



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

RESPUESTA Y VULNERABILIDAD ANTE EVENTOS ATMOSFÉRICOS DE LA
LAGUNA DE TÉRMINOS

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
ADOLFO CONTRERAS RUIZ ESPARZA

TUTORES PRINCIPALES

JORGE ZAVALA HIDALGO

CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMOSFERA, UNAM

PASCAL DOUILLET

INSTITUTE DE RECHERCHE POUR LE DÉVELOPPEMENT

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTORIAL

ARTEMIO GALLEGOS GARCÍA

INSTITUTO DE CIENCIA DEL MAR Y LIMNOLOGÍA, UNAM

PAULO SALLES AFONSO DE ALMEIDA

INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM

ADRIAN PEDROZO ACUÑA

INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM

CIUDAD DE MÉXICO, 06 DE JUNIO 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México



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 está 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.

A María Teresa, mi compañera de viaje en ese corto espacio llamado vida.

A Julieta, Ethel y Ana Paula, esas tres personitas que me motivan a diario a ser una mejor persona recordando la belleza que se oculta en las cosas más pequeñas y sencillas.

Haciendo uso de la primera referencia, utilizo una parte de la novela Nachrichten aus einem unbekanntem Universum de ([Schätzing, 2006](#)), para resumir el contenido de esta tesis:

Este trabajo sobre la Laguna de Términos, no se presenta como la versión definitiva del saber sobre la laguna costera. Eso no podrá existir nunca. En su lugar, he intentado resumir en una versión actualizada todos los estudios, hasta ahora, sobre la circulación hidrodinámica en esa hermosa región de nuestro planeta. En alguna parte de nuestra formación aprendimos que los conocimientos del maestro eran absolutos. Pero la ciencia jamás puede ser absoluta. La ciencia es el arte de la aproximación. Ella no define, sino rodea; no traza líneas divisorias, sino crea puentes; no conoce dogmas, sólo procesos. La ciencia no puede verificar nada, solamente esbozar un cuadro lo más claro posible mediante el descarte de variables.

AGRADECIMIENTOS

A los Doctores Pascal Douillet y Jorge Zavala Hidalgo, por brindarme la oportunidad de iniciar este proyecto; a ambos por compartir conmigo sus conocimientos y experiencias, así como su apoyo en diversas situaciones durante la elaboración de este trabajo. Los dos son un ejemplo para mí de integridad, perseverancia y tenacidad en ese mundo donde se desarrolla la ciencia.

Pascal, je vous remercie beaucoup pour vos conseils, votre soutien, vos corrections et surtout amitié. Les pratiques du style “Légion Etrangère” seront inoubliables.

Jorge, muchas gracias por permitirme formar parte de uno de los grupos de mayor nivel académico-científico del país. Realmente has logrado formar una referencia, no solo a nivel nacional, de cómo hacer ciencia y divertirse muchísimo en el proceso.

A los Doctores Renaud Fichez, Christian Grenz, Rosario Romero, Laura Sanvicente, Ángel Ruiz y Erika López, por todos sus consejos, orientación y sugerencias siempre acertadas a lo largo del desarrollo de mi formación doctoral.

A los investigadores que fungieron como jurado examinador de este trabajo: Dr. Rodolfo Silva Casarín, Dr. Benjamín Martínez López, Dr. Pascal Douillet y Dr. Jorge Zavala Hidalgo.

A los investigadores que fungieron como jurado en mi examen de candidatura: Dr. Paulo Salles Afonso de Almeida, Dr. David Parra Guevara, Dr. Artemio Gallegos García y Dr. Jorge Zavala Hidalgo.

Durante el desarrollo de este trabajo, realicé una estancia de varias semanas en el Institut Méditerranéen d’Océanologie de la Aix-Marseille Université en Francia. Por ello, agradezco al Dr. Christian Grenz la oportunidad de colaborar con su equipo de investigación.

De manera similar, quiero agradecer a la Dra. Elva Escobar Briones y al Dr. Gabriel Núñez Nogueira, del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, su apoyo al permitirnos trabajar en las instalaciones de la estación Ciudad del Carmen.

Este trabajo fue financiado por tres instituciones, sirvan estas breves líneas para mostrar mi agradecimiento por su labor de apoyo a la formación de recursos humanos:

- **Institute de Recherche pour le Développement de Francia.**
- **Posgrado de Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México.**
- **Fundación Danone-Bonafont.**

Agradezco a todos los miembros del grupo de Interacción Océano-Atmósfera del Centro de Ciencias de la Atmósfera, por su apoyo, amistad y consejos. Muchas gracias María Eugenia Allende, Adriana Mateos, Octavio Gómez, Erick Olvera, Nidia Taylor, María Elena Osorio, Fernando Arellano, Fernando Magariños. Un particular agradecimiento a Montserrat Origel Moreno y Ovel Díaz García, quienes fueron mis compañeros en varias de las campañas de campo, permitiéndonos disfrutar de todos los paisajes y aventuras, que un lugar tan maravilloso como la Laguna de Términos puede ofrecer, al que esté dispuesto a observar.

Finalmente, quiero agradecer a mi familia por su apoyo, paciencia y comprensión. Muchas gracias, madre, por ser un ejemplo de tenacidad; gracias a mis hermanos, Ana Lilia, Ana Beatriz, Moisés Gerardo y Ana Victoria, por sus consejos, apoyo y amor.

Gracias a mis suegros, María Teresa y Alfonso, por su gran apoyo, sin el cual el desarrollo de este trabajo habría sido aún más complicado. Gracias a mis cuñados, Paulina, Daniel y Deborah, por dejarme formar parte de su familia.

RESUMEN

Se estudia la circulación hidrodinámica en la Laguna de Términos (LT), Campeche, considerando los mayores procesos físicos involucrados en el forzamiento de los flujos, siendo estos: la interacción océano-atmósfera, la marea astronómica, las descargas fluviales en la laguna y la circulación oceánica sobre la plataforma del Golfo de México (GoM). El estudio se basó en el análisis de los datos medidos con una red de monitoreo que se instaló en la LT. Dicha red estaba formada por campañas bimensuales de monitoreo de conductividad, presión, temperatura, contenido de oxígeno y clorofila tipo-a disueltos, y turbidez; así como por sensores de temperatura y presión en 8 puntos diferentes de la laguna, incluyendo uno en cada una de las bocas de la LT, en conjunción con perfiladores acústicos de corrientes de efecto Doppler. También por la recopilación de información meteorológica, medida durante el periodo por el Servicio Meteorológico Nacional y PEMEX en una serie de puntos alrededor de la zona de estudio. Adicionalmente, se recopiló la información de escorrentías de los ríos que desembocan en la LT, de las estaciones limnográficas de la CONAGUA.

Del análisis de la información, medida y recopilada, se obtuvieron varias conclusiones, las cuales se enuncian a continuación:

- La región de la LT en meso escala está fuertemente influenciada por los vientos Alisios, que generan una circulación paralela a la costa en dirección suroeste. Sin embargo, los vientos Alisios presentan un patrón estacional con una disminución en intensidad en el periodo de mayo a septiembre, con intensidad media en octubre, marzo y abril, y de gran intensidad en los meses de noviembre a febrero.
- Durante los meses de septiembre a abril, la ocurrencia de nortes genera cambios en la circulación de la laguna, originando marea de tormenta en el interior, debido al acumulamiento de agua del GoM entrando a la laguna. Una vez que el fenómeno aminora los vientos, se produce un restablecimiento del volumen de agua.
- El paso de ciclones tropicales sobre la zona, crea cambios en los patrones de circulación, dependiendo de la intensidad de los fenómenos y la trayectoria de los mismos respecto a la LT.
- En el periodo estudiado, se observa que, debido a la atenuación de los vientos Alisios en el verano, durante los meses de agosto-septiembre el retorno a la costa de la onda atrapada generó una sobreelevación media de la laguna, así como una inversión de la circulación de la laguna.
- Como se mencionó anteriormente, en los meses de abril-mayo se observa una disminución de los vientos Alisios; en dicho periodo, el ciclo diario de la brisa marina alcanza su máximo generando un mezclado de la columna de agua. En dicho periodo se registraron las mayores concentraciones de sal en el agua: sobre los 36.5 ups.

- En los meses de abril a mayo el ciclo diurno del viento alcanza su mayor intensidad, lo cual origina una homogeneización de la columna de agua.
- El análisis de los escurrimientos mostró una anomalía negativa, que se inició en agosto del 2009 y concluyó en julio del 2010; en agosto del 2010 se registró una anomalía positiva. Ambas oscilaciones coinciden con la ocurrencia del fenómeno Niño Modoki del 2009, el cual dio paso a una Niña intensa en la segunda mitad del 2010.
- La LT presentó un comportamiento hipersalino en el mes de mayo del 2010 como consecuencia de la temporada de estiaje estacional, el cual fue más severo debido a la ocurrencia del Niño Modoki.
- Durante el mes de agosto del 2010, con el pico en los escurrimientos de los ríos Palizada, Candelaria-Mamantel, Champotón y el canal Frontera-Atasta, hubo una descarga pico combinada de $\sim 960 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Ésto generó mínimos en salinidad superficial, medidos en septiembre, con valores de 5.5 ups. Durante esa época del año, la laguna se encontraba estratificada por la disminución en los patrones de viento de la estación de verano.

