



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA**

**DISTRIBUCIÓN TERMOHALINA EN LA ZONA COSTERA DEL ESTADO DE CAMPECHE.**

**TESIS**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

**MAESTRO EN CIENCIAS**  
(Oceanografía física)

PRESENTA:

**IBQA. HEBER JOCTAN UC GONZÁLEZ**

**TUTOR PRINCIPAL:**

Dr. J. Alejandro Kurczyn Robledo

Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros, II-UNAM, Unidad Académica Sisal.

**COMITÉ TUTOR:**

Dra. Cecilia E. Enríquez Ortíz

Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Unidad Académica Sisal.

Dra. Laura E. Carrillo Bribiezca

El Colegio de la Frontera Sur, Unidad Chetumal

Dr. Emilio J. Beier Martin

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior, Unidad La Paz.

Dr. Arnoldo Valle-Levinson

University of Florida

**Sisal, Yucatán, 25 de mayo 2021**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



# **DISTRIBUCIÓN TERMOHALINA EN LA ZONA COSTERA DEL ESTADO DE CAMPECHE.**

## **TESIS**

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:

**MAESTRO EN CIENCIAS**  
(Oceanografía física)

PRESENTA:

**IBQA. HEBER JOCTAN UC GONZÁLEZ**

### **TUTOR PRINCIPAL:**

Dr. J. Alejandro Kurczyn Robledo

Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros, II-UNAM, Unidad Académica Sisal.

### **COMITÉ TUTOR:**

Dra. Cecilia E. Enríquez Ortíz

Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Unidad Académica Sisal.

Dra. Laura E. Carrillo Briebieza

El Colegio de la Frontera Sur, Chetumal

Dr. Emilio J. Beier Martin

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior, Unidad La Paz.

Dr. Arnoldo Valle-Levinson

University of Florida

**Sisal, Yucatán, 25 de mayo 2021**

## **AGRADECIMIENTOS**

*Al posgrado de Ciencias del mar y a la Universidad Nacional Autónoma de México, por la formación y el apoyo otorgado.*

*A mi director de tesis el Dr. Jorge Alejandro Kurczyn Robledo por ayudarme en todo momento, por apoyarme en las buenas y en las malas le estoy muy agradecido.*

*A mis padres, hermanas y sobrinas por todo su amor, pero en especial al amor de mi vida; mamá esto es dedicado a ti que no estas físicamente, pero sé que estas orgullosas de mí.*

*A mis queridos amigos que han estado conmigo en este viaje en especial a Kenya, Gisela, Marcela, Miguel, Patricia, Lennart, gracias por todo aprendí mucho junto a ustedes y tienen un lugar especial en mi corazón.*

*A mis tutores que a pesar de la distancia se mantuvieron junto a mí apoyándome y guiándome en este proyecto, Dra. Ceci, Dra. Laura, Dr. Arnoldo, Dr. Emilio, mil gracias.*

*A la coordinación académica de este posgrado que me apoyaron siempre en los momentos difíciles durante la pandemia, muchas gracias Diana.*

*Al CONACyT por los apoyos de los proyectos Cátedras CONACyT 2014 (1912), Ciencia Básica 2015 (257075), y Apoyo al Fortalecimiento y Desarrollo de la Infraestructura Científica y Tecnológica 2016 (270455).*

*Al CONACyT por la beca otorgada No. CVU 890162*

*A Dios que me permitió emprender esta aventura e hizo realizar todas mis metas y sueños.*

## RESUMEN

Este trabajo analiza la dinámica termohalina y de las corrientes costeras en los primeros ~40 km frente a la costa de Campeche. Para ello se realizaron 5 campañas hidrográficas entre 2017 y 2018. Adicionalmente se usó la información de dos perfiladores acústicos anclados, en el fondo del mar, para medir el flujo de las corrientes, así como de mediciones del viento superficial utilizando una estación meteorológica costera. En la región de estudio convergen tres sistemas hídricos diferentes, Petenes, ríos y lagunas costeras, que crean particularidades locales. Al analizar la distribución termohalina esta presenta una estacionalidad, asociada principalmente con los balances de salinidad gobernados por el ciclo de lluvias/secas, y el segundo lugar por los ciclos calentamiento/enfriamiento de la superficie marina, ambos regidos por el paso de las estaciones del año (primavera verano, otoño e invierno). El agua marina siempre es más salada cerca de la costa, exacerbado con la llegada de la primavera donde existe aumento de evaporación, e influenciado también por la poca profundidad. Las masas de agua localizadas en el área de estudio están modificadas debido a la poca profundidad y a los balances de precipitación/evaporación, que junto con la marea y el viento crean los factores determinantes para que exista la mezcla entre los aportes continentales y marinos, creando los tipos de agua presentes. La corriente marina frente a Campeche fluye predominantemente hacia el oeste-suroeste. En primavera se observaron flujos de corriente con magnitudes moderadas. En verano se observan los flujos más débiles. Durante la presencia de los *Nortes* (otoño e invierno), esta incrementa su magnitud y fluye con más fuerza hacia el suroeste. El viento es el forzante predominante en la dirección de las corrientes, generando las corrientes más intensas, que a su vez se ven fuertemente afectadas por la fricción debida al fondo, que también es importante. Debido a la poca profundidad, las corrientes debidas al viento fluyen en una dirección con un ángulo menor a  $90^\circ$  de la dirección del viento, de  $77^\circ$  hacia la derecha de la dirección del viento en Lerma y  $54.6^\circ$  en Champotón. Las magnitudes de las corrientes debido al flujo de la marea y a los flujos geostroficados fueron similares.

# ÍNDICE

|  |           |
|--|-----------|
| <b>CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....</b>                                     | <b>1</b>  |
| <b>CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES .....</b>                                    | <b>4</b>  |
| 2.1. <i>Salinidad.....</i>   | 4         |
| 2.2. <i>Temperatura.....</i>   | 5         |
| 2.3. <i>Densidad.....</i>  | 6         |
| 2.4. <i>Masas de agua.....</i>   | 8         |
| 2.4.1. <i>Principios de formación de las masas de agua .....</i>         | 9         |
| 2.5. <i>Mezcla en los océanos.....</i>                                   | 10        |
| 2.5.1. <i>La capa de mezcla oceánica y la termoclina.....</i>            | 10        |
| 2.6. <i>Movimiento en el océano.....</i>                                 | 12        |
| 2.7. <i>La capa superficial de Ekman (Corrientes superficiales).....</i> | 13        |
| 2.7.1. <i>La capa superficial de Ekman en mares someros .....</i>        | 14        |
| 2.7.2. <i>Corrientes superficiales debidas la viento .....</i>           | 17        |
| 2.8. <i>Fuerza de Coriolis.....</i>                                      | 18        |
| 2.9. <i>Ecuaciones Geostróficas .....</i>                                | 18        |
| 2.10. <i>Condiciones barotrópicas y baroclínicas .....</i>               | 19        |
| 2.11. <i>Números adimensionales.....</i>                                 | 19        |
| <b>CAPÍTULO 3. JUSTIFICACIÓN E IMPORTANCIA.....</b>                      | <b>21</b> |
| <b>CAPÍTULO 4. OBJETIVOS.....</b>  | <b>22</b> |
| 4.1. <i>Objetivo general.....</i>  | 22        |
| 4.2. <i>Objetivos particulares .....</i>                                 | 22        |
| <b>CAPÍTULO 5. ÁREA DE ESTUDIO.....</b>                                  | <b>23</b> |
| <b>CAPÍTULO 6. MATERIALES Y METODOLOGÍA .....</b>                        | <b>24</b> |

|   |        |
|---|--------|
| 6.1. Datos in-situ .....  | 24     |
| 6.2. Procesamiento de los datos CTD .....                                   | 26     |
| 6.2.1. Pretratamiento de los datos.....                                     | 26     |
| 6.2.2. Interpolación óptima de los datos de CTD.....                        | 26     |
| 6.3. Números Adimensionales .....   | 27     |
| 6.4. Datos de corrientes oceánicas (ADCP) .....                             | 28     |
| 6.4.1. Velocidades debidas al viento y la geostrofia .....                  | 28     |
| 6.4.2. Análisis de las corrientes en la zona de estudio .....               | 29     |
| 6.4.3. Función empírica ortogonal del campo de corrientes de los ADCPs..... | 30     |
| 6.4.4. Análisis espectral del campo de corrientes de los ADCPs.....         | 30     |
| <br>CAPÍTULO 7. RESULTADOS .....  | <br>32 |
| 7.1. Tipos de agua .....  | 32     |
| 7.2. Distribución vertical de temperatura y salinidad .....                 | 34     |
| 7.3. Distribución superficial.....  | 41     |
| 7.4. Números Adimensionales .....   | 43     |
| 7.5. Corrientes marinas en Campeche .....                                   | 44     |
| 7.5.1. Lerma y Champotón .....  | 44     |
| <br>CAPÍTULO 8. DISCUSIÓN.....  | <br>55 |
| 8.1. Distribución Termohalina .....   | 55     |
| 8.2. Corrientes marinas.....  | 56     |
| <br>CAPÍTULO 9. CONCLUSIONES.....   | <br>58 |
| <br>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....  | <br>60 |

## ÍNDICE DE FIGURAS

|   |    |
|---|----|
| <i>Figura 1. La capa superficial de Ekman es generada por la tensión del viento sobre el océano. (Obtenida de Cushman-Roisin &amp; Beckers, (2011)).</i>  | 13 |
| <i>Figura 2. Diagrama conceptual de las tres capas que constituyen la capa límite de fondo. El gradiente de presión, la fricción y Coriolis están en balance en la capa de Ekman, mientras que en la capa logarítmica y viscosa solo el gradiente de presión y la fricción están en balance. <math>H</math> es la profundidad de la capa de fondo de Ekman, <math>z</math> la profundidad, <math>u^*</math> es la velocidad turbulenta.</i> | 15 |
| <i>Figura 3. Balance de fuerzas en un flujo geostrófico fluyendo lejos del fondo (a) y en la capa de Ekman cerca del fondo (b). (Lueck et al., 2008).</i>   | 16 |
| <i>Figura 4. Sitios de muestreo de las campañas hidrográficas OMCA. La batimetría está representada por los contornos y la escala en color la profundidad. Las elipses de varianza promedio calculada de los datos de las series de tiempo de las velocidades rotadas para los dos ADCPs.</i>   | 24 |
| <i>Figura 5. Diagrama T/S de todas las campañas OMCA. Los recuadros muestran los rangos de las masas de agua presentes en el Golfo de México: YSW= Yucatán Sea Water, CSUW = Caribbean Subtropical Under Water, GCW = Gulf Common Water. De acuerdo con Aldeco et al. (2009), Enríquez et al. (2013).</i>   | 32 |
| <i>Figura 6. Distribución vertical de la Temperatura de los transectos de Isla Piedra, Champotón e isla Aguada, para todas las campañas.</i>  | 39 |
| <i>Figura 7. Distribución vertical de la salinidad en los transectos de Isla Piedra, Champotón e isla Aguada, para todas las campañas.</i>  | 40 |
| <i>Figura 8. Distribución superficial de la temperatura (panel derecho) y Salinidad (panel izquierdo) en la zona de estudio, interpolada objetivamente.</i>   | 42 |
| <i>Figura 9. Distribución mensual de la magnitud y dirección de la corriente superficial para Lerma (a) y Champotón (b). El ángulo muestra de donde provienen las corrientes (este-noreste), es decir fluyen hacia el oeste-sureste.</i>  | 46 |
| <i>Figura 10. Distribución mensual de la magnitud y dirección del viento superficial para Lerma. Entiéndase este diagrama como el ángulo de donde proviene el flujo del viento (este-noreste).</i>  | 47 |



*Figura 11. Vectores del flujo del viento (negro) y la corriente superficial (rojo) para jul de 2017 en la región de Lerma (a) y Champotón (b)..... 48*

*Figura 12. Series de tiempo del perfil de la componente zonal del ADCP (urotada), para Lerma (a) y Champotón (b). El color azul(rojo) muestra una corriente fluyendo hacia el oeste(este). ..... 50*

*Figura 13. Perfil promedio (en negro) y desviación estándar (rojo) de la componente zonal del ADCP (urotada), para Lerma (a) y Champotón (b). ..... 51*

*Figura 14. Análisis de FEOS de la componente zonal del ADCP (urotada). Distribucion temporal (a) y espacial (b) de la primera componente principal, para Lerma (1) y Champotón (2). ..... 53*

*Figura 15. Análisis espectral de la componente zonal del ADCP (urotada). (P1) Espectros de potencia para ambos sitios. (P2) Análisis de (a)Admitancia, (b) Coherencia y (c) fase, para la urotada de ambos lugares. En rojo se muestran las frecuencias con coherencia  $\geq 0.8$ . .... 54*

## ÍNDICE DE TABLAS.

|  |           |
|--|-----------|
| <i>Tabla 1. Relación entre las estaciones climáticas y las fechas de los muestreos que se realizaron durante todas las campañas hidrográficas OMCA. ....</i> | <i>25</i> |
| <i>Tabla 2. Máximos y mínimos de salinidad por zonas y campañas. ....</i>  | <i>36</i> |
| <i>Tabla 3. Máximos y mínimos de temperatura por zonas y campañas. ....</i>  | <i>37</i> |
| <i>Tabla 4. Densidad promedio y resultados del análisis adimensional.....</i>  | <i>43</i> |
| <i>Tabla 5. Descomposición de las magnitudes de la corriente de los ADCPS en cm/s, en Lerma y Champotón. ....</i>  | <i>49</i> |

## Capítulo 1. Introducción

Los mares de plataforma tienen una gran importancia por los valores biológicos, sociales y económicos que éstos proveen, ya que son entre 3 y 5 veces más productivos que el océano profundo y de ellos se extrae más del 90 % de las pesquerías (Pauly et al., 2002). Mucha de la dinámica que ocurre en los mares someros depende de las propiedades conservativas del agua de mar, como la temperatura y la salinidad, que se utilizan para identificar a las masas de agua. Estas propiedades pueden verse modificadas en áreas poco profundas, debido a los procesos de mezcla y a los intercambios de propiedades que ocurren en éstas, así como por la evaporación/precipitación a los aportes de agua dulce provenientes del continente, que dan como resultado aguas con características termohalinas modificadas.

El transporte de masas de agua es un mecanismo muy importante para el intercambio de propiedades fisicoquímicas, nutrientes y materiales disueltos, de las regiones costeras hacia mar profundo (Pérez et al., 2012). Una masa de agua con valores de salinidad y temperatura particulares será el resultado de condiciones meteorológicas específicas durante un periodo prolongado, durante el cual la capa superficial del mar estará constantemente mezclada (Brown, J., 2016). En las regiones con condiciones climáticas extremas, como los trópicos, donde la evaporación puede exceder la precipitación durante la estación seca, pero que también se produce lluvia torrencial en algún momento del año, los procesos termodinámicos pueden inducir a la formación de masas de agua superficiales y a otros procesos hidrodinámicos (Enríquez et al., 2013). En las costas del estado de Campeche, es común que la superficie del mar sea más cálida que el aire suprayacente; y en la medida que la temperatura de la superficie del mar sea mayor, más calor se puede transferir desde el océano superior a la atmósfera inferior creando una interacción continua entre ambos. (De la Lanza, 1991).

La observación de las densidades de las masas de agua presentes en el Golfo de México y en el Mar Caribe son importantes para establecer su ubicación en la columna de agua, y juntamente con la temperatura y la salinidad, determinan los patrones de circulación. Las variaciones de la densidad en las aguas costeras ocurren debido a causas diferentes: el escurrimiento de agua dulce, el calentamiento, la evaporación, la precipitación, o la advección de un fluido más ligero o pesado, entre otros. Los gradientes de densidad horizontal creados por tales procesos generan gradientes de presión importantes que actúan como los motores de la circulación termohalina.

Los movimientos forzados por el esfuerzo del viento también pueden ir acompañados de gradientes de densidad horizontal a través del ajuste geostrófico del campo de presión, y no siempre es fácil separar la circulación termohalina de la impulsada por el viento. Independientemente de su origen, una vez que los gradientes de densidad horizontal son de magnitud significativa, y si las isopícnicas están notablemente inclinadas, estas influyen en la circulación manteniendo las corrientes baroclínicas (Csanady, 1997).

La zona costera del estado de Campeche, ubicada en la costa oeste de la Plataforma de Yucatán (o Sonda de Campeche) posee una extensión muy grande de aguas poco profundas con características particulares: Es un sistema costero altamente dinámico en el cual las corrientes provenientes del canal de Yucatán y el Golfo de México, confluyen junto con importantes descargas continentales de ríos y lagunas costeras, que aportan grandes cantidades de material orgánico e inorgánico que hacen de la región una de las principales zonas pesqueras del Golfo de México (Yáñez et al., 1988). El mar de la plataforma continental de Yucatán está relacionado con las aguas cálidas y salinas que entran al Golfo de México a través del canal de Yucatán. Por otro lado, la circulación superficial en esta región está influenciada por los vientos Alisios, provenientes del este, que son dominantes a lo largo del año. Durante 9 meses del año, principalmente en el otoño e invierno, este patrón de vientos se interrumpe intermitentemente con el paso de frentes atmosféricos fríos procedentes de noroeste (*Nortes*) que producen vientos intensos de corta duración (2-5 días aproximadamente), muy importantes por la mezcla de propiedades que promueven en la región (Kurczyn et al., 2020).

La presente investigación caracteriza los procesos termohalinos localizados en la zona costera del estado de Campeche y analiza la relación que estos guardan con la dinámica atmosférica y oceanográfica de la región. Para ello se realizaron 5 campañas oceanográficas a bordo de pequeñas embarcaciones, espaciadas cada 3 meses durante el 2017 y el 2018, tomándose datos de temperatura y salinidad con una sonda de conductividad, temperatura y profundidad (CTD por sus siglas en inglés), a lo largo de la costa campechana. También, de forma permanente durante las fechas de este estudio, se analizaron las corrientes costeras utilizando dos perfiladores de corrientes acústico Doppler (ADCP por sus siglas en inglés) anclado a 10 m de profundidad y localizado a 30 km de la Ciudad de San Francisco de Campeche y de Champotón.

Se analizó el comportamiento estacional de estas aguas, encontrándose una dinámica termohalina diferente en cada estación del año caracterizada por una corriente costera fluyendo permanentemente hacia el suroeste, modificada por procesos de mezcla derivados de los aportes de agua dulce continental, aunados a los mecanismos de evaporación y/o precipitación, y la mezcla vertical promovida por el esfuerzo del viento.

## Capítulo 2. Antecedentes

### 2.1. Salinidad

La salinidad es la cantidad total de material disuelto en gramos en un kilogramo de agua de mar. Las aguas más saladas están en latitudes medias donde la evaporación es alta. Las aguas menos saladas están cerca del ecuador donde la lluvia refresca las aguas superficiales, y en latitudes altas donde el hielo marino derretido disminuye la salinidad de las aguas superficiales (Stewart, R. H.,2008). La variación estacional de la salinidad depende de la evaporación y la precipitación entre temporadas. La variación estacional se encuentra más marcada en zonas costeras donde es influenciada por el aporte de agua dulce proveniente de tierra. (Reddy et al., 2001).

La salinidad superficial está determinada por tres procesos: (1) Incremento de salinidad por evaporación, (2) Decremento de salinidad por precipitación, (3) Cambio de salinidad por un proceso de mezcla, (4) Deshielo (5) Congelamiento y (6) Aportes de agua continental. Aunque principalmente estos cambios se dan por los cambios en las diferencias de evaporación y precipitación. (Reddy et al., 2001).

Los factores que afectan la salinidad pueden ser agrupados en dos categorías:

A. Factores que incrementan la salinidad.

- Evaporación.
- Formación de hielo.
- Advección de agua más salina.
- Mezcla con agua profunda más salina.
- Depósitos de sal.

B. Factores que decrecen la salinidad

- Precipitación.
- Derretimiento de los hielos.
- Advección de agua menos salina.
- Mezcla con agua profunda menos salina.
- Entradas de agua dulce de los continentes.

También existe variación vertical de la salinidad, aunque es más compleja en comparación con la variación de temperatura (Reddy et al., 2001).

## ***2.2. Temperatura***

La temperatura en conjunto con la salinidad es una de las más importantes propiedades físicas del agua de mar, y tienen el control de la densidad del agua marina. La temperatura controla la distribución de los organismos marinos debido a la influencia en su metabolismo, así también la temperatura modifica las propiedades del aire superficial sobre los océanos. La estructura vertical de la temperatura tiene efecto sobre la propagación del sonido del mar. La temperatura del mar es indicativa de otros cambios y condiciones en el mar como la intensidad de las surgencias, corrientes y los límites de las masas de agua (Reddy et al., 2001).

