

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Programa de Posgrado en Ciencias
en Oceanografía Física**

**Hidrodinámica mareal y submareal de una laguna costera
tropical**

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Doctor en Ciencias

Presenta:

Leonardo Tenorio Fernández

Ensenada, Baja California, México

2015

Tesis defendida por

Leonardo Tenorio Fernández

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. José Gómez Valdés
Director del Comité

Dr. Julio Candela Pérez

Dr. Modesto Ortiz Figueroa

Dr. Arnoldo Valle Levinson



Dr. Francisco Javier Ocampo Torres
Coordinador del Posgrado en
Oceanografía Física

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Leonardo Tenorio Fernández© 2015

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor

Resumen de la tesis que presenta **Leonardo Tenorio Fernández** como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Oceanografía Física

Hidrodinámica mareal y submareal de una laguna costera tropical

Resumen aprobado por:

Dr. José Gómez Valdés
Director de tesis

La oceanografía estuarina de diversas escalas ha avanzado considerablemente en lo que va del presente siglo. Este desarrollo se ha basado principalmente en investigaciones sobre cuerpos de agua costeros de latitudes medias. Sin embargo, los tropicales han sido poco estudiados tanto a escala mareal como submareal, las típicas de la dinámica estuarina. Este trabajo examina la hidrodinámica de las lagunas costeras tropicales a estas escalas. La dinámica de propagación de la marea dentro de este tipo de cuerpos de agua, se analiza usando observaciones oceanográficas espacio-temporales y un modelo analítico de las ecuaciones de agua somera propuesto para un amplio espectro de sistemas alargados, pero sólo probado para casos de golfos y estuarios largos. La importancia relativa de las fuerzas que controlan la hidrodinámica submareal en una laguna tropical poco profunda, se determina usando las mismas observaciones oceanográficas, mediciones meteorológicas, y la aplicación de números adimensionales. Para ambos estudios se examinaron las variaciones durante 60 días de la elevación de la superficie del mar, de la temperatura y de la salinidad dentro de la laguna de Chelem, así como de los perfiles en el eje vertical de la velocidad en la boca del sistema. La laguna de Chelem es una laguna tropical ramificada que se localiza en la península de Yucatán en el Golfo de México.

Las mareas fueron predominantemente diurnas, con una longitud de onda de por lo menos 20 veces más largas que la longitud del embalse. Las variaciones espaciales de la elevación de la superficie del mar y del transporte longitudinal en cada rama, fueron descritas por medio de la implementación de un modelo analítico lineal, y comparadas con las observaciones. La aplicación del modelo analítico en este cuerpo de agua evidenció lo versátil que es el modelo, ya que puede ser aplicado desde sistemas grandes (golfos), como fue concebido, hasta lagunas costeras tropicales, como en este trabajo. Los resultados mostraron que la laguna es altamente friccional, las componentes principales de la marea astronómica se atenuaron entre 30% y 40% hacia las cabezas del embalse derivado del balance entre el gradiente de presión y las fuerzas friccionales. Otra consecuencia de este balance fue el establecimiento de una oscilación catorcenal declinacional. El paso de una carretera sobre el sistema, estranguló el flujo natural de la laguna, y si bien la propagación de la señal diurna hacia la cabeza al Oeste de la cuenca, amortiguó la señal semidiurna. La carretera actuó como un filtro pasa-bajas, el cual es típico de sistemas estrangulados, el efecto filtrador de la carretera se consideró en el modelo por medio de la optimización del parámetro friccional.

La hidrodinámica submareal en una laguna costera tropical determinada por la competencia entre: la marea, el esfuerzo del viento y el gradiente de densidad, se examinó en la laguna de Chelem. Las observaciones motivaron a realizar un análisis dimensional y la hidrodinámica a esta escala se asoció a la transición estacional de la época de secas a la de lluvias, ya que, en ésta se modificó el balance entre la evaporación, la precipitación y los aportes de agua subterránea, por lo que Chelem mostró una variación estacional y una espacial de densidad. Para diagnosticar la importancia relativa de las fuerzas que dominan la hidrodinámica submareal, el forzamiento por marea se comparó con el causado por el gradiente baroclínico longitudinal a través del número de Froude mareal (Fr_0). El flujo residual fue controlado por la aceleración advectiva durante mareas vivas ($\log(Fr_0) \gg 0$) y por la baroclinicidad en mareas muertas ($\log(Fr_0) \ll 0$). Los valores máximos de $\log(Fr_0)$ fueron cercanos al periodo catorcenal declinacional (13.6 días). Chelem tiene tres zonas: la del canal principal, la Este y la Oeste, éstas responden de forma diferente a la razón del esfuerzo por marea y el gradiente baroclínico longitudinal, el que a su vez dependió del ciclo de mareas vivas a muertas en cada zona y al aporte de agua subterránea que existe en éstas. Adicionalmente, el esfuerzo del viento se comparó con la baroclinicidad a través del número de Wedderburn y se propuso una combinación entre éste y el Froude mareal.

Palabras clave: Laguna costera tropical estrangulada, hidrodinámica mareal y submareal, altamente friccional, número de Froude mareal, número de Wedderburn, número de Esfuerzo, laguna de Chelem, Península de Yucatán.

Abstract of the thesis presented by **Leonardo Tenorio Fernández** as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in Physical Oceanography with orientation in

Tidal and subtidal hydrodynamics in a shallow tropical coastal lagoon

Abstract approved by:

Dr. José Gómez Valdés
Director thesis

Estuarine oceanography at several scales has moved forward in the present century, mainly based on studies of shallow water bodies in temperate regions. However, the tropical shallow water bodies have been barely studied at tidal and subtidal scales, which are typical scales in estuarine dynamics. This study examines the tidal and subtidal dynamics in a tropical lagoon. The tidal propagation inside of the lagoon is examined using spatiotemporal oceanographic observations and an analytical tidal model designed for a wide-spectrum of water bodies, but only tested in gulfs and large estuaries. The relative importance of the forces that control the subtidal flows in a shallow tropical coastal lagoon, is examined using spatiotemporal oceanographic observations, meteorological measurements and dimensional analysis. In the tidal analysis, sea surface elevation and current profiles are examined over 60 days at the Chelem lagoon; in the subtidal analysis, in addition of the mentioned data, temperature, salinity, and meteorological data are examined in the same elapsed time. *Chelem* lagoon is a branched tropical lagoon located in the northern Yucatan Peninsula.

Tides were predominantly diurnal with a wavelength at least 20 times longer than the total length of the basin. Spatial variations of sea surface elevation and the longitudinal transport were described in each branch by applying a linear analytical model and the results were compared to observations. Results showed that the coastal lagoon was highly frictional. Results also showed the versatility of the analytical model, since it might be applied from gulfs to small-elongated coastal body of waters. The tidal signal was attenuated between 30% and 40% toward the lagoon heads, a result of the balance between pressure gradient and frictional forces. A causeway that chokes the western side of the lagoon allowed the propagation of the diurnal signal toward the west head of the basin but damped the semidiurnal signal. The causeway acted as a hydraulic low-pass filter, as in natural choked systems. The causeway's filter effect was included in the analytical model by optimizing the frictional parameters.

The subtidal hydrodynamics in a tropical coastal lagoon determined by the tides, the wind stress and density gradients competition was examined. A dimensional analysis was motivated by observations in Chelem lagoon, a tropical system in the Yucatan peninsula. The subtidal hydrodynamics was associated with transition from dry to wet season, which modifies the evaporation, precipitation and groundwater system, thus the

Chelem lagoon exhibited seasonal and spatial density variations. To diagnose the relative importance of the dominant subtidal driving forces, tidal forcing was compared to baroclinic forcing through the ratio of tidal stress to longitudinal baroclinic pressure gradient, known as the tidal Froude number (Fr_0). Subtidal flows were driven mainly by advective accelerations during spring tides ($\log(Fr_0) \gg 0$), and by baroclinicity during neap tides ($\log(Fr_0) \ll 0$). The maximum value of $\log(Fr_0)$ was around the fortnightly declinational period (13.6 days). *Chelem* lagoon had 3 different zones: main channel, west channel and east channel. Each zone exhibited a different subtidal response to the ratio of tidal stress and to the longitudinal baroclinic pressure gradient, which depended on the zone's spring-neap cycle tide, the location in the system and the freshwater inflows into it. In addition, wind stress was compared to baroclinicity, through the Wedderburn number. Furthermore, a combination of the Froude and Wedderburn numbers was proposed.

Keywords: Choked coastal tropical lagoon, tidal and subtidal hydrodynamics, highly frictional, tidal Froude number, Wedderburn number, Stress number, Chelem lagoon, Yucatan Peninsula.

Dedicatoria

Con todo cariño, a mi familia y a mis amigos.

Agradecimientos

A mis padres, por su habilidad de enseñarme desde la dificultad de lo más básico hasta el confort de trabajar juntos en lo más complejo.

A mis amigos a los que me ayudaron a aprender el oficio, a los que siempre estuvieron dispuestos a transmitirme sus conocimientos y atentos a mi proceso formativo.

A mis amigos, a los que ayudaron a olvidarme del oficio, de los que recibí todo su apoyo y que compartieron su vida conmigo.

A mi director de tesis Dr. José Gómez Valdés y a los miembros del comité de tesis: Dr. Julio Candela Pérez, Dr. Modesto Ortiz Figueroa, Dr. Arnoldo Valle Levinson, por su dirección y disposición durante el proceso doctoral.

Al Dr. Arnoldo Valle Levinson y a la Dra. Sabrina Marie Parra por su asesoría académica. Sus sugerencias, enseñanzas y comentarios fueron fundamentales en este trabajo.

A la Dra. Cecilia Elizabeth Enriquez Ortiz y al Dr. Ismael Mariño Tapia por su gran ayuda académica y su intervención en el trabajo de campo.

Al Dr. Gilberto Jerónimo Moreno (Q. E. P. D.), amigo e investigador responsable del proyecto CONACYT M0023-

FOMIX, del que surgieron los recursos y los datos para esta investigación.

Al los docentes y a los trabajadores del Departamento de Oceanografía Física del CICESE, por los conocimientos transmitidos y la asistencia administrativa otorgada.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca No. 206018. Así como, al Departamento de Oceanografía Física del CICESE por los apoyos económicos complementarios.

Tabla de contenido

	Página
Resumen español	ii
Resumen inglés	iV
Dedicatorias	Vi
Agradecimientos	Vii
Lista de figuras	X
Lista de tablas	Xii
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Lagunas costeras.....	5
1.2 Península de Yucatán y sus lagunas costeras.....	7
1.3 <i>Chelem</i>	8
Capítulo 2. Hidrodinámica mareal en una laguna tropical dominada por la fricción	12
2.1 Introducción.....	12
2.2 Área de estudio.....	13
2.3 Materiales y métodos.....	16
2.4 Modelo analítico.....	18
2.4.1 Descripción del modelo.....	19
2.4.2 Solución analítica.....	21
2.4.3 Conexión de los canales.....	24
2.5 Resultados.....	25
2.5.1 Elevación de la superficie del mar.....	25
2.5.2 Corrientes de marea.....	29
2.5.3 Variaciones espaciales de la marea.....	32
2.5.4 Resultados del modelo analítico.....	36
2.6 Discusión.....	40
2.7 Conclusiones.....	44
Capítulo 3. Hidrodinámica submareal en una laguna tropical durante la transición de la temporada de estiaje a la de lluvias	45
3.1 Introducción.....	45
3.2 Mediciones y métodos.....	49
3.2.1 Mediciones oceanográficas.....	49
3.2.2 Mediciones meteorológicas.....	51
3.2.3 Análisis de los datos.....	52
3.2.4 Números adimensionales.....	53
3.3 Resultados.....	55
3.4 Discusión.....	68
3.5 Sumario.....	75
3.5.1 Número de Wedderburn.....	76
3.5.2 Número de Froude.....	76
3.5.3 Número de Esfuerzo.....	77
Lista de referencias bibliográficas	78

Lista de figuras

Figura		Página
1	Lagunas costeras de la península de Yucatán.....	7
2	Ubicación geográfica en el Golfo de México de la laguna de <i>Chelem</i> , Yucatán, México.....	10
3	Localización y tipo de instrumentos anclados dentro del sistema lagunar.....	15
4	Series temporales de la variación de la elevación de la superficie del mar.....	26
5	Estimación del espectro de potencia.....	27
6	Función de respuesta.....	28
7	(a) variaciones de la elevación de la superficie del mar (sensor de presión-ADCP). (b) perfil vertical de la velocidad longitudinal. c) espectro de potencia	30
8	Estructura vertical de los parámetros de las elipses de la corriente de marea.....	32
9	Comparación de la atenuación de la marea entre los datos observados para las señales diurna y semidiurna y las soluciones analíticas para ambas señales.....	37
10	Transporte longitudinal para la señal semidiurna.....	39
11	Transporte longitudinal para la señal diurna.....	39
12	Series temporales de la variación de la superficie del mar para todas las estaciones de muestreo, variaciones de la marea debidas a los forzamientos astronómicos y variaciones submareales del nivel superficie del mar.....	56
13	Series temporales de la variación de la temperatura.....	67
14	Series temporales de la variación de la salinidad.....	49
15	Velocidad longitudinal en la entrada a la laguna de <i>Chelem</i> y velocidad longitudinal submareal	61
16	Series temporales de las variaciones de las variables atmosféricas.....	63

17	Comparación en frecuencias submareales entre las variaciones temporales del número de Wedderburn.....	65
18	Comparación en frecuencias submareales entre la magnitud de la corriente de marea, el gradiente baroclínico longitudinal y las variaciones temporales del número de Froude mareal.....	67
19	Comparación en frecuencias submareales entre la magnitud de la corriente de marea, el esfuerzo de la magnitud del viento y las variaciones temporales del número de “Esfuerzo” para cada canal del sistema lagunar.....	74

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Tabla 1. Localización geográfica de las estaciones de medición y dimensiones promedio en cada zona; longitud (l), anchura (W) y profundidad (H).....	14
2	Parámetros de las principales elipses de la corriente de marea, usando la velocidad integrada en la vertical.....	31
3	Constituyentes principales de la marea y mareas compuestas debido a su interacción.....	33
4	Comparación de la atenuación y los retardos para los componentes diurnos y semidiurnos, usando los resultados de las observaciones y del modelo analítico.....	35
5	Rango máximo en mareas vivas (cm), rango máximo en mareas muertas (cm), temperatura promedio ($^{\circ}\text{C}$), rango de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad promedio (g/kg) y rango de salinidad (g/kg).....	58
6	Promedios, rangos de variación, valores máximos y mínimos de las variables atmosféricas.....	64

Capítulo 1. Introducción

Existe una gran diversidad de cuerpos de agua costeros, los más estudiados son los de latitudes medias o altas, en éstos se han desarrollado técnicas y métodos para conocer las fuerzas que controlan su hidrodinámica, sin embargo los tropicales han sido poco estudiados. En lagunas costeras o estuarios las variaciones periódicas de escalares y de corrientes se dividen según su frecuencia en intramareal y submareal. Las primeras, corresponden a periodos de 12 a 25 horas, sin embargo, en esta categoría se incluyen también a las de lapsos más cortos (Jay, 2010). Los fenómenos que las ocasionan son diversos, el más obvio corresponde a la marea astronómica (escala mareal), con periodos semidiurnos (~12 horas) y diurnos (~24 horas), la suma o la multiplicación de las señales tanto diurnas como semidiurnas provocan fluctuaciones de periodos más cortos conocidas como mareas compuestas (“compound tides”) y sobrepuestas (“overtides”). En las variaciones intramareales quedan comprendidas las escalares como la temperatura, la salinidad y la densidad, reguladas todas directamente por las corrientes de marea, brisas marinas, “seiches” (duración de minutos a horas), ondas internas y movimientos inerciales (periodos de 12 a 20 horas en latitudes medias). También se incluyen dentro de las variaciones de la corriente, las relativas a las propiedades escalares controladas por la mezcla vertical-originada por la marea- y las debidas al gradiente longitudinal de densidad, así mismo se considera a la rectificación de la marea, la asimetría interna y la rectificación inducida por la estratificación (Jay, 2010).

Las submareales, por otro lado, son aquellas que tienen frecuencias menores a un ciclo dominante (frecuencias bajas), se originan por varios procesos, como los relacionados con la marea que presentan periodos de 13 a 15 días o de 27 a 31 días (Jay, 2010), o los causados por los fenómenos atmosféricos de 3 a 10 días (por ejemplo el esfuerzo del viento). Así mismo, existen otros asociados con los aportes de agua de bajas salinidades cuya procedencia puede ser un río, las tormentas, el deshielo, los eventos de lluvia y los cambios en la circulación media relacionados con los ajustes en el balance evaporación-precipitación, la mayoría de éstos ligados a la circulación

gravitacional. Los flujos o la circulación vinculados con estas variaciones también se les conoce como flujos residuales o circulación residual (Jay, 2010).

Todos estos factores más el tipo de cuerpos de agua dan como resultado una asombrosa diversidad de sistemas costeros alrededor del mundo (Jay, 2010), de ahí que para su estudio se hayan propuesto varias clasificaciones, con diferentes criterios. Así, Valle-Levinson(2010) agrupa a los diferentes cuerpos de agua costeros con base en el balance de agua, la geomorfología, la estratificación en la columna de agua, la hidrodinámica (diagrama de circulación Hansen y Rattray) y el espacio paramétrico entre los número de Ekman y de Kelvin.

De acuerdo con el balance de agua, Valle-Levinson (2010) subdivide a los sistemas en positivos, inversos y de “bajo flujo”. Los estuarios positivos son aquellos que tienen descargas importantes de ríos, de eventos de lluvia y de deshielo, siendo estas tres mayores a las pérdidas por evaporación o congelamiento. Debido a estos factores se establece un gradiente longitudinal de densidad. En estos estuarios, el agua de menos densidad fluye por la superficie saliendo hacia el océano por la boca del sistema; el agua de densidades mayores (oceánicas) entra por el fondo. Este patrón causa un gradiente de densidad vertical. En estos cuerpos de agua la hidrodinámica está inducida por el aporte de agua dulce y son conocidos como de circulación estuarina o gravitacional (Valle-Levinson, 2010).

Los estuarios inversos o negativos típicamente se encuentran en las zonas áridas en donde el aporte de agua dulce al sistema es mucho menor a la evaporación. Éstos son llamados inversos debido a que el gradiente longitudinal de densidad es inverso o contrario a los positivos, el flujo hacia el océano es de mayor densidad y por el fondo. En cambio, el flujo que se dirige hacia la cabeza es de menor magnitud y sobre la superficie, por lo que la densidad aumenta hacia ese punto. La circulación es más lenta que la de los estuarios positivos y por tanto llegan a tener mayores problemas de calidad de agua (Valle-Levinson, 2010).

Los cuerpos de “bajo flujo” son típicos de zonas en donde la evaporación es alta y con aportes moderados de agua de bajas salinidades de ríos (de pocos m^3/s). Durante la estación de secas la evaporación delimita una zona dentro del sistema de máxima salinidad. Esta área funciona como barrera, del lado del océano el agua de densidad mayor va hacia el mar por el fondo y la de menor hacia dentro del estuario por la superficie hasta alcanzar el tapón de sal, de forma similar a los estuarios inversos. Del lado de la cabeza, las aguas de densidades altas fluyen por el fondo y hacia ésta, las de densidades bajas van por la superficie hasta la zona de máxima salinidad, tal y como sucede en los estuarios positivos. En ambos extremos, la circulación es lenta, por lo tanto este tipo de sistemas también presenta problemas de calidad de agua (Valle-Levinson, 2010).

Por sus características geomorfológicas estos cuerpos de agua se pueden clasificar en estuarios de planicie costera, fiordos, de barra de arena y de formación tectónica (Pritchard, 1952). Los de planicie costera o también conocidos como de valle de inundación se conformaron en el Pleistoceno. En un inicio eran ríos que desembocaban al océano, pero al incrementar el nivel del mar se ensacharon hacia sus bocas formando cuerpos de agua poco profundos (del orden de 10 m) en donde la razón de aspecto entre lo ancho (del orden de algunos kilómetros) y lo profundo, es grande. Los tipo fiordos se originan por la actividad glaciar y por lo tanto se ubican en latitudes altas, son cuerpos de agua muy profundos (del orden de 100 m) y alargados, la razón de aspecto entre lo ancho (del orden de 100 m) y lo profundo es baja (Valle-Levinson, 2010). Los de barra de arena inicialmente eran ensenadas, pero debido a las corrientes de deriva se fueron formando barras de arena y produciendo cuerpos de agua semicerrados, que únicamente tienen conexión con el océano por uno o por dos canales de entrada (conocidos como bocas) de pocos cientos de metros (Valle-Levinson, 2010), ejemplos de este tipo de sistemas son los de la península de Yucatán (incluyendo el área de estudio, *Chelem*), las barras de arena también pueden originarse por el incremento del nivel del mar. Los estuarios o cuerpos de agua costeros tectónicos, son los que se originan en los terremotos o por las fracturas de la corteza terrestre, normalmente estos movimientos forman pliegues o fallas en la corteza terrestre adyacente al océano lo que genera el cuerpo de agua. Adicionalmente, y con

la misma idea de clasificar los sistemas costeros por sus características geomorfológicas, Kjerfve (1989), identifica los cuerpos de agua costeros según la configuración de sus bocas o entradas, ya que su hidrodinámica está influenciada por ésta, por lo tanto las divide en: sistema de isla de barrera (“leaky”), restringidos (“restricted”) y estrangulados (“choked”). *Chelem* cumple con las particularidades del último tipo de sistemas, ya que, está orientada paralela a la costa, cuenta con una boca o entrada estrecha, está influenciada por el esfuerzo del viento y por los pulsos de agua de bajas salinidad, producto de los eventos de lluvia, escurrimientos y en el caso de *Chelem* por emanaciones de aguas subterráneas.

Con respecto a la estructura de la salinidad en el eje vertical, los cuerpos de agua costeros pueden dividirse como de cuña salina, fuertemente estratificado, débilmente estratificado y verticalmente mezclados. Este criterio de división considera que se mantiene una competencia entre la mezcla producida por la marea y las fuerzas de flotabilidad ocasionadas por la entrada al sistema de aguas de baja salinidad -ya sea por río, lluvia, escurrimientos, deshielo y en el caso de las lagunas de la península de Yucatán por el ingreso de agua dulce de forma subterránea-. Si se tiene contribuciones importantes de ríos y un forzamiento causado por la marea moderado será de cuña salina (Valle-Levinson, 2010). Cuando los aportes de bajas salinidades son en flujos medios y se presenta una fuerza por marea moderada, se habla de un estuario fuertemente estratificado. En contra parte, el débilmente estratificado se manifiesta con el mismo tipo de aportaciones de agua de río, pero con forzamientos de la marea fuertes. Así mismo con ésta misma intensidad de forzamiento pero con caudales de río limitados se muestra un sistema verticalmente mezclado (Valle-Levinson, 2010), este es el caso de la laguna de *Chelem*, en donde se registra una fuerza de marea de moderada a fuerte, pero escasas aportaciones subterráneas, puntuales y estacionales, de agua de salinidades bajas.

La clasificación de los cuerpos de agua costeros con base en su hidrodinámica fue propuesta por Hansen y Rattray (1966), según Valle-Levinson (2010) es la más acertada para entender la hidrodinámica de los sistemas, ya que relaciona dos parámetros adimensionales en un espacio paramétrico: en el eje de las ordenadas, el

de estratificación y en las abscisas, el de circulación. Este enfoque separa a los cuerpos de agua en 4 tipos: Los tipo 1, aquellos que no presentan una estructura vertical en el flujo neto. Los tipo 2, con los flujos netos contrarios a la profundidad y una circulación gravitacional bien desarrollada, muestran contribuciones de sal hacia las cabezas a través de procesos advectivos y difusivos. Los tipo 3, se caracterizan por tener una circulación gravitacional fuerte. Los tipo 4, son los de cuña salina (Valle-Levinson, 2010). De acuerdo con esta clasificación y con la información obtenida hasta el momento, la laguna de *Chelem* se asemeja a los cuerpos de agua del tipo 1.

De igual forma, usando los números adimensionales de Ekman y de Kelvin, los cuerpos costeros pueden clasificarse de acuerdo con la estructura lateral de sus intercambios de flujo, la que está muy influenciada por las variaciones batimétricas, las que ocasionan un corte lateral o vertical en los flujos de intercambio. Esta estructura también depende de la rotación terrestre, por lo tanto por medio del número vertical de Ekman se relaciona la competencia entre la fuerza de Coriolis y la de los efectos friccionales (Valle-Levinson, 2010). Así mismo, la estructura lateral de intercambio de flujo, depende del ancho del sistema con respecto al radio interno de deformación, ambos están asociados con el número adimensional de Kelvin. Para esta clasificación, se genera un espacio paramétrico entre estos dos números adimensionales, en el que se ubican los diferentes tipos de estructuras laterales. Así pues, con bajos valores en el número de Ekman (<0.001), los intercambios de flujo son verticalmente cizallados porque los efectos friccionales están restringidos a una capa pegada al fondo que ocupa $<10\%$ de la columna de agua. En el caso contrario, números de Ekman altos (>0.3), los efectos friccionales tienen influencia en toda la columna de agua y el intercambio es lateralmente cizallado. Por lo tanto, con números de Ekman bajos (<0.01) y variaciones de densidad, lo profundo y lo ancho son importantes para determinar si los intercambios de flujo son vertical u horizontalmente cizallados (Valle-Levinson, 2010).

1.1 Lagunas costeras

Se estima que las lagunas costeras representan el 13% del total del litoral del mundo, normalmente se encuentran en las llanuras costeras a lo largo de amplias plataformas continentales y en costas micromareales (Barnes, 1980). Geológicamente, son

relativamente jóvenes, entre 500 y 7000 años (Bird, 1994). Estos sistemas, regularmente paralelos a la línea de costa, están separados del mar adyacente por medio de barras de arena o de islas de origen marino, su rango de marea es reducido <4 m (Mariño-Tapia *et al.*, 2010), donde se favorece el proceso de depositación de sedimentos y de la formación de barras de arena. Estos sitios son muy complejos ya que en éstos intervienen la dinámica oceánica, el entorno estuarino, y el aporte de aguas dulces de ríos, de lluvia, de escurrimientos, de emanaciones subterráneas o de combinaciones de éstas (Valle-Levinson, 2010). Son sistemas ecológicamente muy productivos, especialmente los tropicales, y fácilmente perturbables (Laserre y Postma, 1982). En ellos confluyen muchas especies de diferentes niveles tróficos, y la humana no ha sido la excepción (Barnes, 1980). Las lagunas costeras, aparte de ser proveedoras de recursos, son hábitats de muchas especies por ser lugares de refugio y de crianza para éstas, así mismo han sido, a través de la historia, zonas de establecimiento de muchas civilizaciones (Carlton, 2001).

Al crecer las poblaciones en las márgenes de las lagunas costeras, se incrementa por consiguiente las actividades antropogénicas a tal grado que, en algunas de éstas el impacto ambiental llegó a ser significativo, al modificarse o cerrarse las entradas (bocas); se ha ensanchado o dragado los canales para la navegación; se han construido diques, puentes, carreteras, marinas, y puertos de abrigo; las partes someras se han desecado y rellenado con sedimentos para fines agrícolas o habitacionales. Estas modificaciones físicas en los sistemas lagunares han alterado los patrones de circulación natural, además las descargas de aguas residuales, hidrocarburos y aceites han deteriorado significativamente la calidad del agua dentro del sistema (Peierls *et al.*, 1991; Nixon, 1995; Vitousek *et al.*, 1997). Tanto la conservación como el aprovechamiento sustentable de los recursos que otorgan las lagunas costeras, dependen de un manejo fundamentado en el entendimiento de la hidrodinámica del sistema y desde luego en el conocimiento de las interacciones con el océano adyacente, los forzamientos atmosféricos, los aportes de agua dulce, y los impactos antropogénicos. El discernimiento de los aspectos físicos del sistema es la base para comprender las interacciones e incidencias con los aspectos ecológicos y

biológicos (Geyer *et al.*, 2000), esto servirá para actuar en consecuencia y lograr mantener sistemas saludables y perdurables.

1.2 Península de Yucatán y sus lagunas costeras

México cuenta con un extenso litoral, alrededor de 11 593 km de línea de costa. Gran parte del litoral del Pacífico se encuentra en la zona tropical ($23^{\circ} 26' 14''$ N a $23^{\circ} 26' 14''$ S), al sur de la frontera entre Sinaloa y Nayarit (Alvarez-Arellano, 1994). Del lado del Golfo de México, casi toda su costa se considera tropical, ya que el límite cruza por la parte media del estado de Tamaulipas (Figura 1a). Desde la Laguna Madre hasta la Bahía de Chetumal (Alvarez-Arellano, 1994), existen alrededor de 35 lagunas costeras con diferentes características y particularidades según la zona en la que se encuentren. Así, el litoral del estado de Yucatán desde cabo Catoche hasta la laguna de Celestún, cuenta con diez lagunas costeras (Mariño-Tapia *et al.*, 2010). De Este a Oeste el primer sistema es la laguna de Yum Balam (en Holbox), después Río Lagartos, San Felipe, Bocas de Dzilam, Chabihau, San Crisanto, Lagunas Rosadas (Telchac), Chelem, La Carbonera (en Sisal) y Celestún, interactuando directamente con el Golfo de México (Figura 1b).