Se implementaron dos modelos numéricos: para la circulación atmosférica, se empleó el modelo baroclínico WRF, conjuntamente con información del reanálisis 2009 – 2011 de la base de datos NARR-NOAA, para generar un anidamiento sobre la región de la LT.

Para la modelación de la circulación hidrodinámica, se utilizó el modelo baroclínico MARS3D, con el cual se realizaron dos experimentos:

- El primero fue la modelación de la región únicamente con el forzamiento de la marea astronómica, utilizando como condiciones de frontera la base de datos TPX0.7.
- En el segundo, el modelo fue forzado utilizando como condiciones de frontera datos del reanálisis de circulación oceánica, generados con el modelo HYCOM-GoM, las salidas del modelo WRF, información del modelo de mareas astronómicas TPX0.7, así como las descargas de los ríos.

Del análisis de los datos se puede concluir del primer análisis:

- La marea astronómica se propaga del suroeste hacia el noreste, originando un flujo residual en esa dirección en el interior de la LT, además de un giro ciclónico en el interior de ésta.
- En las zonas de las bocas, la marea por fricción transforma la señal de marea astronómica de mixta predominantemente diurna en el exterior, a diurna en el interior.
- Ambas bocas presentan un flujo dominado por el reflujó, principalmente en la boca de Puerto Real.
- Luego de las bocas, todas las componentes armónicas presentan un decaimiento moderado de amplitud y un retraso de fase con una convergencia, entre Isla del Cayo (norte) y la laguna de Balchacaj (sur).

- La marea astronómica observada en las bocas explica un 82% de la variabilidad observada tanto en nivel como en corrientes. En el interior de la laguna, la marea explica más del 72% de la variabilidad observada en el nivel del mar.

Del segundo análisis se puede obtener la siguiente conclusión:

- La LT presenta una estacionalidad en sus patrones de circulación, con un flujo que penetra en la LT por la boca de Puerto Real (PtR), con salida por Ciudad del Carmen (CdC), el cual se revierte en los meses de agosto-septiembre debido al tránsito de la onda atrapada a la costa descrita por ([Zavala-Hidalgo et al.;2014](#)).
- Los perfiles de conductividad (salinidad), temperatura y presión, muestran que en la parte norte de la LT el flujo es principalmente de agua de la plataforma del GoM, lo anterior se verifica por la existencia de pastos marinos los cuales se propagan como un cinturón desde la boca de PtR hasta la de CdC. La turbiedad muestra mayores valores en la parte sur de la LT, así como menor salinidad y temperatura. Lo anterior es muestra un proceso de mezclado de agua de los ríos con el de la LT.
- A mediados de mayo del 2010 la LT muestra las mayores concentraciones salinas ~37 ups, así como temperaturas de 29°C en una laguna homogénea. El aumento de la salinidad que corresponde a la temporada de estiaje, se vio magnificada por el efecto del niño ([Fichez, et al. 2016](#)).
- En el periodo agosto-octubre cuando tienen ocurrencia las mayores descargas pluviales, se observaron salinidades superficiales menores a los 6ups. La modelación numérica muestra en el mismo periodo una inversión de la corriente de la boca de CdC hacía la de PtR y a finales de septiembre la LT no muestra un patrón claro de corrientes entrando y saliendo agua por ambas bocas. El proceso de inversión de la corriente sobre la plataforma continental del GoM es reportado en ([Dubranna, et al. 2011](#)), lo cual coincide con la modelación.

ÍNDICE

CONTENIDO

Índiceix

TABLA DE CONTENIDOSxii

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN 1

 1.1. Objetivo general 3

 1.2. Hipótesis 3

 1.3. Sitio de estudio: La Laguna de Términos³

 1.3.1. Ubicación geográfica y geomorfología 3

 1.3.2. Características generales de la Laguna de Términos. 6

 1.3.3. Clima e hidrodinámica de la región..... 6

 1.3.4. Características biogeoquímicas 9

 1.4. Estado del arte 11

 1.3.1. Conclusiones de la revisión bibliográfica 29

capítulo 2. MATERIALES Y MÉTODOS 31

 2.1 Red de Monitoreo de parámetros físico-químicos en la atmósfera y en el océano. 32

 2.1.1 Monitoreo Oceanográfico. 32

 2.1.2 Monitoreo Atmosférico..... 34

 2.1.3 Descargas Fluviales..... 36

 2.1.4 Datos de Mareógrafos..... 37

 2.2 Modelos Atmosféricos 38

 2.3 Configuración del modelo WRF 42

 2.3.1 Condiciones de frontera utilizadas..... 42

 2.3.2 Configuración de las mallas..... 43

 2.4 Modelos Hidrodinámicos 45

 2.4.1 Dimensiones del modelo..... 46

 2.4.2 Tipos de Malla. 47

 2.4.3 Coordenadas z, coordenadas σ y coordenadas sigma-generalizada. 50

 2.4.4 Elementos Finitos..... 58

 2.4.5 Diferencias Finitas 59

2.5	Ecuaciones hidrodinámicas en el MARS3D.	63
2.5.1	Ecuación de movimiento.....	63
2.5.2	Coordenadas σ	64
2.5.3	Advección y difusión de términos escalares	66
2.5.4	Ecuación de estado	67
2.5.5	Esquema de turbulencia I: mezcla vertical.....	67
2.5.6	Parametrización de los tensores de Reynolds y otros flujos turbulentos.....	68
2.5.7	Formulación algebraica	68
2.6	Modelo numérico.	69
2.6.1	Modelo 2D-3D	69
2.6.2	Discretización espacio - temporal.	70
2.6.3	Esquema temporal 2D.....	71
2.6.4	Esquema temporal 2D-3D	72
2.7	CONFIGURACIÓN DEL MODELO MARS3D EN LA LAGUNA DE TÉRMINOS	74
2.7.1	Marea Astronómica.....	75
2.7.2	Configuración de Mallas.....	75
2.8	Equipo de Cómputo de Alto Rendimiento (HPC)	78
capítulo 3	información medida.....	80
3.1.	ANÁLISIS DE MEDICIONES DE VARIABLES METEOROLÓGICAS	80
3.1.1	Análisis Climatológico.....	82
3.1.2	Temperatura.....	83
3.1.3	Radiación solar descendente	84
3.1.4	Humedad relativa	86
3.1.5	Precipitación.....	88
3.1.6	Presión atmosférica.....	89
3.1.7	Velocidad y dirección del viento	92
3.1.8	Comparación de anomalías	95
3.1.9	Ciclos diurnos de brisa en la zona de LT.....	98
3.1.10	Análisis de la información meteorológica	101
3.2.	ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN HIDROMÉTRICA	102

3.3. ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN DE CONDUCTIVIDAD-TEMPERATURA-PRESIÓN MEDIDA.	106
3.4. ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN MEDIDA CON SENSORES DE TEMPERATURA-PRESIÓN SUMERGIDOS Y DE LA ESTACIÓN MAREOGRÁFICA.	110
3.5. ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN MEDIDA CON PERFILADORES VERTICALES DE CORRIENTES DE EFECTO DOPPLER.	113
3.5.1 Análisis de la asimetría de marea.....	116
capítulo 4.....	119
4.1. Circulación debida a la marea astronómica	119
4.2 Validación del modelo utilizando datos de elevación del mar.	120
4.3 Validación utilizando datos de corrientes medidas y modeladas.	124
4.4 Cartas cotidales	128
4.5 Patrones de circulación por marea astronómica	133
4.6 Zonas de corrientes máximas	135
4.7 Velocidad residual	137
Capítulo 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	145
5.1. Marea astronómica.	145
5.2. Atmósfera y escurrimientos	146
APENDICE I	158

TABLA DE FIGURAS

Figura_A2. 1. Mapas de la salinidad superficial medida en las nueve campañas.....	159
Figura_A2. 2. Mapas de la salinidad a profundidad media medida en las nueve campañas.	160
Figura_A2. 3. Mapas de la salinidad en el fondo medida en las nueve campañas.	161
Figura_A2. 4. Mapas de la temperatura superficial medida en las nueve campañas.	162
Figura_A2. 5. Mapas de la temperatura a media profundidad medida en las nueve campañas. ..	163
Figura_A2. 6. Mapas de la temperatura en el fondo medida en las nueve campañas.....	164
Figura_A2. 7. Mapas de la Fluorescencia (Clorofila-a) superficial medida en las nueve campañas.	165
Figura_A2. 8. Mapas de la fluorescencia a media profundidad medida en las nueve campañas. .	166
Figura_A2. 9. Mapas de la fluorescencia en el fondo medida en las nueve campañas.....	167
Figura_A2. 10. Contenido de oxígeno disuelto en el agua en el estrato superficial de la LT.....	168
Figura_A2. 11. Contenido de oxígeno disuelto en el agua a profundidad media en la LT.....	169
Figura_A2. 12. Contenido de oxígeno disuelto en el agua en el fondo de la LT.	170
Figura_A2. 13. Fluorescencia (clorofila tipo-a) contenida en el estrato superficial de la LT.	171
Figura_A2. 14. Fluorescencia (clorofila tipo-a) medida a profundidad media.....	172
Figura_A2. 15. Fluorescencia medida en el estrato del fondo de la LT.	173
Figura_A2. 16. Concentración de turbidez medida en el estrato superficial de la LT.....	174
Figura_A2. 17. Concentración de turbidez medida a profundidad media de la LT.....	175
Figura_A2. 18. Concentración de turbidez medida en el estrato del fondo de la LT.....	176
Figura_A2. 19. Gradiente de salinidad obtenido de la resta de la salinidad superficial y la del fondo.	177
Figura_A2. 20. Gradiente de temperatura obtenido de la resta de la temperatura superficial y la del fondo.	178
Figura_A2. 21. Gradiente de oxígeno disuelto obtenido de la resta del oxígeno disuelto superficial y el del fondo.....	179
Figura_A2. 22. Gradiente de fluorescencia obtenido de la resta de la fluorescencia superficial y la del fondo.	180
Figura_A2. 23.	181