Las variaciones de temperatura son más comunes en las capas superficiales ya que están directamente influenciadas por factores ambientales externos. Los factores que tienen influencia en los cambios de temperatura en el agua de mar están divididos en dos grupos:

- A. El proceso de transferencia de energía que toma lugar en la superficie del mar, estos son los factores asociados con la transferencia de radiación solar hacia el mar y con los factores asociados a la eliminación del calor del mar.
- B. El proceso de transferencia advectivo que toma lugar debajo de la superficie del mar, este concierne a las fuerzas internas y externas las cuales causan el movimiento del agua sin la transferencia de calor hacia o desde la atmósfera (LaFond,1954), Estas fuerzas producen oleaje, corrientes y viento, los cuales transportan el agua de un lugar a otro en el océano
- C. La variación anual de la temperatura depende de muchos factores, los más importantes son la variación anual de la radiación recibida y los vientos que prevalecen. En el hemisferio norte las variaciones de temperatura anual están asociadas principalmente con el carácter de los vientos. En las regiones ecuatoriales la variación estacional de la temperatura no es muy grande. La temperatura de las aguas superficiales tiene su máximo en los meses de verano y su mínimo en los meses de invierno, en las regiones tropicales. (Reddy et al., 2001).

Del total de radiación solar que llega a la superficie del océano cerca del 50% es absorbido por la primera capa de pocos centímetros, el otro 50% de la energía solar puede penetrar en la capa subsuperficial del mar. Existe un límite hasta el cual la energía calorífica del sol puede penetrar y este varía dependiendo la estación del año y con la hora del día. Debido a la agitación de la capa superficial del mar por el viento y el movimiento de las olas, hasta cierta profundidad las aguas superficiales son generalmente de temperatura uniforme. La capa de agua en donde la temperatura es casi uniforme se conoce como la capa de mezcla o capa isotérmica. (Reddy et al., 2001).

Esta capa tiene un grosor desde los 10 m en regiones calmas, y hasta 100 m en regiones ventosas en el océano abierto. Los principales factores que determinan el grosor de la capa de mezcla son la acción de las olas, el intercambio de calor, la advección (corrientes) y las olas internas. Usualmente entre la capa de mezcla y arriba de los 500-1000 m de profundidad la temperatura decrece rápidamente en el océano. A esta región de rápido decremento de temperatura se le llama la termoclina permanente. La temperatura y la profundidad de la capa de mezcla varía de estación a estación. La capa de mezcla está completamente desarrollada en el verano cuando las condiciones son más favorables. En esta estación, cuando el océano gana calor la parte superior de la capa de mezcla no es isotermal, es decir, no tiene la misma temperatura; pero contiene una pequeña termoclina estacional (Reddy et al., 2001).

### **2.3. Densidad**

Para comprender en su totalidad las corrientes oceánicas es importante analizar la densidad, está determina la profundidad a la cual las masas de agua se localizan. Una masa de agua menos densa estará en la parte superior y una más densa en el fondo. En la práctica la densidad no se mide, se calcula a partir de mediciones *in-situ* de presión, temperatura y conductividad usando la ecuación de estado para agua de mar (TEOS-10); esto se puede hacer con una precisión de dos partes por millón (Stewart et al., 2008). La densidad del agua en la superficie del mar es típicamente de 1027 kg/m<sup>3</sup>. Para simplificar, se utiliza una cantidad que se denomina anomalía de densidad o Sigma ( $S, t, p$ ):

$$\sigma(S, t, p) = \rho(S, t, p) - 1000 \text{kg/m}^3 \quad (1)$$



Si estamos estudiando capas superficiales del océano, podemos ignorar la compresibilidad, y usamos una nueva cantidad sigma-t ( $\sigma_t = \sigma(S, t, O)$ ). Esta es la anomalía de densidad potencial de una muestra de agua cuando la presión total sobre ella se ha reducido a la presión atmosférica (es decir, presión de agua cero, o cuando se desplaza la partícula adiabáticamente hasta la superficie), y la temperatura y la salinidad son valores *in-situ* (Stewart et al., 2008).

La densidad del agua del océano depende de la temperatura, salinidad y presión. Si se incrementa la presión en el mar la densidad aumenta, pero este aumento es pequeño ya que el agua es un fluido incompresible. Los efectos de la presión sobre la densidad son poco notables con excepción a grandes profundidades. Un incremento de la salinidad produce un incremento de la densidad en el agua de mar, esto es debido a que las sales están añadidas al volumen del agua de mar, incrementando la masa del agua. La salinidad también afecta la temperatura al modificar la temperatura a la cual el agua se congela. El efecto de la temperatura sobre la densidad no es tan simple como el de la salinidad o presión. Cuando la salinidad es mayor de 24.7 ppm, la densidad del agua de mar disminuye con un aumento de temperatura.

En general la densidad superficial del mar decrece por el incremento de la temperatura o por la disminución de la salinidad a través de la precipitación o por el aporte de aguas continentales. Por otra parte, la densidad superficial del agua de mar se incrementa por la disminución de la temperatura o el incremento de la salinidad por la acción de la evaporación. Se han encontrado valores bajos de densidad en zonas ecuatoriales en donde la salinidad es baja debido a las intensas lluvias de la zona de convergencia intertropical, mientras que en regiones subtropicales se han encontrado valores de densidad mayores debido a la alta tasa de evaporación, así como a la relativa baja temperatura. Normalmente la densidad se incrementa con la profundidad en los océanos como una tendencia natural hacia la estabilidad. Asimismo, la densidad no incrementa uniformemente con la profundidad. En latitudes ecuatoriales y en regiones tropicales, hay una capa delgada y uniforme de baja densidad en la superficie marina.

## ***2.4. Masas de agua***

El concepto de masas de agua se origina en la meteorología, Vilhelm Bjerknes, un meteorólogo noruego que describió por primera vez las masas de aire frío que se forman en las regiones polares. Mostró cómo se mueven hacia el sur, donde chocan con masas de aire cálido en los lugares que llamó frentes. (Friedman, 1989). De manera similar, las masas de agua se forman en diferentes regiones del océano, y a menudo están separadas por frentes (Stewart et al., 2008).

Las masas de agua con características de temperatura y salinidad bien definidas son creadas por procesos que ocurren en la superficie en regiones específicas, estas posteriormente se hunden y se mezclan lentamente con otras masas de agua a medida que avanzan. A partir de la distribución de las propiedades del agua de mar, es más fácil deducir estos movimientos y su fuerza de la mezcla. El análisis de los movimientos de la masa de agua y la mezcla puede ayudar a comprender la circulación oceánica profunda donde la estimación de la altura estérica -la cual se define como la distancia vertical entre dos superficies de presión de referencia y, por lo tanto, está determinada por el perfil de densidad en una ubicación determinada-, se encuentra en relación con una supuesta profundidad de no movimiento encuentra sus límites (Tomczak et al., 2013).

Al igual que las masas de aire en la atmósfera, las masas de agua son entidades físicas con un volumen mensurable y, por lo tanto, ocupan un volumen finito en el océano. En la región de formación estas tienen una ocupación exclusiva de una parte particular del océano, mientras que en otros lugares comparten el océano con otras masas de agua con las que se mezclan (Stewart et al., 2008).

Los diagramas de salinidad en función de la temperatura, llamados diagrama termodinámicos T-S, se utilizan para delinear las masas de agua y su distribución geográfica, para describir la mezcla entre masas de agua e inferir el movimiento del agua en la profundidad del océano. Estos son útiles porque las propiedades del agua, como la temperatura y la salinidad, se forman sólo cuando el agua está en la superficie o en la capa mixta, donde los efectos de calentamiento o enfriamiento, lluvia y evaporación contribuyen. Una vez que el agua se hunde por debajo de la capa mixta, la salinidad sólo puede cambiar al mezclarse con las masas de agua adyacentes. Por lo tanto, el agua de una región en particular tiene una temperatura particular asociada con una

salinidad particular, y la relación cambia poco a medida que el agua se mueve a través del océano profundo (Stewart et al., 2008).

La temperatura y la salinidad no son variables independientes. Por ejemplo, la temperatura y salinidad del agua a diferentes profundidades debajo de la Corriente del Golfo están relacionadas de forma única, indicando que provienen de la misma región fuente, aunque no parecen relacionadas si la temperatura y la salinidad se trazan de forma independiente como una función de la profundidad. La temperatura y la salinidad son propiedades conservativas porque no hay fuentes o sumideros de calor y sal en el interior del océano. Otras propiedades, como el oxígeno, no son conservadoras. Por ejemplo, el contenido de oxígeno puede cambiar lentamente debido a la oxidación de material orgánico y la respiración por parte de los animales o producción por medio de la fotosíntesis. Cada punto en el gráfico T-S es un tipo de agua, este es un ideal matemático (Stewart et al., 2008).

Algunas masas de agua pueden ser muy homogéneas a diferencia de otras son menos homogéneas y ocupan regiones en la parcela. Mezclar dos tipos de agua conduce a una línea recta en un diagrama T-S. Debido a que las líneas de densidad constante en un gráfico T-S son curvas, la mezcla aumenta la densidad del agua. Esto se llama densificación (Stewart et al., 2008).

#### ***2.4.1. Principios de formación de las masas de agua***

Una masa de agua se define como un gran volumen hídrico con una temperatura y salinidad característica. Los flujos de calor, la evaporación, la lluvia, el flujo de los ríos, la congelación y fusión del hielo marino influyen en la distribución de la temperatura y la salinidad en la superficie del océano. Los cambios en la temperatura y la salinidad pueden aumentar o disminuir la densidad del agua en la superficie, lo que puede conducir a la convección. Si el agua de la superficie se hunde en el océano profundo, conserva una relación distintiva entre la temperatura y la salinidad, lo que ayuda a los oceanógrafos a rastrear el movimiento de las aguas profundas. Además, la temperatura, la salinidad y la presión se utilizan para calcular la densidad. La distribución de la densidad dentro del océano está directamente relacionada con la distribución de los gradientes de presión horizontal y las corrientes oceánicas. Por todas estas razones, necesitamos saber la distribución de la temperatura, la salinidad y la densidad en el océano (Stewart et al., 2008).

## ***2.5. Mezcla en los océanos***

La turbulencia en el océano conduce a la mezcla debido a que el océano tiene una estratificación estable, el desplazamiento vertical debe funcionar en contra de la fuerza de flotación. La mezcla vertical requiere más energía que la mezcla horizontal. Como resultado, la mezcla horizontal a lo largo de superficies de densidad constante es mucho mayor que la mezcla vertical en superficies de densidad constante. Esto último es llamado mezcla diapícnica, la cual es muy importante porque cambia la estructura vertical del océano y controla en gran medida la velocidad a la que el agua profunda finalmente alcanza la superficie en latitudes medias y bajas (Stewart et al., 2008).

La mezcla se produce principalmente al romper las olas al interior del océano y/o en la costa en los límites oceánicos a lo largo de las laderas continentales, sobre montes submarinos y crestas oceánicas, en los frentes y en la capa mixta en la superficie del mar. En gran medida, la mezcla es impulsada por las corrientes de las mareas profundas, que se vuelven turbulentas cuando pasan obstáculos en el fondo del mar, incluidos montes submarinos y crestas oceánicas (Jayne et al., 2004).

### ***2.5.1. La capa de mezcla oceánica y la termoclina***

El viento que sopla sobre el océano agita las capas superiores y conduce a una fina capa mezclada en la superficie del mar que tiene temperatura y salinidad constantes desde la superficie hasta una profundidad donde los valores difieren de los de la superficie. La magnitud de la diferencia es arbitraria, pero típicamente la temperatura en la parte inferior de la capa no debe ser más de 0.02 - 0.1 °C más frío que en la superficie (Stewart et al., 2008). Hay que tener en cuenta que tanto la temperatura como la salinidad deben ser constantes en la capa de mezcla (Stewart et al., 2008).

La profundidad y la temperatura de la capa de mezcla varía de un día a otro y de una temporada a otra en respuesta a dos procesos:

1. El calor fluye a través del calentamiento superficial y calienta las aguas superficiales. Los cambios en la temperatura cambian el contraste de densidad entre la capa de mezcla y las aguas más profundas. Cuanto mayor sea el contraste, más trabajo se necesita para mezclar la capa hacia abajo y viceversa.

2. Por su parte la turbulencia en la capa de mezcla introduce calor hacia abajo, esta depende de la velocidad del viento y de la intensidad de las olas rompientes. La turbulencia mezcla agua en la capa y mezcla el agua en la capa con agua en la termoclina.

La capa de mezcla en las latitudes medias es más delgada a finales del verano cuando los vientos son débiles y la luz del sol calienta la capa superficial. A veces, el calentamiento es tan fuerte y los vientos son tan débiles que la capa tiene sólo unos pocos metros de grosor. En otoño, las primeras tormentas de la temporada mezclan el calor en el océano, ensanchando la capa mezclada, pero se pierde poco calor. En invierno, el calor se pierde, y la capa de mezcla se continúa densificando, volviéndose más espesa a finales del invierno. En primavera, los vientos se debilitan, la luz solar aumenta y se forma una nueva capa de mezcla. Debajo de la capa de mezcla, la temperatura del agua disminuye rápidamente con la profundidad, excepto en latitudes altas (Stewart et al., 2008).

El rango de profundidades donde la tasa de cambio de la temperatura es grande se llama termoclina. Debido a que la densidad está estrechamente relacionada con la temperatura, la termoclina también tiende a ser la capa donde el gradiente de densidad es mayor, la pycnoclína. La forma de la termoclina varía ligeramente con las estaciones (Stewart et al., 2008). La capa de mezcla tiende a ser más salada que la termoclina entre 10° y 40° de latitud, donde la evaporación excede la precipitación (Stewart et al., 2008; Enríquez et al., 2013). En latitudes altas, la capa de mezcla es más diluida porque la lluvia y el hielo que se derrite reducen la salinidad. En algunas regiones tropicales, como la alberca cálida en el Pacífico tropical occidental, la lluvia también produce una capa mixta más fina y menos salada (Stewart et al., 2008).

## ***2.6. Movimiento en el océano***

La energía del sol y la rotación de la tierra son responsables de mantener las aguas en movimiento. La energía del sol es transferida al océano de dos maneras: una indirecta por la acción del viento y la otra directa por la radiación solar. La energía del sol distribuida en el océano a través de la radiación solar causa calentamiento, evaporación y finalmente precipitación, estos contribuyen en gran parte a los cambios en la temperatura y salinidad las cuales causan variaciones de densidad en los océanos. La distribución de la temperatura y salinidad son influenciados por los vientos que soplan sobre la superficie del océano (Reddy et al., 2001).

Los vientos atmosféricos emanan energía del sol y estos a su vez transfieren energía a las capas superficiales del océano. Un poco de esta energía es usada para generar oleaje y otro poco es utilizada para mantener las corrientes en el océano. Si la velocidad del viento aumenta, la fuerza de fricción que actúa sobre la superficie del océano aumenta también, y la corriente superficial se acelera. Posteriormente la respuesta del océano a esta fuerza se ve afectada por la rotación de la tierra. Cualquier objeto en movimiento en una tierra giratoria está sujeto a la aceleración de Coriolis dirigida exactamente en un ángulo recto del movimiento (Reddy et al., 2001).

La acción del viento sobre la superficie del océano, aparte de causar movimiento horizontal del agua, puede producir movimiento vertical. Cuando el estrés del viento causa divergencia sobre la superficie del agua, una surgencia puede ocurrir, así las aguas profundas toman el lugar de las aguas superficiales. Inversamente, cuando hay convergencia las aguas superficiales por acción del viento se hunden. La surgencia de aguas subsuperficiales y el hundimiento de estas pueden ocurrir a lo largo de la costa y también lejos de esta en el océano abierto (Reddy et al., 2001).

La advección del agua por las corrientes es un importante factor que causa cambios locales en las propiedades del ambiente del mar. La surgencia, es el movimiento ascendente lento del agua subsuperficial que se produce en las regiones de corrientes superficiales divergentes, está es importante debido a su tendencia a mejorar la abundancia local de nutrientes y peces. Se cree que el patrón de migración de los peces está relacionado con las corrientes oceánicas (Reddy et al., 2001).

## 2.7. La capa superficial de Ekman (Corrientes superficiales)

La capa de Ekman produce el movimiento de las masas de agua oceánicas con un cierto ángulo con respecto a la dirección del viento, no sólo a lo largo de las superficies inferiores, sino también donde hay una tensión de fricción horizontal. Vagn Walfrid Ekman, mencionó la relevancia de su teoría para la atmósfera inferior, donde el viento se acerca a un valor geostrófico con una altura creciente.

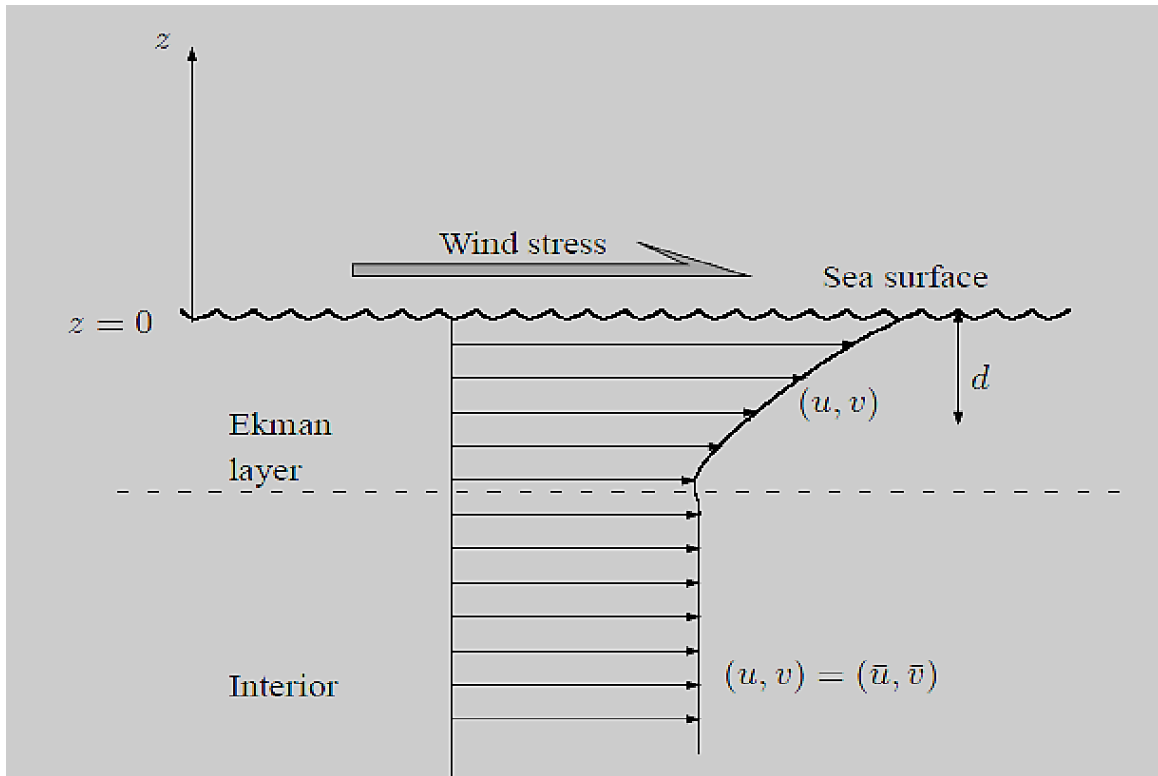


Figura 1. La capa superficial de Ekman es generada por la tensión del viento sobre el océano. (Obtenida de Cushman-Roisin & Beckers, (2011).

Consideremos la situación representada en la Figura 1, donde una región oceánica con campo de flujo interior  $(\underline{u}, \underline{v})$  está sujeta a una tensión del viento  $(\tau^x, \tau^y)$  a lo largo de su superficie. Nuevamente, suponiendo condiciones constantes, un fluido homogéneo y un interior geostrófico, obtenemos las siguientes ecuaciones y condiciones límite para el campo de flujo  $(u, v)$  en la capa superficial de Ekman:

$$u = \underline{u} + \frac{\sqrt{2}}{\rho_0 f d} e^{z/d} \left[ \tau^x \cos \cos \left( \frac{z}{d} - \frac{\pi}{4} \right) - \tau^y \sin \sin \left( \frac{z}{d} - \frac{\pi}{4} \right) \right] \quad (2)$$

$$v = \underline{v} + \frac{\sqrt{2}}{\rho_0 f d} e^{\frac{z}{d}} \left[ \tau^x \sin \sin \left( \frac{z}{d} - \frac{\pi}{4} \right) + \tau^y \cos \cos \left( \frac{z}{d} - \frac{\pi}{4} \right) \right] \quad (3)$$

en el que observamos que la salida del flujo interior se debe exclusivamente a la tensión del viento. En otras palabras, no depende del flujo interior. Además, este componente de flujo impulsado por el viento es inversamente proporcional a la profundidad de la capa de Ekman ( $d$ ), y puede ser muy grande. Físicamente, si el fluido es casi imperceptible ( $v_E$  pequeña, por lo tanto,  $d$  es corta), un estrés superficial moderado puede generar grandes velocidades de deriva.