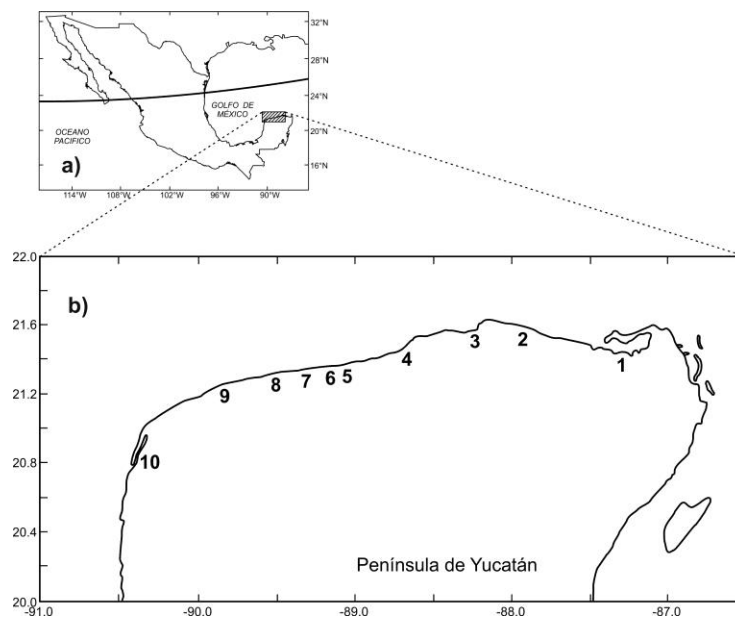


Figura 1.- a) ubicación del cinturón tropical mexicano. b) lagunas costeras de la península de Yucatán. 1) Yum Balam (en Holbox), 2) Río Lagartos, 3) San Felipe, 4) Bocas de Dzilam, 5) Chabihau, 6) San Crisanto, 7) Lagunas Rosadas (Telchac), 8) Chelem, 9) La Carbonera (en Sisal) y 10) Celestún (Mariño-Tapia *et al.*, 2010).

En el litoral del estado de Yucatán, cada una de las lagunas presenta particularidades específicas. Sin embargo, existen coincidencias importantes, son cuerpos poco profundos con áreas de humedales y manglares extensos; están expuestas a fenómenos extremos como “nortes” y huracanes; son zonas de alta productividad con una gran diversidad de flora y de fauna; los aportes de agua dulce son de forma subterránea, ya que el estado de Yucatán es una región cárstica sin ríos y con muy pocos relieves, por lo tanto el agua pluvial se filtra formando ríos subterráneos, los cuales descargan en las diferentes lagunas costeras del estado o directamente en el océano (Valle-Levinson *et al.*, 2011). Los aportes de agua dulce son de diferentes magnitudes en cada cuerpo de agua o en cada zona del litoral, presentándose casos extremos, mientras que Celestún recibe una importante cantidad de agua de bajas salinidades, por lo que se le considera un estuario, a Río Lagartos ingresa una mínima cantidad, siendo éste una estuario hiperhalino (Mariño-Tapia *et al.*, 2010).

1.3 Chelem

La laguna de *Chelem* se localiza entre las coordenadas 21°10' y 21°19' Norte y entre las 89°47' y 89°37' Oeste, tiene una superficie de 13.6 km², aunque su extensión varía dependiendo de la estación del año y de los procesos de inundación-desección. Se caracteriza por ser somera, el intervalo de profundidad es de ~0.7 a ~3.5 m, y deja de serlo sólo en los canales erosionados, modificados principalmente por procesos litorales naturales como la incidencia de huracanes o de vientos y por las perturbaciones físicas derivadas de las obras de construcción (Figura 2). La zona central es la de mayor profundidad debido al dragado efectuado durante las obras de preparación del puerto de abrigo y es el área de conexión e intercambio laguna-océano. En cambio, la zona Oeste presenta una batimetría somera, y de mayor extensión longitudinal. El lado opuesto, zona Este, es de profundidad intermedia con respecto a las otras dos. La laguna cuenta con una barrera arenosa producida por corrientes y olas. Se encuentra a lo largo de una planicie costera de bajo relieve, presenta ocasionalmente escurrimientos y aportes subterráneos de agua dulce, su forma y batimetría son modificadas por la acción de las mareas, oleajes de tormenta y por la acción de las corrientes (Mariño-Tapia *et al.*, 2010). El cuerpo de agua está permanentemente comunicado con el mar a

través de una sola boca artificial que fue construida en 1969. El sistema lagunar tenía naturalmente dos bocas temporales; al abrir permanentemente la actual, se modificó la hidrología natural y los procesos de sedimentación, cerrando la otra definitivamente (Valdez-Lozano, 1994). La boca en funciones (entrada al puerto de abrigo) es de aproximadamente 133 metros de ancho con su eje mayor perpendicular a la línea de costa.

El sistema lagunar es muy complejo, en éste intervienen la dinámica de la plataforma de Yucatán y el aporte de aguas subterráneas, ya que presenta “manantiales” dentro del embalse y afloramientos de agua de bajas salinidades en el fondo, factor que contribuye considerablemente a las variaciones de densidad a lo largo del sistema. Con respecto a su balance de sal, durante la temporada de lluvias *Chelem* tiene 3 áreas diferentes. La zona central y la de la parte inicial de la Zona Este, que presenta características estuarinas o de estuario positivo. La cabeza Oeste que tiene las correspondientes de un estuario inverso o antiestuarino. Y la Este que reporta de igual forma características antiestuarinas. La circulación hídrica dentro de la laguna está influenciada por los ciclos de marea, el viento y los cambios de densidad. Además, el cuerpo de agua está expuesto a condiciones extremas de sequía y de inundaciones, determinadas por eventos meteorológicos intensos como huracanes y “nortes” (Valle-Levinson *et al.*, 2011). Las mareas tienen un rango bajo (0.6 m)- es decir *Chelem* es micromareal-, son de tipo mixto semidiurno en mareas muertas y diurno en mareas vivas, el oleaje es de baja energía y muy débil para generar corrientes de playa (Herrera-Silveira, 2006). Los vientos dominantes en la zona van del Este al Noreste con una velocidad promedio de 2.5 m/s (Valdez-Lozano *et al.*, 1994). El mar adyacente presenta temperaturas del agua entre 25°C y 28 °C, salinidades entre 35.5 y 37.5, con calidad de agua aceptable por lo que se le considera mesotrófica con algunas áreas levemente eutrofizadas (Vallejo *et al.*, 2008). Con respecto a su salinidad, se han reconocido tres zonas en la laguna, la Oeste, caracterizada por valores altos (~38 g/kg); la central, con registros muy cercanos a los del agua de mar (~36 g/kg) ya que es la de contacto directo con éste; y la zona Este, que muestra las variaciones más grandes (entre 10-71 g/kg), las que dependen directamente de la precipitación y de la evaporación (Valdés- Lozano y Real, 1998), debido a que el tiempo de residencia del

agua dentro de la laguna es alto, estimado entre 300 y 750 días con una media de 400 (Herrera-Silveira, 2006). Con respecto a la calidad de agua, la Oeste, se considera con condiciones favorables y bajo disturbio humano, de forma contraria, la Este es la que recibe el mayor impacto de las actividades humanas y se considera con condiciones desfavorables (Valdés-Lozano y Real, 1998). El clima del lugar es cálido y húmedo con una temperatura anual promedio entre 24 °C y 26 °C, el mes más cálido es mayo y el más frío es enero, con una variación alrededor del promedio de 5 °C. El máximo anual de lluvia reportado es 1 364 mm y el mínimo de 208 mm, la evaporación anual máxima es 2 293 mm y la mínima es 1 364 mm (Valdez-Lozano *et al.*, 1994).

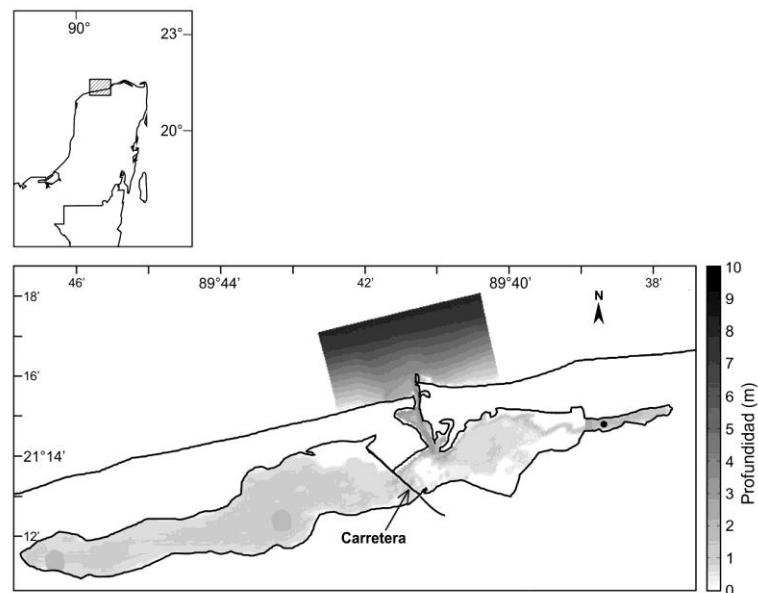


Figura 2.- Ubicación geográfica en el Golfo de México de la laguna de *Chelem*, Yucatán, México. Los contornos grises muestran aproximadamente la profundidad. La línea negra que cruza el embalse en la zona Oeste corresponde a la carretera con sus pequeños puentes.

En los márgenes del sistema lagunar de *Chelem* se han desarrollado comunidades con importante densidad poblacional (aproximadamente, 50 000 habitantes), lo que ha incrementado el aporte de nutrientes por medio de las descargas de aguas residuales urbanas, industriales y portuarias, acelerando así el proceso de eutrofización en la zona lagunar y en la zona costera adyacente (Herrera-Silveira, 2006). Aunado a esto, el entorno de *Chelem* se ha cambiado físicamente por actividades antropogénicas, ya que a finales de la década de los años sesentas se empezó a construir el puerto de Progreso, adecuando una de las bocas temporales de la laguna como salida y entrada permanente al mar (Herrera-Silveira, 2006). Con el puerto ya en operación, el gobierno

del estado construyó en 1980, la carretera que atraviesa el cuerpo de agua por la parte central y comunica al puerto de Progreso con la ciudad de Mérida (Figura 2). Estas dos obras han modificado la circulación hídrica dentro y fuera de la laguna. Estos cambios físicos y la introducción de contaminantes orgánicos e inorgánicos han ocasionado que actualmente el sistema lagunar presente un deterioro en la calidad del agua y en la salud ambiental del ecosistema (Herrera-Silveira, 2006).

Existe un número importante de procesos que controlan a las variaciones intramareales y submareales, la importancia relativa de cada uno de éstos tiene magnitudes diferentes, la marea (Winant, 2007), la circulación gravitacional y los esfuerzos del viento la tienen en ambas variaciones (intramareales y submareales), no obstante, las últimas dos influyen especialmente en la escala submareal (Valle-Levinson y Schettini, 2015; Monismith, 1986, respectivamente).

Dentro de la gran diversidad de cuerpos de agua costeros y de las fuerzas que controlan su hidrodinámica, los tropicales, con estacionalidades marcadas y con ausencia de aportes de ríos superficiales, han sido poco estudiados tanto en su escala mareal como en la submareal. Derivado de la falta de conocimiento en esta materia en dichos sistemas, este trabajo tiene como objetivo el estudiar la hidrodinámica de las lagunas costeras tropicales en ambas escalas temporales, usando las herramientas aplicadas en estudios de sistemas costeros de latitudes medias o altas. Para ello, se utilizó una base de datos de mediciones espacio-temporales obtenida en el proyecto observacional M0023-FOMIX YUCATÁN en la laguna de *Chelem* en el estado de Yucatán, México, ya que sobresale del conjunto de lagunas costeras del estado por su importancia económica, social y ecológica (Herrera-Silveira y Ramírez-Ramírez, 1998). En el Capítulo 2, se presentan los resultados del análisis de la hidrodinámica en frecuencias mareales, mientras que aquellos relacionados con las submareales se analizan en el Capítulo 3. Entendida la hidrodinámica a estas escalas, se podrá determinar la importancia relativa de cada una de las variables que la definen y el conocimiento de ésta servirá como base para la toma de decisiones, tanto para las modificaciones del entorno con fines económicos como para la remediación de los ambientes impactados.

Capítulo 2. Hidrodinámica mareal en una laguna tropical dominada por la fricción

2.1 Introducción

En la hidrodinámica de las lagunas costeras influyen principalmente las mareas, el viento, los flujos de calor y los aportes de agua dulce. Así mismo, el movimiento en estos cuerpos de agua también se controla por la morfología de sus bocas o entradas. De ahí que específicamente Kjerfve(1989) los haya clasificado en: sistema de isla de barrera (“leaky”), restringidos (“restricted”) y estrangulados (“choked”). Los de isla de barrera son los más largos y angostos, $\sim 10^3$ m y $\sim 10^2$ m, respectivamente, se ubican paralelos a la costa y su hidrodinámica está manejada directamente por el océano a través de muchas bocas o canales de entrada. Los restringidos típicamente se orientan paralelos a la línea de costa, tienen una o dos bocas, sus aguas están bien mezcladas por la acción de la marea y su dinámica principalmente se rige por el mar adyacente. Las lagunas estranguladas usualmente se encuentran a lo largo de las líneas de costa altamente energéticas con una marcada deriva litoral y cuentan con una o más bocas estrechas. Son sistemas dominados por el esfuerzo del viento y por los pulsos de agua de bajas salinidad producto de los eventos de lluvia, escurrimientos y aporte de ríos, los cuales pueden llegar a ocasionar una estratificación vertical característica en estas lagunas. En los estrangulados, la señal de la marea se altera o se elimina, debido a que las bocas actúan como un filtro pasa-bajas dinámico (Kjerfve, 1989). Las lagunas estranguladas se localizan especialmente en los trópicos, siendo una parte muy importante en los ecosistemas costeros, por su gran productividad primaria y secundaria (Krumbein *et al.*, 1981; Barnes, 1980). Por lo tanto, entender la dinámica de los sistemas estrangulados es sumamente importante, ya que así, se comprenderá de mejor manera su rol ecológico en los ecosistemas tropicales (Albrecht y Vennell, 2007).

En general, la hidrodinámica de las lagunas estranguladas tropicales ha sido poco estudiada. Este es el caso de muchas de las lagunas del litoral del Golfo de México. Teniendo en cuenta esto, los métodos que se han utilizado en las regiones

subtropicales y templadas se pueden aplicar para comprender los sistemas tropicales. En este capítulo, se analiza observacional y analíticamente la dinámica de la propagación de la onda de marea, dentro de una laguna tropical ramificada con una marea predominantemente diurna, usando el modelo lineal propuesto por Winant (2007) y siguiendo el método de Henrie y Valle-Levinson (2014) para la optimización de los diferentes parámetros friccionales y geométricos en el sistema. El análisis proporcionó las características friccionales de los dos ramales de la laguna.

2.2 Área de estudio

La laguna costera tropical *Chelem* (*Chelem*, en los sucesivos) se localiza entre $21^{\circ}10'$ y $21^{\circ}19'$ Norte y entre $89^{\circ}47'$ y $89^{\circ}37'$ Oeste (Figura 3b). Es un cuerpo ramificado, paralelo a la costa, con orientación Este a Oeste, somero, con un rango de profundidad de 0.7 a 3.5 m, y que desde 1969 muchas modificaciones físicas lo han afectado. Sin duda, la más drástica ha sido la construcción de una carretera sobre el sistema lagunar, la que comunica a la población de *Chelem* con la ciudad de Mérida, ésta divide y restringe severamente la circulación del agua hacia el Oeste, consta de dos puentes de 5 m de anchura y ~10 m de longitud, por los que fluye agua hacia esa cabeza, manteniéndola así conectada a la parte central de la laguna. Esta restricción modificó la hidrodinámica natural del sistema y causó diversos problemas ambientales, como ha sucedido en otros casos (Hill, 1994).

Para su estudio, *Chelem* se dividió en tres zonas, ya que geomorfológicamente la laguna es un sistema de tres canales conectados en la parte central (Figura 3). La primera, la Zona 1 es el canal meridionalmente orientado con conexión al océano (plataforma de Yucatán) que se extiende desde la boca hasta la parte central, esta área es la más profunda, angosta y corta. La segunda y la tercera zona son bifurcaciones de la parte final de la 1, la 2 hacia el Oeste y la 3 hacia el Este. La característica más sobresaliente de la Zona 2 es que está dividida por la carretera y sólo conectada a la parte central a través de los dos puentes, es la más larga, ancha y poco profunda del sistema. La Zona 3, de tamaño intermedio con respecto a las otras dos es el área de manglares más extensa y sigue el canal de navegación hasta la cabeza Este. La Tabla 1 muestra las dimensiones promedio de cada zona.

Tabla 1. Localización geográfica de las estaciones de medición y dimensiones promedio en cada zona; longitud (*l*), anchura (*W*) y profundidad (*H*).

Zona	Estación	Ubicación geográfica	Dimensiones		
		Lat. N°/ Long. O°	<i>l</i> (m)	<i>W</i> (m)	<i>H</i> (m)
1	Boca	21°16'47.46"/89°42'09.08"	3000	400	2
	C1	21°15'44.66"/89°42'11.49"			
2	Cabeza Oeste	21°14'32.22"/89°46'55.49"	7500	1300	1
	C2	21°16'01.18"/89°40'36.51"			
3	C3	21°16'23.50"/89°40'01.74"	4000	900	1.5
	Cabeza Este	21°16'26.57"/89°39'38.72"			

La señal de la marea en *Chelem* se relaciona con la de la plataforma de Yucatán (océano adyacente), la cual a su vez, es forzada por la del Golfo de México (Figura 3a). Las mareas en este golfo son el resultado de la oscilación de la marea en el Océano Atlántico, producto directo del forzamiento astronómico (Zetler y Jansen, 1972). Los constituyentes principales de la marea dentro del Golfo de México son el lunisolar (K_1), el lunar diurno (O_1) y el semidiurno lunar principal (M_2); sin embargo, el comportamiento de la marea a lo largo de la costa varía (Kantha, 2005). De acuerdo con la información otorgada por las estaciones de la "National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)", el tipo de marea cercano a la península de Florida es semidiurno y va cambiando mientras se aleja de ésta, llegando a ser diurno en la península de Yucatán. David y Kjerfve (1998) encontraron que en la laguna de Términos (laguna del estado vecino, Campeche, a ~400 km de *Chelem*), el rango de marea es de 0.3 m con predominancia diurna; este patrón continua en toda la línea de costa hasta las aguas de la plataforma de Yucatán.

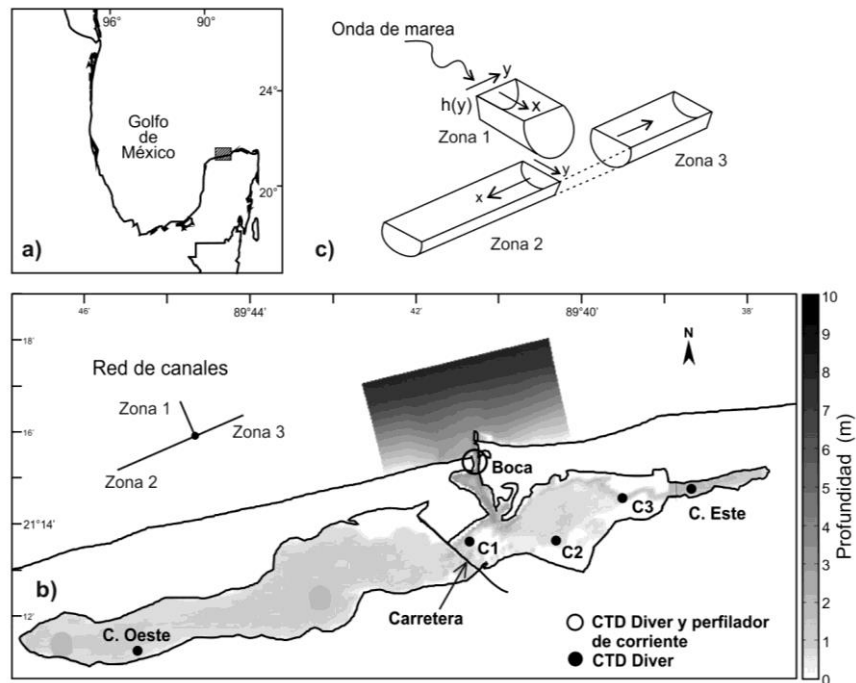


Figura 3.a) ubicación geográfica de la laguna de *Chelem*, Yucatán, México. b) localización y tipo de instrumentos anclados dentro del sistema lagunar, puntos negros representan los CTD Divers dentro de la laguna, el anillo negro representa el perfilador de corrientes (Aquadopp) y el CTD Diver en la boca. c) esquematización del modelo analítico de tres canales conectados, Zonas 1, 2 y 3, en donde el eje x representa el eje longitudinal en cada zona. Los contornos grises muestran aproximadamente, la profundidad de la cuenca. La línea negra que cruza el embalse en la Zona 2 corresponde a la carretera sobre el sistema.

Kjerfve (1981) analizó la amplitud y la fase de las componentes principales de la marea a lo largo de la costa de la plataforma de Yucatán, él encontró que la amplitud de las componentes diurnas K_1 y O_1 en el Puerto de Progreso (localizado a ~10 km al Este de *Chelem*) son de 17.7 cm y 17.1 cm, respectivamente, y que la mayor semidiurna es la M_2 con una amplitud de 6.0 cm. Martínez-López y Pares-Sierra (1998) mediante el uso de un modelo tridimensional para estudiar la dinámica de la marea en el Golfo de México, encontraron resultados similares a Kjerfve (1981). No obstante, la propagación de la marea en *Chelem* o en alguna otra laguna del estado de Yucatán no ha sido aún descrita.

La señal de la marea dentro de los cuerpos costeros semicerrados se modifica por las fuerzas friccionales, la rotación terrestre y por la morfología del embalse (Waterhouse *et al.*, 2011). Sin embargo, en la cuencas poco profundas el primero de éstos es el principal factor controlador (Winant, 2007). En los sistemas altamente friccionales, la

relación entre la elevación superficial del mar y la velocidad del agua se aleja de la solución clásica de la ecuación de onda sin fricción. Por lo tanto, la propagación en este tipo de sistemas puede ser descrita usando la ecuación de difusión (LeBlond, 1978; Friedrichs, 2010). Este aspecto sugiere que fricciones altas inducen atenuaciones de la amplitud de la marea rápidas. Bajo estas condiciones y como una buena aproximación, la ecuación que describe la propagación de la señal de la marea es unidimensional en el eje longitudinal del cuerpo de agua, sólo determinada por el balance entre el gradiente de presión y la fricción, independientemente de las variaciones laterales de profundidad a lo largo del canal (Li y Valle-Levinson, 1999; Waterhouse *et al.*, 2011). Estas premisas se exploran en el estudio de la marea en la laguna de *Chelem* por medio de las observaciones y los resultados de un modelo analítico.

2.3 Materiales y métodos

Los datos para este estudio se obtuvieron de instrumentos anclados. Se usó, un perfilador de corrientes en la boca y seis instrumentos hidrográficos a lo largo de la laguna. En la entrada de *Chelem*, las mediciones temporales de los perfiles de velocidad se recabaron con el perfilador de corriente Aquadopp Doppler (Figura 3b). Las series temporales abarcaron del 27 de junio al 25 de agosto del 2012 (60 días). Este instrumento se colocó en el centro del canal de navegación (Figura 3), donde la profundidad promedio referida al promedio del nivel del mar es de 3.5 m. En los procesamientos de los datos la columna de agua fue dividida en 10 celdas de 0.3 m de longitud, se utilizó una distancia de blanqueo de 0.5 m del fondo y en la superficie una de 0.3 m, por lo que el rango de profundidad para estas mediciones fue de 0.5 m a 3.20 m. Los perfiles de velocidad se obtuvieron cada 60 segundos y cada 15 minutos se guardaba en memoria un dato promedio. El equipo cuenta con una precisión del 1% de la medida tomada (generalmente, de ± 0.5 cm/s).

Para conseguir una descripción completa de la propagación de la marea, así como una resolución espacial y temporal de las variaciones de la temperatura, la salinidad y la elevación superficial del mar, desde la boca hasta las cabezas del sistema lagunar, se anclaron al fondo 6 instrumentos Schlumberger “conductivity-temperature-depth” (CTD)

Diver en cada una de las estaciones de medición Tabla 1. En este análisis, solamente se puso atención en los datos obtenidos con el sensor de presión, con el cual se estudió la elevación superficial del mar. El conjunto de CTD Diver fueron programados de la misma forma que el perfilador acústico, el periodo de muestreo fue de 10 minutos, la precisión del sensor de presión de $\pm 4.905 \times 10^{-4}$ bar (~ 0.5 cm de profundidad).

En la Zona 1, se ancló el primero de los CTD Diver al fondo en la entrada de la laguna (boca) junto con el perfilador de corriente (Figura 3 y Tabla 1), los otros cinco se colocaron dentro de la laguna de forma transversal a la línea de costa iniciando por la cabeza Este. En la misma Zona 3, se ancló un CTD Diver en la estación C3, se colocó en el canal que lleva hacia la cabeza Este, también se instaló en el área de manglar, antes de llegar a la parte central de la laguna, otro CTD Diver, el que se identificó como C2, cuyo objetivo fue medir en un lugar limítrofe en el cual se pudiera apreciar el proceso de inundación y retorno de las aguas del sistema. En la Zona 1, en la parte central de la laguna se instaló el C1, el cual se situó con orientación Oeste, es decir no exactamente en la parte central de la laguna, ya que de esta manera se mide la conexión directa con la boca y se aprecia el área donde la carretera divisoria del sistema interrumpe el flujo natural hacia la cabeza Oeste. El último equipo anclado fue el de la cabeza Oeste (Zona 2), en este caso, se buscó el lugar más alejado de la boca y de fácil acceso (Figure 2). Con este arreglo se tuvo una medición completa de la marea en la laguna desde la entrada al sistema, hasta sus dos cabezas. Para el análisis de las observaciones, se removieron las altas frecuencias y el ruido de todas las series temporales del nivel superficial del mar, usando un filtro Lanczos (frecuencia de corte de 0.25 h^{-1}). Se calculó el espectro de potencia ("Power Spectral Density" o PSD, por sus siglas en inglés) para cada serie, con un intervalo de confianza de 95% (Emery y Thomson, 2001).

Para entender los efectos de la carretera en el ramal Oeste se evaluó la relación espectral entre la estación C1 y la cabeza Oeste. La función de respuesta $R = S_{xy}/S_{xx}$ se usó para analizar el impacto de esta obra, donde S_{xy} es el espectro cruzado del espectro de potencia entre C1 (señal de entrada) y la cabeza Oeste (señal de salida), y S_{xx} es el auto-espectro de potencia en la estación C1. El nivel de confianza se

determinó al 95% utilizando la función de coherencia, la cual se definió como $C^2 = |(S_{xy})|^2 / (S_{xx} \times S_{yy})$, donde S_{yy} es el autoespectro de potencia de la señal de la cabeza Oeste, todo aquel resultado de la función de respuesta que estuvo por debajo del nivel de confianza, se consideró no significativo, para los significativos se calculó su error asociado (Bendat y Piersol, 2010).

Siguiendo a Gomez-Valdes *et al.* (2012) el análisis armónico se aplicó a todas las series temporales. La amplitud y la fase de la marea de los constituyentes principales se obtuvieron usando el método de mínimos cuadrados, el cual incluyó un criterio de Rayleigh de 1 y una corrección nodal. La incertidumbre de los constituyentes de la marea se calculó con la señal de ruido (parámetro *snr*, "signal-to-noise-ratio" por sus siglas en inglés), la que relaciona la señal original con la señal de ruido. Cuando *snr* es alta ($snr \gg 1$), el constituyente armónico de la marea está bien resuelto, es decir la señal original es mucho mayor que la señal del ruido, pero cuando la *snr* se aproxima a 1 el constituyente es poco confiable (Pawlowicz *et al.*, 2002). Los datos recabados por medio del perfilador de corrientes se analizaron de la misma forma que los datos de las variaciones superficiales del mar. Usando la velocidad longitudinal en el canal de entrada de la laguna, el espectro de potencia se determinó a cada profundidad, es decir para cada celda (Gómez-Valdés *et al.*, 2012). La estructura vertical de las corrientes de marea se estudió utilizando el promedio en el tiempo de la velocidad longitudinal en cada una de las celdas. El análisis armónico para la corriente de marea se realizó con la velocidad promediada verticalmente y en cada celda. En ambos casos, los parámetros de las elipses de marea (eje semi-mayor, eje semi-menor, fase y orientación) se obtuvieron siguiendo a Pawlowicz *et al.* (2002).

2.4 Modelo analítico

La circulación de la marea en un sistema lagunar ramificado y estrangulado se describió con un modelo no-lineal, homogéneo (densidad constante), propuesto por Winant (2007), en el que se usó la solución lineal de orden más bajo, éste ha sido aplicado para el análisis de la propagación de la onda de marea en golfos (Winant, 2007) y en estuarios alongados (Waterhouse *et al.*, 2011; Henrie y Valle-Levinson, 2014).