RELACION DE TABLAS

Tabla 1-1 Estadística de las descargas de los ríos a la Laguna de Términos. (David L., 1999). 4

Tabla 2-1. Campañas de muestreo de CTD, oxígeno disuelto y clorofila tipo-a. 30

La Tabla 2-2 resume los tipos de sensores, la ubicación y profundidad de su instalación, la fecha de inicio de las mediciones, su fecha final, periodo de mediciones validas, así como la frecuencia de muestreo. 30

Tabla 2-3. Características de las estaciones meteorológicas. 31

Tabla 2-4. Ubicaciones de las estaciones hidrométricas y periodo de registro considerado. 33

Tabla 2-5. Variables y características del reanálisis NARR-NCEP. 39

Tabla 2-6. Características de las mallas numéricas utilizadas en la modelación de la circulación atmosférica. 4

Tabla 2-7. Comparación general entre los métodos de diferencias finitas y elementos finitos. 52

Tabla 2-8. Valores de los coeficientes utilizados en la ecuación de estado linealizada de MARS3D (Tabla 2 8. Valores de los coeficientes utilizados en la ecuación de estado linealizada de MARS3D (ρ_0 en kg/m³, T en °C, S en ‰)). 61

Tabla 2-9. Características de los datos del reanálisis numérico de la circulación oceánica del GoM. 67

Tabla 2-10. Características de las mallas anidadas del MARS3D. 69

Tabla 3-1. Variables del Polígono de 4o grado ajustado a las climatologías de los diferentes parámetros. 85

Tabla 3-2. Componente principal (a) y orientación del eje principal de las elipses de los ciclos diurnos en los meses del año. 93

Tabla 3-3. Valores medio, máximo, mínimo, rango medio diario y desviación estándar de la variación media diaria de variables meteorológicas en el 2010. 95

Tabla 3-4. Características estadísticas de las descargas de los ríos. 96

Tabla 3-5. Componentes diurnas y semidiurnas obtenidos de los sensores de presión, así como de la estación mareográfica. 104

Tabla 3- 6. Segunda tabla mostrando las componentes armónicas calculadas con los sensores de presión, así como el rango de marea máxima considerando las componentes calculadas. 105

Tabla 3- 7. Listado de componentes secundarias. 106

Tabla 3- 8. Análisis de los datos de corriente medidas, los resultados muestran las elipses de corrientes de las componentes armónicas diurnas y semidiurnas en cm s⁻¹, la orientación del semi-eje mayor con respecto al norte, así como la fase en grados respecto a Greenwich. 108

Tabla 3-9. Análisis de los datos de corriente medidas, los resultados muestran las elipses de corrientes de las componentes armónicas diurnas y semidiurnas en cm s⁻¹, la orientación del semi-eje mayor con respecto al norte, así como la fase en grados respecto a Greenwich. 109

Tabla 4-1. Amplitud y fase modeladas para ocho componentes armónicas en los sitios donde se realizaron mediciones. 115

Tabla 4-2. Continuación de componentes principales.	115
Tabla 4-3. Diferencias entre la medición y el resultado del modelo tanto en amplitud como en fase de las componentes armónicas consideradas.	116
Tabla 4-4. Diferencias entre la medición y el resultado del modelo tanto en amplitud como en fase de las componentes armónicas consideradas.	116
Tabla 4-5. Coeficiente de determinación r^2 obtenido de correlacionar las mediciones del nivel del mar (OBS), el análisis armónico (HA) y las series de tiempo obtenidas del modelo (MODEL).	117
Tabla 4-6. Características de las Corrientes modeladas en las dos principales bocas de la LT. Se describen las elipses de las componentes de marea. Los valores positivos o negativos del eje menor explican el sentido de rotación de las elipses de corrientes donde el sentido horario (positivo) o anti-horario (negativo).	119
Tabla 4-7. Características de las Corrientes modeladas en las dos principales bocas de la LT. Se describen las elipses de las componentes de marea. Los valores positivos o negativos del eje menor explican el sentido de rotación de las elipses de corrientes donde el sentido horario (positivo) o anti-horario (negativo).	12
Tabla 4-8. Coeficientes de determinación (r^2) entre las componentes U y V de las corrientes medidas (OBS), la reconstrucción de la series sintéticas obtenidas con los análisis armónicos (HA) y las componentes extraídas del modelo (MODEL). Las comparaciones se realizan a cuatro diferentes profundidades desde el fondo a la superficie. Boca de Puerto Real.	121
Tabla 4-9. Coeficientes de determinación (r^2) entre las componentes U y V de las corrientes medidas (OBS), la reconstrucción de la series sintéticas obtenidas con los análisis armónicos (HA) y las componentes extraídas del modelo (MODEL). Las comparaciones se realizan a cuatro diferentes profundidades desde el fondo a la superficie. Boca de Ciudad del Carmen.	121
Tabla 4-10. Reducción de amplitud y retraso de fase en el transecto perpendicular a la sección transversal de la boca de CdC	127

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

Las zonas costeras, y en particular las lagunas costeras, juegan un papel fundamental en los ecosistemas marinos porque son la interfaz entre el océano, la atmósfera y el continente. En las lagunas costeras tropicales generalmente se observan manglares, vasos estuarinos, marismas y arrecifes, los cuales representan importantes hábitats con una biodiversidad compleja. Las lagunas costeras proporcionan un ambiente que es más tranquilo que los océanos y están expuestas a los aportes terrestres naturales, por lo cual son áreas ricas y productivas en términos biológicos. Debido a su alta productividad, normalmente son de gran interés económico por las pesquerías así como actividades de navegación, transporte y turismo. Datos reportan que el 40% de la población mundial habita en una franja de 100 km de la costa ([United Nations, 2011](#)). El incremento de la densidad poblacional, y su consiguiente desarrollo de actividades económicas, ejercen una presión excesiva sobre los ecosistemas. La transformación de los hábitats, la introducción de contaminantes y especies invasivas, figuran entre los mayores riesgos sobre este tipo de ecosistemas. Dichas perturbaciones conducen generalmente a la desaparición de la biodiversidad, la aparición de nuevas enfermedades en los organismos, el envenenamiento por hipoxia, así como florecimientos algales nocivos que pueden representar un riesgo para la salud humana por intoxicación.

Los manglares, que generalmente rodean las lagunas costeras, son zonas poco profundas que, en conjunto con las zonas de pastos marinos, son conocidas como los viveros marinos, pues proporcionan un hábitat favorable para el desarrollo de juveniles ([Mumby, 2006](#)), promoviendo así la supervivencia global ([Sheridan and Hays, 2003](#)). Dichos ecosistemas están estrechamente conectados con organismos que, por diferentes razones, emigran de un hábitat a otro durante las diferentes etapas de su desarrollo, como son: diferentes fuentes de alimentación durante su crecimiento, riesgo de depredación que varía en relación con el tamaño de los individuos, así como la necesidad de reproducirse en un hábitat que maximiza la dispersión y la supervivencia de las larvas ([Mumby, 2006](#)).

Las lagunas costeras, debido a su alta productividad, son un elemento crítico para asegurar la supervivencia de los ecosistemas tropicales y subtropicales y, por lo tanto, de la población humana local. Sin embargo, la influencia del cambio climático y las presiones antropogénicas sobre estos ecosistemas son la causa de su declive.

El aumento global de la temperatura y el incremento de CO₂ en la atmósfera son dos efectos responsables de la acidificación de los océanos, con una reducción del crecimiento de los corales y de animales que desarrollan estructuras basadas en carbonato de calcio, debido a la menor disponibilidad de carbonatos para actividades

biológicas, como las realizadas por algunas especies de plancton, moluscos gasterópodos, bivalvos, etc.

Otro riesgo para las lagunas costeras es la eutroficación, que impacta de manera importante los ecosistemas a diferentes niveles. Los nutrientes inorgánicos disueltos reducen la tasa de calcificación, la de fertilización de diferentes organismos e incrementan la abundancia de macroalgas, las cuales, al morir y descomponerse, reducen el oxígeno disuelto en el agua. El enriquecimiento de partículas de materia orgánica puede beneficiar a los ecosistemas, pero especialmente a los organismos filtradores heterótrofos, lo cual provoca un desplazamiento de las comunidades oligotróficas por comunidades heterotróficas, con la consecuente reducción de la biodiversidad ([Fabricius, 2005](#)).

La limitación de la luz, inducida por la alta turbidez y/o la abundancia de macroalgas, reduce la actividad fotosintética de las zooxantelas y, por lo tanto, el crecimiento y supervivencia de muchas especies. El sofocamiento causado por el exceso de sedimentos o macroalgas afecta al reclutamiento y la supervivencia de muchas especies durante las primeras etapas de vida. Son los ríos los que a menudo transportan contaminantes y organismos patógenos como virus y bacterias, que pueden infectar a otros ecosistemas bentónicos, pelágicos, así como zooplancton y fitoplancton, generando la desaparición de especies y desequilibrios en los ecosistemas de las lagunas costeras.