### ***2.7.1. La capa superficial de Ekman en mares someros***

Los fluidos suelen estar limitados por las fronteras sólidas localizadas a su alrededor (capas límite), en ellas sus velocidades son cero por definición (no hay flujo a través de ellas). Donde el perfil de la velocidad cambia de 0 (en el fondo), a la velocidad que exista lejos de la capa límite (flujo interior ( $\underline{u}$ ,  $\underline{v}$ ), Figura 2. En este caso, la fricción debida al fondo y el corte de la velocidad a profundidad, explicada como la relación entre el cambio de la velocidad y la distancia al fondo, son importantes. En regiones someras donde la fricción debida al fondo es considerable, la capa límite puede abarcar la columna de agua en su totalidad (Lueck et al., 2008), como es el caso de la región de estudio, donde la capa superficial de Ekman se traslapa con la capa de fondo, haciendo que las corrientes marinas fluyan en una dirección cercana o igual a la del flujo del viento y no a 90° hacia la derecha de él (en el hemisferio norte).

La capa de fondo puede ser separada en varias capas dentro de las cuales algunas fuerzas son más importantes que otras. Generalmente esta consiste en una capa de Ekman exterior, donde la rotación y la fricción turbulenta es importante, una capa viscosa muy delgada justo junto al fondo donde la fricción molecular es importante  $O(10^{-3}m)$ , y una capa transicional entre estas dos en donde la fricción turbulenta es importante, usualmente llamada la capa logarítmica (Lueck et al., 2008, Figura 3).



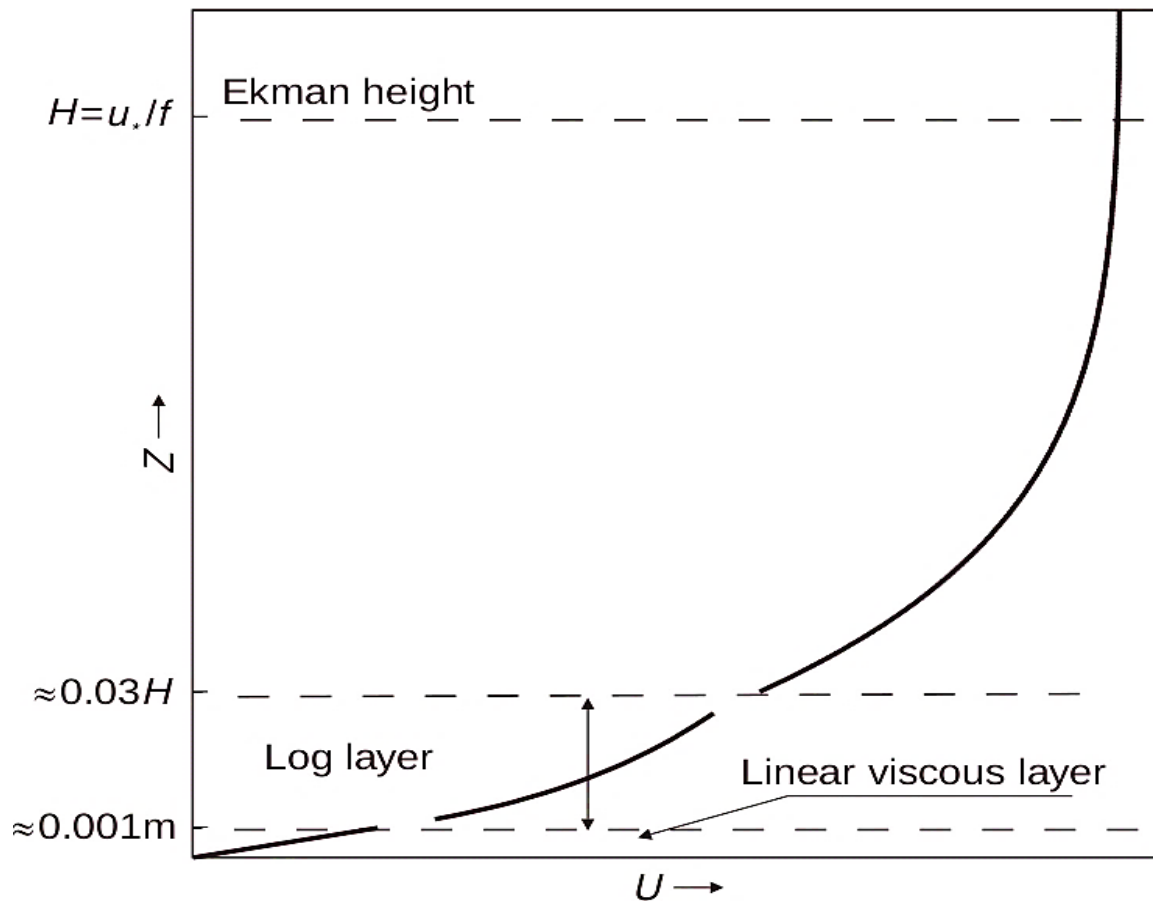


Figura 2. Diagrama conceptual de las tres capas que constituyen la capa límite de fondo. El gradiente de presión, la fricción y Coriolis están en balance en la capa de Ekman, mientras que en la capa logarítmica y viscosa solo el gradiente de presión y la fricción están en balance.  $H$  es la profundidad de la capa de fondo de Ekman,  $z$  la profundidad,  $u_*$  es la velocidad turbulenta.

La mayor parte del océano es esencialmente sin fricción y en balance geostrófico, esta concepción cambia al acercarnos al fondo, la fricción actúa en contra del flujo y decrementa su velocidad. Sin embargo, el gradiente de presión persiste y no es equilibrado completamente por la fuerza de Coriolis  $fU$ , donde  $f$  es el parámetro de Coriolis  $2\Omega \sin \sin(\text{lat})$ . La corriente se detiene y es desviada hacia la izquierda, de manera que la fricción, que va en sentido opuesto a la corriente, establece un nuevo balance en el plano horizontal (Lueck et al., 2008, Figura 3).

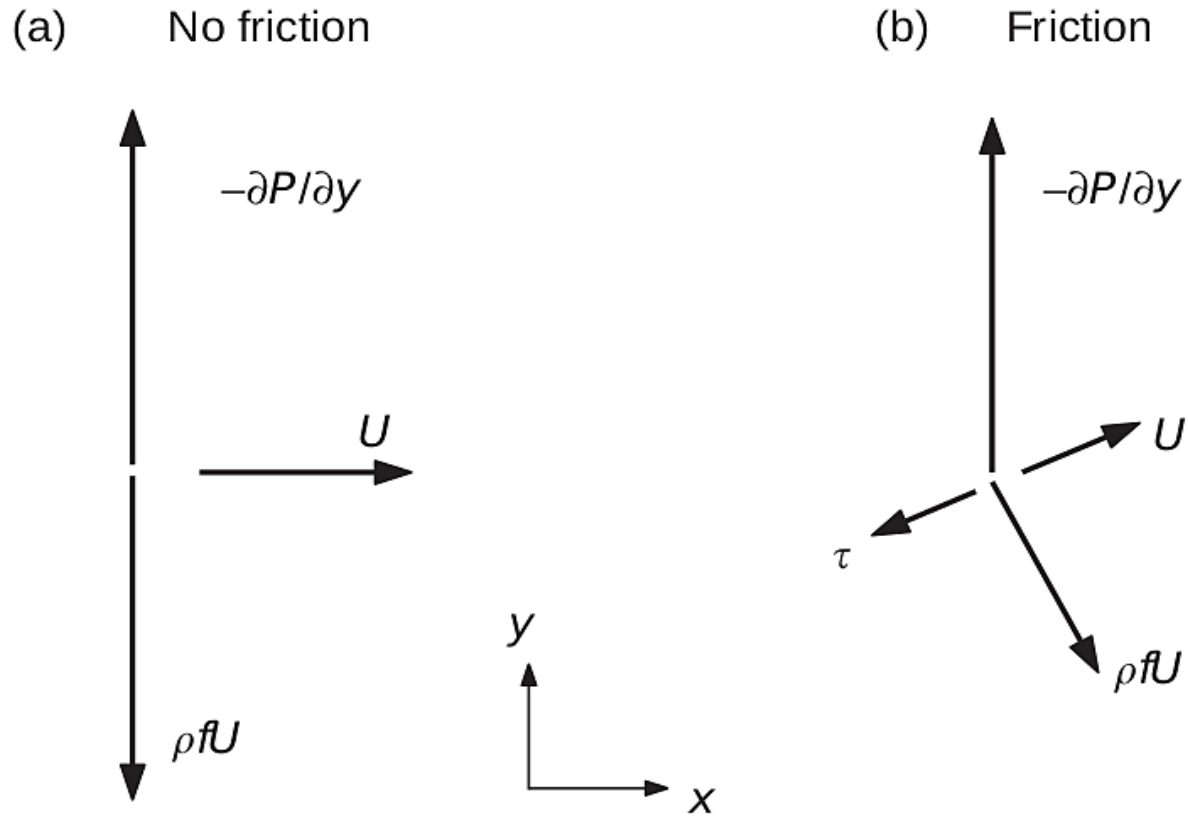


Figura 3. Balance de fuerzas en un flujo geostrófico fluyendo lejos del fondo (a) y en la capa de Ekman cerca del fondo (b). (Lueck et al., 2008).

Bajo este esquema, las ecuaciones de movimiento y sus condiciones de frontera quedan de la siguiente forma:

$$-fV = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial z}, -fU = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \tag{4}$$

$$U = U_g, V = V_g, \tau_x = \tau_y = 0; \text{ cuando } z \rightarrow \infty \tag{5}$$

$$U = V = 0; \text{ cuando } z = 0 \tag{6}$$

donde la velocidad de la corriente  $(-fv, fu)$  es igual al gradiente de presión  $(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}, -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y})$ , más la fricción de la corriente geostrófica en el fondo  $(\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial z}, \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_y}{\partial z})$ .

### 2.7.2. Corrientes superficiales debidas la viento

Para estimar la magnitud de las corrientes superficiales debidas al esfuerzo del viento, Rio et al. (2014), proponen la siguiente fórmula:

$$U_0 = \beta \tau_{wind} e^{i\theta} \quad (7)$$

$$u_0 = sign(\tau_{wind}^x) * Re(U_0); v_0 = sign(\tau_{wind}^y) * Im(U_0) \quad (8)$$

donde  $U_0$  es la corriente marina superficial ( $z=0$ ) debida al empuje del viento,  $\beta$  y  $\theta$  son constantes con valor igual a 0.61 y 30.75, respectivamente, y  $\tau_{wind}$  es la magnitud del esfuerzo del viento.  $u_0, v_0$  son la componente zonal y meridional de la corriente marina superficial debida al viento,  $\tau_{wind}^x, \tau_{wind}^y$  son la componente zonal y meridional del esfuerzo del viento

La profundidad de la capa de Ekman y la velocidad turbulenta ( $u_*$ ) pueden estimarse a partir de la magnitud de la velocidad media con el ADCP. Donde la velocidad turbulenta ( $u_*$ ) se define como:

$$u_* = \frac{kU_{adcp}}{\ln(\frac{Z}{Z_0})} \quad (9)$$

donde  $k$  es la constante de Von Karman (0.41),  $U_{adcp}$  es la magnitud de la velocidad media con el ADCP,  $z$  es la profundidad a la que se midió la  $U_{adcp}$  y  $z_0$  es altura de las rizaduras o grava en el fondo ( $\sim 1$  cm). La profundidad de la capa de fondo de Ekman ( $H$ ) es (Cushman-Roisin & Beckers, 2011):

$$H = \sqrt{\frac{2\nu_E}{f}} \quad (10)$$

donde  $\nu_E$  es la viscosidad turbulenta  $= kzu_*$

## 2.8. Fuerza de Coriolis

La fuerza de Coriolis es una fuerza aparente que se observa en un sistema de referencia en rotación cuando un cuerpo se encuentra en movimiento respecto de dicho sistema de referencia. Esta, surge para compensar el hecho de que la partícula que está siendo acelerada por las fuerzas de la gravedad, la presión y la fricción se está acelerando en una tierra en rotación (Knauss, J. A., & Garfield, N., 2016). Esta es proporcional en magnitud a la velocidad del flujo y dirigida perpendicular a la dirección del flujo (Tomczak et al., 2013). Esta fuerza desvía el movimiento de las partículas hacia la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur.

El equilibrio entre la fuerza de Coriolis y la fuerza del gradiente de presión se denomina equilibrio geostrófico, y el flujo correspondiente se conoce como flujo geostrófico. En comparación con el movimiento en una tierra no giratoria, donde el flujo cruza isobaras de alta a baja presión, el flujo geostrófico se caracteriza por el movimiento a lo largo de las isobaras (Tomczak et al., 2013).

## 2.9. Ecuaciones Geostróficas

El equilibrio geostrófico requiere que la fuerza de Coriolis equilibre el gradiente de presión horizontal. Las ecuaciones para el equilibrio geostrófico se derivan de las ecuaciones de movimiento, suponiendo que el flujo no tiene aceleración:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial w}{\partial t} = 0 \quad (11)$$

Suponiendo que las velocidades horizontales son mucho más grandes que la vertical,  $w \ll u, v$ ; que la única fuerza externa es la gravedad; y esa fricción es pequeña. Con estas suposiciones se convierten:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = fv; \quad \frac{\partial p}{\partial y} = -fu; \quad \frac{\partial p}{\partial z} = pg \quad (12)$$

Donde:

$$f = 2\Omega \sin \varphi \quad (13)$$

Este es el parámetro de Coriolis.

Las ecuaciones pueden escribirse:

$$v = \frac{g\delta\eta}{f\delta x}; u = \frac{g\delta\eta}{f\delta y} \quad (14)$$

Donde  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $f$  el parámetro de Coriolis,  $\eta$  la anomalía del nivel del mar,  $\delta x$  y  $\delta y$  las distancias hacia el este y hacia el norte, respectivamente.

### **2.10. Condiciones barotrópicas y baroclínicas**

Si el océano fuera homogéneo con densidad constante, las superficies de presión constante siempre serían paralelas a la superficie del mar, y la velocidad geostrofica sería independiente de la profundidad. En este caso, la velocidad relativa es cero, y los datos hidrográficos no se pueden usar para medir la corriente geostrofica. Si la densidad varía con la profundidad, pero no con la distancia horizontal, las superficies de presión constante siempre son paralelas a la superficie del mar y los niveles de densidad constante, las superficies de las isopícnas. En este caso, el flujo relativo también es cero. Ambos casos son ejemplos de flujo barotrópico (Brown, J. 2016).

El flujo barotrópico ocurre cuando los niveles de presión constante en el océano son siempre paralelos a las superficies de densidad constante. Hay que tener en cuenta que algunos autores llaman al flujo promediado verticalmente el componente barotrópico del flujo. El flujo baroclínico ocurre cuando los niveles de presión constante están inclinados a superficies de densidad constante. En este caso, la densidad varía con la profundidad y la posición horizontal. El flujo baroclínico varía con la profundidad, y la corriente relativa se puede calcular a partir de los datos hidrográficos. Las superficies de densidad constante no pueden inclinarse a superficies de presión constante para un fluido en reposo. En general, la variación del flujo en la vertical se puede descomponer en un componente barotrópico que es independiente de la profundidad, y un componente baroclínico que varía con la profundidad (Brown, J. 2016).

### **2.11. Números adimensionales**

El análisis dimensional es una herramienta que permite simplificar el estudio de cualquier fenómeno en el que estén involucradas muchas magnitudes físicas en forma de variables independientes. Existen diferentes números adimensionales que relacionan varias propiedades físicas de los fluidos. Estos números se definen como productos o cocientes de cantidades que tienen unidades físicas de tal forma que todas estas se simplifican. Dependiendo de su valor,

estos números tienen un significado físico que caracteriza a determinadas propiedades de los fluidos en sí.

Con el propósito de ampliar nuestro conocimiento sobre las magnitudes de las fuerzas involucradas en las corrientes marinas de nuestra área de estudio, utilizaremos diferentes números adimensionales con los que trataremos de relacionar y caracterizar a las corrientes debidas a los balances termohalinos y al empuje del viento. Los flujos geofísicos se definen como aquellos flujos donde su escala de tiempo es comparable con la rotación de la Tierra ( $\Omega$ ), donde la escala de tiempo es:

$$T \geq \frac{1}{\Omega} \quad (15)$$

Y de la escala de velocidad (U) y longitud (L):

$$\Omega \geq \frac{U}{L} \quad (16)$$

Generalmente no se discrimina entre las dos direcciones horizontales y se le asigna la misma escala de longitud (L) a ambas coordenadas y la misma escala de rapidez (U) a las dos componentes de la velocidad. Por otro lado, los fluidos geofísicos están generalmente confinados a un dominio de movimiento en el cual la escala horizontal (L) es mucho mayor a la vertical (H):

$$\frac{H}{L} \ll 1 \quad (17)$$

### **Capítulo 3. Justificación e importancia**

Las zonas costeras del mundo comparten varias características de gran importancia como son: la producción de alimentos, la regulación de la hidrología y el clima, la captura del dióxido de carbono y la producción de oxígeno; además de poseer una enorme riqueza biológica. La zona costera de Campeche no es una excepción, el conocimiento de la dinámica de sus características termohalinas promueve un mejor manejo de sus recursos, por lo tanto, es de importancia el monitoreo continuo de estas características, así como del flujo de las corrientes, como parámetros mínimos para conocer la salud del ecosistema, y que esto coadyuve en comprender los procesos dinámicos naturales de esta zona oceanográfica para la correcta administración de sus recursos naturales.

## **Capítulo 4. Objetivos**

### ***4.1. Objetivo general***

Describir la dinámica termohalina en la zona costera del estado de Campeche mediante el análisis de la salinidad, temperatura y corrientes marinas. Para entender la interacción dinámica costera

### ***4.2. Objetivos particulares***

1. Caracterizar la distribución espacio-temporal de la temperatura y la salinidad, a partir de muestreos *in-situ* en la zona costera del estado de Campeche.
2. Analizar el flujo de las corrientes marinas frente a las costas de Campeche, a través de correntómetros acústicos submarinos



## Capítulo 5. Área de estudio

El estado de Campeche cuenta con un litoral que se extiende 523 Km (Figura 4), además tiene 66,770 Km<sup>2</sup> de plataforma continental considerada como la más grande del país. Presenta un volumen de 20 mil ha de aguas continentales lo que representa el 14% del total nacional. En general la media mensual de los vientos que soplan sobre las costas es moderada a través del año (Dubranna et al., 2011).

En la zona norte del estado de Campeche se encuentra la Reserva de la Biosfera de Los Petenes (RBP) tiene una extensión de 1300 Km<sup>2</sup> (Rico & Palacios, 1996). Los Petenes son biotopos con diversos hábitats: ojos de agua que evolucionan hacia dolinas inundadas (cenotes), ojos de agua temporales o permanentes, con canales angostos de intercomunicación entre los ojos de agua, y canales de marea. La capacidad de inundación de este sistema hidrológico está condicionada por las épocas climáticas. En esta zona la temperatura media anual es de 27.8 °C y la precipitación es de 700-800 mm anuales, mientras que en el sur la temperatura decrece a 26.4 °C y la precipitación llega a 800-1100 mm (Torres-Castro *et al.*, 2009).

La zona central está dominada por el río Champotón que es uno de los principales ríos superficiales del estado de Campeche. Por su parte la zona sur está dominada por la Laguna de Términos y todos los ríos que desembocan en esta, de los cuales los principales son el río Chumpan, Mamantel, Candelaria y Palizada. La Laguna de Términos es la principal cuenca de distribución del sistema (vía río Palizada), y a través de la Boca del Carmen se produce el flujo neto de la laguna hacia la plataforma continental (Kjerfve, 1998; Yáñez-Arancibia et al., 2004)

## Capítulo 6. Materiales y metodología

### 6.1. Datos in-situ

Las campañas oceanográficas del observatorio marino campechano (OMCA) se realizaron por un periodo mayor a un año, desde junio 2017 hasta julio 2018, logrando un total de 5 campañas trimestrales de aproximadamente una semana de duración, en las cuales que se tomaron perfiles de conductividad, temperatura y presión con un CTD (Conductivity-Temperature-Depth por sus siglas en inglés), marca Valeport modelo miniCTD, el cual está equipado con un sensor digital de conductividad de alta estabilidad, un sensor de temperatura PRT y un transductor de presión.

Con la intención de abarcar gran parte del litoral campechano se realizaron transectos perpendiculares a la costa con estaciones espaciadas cada 5 km, con el primer dato localizado a 5 km a partir de la línea de costa y llegando hasta una distancia máxima de 20 a 40 km de ella (Figura 4). Adicionalmente, se realizaron mediciones paralelas a la costa a los 30 km y 40 km. En las secciones paralelas, las estaciones estaban distanciadas a 10 km hasta llegar a 40 km de extensión.