2.4.1 Descripción del modelo

El modelo describe la propagación de la onda de marea a través de un cuerpo de agua semicerrado alargado, usando la relación entre las características geométricas y friccionales, asumiendo la aproximación de agua somera, la mezcla lateral despreciable, la viscosidad turbulenta en la vertical constante, canales de profundidad y anchura constantes en el eje longitudinal. En lo sucesivo, las variables dimensionales se representan con un asterisco.

El conjunto de ecuaciones que describe el problema original no-lineal para canales alargados poco profundos depende de cinco parámetros adimensionales $\varepsilon, \alpha, \delta, \kappa$ y f . La profundidad máxima del sistema H^* se consideró mucho mayor que la amplitud de la onda de marea en la parte abierta del canal C^* , es decir ($\varepsilon = C^*/H^* \ll 1$). La razón de aspecto horizontal es α , definido como la relación entre el ancho del canal B^* y el largo l^* , $\alpha = B^*/l^*$. El parámetro friccional es δ , el que relaciona la fricción con la aceleración local (es una aproximación al número de Stokes) y se determina como $\delta = (2K^*/\omega^*H^{*2})^{\frac{1}{2}}$, donde K^* es la viscosidad turbulenta, ω^* es la frecuencia de la marea y H^* es la profundidad promedio. El parámetro geométrico es κ , el cual representa la medida relativa entre la longitud del embalse y la de la onda de marea, definido como $\kappa = \omega^*l^*/(g^*H^*)^{\frac{1}{2}}$, donde g^* es la aceleración gravitacional. Finalmente, f es el parámetro adimensional de Coriolis, que se expresó como $f = f^*/\omega^*$, donde f^* es el parámetro de Coriolis.

Debido a que ε se supuso pequeña, los términos advectivos en las ecuaciones originales de momento fueron despreciados y el problema no-lineal se divide en un conjunto de problemas lineales de diferente orden para las variables dependientes. El resultado al problema lineal en su forma adimensional del orden más bajo es función solamente de cuatro parámetros α, δ, κ y f . Las ecuaciones de momento adimensionalizadas están dadas por

$$\frac{\partial u}{\partial t} - f\alpha v = -\frac{1}{\kappa^2} \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\delta^2}{2} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{f}{\alpha} u = -\frac{1}{\alpha^2 \kappa^2} \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\delta^2}{2} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}; \quad (2)$$

y la ecuación de continuidad por

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (3)$$

En donde se satisface las condiciones de frontera en el fondo ($z = -h$) y en la superficie ($z = 0$), en la primera, la de no deslizamiento ($u = v = w = 0$), y en la segunda, la cinemática ($w = \frac{\partial \eta}{\partial t}$) y la dinámica ($\partial u / \partial z = \partial v / \partial z = 0$). Ya que no hay mezcla lateral en el modelo, no hubo la necesidad de las condiciones de frontera de no deslizamiento y de la dinámica en las fronteras laterales. En la frontera abierta del canal, la marea fuerza el nivel superficial del mar.

Usando soluciones periódicas para encontrar el conjunto de ecuaciones diferenciales correspondientes, partiendo de la ecuación de continuidad verticalmente integrada, Winant (2007) expandió la amplitud (N) en función de las potencias de α y encontró la solución en el orden más bajo, unidimensional (eje longitudinal), para las variaciones de la elevación superficial del mar ($N^{(0)}$), la cual satisface las condiciones de frontera. La solución está dada por

$$N^{(0)} = \frac{\cos[\kappa\mu(1-x)]}{\cos(\kappa\mu)}. \quad (4)$$

Ésta se limitó a un ancho de canal constante y a una profundidad en función del eje y únicamente. Los efectos friccionales se representan por el parámetro $\mu = \langle M_o \rangle^{-1/2}$, donde los corchetes denotan el promedio en la sección transversal de M_o ; y x es la posición en el eje longitudinal. M_o está dado por

$$M_o = (f^2 Q_o^2 / P_o) - P_o, \quad (5)$$

donde P_o y Q_o son funciones complejas de (h, f, δ) . Para este análisis, h es la profundidad, la cual depende solamente del eje y (y es la dirección transversal en todas las zonas). Las ecuaciones de P_o y Q_o son funciones trigonométricas complejas de tres términos, en ambos casos el primero es independiente de δ (Winant, 2007). Winant (2007) demostró que cuando $\delta \rightarrow 0$, M_o tiende a h y la parte real de $\mu = \langle h \rangle^{-1/2}$ es independiente de f . Si $\delta \rightarrow \infty$, M_o tiende a $-P_o$ y también es independiente de f . Por lo tanto, El encontró que la solución de orden más bajo (ecuación 4) prácticamente no se afectó por la rotación, lo cual implica que el término f es despreciable en la ecuación de momento. Información adicional para el cálculo de P_o y Q_o así como para la solución de orden más bajo ($N^{(0)}$), se pueden encontrar en Winant (2007).

2.4.2 Solución analítica

Para este análisis h está dada por la función

$$h = 0.01 + 0.99(1 - y^4). \quad (6)$$

La forma del fondo se seleccionó para así representar los canales de navegación dragados (especialmente la Zona 1 y la Zona 3). Sin embargo, siguiendo a Winant (2007) y Waterhouse *et al.* (2011), otras formas batimétricas se probaron y se obtuvieron resultados similares. Ya que h se determina, la solución de $N^{(0)}$ depende de dos parámetros adimensionales: κ y δ . El método utilizado por Henrie y Valle-Levinson

(2014) se aplicó para obtener la mejor solución de $N^{(0)}$, usando la ecuación (4) en el sistema, resolviendo para δ en las diferentes zonas y para cada frecuencia de marea (K_1 o M_2).

En el área de estudio, las características geométricas de los canales cumplen con los requerimientos del modelo y el parámetro κ puede calcularse usando las dimensiones de cada canal y para cada una de las frecuencias de la marea (K_1 o M_2 en este caso). Sin embargo, δ está indefinida, debido a que la viscosidad turbulenta en la vertical normalmente se desconoce. El método utilizado por Henrie y Valle-Levinson (2014) considera un amplio rango de valores de δ desde los poco friccionales ($\delta < 1$) hasta los altamente friccionales ($\delta \gg 1$). Aún cuando el parámetro κ es conocido para cada canal y para cada frecuencia, el método requiere que se otorgue un rango de valores de κ del mismo número de datos de δ , el cual debe incluir los valores de κ determinados para cada zona. Así, se encontró el rango de combinaciones de los parámetros κ y δ para cada frecuencia de marea, cada combinación de las κ y δ dió una solución de $N^{(0)}$. Alrededor de 4000 valores de $N^{(0)}$ se calcularon con la ecuación 4, el número de soluciones depende de lo grande del rango de κ y δ (lo amplio de este rango se seleccionó entre los límites de $\delta < 1$ a $\delta \gg 1$). Cada solución de $N^{(0)}$ se comparó con las amplitudes observadas usando el error cuadrático medio. Por lo tanto se generó un espacio paramétrico entre δ (eje x), κ (eje y) y el error cuadrático medio (eje de las z) para todas las estaciones de muestreo y para ambas frecuencias. Cada espacio paramétrico contiene una banda de error cuadrático medio mínimo la cual indica las mejores soluciones, los valores específicos de δ se seleccionaron usando la intersección con los valores calculados de κ en cada estación, el error cuadrático medio ofrece los valores óptimos de δ y κ para cada frecuencia y para cada zona. Por esto, no fue necesario conocer directamente la viscosidad turbulenta en la vertical para obtener los valores óptimos de δ . Sin embargo, a partir de éstos se puede estimar los valores de la viscosidad turbulenta vertical en cada zona y para cada frecuencia.

Cuando las características friccionales de los cuerpos de agua son desconocidas, esta metodología puede determinarlas. Así que, los valores óptimos de δ pueden clasificar a los sistemas como: altamente friccionales ($\delta > 1$), ligeramente friccionales ($\delta \approx 1$) o poco

friccionales ($\delta < 1$), los dos últimos tienen solución con la ecuación (4) (Winant, 2007). Pero en el caso de embalses altamente friccionales, la dinámica de propagación de la onda de marea en el eje longitudinal se reduce al balance entre el gradiente de presión y las fuerzas friccionales. Consecuentemente, la metodología (obtención de los valores óptimos de δ y κ a partir de la ecuación 4) propuesta por Henrie y Valle-Levinson (2014) se usó solamente como un diagnóstico y una clasificación de las características friccionales del embalse. Conociendo que el área de estudio es altamente friccional y siguiendo a Winant (2007), la ecuación (4) no se usó debido a que la señal de la marea es amortiguada hacia las cabezas. Por lo tanto, la ecuación para la propagación ($N^{(0)}$) de la onda de marea en cuerpos de agua altamente friccionales se define siguiendo a Winant (2007) como

$$N^{(0)} = \exp[-(1 + i)\kappa\delta\gamma x], \quad (7)$$

donde $N^{(0)}$ es una función compleja de δ, κ, x . El parámetro γ es de orden 1 y depende de la geometría del embalse (Winant, 2007). Para seleccionar los valores de γ para cada zona, se realizó un análisis de sensibilidad entre 0.2 y 1.2. El mejor ajuste entre las observaciones y los resultados del modelo dieron los valores óptimos de γ . Para la Zona 1 (canal corto) se usó valores de γ bajos (~ 0.2), para la Zonas 2 y 3 (canales largos) valores medio (~ 0.7). La solución $N^{(0)}$ satisface la ecuación de difusión unidimensional, la cual es típica de los cuerpos friccionales (LeBlond, 1978; Friedrichs, 2010). Por lo tanto, las soluciones a lo largo de los canales se expresaron como

$$N_1^{(0)} = \exp[-(1 + i)\kappa_1\delta_1\gamma_1x_1], \quad (8)$$

$$N_2^{(0)} = \exp[-(1 + i)\kappa_2\delta_2\gamma_2x_2], \quad (9)$$

$$N_3^{(0)} = \exp[-(1 + i)\kappa_3\delta_3\gamma_3x_3], \quad (10)$$

Donde 1, 2, 3 representan a las zonas.

2.4.3 Conexión de los canales

La propuesta hecha por Lighthill (1978) se usó para obtener las variaciones espaciales de la señal de marea a lo largo de cada ramal, sin perder las características de δ y κ en cada canal. La amplitud calculada al final de la Zona 1 se utilizó al inicio de la Zona 2 y de la 3 en la parte central de la laguna (Figura 3c) con $N_{1(x=l)}^{(0)}$ como factor común en los tres canales. Por lo tanto, las variables adimensionales se definen como

$$N^{(0)} = \frac{\eta^*}{C^*}, \quad x = \frac{x^*}{l^*}, \quad (11)$$

y la solución a lo largo de cada canal se expresó como

$$N_1^{(0)} = \frac{\eta_1^*}{C^*}, \quad (12)$$

$$N_2^{(0)} = \frac{\eta_2^*}{\eta_{1(x=l)}^*}, \quad (13)$$

$$N_3^{(0)} = \frac{\eta_3^*}{\eta_{1(x=l)}^*}. \quad (14)$$

El modelo se forzó inicialmente en la boca por medio de las amplitudes de la señal de la marea diurna y de la semidiurna observadas. Las curvas de la solución de las ecuaciones (12), (13) y (14) se normalizaron con la longitud total de cada ramal, de modo que $x^*/L_{W,E}^*$, donde L_W^* y L_E^* son la longitud total del ramal Oeste y Este, respectivamente.

Cuando el término de Coriolis es despreciable, la solución para la velocidad longitudinal de orden más bajo (U) estuvo en función de $N_x^{(0)}$, p_0 y k , donde p_0 es una función compleja de h , z y δ . La velocidad longitudinal local se integró en la vertical para

obtener el transporte en la dirección longitudinal, y para cada zona en específico está dada por

$$[U_j] = \frac{i \frac{\partial N_j^{(0)}}{\partial x} M_0}{\kappa^2}, \quad (15)$$

donde el subíndice j indica la solución para cada zona (1, 2 y 3) y $N_j^{(0)}$ es la solución a lo largo de cada canal (1, 2 y 3, con sus respectivas ecuaciones 12, 13 y 14). Por lo tanto, el transporte longitudinal $[U]$ se calculó para cada ramal usando en cada caso $\frac{\partial N_1^{(0)}}{\partial x}$, $\frac{\partial N_2^{(0)}}{\partial x}$ ó $\frac{\partial N_3^{(0)}}{\partial x}$. En la parte central de la laguna (porción final de la Zona 1), $[U_1]$ satisface la condición de continuidad (Lighthill, 1978).

2.5 Resultados

2.5.1 Elevación de la superficie del mar

La calidad de las series temporales obtenidas de los sensores de presión dentro de la laguna (Figura 4), se verificó comparando estadísticamente las series medidas con el sensor de presión del perfilador de corriente, anclado en la boca de la laguna (Figura 7a), y las series temporales del sensor de presión del CTD Diver anclado en la boca, siendo el primero, el instrumento de referencia. Gracias al funcionamiento correcto del sensor del CTD Diver, la correlación entre las dos series de tiempo fue cercana a 1.

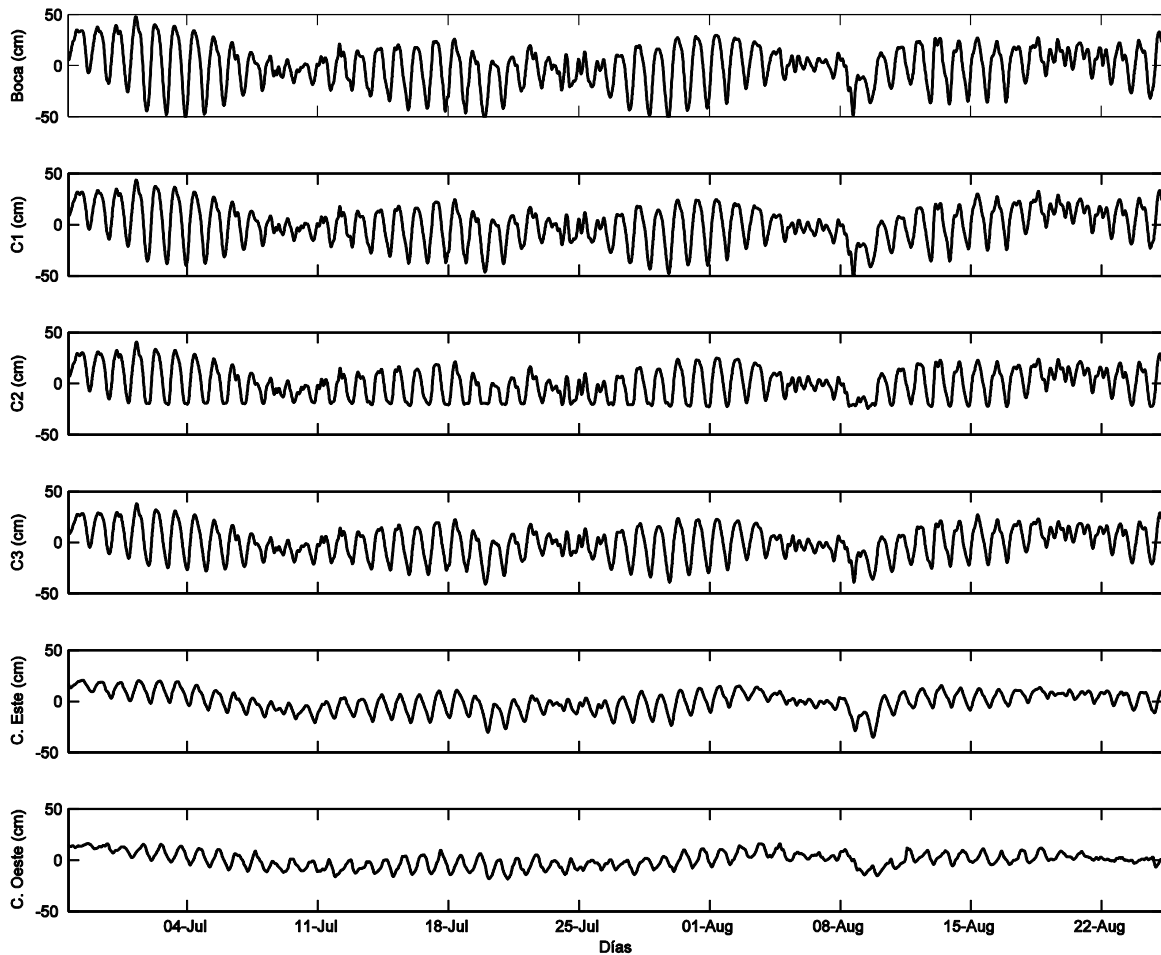


Figura 4.- Series temporales de la variación de la elevación de la superficie del mar, en centímetros, para todas las estaciones de muestreo del 27 de junio a 25 de agosto del 2012.

Las mediciones de la elevación de la superficie del mar muestran que existe una atenuación y una distorsión de la señal hacia las cabezas (Figura 4). Las señales en C1 y C3 presentan las mínimas atenuaciones y distorsiones con respecto a la boca, con variaciones diurnas bien definidas. Sin embargo, durante las mareas muertas las semidiurnas se distorsionaron. La estación C2 fue la más somera y reporta las mayores distorsiones en marea baja, especialmente en mareas vivas, esto debido a que en el nivel más bajo de agua, el sensor permaneció fuera de ésta. La distorsión registrada en C1, C2 y C3 puede explicarse de acuerdo con LeBlond (1978), quien propone que la propagación de la señal en este tipo de sistemas sea descrita como un proceso difusivo. Además de las oscilaciones diurnas y semidiurnas observadas en las series temporales, las variaciones con periodos más grandes también son visibles. Los pulsos

atmosféricos se captaron en la elevación de la superficie del mar, como se observa con los vientos del Sur del huracán Ernesto, el que causó una anomalía negativa desde el 7 al 10 de agosto del 2012.

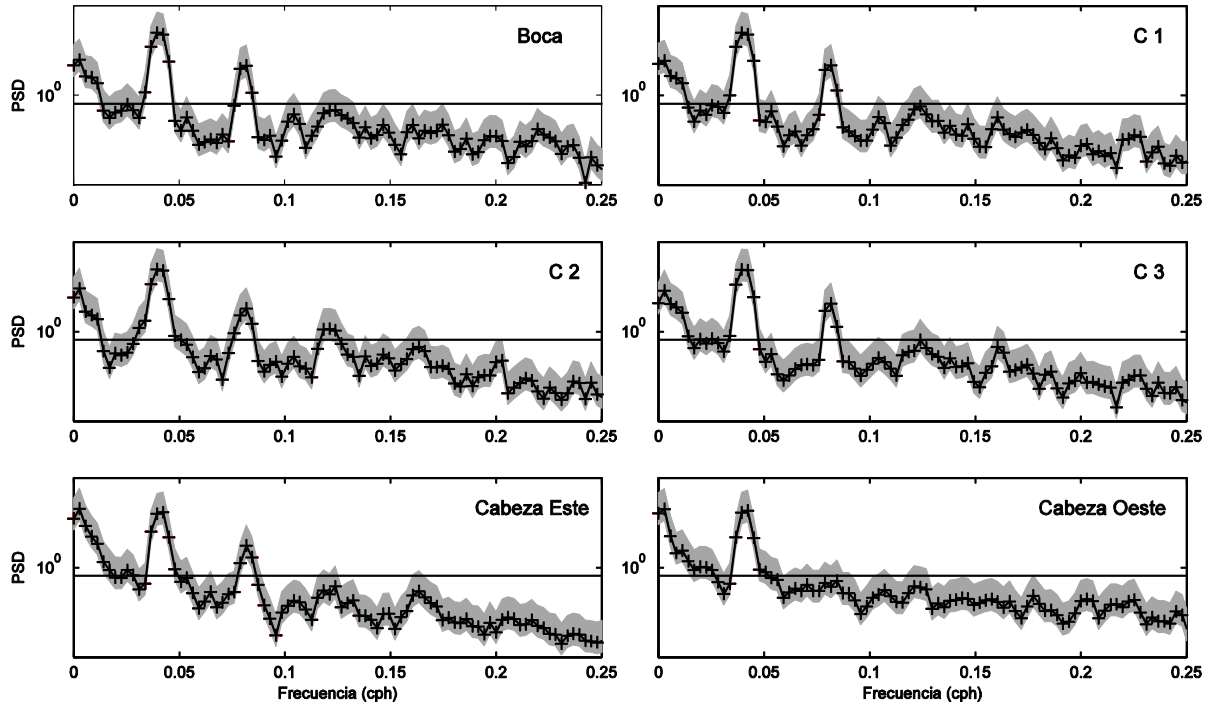


Figure 5.- Estimación del espectro de potencia normalizado con el promedio, para todas las estaciones de medición, usando las series temporales de la elevación de la superficie del mar de los 60 días de medición (líneas y cruces negras). La banda gris representa el intervalo de confianza de cada serie de datos y la línea negra continua es el nivel de confianza al 95%.

Las frecuencias de marea con mayor varianza observadas en las variaciones de la elevación de la superficie del mar, se distinguieron en los espectros de densidad de las seis series temporales (Figura 5). Los espectros mostraron tres picos característicos: el de la banda diurna (~ 0.04 cph) como el de mayor varianza, el de las bajas frecuencias (0.0042 to 0.0023 cph) y el de la banda semidiurna (~ 0.08 cph). Sorprendentemente, en el lado Oeste de la laguna, el pico de la banda semidiurna no fue estadísticamente significativo, a diferencia del resto. Otro rasgo sobresaliente en los resultados de la estimación del espectro de potencia fue la presencia de un pico en la banda terciurna (~ 0.12 cph), especialmente, en la parte central de la laguna. Además, el pico de las frecuencias bajas (~ 0.0027 cph equivalente a periodos de ~ 15 días) aparece en toda la laguna. Los mecanismos que podrían cambiar la elevación de la superficie del mar con

una periodicidad de aproximadamente 15 días, se acotaron al esfuerzo del viento y a la presencia de una marea quincenal forzada en una cuenca friccional.

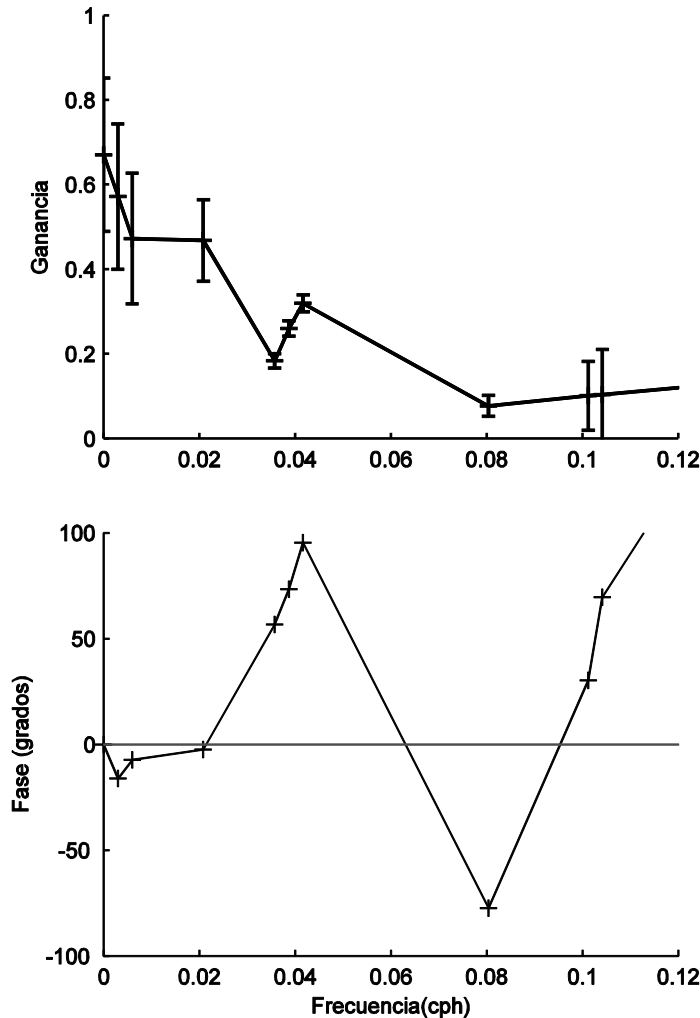


Figure 6.- Función de respuesta utilizando el espectro de potencia cruzado entre las mediciones temporales de la elevación de la superficie del mar en la estación C1 y el de la cabeza Oeste. En la parte superior: el diagrama de ganancia, las líneas verticales son el error asociado. En la parte inferior: el diagrama de fase. En ambos las cruces indican la intersección entre la frecuencia y la ganancia o fase según sea el caso.

Las series temporales de la cabeza Oeste se compararon con las de C1 por medio de la función de respuesta de frecuencia. Los diagramas de ganancia y fase se obtuvieron del espectro de potencia cruzado de la señal de la elevación de la superficie del mar entre la estación C1 y la cabeza Oeste (Figura 6), el resultado indicó que la carretera que cruza esta zona actúa como un filtro pasa bajo. La coherencia entre estas señales

también se calculó (aun cuando no se muestra), la banda de las frecuencias bajas presentó los valores más altos de coherencia (cerca de 0.6) y prácticamente, cero de desfase, las otras bandas de frecuencia mostraron valores de coherencia menores a 0.6, por lo que se consideraron no significativas. La función de respuesta de frecuencia proporciona una explicación cuantitativa de la drástica atenuación de la señal semidiurna más allá de la carretera divisoria.

Kantha (2005) sugirió que la variación quincenal en la plataforma de Yucatán se modula por la interacción de K_1 y O_1 . Siguiendo a Kinsman (1984), el periodo de modulación, $T_{mod} = 4\pi/\Delta\sigma$, donde $\Delta\sigma$ es la diferencia de frecuencia entre K_1 y O_1 , fue de 13.7 días y la amplitud de modulación de 0.3 m. Así mismo, para M_2 y S_2 fue de 14.3 días y de 0.09 m, respectivamente. El análisis espectral se utilizó para estimar la amplitud de la señal de las frecuencias bajas en cada estación (Figura 5). En la Zona 1 y en la 3, la amplitud de la señal de las frecuencias bajas se amplificó ligeramente (de ~0.7 m en la boca a ~1.1 m en la cabeza Este), mientras que en la Zona 2 se atenuó la señal (~0.45 m) debido al efecto de la carretera. Incluso, teniendo en cuenta esta atenuación, las diferencias entre las modulaciones de frecuencia baja observadas y las pronosticadas fueron significativas en todos los sitios. Esto sugiere que la modulación de frecuencia baja del nivel de la superficie del mar no sólo puede ser causada por la modulación de la marea astronómica.

2.5.2 Corrientes de marea

Se aplicó el análisis armónico a la velocidad longitudinal en la boca (Figura 7b) para determinar la amplitud, la fase y el porcentaje de varianza explicada para los componentes de la marea (Pawlowicz *et al.*, 2002). El PSD se calculó para la velocidad longitudinal integrada verticalmente (Figura 7c) y para cada profundidad en la cual se midió la velocidad longitudinal (este análisis no se muestra). La banda diurna fue la de mayor energía en toda la columna de agua y presentó un valor máximo en la superficie. La segunda banda en importancia de energía fue el pico de la banda semidiurna, seguido por la banda de energía tercediurna que ilustró los efectos no-lineales de las corrientes de marea (Figura 7c).

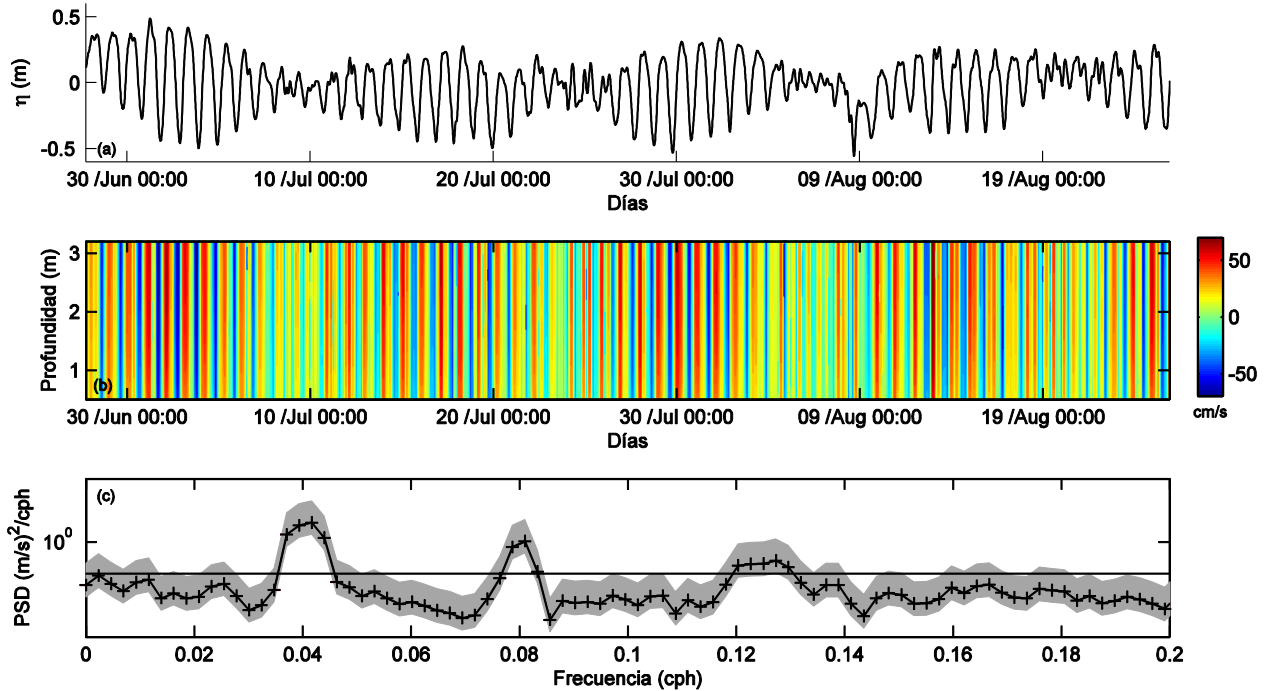


Figure 7.- Mediciones obtenidas con el ADCP anclado en la boca. (a) variaciones de la elevación de la superficie del mar (sensor de presión-ADCP). (b) perfil vertical de la velocidad longitudinal, los valores positivos son velocidades con dirección hacia dentro de la laguna, los valores negativos son velocidades hacia el océano. Ambas mediciones fueron del 27 de junio al 25 de agosto del 2012. c) espectro de potencia (PSD, “power spectral density”) de la velocidad longitudinal promediada en la vertical en $(m/s)^2/cph$.