Las lagunas costeras multi-boca son sistemas inestables ([Kjerfve and Magill, 1989](#)), el caso particular de la Laguna de Términos, con sus dimensiones y profundidad la vuelven un caso único, al mantener un cuerpo comunicado y no haber cerrado una de sus bocas o haberse separado en dos estuarios. Por lo mismo resulta imperativo comprender cuál es la hidrodinámica de la laguna, donde descargan 3 ríos, uno de los cuales es una ramal del sistema fluvial Grijalva. Debido a sus dimensiones la importancia del viento local debe ser importante, así como la circulación oceánica sobre la plataforma continental.

Finalmente su cercanía con la zona de mayor producción de hidrocarburos de México, expone al sistema lagunar a un riesgo por una posible derrama. De manera similar, el crecimiento industrial de la Ciudad del Carmen genera un gran estrés sobre la zona. Para lo cual es necesario conocer los patrones de circulación para poder tener mejores herramientas para el manejo de dicho cuerpo de agua.

Es en este contexto donde se ubica el propósito de esta tesis que, a partir de la implementación de un modelo hidrodinámico 3D en conjunto con un modelo atmosférico de alta resolución, aspira a entender mejor los procesos físicos que afectan a la Laguna de Términos.

1.1. OBJETIVO GENERAL

Comprender los patrones de circulación en la laguna, la distribución de masas de agua, así como su interacción con la atmósfera, en distintas escalas de tiempo.

Los objetivos particulares del estudio son:

- Caracterizar la importancia relativa de los forzamientos por marea, viento, oleaje y descargas fluviales en la circulación existente en la Laguna de Términos.
- Monitorear y caracterizar las masas de agua, circulación y sedimentos en suspensión en tres épocas del año (estiaje, lluvias y nortes).
- Modelar la circulación y los campos hidrográficos en la Laguna de Términos.
- Cuantificar los flujos de masa, calor y momento a través de la superficie de la laguna.

1.2. HIPÓTESIS

LA importancia de la marea astronómica, de los forzamientos atmosféricos y las descargas de los ríos tienen una importancia muy diferente en las distintas regiones de la Laguna de Términos (LT).

1.3. SITIO DE ESTUDIO: LA LAGUNA DE TÉRMINOS

1.3.1. Ubicación geográfica y geomorfología

La Laguna de Términos (LT) se ubica al sureste del Golfo de México (GoM), en la región delimitada entre los 92.25° a 91.2° de Longitud Oeste y los 18.4° a 18.97° Latitud Norte (ver Figura 1- 1). La LT forma parte de un complejo lagunar, el cual, considerando las zonas de humedales que rodean dicho sistema, forman parte de uno de los humedales más grandes del país, abarcando un área de 7,050 km². El sistema lagunar está clasificado como reserva natural desde 1994. La LT es la laguna costera más grande de México (Kjerfve et al., 1988), con una longitud máxima de 75 km, orientada a lo largo de la costa, y un ancho máximo de 26.3 km. La laguna está separada del GoM por dos islas, la Isla del Carmen, que tiene una longitud de 38 km y un ancho máximo de 2.5 km, y la Isla Aguada, que tiene 40 km de longitud y 900 m de ancho. Ambas islas son barreras calcáreo – arenosas del Holoceno (Gutiérrez - Estrada and Castro-del-Río, 1988; Yáñez-Correa, 1963).

El sistema interactúa con el GoM a través de tres bocas. La más grande es la boca de Ciudad del Carmen, con un ancho mínimo de 3.9 km, una profundidad máxima de 19 m, una profundidad media de 6.4 m y un área total de sección transversal de 0.02345 km². Esta boca se ubica al suroeste de la laguna. La segunda boca se conoce como Puerto Real, tiene un ancho mínimo de 3.2 km, una profundidad máxima de 12 m, una profundidad media de 5 m y un área total de sección transversal de 0.01634 km². Esta boca se localiza al noreste del sistema lagunar. La boca de Sabancuy es la tercera, tiene un ancho mínimo de 35 m, una profundidad máxima de 3.5 m con un área de sección transversal aproximada de 0.0001 km²; dicha boca se une con la LT a través de un canal angosto y somero de 22.6 km de longitud. Kjerfve clasifica a la LT como una laguna costera restringida, en el artículo *Comparative oceanography of coastal lagoons* (Kjerfve and Magill, 1989).

El sistema lagunar está conformado por ocho lagunas, siendo la LT la principal y las restantes, satélites de la misma. El complejo está conformado al suroeste por las lagunas de Pom, Atasta, El Corte, Puerto Rico y Los Negros, que se unen a la LT por la boca de Atasta. Al noreste se encuentra el estero de Sabancuy. Al sureste, los ríos Mamantel y Candelaria desembocan a través de la laguna de Panlao. Al sur, en la desembocadura del río Chumpan se ubica la Laguna de Balchacah. Finalmente, en la desembocadura del río Palizada se sitúa la Laguna del Este (ver Figura 1- 2).

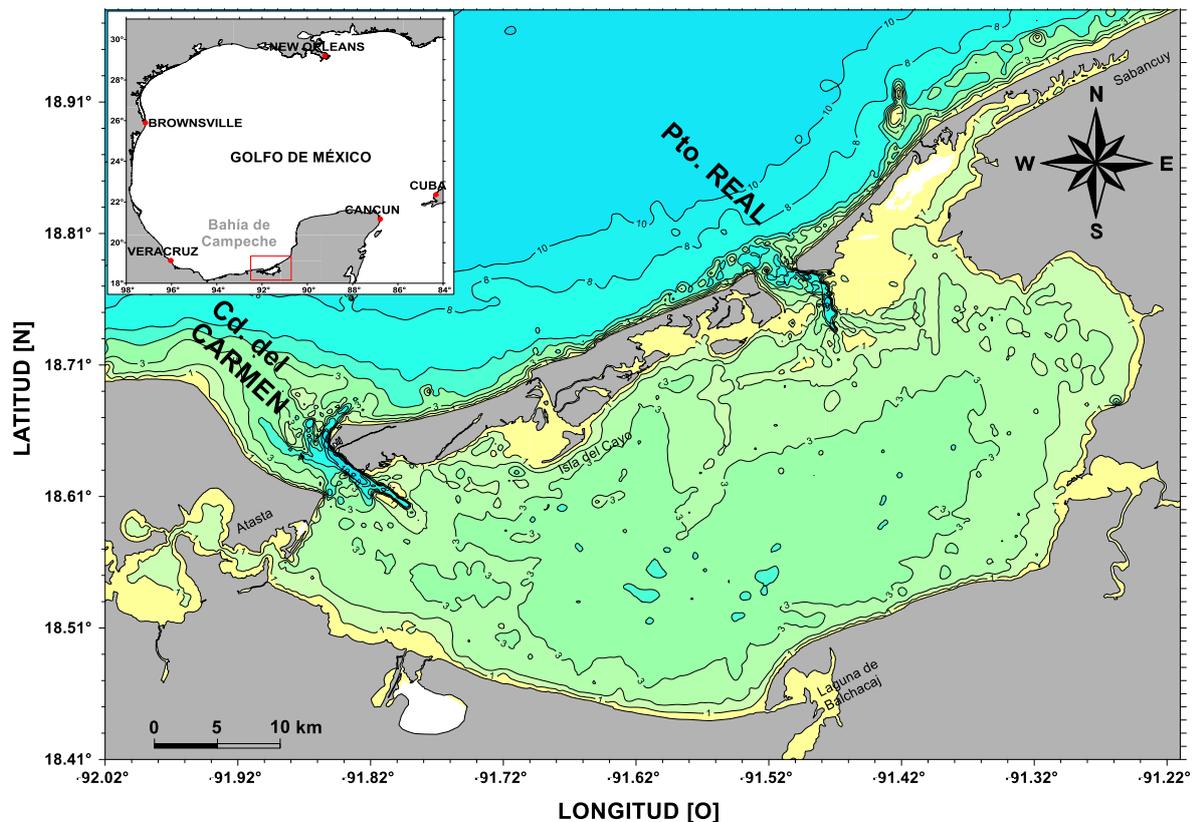


Figura 1- 1. Localización y batimetría de la Laguna de Términos, Campeche.

La LT forma parte de la zona de descarga al mar del mayor sistema fluvial del país, el Grijalva-Usumacinta. De las descargas de los cinco afluentes -de los cuales se enlistan los cuatro mayores en la Tabla 1-1 (David, 1999; David and Kjerfve, 1998; Yáñez - Arancibia and Sánchez - Gil, 1983)-, el mayor de ellos es el Río Palizada. Existe actualmente un quinto afluente, un canal construido entre la laguna de Atasta y el río Frontera; desafortunadamente, de este no se tienen datos exactos de sus dimensiones ni del caudal que aporta a la LT.

Tabla 1- 1. Estadística de las descargas de los ríos a la Laguna de Términos (David L., 1999)

RÍO	Palizada	Chumpan	Candelaria	Mamantel
Área total de la Cuenca (km ²)	40,000*	2,000	7,160	540
% Área Medida	97	85	81	81
Descarga ajustada				
Media (10 ⁹ m ³ año ⁻¹)	9.08	0.57	2.11	0.16
Mínima (10 ⁹ m ³ año ⁻¹)	3.63	0.01	0.64	0.07
Máxima (10 ⁹ m ³ año ⁻¹)	16.11	1.58	5.45	0.78
Temperatura promediada de la cuenca hidrológica (C)	27°	25°	27°	27°
Precipitación anual acumulada en la cuenca hidrológica (mm)	1844	1602	1457	1517
Δf/r	0.24	0.23	0.18	0.27

* Considerando el área total de la cuenca hidrológica del Usumacinta.