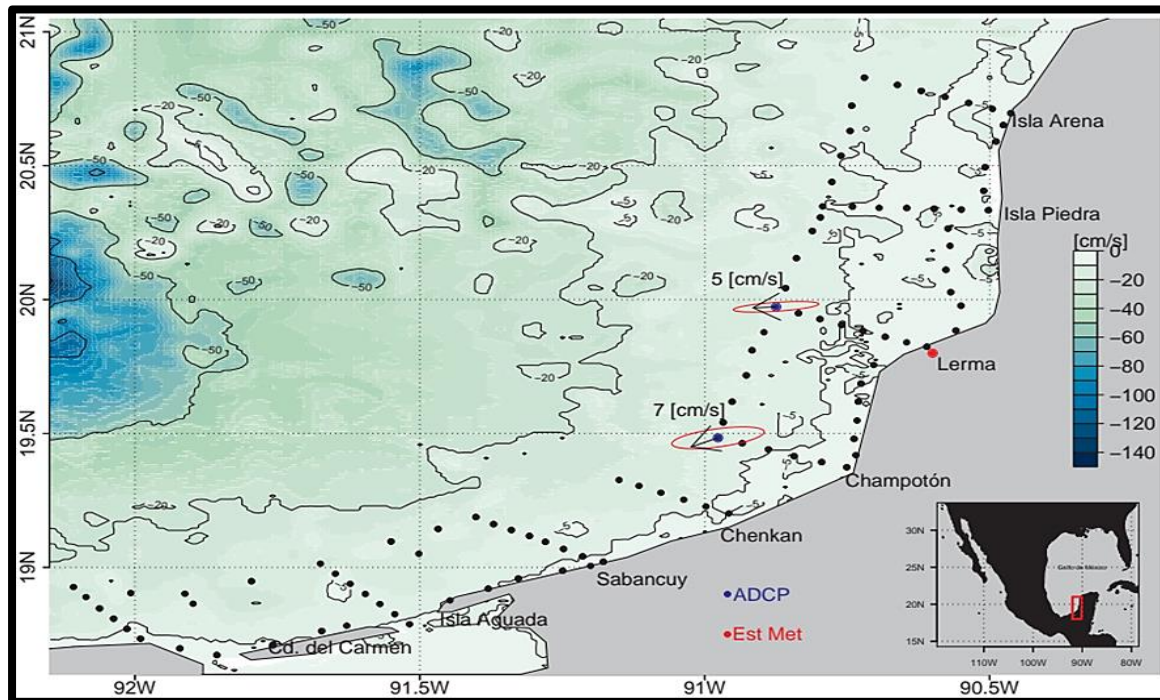


Figura 4. Sitios de muestreo de las campañas hidrográficas OMCA. La batimetría está representada por los contornos y la escala en color la profundidad. Las elipses de varianza promedio calculada de los datos de las series de tiempo de las velocidades rotadas para los dos ADCPs.

Además de los muestreos de CTD también se recolectaron datos del perfil de corrientes con dos perfiladores de corrientes acústico Doppler (ADCP por sus siglas en inglés), uno colocado frente a Lerma (90.87°W, 19.97°N), y el otro frente a Champotón (90.98°W, 19.48°N), ambos localizados a 30 km hacia mar abierto.

Para completar la información de las corrientes marinas, se utilizó una estación meteorológica costera. Esta se encuentra dentro de las instalaciones del Centro Regional de Investigación Pesquera de Lerma de Campeche (CRIP). La estación meteorológica es marca AIMAR modelo 110WX, la cual posee un sensor ultrasónico para medir la velocidad y dirección aparente del viento, además de sensores para medir la presión barométrica, la temperatura del aire y la humedad relativa.

*Tabla 1. Relación entre las estaciones climáticas y las fechas de los muestreos que se realizaron durante todas las campañas hidrográficas OMCA.*

| <i><b>Campaña</b></i> | <b>Fecha</b>                                  | <b>Estación</b> | <b>Estación regional</b> |
|-----------------------|---|-----------------|--------------------------|
| <i><b>OMCA02</b></i>  | Del 18 al 25 de julio del 2017                | Verano          | Lluvias                  |
| <i><b>OMCA03</b></i>  | Del 23 de octubre al 01 de noviembre del 2017 | Otoño           | Lluvias y <i>Nortes</i>  |
| <i><b>OMCA04</b></i>  | Del 27 de febrero al 02 de marzo del 2018     | Invierno        | <i>Nortes</i>            |
| <i><b>OMCA05</b></i>  | Del 17 al 22 de abril del 2018                | Primavera       | Secas                    |
| <i><b>OMCA06</b></i>  | Del 23 de julio al 28 de julio del 2018       | Verano          | Lluvias                  |

## ***6.2. Procesamiento de los datos CTD***

### ***6.2.1. Pretratamiento de los datos***

Los datos crudos de los lances tomados con el CTD fueron extraídos del equipo por medio del software proporcionado por el fabricante. Estos fueron inspeccionados visualmente para eliminar errores de escritura propios del equipo. Posteriormente estos datos fueron introducidos y procesados con el software R versión 3.5.1, (R Core Team, 2013), a partir de una subrutina elaborada específicamente para esta labor. Debido al bamboleo de las lanchas por el oleaje los datos dentro de los primeros 0 a 50 cm de profundidad fueron eliminados, tanto en el lance de bajada como en el de subida, para que no causarían errores al momento de empezar a procesar los datos. Ambos lances después fueron interpolados cada 20 cm hasta la profundidad máxima por lance, para poder promediarlos. Posteriormente, la Salinidad Absoluta (SA) y Temperatura Conservativa (CT por sus siglas en inglés) fueron obtenidos a partir de los datos de temperatura, conductividad y presión utilizando la nueva ecuación termodinámica del agua de mar (TEOS-10, por sus siglas en inglés). Una vez obtenidos estos datos se realizaron los diagramas T/S, las figuras de las distribuciones verticales y horizontales de SA y CT, así como el cálculo de las velocidades geostroficadas por transectos para cada campaña.

### ***6.2.2. Interpolación óptima de los datos de CTD***

Para generar los mapas horizontales de temperatura y salinidad, se utilizó la herramienta Análisis Variacional de Interpolación de Datos (DIVA por sus siglas en inglés), la cual es un software de licencia libre creado por el grupo de investigación GEHER de la universidad de Liège (<http://modb.oce.ulg.ac.be/mediawiki/index.php/DIVA>), que permite la interpolación de datos espaciales de una forma óptima. Esta utiliza un método de elementos finitos para resolver un principio variacional, que toma en cuenta la distancia entre los datos (restricción de observación), la regularidad del análisis (restricción de uniformidad), y las leyes físicas de la zona de estudio (restricción de comportamiento). La ventaja del método sobre los métodos de interpolación clásicos es que las costas se tienen en cuenta durante el análisis, ya que el principio de variabilidad se resuelve solo en la región cubierta por el mar. Esto evita que la información viaje a través de los límites costeros (por ejemplo, península, islas, etc.). También, el costo numérico no depende del número de datos sino del número de grados de libertad, relacionado con el tamaño de la malla de elementos finitos (Troupin et al., 2012).

### 6.3. Números Adimensionales

Con el propósito de analizar las magnitudes de las fuerzas involucradas en las corrientes marinas de nuestra área de estudio, utilizaremos diferentes números adimensionales con los que trataremos de relacionar y caracterizar a las corrientes debidas a los balances termohalinos:

1. Para conocer la longitud (en m) de los movimientos generados por la geostrofia, se utiliza la siguiente ecuación:

$$L \sim \frac{U}{\Omega} \quad (18)$$

donde ( $\Omega$ ) es la rotación de la Tierra y la U la velocidad horizontal (en m/s) causada por el gradiente termohalino.

2. La velocidad del fluido producido por el gradiente termohalino (U en m/s), es aproximada mediante la siguiente ecuación:

$$U \sim \sqrt{\frac{\Delta\rho_h}{\rho_0} gH} \quad (19)$$

donde ( $g$ ) es la fuerza de gravedad, (H) la profundidad, ( $\rho_0$ ) es la densidad promedio y ( $\Delta\rho_h$ ) la variación de la densidad en la horizontal.

3. Número de Rossby: El número de Rossby ( $Ro$ ) compara la advección con la fuerza de Coriolis.  $Ro \ll 1$  la rotación es importante:

$$Ro = \frac{U}{fL} \quad (20)$$

donde ( $f$ ) es la fuerza de Coriolis, L es la longitud (en metros, m) y la U la velocidad horizontal (en m/s).

Si  $Ro \ll 1$  la rotación es importante.

4. Número de Ekman: Llamado así en honor a Vagn Walfrid Ekman, caracteriza la relación entre fuerzas viscosas y las fuerzas de Coriolis debidas a la rotación planetaria. Generalmente en cualquier flujo rotacional, el número de Ekman es la relación entre fuerzas viscosas y fuerzas de Coriolis. Cuando el número de Ekman es pequeño, las

perturbaciones son capaces de propagarse antes de decaer debido a efectos de fricción. El número de Ekman describe el orden de magnitud de la capa de Ekman.  $Ek \gg 1$  la fricción horizontal es importante, *i.e.* la difusión viscosa está en equilibrio con los efectos debidos a la fuerza de Coriolis:

$$Ek = \frac{\nu_E}{fH^2} \quad (21)$$

donde la viscosidad turbulenta ( $\nu_E$ ) para la región es  $\sim 0.007 \text{ m}^2/\text{s}$

5. Número de Wedderburn: Este número mide la importancia relativa entre la fuerza de flotabilidad (debido a los gradientes verticales de densidad) y el esfuerzo del viento en la superficie. Si  $W \ll 1$  la fuerza del esfuerzo del viento es mucho mayor que la fuerza de flotabilidad (Imberger & Patterson, 1990; Shintani et al., 2010):

$$W = \frac{g'h_1^2}{U_*^2 L} \quad (22)$$

donde ( $g' = g(\rho_2 - \rho_1)\rho_1^{-1}$ ) es la gravedad reducida,  $\rho_1$  y  $\rho_2$  son las densidades de la capa superficial y el fondo, respectivamente, ( $h_1$ ) es el espesor de la capa, ( $U$ ) la velocidad de fricción del agua debido al estrés del viento y  $L$  la longitud de la dirección afectada por el viento.

#### **6.4. Datos de corrientes oceánicas (ADCP)**

Los perfiles de velocidad de las corrientes fueron tomados con dos correntómetros acústicos (ADCP por sus siglas en inglés), marca Nortek modelo AWAC 1 MHz., anclados una profundidad aproximada de 10 m, localizada a 30 km de distancia de la costa (figura 4). Estos equipos tomaron datos del perfil de las corrientes a cada 20 minutos donde estos representan el promedio de los primeros 60 segundos de observación. Estos equipos estuvieron colocados durante los periodos de agosto de 2016 a febrero de 2019 en el sitio frente a Lerma y de mayo 2017 a junio de 2018 en el sitio frente a Champotón. La columna de agua se subdividió en 10 celdas de medición de 1 m de espesor.

##### **6.4.1. Velocidades debidas al viento y la geostrofia**

Sandstorm (1980) describió las corrientes superficiales ( $Vel_{Ekman}$ ) debidas exclusivamente al esfuerzo del viento. La magnitud de esta corriente se estimó a partir del módulo de la velocidad

( $U_0$ ) de la ec.7, donde el esfuerzo del viento se calculó usando los datos de la estación meteorológica de Lerma ( $u_{viento}$  y  $v_{viento}$ ):

$$\tau_{wind^x} = \rho_a C_d U_{wind} u_{viento}; \tau_{wind^y} = \rho_a C_d U_{wind} v_{viento}; \quad (23)$$

donde  $\rho_a = 1.25 \text{ kg/m}^3$  es la densidad del aire,  $U_{wind}$  es la magnitud del viento (de la estación meteorológica),  $C_d$  es el coeficiente de arrastre atmosférico:

$$C_d = 1.1 \times 10^{-3} \text{ para } U_{wind} \leq 5 \frac{\text{m}}{\text{s}} \quad (24)$$

$$C_d = 1 \times 10^{-3} (0.61 + 0.63 * U_{wind}), \text{ para } 5 \frac{\text{m}}{\text{s}} < U_{wind} \leq 22 \frac{\text{m}}{\text{s}} \quad (25)$$

La  $Vel_{rot}$  contiene información de diferentes forzantes tales como el viento, gradientes de densidad y las corrientes debidas al oleaje, entre otros. En este trabajo  $Vel_{geos}$  se estimó indirectamente mediante la siguiente simplificación:

$$Vel_{geos} = Vel_{rot} - Vel_{Ekman} \quad (26)$$

#### **6.4.2. Análisis de las corrientes en la zona de estudio**

Como se mencionó en la introducción, las corrientes oceánicas son el resultado de diferentes fuerzas actuando sobre un cuerpo de agua. En el caso del área de estudio, el interés es conocer cuantitativamente la contribución de velocidad observada de tres forzantes principales, la marea, las corrientes debidas al esfuerzo del viento, y a los gradientes de densidad basados en la estructura termohalina.

A las series de tiempo de velocidad recabadas con los ADCPs, se les aplicó un filtro de Lanczos pasa bajas, con una frecuencia de corte de 24 h, para eliminar la señal de la marea del resto de la información dinámica de las corrientes. La magnitud de la corriente debida a la marea se calculó directamente del análisis espectral de la serie original del ADCP (denominadas velocidades totales):

$$Vel_{marea} = Vel_{Totales} - Vel_{filtrada} \quad (27)$$

donde la  $Vel_{mar}$  es la magnitud de las corrientes de marea,  $Vel_{Totales}$  la magnitud de las corrientes medidas con el ADCP, y  $Vel_{filtrada}$  la magnitud de las corrientes filtradas espectralmente (sin marea).

La suma del promedio de las componentes Totales ( $\underline{u}_{Totales}$  y  $\underline{v}_{Totales}$ ) más la componente filtrada ( $u_{filtrada}$  y  $v_{filtrada}$ ), dan como resultado a la corriente dinámica (corrientes debidas al viento y a la geostrofia). Esta última fue usada para estimar la elipse de variabilidad junto con el ángulo de máxima varianza con el cual se rotaron las corrientes en Lerma y Champotón, (elipses mostradas en la Fig. 4). Es a partir de las corrientes dinámicas rotadas ( $Vel_{rot}$ ) con las que se generaron los diagramas de rosas mostrados en la sección de resultados para ambos sitios.

#### **6.4.3. Función empírica ortogonal del campo de corrientes de los ADCPs**

Una técnica útil para analizar la variabilidad de las series de tiempo de las corrientes medidas con un ADCP, es el análisis de componentes principales (PCA en inglés). En oceanografía, el método se conoce comúnmente como Funciones Empíricas Ortogonales (FEOS). La ventaja del FEOS es que proporciona una descripción compacta de la variabilidad espacial y temporal de series de datos en términos de funciones ortogonales, o "modos" estadísticos. Por lo general, la mayor parte de la varianza de una serie de tiempo está en los primeros modos ortogonales cuyos patrones pueden luego vincularse a posibles mecanismos dinámicos. Se debe enfatizar que no necesariamente existe ninguna relación física o matemática directa entre los FEOS estadísticos y cualquier modo dinámico. Se les llama "empíricos" para reflejar el hecho de que están definidos por la estructura de covarianza del conjunto de datos específicos que están siendo analizados (Thomson y Emery, 2001).

El análisis de los FEOS de las series de tiempo de las corrientes para ambos sitios generó una serie de tiempo de las corrientes medidas a profundidad (patrón temporal), y un perfil vertical del cambio de las corrientes con la profundidad (patrón espacial), por cada componente principal.

#### **6.4.4. Análisis espectral del campo de corrientes de los ADCPs**

Este análisis permite encontrar las frecuencias más energéticas de las series de tiempo de las corrientes. Por otro lado, a partir de los análisis de admitancia, coherencia y fase, se puede cuantificar la similitud o diferencia de las corrientes para ambos sitios de muestreo (Jouanno et



al., 2018). Para poder realizar estos análisis, se eliminó la capa más superficial de medición de los ADCPs por ser muy ruidosa, la tecnología del ADCP presenta problemas en la capa más superficial, después las velocidades de corriente medidas a distintas profundidades se igualaron en tiempo y espacio, interpolándose a una misma profundidad y a las mismas fechas de muestreo.

## Capítulo 7. Resultados

### 7.1. Tipos de agua

Se utilizaron la serie de observaciones de temperatura conservativa (CT) y de salinidad absoluta (SA), obtenidas del muestreo de CTD para En lo consecutivo se utilizará el término “tipo de agua” en lugar de “masa de agua”, en nuestra región de estudio los valores de masas de agua reportados en la literatura, encontrados para nuestra zona (recuadros mostrados en la Figura 5), están sumamente modificados por la mezcla con los aportes locales de aguas continentales y/o por los balances de evaporación/precipitación de las diferentes épocas climáticas.

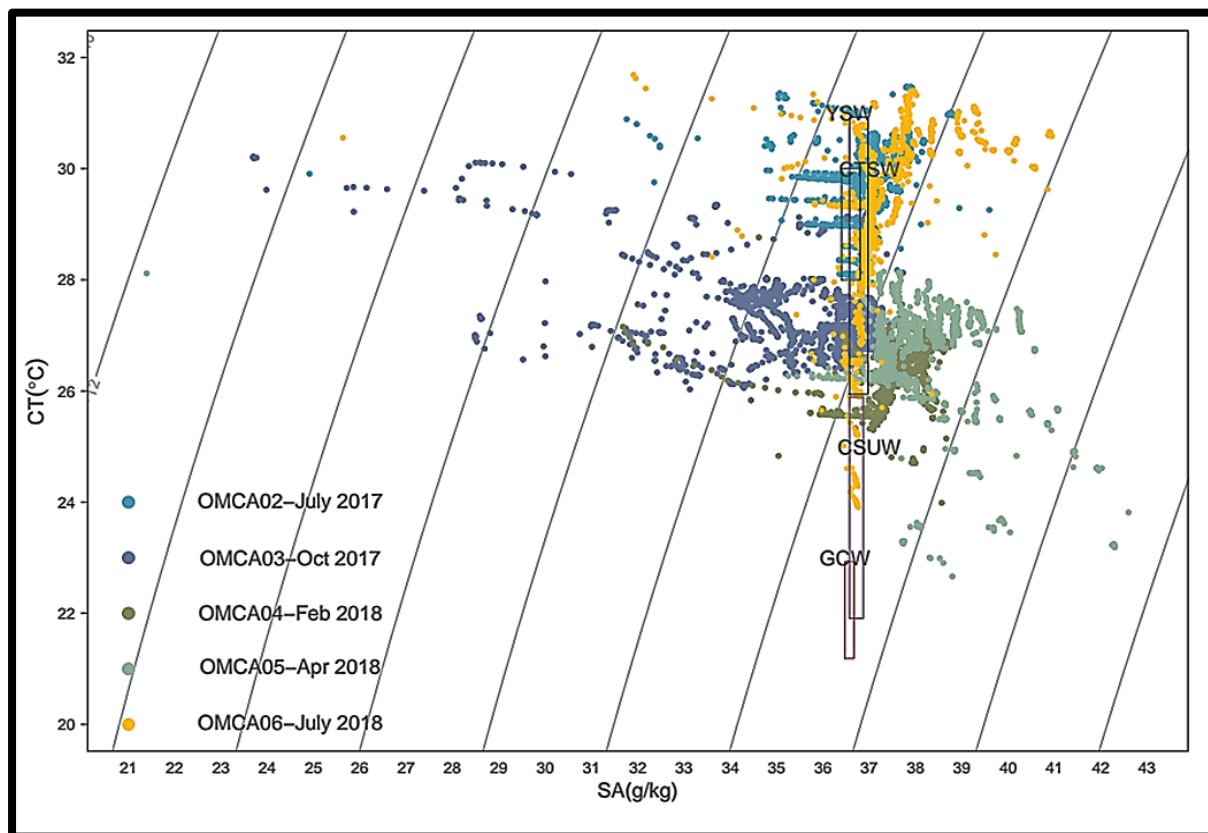


Figura 5. Diagrama T/S de todas las campañas OMCA. Los recuadros muestran los rangos de las masas de agua presentes en el Golfo de México: YSW= Yucatán Sea Water, CSUW = Caribbean Subtropical Under Water, GCW = Gulf Common Water. De acuerdo con Aldeco et al. (2009), Enríquez et al. (2013).