Los componentes principales de la corriente de marea se estudiaron usando las elipses de marea (Tabla 2). Estos resultados se obtuvieron con la velocidad verticalmente integrada. Las corrientes de marea diurna K_1 y O_1 mostraron amplitudes de 23.2 ± 1.9 y 25.3 ± 2.4 cm/s, respectivamente; O_1 tuvo una menor *snr* que K_1 . Los componentes principales de la corriente de marea semidiurna fueron M_2 y N_2 con 12.1 ± 0.8 y 3.5 ± 0.8 cm/s, respectivamente; con una menor *snr* para la corriente de marea N_2 . Un constituyente de menor magnitud fue S_2 , no obstante éste fue no significativo dentro de la laguna, debido a que su amplitud en la boca fue la más baja, 2.0 ± 0.9 cm/s. Para todos los componentes principales, el eje semi-menor fue más pequeño comparado con el eje semi-mayor (la elipticidad fue de ~ 0.05), lo cual indica elipses muy alargadas producto de la angosta boca de *Chelem*. Las elipses de marea giran en sentido contrario a las manecillas del reloj (exceptuando M_2) porque su eje semi-menor fue positivo. La componente M_2 mostró un eje semi-menor negativo y menor; sin embargo, este resultado no es confiable debido a que el error asociado al eje semi-menor fue de

magnitud similar al valor del eje semi-menor y del mismo orden de magnitud de la precisión del instrumento (± 0.5 cm/s). La orientación de todas las elipses de la marea fue consistente con la orientación de la entrada a la laguna, cercanas a 90° con respecto al Este.

Tabla 2. Parámetros de las principales elipses de la corriente de marea, usando la velocidad integrada en la vertical. Los datos corresponden al perfilador de corriente anclado en la boca de la laguna de *Chelem*. M es el eje semi-mayor en cm/s, m representa el eje semi-menor en cm/s, ϕ es la orientación en grados y θ es la fase de las corrientes de marea. El error de cada parámetro es denotado como δM , δm , $\delta \phi$ y $\delta \theta$. *snr* ("signal-to-noise ratio") indica el ruido de fondo.

Corrientes de marea en la Boca										
Cons.	Frec.	M	δM	m	δm	ϕ	$\delta \phi$	θ	$\delta \theta$	<i>Snr</i>
	(cph)	(cm/s)	(cm/s)	(cm/s)	(cm/s)	($^\circ$)	($^\circ$)	($^\circ$)	($^\circ$)	
K_1	0.04178	23.2	1.9	1.1	0.6	94.5	1.7	286.9	5.0	150
O_1	0.03873	25.3	2.4	0.1	0.6	94.2	1.3	267.3	5.1	110
M_2	0.08051	12.1	0.8	-0.6	0.5	93.7	2.2	76.2	4.4	220
N_2	0.07899	3.5	0.8	0.2	0.5	94.8	7.9	47.6	13.6	18

Las elipses de las corrientes de marea también se calcularon en cada profundidad (es decir en cada celda) para obtener la estructura vertical (Figura 8). La magnitud del eje semi-mayor y del eje semi-menor para los componentes principales (O_1 y K_1) fueron similares si se considera el error, pero el doble de grande que el de la semidiurna M_2 (Tabla 2). La estructura vertical de la magnitud y de la fase para el eje semi-menor fue prácticamente homogénea a través de la columna de agua (Figura 8b y 8d). Sin embargo, la estructura vertical del eje semi-mayor en los componentes de las corrientes de marea presentan una curva parabólica (decreciendo hacia el fondo), desviación atribuida a la influencia de la fricción con el fondo (MacCready y Geyer, 2010).

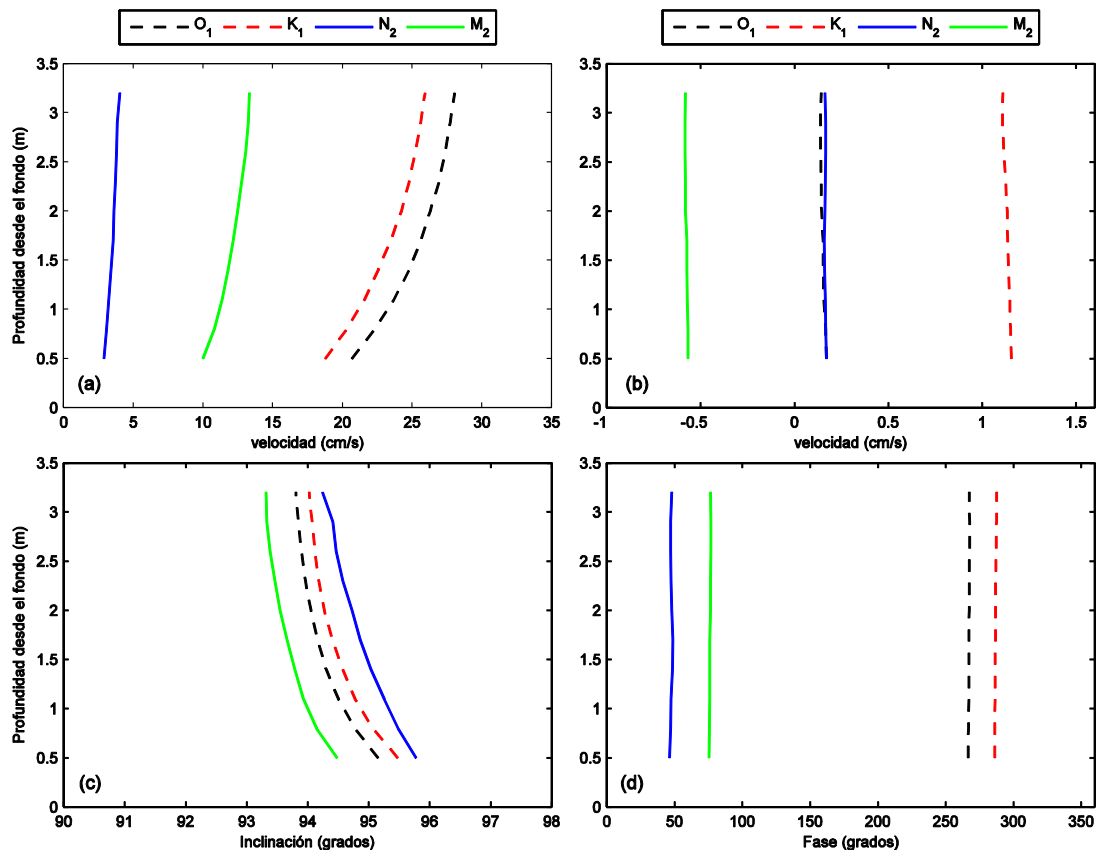


Figure 8.- Estructura vertical de los parámetros de las elipses de la corriente de marea. a) eje semi-mayor en cm/s, b) eje semi-menor en cm/s, c) orientación en grados del eje semi-mayor con respecto al Este, y d) la fase en grados del potencial de la marea relativo a Greenwich.

2.5.3 Variaciones espaciales de la marea

El análisis armónico de la elevación de la superficie del mar otorgó los componentes principales diurnos y semidiurnos de la marea, dando solamente una marea compuesta significativa dentro de la laguna (Tabla 3). Los diurnos fueron K_1 y O_1 con amplitudes de 17.8 ± 1.4 y 17.3 ± 1.8 cm, respectivamente. Los semidiurnos M_2 y N_2 presentaron amplitudes de 5.7 ± 0.3 y 2.0 ± 0.2 cm, respectivamente. El componente semidiurno S_2 a pesar de registrar una amplitud de 1.1 ± 0.3 cm en la boca, resultó ser no significativo hacia la cabeza Oeste y Este.

Tabla 3. Constituyentes principales de la marea y marea compuesta debido a su interacción. Amplitud (A) en cm, (θ) fase de los constituyentes de la marea en grados, (δA) error de la amplitud en cm, ($\delta\theta$) error de la fase en grados. Los resultados son extraídos de las series temporales de la elevación de la superficie del mar, en las estaciones de medición de *Chelem*: Boca (M), C1, cabeza Oeste (HW), C2, C3 y cabeza Este (HE), en un periodo de 60 días.

Zona		Diurna				Semidiurna				Marea compuesta	
		$K_1(0.0417 \text{ cph})$		$O_1(0.0387 \text{ cph})$		$M_2(0.0805 \text{ cph})$		$N_2(0.07899 \text{ cph})$		$MK_3(0.1222 \text{ cph})$	
		A (cm)/ θ (°)	$\delta A/\delta\theta$	A (cm)/ θ (°)	$\delta A/\delta\theta$	A cm/ θ (°)	$\delta A/\delta\theta$	A cm/ θ (°)	$\delta A/\delta\theta$	A cm/ θ (°)	$\delta A/\delta\theta$
1	M	17.8/336	1.4/5	17.3/311	1.8/5	5.7/127	0.3/3	2.0/102	0.2/8	-----	-----
	C1	15.4/344	1.4/4	15.1/318	1.4/5	4.9/144	0.4/4	1.6/117	0.3/11	-----	-----
2	HW	5.4/93	1.0/10	3.0/27	1.0/19	0.7/268	0.3/20	-----	-----	-----	-----
	C2	12.8/347	1.4/7	12.0/323	1.4/8	3.0/158	0.8/15	1.2/137	0.8/40	1.4/101	0.7/34
3	C3	13.6/351	1.0/4	12.4/328	1.0/5	3.8/164	0.3/5	1.3/137	0.3/14	1.1/105	0.7/38
	HE	7.0/21	1.0/7	5.6/5.78	0.9/10	1.5/225	0.3/12	0.4/185	0.2/37	0.6/109	0.2/28

El sistema parece estar dominado por las mareas diurnas. El tipo de marea se caracterizó por el número de forma (F), definido como $F = (K_1 + O_1) / (M_2 + S_2)$ (Defant, 1958). El número de forma estuvo entre 5 y 8 en todos los sitios, lo que indica que toda la laguna tiene predominancia diurna, los valores más grandes se encontraron en la cabeza Oeste, donde la diferencia entre los componentes diurnos y semidiurnos fue mayor. El rango de marea en la boca (~ 0.7 m) decreció hacia las cabezas en todos los sitios excepto en la cabeza Oeste. Por otra parte, la variación de la declinación catorcena ($|(K_1 + O_1)/(K_1 - O_1)|$) fue más grande que la sinódica ($|(M_2 + S_2)/(M_2 - S_2)|$), en la Zona 1, dos órdenes de magnitud. Esta disimilitud se pronunció hacia las cabezas de la laguna cuyas amplitudes se hicieron mínimas, la discrepancia máxima se registró en la boca, donde la diferencia entre las dos amplitudes fue grande.

Ninguna de las mareas sobrepuestas fue significativa. La marea compuesta MK_3 se originó por la interacción no-lineal entre K_1-M_2 y se observó en toda la laguna, en particular en la Zona 3, donde alcanzó una amplitud de 1.4 ± 0.7 cm (Tabla 3). La atenuación de MK_3 en la Zona 2 se debió a que la señal semidiurna fue pequeña y por lo tanto la resultante MK_3 también. En un sistema dominado por mareas diurnas, las mareas de agua somera normalmente se generan en la banda terciaria (~ 0.125 cph)

(Dworak y Gomez-Valdes, 2005). De acuerdo con la solución analítica para la interacción de dos componentes de la marea (K_1 y M_2) propuesta por Parker (1991), la parte cuadrática del término friccional no-lineal, $u|u|/h$, representa a los componentes de las mareas de aguas someras. Un análisis de escalas se realizó entre los términos no-lineales (los advectivos; $u\partial u/\partial x$, y el término friccional $u|u|/h$) para investigar su importancia relativa. La magnitud de las velocidades de marea (u) fue del orden de 10^{-1} , la escala longitudinal, x , del orden de 10^3 y la profundidad (h) del orden 10^1 . Por lo tanto, la magnitud de $1/h u|u|$ fue de al menos dos órdenes de magnitud mayor que el otro término de la ecuación de momento unidimensional, es decir $1/h u|u| \gg u\partial u/\partial x$. Además, ya que el área de estudio es una laguna altamente friccional, el balance entre el gradiente de presión y las fuerzas friccionales es el que domina. Siguiendo a Hill (1994) el balance está dado por $g \frac{\eta_0 - \eta_L}{L} = \frac{C_f u|u|}{(H + \eta_m)}$, donde la elevación superficial del mar en la parte abierta fue η_0 y en la laguna η_L , el promedio de estas η_m , y C_f representó al coeficiente de fricción adimensional. Consecuentemente, la parte cuadrática del término no-lineal $1/h u|u|$ es la que se espera como la generadora de mareas de agua somera.

La distorsión no-lineal entre los componentes M_2 y M_4 es con frecuencia usada para determinar la dominancia entre el flujo y el reflujó (Friedrichs y Aubrey, 1988). Sin embargo, Ranasinghe y Pattiaratchi (2000) demostraron que este criterio no aplica a los cuerpos de agua costeros con predominancia diurna. Ya que el área de estudio se considera un sistema poco profundo, el método para determinar la dominancia entre flujo y reflujó propuesto por Friedrichs y Aubrey (1988) se aplicó en este trabajo. El análisis de la asimetría de ellos puede utilizarse para entender la variación de la velocidad de fase como una función de cambio en lo ancho y en lo profundo del embalse. Cuando es profundo y controlado por las fluctuaciones de la marea, la marea alta se propaga más rápido y prácticamente alcanza la baja anterior, esta situación produce un pequeño incremento de la marea y una dominancia del flujo. En el caso de un sistema regulado por su anchura, la marea baja se propaga más rápido y parcialmente alcanza la alta anterior, por lo tanto se produce un ligero amortiguamiento

de la marea y consecuentemente, una predominancia del reflujó. Friedrichs y Aubrey (1988) sugieren áreas de flujo y reflujó en un espacio paramétrico entre $(a/\langle h \rangle)$ y (V_s/V_c) , el primero es el cociente entre la amplitud de la marea y el promedio de la profundidad del canal, el segundo es la relación entre el volumen de almacenamiento en zonas intermareales V_s y el volumen de los canales V_c . En *Chelem*, éstos fueron pequeños en las tres zonas ($a/\langle h \rangle \sim 0.1$) y ($V_s/V_c \sim 0.1$), ya que en promedio todas son someras, pero de profundidades mayores que la amplitud de la marea. Por consiguiente, la combinación de los dos cocientes clasifica al sistema como dominado por el reflujó.

Tabla 4. Comparación de la atenuación y los retardos para los componentes diurnos y semidiurnos, usando los resultados de las observaciones y del modelo analítico en las tres zonas de la laguna de *Chelem*. Número de forma (F) en cada zona utilizando los datos obtenidos en las observaciones. Valores óptimos de κ y δ para cada señal. Fracción de atenuación con referencia a la boca η_c/η_i para ambas señales en cada zona. Y el retraso en horas ($\theta_c - \theta_i$) con respecto a la boca para cada señal y cada zona. η_i y θ_i , son la amplitud de la elevación del nivel superficial del mar en la boca y su fase, η_c y θ_c son la amplitud y la fase de ambas señales de marea en la parte final de cada zona.

Zona	F	Componente diurno				Componente semidiurno			
		(κ)	(δ)	η_c/η_i	$\theta_c - \theta_i$ (h)	(κ)	(δ)	η_c/η_i	$\theta_c - \theta_i$ (h)
Zona 1 (Observaciones)	~5			0.86	0.5			0.86	0.6
Zona 1 (Soluciones Analíticas)		0.05	15.7	0.85	0.6	0.10	8.4	0.85	0.3
Zona 2 (Observaciones)	~8			0.30	7.7			0.12	4.8
Zona 2 (Soluciones Analíticas)		0.18	9.4	0.31	4.5	0.34	7.3	0.07	5.1
Zona 3 (Observaciones)	~6			0.39	3.0			0.26	3.4
Zona 3 (Soluciones Analíticas)		0.08	14.7	0.38	3.6	0.15	9.2	0.22	3.0

El análisis armónico de las variaciones de la elevación de la superficie del mar también se usó para estimar la atenuación de la marea y el desfase de la boca hacia las cabezas (Tabla 3). Las mayores atenuaciones de la señal diurna fueron en la Zona 2 y

en la 3 y el retraso fue de ~ 8 h y ~ 3 h en la cabeza Oeste y Este, respectivamente. La máxima en la señal semidiurna en el final de la Zona 2 y de la 3 fue de ~ 5 cm y ~ 4 cm con un retraso de ~ 5 h y ~ 3 h, respectivamente (Tabla 4). En la Zona 2, la señal semidiurna fue prácticamente filtrada. Los resultados indicaron que los efectos friccionales son los principales atenuadores de las mareas. Esto se corroboró por medio de la aplicación de un modelo analítico, en el cual la fricción es necesaria para que sus soluciones se asemejen a las observaciones, como se explica a continuación.

2.5.4 Resultados del modelo analítico

Siguiendo a Henrie y Valle-Levinson (2014), el modelo de Winant (2007) se aplicó por zonas en *Chelem*. Esto requirió de que se calcularan los parámetros δ y κ para cada zona (Figura 9a; Tabla 4). Los valores de $\delta > 1$ indicaron que toda la laguna es altamente friccional. Por lo tanto, la ecuación (7) fue la solución usada. La Zona 1 y la 3 presentaron valores altos de δ y pequeños de κ . La Zona 1, mostró la menor atenuación de la amplitud de la marea. La Zona 2, otorgó los valores más bajos de δ y los más altos de κ debido a sus dimensiones. A partir de los valores óptimos de δ , la viscosidad turbulenta vertical fue calculada en cada zona y con cada frecuencia, siendo aproximadamente la misma para las frecuencias diurnas y semidiurnas, pero diferente en cada zona. La viscosidad turbulenta vertical fue de ~ 0.02 m²/s en la Zona 1 y en la 3, coincidiendo con lo reportado por Munk (1966). Para la Zona 2, se obtuvo valores de ~ 0.003 m²/s, de acuerdo con los valores obtenidos por Waterhouse *et al.* (2011) para este tipo de canales.

Una vez que los parámetros δ y κ se determinaron para cada zona y para cada armónico de la marea de interés (Figura 9a). El modelo de Winant (2007) describió con eficacia el patrón de atenuación con respecto a las observaciones en cada estación (Figura 9b), el eje x en la Figura 9b y en la 9c se normalizó con la longitud total de cada ramal. -Nótese que la Figura 9a muestra solamente el espacio paramétrico entre δ y κ para el caso de la frecuencia diurna en la Zona 2 como un ejemplo, pero el análisis se realizó para cada zona y frecuencia, en la figura el valor óptimo de δ fue encontrado

en la intersección entre la banda de valores del mínimo error cuadrático medio y el valor de κ calculado, éste último representado con una línea blanca-.

La atenuación de la marea se observó en todas las estaciones sin embargo su magnitud se incrementó hacia la cabeza Oeste y Este (Tabla 4). La fase de la marea se calculó con el modelo y el desfase con respecto a la boca de los componentes principales de la marea se presentan en la Tabla 4.

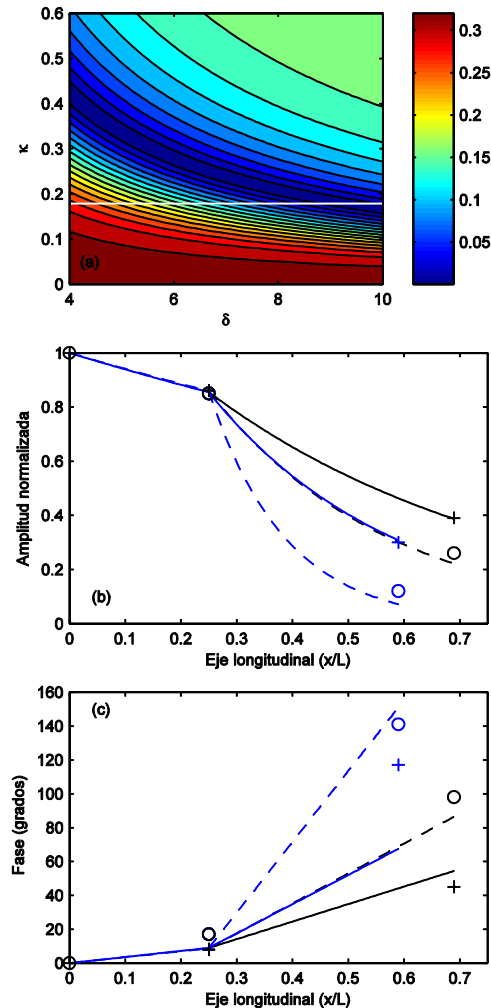


Figure 9.a) optimización de los valores κ y δ obtenidos por medio del error cuadrático medio de la comparación entre las observaciones y la solución analítica para la señal diurna en la Zona 2. b) comparación de la atenuación de la marea entre los datos observados para las señales diurna y semidiurna y las soluciones analíticas (N^0) para ambas señales, la comparación se hizo en las tres zonas de la laguna de *Chelem* y se usó la solución analítica para $\delta > 1$. c) diferencias de fase en grados con respecto a la boca. En ambas figuras (b y c) la longitud de las zonas (eje x) se normalizó con la longitud total L para el ramal Este y para el Oeste (comenzando en la boca). El ramal Oeste (boca hacia la cabeza Oeste, Zona 1 a 2) se representa con líneas azules y el ramal Este (boca hacia la cabeza Este, Zona 1 a 3) con líneas negras. Las líneas continuas son la señal diurna y las discontinuas la semidiurna. En el inicio y en el final de cada zona, las observaciones se muestran por círculos para la señal semidiurna y con cruces para la diurna.

El retraso obtenido analíticamente difiere de lo observado (del alrededor de 3.2 h) al final de la Zona 2 (cabeza Oeste) especialmente con la señal diurna, mientras que para la Zona 1 (0.1 h) y la Zona 3 (0.6 h) las diferencias fueron pequeñas, y los resultados consistentes (Figura 9c). El modelo analítico describe el problema lineal, el área de estudio es altamente friccional y el balance entre el gradiente de presión y las fuerzas friccionales lo controlan. El ajuste entre las observaciones y los resultados del modelo fue adecuado, excepto en la zona que es afectada por la carretera que cruza el sistema lagunar, donde el flujo hacia la cabeza Oeste presenta un fuerte estrechamiento y los términos de la advección pueden llegar a ser relevantes, debido a esta restricción física. Estas limitaciones del modelo son más notables en la Zona 2 y en la diferencia de fase entre las observaciones y los resultados del modelo analítico.

Una vez que las variaciones del nivel superficial del mar se determinaron, se calculó, para la señal semidiurna (Figura 10) y para la diurna (Figura 11), las variaciones espaciales del transporte longitudinal y las de la fase dentro de cada zona. Para validar estos resultados, se compararon con el transporte longitudinal observado usando una sección transversal estimada de $\sim 450 \text{ m}^2$ al inicio de la Zona 1. Los resultados analíticos fueron consistentes con las observaciones. Las mediciones del transporte longitudinal de la señal diurna y semidiurna fue de $\sim 110 \text{ m}^3/\text{s}$ y $\sim 50 \text{ m}^3/\text{s}$, respectivamente, los máximos valores obtenidos por medio del modelo analítico fueron de $\sim 100 \text{ m}^3/\text{s}$ y $\sim 40 \text{ m}^3/\text{s}$, respectivamente. En ausencia de mediciones de corriente dentro del sistema, la comparación sustentó los resultados en el resto de la laguna, los que muestran que el $\sim 35\%$ del transporte longitudinal va a la Zona 2 y el $\sim 65\%$ a la Zona 3. Cifras similares se estimaron para el transporte longitudinal semidiurno, ya que el $\sim 30\%$ se dirigió hacia la Zona 2 y el $\sim 70\%$ restante hacia la Zona 3. Esta discrepancia entre zonas se debió a las diferencias de los términos δ y κ .

La señal semidiurna fue la más atenuada hacia las cabezas: el transporte longitudinal en la Zona 2 y en la 3 fue de ~ 0.9 y $\sim 5 \text{ m}^3/\text{s}$, respectivamente. El retraso entre la Zona 1 y la Zona 3 (final de la Zona 1 a la cabeza Este) fue de ~ 2.5 h, y el de la boca y el de la

cabeza Este fueron de ~ 2.7 h (Figura 10). La señal diurna fue también atenuada pero ésta si alcanzó la parte final de la Zona 2 y de la Zona 3, ~ 10 y ~ 20 m^3/s , respectivamente. El retardo del transporte diurno hacia la Zona 2 y la 3 fue de 4.3 y 3.5 h, respectivamente (Figura 11).

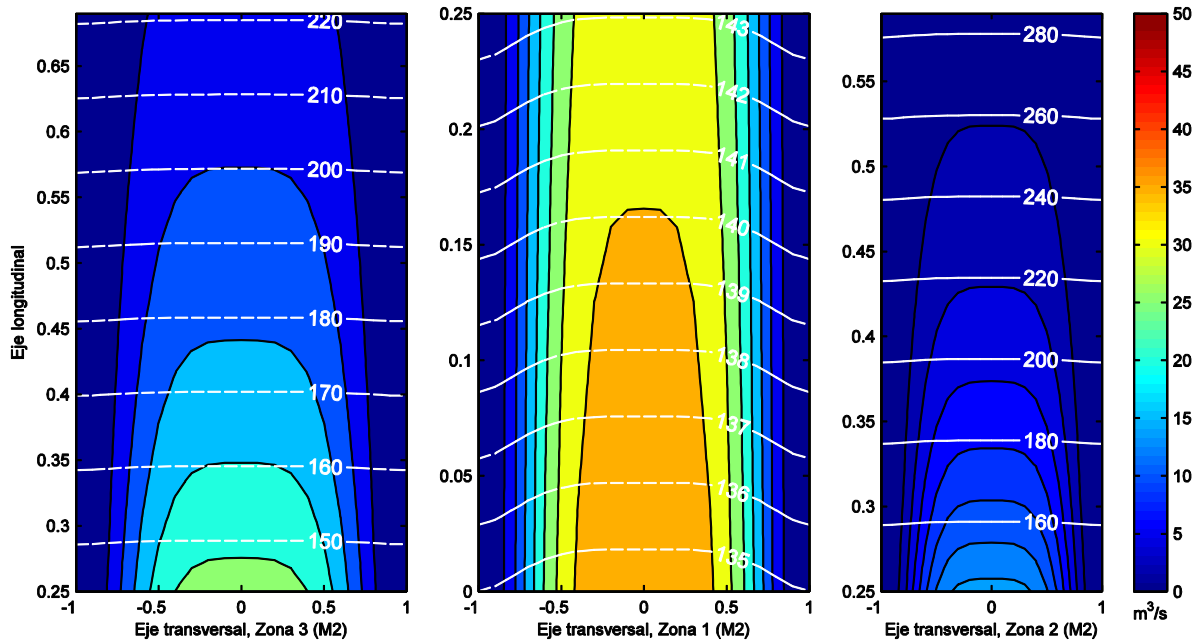


Figure 10.- Transporte longitudinal $[U]$ para la señal semidiurna en m^3/s . Las líneas blancas representan la fase de la marea semidiurna. De izquierda a derecha, la primera gráfica muestra la Zona 3, la segunda la Zona 1 y la tercera la Zona 2.