En la literatura se reporta un área total de la LT de 2,500 km² (David and Kjerfve, 1998; Robadue et al., 2004); sin embargo, utilizando la información digitalizada de 4 cartas náuticas, publicadas por la Secretaria de Marina con información medida entre el 2004 – 2007 (Cartas: 84-201, 84-301, 84001, 842-101); la información recopilada por el Dr. Paulo Salles, del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM); así como mediciones realizadas por miembros del Institute de Recherche pour le Développement (IRD) y el Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) de la UNAM, el área de la Laguna de Términos y las pequeñas lagunas satélite suman una superficie total de 1,930 km², con un volumen de aproximadamente 4.65 km³.

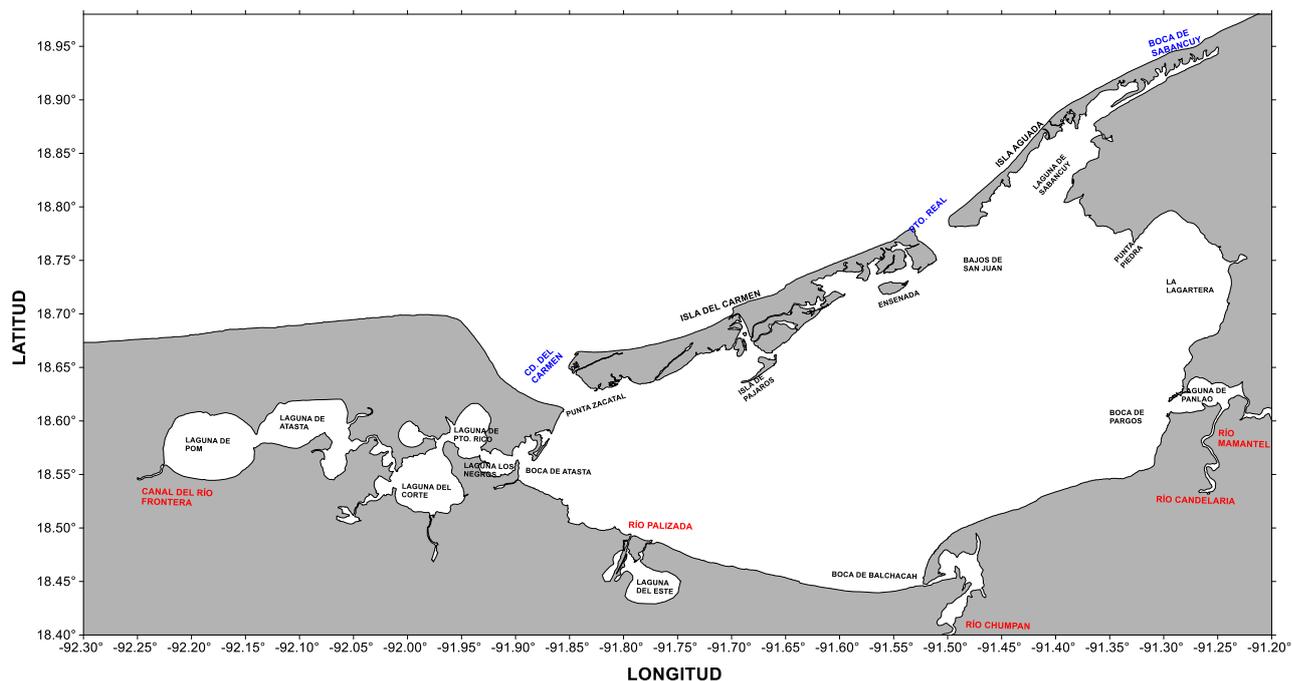


Figura 1- 2. Mapa de localización de lagunas satélite, bocas y sitios relevantes.

1.3.2. Características generales de la Laguna de Términos.

La LT forma parte de uno de los ecosistemas costeros tropicales más grandes en la región Caribe – Golfo de México. Esta laguna se caracteriza por su morfología somera pues, en general, tiene una profundidad promedio de 3.5 m; sin embargo, por sus dimensiones, la magnitud de los aportes de agua fresca de los ríos que allí desembocan, así como su interacción con el GoM y la atmósfera, hacen de la LT un sitio extremadamente complejo de comprender, caracterizando la magnitud específica de cada uno de los factores que allí interactúan.

A pesar de estar declarada como área natural protegida, este sistema se encuentra fuertemente amenazado por factores de carácter antropogénico. El mayor riesgo se debe a su cercanía con una de las mayores zonas de producción petrolera del país; sin embargo, el incremento de la agroindustria en las partes altas de las cuencas, así como la deforestación de las mismas, incrementan la cantidad de químicos y materia orgánica de los ríos que descargan en la laguna. Otro factor de inestabilidad son las descargas de Ciudad del Carmen a la laguna, así como la sobreexplotación pesquera.

1.3.3. Clima e hidrodinámica de la región.

El clima de la LT está caracterizado por tres diferentes estaciones, una seca (marzo - mayo), una lluviosa (junio – octubre) y una con vientos intensos (octubre – febrero), generalmente los llamados Nortes, sistemas de alta presión que en ocasiones fluyen de latitudes más al norte en dirección al Istmo de Tehuantepec. Los frentes ocurren casi todo el año, mostrando una mayor frecuencia en los meses de octubre a febrero, con una periodicidad de 2 - 5 días y duración de 2 - 10 días. Los vientos de estos eventos tienen una dirección Norte - Noroeste y velocidades mayores a los 8.3 ms^{-1} (Romero-Centeno et al., 2003; Yáñez - Arancibia and Day, 1982).

Durante la época de sequía, la brisa marina sopla con una fuerte señal diurna alcanzando, en los meses de abril – mayo, su mayor intensidad media de 4 ms^{-1} . La dirección media del viento alterna del sureste al noroeste (Gille et al., 2005; Taylor - Espinosa, 2009). En este periodo suelen registrarse las mayores temperaturas, la velocidad del viento decae por varias horas entre los periodos de las brisas, las descargas de los ríos presentan sus valores más bajos (David and Kjerfve, 1998), y la circulación en el interior de la LT está fuertemente influenciada por la marea astronómica. En esta época del año, la laguna reporta los valores de salinidad y temperatura más elevados y, debido a la señal diurna de los vientos, la columna de agua se homogeneiza (Contreras Ruiz Esparza et al., 2014; David and Kjerfve, 1998; Robadue et al., 2004).

La cuenca hidrológica local de la LT puede dividirse en tres zonas caracterizadas por diferentes regímenes de precipitación. La zona oeste fue caracterizada con las estaciones meteorológicas ubicadas en el río Palizada y Cd. del Carmen (EPOMEX, 1993). El análisis mostró bajas precipitaciones en abril y las mayores en septiembre – octubre, con una precipitación media anual acumulada de 1,826 mm. La zona media, representada por la cuenca del río Chumpán, recibe bajas precipitaciones en abril y altas en el periodo junio – julio, con una precipitación media anual acumulada de 1,602 mm. La zona este, representada por el río Candelaria y la estación meteorológica en Isla Aguada, exhibe bajas precipitaciones en abril y altas en el periodo de junio – septiembre y octubre, con una precipitación media anual acumulada de 1,424 mm (EPOMEX, 1993).

La temperatura atmosférica varía, en promedio anual, de 14° a 40° C, con una media anual de 27.5° C (Yáñez - Arancibia and Day, 1982), y la temperatura del agua de la laguna varía en el rango de 22° a 34° C, con una temperatura media anual de 27.5° C (Alvarez-Guillen, 1985; Yáñez - Arancibia and Day, 1982) .

De los cinco afluentes, cuatro de ellos aportan la mayor cantidad de agua fresca en la laguna (EPOMEX, 1993; Yáñez - Arancibia and Sánchez - Gil, 1983). La mayor aportación proviene del río Palizada, con una descarga media de $288 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y con variaciones mensuales promedio de 155 a $497 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (David et al., 1999); seguido por el río Chumpán, con una descarga media anual de $18 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, y el sistema Candelaria – Mamantel, con una descarga media anual de $72 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. La descarga media acumulada

es de $378 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, en adición a una precipitación media anual de $143 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ sobre la laguna (David et al., 1999). La evaporación media anual medida en Cd. del Carmen es de 1,512 mm (EPOMEX, 1993), lo cual puede considerarse como un gasto por evaporación promedio de $-120 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Durante las estaciones climáticas previamente descritas, la circulación hidrodinámica varía debido a las diferencias en magnitud de los múltiples agentes forzadores de la circulación, incluyendo las descargas de los ríos, el viento, la circulación sobre la plataforma continental del GoM y la marea astronómica. La circulación sobre la costa este del banco de Campeche (ECB) se caracteriza por una corriente al suroeste, que fluye casi de manera permanente paralela a la costa. Esta corriente sólo se invierte con dirección al noreste en los meses de septiembre a noviembre, debido al debilitamiento de los vientos Alisios por la estacionalidad de verano (Dubranna et al., 2011; Zavala-Hidalgo et al., 2003). Adicionalmente a la estacionalidad de la corriente sobre la plataforma continental, existe evidencia de ondas atrapadas a la costa (CTW), que viajan del norte, desplazándose sobre la plataforma ECB, hacia el noreste, con un periodo de 6.1 a 10.7 días. La evidencia muestra que las CTW son generadas sobre la plataforma continental en la colindancia de los estados de Tamaulipas y Veracruz, por variaciones en la intensidad del viento (Dubranna et al., 2011).