En la zona de estudio se lograron identificar 3 tipos de agua con características similares a masas de agua que se encuentran dentro del golfo de México, el primer tipo de agua proviene del Agua Superficial Tropical del Caribe (CTSW, por sus siglas en inglés). Este tipo de agua modificada

de CTSW encontrada se caracteriza por intervalos de temperatura entre 28 °C a 30°C, y de salinidad entre los 36.4g/Kg a 36.8 g/Kg (Figura 5). El CTSW tiene intervalos de salinidad >36.4°C y temperaturas >28°C, esta se forma fuera del Golfo de México y fluye hacia él en la capa superficial de la Corriente de Yucatán. Esta masa de agua incrementa su temperatura y salinidad conforme se desplaza hacia el oeste del Banco de Campeche (Nowlin 1972, Schroeder *et al.*, 1974).

El segundo tipo de agua que se identificó está relacionado con el Agua Subtropical Subsuperficial del Caribe (CSUW, por sus siglas en inglés) con intervalos de salinidad entre 36.4g/Kg y 36.7 g/Kg y de temperatura 22.2°C y 26°C descritas por Schroeder *et al.* (1974). El CSUW entra con el flujo principal de la Corriente de Lazo, una parte de ella se distribuye al oeste del Golfo de México, mientras que otra parte contribuye en gran medida al volumen de agua del giro anticiclónico que se desprende de la Corriente de Lazo, o sale del Golfo de México por el Estrecho de Florida (Aldeco *et al.*, 2009). Esta masa de agua se encontró modificada, sus intervalos varían entre los 36.6 y 36.7g/kg de salinidad y rangos de temperatura entre los 23.5 °C y los 26.5 °C, esta agua mezclada sólo logró verse en la campaña OMCA 04 cuando se extendió el área de estudio hasta Ciudad del Carmen, es decir, esta agua solo existe en el sur del Estado. Probablemente es acarreada a nuestra zona de estudio por el giro ciclónico de la Bahía de Campeche, localizado frente a Tabasco.

El tercer tipo de agua que se identificó proviene del agua del mar de Yucatán (YSW), propuesta por Enríquez en 2013 con intervalos de salinidad entre 36.4 g/Kg y 36.8 g/Kg y rangos de temperatura 26°C y 31°C. Este tipo de agua fue la más abundante, se encontró en todas las campañas realizadas y se confirma que el tipo de agua que se encuentra en la plataforma de Yucatán está también presente en la zona costera del estado de Campeche, con algunas modificaciones a los aportes de agua dulce locales tales como los Petenes, el río Champotón y la Laguna de Términos.

Aunque la zona costera de Campeche está dentro del Golfo de México no se encontró el Agua Común del Golfo (GCW, por sus siglas en inglés), debido a que es un agua intermedia. La presencia de la plataforma continental de Yucatán hace la función de barrera impidiendo su presencia en la zona de estudio.

La distribución espacial de la salinidad mostró mayor variabilidad con respecto a la temporalidad que la temperatura. La campaña OMCA03, que se llevó a cabo al final de la época de lluvias (otoño), se observaron los menores valores ( $\sim 23.5\text{g/Kg}$ ), en contraste con la campaña OMCA05, muestreada en la época de secas (primavera), donde la salinidad es mucho mayor ( $\sim 40\text{g/Kg}$ ).

Por su parte, la temperatura mostró una variación típica estacional con máximos en verano ( $32\text{ }^\circ\text{C}$ ) y mínimos en invierno ( $25\text{ }^\circ\text{C}$ ). Por otro lado, como se observa en el diagrama T/S (Figura 5), en general la zona costera de Campeche muestra un rango de variación mayor salinidad ( $\sim 20\text{ g/kg}$ ), que de temperatura ( $\sim 9\text{ }^\circ\text{C}$ ). Esto señala la importancia que tienen los procesos de evaporación/precipitación sobre los procesos que modifiquen a la temperatura.

### ***7.2. Distribución vertical de temperatura y salinidad***

Para mostrar la distribución vertical de la temperatura y salinidad, a lo largo de la costa del Estado de Campeche, se realizaron varios transectos perpendiculares a la costa en varios sitios del estado (ver Figura 4). De Norte a Sur estos son: Isla Arena, Isla Piedra, Lerma, Champotón, Chenkan, Sabancuy, Isla Aguada y Atasta. Chenkan y Atasta solo fueron incluidos en los últimos muestreos en abril y julio 2018.

A continuación, se muestran los perfiles de temperatura y salinidad de tres zonas características de la costa de Campeche, en las diferentes épocas climáticas (Figura 6 y Figura 7). Estas fueron: los Petenes (Isla Piedra), la salida del río Champotón (Champotón) y una de las bocas de la Laguna de Términos (Isla Aguada). El propósito de esta sección es mostrar la influencia que estas regiones costeras puedan tener sobre la distribución termohalina a diferentes profundidades y hacia fuera de la costa durante un ciclo anual medido. Para complementar esta información, en las Tabla 2 y Tabla 3 se muestran los máximos y mínimos por muestreo y por transecto.

La Figura 6 muestra la distribución de la temperatura. En Isla Piedra se encontraron valores máximos de  $30.9\text{ }^\circ\text{C}$  para la época de verano en la campaña OMCA02 (julio 2017) y de  $30.3\text{ }^\circ\text{C}$  para la campaña OMCA06 (julio 2018), mientras que en Champotón los máximos fueron de  $30.3\text{ }^\circ\text{C}$  y  $30.4\text{ }^\circ\text{C}$  y finalmente en Isla Aguada el máximo fue de  $29.9\text{ }^\circ\text{C}$ . En cuanto a los valores

mínimos de temperatura Chenkan destacó con temperaturas de 23.9°C, muy por debajo del resto de los otros sitios (ver Tabla 3).

En otoño aún se registraron temperaturas cálidas en Isla Piedra de 30.2°C, pero a diferencia de Champotón las temperaturas son menores de 27.5°C y se ve una diferencia térmica de 2.7°C. A lo largo del perfil vertical de Champotón se aprecia una capa superior cálida y menos salada (Figura 6, e y Figura 7, e, respectivamente) probablemente debido a las descargas pluviales del río Champotón, y una inferior con agua más densa y menos cálida. De igual forma en la salida de la Laguna de Términos, se observa un lente de agua ligeramente más cálido (ver Figura 6, f) y menos densa probablemente proveniente de la laguna y observable hasta ~20 km de la costa y sobre los primeros 2.5 m de profundidad.

Durante el invierno las tres zonas mostraron valores y distribuciones de temperatura similares (~ 27°C), la temperatura más fría registrada fue en Isla Arena de 24.7°C (resultado no mostrado) entre los 6 y 8 m de profundidad.

En primavera se observa una diferenciación local de la temperatura, donde por un lado en Isla Piedra se ve una distribución vertical de agua variando desde mar abierto hacia la costa, con agua menos fría mar afuera (~26.2°C) y más fría en la costa (~23.1°C, ver Figura 6, j). Mientras que en Champotón e Isla Aguada (ver figura 6 k-l), se observa una estratificación térmica posiblemente debido a la vaciante del río Champotón y de la Laguna de Términos, los cuales probablemente expulsaron agua más cálida que formó un lente en la parte superior de la columna de agua de (27.5°C) extendiéndose hasta los 10 km de costa y en los primeros 1.5 m de profundidad en el caso de Champotón, y hasta los 20 km y los 2.5 m de profundidad en Isla Aguada.

Tabla 2. Máximos y mínimos de salinidad por zonas y campañas.

| Salinidad (g/Kg) | Zona norte |             | Zona centro |           | Zona sur |         |             |        |      |
|------------------|------------|-------------|-------------|-----------|----------|---------|-------------|--------|------|
|                  | Isla Arena | Isla Piedra | Lerma       | Champotón | Sabancuy | Chenkan | Isla Aguada | Atasta |      |
| <b>OMCA02</b>    | Max        | 37.7        | 37.8        | 38.1      | 38       | 37.6    | --          | 37.6   | --   |
| <b>Jul 2017</b>  | Min        | 35          | 31.7        | 36        | 36.8     | 36.6    | --          | 36.7   | --   |
| <b>OMCA03</b>    | Max        | 37.7        | 37.1        | 37.2      | 36.7     | 36.7    | --          | 36     | --   |
| <b>Oct 2017</b>  | Min        | 31.3        | 23.6        | 32.4      | 32       | 35.1    | --          | 30     | --   |
| <b>OMCA04</b>    | Max        | 37.9        | 38.3        | 38.2      | 38.1     | 38.6    | --          | 37.9   | --   |
| <b>Feb 2018</b>  | Min        | 37.5        | 36.2        | 35        | 36.4     | 35      | --          | 31.6   | --   |
| <b>OMCA05</b>    | Max        | 38.21       | 42.2        | 41.4      | 39.2     | 39.2    | --          | 38.5   | 38.3 |
| <b>Abr 2018</b>  | Min        | 35.2        | 37.7        | 37.9      | 37.8     | 37.1    | --          | 36.6   | 36.7 |
| <b>OMCA06</b>    | Max        | 37.1        | 39.6        | 40.1      | 39.5     | 38      | 38.4        | --     | 37.2 |
| <b>Jul 2018</b>  | Min        | 36.4        | 36.9        | 36.9      | 34.1     | 36.7    | 35.9        | --     | 35.1 |

La Figura 7 muestra los perfiles de distribución de la salinidad en los mismos perfiles que los de la temperatura. Al igual que con la temperatura, se observaron diferencias locales y entre estaciones climáticas. Los valores máximos se registraron en la temporada de secas en los tres transectos, con los valores más altos cercanos a la costa (de hasta 42 g/kg en isla Piedra). En los tres sitios se observa una distribución mayor de salinidad de costa a mar. Los valores más bajos se observaron al final de la época de lluvias (en otoño), donde en Champotón e Isla Aguada fue perceptible un lente de agua salobre que sale tanto del río Champotón como de la Laguna de Términos, respectivamente, en los primeros ~20 km de distancia de la costa, y abarcando 2 m de profundidad en Champotón y 5 m en Isla Aguada. Los valores mínimos de salinidad se registraron en la Isla Piedra (23.6 g/kg) que pertenece a la zona de los Petenes durante la época de lluvias (ver Tabla 2).

Tabla 3. Máximos y mínimos de temperatura por zonas y campañas.

| <i>Temperatura (°C)</i>                        | <i>Zona norte</i> |                    | <i>Zona centro</i> |                  | <i>Zona sur</i> |                |                    |               |      |
|--|-------------------|--------------------|--------------------|------------------|-----------------|----------------|--------------------|---------------|------|
|  | <i>Isla Arena</i> | <i>Isla Piedra</i> | <i>Lerma</i>       | <i>Champotón</i> | <i>Sabancuy</i> | <i>Chenkan</i> | <i>Isla Aguada</i> | <i>Atasta</i> |      |
| <b><i>OMCA02</i></b><br><b><i>Jul 2017</i></b> | Max               | 31.3               | 30.9               | 30.5             | 30.3            | 29.9           | --                 | 29.9          | --   |
|  | Min               | 28                 | 29.7               | 29.4             | 28              | 29.3           | --                 | 28.5          | --   |
| <b><i>OMCA03</i></b><br><b><i>Oct 2017</i></b> | Max               | 29.2               | 30.2               | 27.4             | 27.5            | 27.6           | --                 | 28.4          | --   |
|  | Min               | 28.1               | 28.9               | 25.8             | 26.3            | 26.6           | --                 | 27.4          | --   |
| <b><i>OMCA04</i></b><br><b><i>Feb 2018</i></b> | Max               | 26.6               | 27.5               | 27.1             | 27              | 27.1           | --                 | 27.1          | --   |
|  | Min               | 24.7               | 26.2               | 24.8             | 25.8            | 24.8           | --                 | 25.4          | --   |
| <b><i>OMCA05</i></b><br><b><i>Abr 2018</i></b> | Max               | 26.9               | 26.2               | 26.1             | 27.5            | 26.8           | --                 | 27.9          | 27.9 |
|  | Min               | 23.5               | 23.1               | 24.8             | 26.7            | 26.4           | --                 | 26.5          | 26.9 |
| <b><i>OMCA06</i></b><br><b><i>Jul 2018</i></b> | Max               | 29.5               | 30.3               | 30.3             | 30.4            | 30.6           | 30.8               | --            | 31.6 |
|  | Min               | 26.5               | 28.9               | 29.5             | 27.0            | 26.8           | 23.9               | --            | 28.2 |

La salinidad durante el invierno (época de *Nortes*), mostró valores similares en los tres sitios de ~37.5g/Kg. Una diferencia de salinidad fue encontrada en Champotón ya que los valores mayores de salinidad (~37 g/Kg) se registraron cerca de la costa y a diferencia de la Laguna de Términos, en donde la salinidad cerca de la costa, saliendo de la laguna fue menor (~33 g/Kg). En general se observa mezcla en la vertical de la salinidad por el probable forzamiento atmosférico causado por los *Nortes*.

Por otro lado, el posible efecto de la estacionalidad climática se vio reflejado sobre las distribuciones observadas en julio, ya que, como se ha mencionado este se encuentra al inicio de la estación de lluvias que abarca desde el final de mayo hasta el mes de octubre. Existen estudios sobre la salinidad de los Petenes en donde en época de secas la salinidad puede llegar a los 100 ppm y en época de lluvias la salinidad desciende hasta 13 ppm (Rico Gray et al., 1996), por lo tanto, la asociación entre las particularidades de la zona junto con la estacionalidad da como resultado una distribución de salinidad propias de la zona. En la Figura 7 se muestra el

perfil de Isla Piedra (Petenes), en donde podemos observar que las salinidades descienden a un mínimo de 23.7 g/Kg en los primeros 5 km de la costa. Posiblemente debido a que a finales de la época de lluvia las precipitaciones han causado un gran descenso en las concentraciones de salinidad dentro de las lagunas, que eran hipersalinas en la estación seca y el efecto de los aportes de los volúmenes de agua dulce de los Petenes que son potencialmente mayores. También se puede ver una ligera disminución en la temperatura debido al efecto de la precipitación y al cambio de estación que hacen descender la temperatura ligeramente.

La distribución de la temperatura y la salinidad, de los primeros 10 km cercanos a la costa en toda la columna de agua se aprecia la influencia de los aportes de aguas menos densas provenientes de los Petenes. Entre los 10 y 15 km se observan gradientes, donde el agua menos densa de los Petenes se localiza en las capas más superficiales, creando un frente con la entrada de agua más densa que proviene de mar afuera. La salinidad de esta zona nos puede indicar que existe una influencia del agua proveniente de los Petenes ya sea diluyendo la salinidad o bien aportando mayor salinidad al tener condiciones hipersalinas. Por otro lado, se observa que el agua que está saliendo es más caliente, lo que nos indica la influencia de la radiación solar sobre la poca profundidad donde se localizan estas aguas salobres.

Un caso en particular observado en Chenkan, en donde se encontró la presencia de agua más fría y densa cercana al fondo a partir de los 7 metros de profundidad (resultado no mostrado), en contraste con el agua de capas superiores más caliente y menos salada en este lugar, probablemente producto de advección de agua de surgencia que ocurrió en las costas de Yucatán. En este perfil, se pudo apreciar una zona de estratificación en la parte más alejada de la costa, mientras que en la parte más cercana a la costa el agua está más caliente y mezclada verticalmente. De acuerdo con las imágenes de satélite de la temperatura superficial del mar (no mostradas), esta surgencia puede provenir de la costa de Yucatán y pudo haber sido transportada por las corrientes marinas hacia la zona de Campeche. En el perfil más norteño (Isla Arena, Figura 8.i) se mostró la presencia de esta agua más fría, que viajó hacia el suroeste despegada de la costa, bordeando el bajo localizado entre Isla Arena y Lerma, por lo que la influencia de esta agua fría no lograra verse en los perfiles verticales de Isla Piedra y Lerma.



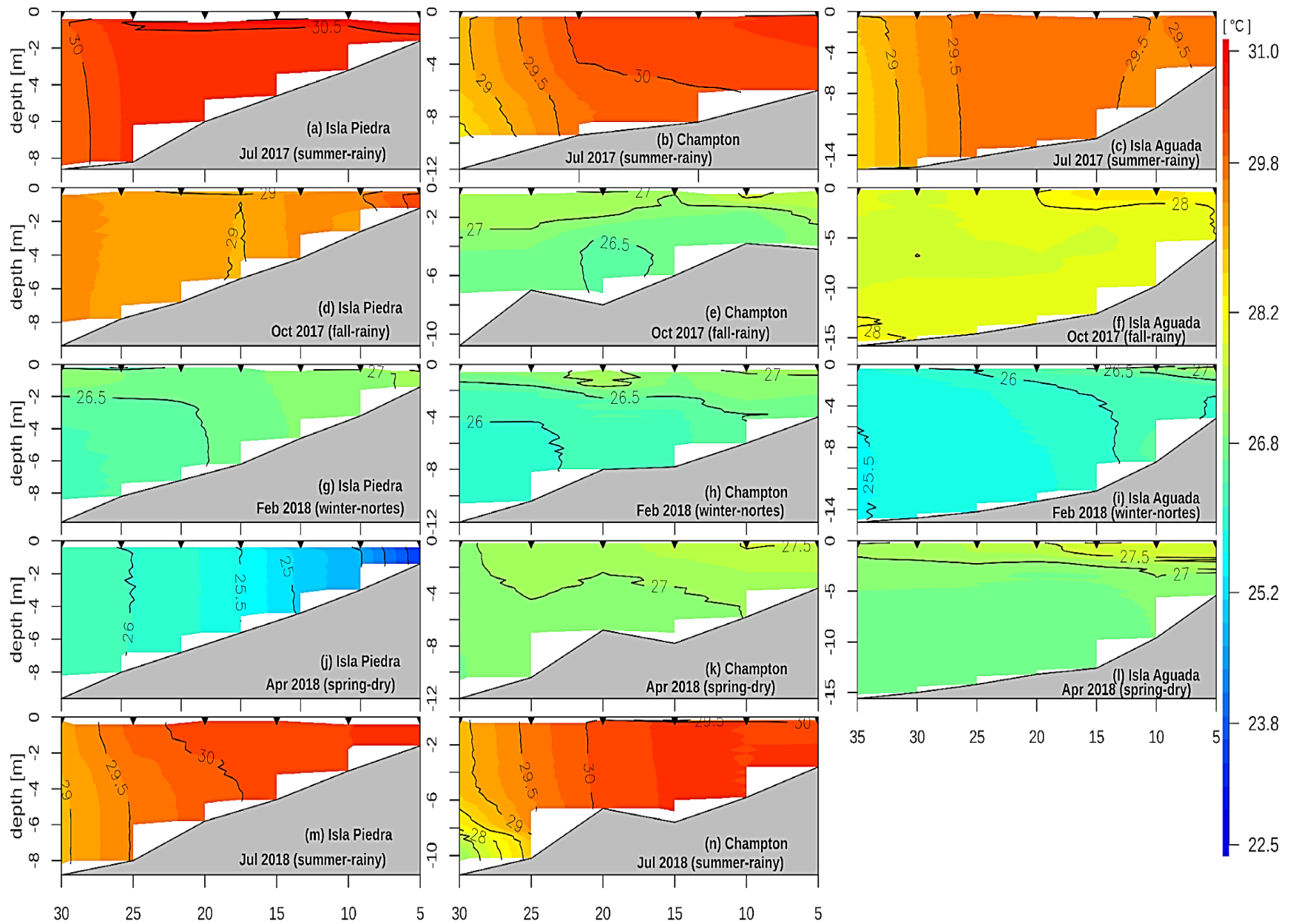


Figura 6. Distribución vertical de la Temperatura de los transectos de Isla Piedra, Champton e isla Aguada, para todas las campañas.