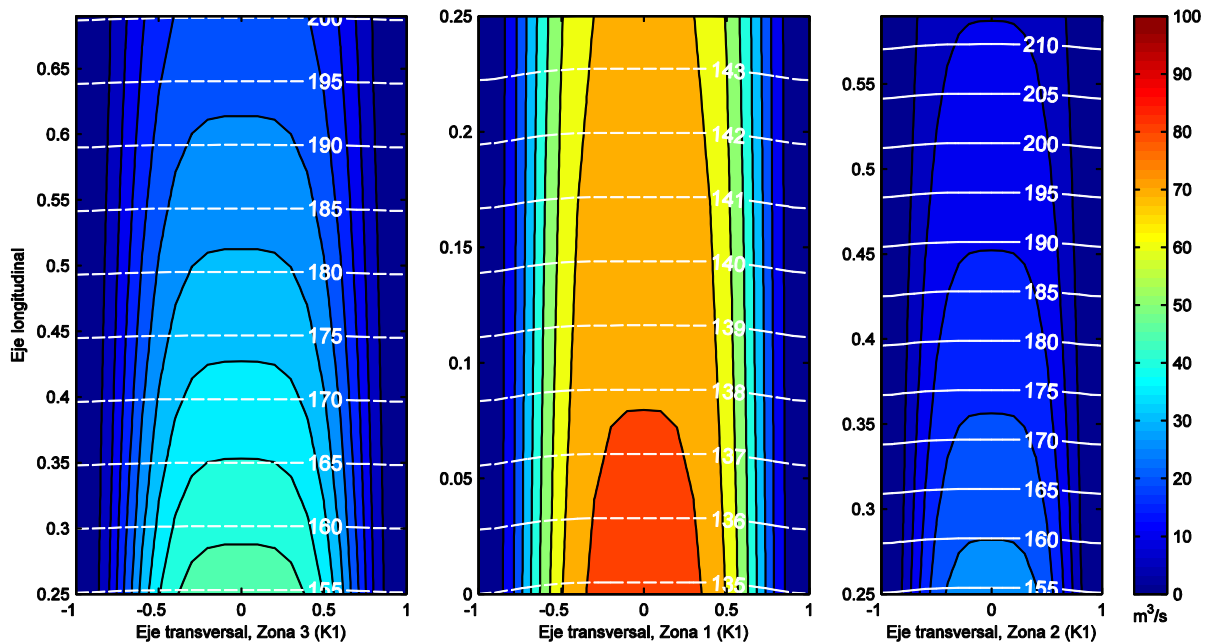


Figure 11. Similar a la Figura 10, pero para la señal diurna.

2.6 Discusión

La señal de marea en la plataforma de Yucatán es principalmente diurna, tal y como lo describió con anterioridad Kantha (2005) y Kjerfve (1981). Los resultados de esta investigación muestran que la señal de la marea en *Chelem* es también diurna con una pequeña influencia semidiurna (especialmente, en muertas o mareas ecuatoriales). Los componentes principales diurnos fueron K_1 y O_1 y los semidiurnos M_2 y N_2 . El semidiurno S_2 es pequeño en la laguna porque hay un punto de anfidromia para M_2 y S_2 localizado en medio de la plataforma de Yucatán, donde el área de amplitud mínima de S_2 es más grande que la de M_2 (Kantha, 2005). Las elipses de la corriente de marea en la entrada a la laguna de *Chelem* son consistentes con el análisis armónico realizado usando los datos de las variaciones de la elevación de la superficie del mar, y con los reportes e investigaciones previas de mareas en el Golfo de México. David y Kjerfve (1998) reportaron que en las bocas de la laguna de Términos, localizada a ~400 km al Suroeste de *Chelem*, los constituyentes principales diurnos de las corrientes de mareas fueron K_1 y O_1 , así como M_2 para el componente principal semidiurno. Las magnitudes registradas en este caso fueron similares a las obtenidas en *Chelem*.

En la boca de *Chelem*, la diferencia de fase entre la K_1 obtenida del nivel superficial del mar y la de la corriente de marea K_1 fue de $\sim 49^\circ$ (Tabla 2 y 3). Este desfase es típico de regiones altamente friccionales y es consistente con lo observado en la entrada de *Chelem* debido a que el canal es altamente friccional. Winant (2007) mostró que al incrementar la fricción, la amplitud decrece, el patrón de nodo y antinodo se debilita y la onda de marea decae conforme se aleja del origen. En esta situación, la corriente de marea y la elevación superficial del mar presentan una diferencia en fase de 45° . Friedrichs (2010) mostró que en el balance de momento longitudinal en estuarios largos, poco profundos y no convergentes dominan las fuerzas friccionales. Por lo tanto, la dinámica puede ser descrita por la ecuación unidimensional de difusión.

Aunque el punto central de este trabajo no es clasificar morfológicamente a la laguna de *Chelem*, las características del canal Oeste (después de la carretera) corresponden a

las de un sistema tipo estrangulado, tal y como fue descrito por Kjerfve (1989). La señal de marea en *Chelem* alcanzó el ramal Oeste, ya que pasa a través de los puentes de la carretera. En este proceso, las frecuencias mayores a la diurna se filtraron. Kjerfve (1989) cuantificó el filtrado de los armónicos K_1 y M_2 en un sistema estrangulado usando el coeficiente de repleción, coeficiente que otorga una medida de las características del filtrado en la entrada de los canales. Teóricamente la atenuación de la onda de marea, los cambios de fase entre el mar adyacente (en este caso la Zona 1) y la laguna, los intercambios de flujo entre éstos (mar-laguna) y las variaciones no-senoidales de la marea dentro de la laguna, están en función del coeficiente de repleción. Siguiendo a Kjerfve (1989), éste se calculó usando la relación

$$R = (T/2\pi a_0)(A_c/A_B)[2ga_0/(1 + 2gLn^2r^{-4/3})]^{1/2},$$

donde T es el periodo de la marea, $2a_0$ es el rango de marea en el mar adyacente, A_c/A_B es el radio entre el área de la sección transversal del canal de entrada y el área superficial de la laguna, g es la gravedad, L es la longitud del canal de entrada, r es el radio hidráulico del canal y n es el parámetro friccional de Manning (con un rango de 0.01 a 0.10 s/m^{-1/3}). Para el análisis del efecto de la carretera en *Chelem*, el periodo de la marea (T) correspondió al de K_1 y al de M_2 , el rango de marea de la zona adyacente (Zona 1) fue de 0.8 m, el radio entre el área de sección transversal del canal de entrada y el área superficial de la laguna (en este caso Zona 2) fue de $\sim 5.9 \times 10^{-6}$, la gravedad g es 9.8 m/s², la longitud L del canal de entrada fue de ~ 20 m, el radio hidráulico r del canal fue de 1.75 m (considerando una forma rectangular), y el parámetro friccional de Manning en el canal se tomó como de 0.10 s/m^{-1/3}. Por lo tanto, el coeficiente de repleción para los armónicos K_1 y M_2 fue de 0.24 y 0.12, respectivamente, valores que corresponden a regímenes de un alto estrangulamiento, sobre todo el correspondiente a M_2 (Hill, 1994). El cálculo de la función de respuesta de frecuencia entre la señal C1 y la señal de la cabeza Oeste confirmó dicha filtración (Figura 6). En la cabeza Oeste, la amplitud del constituyente semidiurno obtenida por el análisis armónico fue de 0.5 cm, este valor es de la misma magnitud que la resolución del instrumento, por lo tanto, se consideró totalmente amortiguada.

Los parámetros geométricos en sistemas semicerrados determinan las variaciones de la marea (Friedrichs, 2010). La importancia relativa de las características geométricas κ , fue > 1 a lo largo de toda la laguna. De hecho, la longitud de la onda de marea diurna fue dos órdenes de magnitud mayor que la longitud de la cuenca (la longitud entre la boca y el final de la Zona 2 es de ~ 11.5 km) y más aún, si se toman en cuenta los canales más cortos (Zona 1 y/o 3). Cada zona, tiene valores de κ diferentes relacionados con sus características geométricas. La Zona 1 y la 3 tienen valores de κ similares para la señal diurna 0.05 y 0.08, respectivamente, y para la semidiurna 0.10 y 0.15, respectivamente. Ambas longitudes de onda, la diurna y la semidiurna, son más largas que la suma de las longitudes totales de las Zonas, 1 a 2 y 1 a 3.

De acuerdo con Friedrichs (2010), la señal de marea se altera por deformación y por atenuación debido a los efectos friccionales cuando entra a un cuerpo de agua costero. Ambos fenómenos (deformación y atenuación) se observan desde la boca hasta las cabezas (Figura 4). Siguiendo a Winant (2007), en lagunas altamente friccionales, la aceleración local y la fuerza de Coriolis resultan insignificantes. Consecuentemente, la propagación se determina por el balance entre el gradiente de presión y las fuerzas friccionales. Los resultados de este trabajo muestran que *Chelem* es una laguna altamente friccional, porque el parámetro de fricción es $\delta > 1$ tanto para la señal diurna como para la señal semidiurna en todas las zonas. Friccionalmente, la Zona 1 y la 3 tienen valores similares de δ tanto para la señal diurna, 15.7 y 14.7, respectivamente como para la señal semidiurna, 8.4 y 9.2, respectivamente. Los parámetros friccionales en la Zona 2 para la señal diurna y la semidiurna fueron 9.4 y 7.3, respectivamente.

Las características de la Zona 2 produjeron valores altos del parámetro geométrico, por lo tanto se redujo la importancia relativa del gradiente de presión y se aumentó con misma la magnitud el término friccional en la ecuación de balance de momento para cuerpos altamente friccionales. Esta compensación (fricción dominante) es más grande en la Zona 2, especialmente en el caso de la señal semidiurna, aunque el parámetro friccional en la Zona 2 fue el menor.

Consecuentemente, los resultados de la elevación superficial del mar y del transporte longitudinal demostraron que en la Zona 2 incurrieron grandes atenuaciones debido a las restricciones físicas (la carretera), a pesar de que muestra la menor fricción. Teóricamente, el modelo no es sensible a la carretera divisoria, con la solución basada en los parámetros geométricos y friccionales (Winant, 2007). Sin embargo, estos últimos se optimizaron por la reducción del error cuadrático medio entre los resultados del modelo y las observaciones (Henrie y Valle-Levinson, 2014). Por lo tanto, al ser estimados los valores de δ se incluyen los efectos friccionales evidentes en las observaciones, que podrían implicar restricciones físicas o cambios de rugosidad en el fondo, por citar un par de ejemplos.

Además de las frecuencias de marea discutidas, las frecuencias bajas (periodos de ~15 días) estuvieron presentes en toda la laguna. La señal de frecuencias bajas pudo haber sido generada por las interacciones no-lineales de los componentes principales de la marea (“beats” o frecuencia de modulación). Sin embargo, las variaciones quincenales en la marea pueden ser influenciadas por la fricción en el fondo, como se ha observado regularmente en los sistemas semicerrados altamente friccionales con bocas angostas y poco profundas, conectadas al océano (LeBlond, 1979; Hill, 1994). Este efecto se causó por el incremento de la fricción y del gradiente de presión, los cuales sólo se pueden producir por un incremento del nivel del agua de la laguna. La intensidad de estos términos depende del ciclo de mareas vivas y muertas, donde las vivas intensifican el efecto, mientras que las muertas lo minimizan (LeBlond, 1979; Hill, 1994). Ya que la variación declinacional quincenal fue mayor que la sinódica, la sincronización más probable entre el ciclo de mareas vivas y muertas es el ciclo orbital de la luna, 27.32 días (mes tropical). Otro factor que contribuye a las frecuencias bajas es la oscilación del viento. Se tiene una hipótesis bien fundamentada acerca de la influencia del esfuerzo del viento en su componente Este a Oeste, en las variaciones submareales de sistemas lagunares (Gutiérrez de Velasco y Winant, 2004), sin embargo, este efecto no se ha estudiado en *Chelem*. La influencia del esfuerzo del viento será analizado por medio de números adimensionales en el siguiente capítulo.

2.7 Conclusiones

Este estudio muestra que las corrientes de marea dentro de un sistema semicerrado y ramificado son controladas por el gradiente de presión barotrópico actuando sobre una distancia corta, equivalente a $\sim 1/10$ de la longitud de la marea. Los efectos de una carretera se incluyeron en los parámetros de fricción y geométricos los cuales se optimizaron de acuerdo con las observaciones. La laguna de *Chelem* se determinó como un cuerpo de agua costero altamente friccional, donde el gradiente de presión y las fuerzas friccionales controlan la hidrodinámica. La señal de marea se atenúa fuertemente, ya que al propagarse dentro de la laguna las características geométricas de ésta favorecen una alta fricción. La señal de la marea se atenuó más hacia la cabeza Oeste, “la carretera la filtra”, debido a que actúa como un filtro hidráulico pasabajos. Esto ilustra las consecuencias de las modificaciones antropogénicas en los sistemas de lagunas costeras, en donde claramente se altera la dinámica de la marea.

Capítulo 3. Hidrodinámica submareal en una laguna tropical durante la transición de la temporada de estiaje a la de lluvias

3.1 Introducción

Una vez conocida la hidrodinámica mareal dentro de una laguna tropical altamente friccional, en este capítulo se pondrá atención en las variaciones submareales, entendiendo por éstas a las fluctuaciones de frecuencias menores a un ciclo por día, frecuencias bajas, las que se originan por un gran número de procesos, que en ocasiones, son difíciles de distinguir entre sí (Jay, 2010). Algunos movimientos relacionados con la marea tienen periodos de 13.6 a 14.8 días o de 27.2 a 29.2 días, sin embargo existen variaciones de frecuencias bajas debidas al gradiente de presión baroclínico y a los forzamientos atmosféricos (Jay, 2010). Las primeras, son producto de las aportaciones de agua dulce (río, lluvia, deshielo, escurrimientos y aportes de agua subterránea) y de los cambios en el balance evaporación-precipitación. Las segundas, normalmente se relacionan con las fluctuaciones con periodos de 3 a 10 días, y son aquellas que modifican la hidrodinámica submareal por medio del esfuerzo del viento y de los eventos extremos (tormentas, huracanes, entre otros). Este amplio espectro de procesos permite tener una gran diversidad de sistemas y de mecanismos que controlan las variaciones submareales (Jay, 2010). Por ejemplo, mientras los estuarios o lagunas costeras del Golfo de México son influenciados por aportes de agua de bajas salinidades durante la temporada de lluvias, huracanes y tormentas tropicales, los estuarios de la costa Noroeste de los Estados Unidos son afectados por tormentas del Norte, eventos de lluvia y de nieve o en algunos casos, por la entrada de agua por deshielo.

El esquema clásico de la hidrodinámica submareal en cuerpos de agua costeros, describe la competencia entre la circulación gravitacional debida al gradiente de presión baroclínico a lo largo del canal (dinámica lineal) y la mezcla por marea (dinámica no-lineal), la primera, tiende a aplanar las isopicnas y a favorecer la estratificación, la segunda, propicia la mezcla y homogeniza la columna de agua, inhibiendo la

estratificación (Shih-Nan y Sanford, 2009). Consecuentemente, si el gradiente de presión baroclínico es el que controla los flujos residuales, los intercambios de flujo y la estratificación son más intensos en mareas muertas que en vivas, ya que en muertas se reduce la mezcla vertical (Valle-Levinson y Schettini, 2015). De forma contraria, cuando los forzamientos inherentes a la marea dominan la hidrodinámica submareal, los intercambios de flujo son más fuertes en mareas vivas que en muertas, y se inhibe la estratificación vertical, esto se debe a que en mareas vivas se produce una rectificación mareal más grande que en las muertas (Valle-Levinson *et al.*, 2009). Algunas investigaciones relativas a las variaciones en los patrones de la estratificación y en las de intercambios de flujos residuales, por ejemplo Sharples *et al.* (1994) y Stacey *et al.* (2001) han mostrado las correspondientes al ciclo quincenal de mareas vivas y muertas en estuarios clásicos, así mismo Valle-Levinson y Schettini (2015) evidenciaron, en estuarios con cambio de régimen estacional, la variación en el patrón del gradiente de densidad y de las fuerzas que controlan la hidrodinámica submareal dependiendo del ciclo de mareas vivas y muertas.

Por lo tanto, existen cuerpos de agua costeros que no siguen el patrón baroclínico clásico de los estuarios, es decir que su densidad va aumentando conforme se alejan de la boca (Largier, 2010). En los de aguas hiperpicnales, la densidad se incrementa hacia la cabeza del sistema, los intercambios de flujo residual y la estratificación se regulan por la densidad, tendiendo a ser en dirección contraria al flujo residual por marea (Largier, 2010). En estos cuerpos de agua se presenta una competencia por el dominio del flujo residual entre el gradiente de presión baroclínico y los esfuerzos debidos a la marea, siempre y cuando la relación entre la amplitud de la marea y la profundidad sea más grande a 0.1. Este límite indica la influencia no-lineal de la fuerza de marea y la probabilidad de que controle al flujo residual (Parker, 1991).

También existen cuerpos de agua costeros que cambian estacionalmente el patrón baroclínico, presentando características correspondientes a un estuario clásico en temporada de lluvias y de uno hiperpicnal en temporadas de secas (Valle-Levinson y Schettini, 2015). Este es el caso de algunos de los cuerpos de agua de la península de Yucatán, en donde existen dos temporadas climatológicas bien marcadas: la de secas,

de marzo a junio y la de lluvias, de junio a noviembre. En los meses restantes (diciembre a febrero) las lluvias son ligeras y esporádicas, asociadas a los eventos llamados localmente “nortes” (propagación de frentes fríos provenientes del Norte, Valle-Levinson *et al.*, 2011).

Para diagnosticar la importancia relativa de los procesos que controlan la hidrodinámica submareal conviene usar números adimensionales obtenidos de un análisis de escalamiento de la ecuación de movimiento en el eje longitudinal (Kundu, 2002), como el número de Froude, el que relaciona las fuerzas inerciales con las fuerzas gravitacionales. Para sistemas estratificados, por ejemplo en un sistema de dos capas, la fuerza gravitacional efectiva es la flotabilidad $(\rho_2 - \rho_1)g$. En este caso, al número adimensional se le conoce como número de Froude interno y está definido como:

$Fr' \equiv \left[\frac{\text{Fuerzas inerciales}}{\text{Fuerzas de flotabilidad}} \right]^{1/2}$ (Kundu, 2002). Sin embargo, en sistemas poco profundos

en donde la estratificación principalmente se presenta en el eje longitudinal, las fuerzas gravitacionales pueden jugar un papel diferente en la dinámica, bajo estas condiciones se considera el “número de Froude mareal” propuesto por Valle-Levinson y Schettini (2015), el que relaciona los forzamientos debidos a la corriente de marea y al gradiente baroclínico longitudinal con respecto a la boca. Esta variante del número de Froude se determina por:

$$Fr_0 \equiv \left[\frac{\text{Forzamientos debidos a la corriente de marea}}{\text{Gradiente baroclínico longitudinal}} \right]^{1/2} \propto \left[\frac{\rho_b U_T^2 / H_o}{(\rho_i - \rho_b)g} \right]^{1/2} = \sqrt{\frac{U_T^2}{g^* H_o}},$$

donde U_T es la velocidad longitudinal de la corriente de marea promediada en la vertical, g^* es la gravedad reducida en el eje longitudinal, la que se define como $g^* = g(\rho_i - \rho_b / \rho_b)$, donde ρ_i es la densidad dentro del sistema, ρ_b es la de la boca y H_o es la profundidad promedio de cada canal.

Por otro lado, las variaciones de frecuencias bajas también se originan de los forzamientos meteorológicos debidos al viento y a eventos extremos (Jay, 2010). En cuerpos de agua costeros, el viento juega un papel importante en la hidrodinámica

submareal, la energía transmitida por el viento puede ocasionar, en la columna de agua, mezcla por turbulencia, cambios en la estructura térmica y movimientos baroclínicos, producto de las variaciones del campo de temperatura (Monismith, 1986). El esfuerzo del viento puede llegar a modificar la estratificación en periodos por encima a los de la marea (de 2 a 5 días), aun cuando se ha considerado como una variable que no favorece a la estratificación, ya que genera turbulencia en la capa de mezcla, disipándose hacia el fondo y erosionando la estratificación (Shih-Nan y Sanford, 2009), en el caso de vientos extremos o relacionados con tormentas pueden llegar a homogenizar toda la columna de agua (Liet *et al.*, 2007). Recientemente, de observaciones en el “York River” se dio a conocer un efecto del viento contrario a la estratificación. Scully *et al.* (2005) encontró que los intercambios de flujos estuarinos y la estratificación están altamente correlacionados con los eventos donde el viento se alinea al eje principal del cuerpo de agua. Por lo tanto, y de forma análoga al diagnóstico de la importancia relativa del forzamiento de la marea a escala submareal (número de Froude), la importancia relativa entre el esfuerzo del viento y el gradiente de presión baroclínico, se puede evaluar por medio del número de Wedderburn (Monismith, 1986). De igual manera que en el primer número adimensional, en el análisis de la importancia relativa del esfuerzo del viento se usó el gradiente de presión baroclínico longitudinal.

Las variaciones submareales y los procesos que las controlan han sido poco estudiadas en las lagunas tropicales del Golfo de México, incluyendo las de la península de Yucatán, en las que solamente en contadas investigaciones se ha realizado el análisis de las variaciones espaciales y temporales baroclínicas. Sin embargo, Valdés-Lozano y Real (1998) así como Mariño *et al.* (2010) reportan que *Chelem* es un sistema con una aparente zonificación con respecto a su baroclinicidad y con marcados cambios estacionales. Ellos mencionan que, en la temporada de secas, *Chelem* es hiperpicnal hacia las cabezas y en la parte central (la conectada con el océano) es de densidades propias del ambiente marino (~35 g/kg), en la temporada de lluvias esta división sigue presentándose, sin embargo, se registran densidades asociadas con las estuarinas (es decir menores a las del mar adyacente) en la parte central ocasionadas por el aporte de agua de bajas salinidades. Las observaciones hasta la fecha en esta laguna han sido

puntuales, y no existe un trabajo en el cual se haya documentado las variaciones temporales del gradiente baroclínico y de su transición estacional de la época de secas a la de lluvias, tampoco se conocen las espaciales (boca-cabezas) dentro del cuerpo lagunar en dicha transición. De ahí que esta investigación se haya diseñado para llevar a cabo mediciones hidrológicas y meteorológicas durante sesenta días de forma continua.

Partiendo de los hallazgos realizados por Tenorio-Fernández *et al.* (2015) en las frecuencias submareales, de las observaciones oceanográficas espacio-temporales y de las climatológicas obtenidas durante el verano del año 2012 en la laguna de *Chelem* (del 27 de junio al 25 de agosto), en esta investigación se propone, por medio de la aplicación de números adimensionales, diagnosticar la importancia relativa de las fuerzas que controlan tanto a la hidrodinámica submareal como a su transición estacional (temporada de secas a lluvias) en una laguna tropical poco profunda. Para evaluar los esfuerzos debidos a la marea sobre el gradiente baroclínico longitudinal, se sugiere usar el número de Froude mareal propuesto por Valle-Levinson y Schettini (2015) y para el caso del esfuerzo del viento sobre el gradiente baroclínico longitudinal se propone usar el número de Wedderburn (Monismith, 1986). Cabe resaltar que para ambos análisis, se usará el gradiente longitudinal de densidad a lo largo del canal principal como el gradiente baroclínico, ya que éste es la fuerza principal que estratifica la columna de agua en estuarios verticalmente mezclados (Shih-Nan y Sanford, 2009).

3.2 Mediciones y métodos

3.2.1 Mediciones oceanográficas

Para el análisis se siguió la configuración de tres zonas propuesta por Tenorio-Fernández *et al.* (2015) para *Chelem*. La Zona 1, es el canal meridionalmente orientado con conexión a la plataforma de Yucatán que se extiende desde la boca hasta la porción central. La segunda y la tercera zona, son bifurcaciones de la parte central de la Zona 1, la Zona 2 hacia el Oeste y la Zona 3 hacia el Este. La característica más sobresaliente de la Zona 2 es que está dividida por la carretera que comunica a Puerto

Progreso con la ciudad de Mérida, la conexión con el centro del sistema es únicamente por medio de los dos puentes de la carretera con longitudes de ~10 m cada uno, esto ocasiona la interrupción del flujo natural hacia el Oeste. La Zona 3, orientada hacia el Este, es el canal de dimensiones intermedias con respecto a las otras dos. La Tabla 1 muestra las mediciones promedio de cada zona.

Ya que se tuvo particular interés en la transición estacional del sistema, las mediciones comenzaron con la temporada de lluvias y finalizaron poco antes del término de ésta. Se anclaron al fondo 6 Schlumberger CTD Diver para obtener una resolución espacial y temporal de las variaciones de temperatura, conductividad y presión de la columna de agua desde la boca hasta las cabezas del sistema lagunar; la Tabla 1 (Capítulo 1) presenta la localización geográfica de cada instrumento anclado (o Tabla 1 de Tenorio-Fernández *et al.* 2015). Por medio de la conductividad se dedujo la salinidad absoluta, el procedimiento para evaluar la salinidad se puede encontrar en el apéndice E del manual de IOC *et al.* (2010). De la presión de la columna de agua se estimaron las variaciones superficiales del nivel del mar, a partir de ésta y siguiendo a Tenorio-Fernández *et al.* (2015) se obtuvo la señal temporal de la predicción de la marea astronómica. La densidad ρ se determinó del recíproco de la presión (P) derivada de la función de Gibbs a una salinidad absoluta (S) y una temperatura conservativa *in situ* (T), de modo que $\rho = \rho(S, T, P)$, las series temporales de la densidad se calcularon en todas las estaciones de muestreo. Para obtener las velocidades en los ejes X, Y y Z de la corriente en la boca, se instaló en el fondo de la entrada a la laguna un perfilador de la corriente Doppler Aquadopp (ADCP, Acoustic Doppler Current Profiler). Las series de mediciones comenzaron el 27 de junio del 2012 y terminaron el 25 de agosto del mismo año, aproximadamente 60 días de datos para todos los equipos instalados.

Uno de los seis CTD Diver se ancló al fondo, en la entrada de la laguna (boca), los otros cinco se colocaron dentro del sistema de forma transversal a la línea de costa de la siguiente manera. El primero, en la cabeza Este. El segundo se ancló en la estación C3. El tercero se instaló en zona de manglar, antes de llegar a la parte central de la laguna, la que se identificó como C2, con éste se buscó medir un lugar limítrofe, en el que se pudiera apreciar el proceso de inundación y de retorno de las aguas al sistema

(los datos de este instrumento no se incluyeron en el presente análisis, ya que ocasionalmente se quedaba fuera de la superficie del agua). El cuarto se ubicó con orientación Oeste en la parte central, C1, ya que de esta manera se mediría la conexión directa con la boca y se apreciaría la zona donde la carretera divisoria del sistema interrumpe el flujo natural hacia la cabeza Oeste. El quinto y último equipo se ancló en la cabeza Oeste, en este caso, se buscó el lugar más alejado de la boca pero de fácil acceso.

Con este arreglo se observó el sistema desde la boca hasta sus dos cabezas. Los seis CTD Diver se programaron para efectuar una medición de presión, de temperatura y de conductividad cada 10 minutos. La presión se detectó con un sensor cuya precisión es de $\pm 4.905 \times 10^{-4}$ bar (~ 0.5 cm de profundidad), la temperatura, con uno específico para un rango de 0 a 50 °C y la conductividad, con uno especial en un rango de 10 μ S/cm a 120 mS/cm, siendo la precisión de estos dos últimos sensores de 1.0% de la medición. El ADCP se colocó en el centro del canal de navegación, donde la profundidad media referida al promedio del nivel del mar es de 3.5 m, la columna de agua se dividió en 10 celdas de 0.3 m de longitud, se usó una distancia de blanqueo similar (0.5 m del fondo) y no se tomó en cuenta la última celda en la superficie, por lo que el rango de profundidad para estas mediciones fue de 3.20 m. Los perfiles de velocidad se obtuvieron cada 60 segundos y se almacenó un dato promedio cada 15 minutos, la precisión es de 1% de la medida tomada (generalmente de ± 0.5 cm/s). El ADCP también cuenta con un sensor que mide, con la misma configuración, la presión de la columna de agua.

3.2.2 Mediciones meteorológicas

Con el objeto de conocer los forzamientos atmosféricos en el mismo periodo de las mediciones oceanográficas (del 27 de junio al 25 de agosto), se obtuvieron del CINVESTAV-IPN campus Mérida (por el conducto del Dr. David Valdés Lozano) las series temporales de: velocidad del viento (m/s) –tanto la magnitud como la dirección (en grados de donde viene)- presión atmosférica (mbar), temperatura ambiente (°C), humedad relativa (%), precipitación pluvial (mm), y radiación solar (W/m^2). Así mismo,

las mediciones meteorológicas se efectuaron con la misma frecuencia que las oceanográficas, una, cada 10 minutos, en el caso de los datos de la precipitación pluvial, se registró la cantidad de mm de agua y el día del evento. La estación meteorológica se localiza en el “Muelle de Pescadores” de *Chelem* (21°16'38" N y 89° 42' 17" W).

3.2.3 Análisis de los datos

Para el análisis de las series temporales se extrajeron las altas frecuencias y el ruido por medio de un filtro Lanczos con frecuencia de corte de 0.25 h^{-1} (correspondiente a un periodo de 4 horas) en todas las mediciones de la superficie del mar, la temperatura, la salinidad y la velocidad longitudinal de la corriente de entrada. Adicionalmente, se obtuvo la señal submareal en todas las mediciones usando el mismo filtro pero con una frecuencia de corte de 0.0238 h^{-1} (correspondiente a un periodo de 42 horas), de esta manera se aseguró remover las frecuencias intramareales. Únicamente para el caso de la elevación de la superficie del mar, se obtuvo la señal astronómica de la marea usando el análisis armónico según Tenorio-Fernández *et al.* (2015).