La propagación de la marea astronómica en el GoM indica, para las principales componentes armónicas diurnas y semidiurnas, un punto anfidrómico al norte de la península de Yucatán. Todas las componentes presentan un patrón anti horario de propagación en el interior del GoM (Egbert and Erofeeva, 2002; Kantha, 2005). Aun cuando las componentes diurnas dominan el GoM, debido al ancho de la plataforma continental en la parte oeste de la península de Florida, en la margen oeste del delta del río Mississippi y en la región sureste de la Bahía de Campeche (SECB), las componentes semidiurnas se amplifican (Clarke and Battisti, 1980; Winant, 2007), generando un comportamiento semidiurno en los dos primeros lugares mencionados y mixto, principalmente diurno, en el SECB. En esta última región, la mayoría de las componentes armónicas se amplifican en la dirección noreste.

Existen diferentes estudios sobre la circulación hidrodinámica en el interior de la LT, que consideran corrientes, nivel del mar, temperatura y salinidad, aunque están basados en mediciones de corta duración (menores a tres meses) y una cobertura espacial limitada (Candela, 1983; David and Kjerfve, 1998; Espinal-González, 2002; Jensen et al., 1989; Kjerfve et al., 1988; Mancilla-Peraza and Vargas-Flores, 1980). A partir de esos estudios, se concluye que existe una circulación semi-permanente con dirección suroeste, donde el flujo preferencialmente entra a través en la laguna por la boca de Puerto Real (PtR) y abandona la laguna a través de la boca de Cd. del Carmen (CdC) (Espinal-González, 2002; Jensen et al., 1989; Kjerfve et al., 1988; Mancilla-Peraza and Vargas-Flores, 1980). Lo anterior coincide con los deltas que se encuentran en ambas bocas, uno interior, en la boca de PtR, formado por material

sedimentario de origen marino mezclado con sedimentos de materia orgánica, como conchuelas, esponjas marinas y caparazones de caracoles marinos; y el otro exterior, en la boca de CdC, compuesto por una mezcla de arena y finos limosos de origen fluvial (Yáñez-Correa, 1963); (ver Figura 1- 3).

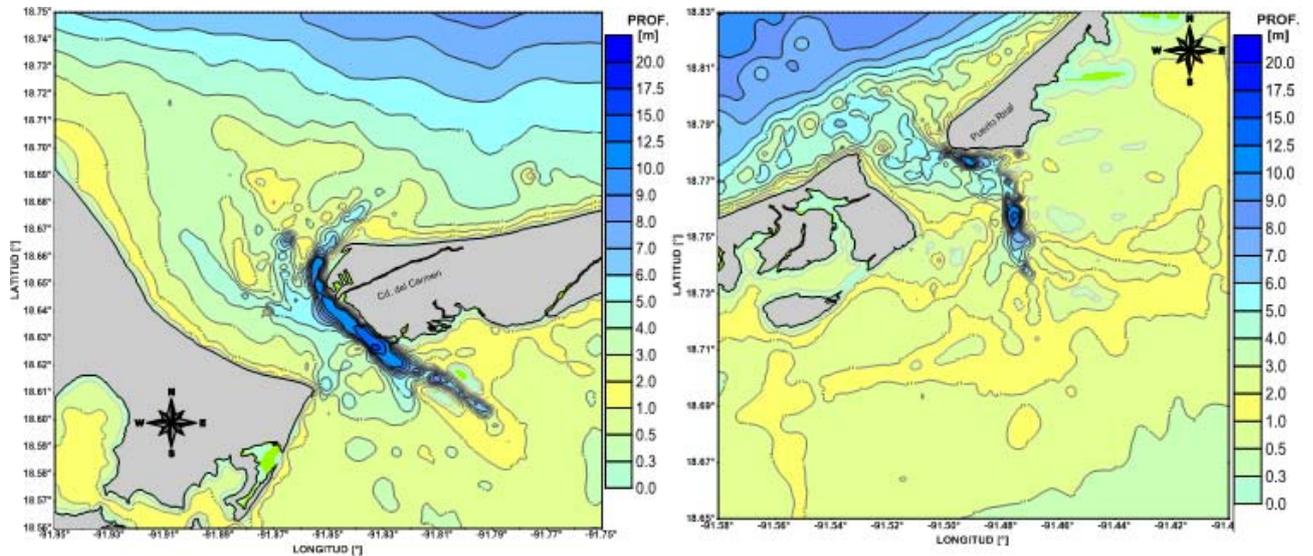


Figura 1- 3. Deltas submarinos en ambas bocas de la LT. A) Delta exterior en la boca de CdC. B) Delta interior en la boca de PtR.

Los estudios sobre la circulación muestran también un cambio de dirección en el periodo de Nortes, como respuesta a la modificación de la circulación exterior forzada por la intensidad de los vientos. La LT incrementa su nivel, modificando su patrón medio de circulación, al tener entrada de volúmenes de agua en ambas bocas; al disminuir el forzamiento del viento, la laguna expulsa agua por ambas bocas (Candela, 1983; David and Kjerfve, 1998; Dressler, 1982; Espinal-González, 2002). De manera similar, al final de la temporada de lluvias, cuando las descargas fluviales alcanzan su máximo nivel, la circulación en el interior de la laguna se modifica debido a la intrusión de agua fresca, así como a la disminución estacional en la intensidad de los vientos. Resultados de modelos indican que la laguna exporta agua fresca por la boca de CdC. Sin embargo, otros modelos indican la exportación a través de la boca de PtR, invirtiendo el sentido de la corriente hacia el suroeste (David and Kjerfve, 1998; Dressler, 1982; Espinal-González, 2002; Jensen et al., 1989; Kjerfve et al., 1988).

1.3.4. Características biogeoquímicas

El complejo lagunar puede dividirse en seis tipos de ecosistemas, que interactúan y son dependientes de la salinidad, temperatura, tipo de material en el fondo, turbidez,

contenido de oxígeno disuelto, ph, así como de compuestos químicos. Los tipos de ecosistemas son los siguientes:

1. Zonas influenciadas por aguas de origen marino.
2. Zonas influenciadas por aguas estuarinas.
3. Zona de mezcla de aguas estuarinas.
4. Zonas de descarga de agua dulce.
5. Bocas de la laguna
6. Aguas de la plataforma costera.

El fondo de la laguna carece de importantes características morfológicas, excepto los canales inter-mareales y deltas. El centro de la laguna tiene un área grande y con una profundidad de 3.5 m, que disminuye hacia el litoral oriental donde existen bajos de 0,3 m. Los sedimentos se distribuyen en unidades estructurales, formando así una disposición casi ordenada. Los sedimentos están conformados principalmente de limos y arenas arcillosas, que se mezclan gradualmente con una zona de arenas limo-arcillosas. Esta distribución, de estructura granulométrica, depende principalmente de las fuentes de sedimentos, la batimetría y la circulación. En la parte media de la LT, la corriente producida por los vientos es más eficiente en el transporte de sedimentos que las corrientes de agua que entran a través de las bocas de la laguna. El transporte por el flujo residual de los ríos, sumado a las corrientes que se forman por el efecto de los movimientos de traslación generados por los vientos del Sureste y Noroeste, transportan una gran cantidad de sedimentos a la zona central de la LT. Por tal razón, la mayor parte de los sedimentos de esa región contienen cerca del 50% de CaCO_3 (Yáñez-Correa, 1963).

Una característica notable de este sistema es la presencia de arrecifes de ostras en las bocas de cuatro lagunas fluviales, lo cual las hace extremadamente someras, salvo en los canales donde desembocan los ríos a la LT, donde se pueden hallar hasta 2 m de profundidad. En estas zonas ribereñas es donde se obtienen los valores más elevados de fitoplancton y crecimiento de manglares. Las comunidades bentónicas son relativas a subsistemas de la laguna y son controladas por la salinidad, descarga de los ríos, turbidez y tipos de sedimentos. La Figura 1- 4 muestra la distribución de los tipos de sedimentos en la LT (Yáñez-Arancibia and Day Jr, 1988).