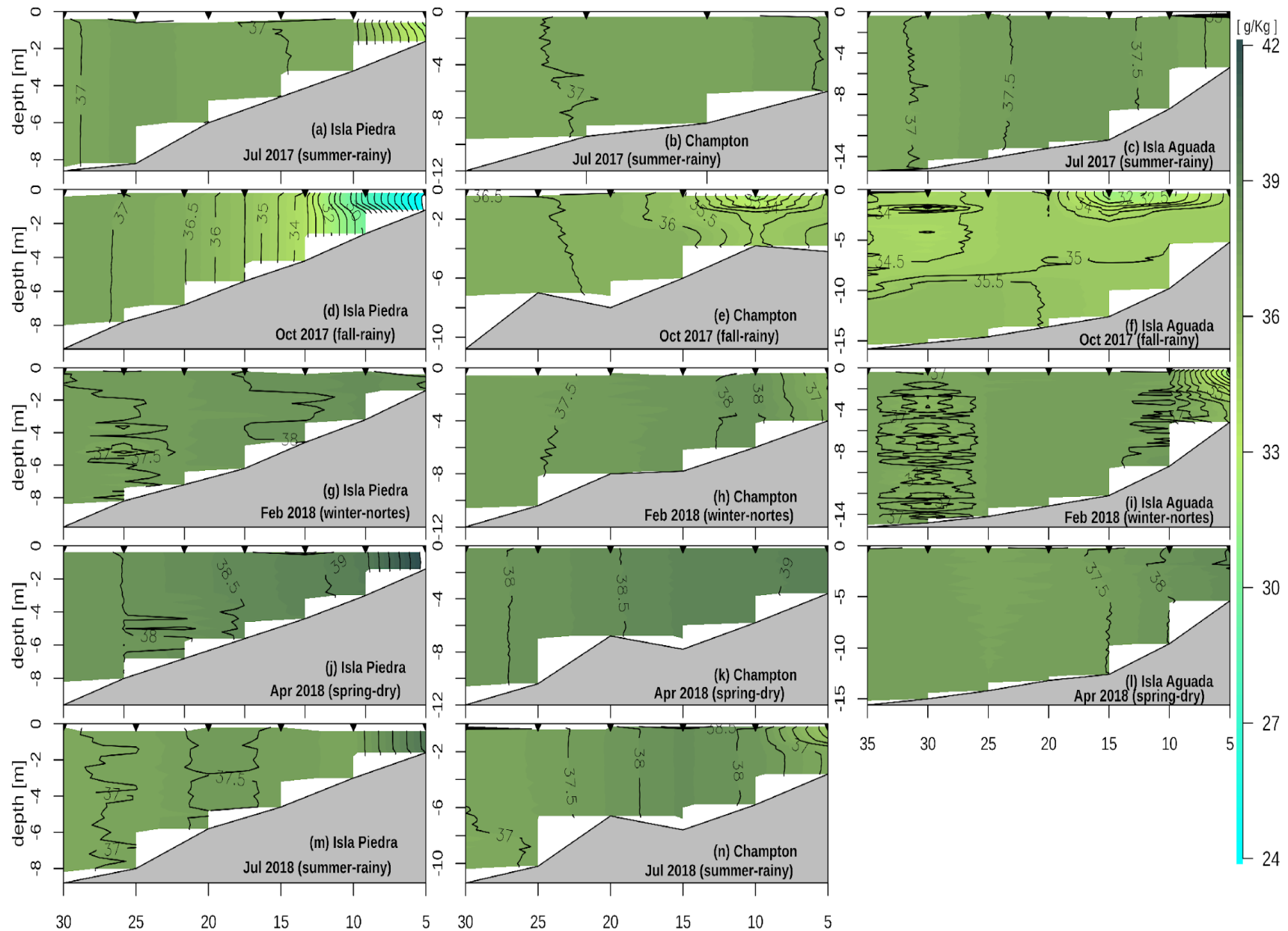


Figura 7. Distribución vertical de la salinidad en los transectos de Isla Piedra, Champton e isla Aguada, para todas las campañas.

### ***7.3. Distribución superficial***

La distribución superficial de la temperatura y la salinidad para la zona de estudio se determinó mediante interpolación objetiva de los datos de CTD de cada campaña OMCA, usando la herramienta DIVA (Figura 8). Las Campañas fueron programadas para muestrear la zona de estudio en diferentes estaciones climáticas, comenzando en verano de 2017 y terminando en verano del año siguiente, 2018. Se realizaron 5 campañas (verano, otoño, invierno, primavera y verano). Tanto en la distribución de temperatura como en la salinidad, es posible observar el cambio anual de ambas variables. En el caso de la temperatura (Figura 8, panel izquierdo), los valores más altos se registraron durante el verano (julio 2017 y 2018) y los valores más fríos durante el invierno (febrero 2018). En primavera de 2018, en la zona de los Petenes se observó un lente de agua fría con los valores más bajos registrados por los muestreos ( $\sim 22^{\circ}\text{C}$ ), proveniente de las descargas de agua continental. Sin embargo, comparativamente en el resto de la zona de estudio, es en febrero cuando se muestran los valores más fríos. Los *Nortes* promueven la mezcla en la zona de estudio y hacen que en invierno las temperaturas sean similares en toda el área (Kurczyn et al., 2020).

En el caso de la distribución superficial de la salinidad, esta está regida por los ciclos de evaporación/precipitación, y por los aportes de las aguas continentales. Esta tuvo un máximo en la época de secas (en primavera de 2018), donde la evaporación rebasa a la precipitación en la Península de Yucatán. Esta temporada climática se caracteriza por presentar altas temperaturas ambientales (que superan los  $40^{\circ}\text{C}$ ) y nula precipitación pluvial. Los valores de máxima salinidad se observaron en general cercanos a la costa, con un máximo en la zona de los Petenes (Figura 8.h). Los valores de menor salinidad se registraron al final de la época de lluvias (otoño de 2017), con un lente de mínima salinidad nuevamente frente a los Petenes de  $30\text{ g/Kg}$ , pero también se observan bajos valores frente a la Laguna de Términos de  $34\text{ g/Kg}$ . Durante el invierno se observaron valores similares de temperatura ( $\sim 26^{\circ}\text{C}$ ) y salinidad ( $37.5\text{ g/Kg}$ ) para toda el área (zona bien mezclada).

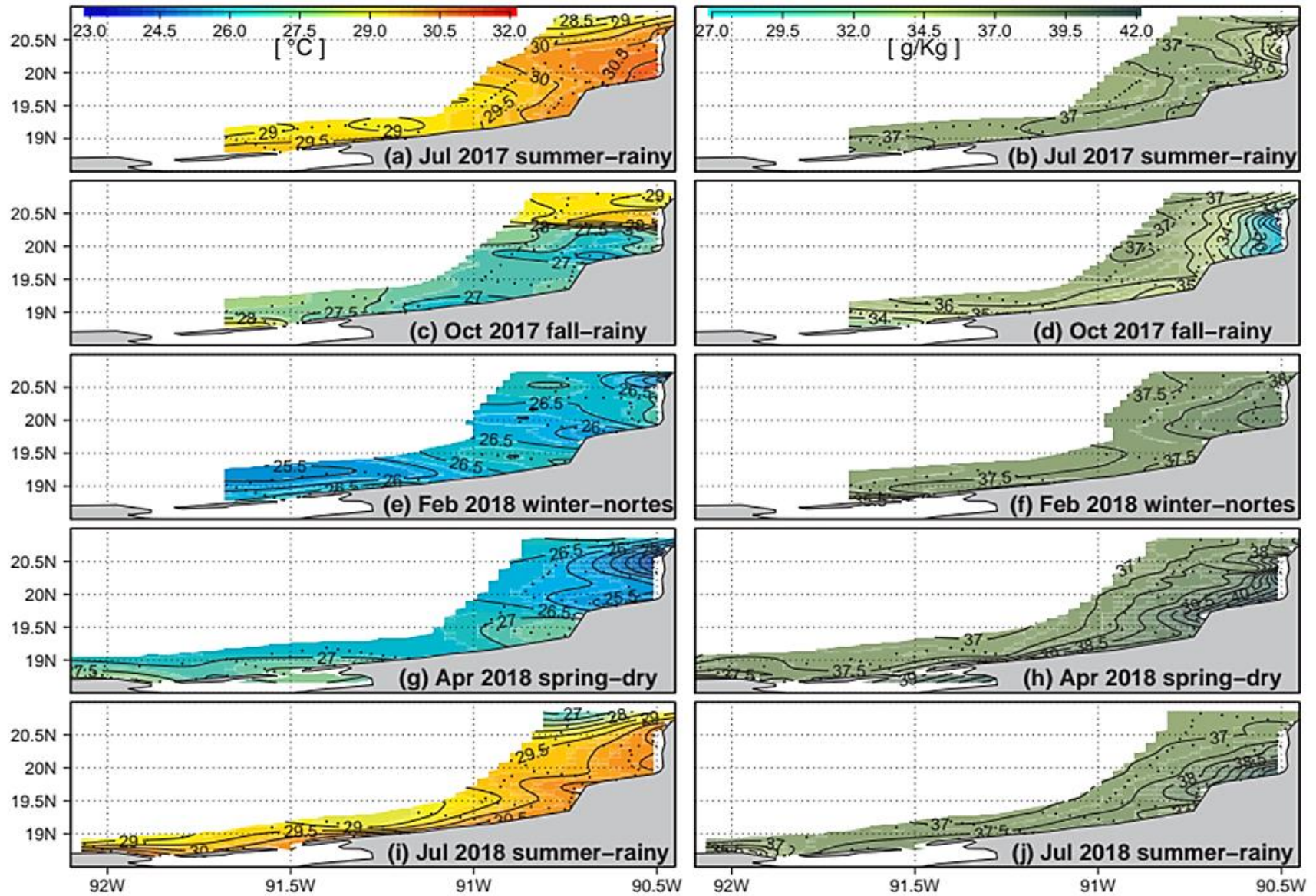


Figura 8. Distribución superficial de la temperatura (panel derecho) y Salinidad (panel izquierdo) en la zona de estudio, interpolada objetivamente.

#### 7.4. Números Adimensionales

Utilizando los datos de CTD se obtuvieron los gradientes de densidad y mediante las fórmulas adimensionales (Eq. 18 y 19), se obtuvo una aproximación de la velocidad y la longitud del fenómeno geostrófico perpendicular de los transectos. De igual manera con esta información se estimaron los números de Wedderburn y de Ekman (Tabla 4).

Tabla 4. Densidad promedio y resultados del análisis adimensional.

| <b>Isla Piedra (norte)</b> |                    |         |        |        |       |
|----------------------------|--------------------|---------|--------|--------|-------|
|                            | $\underline{\rho}$ | U[cm/s] | L[m]   | Wn     | Ek    |
| <b>OMCA2</b>               | 1022.9             | 16.04   | 2200.0 | 0.0103 | 8.47  |
| <b>OMCA3</b>               | 1022.1             | 23.52   | 3226.6 | 0.0051 | 10.65 |
| <b>OMCA4</b>               | 1024.7             | 9.93    | 1362.7 | 0.0311 | 7.78  |
| <b>OMCA5</b>               | 1025.5             | 17.56   | 2408.3 | 0.0009 | 8.61  |
| <b>OMCA6</b>               | 1023.4             | 13.80   | 1892.6 | 0.0011 | 9.06  |
| <b>Champotón (centro)</b>  |                    |         |        |        |       |
|                            | $\underline{\rho}$ | U[cm/s] | L[m]   | Wn     | Ek    |
| <b>OMCA2</b>               | 1023.2             | 11.86   | 1626.4 | 0.6744 | 1.85  |
| <b>OMCA3</b>               | 1023.5             | 21.19   | 2906.2 | 0.0917 | 4.25  |
| <b>OMCA4</b>               | 1024.7             | 14.89   | 2042.8 | 3.9387 | 2.65  |
| <b>OMCA5</b>               | 1025.0             | 9.70    | 1330.2 | 0.0208 | 2.93  |
| <b>OMCA6</b>               | 1023.5             | 19.44   | 2665.8 | 0.0053 | 3.02  |
| <b>Isla Aguada (sur)</b>   |                    |         |        |        |       |
|                            | $\underline{\rho}$ | U[cm/s] | L[m]   | Wn     | Ek    |
| <b>OMCA2</b>               | 1023.4             | 14.77   | 2026.4 | 0.0033 | 1.07  |
| <b>OMCA3</b>               | 1022.2             | 30.16   | 4136.9 | 0.4435 | 1.03  |
| <b>OMCA4</b>               | 1024.4             | 22.26   | 3053.7 | 1.0161 | 1.09  |
| <b>OMCA5</b>               | 1024.4             | 14.06   | 1929.0 | 47.797 | 1.05  |

El primero relaciona la importancia del esfuerzo del viento contra los gradientes de densidad, mientras que el segundo caracterizó la relación entre las fuerzas viscosas (la fricción impuesta por el fondo oceánico) y la fuerza de Coriolis.

En los tres sitios seleccionados las velocidades debidas a los gradientes de densidad fueron similares (10 a 30 cm/s). Sin embargo, existió diferencias en los números de Wedderburn y Ekman entre los sitios y en los diferentes muestreos. En la zona de los Petenes, el esfuerzo del viento fue más importante que los gradientes de densidad, y la fricción debida al fondo marino de mayor importancia que la fuerza de Coriolis. En el caso de Champotón el número de Wedderburn mostró en invierno que los gradientes de densidad superaron a la fuerza debida al viento. Los números de Ekman en este lugar son de menor magnitud que en Isla Piedra, sin embargo, muestran en general que la fricción debida al fondo es mayor a la fuerza de Coriolis. En Isla Aguada la fuerza de Coriolis es de la misma magnitud que las fuerzas viscosas ( $Ek \sim 1$ ), y a diferencia de los otros dos sitios, aquí los gradientes de densidad pueden ser más importantes que el esfuerzo del viento, como ocurrió en invierno (OMCA 4) y en primavera (OMCA 5).

## **7.5. Corrientes marinas en Campeche**

### **7.5.1. Lerma y Champotón**

A 30 km de las localidades de Lerma y Champotón, Cam., se colocaron por  $\sim 2.5$  años (de agosto de 2016 a febrero de 2019), y por  $\sim 1$  año (de mayo 2017 a junio de 2018), dos ADCPs que midieron el perfil de corrientes cada 1 m en ambos sitios. Siguiendo el método propuesto por Thomson y Emery (2001), se estimaron el porcentaje de varianza explicada y el ángulo de máxima varianza de las componentes  $u$  y  $v$  de las corrientes. En ambos, la componente meridional de la velocidad ( $u$ ) fue el eje de la elipse que explicó la mayor varianza (47% y 60%, respectivamente). El ángulo de máxima varianza se usó para rotar las corrientes de los ADCPs en  $9.12^\circ$  en Lerma y  $19.33^\circ$  en Champotón. La distribución mensual de la corriente superficial rotada se muestra en la Figura 9. En ambos ADCPs se observó una distribución mensual similar. Los máximos podrían estar asociados a algún evento *Norte*, donde a finales de otoño y durante el invierno se observan las corrientes más rápidas, pero con flujos esporádicos. En primavera se observó un flujo cuasi constante con velocidades de hasta  $\sim 20$  cm/s, que son valores medio-alto para la región. Durante agosto, septiembre y octubre, se observaron las velocidades más bajas

donde las corrientes fueron muy débiles, teniendo valores altos de manera puntual probablemente debido a la influencia de los *Nortes* en octubre.



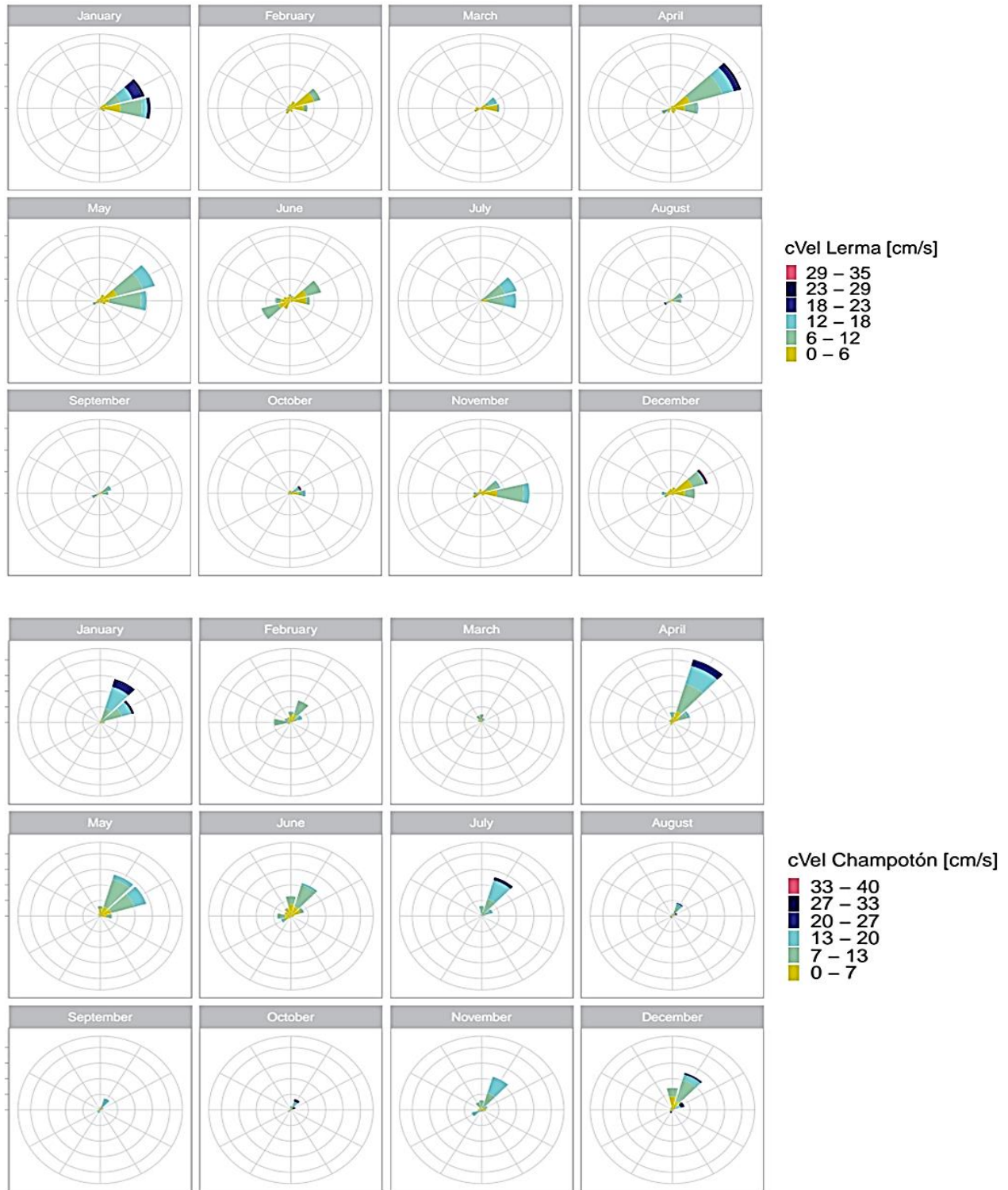


Figura 9. Distribución mensual de la magnitud y dirección de la corriente superficial para Lerma (a) y Champotón (b). El ángulo muestra de donde provienen las corrientes (este-noreste), es decir fluyen hacia el oeste-sureste.



En la región de Lerma se instaló una estación meteorológica en la costa, la cual estuvo midiendo la magnitud y dirección del viento (Figura 10) por un periodo de tiempo similar al de las observaciones con los ADCPs.

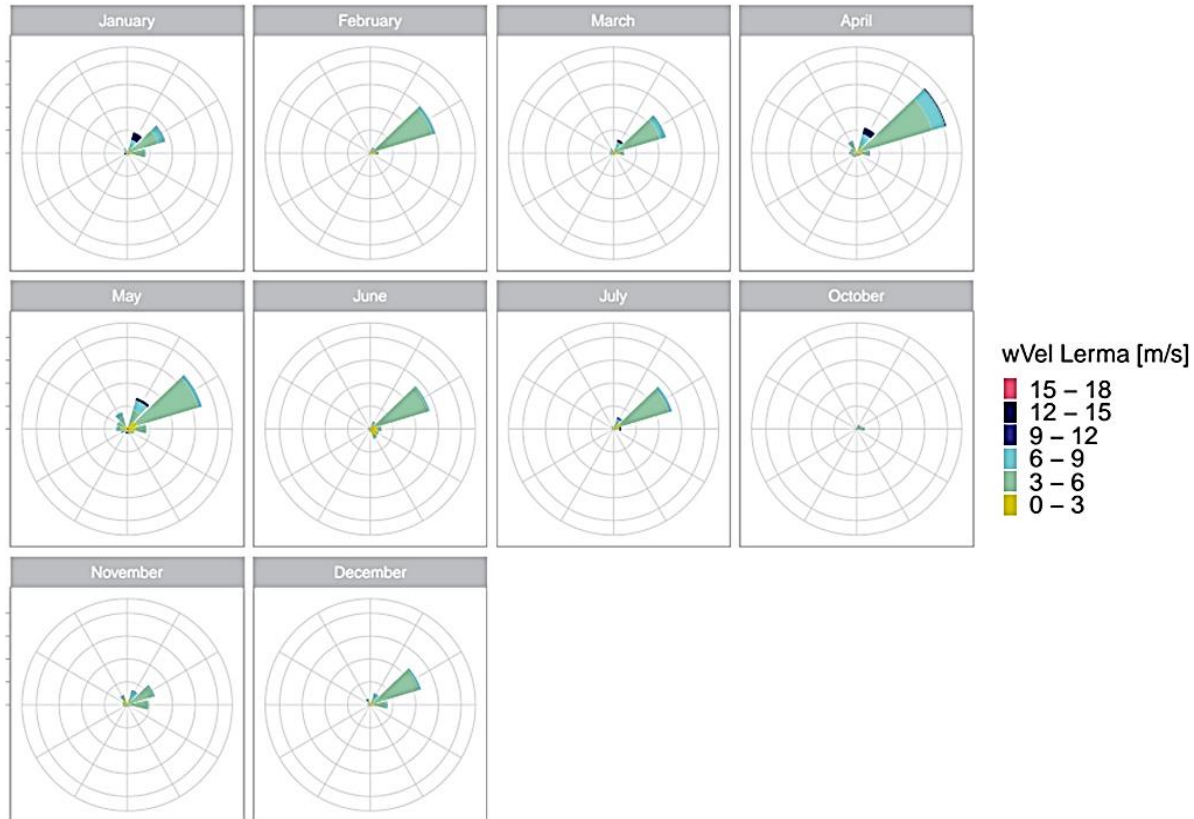


Figura 10. Distribución mensual de la magnitud y dirección del viento superficial para Lerma. Entiéndase este diagrama como el ángulo de donde proviene el flujo del viento (este-noreste).