La magnitud de la velocidad del viento se descompuso en las componentes U y V (Este-Oeste y Norte-Sur, respectivamente), de las series temporales de cada componente se tomó un dato cada 30 minutos y se filtró la señal usando el filtro Lanczos (frecuencia de corte de 0.0238 h^{-1}). El esfuerzo de viento en la dirección Este-Oeste τ_x , se calculó por medio de $\tau_x = \rho_A C_d U [abs(\vec{U})]$, donde ρ_A es la densidad del aire (1.29 kg/m^3), C_d es el coeficiente de arrastre (0.00114) y U es la velocidad del viento en la dirección Este-Oeste y $abs(\vec{U})$ es el valor absoluto del vector de velocidad del viento. Se seleccionó la componente U en concordancia con la orientación principal de la laguna (Este-Oeste), la componente V no se usó para el análisis debido a que la sección del canal en la Zona 1 con orientación Norte-Sur es pequeña comparada con la longitud del canal de la Zona 2 y el de la 3. Para el análisis de las variaciones submareales se filtró la serie interpolada y la señal del esfuerzo de viento E-O (frecuencia de corte de 0.0238 h^{-1}).

De la comparación visual entre las series temporales y las espaciales de las observaciones oceanográficas y las series temporales de las variaciones meteorológicas, se infirió la relación de las variaciones de las magnitudes oceanográficas con los fenómenos atmosféricos periódicos como: los vientos locales, las brisas marinas o la temporada de lluvias y de secas, así como de los no periódicos como los huracanes, tormentas, lluvias extremas y vientos anómalos.

3.2.4 Números adimensionales

Para diagnosticar la importancia relativa en la hidrodinámica submareal, de los esfuerzos debidos a la marea y al viento, sobre el gradiente de presión baroclínico, se usaron los números adimensionales de Weddeburn (Monismith, 1986) y de Froude mareal (Valle-Levinson y Schettini, 2015), los que a partir del balance dinámico para analizar la hidrodinámica submareal en el eje longitudinal (x), en un sistema sin rotación y en el estado estacionario, emergen de:

$$u_0 \frac{\partial u_0}{\partial x} + v_0 \frac{\partial u_0}{\partial y} + \frac{g}{\rho_0} \overline{\int_z^\eta \frac{\partial \rho}{\partial x} dz} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \overline{\frac{\partial}{\partial z} \left[A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right]}. \quad (16)$$

Los dos primeros términos de la ecuación (16) $u_0 \frac{\partial u_0}{\partial x} + v_0 \frac{\partial u_0}{\partial y}$ son los esfuerzos debidos a la marea (el subíndice 0 denota que se trata de corrientes de marea), el siguiente término $\overline{\frac{g}{\rho_0} \int_z^\eta \frac{\partial \rho}{\partial x} dz}$ es el gradiente baroclínico, el que se encuentra relacionado con el gradiente de densidad longitudinal, $-g \frac{\partial \eta}{\partial x}$ es la elevación residual de la superficie del mar, el último término de la mano derecha $\overline{\frac{\partial}{\partial z} \left[A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right]}$ corresponde a las fuerzas friccionales. La barra superior denota cantidades promediadas en un ciclo de marea, u_0 y v_0 son las amplitudes de la corriente de marea en el eje longitudinal y en el eje transversal, respectivamente. La densidad del agua es ρ y ρ_0 es la de referencia, η es la elevación de la superficie del mar, A_z es el coeficiente de viscosidad turbulenta, g es la aceleración gravitacional, y y z es la coordenada transversal y vertical, respectivamente. Los primeros dos términos de la ecuación (16) están “compitiendo” con el gradiente

baroclínico para así balancear los correspondientes al lado derecho de la ecuación (las elevaciones residuales superficiales del mar y los efectos friccionales), que en este tipo de sistemas dominan en el balance de momento barotrópico (Tenorio-Fernández *et al.*, 2015). En este caso solamente se toma en cuenta los efectos friccionales sobre la superficie de la columna de agua debido al esfuerzo del viento.

Para la obtención de los números adimensionales de Froude mareal (Fr_0) y de Weddeburn (W) se realizó un análisis de escalamiento siguiendo a Valle-Levinson y Schettini (2015) para el primero y a Monismith (1986) para el segundo. La amplitud de la corriente de marea está dada por U_0 y la escala longitudinal es L entre la boca y los puntos de muestreo, por lo tanto, los dos primeros términos se pueden escalar como U_0^2/L . El gradiente de presión baroclínica en el eje longitudinal está dado por $g\Delta\rho H/(\rho_0 L)$ o $g'H/L$, donde H es la escala de profundidad, g' es la gravedad reducida, $\Delta\rho$ es un contraste de densidad en el sistema (puede ser longitudinal, transversal o vertical aunque aquí se escala el longitudinal), de modo que $\Delta\rho = \rho_b - \rho_i$, donde la densidad de la boca es ρ_b y la de la estación de medición ρ_i . Por lo tanto, la relación entre los esfuerzos debidos a la marea y al gradiente longitudinal de densidad está dado por:

$$\frac{U_0^2/L}{g'H/L} = \frac{U_0^2}{g'H} = Fr_0, \quad (17)$$

nótese que la ecuación (17) no tiene dependencia de la escala longitudinal L .

De forma similar, si se supone que las fuerzas que compiten en el balance de momento en el eje longitudinal son el gradiente baroclínico y el esfuerzo del viento, se puede utilizar el número adimensional de Weddeburn (W) (Monismith, 1986). De tal forma que,

$$\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} H = \frac{\tau_x}{\rho_0 H}, \quad (18)$$

$$g \frac{\Delta\rho}{\rho_0 L} H = \frac{\tau_x}{\rho_0 H} \quad \therefore \quad W = \frac{\tau_x L}{g\Delta\rho H^2}, \quad (19)$$

donde τ_x es el esfuerzo del viento en la dirección Este a Oeste (eje principal del cuerpo de agua). La ecuación (19) no presenta dependencia con la densidad de referencia ρ_0 . Este número adimensional se calculó para todas las estaciones de muestreo del área de estudio. Ya que el número de Wedderburn depende del gradiente baroclínico longitudinal, éste se comparó con los eventos de lluvia registrados en la estación meteorológica, éstos tienen influencia directa sobre el gradiente baroclínico e indirecta en los aportes de agua subterránea (Valle-Levinson *et al.*, 2011).

En el caso de *Chelem*, los números adimensionales de Froude mareal y de Wedderburn se calcularon usando la velocidad longitudinal promediada en la vertical U_T obtenida por medio de la serie temporal del ADCP, las de densidad en los cinco puntos de medición ρ_i , en la boca ρ_b , con la profundidad promedio de cada canal H y las longitudes L de cada estación (Tabla 1). Para el número adimensional de Froude, los resultados se compararon con las variaciones temporales del gradiente baroclínico en el eje longitudinal, y con las series temporales de la magnitud de la velocidad longitudinal de la corriente de marea promediada en la vertical. Los resultados con el número de Wedderburn se contrastaron con las series temporales del esfuerzo del viento en la dirección Este-Oeste y con los eventos de lluvias durante el periodo de medición, ambos registrados en la estación meteorológica.

3.3 Resultados

Por medio de los CTD Diver anclados en la laguna se obtuvieron seis series temporales de la variación de la superficie del mar en los diferentes sitios de medición, éstas se representan con líneas negras en la Figura 12, mientras que en azul se observan las variaciones de la superficie del mar debidas a los forzamientos astronómicos y la línea gruesa negra muestra la señal submareal. Las primeras dos gráficas, corresponden a la boca y a la parte central (Zona 1); las tres siguientes, a los puntos de medición, C2, C3 y cabeza Este, (C. Este, Zona 3) y; la última pertenece a la cabeza Oeste, (C. Oeste, Zona 2). En todas las series se observan las variaciones diurnas bien marcadas en mareas vivas (tropicales) y algunas semidiurnas en mareas muertas (ecuatoriales), las variaciones catorcenales y las mensuales. En la figura, el rango de variación del eje y

es el mismo con el objeto de tener una mejor apreciación del orden de magnitud de las variaciones en cada estación.

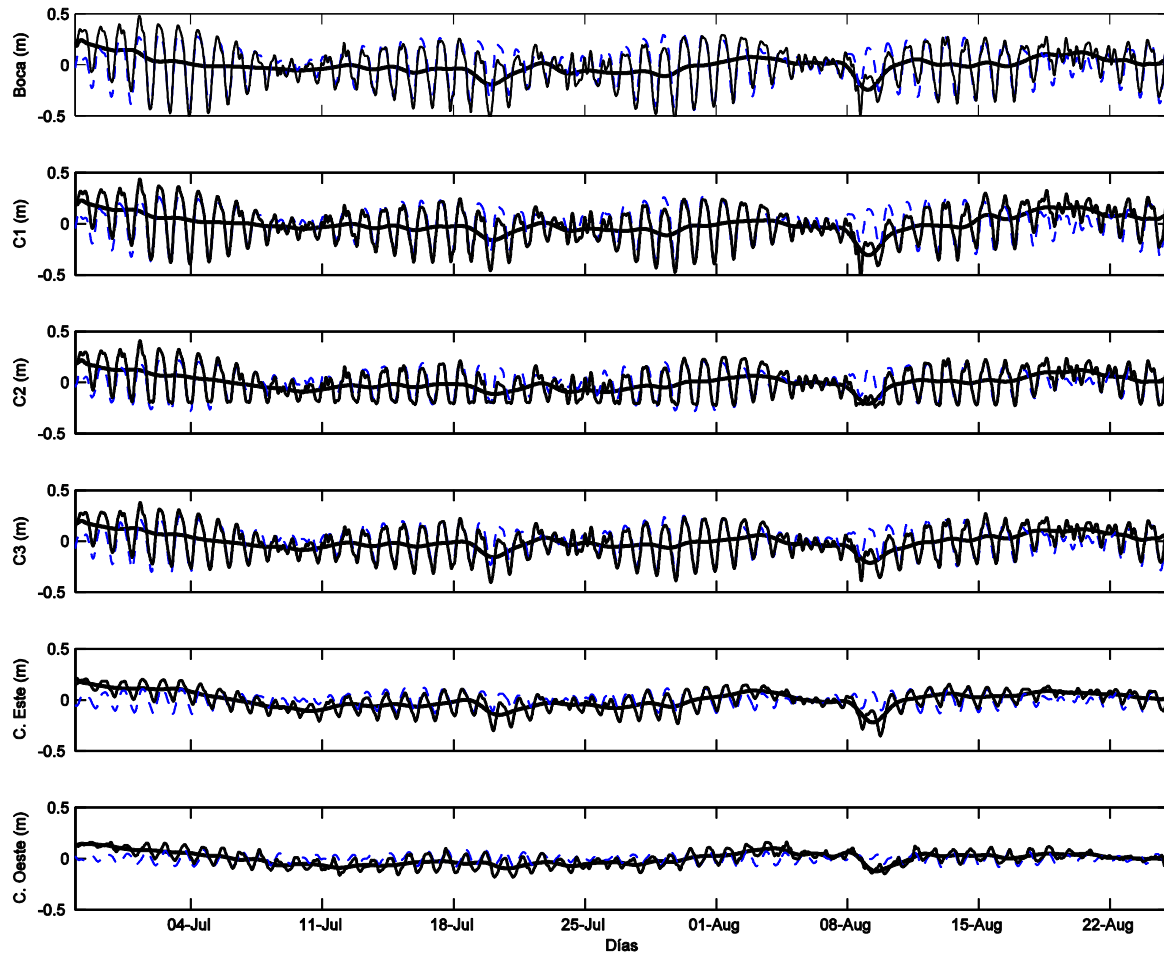


Figura 12. Series temporales de la variación del nivel superficial del mar para todas las estaciones de muestreo en metros (líneas negras), variaciones de la marea debidas a los forzamientos astronómicos (líneas azules) y variaciones submareales del nivel superficial del mar (líneas gruesas negras). Observaciones del 27 de junio al 25 de agosto del 2012.

Existe una importante atenuación de la señal de la marea (componentes principales diurnos K_1 , O_1 y semidiurno M_2 , N_2) hacia las cabezas, esta reducción evidencia la atenuación de la variación superficial del mar hacia las cabezas del complejo lagunar (Tenorio-Fernández *et al.*, 2015). Se observan algunos eventos en los cuales la señal astronómica se aleja de la señal de la variación de la superficie del mar (línea delgada negra), por ejemplo: del 27 de junio al 5 de julio, del 19 al 22 julio y del 15 al 20 de agosto, esta diferencia indica la influencia de otros forzamientos (posiblemente viento o aportes de agua dulce). Otro rasgo importante en las discrepancias está en los eventos meteorológicos extremos registrados en las series temporales, por ejemplo el huracán

Ernesto causó una anomalía negativa alrededor del 8 de agosto (Tenorio-Fernández *et al.*, 2015). Estos acontecimientos son muy marcados en la señal submareal y aunque existe atenuación hacia las cabezas, las anomalías se presentan en toda la laguna.

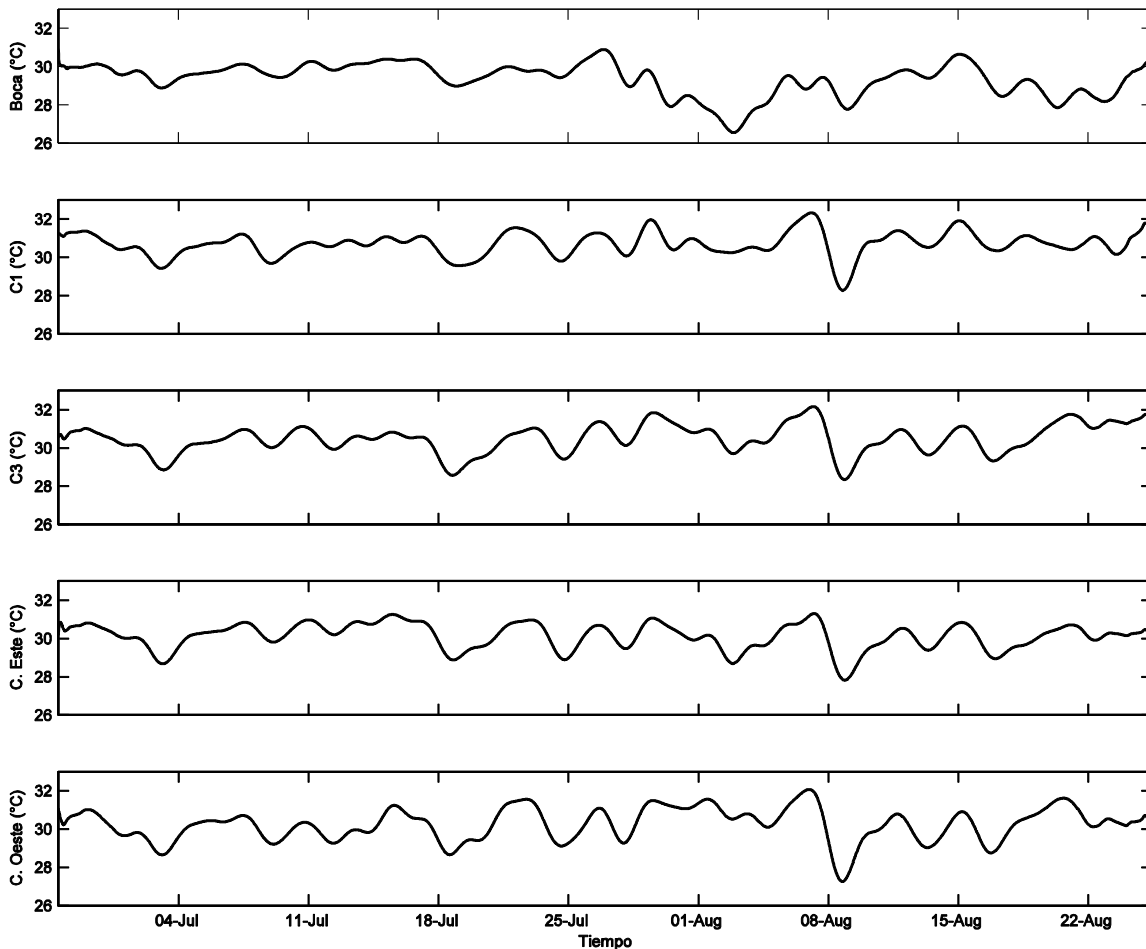


Figura 13. Series temporales de la variación de la temperatura para todas las estaciones de muestreo en grados Celsius, del 27 de junio a 25 de agosto del 2012. Todas las series temporales han sido filtradas eliminando variaciones con periodos menores a 42 horas.

De igual manera, se obtuvieron las variaciones de temperatura en los seis puntos de muestreo de las mediciones efectuadas en el mismo periodo, del 27 de junio al 25 de agosto de 2012, las series temporales de temperatura en las diferentes zonas del sistema fluctúan con la temperatura ambiente durante el ciclo día-noche y con la advección de la corriente de marea. De ahí que se tuviera el interés de conocer las variaciones en periodos mayores al diurno (Figura 13). La estación C_2 permaneció en una área de inundación y de retorno de las aguas lagunares, situación que permitió que el sensor de temperatura estuviera expuesto al aire, registrando en ocasiones

temperaturas más relacionadas con el aire que con el agua, por lo tanto esta estación no se consideró en el análisis de la temperatura ni en el de la salinidad.

Aun cuando la señal temporal de temperatura fluctuó de la misma manera en la boca que dentro de la laguna, los rangos de temperatura entre las máximas y las mínimas registradas son mayores dentro de la laguna que en la boca (Tabla 5) (2.4, 5.0, 4.8, 5.4, 6.1°C en la boca, C1, C3, C. Este, C. Oeste, respectivamente), debido a que al hacerse más somero el sistema hacia las cabezas se va incrementando la transferencia de calor por diversos factores: ciclo día-noche, vientos, nubosidad, y aportes de agua dulce de temperaturas más bajas. Además, los eventos observados en las variaciones de la superficie del mar pueden tener relación con los cambios de temperatura, por ejemplo, el aumento de la superficie del mar, en el inicio del muestreo, coincide con el incremento de la temperatura en toda la laguna. También el paso del huracán Ernesto fue un rasgo evidente en la señal de la temperatura como un evento de agua fría, que estuvo presente en toda la laguna, notándose más hacia las cabezas.

Tabla 5. Rango máximo en mareas vivas (cm), rango máximo en mareas muertas (cm), temperatura promedio (°C), rango de temperatura (°C), salinidad promedio (g/kg) y rango de salinidad (g/kg), obtenidos de las series temporales del 27 de junio al 25 de agosto del 2012 en las cinco estaciones de medición en *Chelem*.

	<i>Boca</i>	<i>C1</i>	<i>C3</i>	<i>C. Este</i>	<i>C. Oeste</i>
Rango (mareas vivas en cm)	104.0	92.9	81.2	57.1	39.6
Rango (mareas muertas en cm)	78.1	71.8	57.2	40.5	39.5
Temperatura promedio (°C)	29.4 ± 1.2	30.7 ± 1.2	30.5 ± 1.2	30.1 ± 1.1	30.2 ± 1.5
Rango de temperatura (°C)	28.2-30.6	28.2-33.2	28.1-32.9	27.9-33.3	27.1-33.2
Salinidad promedio (g/kg)	37.9 ± 4.1	20.4 ± 8.0	27.3 ± 2.6	39.8 ± 7.2	39.3 ± 3.4
Rango de salinidad (g/kg)	46.1-29.7	32.8-9.6	32.6-22.0	52.3-26.4	48.7-31.2

La salinidad absoluta se estimó en las seis estaciones de muestreo durante el mismo periodo (Figura 14). Al igual que la temperatura conservativa, en la salinidad se extrajeron las señales temporales menores a periodos de 42 horas y se analizaron las

variaciones mayores a éste. La salinidad presentó cambios temporales y espaciales importantes (Tabla 5), especialmente en la parte central de la laguna Zona 1 (C1) y en la Zona 3 (C3 y cabeza Este) donde decreció de la época de secas a la de lluvias (julio a agosto), pasando de ~33 a ~10 g/kg en C1 y de 33 a 22 g/kg en C3. Por lo que se observó que cada punto de muestreo tiene una variación de salinidad particular, mientras que en C1 y C3 van de salinidades oceánicas a salinidades estuarinas, tal y como era de esperarse después de la temporada de lluvias. Las cabezas Este y Oeste tienden a presentar salinidades correspondientes a las propias de un estuario inverso (52 g/kg y 49 g/kg, respectivamente).

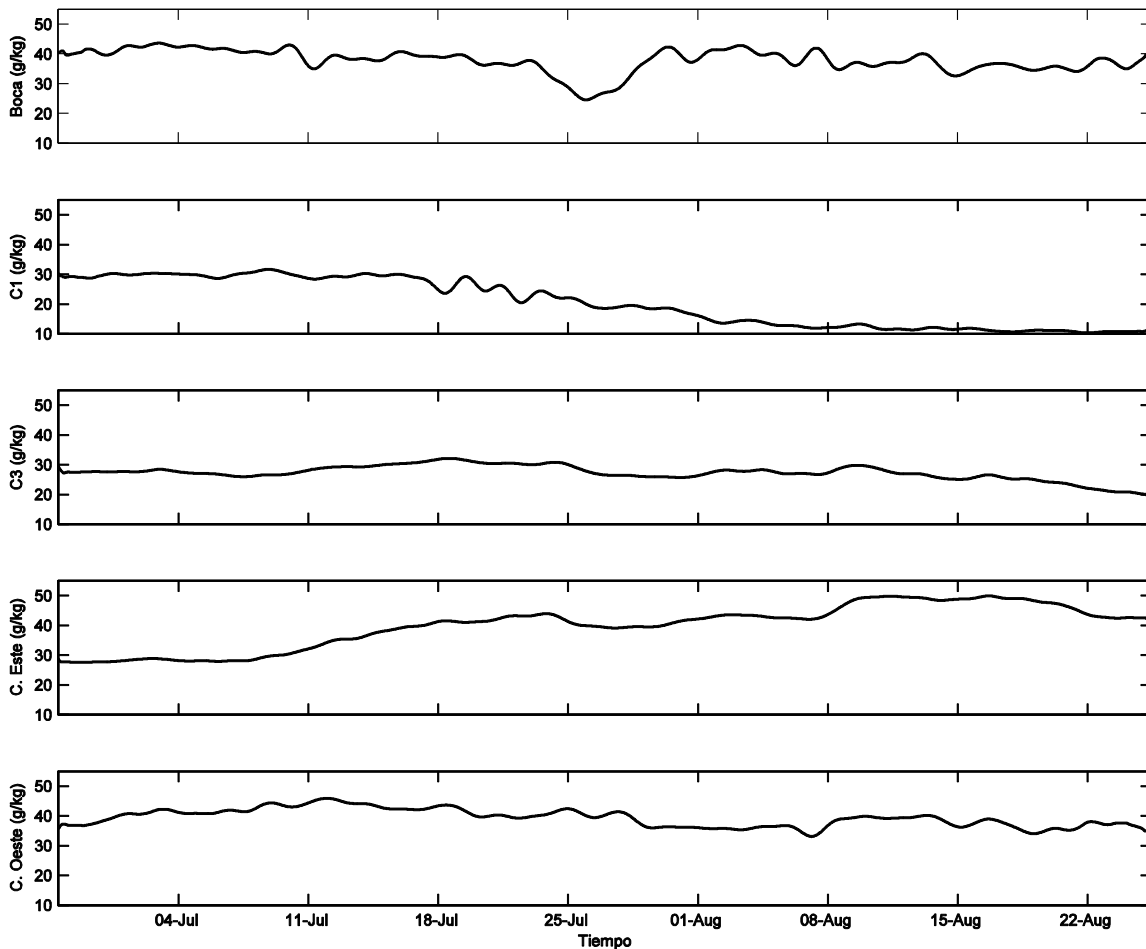


Figura 14. Series temporales de la variación de la salinidad absoluta para todas las estaciones de muestreo en g/kg, del 27 de junio a 25 de agosto del 2012. Todas las series temporales han sido filtradas eliminando variaciones con periodos menores a 42 horas.

Además, se detectaron algunos periodos de anomalías, los que responden a eventos aleatorios independientes de los observados en las variaciones del nivel superficial del mar y en las de temperatura (Figura 14). Por ejemplo, el mínimo de salinidad en la boca (~30 g/kg) alrededor del 26 de julio; las variaciones en C1 (de ~25 g/kg a ~30.0 g/kg) durante los días después del 18 del mismo mes; o, el periodo de disminución de la salinidad en la cabeza Este (menores a 30 g/kg) al inicio del muestreo del 27 de junio al 11 de julio. Por su salinidad se puede clasificar el sistema en tres áreas: las cabezas, con valores máximos, con tendencia a la hipersalinidad; la parte central (C1 y C3) en donde son bajas o estuarinas (menores a las del mar adyacente); y el canal de entrada o boca, de cercanas a las oceánicas, con eventos tanto mayores como menores, las altas salinidades en la boca sugieren un aporte de sal del sistema hacia la plataforma, interrumpido únicamente durante algunos eventos de lluvia. Esta disparidad en las variaciones temporales y espaciales de esta variable evidencian los aportes de agua de bajas salinidades en forma subterránea, característica de sistemas costeros de la península de Yucatán (Valle-Levinson *et al.*, 2011). En *Chelem*, se puede decir que en C1, C3 y en la boca se localizan este tipo de efluentes subterráneos, siendo C1 el que recibe mayor aporte.

Con la idea de sintetizar las mediciones obtenidas por medio de los CTD Diver anclados dentro de la laguna, se estimó en todas las estaciones: los rangos de las variaciones de la superficie del mar en mareas vivas y en muertas, el promedio de la temperatura y su rango de variación, así como, la salinidad promedio y sus rangos máximos de salinidad (Tabla 5). Los rangos de marea tanto en vivas como en muertas van disminuyendo hacia las cabezas, la temperatura promedio es prácticamente constante en todo el sistema, sin embargo la boca es la que presenta un rango menor con respecto al resto de las estaciones. El rango de la variación estacional (secas a lluvias) de la salinidad es grande en todas las estaciones, en la boca es de ~16 g/kg, en C1 de ~23 g/kg, en C3 de ~11 g/kg (el menor), en la cabeza Este de ~26 g/kg y en la cabeza Oeste de ~18 g/kg. La cabeza Este es la de menor aporte de agua dulce y por lo tanto la de mayor salinidad, las bajas salinidades observadas al inicio de la serie temporal se suponen como la consecuencia de un periodo anómalo en la zona.

Las velocidades longitudinales (u), transversales (v) y verticales (w), se midieron en la boca del sistema por medio del ADCP. Presentándose las magnitudes mayores en la longitudinal siendo $u \gg v \gg w$, las velocidades máximas observadas para u , v , y w fueron ~ 60 , ~ 10 y ~ 1 cm/s, respectivamente, para este estudio únicamente se usaron las velocidades en el eje x, eje longitudinal (Figura 15a). En éste se observan las variaciones diurnas, catorcenales y mensuales de la velocidad longitudinal, las semidiurnas solamente son importantes en mareas muertas.

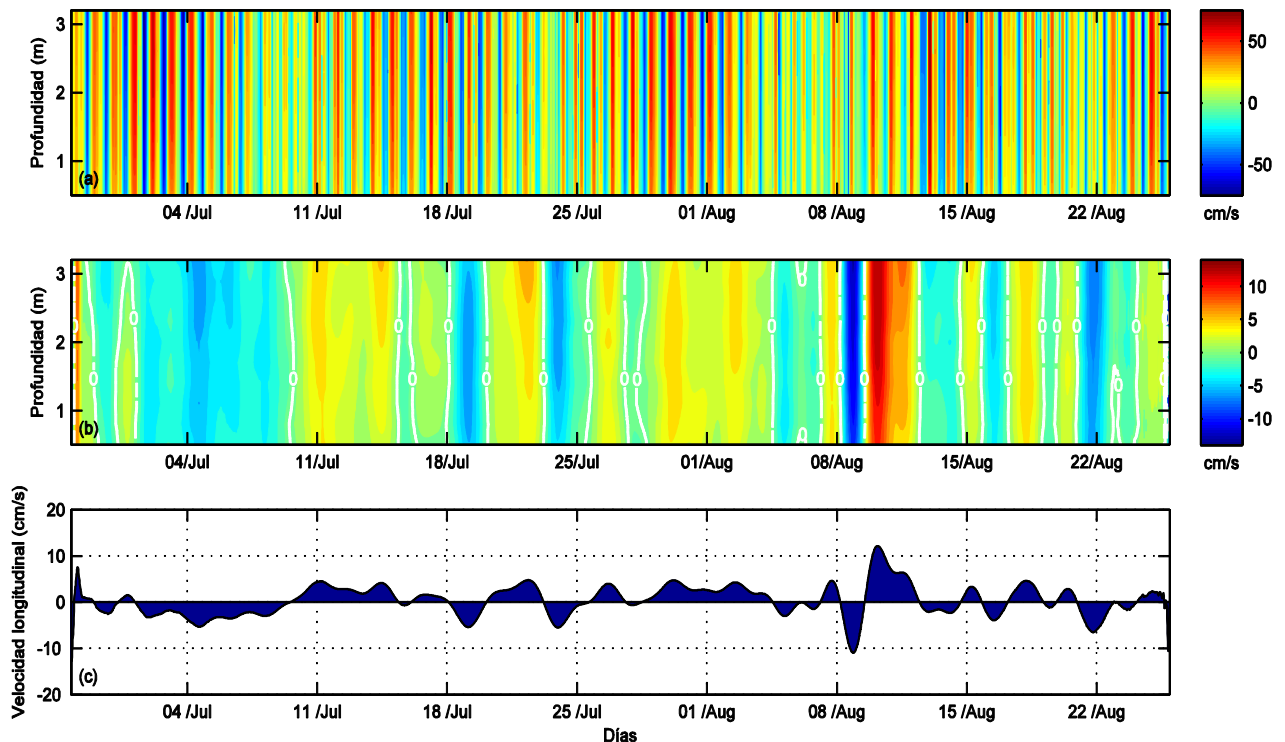


Figure 15. Velocidad longitudinal en la entrada de *Chelem*. (a) perfil vertical de la velocidad longitudinal sin filtrar, los valores positivos son velocidades hacia adentro de la laguna. (b) perfil vertical de la velocidad longitudinal submareal, las líneas blancas discontinuas representan el contorno de la velocidad igual con cero. (c) velocidad longitudinal submareal promediada en la vertical, (a), (b) y (c) fueron obtenidas con el ADCP anclado en la boca. Todas las mediciones fueron del 27 de junio al 25 de agosto del 2012.