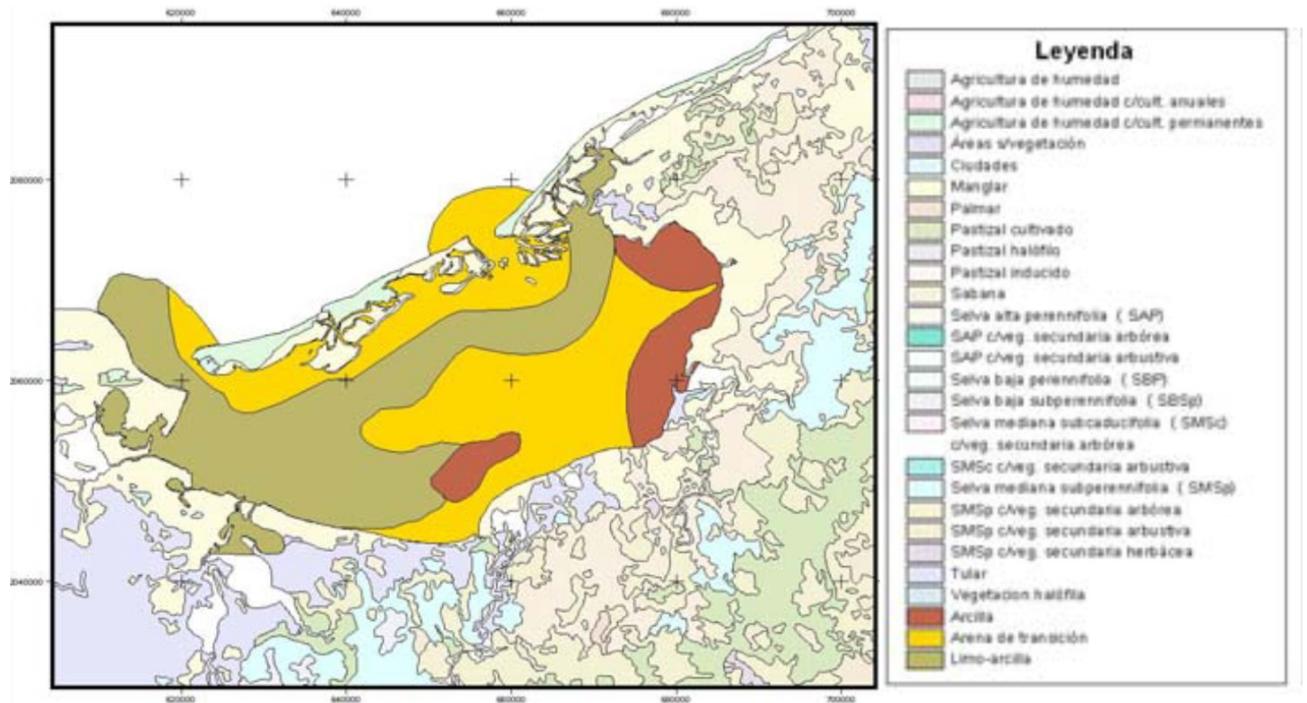


Figura 1- 4. Distribución de los tipos de sedimentos en la Laguna de Términos.

1.4. ESTADO DEL ARTE

Con el objetivo de estudiar el estado del arte que guarda el conocimiento del funcionamiento de lagunas estuarinas, como es el caso de la de Laguna de Términos, se procedió a realizar una revisión bibliográfica detallada de todos los estudios relacionados con el funcionamiento físico de la laguna. Se localizaron 14 reportes, artículos o tesis con resultados de investigaciones sobre la laguna. La Figura 1- 5 muestra la ubicación de la información bibliográfica revisada.

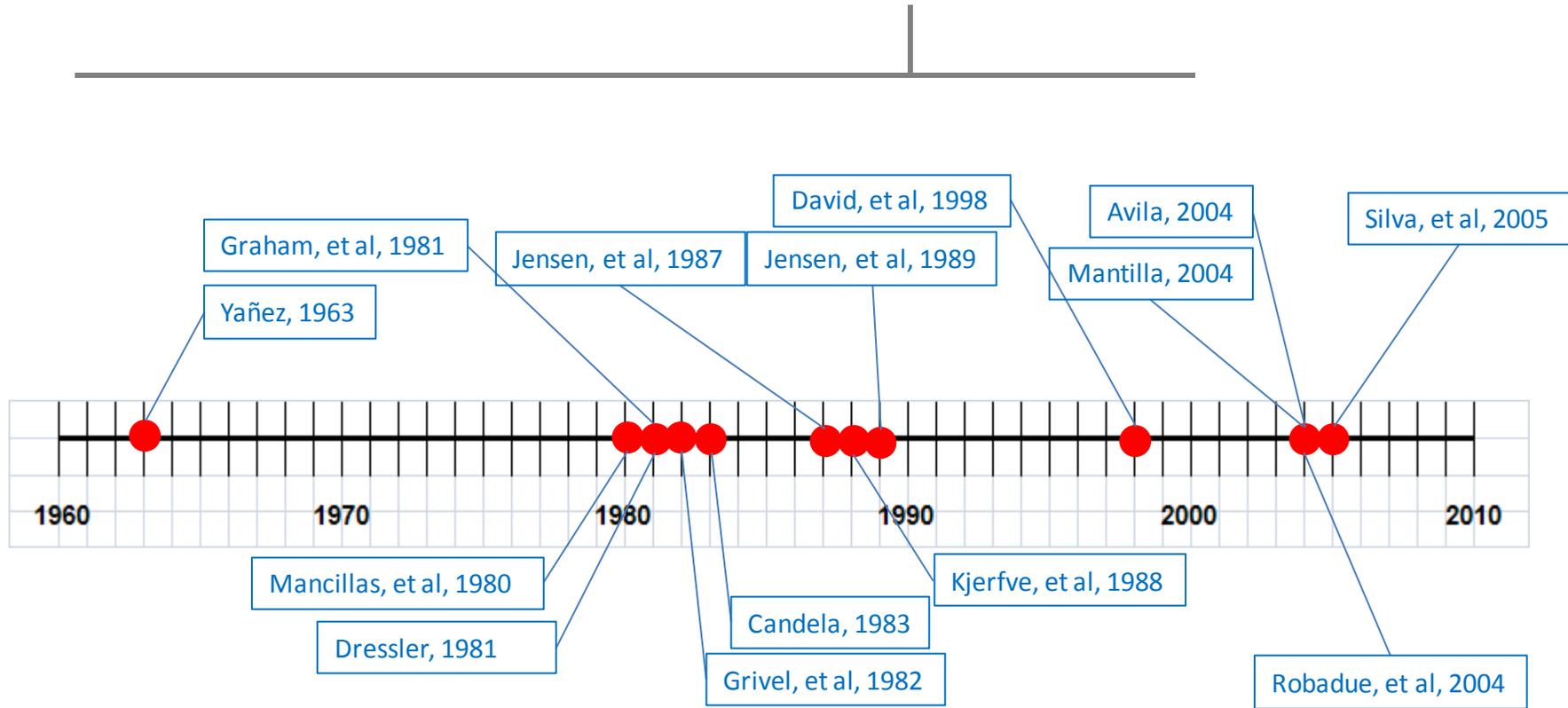


Figura 1- 5. ESTUDIOS PREVIOS DE LA LAGUNA DE TÉRMINOS, IDENTIFICANDO LA FECHA DE PUBLICACIÓN.

A continuación, se exponen, de manera resumida, los artículos enlistados en la Figura 1-5. Al final de los resúmenes se hace una síntesis con conclusiones finales sobre la información recopilada y la información observada en campo.

Batimetría, salinidad, temperatura y distribución de los sedimentos recientes de la Laguna de Términos, Campeche, México. Yáñez, 1963.

En este artículo se publica un estudio geológico profundo de la Laguna de Términos, basado en una extensa campaña de muestreo y el análisis de los datos recopilados. Como resultado de los análisis de sedimentos, el autor concluye: en el canal de entrada de Cd. del Carmen (suroeste), existe una mala distribución granulométrica de los sedimentos (existen pocos tamaños de grano, principalmente arenas, por lo mismo estadísticamente la distribución de diámetros de partículas se concentra en unos pocos rangos); el fondo está conformado principalmente por arena, pero existe un depósito de sedimentos fuera (al noreste de la entrada) con material fino limo-arcilloso. El autor deduce que la razón de las características de los sedimentos en el canal de entrada de Cd. del Carmen, son las fuertes corrientes reversibles que se producen allí. Otro resultado importante es que las corrientes de salida al mar muestran un predominio de dirección, lo que, según el autor, explica la acumulación de sedimentos finos en el delta aluvial pequeño fuera de la laguna. Los sedimentos finos son de origen fluvial, principalmente del río Palizada.

En la entrada de Puerto Real, el autor concluye que la componente de la corriente tiene una dirección predominante hacia el interior de la laguna. Su deducción se basa en la evidencia que muestra la firma de la salinidad del agua en esa región, que resulta igual a la salinidad en la Sonda de Campeche y, más importante, en la existencia de un delta submarino aluvial dentro de la laguna, donde la fracción gruesa del sedimento es de origen marino, así como los sedimentos orgánicos, como caparzones de animales de esponjas marinas, caracoles equinoidea, etc.

Primer estudio sobre los patrones de circulación y flujo neto a través de la Laguna de Términos, Campeche. Manuel Mancilla y Mario Vargas, 1980.

En este artículo se presenta el primer esfuerzo por comprender el sistema hidrodinámico de la Laguna de Términos con mediciones *in-situ*. Los autores reportan los resultados de la campaña de la primera medición sistemática a lo largo de la región. La campaña de campo incluyó cuatro correntómetros, 6 estaciones mareográficas (adicional a la estación mareográfica fija en Cd. del Carmen), y una estación meteorológica. Las mediciones se realizaron del 10 de febrero al 3 de marzo de 1977. Los autores instalaron una combinación de seis dispositivos mareográficos, colocados dentro de la laguna en varios

lugares cercanos al centro, debido a que los autores suponían que debía existir una confluencia en la propagación de las componentes de la marea en la zona central de la laguna. Tres correntómetros fueron desplegados a lo largo de una sección transversal de la laguna, entre la Isla del Cayo (Isla de los pájaros) y Punta Edros (parte central de la laguna). El cuarto correntómetro fue instalado en el exterior de la laguna de 5 km al norte de Punta Bajamita, (ver Figura 1- 2 para ubicación). La estación meteorológica fue instalada en la Estación de investigación de la UNAM, en Cd. del Carmen.