Haciendo un análisis comparativo (correlación de Pearson) entre las componentes meridionales del ADCP ( $u_{rotada}$ ) y de la estación meteorológica ( $u_{viento}$ ), esta mostró una R del 62% en Lerma y 54% en Champotón. Como lo plantea Sandstorm (1980), en mares someros la corriente superficial generada por el viento tiene una ligera desviación a la derecha en el hemisferio norte de la dirección del esfuerzo del viento. Como se muestra en la Figura 11, en ambos sitios la corriente va hacia el oeste-suroeste, con la corriente marina fluyendo ligeramente hacia la derecha del flujo del viento.

Una vez estimada la magnitud de la velocidad de la corriente debida al viento, usando los datos de la estación meteorológica y la ec. 7 se calculó la magnitud de la corriente geostrofica de manera indirecta, usando la ec. 25. En la Tabla 5 y en la Figura 13, se muestran las

comparaciones de las tres magnitudes principales de las corrientes para Lerma y Champotón. Los valores de la

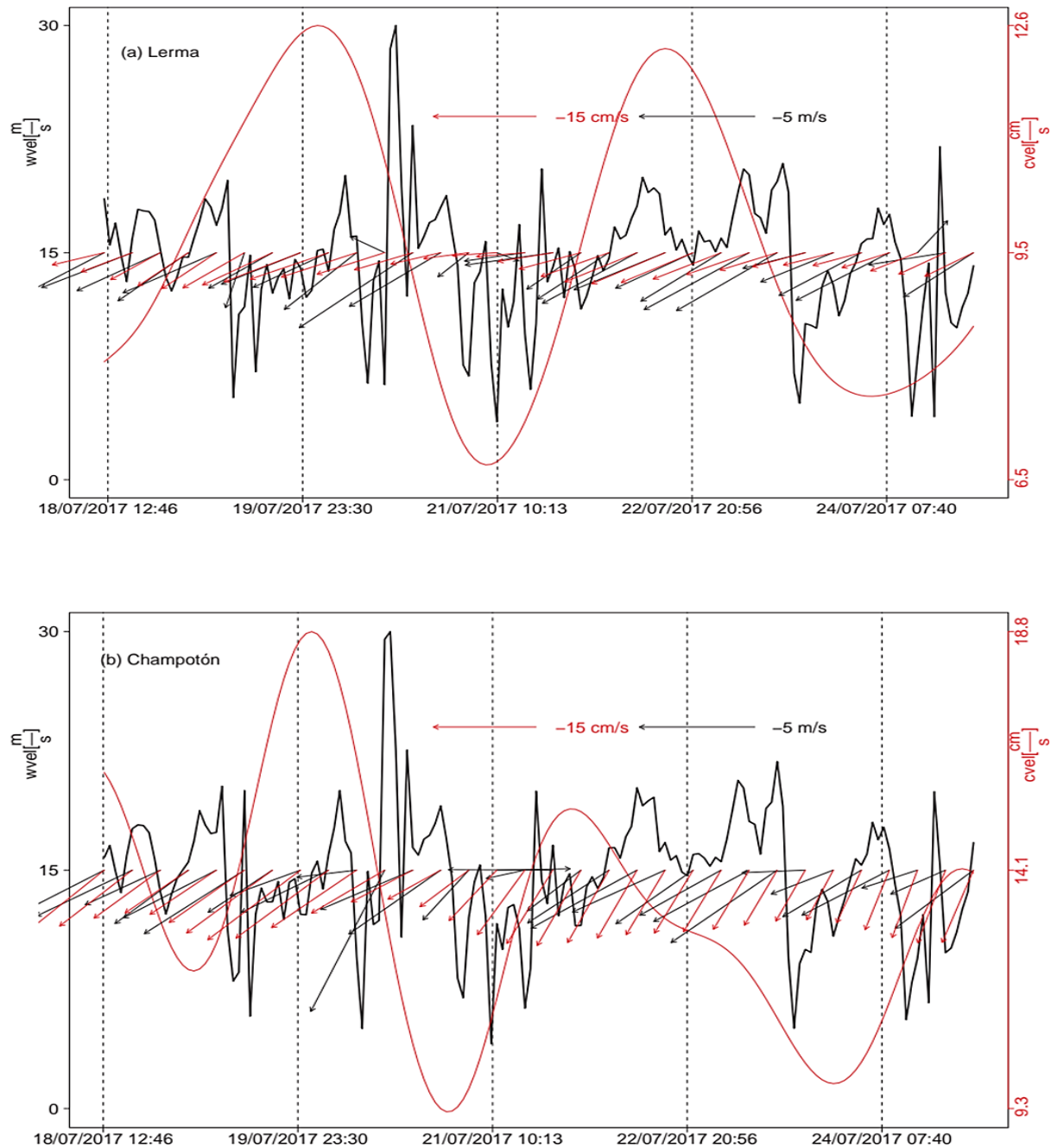


Figura 11. Vectores del flujo del viento (negro) y la corriente superficial (rojo) para jul de 2017 en la región de Lerma (a) y Champotón (b).

La velocidad geostrófica fue de una magnitud comparable a los resultados de las corrientes de marea. Por otro lado, las velocidades geostróficas obtenidas con el análisis adimensional (Tabla

4, ec. 17) fueron similares a los valores máximos obtenidos para la geostrófica por el método indirecto.

Tabla 5. Descomposición de las magnitudes de la corriente de los ADCPS en cm/s, en Lerma y Champotón.

| Unidades (cm/s)            | PROMEDIO $\pm$ DESV. STD. |              | MAX   |           |
|----------------------------|---------------------------|--------------|-------|-----------|
|                            | Lerma                     | Champotón    | Lerma | Champotón |
| Corriente de marea         | 7.6 $\pm$ 5               | 8.2 $\pm$ 6  | 46.3  | 41.2      |
| Corriente debida al viento | 4.4 $\pm$ 3               | 4.3 $\pm$ 3  | 34.3  | 34.8      |
| Corriente geostrófica      | 12.3 $\pm$ 8              | 10.3 $\pm$ 7 | 46.2  | 35.6      |

Con la magnitud de la velocidad geostrófica, usando la ec. 9 se pudo determinar la profundidad de la capa de fondo de Ekman (H) para los sitios de muestreo, esta fue en promedio 15.4  $\pm$  7m en Lerma y 15.7  $\pm$  4 m en Champotón. Comparativamente, recordando que la profundidad en Lerma es de 10.6 m y 11.6 m en Champotón, la capa de Ekman producida por la fricción de la corriente con el fondo, el 78 % (84 %) del tiempo abarca la totalidad de la columna de agua en Lerma (Champotón). Como se mencionó anteriormente, en ambos sitios la corriente superficial va siguiendo el flujo del viento (Figura 11), con un ángulo de 77° hacia la derecha de la dirección del viento en Lerma y 54.6° en Champotón.

Las siguientes dos figuras (Figura 12 y Figura 13) muestran el comportamiento a profundidad de la componente zonal de las corrientes para Lerma y Champotón. En ambos sitios los ADCPs fueron capaces de medir desde -2.6 m después de la superficie hasta 1.4 metros antes del fondo. Ambos lugares muestran magnitudes de corriente zonal similares, con un flujo preferentemente hacia el suroeste, ligeramente más rápido cerca de la superficie.

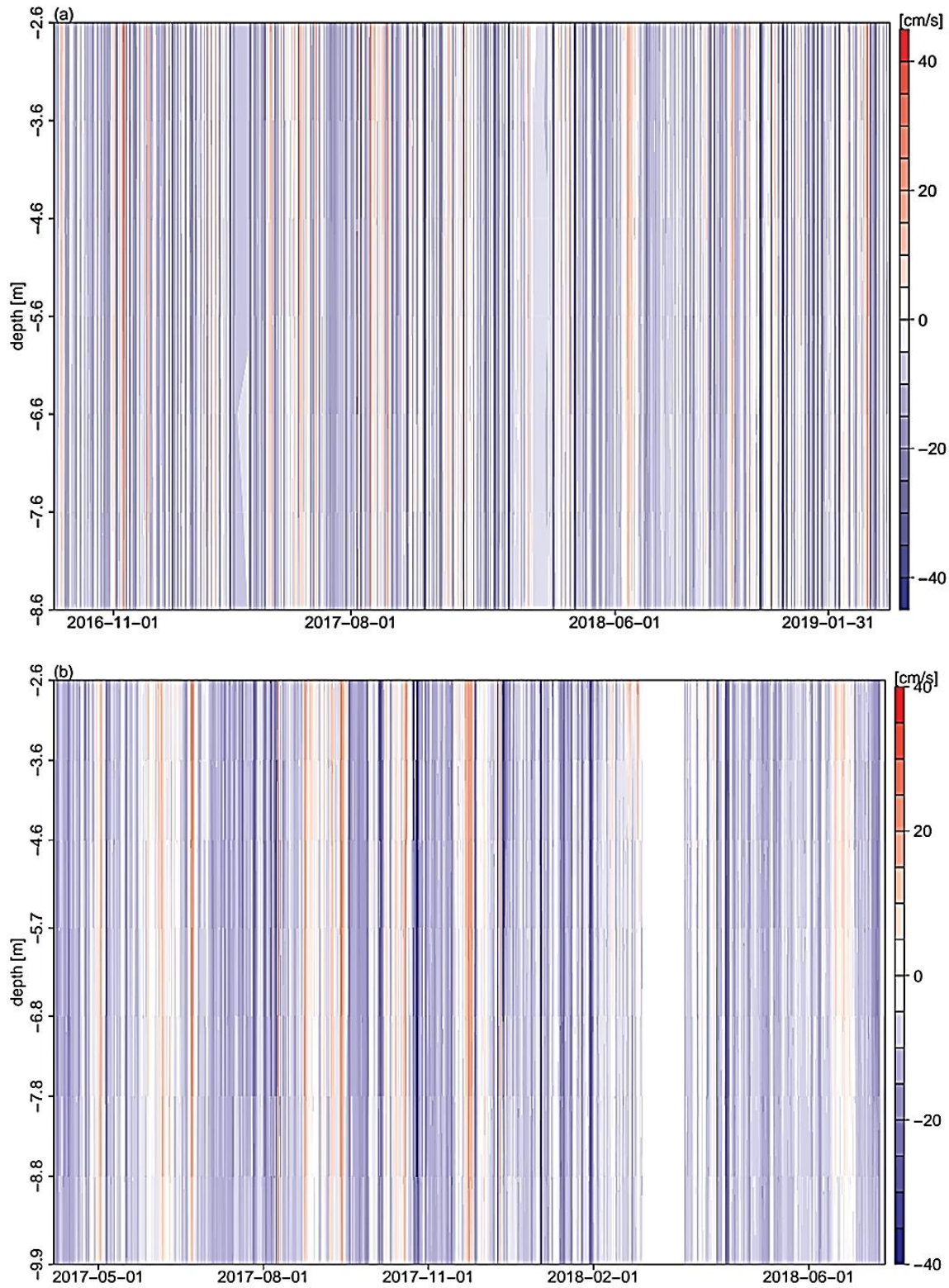


Figura 12. Series de tiempo del perfil de la componente zonal del ADCP ( $u_{rotada}$ ), para Lerma (a) y Champotón (b). El color azul(rojo) muestra una corriente fluyendo hacia el oeste(este).

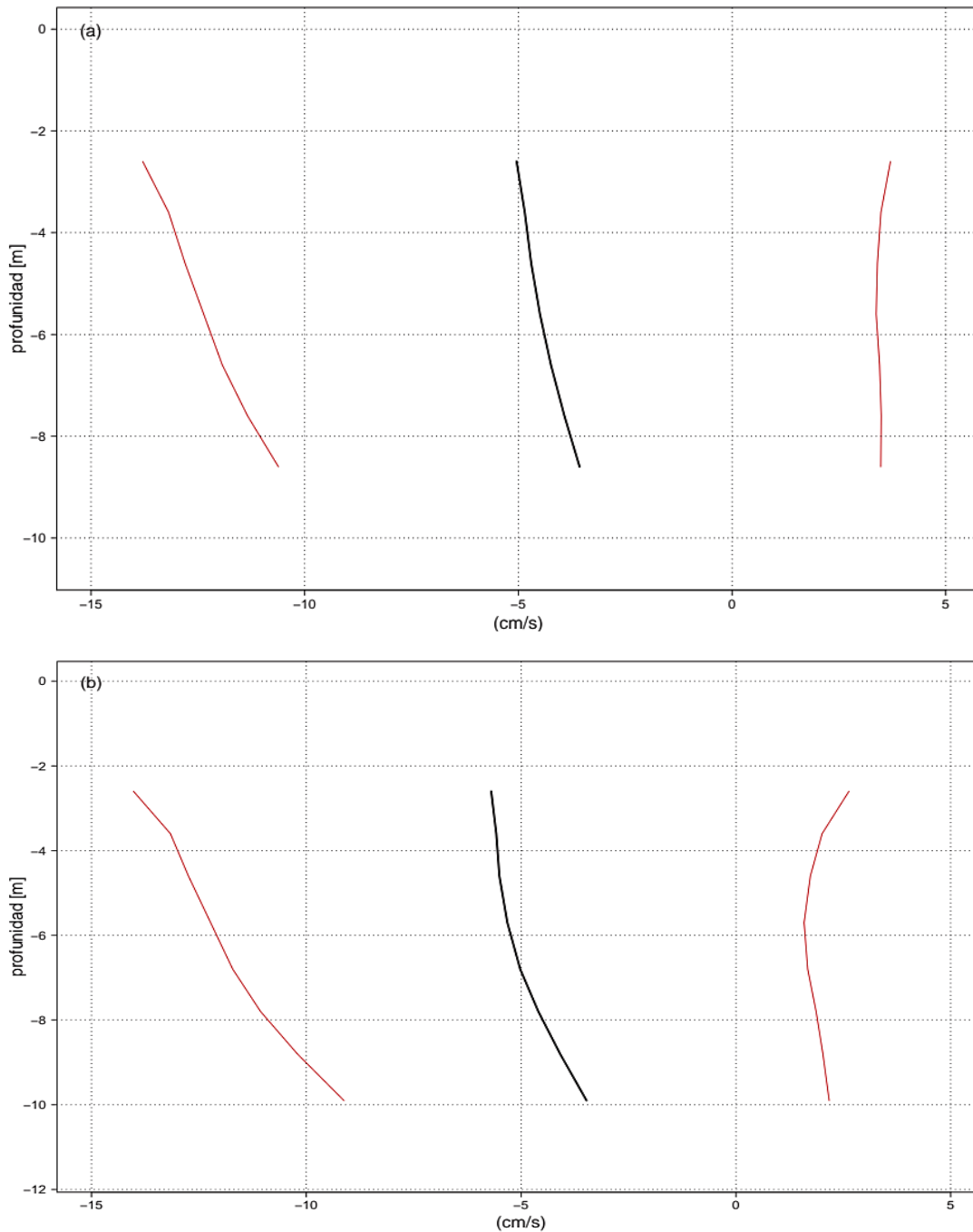


Figura 13. Perfil promedio (en negro) y desviación estándar (rojo) de la componente zonal del ADCP ( $u_{rotada}$ ), para Lerma (a) y Champotón (b).

El resultado de la Función Empírica Ortogonal (FEOS) de la componente zonal del ADCP ( $u_{rotada}$ ), demostró que la primera componente principal (o el primer modo de variación) explicó el 98.67% de la varianza en Lerma y 90.89% en Champotón (Figura 14). El perfil vertical de esta componente (variación espacial, Figura 14.b), muestra una distribución

exponencial de las corrientes decreciendo desde la superficie hacia el fondo, mostrando un corte de vertical de la velocidad ( $\frac{du}{dz}$ ) de  $0.003 \frac{1}{s}$  en Lerma ( $0.001 \frac{1}{s}$  en Champotón), mostrando la importancia de la desaceleración de las corrientes debida a la fricción del fondo marino.

Por último, se realizaron dos análisis espectrales a la componente zonal de ambos ADCPs. El primero de ellos fue analizar el espectro de potencia de la serie de tiempo de la  $u_{rotada}$  en ambas localidades (Figura 15.P1). Ambos espectros fueron muy similares, mostrando picos de energía coincidentes en las frecuencias correspondientes a los periodos de 8 y 5 días, que en otros trabajos se ha visto estar relacionados con pulsos de viento (Jouanno et.al., 2018). Por otro lado, los análisis de admitancia, coherencia y fase de las corrientes entre ambos sitios mostraron una coherencia máxima (0.88) para el periodo de 5 días (frec. 0.2, Figura 15.P2. b), con una admitancia de 0.5 y una fase de  $-26^\circ$ . Es decir, la corriente marina entre Lerma y Champotón tienen una coherencia máxima a los 5 días, la energía en Champotón es la mitad de la energía registrada en Lerma y los vectores de velocidad fluyen con una diferencia en dirección de  $26^\circ$  hacia el suroeste entre ellos, como se había señalado anteriormente con la diferencia entre el ángulo de flujo del viento y la velocidad superficial.

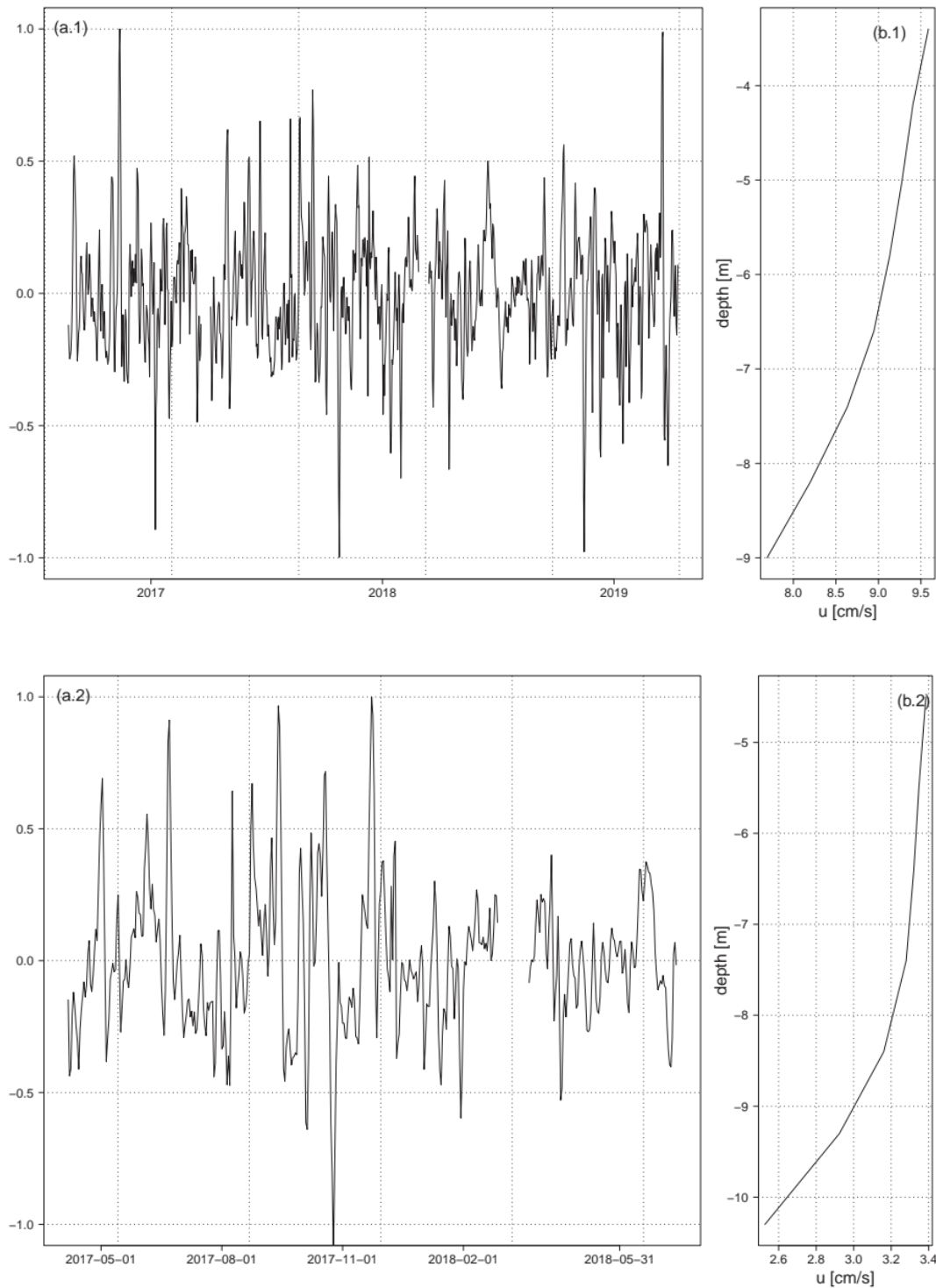


Figura 14. Análisis de FEOS de la componente zonal del ADCP ( $u_{rotada}$ ). Distribución temporal (a) y espacial (b) de la primera componente principal, para Lerma (1) y Champotón (2).