Así mismo, se obtuvo el perfil de la velocidad longitudinal submareal durante todo el periodo de medición (Figura 15b) y la serie temporal de ésta promediada en la vertical (Figura 15c). En estas figuras, se observan algunas variaciones relacionadas con las de la superficie del mar, como el huracán Ernesto alrededor del 8 de agosto. En los perfiles verticales de la velocidad longitudinal submareal (Figura 15b) los efectos del huracán se muestran como una corriente intensa de reflujos (velocidades con signo negativo, es

decir hacia afuera de la laguna). Además, existen eventos no descritos anteriormente, como el del 27 junio al 5 de julio, que muestra también flujo hacia afuera.

Todas estas diferencias con respecto a la señal astronómica tanto en las variaciones de la superficie del mar como en la velocidad longitudinal, se explican y relacionan con los forzamientos atmosféricos. La velocidad longitudinal se comparó con la dirección y la magnitud del viento y con los eventos de lluvia. Tan solo con la comparación visual entre las series temporales submareales y este par de variables atmosféricas, es posible observar la relación que hay entre el sistema, el viento y los aportes de agua dulce por medio de la lluvia (Figura 16). Sin embargo, se calculó la correlación entre la señal de la velocidad longitudinal submareal integrada en la vertical (Figura 15c) y las de las componentes del viento u y v , siendo para ambos casos de ~ 0.4 . La baja correlación entre la componente v del viento y la velocidad longitudinal se debe a que esta componente del viento no es la que domina en el área de estudio, aún cuando estén igualmente orientadas. La baja correlación de la componente Este-Oeste u y la velocidad longitudinal en la boca se atribuye al proceso de surgencia en la plataforma de Yucatán descrito por Ruiz-Castillo *et al.* (2015), el que ocasiona un transporte de Ekman con dirección perpendicular a la línea de costa producto del esfuerzo del viento en esta dirección y coincidente con el eje longitudinal de la entrada a la laguna.

Por medio de la estación meteorológica instalada en el sistema, se obtuvieron series temporales de las variaciones de la radiación solar, la temperatura ambiente, la precipitación, la velocidad y la dirección del viento (Figura 16a, b, c y d, respectivamente). Las variaciones diurnas de la radiación solar responden al ciclo día-noche, en todo el periodo de medición, el rango es prácticamente constante de 0 a $\sim 996 \text{ W/m}^2$ (Tabla 6), cero es la radiación que corresponde a las horas de la noche y a la máxima al cénit durante el día, exceptuando los días de precipitaciones, en donde la nubosidad la interrumpe (Figura 16a).

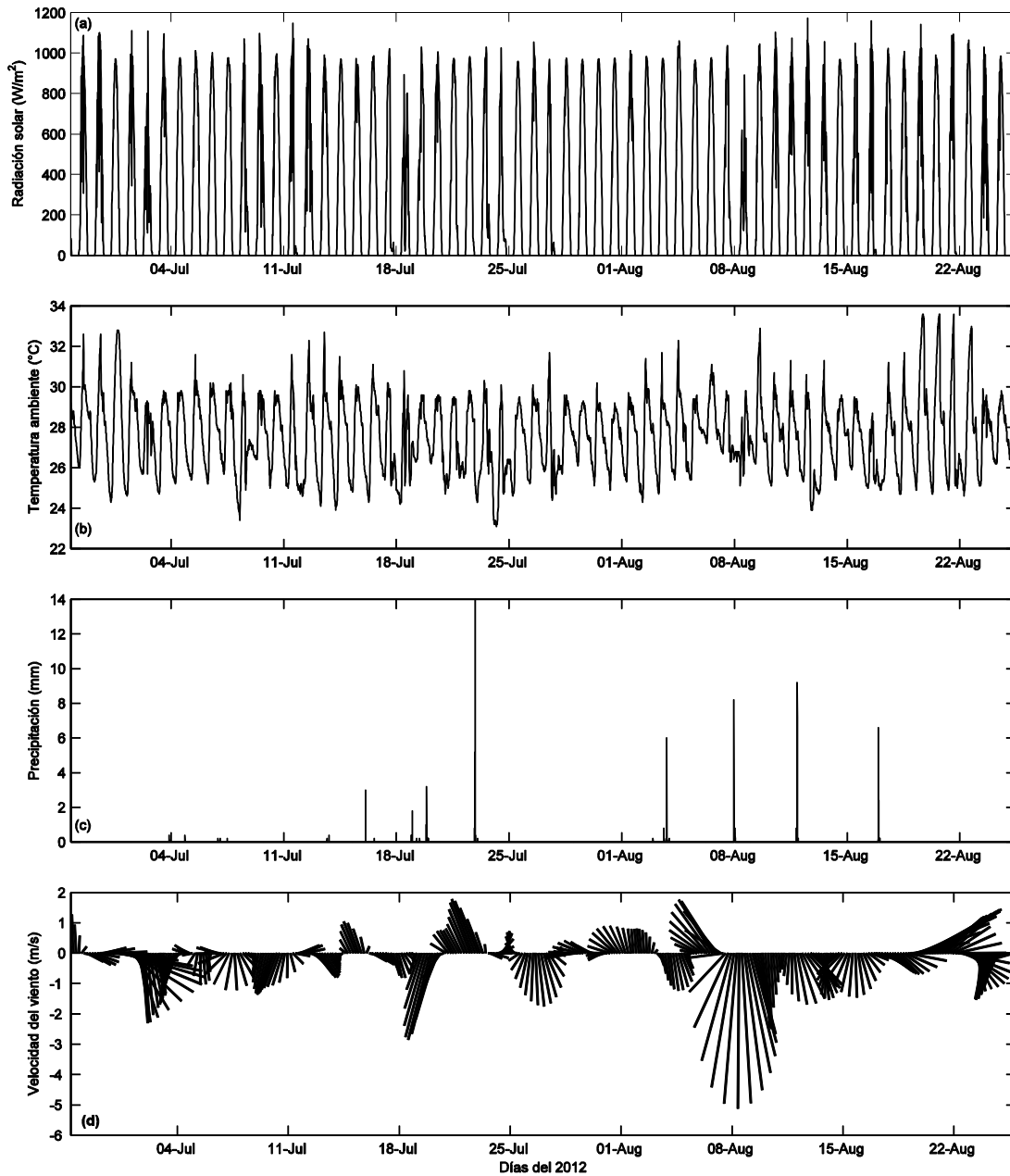


Figura 16. Series temporales de las variaciones de las variables atmosféricas en la estación de *Chelem* del 27 de junio al 25 de agosto del 2012. (a) radiación solar en W/m^2 . (b) temperatura ambiente en $^{\circ}C$. (c) precipitación en mm. (d) velocidad y dirección del viento en m/s usando la convención oceanográfica.

El rango de variación de temperatura es de ~ 24 a ~ 31 $^{\circ}C$ correspondiente al ciclo día-noche (Tabla 6), en las mediciones de temperatura también los eventos anómalos se capturaron, coincidiendo con las otras variables atmosféricas, por ejemplo; la disminución del rango de temperatura del 18 de julio, la de los días cercanos al 8

agosto cuando el huracán Ernesto se situó sobre la península, y el aumento de la temperatura del 18 de agosto, probablemente relacionado con el relajamiento de los vientos (Figura 16d). Este periodo de medición corresponde al de lluvias, siendo los eventos más importantes los cercanos al 18 de julio (en especial el del 22) y los cuatro registrados en la primera quincena del mes de agosto (Figura 16c). Aun cuando, la dirección del viento es predominantemente hacia el Este, existen eventos que sobresalen por su intensidad y su dirección; el primero de éstos, fue alrededor del día 4 de julio, el segundo, ocurrió después del 18 de julio y el tercero, corresponde a los vientos producidos por el huracán Ernesto cercanos al 8 de agosto (Figura 16d).

Tabla 6. Promedios, rangos de variación, valores máximos y mínimos de las variables atmosféricas obtenidas en la estación meteorológica de *Chelem* del 27 de junio al 25 de agosto del 2012.

Variable	Promedio	Rango	Máximo	Mínimo
Radiación solar (W/m^2)	280 ± 29	0 a 996	1174	0
Temperatura ambiente ($^{\circ}C$)	27.5 ± 1.8	24 a 31	34	23
Precipitación por evento (mm)	1.6 ± 0.2	0 a 6.9	14	0.2
Velocidad del viento E-O (m/s)	0.25 ± 0.12	-2.6 a 3.1	5.2	-2.31
Velocidad del viento N-S (m/s)	-0.5 ± 0.3	-2.7 a 1.2	1.8	-5.1

Para evaluar la influencia del esfuerzo del viento en la hidrodinámica del sistema, se realizó un diagnóstico cuantitativo por medio del número de Weddemburn, el cual relaciona el esfuerzo del viento con las variaciones baroclínicas longitudinales. En el diagnóstico se usó únicamente el esfuerzo del viento en la dirección Este-Oeste, ya que los vientos son predominantes en esta dirección y ésta es la orientación principal del sistema, el esfuerzo del viento en esta dirección tiene un rango de $5.5 \times 10^{-5} N/m^2$ a $-2.5 \times 10^{-5} N/m^2$ y un promedio de $0.2 \times 10^{-5} N/m^2 \pm 1.3 \times 10^{-5}$ (Figura 17a).

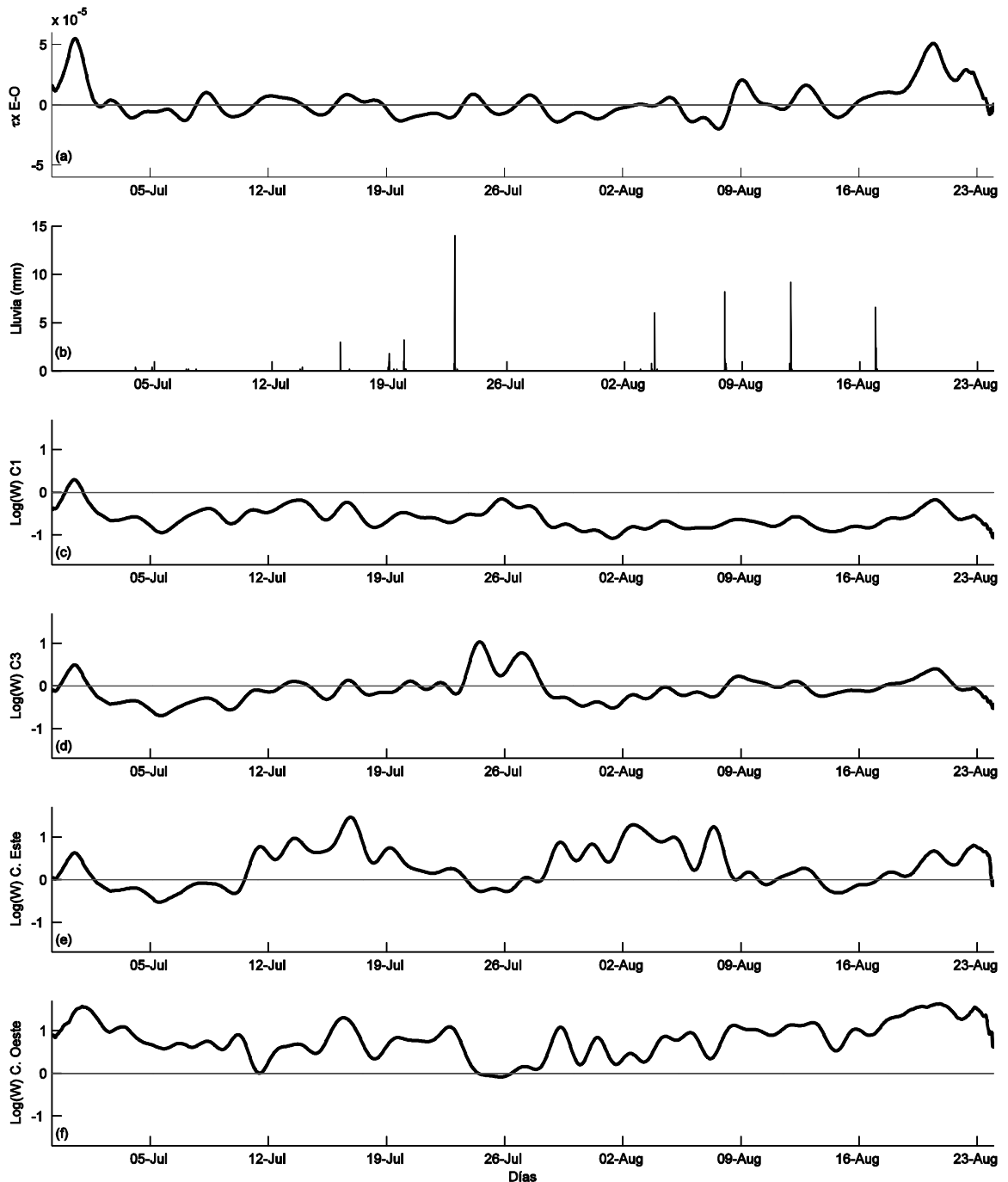


Figure 17. Comparación en frecuencias submareales entre las variaciones temporales del número de Wedderburn en todas las estaciones de medición y los forzamientos atmosféricos del 27 de junio al 25 de agosto del 2012. (a) esfuerzo del viento en dirección Este-Oeste. (b) eventos de lluvias. (c), (d), (e), y (f) variaciones del número de Wedderburn en C1, C3, cabeza Este y cabeza Oeste, respectivamente.

Al no contar con aportes de ríos superficiales, las variaciones baroclínicas en el sistema se controlan principalmente con la entrada de agua de la plataforma, los eventos de lluvia (Figura 17b), la contribución de agua dulce subterránea (“manantiales”) dentro de

la laguna y la evaporación causada por la radiación solar (Figura 16a). Esta última, durante el periodo de medición fue prácticamente constante y sólo fue interrumpida por la nubosidad o por los eventos de lluvia. En cada una de las estaciones, se calcularon las variaciones en el tiempo del número de Wedderburn (W) y con esto, se obtuvo en cada zona, la importancia relativa del esfuerzo del viento y la de las variaciones baroclínicas longitudinales. Cuando el logaritmo del número de Wedderburn $\log(W) > 0$ el esfuerzo del viento domina sobre el gradiente baroclínico y cuando $\log(W) < 0$ sucede lo contrario. De acuerdo con lo anterior, de las Figuras 17c a 17f se desprende que la influencia del esfuerzo del viento en la hidrodinámica de las distintas zonas del sistema es diferente, mientras en C1 y en C3 el gradiente longitudinal baroclínico domina (Figuras 17c y 17d, respectivamente), en las cabezas lo hace el esfuerzo del viento (Figuras 17e y 17f).

Una vez conocida la importancia relativa del esfuerzo del viento en la dirección Este-Oeste con respecto a la del gradiente baroclínico longitudinal, fue necesario evaluar la importancia relativa de los esfuerzos debidos a la corriente de marea a escala submareal, sobre el gradiente baroclínico longitudinal. Para esto, se usó el número de Froude mareal propuesto por Valle-Levinson y Schettini (2015). En el análisis, se consideró la magnitud de la velocidad longitudinal (panel superior de la Figura 18) para visualizar la fase de la marea en la misma escala (ciclo de mareas vivas y muertas) y se calcularon las frecuencias de las modulaciones catorcenales declinacionales y las de las sinódicas. Sus periodos (13.6 y 14.8 días, respectivamente) se marcaron en la señal de magnitud de la velocidad longitudinal, tomando como referencia el punto máximo de la primer marea viva (Figura 18a). Después, se determinaron las variaciones del gradiente baroclínico longitudinal para cada estación de muestreo con respecto a la boca (panel medio de la Figura 18), y con éste y la velocidad longitudinal, se estimaron las variaciones del número de Froude mareal durante el periodo de muestreo en cada estación (panel inferior de la Figura 18).

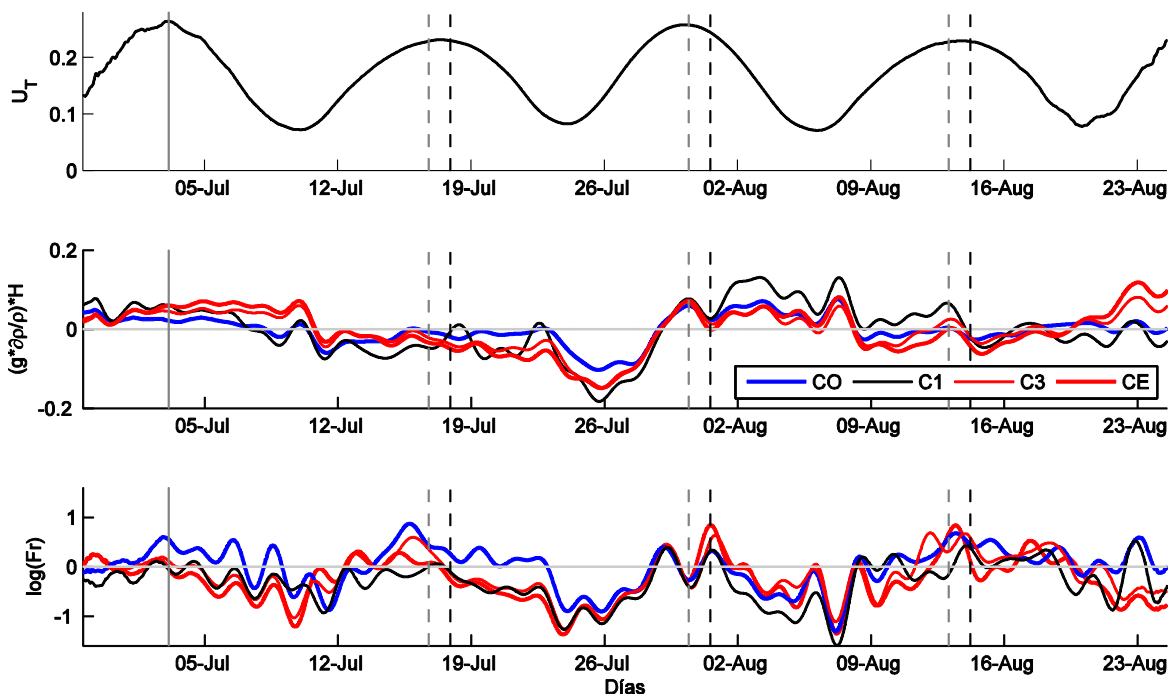


Figure 18. Comparación en frecuencias submareales entre la magnitud de la corriente de marea (panel superior), el gradiente baroclínico longitudinal (panel medio) y las variaciones temporales del número de Froude mareal en todas las estaciones de medición (panel inferior), para el periodo del 27 de junio al 25 de agosto del 2012. La cabeza Este (CE) y la Oeste (CO) está representada por la línea gruesa roja y azul, respectivamente, a C1 le corresponde la línea negra y a C3 la línea delgada roja. Tomando como referencia el punto máximo de la magnitud de la corriente de marea en la primera marea viva (línea gris continua vertical), se marcan en los tres paneles con líneas discontinuas gris y negras los periodos de la modulación catorcenal declinacional y las de la sinódica (13.6 y 14.8 días, respectivamente).

En el panel medio de la Figura 18 los valores positivos representan densidades mayores en la boca que dentro de la laguna y los negativos, corresponden a valores de densidad mayores dentro de la laguna que en la boca. El gradiente baroclínico longitudinal se presenta de manera similar en las tres zonas, sin embargo, en la Zona 1 (C1, línea negra) se observan las mayores diferencias con respecto a la boca del sistema, en la Zona 2 (cabeza Oeste, línea azul) se visualizan las menores discrepancias con respecto al mismo punto y en la Zona 3 (C3, cabeza Este, líneas rojas) aun cuando se advierten variaciones similares debido a la cercanía de las estaciones de medición, en la cabeza (línea roja gruesa) son mayores con respecto a la boca. En las variaciones temporales del gradiente longitudinal baroclínico se pueden identificar eventos no periódicos como el proximo al 10 de julio, el que presenta un

aumento de la densidad en la boca, contrariamente, al más sobresaliente del 24 al 28 del mismo mes en el que la densidad de la boca disminuyó considerablemente. La influencia del huracán Ernesto también estuvo presente en el gradiente longitudinal baroclínico, ya que la densidad en la boca de la laguna se incrementó.

Las series de las variaciones temporales del número de Froude mareal conservan el mismo código de colores del gradiente baroclínico (las líneas azules corresponden a la cabeza Oeste, Zona 2; las negras a la parte central, Zona 1; y las rojas a la cabeza Este, Zona 3). De forma general, éstas siguen el ciclo de mareas vivas y muertas, siendo positivo en mareas vivas y negativo en muertas, los máximos positivos, al parecer se acercan más al periodo de las variaciones catorcenales declinacionales, que al de las sinódicas. Los valores positivos indican la dominancia a escala submareal de la advección por marea en el sistema, y los negativos, la del gradiente longitudinal baroclínico. Todas las señales siguen prácticamente el mismo patrón de variación, sin embargo, la Zona 1 (C1) es claramente controlada por el gradiente baroclínico, excepto en las mareas vivas más intensas. El ejemplo más evidente se presenta en el periodo del 26 de julio al 2 de agosto. La Zona 2 (cabeza Oeste, línea azul) y la Zona 3 (C3 y cabeza Este, líneas rojas) presentan las mayores variaciones, en ambas cuando la marea es viva, el número Froude mareal es positivo (dominancia de la advección submareal de la marea) y cuando es muerta los valores son negativos (dominancia del gradiente longitudinal baroclínico). Existen discrepancias entre las zonas, y ante eventos específicos cada una responde de forma diferente. Por ejemplo el 23 de agosto, mientras la Zona 3 fue dominada por el gradiente baroclínico, la Zona 1 y la 2 lo fueron por la advección por marea.

3.4 Discusión

Al ser altamente friccionales, estos tipos de cuerpos de agua costeros presentan fuertes atenuaciones hacia las cabezas en la banda de frecuencia intramareal. Sin embargo, en frecuencias submareales la atenuación es menor o nula (Tenorio-Fernández *et al.*, 2015). En el caso de la parte Este de *Chelem* se observa que las variaciones en bajas frecuencias se amplifican ligeramente dentro del sistema (Tenorio-Fernández *et al.*,

2015). Por lo tanto, dentro de los cuerpos de agua altamente friccionales las variaciones en las frecuencias submareales son considerables, ya que la energía existente en éstas llega a tener la misma o más importancia relativa que la correspondiente a la banda mareal. Al analizar la señal submareal es posible observar eventos no periódicos, consecuencia de los forzamientos meteorológicos, así se detectaron cinco eventos reflejados en toda la laguna y en todas las mediciones: el primero, del 28 de junio al 5 de julio; el segundo, del 19 al 22 de julio; el tercero, del 24 al 28 de julio; el cuarto, del 7 al 10 de agosto debido al huracán Ernesto; y el quinto, y último, del 21 al 23 de agosto.

El rango de variación de la temperatura en toda la laguna es prácticamente el mismo, siendo el más grande el de la cabeza Oeste ($\sim 27^{\circ}\text{C}$ a $\sim 33^{\circ}\text{C}$) y las anomalías obedecieron a eventos no periódicos o extremos como el huracán Ernesto. Con respecto a su salinidad, las zonas de *Chelem* no están relacionadas y se comportan de forma diferente. Esto es debido a que en la península de Yucatán los aportes de agua de bajas salinidades a los cuerpos de agua costeros son de forma subterránea, estos se localizan en “manantiales” o pequeñas emanaciones, y son de distintas magnitudes en cada lugar. En consecuencia, las cabezas de *Chelem* tienen poco ingreso de agua dulce y son hiperhalinas, es decir su salinidad es mayor a la del mar adyacente (Largier, 2010). Los sitios C1 y C3 registran estacionalmente valores menores a los de la plataforma (salinidades estuarinas) ya que tienen emanaciones aparte del agua recibida por la lluvia, C1 es la que tiene las menores salinidades, variando de la temporada de secas a la de lluvias de 33 g/kg a 10 g/kg, respectivamente. En los estuarios clásicos la contribución de agua dulce llega a ser tal que genera un gradiente de densidad con dirección longitudinal con respecto a la boca (Valle-Levinson, 2010), en los similares a *Chelem* este gradiente tiene variaciones estacionales, en cada zona del sistema, generados por las emanaciones puntuales de agua dulce.

Por lo tanto, las variaciones baroclínicas en el sistema se controlan por las de la salinidad. En periodo de secas *Chelem* tiende a ser hipersalina, sin embargo al haber eventos de lluvia, las salinidades en C1 y en C3 comenzaron a disminuir de manera sostenida hasta el final del muestreo, dando evidencia de los aportes subterráneos en el sistema. Al principio del periodo de medición no hubo eventos de lluvia, pero sí

mareas vivas, bajo estas condiciones, el gradiente longitudinal con respecto a la boca fue positivo (Figura 18), es decir la densidad en la boca fue mayor con respecto a los otros puntos de medición. En mareas muertas el gradiente baroclínico longitudinal tiende a ser negativo, ya que, la densidad de la boca fue menor al resto (excepto los días cercanos al huracán Ernesto). La lluvia pareciera no tener influencia directa sobre este gradiente y sólo lo engrandecería cuando coincida con las mareas muertas (días cercanos al 25 de julio). Sin embargo, se puede intuir que la Zona 1 (incluyendo a la boca) tiene los aportes subterráneos más grandes, ocasionando el gradiente negativo cuando la advección de la marea disminuye (mareas muertas).

No obstante, en estos cuerpos de agua los flujos residuales no sólo están controlados por el gradiente baroclínico longitudinal (Jay, 2010), el viento tiene un papel importante en la hidrodinámica de éstos (Monismith, 1986) y su importancia relativa incrementa con el flujo residual. Normalmente, el esfuerzo del viento se ha considerado como un agente que inhibe la estratificación, su efecto en los sistemas de agua costeros depende del estadio de la marea, la dirección y la intensidad del esfuerzo del viento. Valle-Levinson *et al.* (1995) obtuvo con base en resultados numéricos, que cuando el viento sopla en la misma dirección que la vaciante (reflujo) la estratificación tiende a fortalecerse y debilita la mezcla vertical cercana al fondo, o con la misma dirección, pero en el caso de la llenante (flujo), el esfuerzo del viento desacelera la velocidad del flujo y decrece la mezcla vertical. En observaciones en el York River, Scully *et al.* (2005) reportó que los intercambios de flujos estuarinos y la estratificación están altamente correlacionados con los eventos donde el viento se alinea al eje principal del cuerpo de agua (eje axial). Durante vientos moderados y orientados con el eje principal pero con dirección contraria al forzamiento de la marea (hacia el océano) la estratificación y el flujo de intercambio aumentan, en eventos con dirección a favor del forzamiento de marea (hacia la cabeza), la estratificación y el flujo de intercambio decrecen, esto se conoce como “wind straining”. Para explicar estas condiciones, Scully *et al.* (2005) propusieron un mecanismo relacionado con el esfuerzo del viento: los vientos con dirección hacia el océano a escala submareal realzan el corte en la vertical (flujo de intercambio) que ocasiona un gradiente de densidad hacia ese punto a lo largo del canal y consecuentemente, incrementa la estratificación. En cambio con los vientos en

dirección hacia la cabeza, el esfuerzo del viento reduce o incluso detiene el corte vertical, tendiendo así a disminuir la estratificación (Scully *et al.*, 2005).

