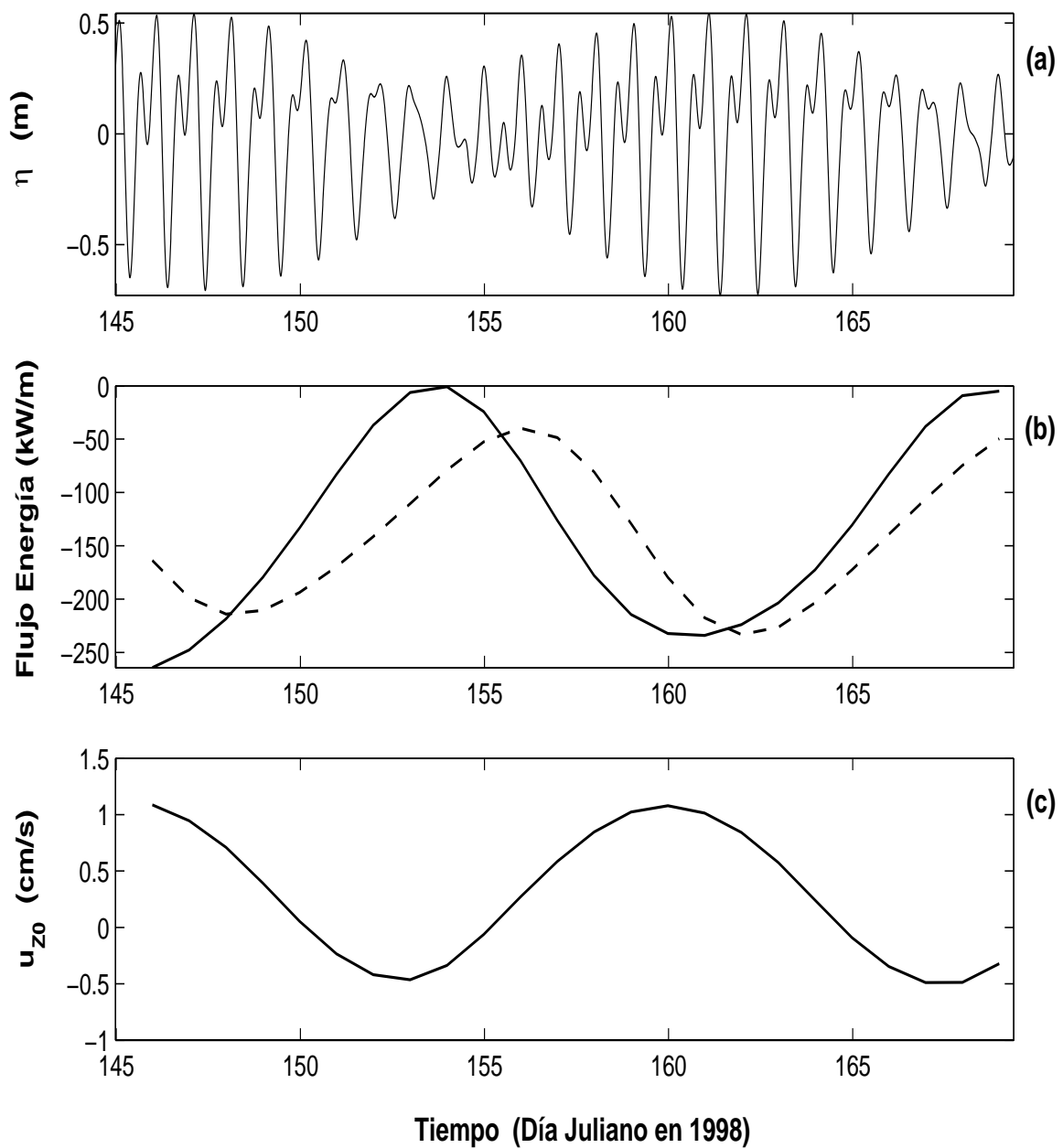


**Figura 7.** La disipación como función de la frecuencia y el tiempo para las observaciones de 1999. a) Como referencia, la señal mareal del nivel del mar. b) En la boca de la laguna. c) En el interior de la laguna.



**Figura 8.** Los flujos de energía en la boca de la laguna para las observaciones de 1999. a) Como referencia, la señal mareal del nivel del mar. b) El flujo diario (---) y el flujo semidiurno (—). Las unidades son en kW/m. c) Estimación diaria de la residual  $Z_0$  de la componente axial de la corriente.





**Figura 9.** Al igual que en la Fig. 8, pero para las observaciones de 1998.