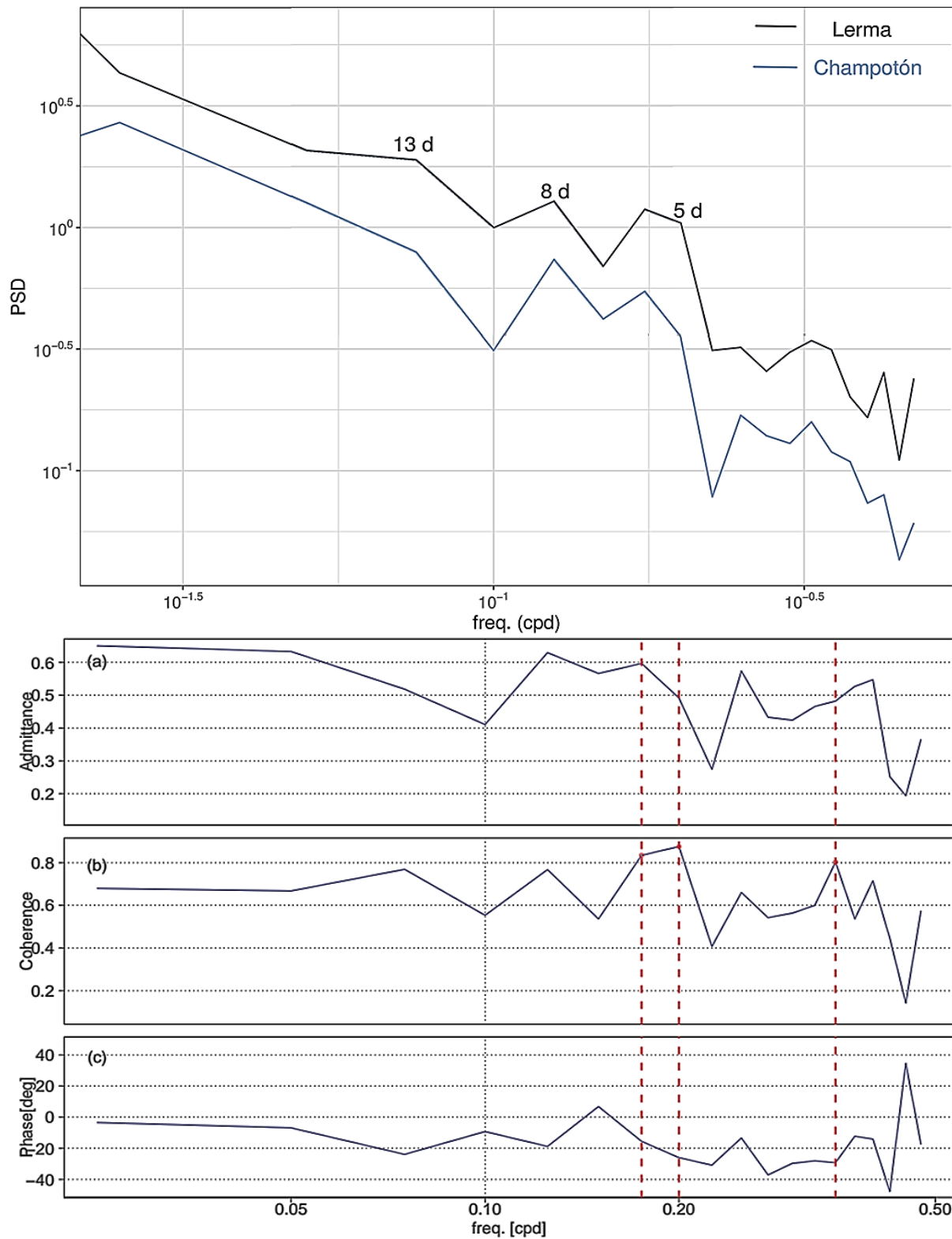


Figura 15. Análisis espectral de la componente zonal del ADCP ( $u_{rotada}$ ). (P1) Espectros de potencia para ambos sitios. (P2) Análisis de (a) Admitancia, (b) Coherencia y (c) fase, para la  $u_{rotada}$  de ambos lugares. En rojo se muestran las frecuencias con coherencia  $\geq 0.8$ .



## Capítulo 8. Discusión

### *8.1. Distribución Termohalina*

La variación espacial y temporal de la salinidad puede ocurrir debido a la acción de varios procesos entre ellos la asociación con el ciclo anual de la temporada de lluvia y la estación seca. Las variaciones de salinidad en la zona de estudio dependen de los cambios que ocurren con la evaporación y la precipitación, y se ha visto que en la Península de Yucatán la evaporación juega un papel más preponderante. Enríquez et al. (2013) encontró valores similares en las propiedades termohalinas en la zona costera de Yucatán. En ese trabajo los autores asociaron los valores de la salinidad con la estacionalidad, su variación se atribuyó a la alta tasa de evaporación y a la influencia de descargas de agua subterráneas, muy parecido a lo encontrado en este trabajo. En los Petenes, el estudio de Rico & Palacios (1996), muestra cómo los niveles de salinidad disminuyen en temporada de lluvias y aumentan en época de secas, como se vio en las campañas OMCA, donde se ve una clara influencia de las descargas de agua de los Petenes en la distribución de la salinidad en las diferentes temporadas climáticas.

En la época de lluvias en donde la precipitación es abundante, está potencialmente puede disminuir la salinidad cerca de la costa, mientras que en la temporada de secas existe una tasa de evaporación elevada que en áreas someras puede incrementar la salinidad. Otro fenómeno relacionado con la estacionalidad de las lluvias es el aumento en las descargas de aguas continentales hacia el mar. En la zona costera del estado de Campeche son pocos los ríos superficiales, sin embargo, debido a las características geológicas de la región existen un número importante de ríos subterráneos que descargan agua dulce en el fondo del mar, conocidos localmente como ojos de agua, principalmente en la zona de los Petenes (Enríquez et al., 2013). A diferencia del resto de la Península, hay aporte de ríos superficiales que influye en la variación de la salinidad, como es en la desembocadura del río Champotón en la zona centro y los ríos que desembocan dentro de la Laguna de Términos al sur del estado.

La interacción del río Champotón con el mar su influencia se observó con la descarga de agua superficial en los perfiles verticales de las campañas OMCA02 (verano) y OMCA03 (otoño), principalmente. En el transecto de Isla Arena hay una relación con la pequeña laguna costera de esta zona a la que se le atribuye la baja salinidad local. En el caso de la Laguna de Términos y

debido a la influencia de los ríos que desembocan en esta se observó la influencia de la pluma estuarina en el transecto de esta zona, sobre todo durante la temporada de lluvia. Monreal et al. (2004), mencionan que la influencia de la pluma estuarina se extiende hacia mar adentro en la sonda de Campeche, a una longitud aproximada de 50 km y profundidades entre 15 y 20 m. Definida como el área de influencia de "las condiciones estuarinas" extendidas sobre la plataforma continental, se tipifica por ser una capa superficial con variaciones de salinidad menores a 35 ups, alta turbidez, gran disponibilidad de compuestos disueltos y particulados. En este estudio en el transecto de Isla Aguada se observaron valores de 37 g/kg con excepción de la temporada de lluvias.

Por otro lado, en el caso de la temperatura del mar, este refleja el cambio térmico anual de los ciclos estacionales, *e.g.* primavera, verano, otoño e invierno, como se vieron en las figuras de distribución vertical y superficial. Además, se observó que durante los fenómenos *Norte*, y la advección de agua derivada de las surgencias frente a Yucatán, la temperatura desciende por debajo del promedio, principalmente cerca del fondo marino y lejos de la costa.

## **8.2. Corrientes marinas**

Existen pocos trabajos sobre las corrientes marinas en la zona de estudio, la mayoría de estos han analizado la circulación en la región a partir de modelación numérica. Sin embargo, Ruiz et al. (2016), usando datos hidrográficos, de perfiladores de corriente acústicos y de imágenes de satélite, describió la circulación forzada por el viento y la surgencia costera en la plataforma de Yucatán. Estos autores encontraron que el forzante principal de la corriente es el viento y menciona que la estratificación es un factor importante para la dinámica de esta. En la plataforma interior (de la costa hasta los primeros 40 km) tanto las observaciones de los ADCPs como la salida de un modelo numérico, mostraron una corriente impulsada por el viento hacia el oeste con velocidades máximas de 20 cm/s, similar a este estudio (ver Figura 10). También encontraron que el balance de momento en esta región es entre la aceleración local y la fricción debida al fondo, como se apreció en los análisis de FEOS (Figura 14).

Zavala-Hidalgo et al. (2006), muestra que la circulación superficial en la región está influenciada por los vientos, los frentes fríos provenientes del de los Estados Unidos (o *Nortes*) durante el otoño e invierno hacen circular el agua en dirección hacia sureste. En similitud con los resultados de este autor, podemos ver en la Figura 10 y la Figura 11 como la dirección de

los vientos coincide con la dirección de las corrientes y también podemos observar en la Figura 12 y Figura 13, sobre el análisis de las series de tiempo del perfil de la componente zonal del ADCP ( $u_{rotada}$ ), como las corrientes fluyen predominantemente hacia el suroeste.

Como era de esperar, el análisis espectral mostró una alta correlación entre las corrientes de Champotón con Lerma, y encontró en el periodo de 5 días la coherencia máxima, la cual en otros estudios ha sido asociada a pulsos de viento peninsular (Jouanno et al., 2018).

## Capítulo 9. Conclusiones

Basado en los análisis realizados en este trabajo se puede concluir que la distribución termohalina presenta una clara estacionalidad. Encontramos para toda el área de estudio la presencia de agua menor salinidad cerca de la costa durante la época de lluvias y consecuentemente mayor salinidad en época de secas. El papel de los cuerpos de agua continentales parece ser determinante para la distribución termohalina, sin embargo, esto solo es en los primeros 10 a 15 km a excepción de la influencia de la Laguna Términos cuya influencia se observó ~40 km del transecto frente a ella. En futuras investigaciones se podrían realizar mediciones de los volúmenes de descarga submarina y observar cómo estos afectan la hidrografía de la zona de los Petenes, para tener mejor entendimiento de la dinámica local.

La zona costera del estado de Campeche de manera general se puede dividir en: norte, centro y sur, con particularidades locales de sistemas hídricos diferentes (presencia de Petenes, ríos y lagunas costeras). Al analizarlos en función de la distribución termohalina se puede concluir que:

1. Los máximos y mínimos de salinidad y temperatura están asociados con la estacionalidad, el primero con el ciclo de lluvias/secas, y el segundo con calentamiento/enfriamiento de la superficie marina y el arribo de surgencias costeras advectadas por la corriente.
2. Tres sistemas costeros, Petenes, ríos y lagunas costeras, en una plataforma continental muy somera, influyen localmente en la distribución termohalina en la zona de estudio en los primeros 15 km, y excepcionalmente al menos hasta 40 km (Laguna de Términos).
3. El agua marina mantiene una mayor salinidad cerca de la costa (~37.5 g/Kg), exacerbado con la llegada de la primavera donde existe una disminución de las lluvias y un aumento de evaporación, particularmente en zonas con poca profundidad.
4. En la zona costera las masas de agua superficiales identificadas están modificadas debido a la poca profundidad y a los balances de precipitación/evaporación, que junto con la marea y el viento crean los factores determinantes para que exista la mezcla entre los aportes continentales y marinos, creando los tipos de agua presentes.
5. La corriente marina frente a Campeche fluye predominantemente hacia el oeste-suroeste,

6. En primavera se observaron flujos de corriente con magnitudes moderadas de 23 a 29 cm/s. En verano se observan los flujos más débiles entre 12 y 18 cm/s. Durante la presencia de los *Nortes* (otoño e invierno), esta incrementa su magnitud y fluye con más fuerza hacia el suroeste con velocidades de 29 cm/s y máximos de 35 cm/s.
7. El viento es el forzante predominante en la dirección de las corrientes, generando las corrientes más intensas de 29 a 35 cm/s.
8. Las magnitudes de las corrientes debido a la marea y a la geostrofia fueron similares.
9. La corriente marina entre Lerma y Champotón tienen una coherencia máxima los 5 días, por influencia de los vientos. La energía en Champotón es la mitad de la energía registrada en Lerma y los vectores de velocidad fluyen con una diferencia en dirección de 26° hacia el suroeste entre ellos, como se había señalado anteriormente con la diferencia entre el ángulo de flujo del viento y la velocidad superficial.
10. La fricción del fondo marino juega un papel muy importante en el flujo de las corrientes observadas, que puede producir una diferencia en la magnitud de estas entre la superficie y el fondo de 10 a 15 cm/s en Lerma y Champotón, respectivamente.

## Referencias bibliográficas

- Aldeco-Ramírez, J., Monreal-Gómez, M. A., Signoret, M., Salas-de-León, D. A., & Hernández-Becerril, D. U. (2009). Occurrence of a subsurface anticyclonic eddy, fronts, and *Trichodesmium* spp. *Ciencias Marinas*, 35(4), 333-344
- Brown, J. (2016). *Ocean circulation: prepared by an Open University course team*. Elsevier.
- Csanady, G. T. (1997). On the theories that underlie our understanding of continental shelf circulation. *Journal of Oceanography*, 53, 207-230.
- Cushman-Roisin, B., & Beckers, J. M. (2011). Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects. *Academic press*.
- De la Lanza Espino, G. (1991). *Oceanografía de mares mexicanos*; 1a Ed
- Dubranna, J., Pérez-Brunius, P., López, M., & Candela, J. (2011). Circulation over the continental shelf of the western and southwestern Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C8).
- Enríquez, C., Mariño-Tapia, I., Jeronimo, G., & Capurro-Filograsso, L. (2013). Thermohaline processes in a tropical coastal zone. *Continental Shelf Research*, 69, 101,109.
- Friednam R.M. (1989). Appropriating the Weather. Vilhelm Bjerknes and the Construction of a Modern Meteorology. Ithica and London: *Cornell University Press*.
- Imberger, J., & Patterson, J. C. (1989). Physical limnology. *Advances in applied mechanics*, 27, 303-475.
- J. Jouanno, E. Pallàs-Sanz, J. Sheinbaum. (2018). Variability and Dynamics of the Yucatan Upwelling: High-Resolution Simulations. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123, 1251–1262. DOI 10.1002/2017jc013535, 2018.

- Kjerfve, B., Magill, K. E., & Sneed, J. E. (1988). Modeling of circulation and dispersion in Terminos Lagoon. *Ecology of Coastal Ecosystems in the Southern Gulf of Mexico: The Terminos Lagoon Region. Mexico DF, Mexico: Editorial Universitaria*, 111-130.
- Knauss, J. A., & Garfield, N. (2016). *Introduction to physical oceanography*. Waveland Press.
- Kurczyn, J. A., C.M. Appendini, E. Beier, A. Sosa-López, J. López-González and G. Posada-Vanegas. (2020). Oceanic and atmospheric impact of Central American Cold Surges (Nortes) in the Gulf of Mexico. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.6779>.
- LaFond, E. C. (1954). Factors affecting vertical temperature gradients in the upper layers of the sea. *The Scientific Monthly*, 78(4), 243-253.
- Lueck R., L.St.Laurent, J.N. Moum. (2008). Turbulence in the Benthic Boundary Layer. *Encyclopedia of Ocean Sciences* (Second Edition), Pages 141-147
- Monreal-Gómez, M. A., D. A. Salas de León y A. Velasco-Mendoza. (2004). La Hidrodinámica del Golfo de México. p. 47-68. En: Caso-Chávez, M., I. Pisanty y E. Ezcurra (Eds.). *Diagnóstico Ambiental del Golfo de México. Vol. 1. INECOL A. C., INE-SEMARNAT*, HRI for Gulf of Mexico Studies. College Station, TX: Texas A & M University Press.
- Nowlin Jr, W. D. (1972). Winter circulation patterns and property distributions. *Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico*.
- Pauly, D., Christensen, V., Guénette, S., Pitcher, T. J., Sumaila, U. R., Walters, C. J., & Zeller, D. (2002). Towards sustainability in world fisheries. *Nature*, 418(6898), 689-695.
- Pérez, J. D. J. S., Salas-Monreal, D., Monreal-Gómez, M. A., Riveron-Enzastiga, M. L., & Llasat, C. (2012). Seasonal absolute acoustic intensity, atmospheric forcing and currents in a tropical coral reef system. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 100, 102-112.

- R Core Team. (2013). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <http://www.R-project.org/>.
- Reddy, M. P. M. (2001). *Descriptive physical oceanography*.
- Rico Gray, V., & Palacios Ríos, M. (1996). Salinidad y el nivel del agua como factores en la distribución de la vegetación en la ciénaga del NW de Campeche, México. *Acta Botánica Mexicana*, (34).
- Rio, M. H., Mulet, S., & Picot, N. (2014). Beyond GOCE for the ocean circulation estimate: Synergetic use of altimetry, gravimetry, and in situ data provides new insight into geostrophic and Ekman currents. *Geophysical Research Letters*, 41(24), 8918-8925.
- Ruiz-Castillo E., J. Gomez-Valdes, J. Sheinbaum, R. Rioja-Nieto. (2016). Wind-driven coastal upwelling and westward circulation in the Yucatan shelf. *Continental Shelf Research* 118 (2016) 63–76.
- Sandstorm, H. (1980). On the wind induced sea level changes on the Scotian Shelf. *Journal of Geophysical Research*. 85 (C1), 461–468.
- Schroeder, W. W., Berner Jr, L., & Nowlin Jr, W. D. (1974). The oceanic waters of the Gulf of Mexico and Yucatan Strait during July 1969. *Bulletin of Marine Science*, 24(1), 1-19.
- Stewart, R. H. (2008). *Introduction to physical oceanography*. Robert H. Stewart.
- Thomson, R.E., Emery, W.J. (2001). *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*, second ed. Elsevier, Oxford, UK 654 pp.
- Tomczak, M., & Godfrey, J. S. (2013). *Regional oceanography: an introduction*. Elsevier.
- Torres-Castro, I. L., Vega-Cendejas, M. E., Schmitter-Soto, J. J., Palacio-Aponte, G., & Rodiles-Hernández, R. (2009). Ictiofauna de sistemas cárstico-palustres con impacto



antrópico: los petenes de Campeche, México. *Revista de Biología Tropical*, 57(1-2), 141-157.

- Troupin, C., Barth, A., Sirjacobs, D., Ouberdous, M., Brankart, J. M., Brasseur, P., ... & Lenartz, F. (2012). Generation of analysis and consistent error fields using the Data Interpolating Variational Analysis (DIVA). *Ocean Modelling*, 52, 90-101.
- Shintani, T., de la Fuente, A., de la Fuente, A., Niño, Y., & Imberger, J. (2010). Generalizations of the Wedderburn number: Parameterizing upwelling in stratified lakes. *Limnology and Oceanography*, 55(3), 1377-1389.
- Yáñez-Arancibia, A., & Sánchez-Gil, P. (1988). Caracterización ambiental de la Sonda de Campeche frente a la Laguna de Términos. Ecología de los ecosistemas costeros en el Sur del Golfo de México: La región de la Laguna de Términos. Inst. Ciencias del Mar y Limnología. UNAM, Coast. Ecol. Inst. LSU, 41-50.
- Yáñez-Arancibia, A., P. Sánchez-Gil, A. L. Lara-Domínguez, y J. W. Day. (2004). Interacciones Ecológicas Estuario-mar: Marco Conceptual para el Manejo Ambiental Costero. p. 431-490. En: Caso-Chávez, M., I. Pisanty y E. Ezcurra (Eds.). *Diagnóstico Ambiental del Golfo de México. Vol. 1. INECOL A. C., INE-SEMARNAT, HRI for Gulf of Mexico Studies. College Station, TX: Texas A & M University Press.*
- Zavala-Hidalgo, J., Gallegos-García, A., Martínez-López, B., Morey, S. L., & O'Brien, J. J. (2006). Seasonal upwelling on the western and southern shelves of the Gulf of Mexico. *Ocean dynamics*, 56(3-4), 333-338.