El número de Wedderburn (W) también se puede interpretar como la importancia relativa entre el esfuerzo del viento y la circulación gravitacional en los flujos residuales del sistema (Geyer, 1993). Con un $\log(W) \approx 0$ o negativo ($\log(W) < 0$) se favorece la estratificación longitudinal, de lo contrario con un valor positivo, ($\log(W) \geq 1$) se inhibe, y la mezcla se fortalece (Chen y Sanford, 2009), tal y como se observa en las cabezas de la laguna o en los eventos relativos al inicio y al final del periodo del muestreo. Del diagnóstico del número de Wedderburn, en todas las estaciones de muestreo del área de estudio, se desprende que: en la estación C1 (Zona 1 o parte central), el gradiente baroclínico es prácticamente el que controla los flujos residuales, el esfuerzo del viento solamente toma importancia en los eventos de vientos intensos hacia el Este. Del lado de la cabeza Oeste (la Zona 2), el viento es el que domina y sólo disminuye su control durante y después de los eventos de lluvia, en esta zona se tuvo indicios del rol contrario que tiene el esfuerzo del viento en dirección opuesta al de la marea (Scully *et al.*, 2005). Por ejemplo, alrededor del 12 de julio, el esfuerzo moderado del viento hacia el Este perdió dominio ($\log(W) \approx 0$) sobre el gradiente baroclínico, algo similar ocurrió los días cercanos al 26 del mismo mes. No obstante este último evento coincide con el evento de lluvia de mayor magnitud durante el periodo de medición. En la Zona 3 (parte Este, C3) se localiza en una área de transición en donde la importancia entre el esfuerzo del viento y los gradientes baroclínicos no es tan evidente y responde a los eventos de lluvias o al aumento del esfuerzo del viento en la dirección Este-Oeste (Figura 17). La cabeza Este está dominada por el viento, pero se inhibe la importancia relativa debido a las lluvias, el ejemplo más claro se presenta alrededor del 22 de julio, después de la precipitación pluvial más fuerte en el periodo de medición. En este caso y con dirección de viento Oeste, contrario a los esfuerzos debidos a la marea es posible especular sobre el rol inverso que juega el esfuerzo del viento sobre el gradiente baroclínico longitudinal. Por ejemplo, los acontecimientos del 3 al 7 y de los días cercanos al 26 de julio, así como al 14 de agosto.

En relación con el flujo residual, el esfuerzo debido a la marea es otra variable importante en la hidrodinámica de los cuerpos costeros (Jay, 2010). La propuesta de Valle-Levinson y Schettini (2015) se consideró para cuantificar la importancia relativa de la aceleración advectiva de la marea, sobre el gradiente baroclínico en el flujo residual de *Chelem*. Las variaciones en los patrones de la estratificación a diferentes escalas inducidas por los forzamientos debidos a la marea en estuarios clásicos, han sido estudiadas en varias investigaciones (por ejemplo, Simpson *et al.*, 1990; Sharples *et al.*, 1994; Stacey *et al.*, 2001). Sin embargo, tal vez sólo Valle-Levinson y Schettini (2015) han mostrado, observacionalmente las variaciones quincenales de las fuerzas dominantes entre la marea y el gradiente de densidad en los flujos submareales en estuarios tropicales con estacionalidad marcada (en temporada de lluvias con características estuarinas y en secas, antiestuarinas). Los resultados de Valle-Levinson y Schettini (2015) mostraron que en este tipo de estuarios el gradiente de densidad longitudinal es el que controla la hidrodinámica submareal, pero únicamente en mareas muertas, en mareas vivas, el forzamiento submareal dominante es el producido por la marea. Los resultados de esta investigación coinciden con los de ellos y muestran en series temporales más largas (~60 días) que las variaciones en el tiempo del número de Froude mareal siguen el ciclo de mareas vivas y muertas, dominando el gradiente de densidad en mareas muertas y en las vivas la aceleración advectiva de la marea. Los máximos positivos del número de Froude mareal son cercanos al periodo de las variaciones catorcenales declinacionales (modulación entre los componentes K_1 y O_1), ya que la predominancia del sistema es diurna (Tenorio-Fernández *et al.*, 2015). Es decir que en *Chelem* la mezcla debida al forzamiento de la marea aumenta en mareas vivas ($\text{Log}(\text{Fr}_0) \gg 0$) y durante las muertas se debilita, siendo el gradiente baroclínico longitudinal el que controla el flujo residual ($\text{Log}(\text{Fr}_0) \ll 0$). A diferencia del estudio de Valle-Levinson y Schettini (2015) en donde la contribución del río incide en los cambios longitudinales de la densidad, en *Chelem* los aportes de agua de bajas salinidades son subterráneas en la época de lluvias y emanan en diferentes puntos del sistema, produciendo variaciones zonales del gradiente de densidad y por tanto en la importancia relativa del mismo. Este es el caso de la parte central de la laguna, la que es claramente dominada por el gradiente baroclínico dejándolo de ser únicamente en las mareas vivas.

Hasta este punto del análisis, se comparó la importancia relativa entre el flujo residual de la aceleración advectiva de la marea y el esfuerzo del viento, con respecto al gradiente baroclínico longitudinal. Se conoció la respuesta a escala submareal de este gradiente a cada uno de estos forzamientos en las tres zonas del embalse. Sin embargo, no se ha comparado la aceleración advectiva de la marea con respecto al esfuerzo del viento. Consecuentemente, en esta investigación se propone que a partir del balance dinámico para el análisis de la hidrodinámica submareal en el eje longitudinal, ecuación (16), se obtenga un nuevo número adimensional, que compare estos dos esfuerzos.

Análogamente al análisis de escalamiento del número de Wedderburn y Froude mareal, se realizó uno específico entre los términos de la aceleración advectiva de la marea en el eje longitudinal $\left(U_0^2/L\right)$ y el esfuerzo del viento $\left(\tau/\rho_0H\right)$. Del que resultó un número adimensional al que se le denominó de “Esfuerzo (Stress) (S_0)” y el que se define como

$$\frac{U_0^2}{L} = \frac{\tau}{\rho_0H} \quad \therefore \quad S_0 = \frac{\rho_0 H U_0^2}{\tau L}, \quad (20)$$

donde τ es el esfuerzo de la magnitud del viento.

Para su análisis, las variaciones temporales de S_0 se compararon con las de la magnitud de la corriente longitudinal de marea U_T y las del esfuerzo de la magnitud de viento τ (Figura 19).

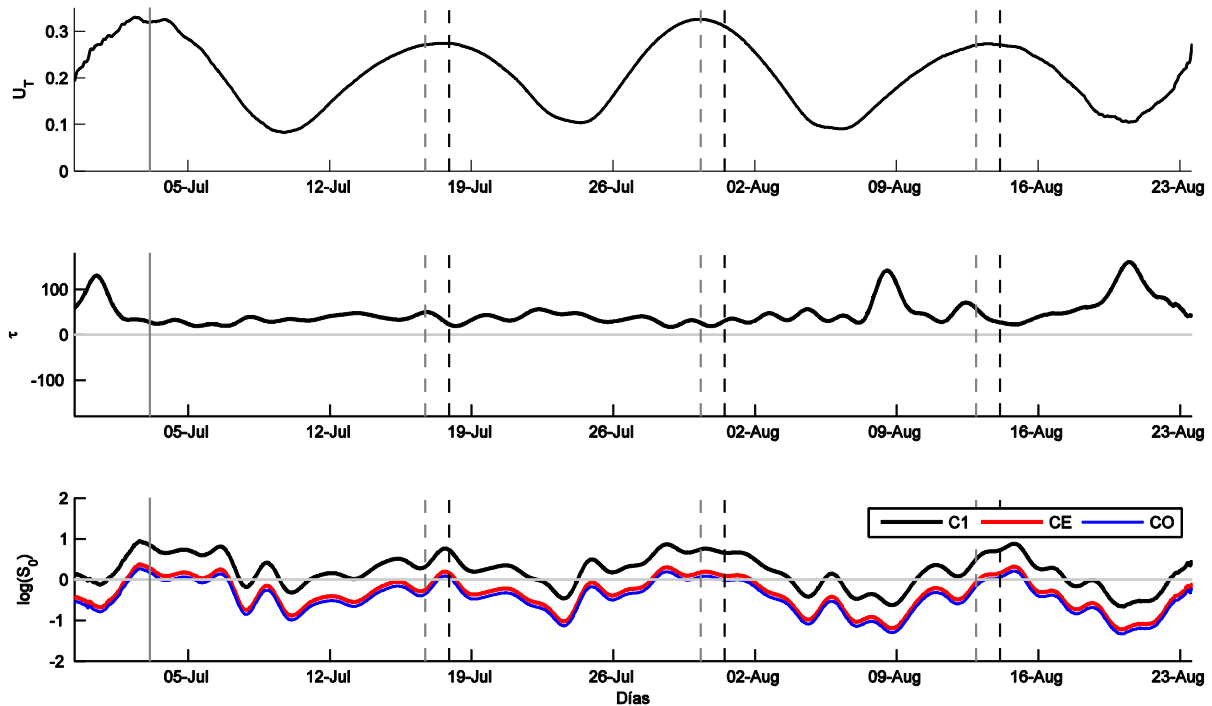


Figure 19. Comparación en frecuencias submareales entre la magnitud de la corriente de marea (panel superior), el esfuerzo de la magnitud del viento (panel medio) y las variaciones temporales del número de Esfuerzo para cada canal del sistema lagunar (panel inferior), para el periodo del 27 de junio al 25 de agosto del 2012. La Zona 3 o canal Este (CE) y la Zona 2 o canal Oeste (CO) está representada por la línea roja y azul, respectivamente, la Zona 1 o parte central (C1) le corresponde la línea negra. Tomando como referencia el punto máximo de la magnitud de la corriente de marea en la primera marea viva (línea gris continua vertical), se marcan en los tres paneles con líneas discontinuas gris y negras los periodos de la modulación catorcena y las de la sinódica (13.6 y 14.8 días, respectivamente).

El número de Esfuerzo varía claramente con el ciclo de mareas vivas y muertas, de forma general el forzamiento por marea domina en mareas vivas $\log(S_0 > 0)$ y en mareas muertas es el viento el que lo hace $\log(S_0 < 0)$. En la Zona 1 o parte central (la más cercana a la boca) la dominancia del esfuerzo de la corriente de marea es máxima en mareas vivas (Figura 19, panel inferior), sin embargo, al alejarse de la boca ésta disminuye, siendo casi nula en la Zona 2 (canal Oeste, línea azul). Esto se debe a la lejanía con respecto a la boca de las cabezas, a lo altamente friccional del sistema y a las restricciones físicas que *Chelem* tiene en el ramal Oeste (Tenorio-Fernandez, *et al.*, 2015). Por tanto, al incrementar la distancia con respecto a la boca, la aceleración advectiva de la marea pierde importancia relativa y el viento es el que la tiene $\log(S_0 < 0)$. En las series temporales del esfuerzo de la magnitud del viento (Figura 19, panel

intermedio) se observa claramente tres eventos intensos: el primero, al inicio de las mediciones; el segundo, alrededor del día 9 de agosto y; el tercero, cercanos al final de las observaciones. El primero, coincidió con el comienzo de la marea viva y aún cuando la aceleración advectiva de la marea debería de tener la predominancia, el esfuerzo del viento logró revertirla y obtenerla. En el segundo (producto del huracán Ernesto), algo similar sucedió, y la dominancia del viento se mantuvo a pesar de que la marea viva hubiese iniciado. El tercero, concuerda con la marea muerta, acentuando la predominancia del esfuerzo del viento durante el evento ($\log(S_0 < 0)$). Lo que significa, que en eventos intensos el esfuerzo del viento predomina sobre la aceleración advectiva de la marea, con todo y que está sea máxima (marea viva).

3.5 Sumario

Un rasgo de los cuerpos costeros poco profundos y con un canal de conexión angosto y largo al mar adyacente (sistemas de entradas estranguladas) es la atenuación de la energía en la banda de frecuencia intramareal y la existencia de ésta en la submareal, la que llega a tener la misma magnitud o incluso una mayor, que la de la banda intermareal. Al analizar la señal submareal es posible observar eventos aleatorios producto de forzamientos ambientales, en este estudio se detectaron cinco eventos reflejados en todo el sistema y en todas las señales temporales obtenidas. El rango de variación de la temperatura en toda la laguna fue de ~ 27 °C a ~ 33 °C durante el periodo de medición, las anomalías observadas obedecen a eventos aleatorios o extremos. Con respecto a la salinidad, las zonas del sistema no están relacionadas entre sí y se comportan de forma diferente, esto es debido a que en la península de Yucatán los aportes de agua de bajas salinidades a los cuerpos de agua costeros son de forma subterránea, puntuales y de diferentes magnitudes en cada zona. En *Chelem*, las cabezas tienen poco aporte de agua dulce y son hiperhalinas (características de un estuario inverso o negativo). De forma contraria, la salinidad en C1 y C3 disminuyen de manera sostenida hasta el final de la temporada de lluvias (junio a septiembre), llegando a tener valores estuarinos y características correspondientes a un estuario positivo, evidenciando así los aportes subterráneos. Siendo la salinidad la variable con mayores cambios estacionales, las variaciones baroclínicas se controlan por las

variaciones temporales de salinidad y por las de la advección de la marea. Los aportes de agua dulce por lluvia no tienen influencia directa sobre este gradiente baroclínico longitudinal y sólo lo acentúan durante mareas muertas, no obstante, los aportes de agua subterránea si lo tienen, ocasionando un gradiente negativo con respecto a la boca cuando la advección de la marea disminuye (mareas muertas), esto es mostrado por los periodos con $\text{Log}(Fr_0) \ll 0$ en las series temporales del número de Froude mareal.

3.5.1 Número de Weddeburn

La importancia relativa del esfuerzo del viento sobre la laguna fue diagnosticada por medio del número adimensional de Weddeburn (W). Cuando el esfuerzo del viento se intensifica y actúa sobre el sistema, la influencia del gradiente longitudinal baroclínico se inhibe y la mezcla se fortalece ($\text{Log}(W) \gg 0$), tal y como se observa en las cabezas del área de estudio. Los flujos residuales en la zona central (C1) son prácticamente controlados por el gradiente baroclínico, el viento solamente toma importancia en eventos intensos hacia el Este. En las cabezas, el viento es el que domina y sólo disminuye su importancia relativa durante y después de las precipitaciones pluviales. La Zona 3 (parte Este, C3) es un área de transición en donde la importancia entre el esfuerzo del viento y los gradientes baroclínicos no es clara, respondiendo a los eventos de lluvia, a los del esfuerzo del viento intenso y a los moderados en contrasentido con la fuerza de la marea. Con respecto al esfuerzo del viento y al gradiente baroclínico longitudinal, cada una de las zonas de *Chelem* reacciona de forma diferente, dependiendo de su orientación y del aporte de agua dulce.

3.5.2 Número de Froude

Por medio del número de Froude mareal se diagnosticó la importancia relativa de la aceleración advectiva de la marea sobre el gradiente baroclínico en el flujo residual del sistema. Las variaciones en el tiempo del número de Froude mareal siguen el ciclo de mareas vivas y muertas, dominando en las vivas la aceleración advectiva de la marea ($\text{Log}(Fr_0) \gg 0$), alcanzando sus máximos positivos en periodos muy cercanos al de las

variaciones catorcenales declinacionales. El gradiente de densidad sólo tiene importancia relativa en mareas muertas ($\text{Log}(Fr_0) \ll 0$), debido a que los aportes de agua de bajas salinidades son subterráneas en la época de lluvias y a que emanan en diferentes puntos de *Chelem*. El gradiente baroclínico muestra variaciones en cada zona únicamente, en mareas muertas, ya que en vivas la aceleración advectiva de la marea es la que domina la hidrodinámica submareal.

3.5.3 Número de Esfuerzo

El nuevo número de Esfuerzo es una herramienta práctica para el diagnóstico de la importancia relativa de la aceleración advectiva de la marea, sobre el esfuerzo de la magnitud del viento en el flujo residual de un cuerpo de agua costero. En *Chelem* las variaciones temporales de este número adimensional siguen el ciclo de mareas vivas y muertas, dominando en las mareas vivas la aceleración advectiva, su dominancia varía en magnitud en las diferentes zonas del sistema, siendo mayor en la parte central y menor hacia las cabezas. En mareas muertas, el esfuerzo de la magnitud del viento es el que domina, especialmente en las cabezas. No obstante, en eventos intensos, el esfuerzo del viento es el que controla la hidrodinámica, inclusive en mareas vivas y en la parte central de la laguna (por ejemplo, en el evento al inicio de las series temporales de los números de Weddeburn y de Esfuerzo).

De acuerdo con los resultados de los números adimensionales que comparan el esfuerzo debido a la marea (Froude mareal y el de Esfuerzo), en mareas vivas, la aceleración advectiva de la marea es la que domina sobre el gradiente baroclínico longitudinal y sobre el esfuerzo viento. Con base en los que usan el esfuerzo del viento (número de Wedderburn y el de Esfuerzo), el viento domina en las cabezas, situación interrumpida únicamente en eventos de lluvia y días subsecuentes, y disminuida o anulado durante mareas vivas.

Lista de referencias bibliográficas

- Albrecht, N., Vennell, R., (2007). Tides in two constricted New Zealand lagoons. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 41, (1) 103-118.
- Alvarez-Arellano, A., D., Gaitán-Morán J., (1994). Geología. En: De-la-Lanza-Espino, G., Cáceres-Martínez, C., *Lagunas Costeras y el Litoral Mexicano*. UNAM-UABCS, pp. 525.
- Barnes, R. S. K., (1980). *Coastal Lagoons*. Cambridge University Press, Cambridge, 106.
- Bendat, J. S., Piersol, A. G., (2010). *Random Data: Analysis and Measurement Procedures*. (4thed.). Wiley & Sons, Inc, Hoboken, pp. 173-198.
- Bird, E.C.F., (1994). Physical setting and geomorphology of coastal lagoons. In: Kjervfe, B., J., *Coastal Lagoon Processes*. Elsevier Oceanography Series, 60. Elsevier Science Publishers BV, New York, pp. 9-39.
- Carlton, J. T., (2001). The scale and ecological consequences of biological invasions in the world's oceans. Sandlund, O., T., Schei, P., J., Viken, A., eds. *Invasive Species and Biodiversity Management*. The Netherlands, Kluwer Academic, 24 pp. 195–212.
- Chen, S., Sanford, L. P., (2009). Axial Wind Effects on Stratification and Longitudinal Salt Transport in an Idealized, Partially Mixed Estuary. *Journal of Physical Oceanography*, 39(8), 1905-1920.
- David, L. T., Kjerfve, B., (1998). Tides and currents in a two-inlet coastal lagoon: Laguna de Términos, México. *Continental Shelf Research*, 18(10), 1057-1079.
- Defant, A., (1958). *Ebb and Flow. The tides of earth, air, and water*. The University of Michigan Press, Ann Arbor, pp. 121.
- Dworak, J. A., Gomez-Valdes, J., (2005). Modulation of shallow water tides in inlet-basin system with a mixed tidal regime. *Journal of Geophysical Research*, 110(C1).
- Emery, W. J., Thomson R. E., (2001). *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Elsevier B. V., Amsterdam, pp. 404-478.
- Friedrichs, C. T., Aubrey, D. G., (1988). Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 27(5), 521-545.
- Friedrichs, C. T., (2010). Barotropic tide in channelized estuaries. In: Valle-Levinson, A. (Eds.), *Contemporary Issues in Estuarine Physics*. Cambridge University Press, Cambridge, 27-61.

- Geyer, W. R., Morris, J., T., Prah, F., G., Jay, D., J., (2000). Interaction between physical process and ecosystem structure: a comparative approach. In: Hobbie, J., E. Estuarine Science, a synthetic approach to research and practice, pp. 177-206.
- Geyer, W. R., (1993). The importance of suppression of turbulence by stratification on the estuarine turbidity maximum. *Estuaries*, 16(1), 113–125.
- Gomez-Valdes, J., Dworak, J. A., Vázquez, H. J., Paz, M., (2012). Vertical structure of tidal flows at the entrance to Guaymas Bay, Mexico. *Geofísica Internacional*, 51(3), 271-279.
- Gutiérrez de Velasco, G., Winant, C. D., (2004). Wind- and Density-Driven Circulation in a Well-Mixed Inverse Estuary. *Journal of Physical Oceanography*, 34(5), 1103-1116.
- Hansen, D. V., Rattray, M., (1966). New dimensions in estuary classification. *Limnology and Oceanography*, 11(3), 319–326.
- Henrie, K., Valle-Levinson, A., (2014). Subtidal variability in water levels inside a subtropical estuary. *Journal of Geophysical Research*, 119(11), 7483-7492.
- Herrera-Silveira, J. A., Ramírez-Ramírez, J., (1998). Salinity and nutrients in the coastal lagoons of Yucatan, Mexico. *Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie*, 26, 1473-1478.
- Herrera-Silveira, J. A., (2006). *Lagunas Costeras de Yucatán (SE, México). Investigación, Diagnóstico y Manejo. Costal Lagoon of Yucatan (SE, Mexico). Sociedad Venezolana de Ecología. Research Diagnostic and Management. Ecotrópicos*, 19, 94-108.
- Hill, A. E., (1994). Fortnightly tide in a lagoon with variable choking. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 38(4), 423-434.
- IOC, SCOR, IAPSO, 2010. The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculations and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56, UNESCO, pp. 149.
- Jay, D. A., (2010). Estuarine variability. In: Valle-Levinson, A. (eds), *Contemporary Issues in Estuarine Physics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 62-99.
- Kantha, L., (2005). Barotropic Tide in the Gulf of Mexico. *Circulation in the Gulf of Mexico Observation and Models. Geophysical Monograph Series 161*, 159-162.
- Kinsman, B., (1984). *Wind waves the generation and propagation on the ocean surface*. Dover publications, Inc., Englewood Cliffs, pp. 183-189.
- Kjerfve, B., (1981). Tides of the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 86(C5), 4243-4247.

- Kjerfve, B., Magill, K., E., (1989). Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons. *Marine Geology*, 88(3), 187-199.
- Krumbein, W., Lasserre, P., Nixon, S., W., (1981). Biological processes and ecology. In: Coastal lagoon research, present and future. Report and guidelines of a seminar, Duke University Marine Laboratory. Beaufort, NC, United States. August 1978. *Unesco Technical Papers in Marine Science*, 32, 53-97.
- Kundu, P. K., Cohen I. M., (2002). *Fluid Mechanics*. Academic press, San Diego, pp. 256-270.
- Largier, L., (2010). Low-inflow estuaries: hypersaline, inverse, and thermal scenarios. In: Valle-Levinson, A. (eds), *Contemporary Issues in Estuarine Physics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 247-272.
- Lassere, P., Postma, H., (1982). Coastal Lagoons. *Proceedings International Symposium on Coastal Lagoons, SCOR/IABO/UNESCO, Bordeaux*, pp. 461.
- LeBlond, P. H., (1978). On Tidal Propagation in shallow rivers. *Journal of Geophysical Research*, 83(C9), 4717-4721.
- LeBlond, P. H., (1979). Forced fortnightly tides in shallow rivers. *Atmosphere-Ocean*, 17(3), 253-264.
- Li, C., and Valle-Levinson, A., (1999). A two-dimensional analytic tidal model for a narrow estuary of arbitrary lateral depth variation: The intratidal motion. *Journal of Geophysical Research*, 104(C10), 525–23,543.
- Li, M., Zhang, S. L., Zhang, D. L., (2007). Hurricane-induced destratification and restratification in a partially mixed estuary. *Journal of Marine Research*, 65(2), 169–192.
- Lighthill, J., (1978). *Waves in fluids*. Cambridge University Press. Cambridge, pp. 89-113.
- MacCready, P., Geyer W. R., (2010). *Advances in Estuarine Physics*. *Annual Review of Marine Science*, 2, 35-58.
- Mariño-Tapia, I., Herrera-Silveira, J., Enríquez, C., Medellín-May, G., González Leij, M., Uc-Sanchez, E., Medina-Gómez, I., (2010). Estudios batimétricos, hidrodinámicos y de calidad de agua de lagunas costeras de Yucatán. Reporte técnico fondo mixto CONACYT, Gobierno del estado de Yucatán. Centro de Investigación y de Estudios Avanzados del Instituto Politécnico Nacional. Anexo 2A, 53-95.
- Martínez-López, B., Pares-Sierra, A., (1998). Circulation in the Gulf of Mexico induced by tides, wind and the Yucatan current. *Oceanographic Literature Review*, 6(45), 899.

- Monismith, S., (1986). An experimental study of the upwelling response of stratified reservoirs to surface shear stress. *Journal Fluid Mechanics*, 171, 407-439.
- Munk, W. H., (1966). Abyssal recipes. *Deep-Sea Research* 13(4), 707-730.
- Nixon, S. W., (1995). Coastal marine eutrophication: A definition, social causes and future concerns. *Ophelia*, 41(1), 199–219.
- Parker, B. B., (1991). The relative importance of the various nonlinear mechanisms in a wide range of tidal interactions (review). In: Parker, B. B. (Eds.), *Tidal Hydrodynamics*, John Wiley, New York, pp. 247.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. *Computers & Geosciences*, 28(8), 929-937.
- Peierls, B. L., Caraco, N. F., Pace, M. L., Cole J. J., (1991). Human influence on river nitrogen. *Nature*, 350, 386–387.
- Pritchard, D.W., (1952). Estuarine hydrography. *Advances in Geophysics*, 1, 243–280.
- Ranasinghe, R., Pattiaratchi, C., (2000). Tidal inlet velocity asymmetry in diurnal regimes. *Continental Shelf Research*, 20(17), 2347-2366.
- Ruiz-Castillo, E., Gomez-Valdes, J., Rioja-Nieto, R., Sheinbaum, J., (2015). Evidence of westward circulation in the Yucatan shelf sea: Eulerian observations and modeling. *Continental Shelf Research*, (en revisión).
- Scully, M. E., Friedrichs, C. T., Brubaker, J. M., (2005). Control of estuarine stratification and mixing by wind-induced straining of the estuarine density field. *Estuaries*, 28(3), 321–326.
- Sharples, J., Simpson, J. H., Brubaker, J. M., (1994). Observations and modelling of periodic stratification in the Upper York River Estuary, Virginia. *Estuarine Coastal Marine Science*, 38(3), 301–312.
- Shih-nan, Chen., Sanford, L. P., (2009). Axial Wind Effects on Stratification and Longitudinal Salt Transport in an Idealized, Partially Mixed Estuary. *Journal Of Physical Oceanography*, 39(3), 1905-1920.
- Simpson, J. H., Brown, J., Matthews, J., Allen, G., (1990). Tidal straining, density currents, and stirring in control of estuarine stratification. *Estuaries*, 13(2), 125–132.
- Stacey, M. T., Burau, J. R., Monismith, S. G., (2001). Creation of residual flows in a partially stratified estuary. *Journal Geophysical Research* 106(C8), 17 013–17 037.

- Tenorio-Fernández, L., J., Gomez-Valdes, I., Marino-Tapia, C., Enriquez, A., Valle-Levinson, S. M., Parra, (2015). Tidal dynamics in a frictionally dominated tropical lagoon. *Continental Shelf Research*, (en revisión).
- Valdés-Lozano, D.S., Ceja-Moreno, V., Zapata-Pérez, O., Real-de-León, E., (1994). Comportamiento de la salinidad en la laguna de Chelem, Yucatán. Centro de investigaciones y estudios avanzados de IPN, unidad Mérida. *Oceanología*, 2, 61-75.
- Valdés-Lozano, D.S., Real, E., (1998). Variations and relationships of salinity, nutrients and suspended solids in Chelem coastal lagoon at Yucatan, Mexico. *Indian Journal of Marine Sciences*, 27, 149-156.
- Valle-Levinson, A., Willson, R. E., Swanson R. L., (1995). Physical mechanisms leading to hypoxia and anoxia in western Long Island Sound. *Environment International*, 21(5), 657-66.
- Valle-Levinson, A., Gutierrez-de-Velasco G., Trasviña A., Souza, A. J., Durazo R., Mehta, A. J., (2009). Residual Exchange Flows in Subtropical Estuaries. *Estuaries and Coasts*, 32(1), 54–67.
- Valle-Levinson, A., (2010). Definition and classification of estuaries. In: Valle-Levinson, A. (eds), *Contemporary Issues in Estuarine Physics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 1-11.
- Valle-Levinson, A., Mariño-Tapia, I., Enriquez, C., Waterhouse, A. F., (2011). Tidal variability of salinity and velocity fields related to intense point-source submarine groundwater discharges into the coastal ocean. *Limnology and Oceanography*, 56(4), 1213–1224.
- Valle-Levinson, A., Schettini C. A. F., (2015). Fortnightly switching of residual flow drivers in a tropical semiarid estuary, (en revisión).
- Vallejo, G. G., Ponce-Caballero, M. C., Tapia-González, F., (2008). Evaluación de la calidad del agua de mar en una zona influenciada por las características cársticas del suelo de la región así como por las actividades e infraestructura portuaria. XXXI Congreso interamericano AIDIS. Santiago–Chile.
- Vitousek, P. M., Mooney, H. A., Lubchenko, J., Mellilo, J. M., (1997). Human domination of Earth's ecosystem. *Science*, 277(5325), 494–499.
- Waterhouse, A. F., Valle-Levinson, A., Winant, C. D., (2011). Tides in a System of Connected Estuaries. *Journal of Physical Oceanography*, 41(5), 946-959, doi: 10.1175/2010JPO4504.1.
- Winant, C. D., 2007. Three-Dimensional Tidal Flow in an Elongated, Rotating Basin. *Journal of Physical Oceanography*, 37(9), 2345-2362.

Zetler, B. D., Jansen, D. V., (1972). Tides in the Gulf of Mexico. In: Capurro, L. R. A., Reid, J. L. (eds.), Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico (2). Gulf Publishing, Houston, pp. 265-275.