La hipótesis de partida de los autores, después de un viaje previo de reconocimiento, era que probadamente existe un flujo neto de la entrada noreste, hacia el suroeste de la laguna. La hipótesis se desarrolló después de observar la configuración de los bancos de arena en la entrada de Puerto Real. Otra hipótesis fue que, a causa de la configuración de las bocas, la propagación de las componentes de marea en la laguna debería interactuar en algunas regiones de ésta, con la generación de co-oscilaciones y probablemente nodos de marea. Con base en la hipótesis anterior, y teniendo en cuenta que en medio de la laguna las corrientes de marea deben ser mínimas, eligieron ese lugar para instalar los medidores de corriente y el de marea, cercano a la región media, donde los autores consideraron que las ondas de marea debían cruzarse entre ellas.

Tras analizar los resultados, los autores concluyen:

Hay un flujo neto entre la sección transversal seleccionada; este flujo tiene una dirección predominante hacia el suroeste; la velocidad máxima observada se ubicó en el lado norte de la sección transversal. El flujo medio calculado neto fue de $1,370 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; el mayor flujo fue hacia el suroeste, con un gasto de $3,840 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Los autores habían supuesto que la descarga de agua dulce más importante de la región provenía del río Candelaria, debido a la falta de información del río Palizada. Los autores tienen algunas mediciones en la descarga del río Candelaria, en las cuales registraron un flujo promedio de $22 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Los autores concluyen que la descarga del río Candelaria, representa el 1,6% del flujo neto de salida de la laguna.

Investigación sobre mareas y efectos del viento en la Laguna de Términos (México), mediante un modelo hidrodinámico numérico. Dressler, 1981

Este informe técnico exhibe los resultados de la aplicación de un modelo numérico hidrodinámico, adaptado a la Laguna de Términos, con el objetivo de calcular los campos de corrientes generados al utilizar un forzamiento con dos componentes armónicas, una diurna K_1 y una semidiurna M_2 . El autor informa que la laguna, en general, tiene una co-oscilación con las mareas del Golfo de México. En su estudio uso un modelo

hidrodinámico 2D (barotrópico), basado en un esquema numérico que resuelve las ecuaciones diferenciales de la hidrodinámica con base en un esquema de diferencias finitas, asumiendo la solución de la dinámica de las ondas largas en aguas poco profundas. El modelo considera que los movimientos se ven afectados por la fricción del fondo, la dispersión de la energía, la reflexión de las costas y las interferencias.

El autor utiliza para su estudio las componentes armónicas de marea obtenidas en la estación mareográfica de Cd. del Carmen de la UNAM, así como la información medida en varios puntos a lo largo de la costa de la Isla del Carmen, en el lado de la laguna. Las mediciones referidas se realizaron en la primavera de 1977 por la UNAM, con 4 estaciones mareográficas instaladas para un período de 30 días. La información batimétrica utilizada para el modelo numérico, se obtuvo de una carta de navegación desarrollada por la Armada de México.

Con el fin de estudiar los efectos de los diferentes factores de forzamiento en la laguna, como campos de viento local y sinóptico, la marea astronómica, particularmente la propagación de los componentes de marea dentro de la laguna, y su interacción entre ellas, el autor propone un esquema de 5 escenarios diferentes. El primero tiene como objetivo estudiar el Seiche longitudinal en la laguna; el segundo escenario es un ejemplo teórico, en el cual la laguna se estudió con la suposición de sólo una frontera abierta, en la que la marea comienza a propagarse dentro de la laguna. En el tercer escenario se estudian de manera independiente los patrones de propagación de dos componentes de la marea astronómica K_1 y M_2 . El cuarto escenario estudia la combinación de 6 componentes armónicos, tres de ellos diurnos (O_1 , T_1 , P_1) y el resto semidiurnos (M_2 , S_2 , N_2). El último escenario estudia los efectos de dos diferentes campos de viento en la laguna, un campo de vientos que soplan a lo largo de la laguna con dirección SO, y otro transversal a la laguna, sin la interacción con los componentes armónicos (considerando únicamente efectos del viento).

El objetivo final del autor fue evaluar los efectos particulares de los diferentes factores ambientales que tienen un efecto de forzamiento sobre la laguna, desacoplando sus efectos usando un modelo hidrodinámico 2D. Es importante mencionar que el autor no tuvo en cuenta el caudal de los ríos.

Las principales conclusiones de este informe son las siguientes:

El autor recomienda verificar los resultados del modelo, debido a la falta de datos tomados dentro y fuera de la laguna que permitieran validar los resultados de aquél; como ejemplo, el autor no tiene ningún tipo de medida en la costa sureste de la laguna. Sin embargo, desde el experimento numérico es posible reconocer dos estructuras principales de la marea, la diurna y la semi-diurna. La marea semi-diurna muestra zonas nodales que se

superponen debido a la interferencia. Las constituyentes diurnas interfieren en las semi-diurnas debido a la generación de zonas de amplitud mínima, pero esas zonas no son las zonas nodales. Esta singularidad se explica debido a las similitudes en la propagación de la onda.

Las conclusiones puntuales del autor para cada escenario son:

1. Para el caso de la predicción numérica del seiche longitudinal sobre la laguna, con la suposición de que las entradas estaban cerradas y una onda se propaga con dirección suroeste hasta que alcanza la margen opuesta y se refleja. El estudio concluye con un coeficiente de atenuación media de $2,2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.
2. En este escenario, el autor considera que la boca de Puerto Real estuviese cerrada y los componentes de marea M_2 y K_1 , se utilizan como forzadores desde el Golfo de México en la laguna. La elección de estas componentes de marea (una diurna y otra semidiurna), se basa en las características de co-oscilación de ambas componentes. El autor concluye que, incluso como un ejemplo numérico, la amplitud de ambos componentes declina en la zona de los canales de entrada hacia la laguna, perdiendo un 10% de su amplitud y una tasa de disipación de amplitud moderada en el interior de la misma.
3. El autor se refiere a los resultados de (Grivel – Arce, 1982), quienes concluyen que las amplitudes de los componentes principales de la marea son similares en ambas entradas, pero con diferentes fases. En este caso, el autor utiliza dos componentes con ambas fronteras abiertas. Los componentes de la marea elegidos son K_1 y M_2 . Los resultados numéricos muestran los patrones de propagación en la parte central de la laguna, donde las ondas que se propagan desde ambas entradas se cruzan entre ellas; en la zona sureste las ondas revelan una convergencia, y en la zona del este las ondas se propagan de manera casi unidireccional. El mayor retraso en la propagación de ondas tiene ocurrencia en la parte este de la laguna.
4. Para el caso de las 6 componentes y ambas fronteras abiertas, la modelación numérica muestra que la superposición de O_1 y K_1 genera las mareas vivas en fase, así como mareas muertas con fase opuesta en un período de 13,66 días. Debido a la superposición durante las mareas muertas, las componentes semidiurnas juegan un papel mayor, de las cuales la componente M_2 presenta un mayor peso.
5. Teniendo en cuenta que las direcciones de viento dominantes en la laguna son hacia el suroeste y el noroeste (la primera a lo largo de la laguna y la segunda transversal a la laguna), para el primer caso, el esfuerzo del viento genera un flujo neto a través de la laguna con una componente perpendicular (efectos de Ekman), que resulta en un flujo ortogonal a la dirección del viento, que en el sureste fluye hacia el océano, así como

también en una corriente opuesta en la parte sureste de la laguna. En el segundo caso de estudio, el viento transversal no genera un transporte de masa significativo. El flujo revela algunos giros en la parte central de la laguna, pero con un flujo neto de oeste a este.

A PRELIMINARY MODEL OF THE CIRCULATION OF LAGUNA DE TÉRMINOS, CAMPECHE, MÉXICO. Graham et al., 1981

Este estudio preliminar de la circulación de la Laguna de Términos se llevó a cabo con un modelo numérico con las siguientes características: funcionamiento casi en "tiempo real", con promediado vertical de una sola capa, con un esquema de elementos finitos conocido como CAFE-1, el cual calcula los flujos no estacionarios en aguas costeras poco profundas. Los resultados se comparan con los estudios de campo anteriores de Mancilla - Vargas, así como con dos imágenes históricas de satélite Landsat. Por otra parte, los resultados del modelo fueron verificados y presentan los principales beneficios detectados por los autores para la información generada, como se explica a continuación: 1) los datos en cuasi tiempo real son útiles para ayudar en la gestión de los recursos locales de la costa, 2) proporcionan información preliminar para la planificación de estudios posteriores, y 3) para demostrar la aplicabilidad del modelo CAFE y la metodología del uso de imágenes Landsat sobre los estuarios del Golfo de México.

Los cuatro casos simulados son los siguientes:

1. Las amplitudes de la marea astronómica en ambas bocas son iguales y no existe diferencia de fase en las mareas, no se consideró el viento. Lo anterior representa las condiciones hipotéticas de un período sin viento en la laguna. Las descargas de los ríos son $133 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y $38 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (promedio de los vertidos anuales) del Candelaria y Palizada, respectivamente.
2. La amplitud de la marea es 0.12 m mayor en Puerto Real que en la entrada de la boca del Carmen, y la fase se retrasa 120 s en la entrada del Carmen. Se trata de un caso más desfavorable de posibles variaciones en las mareas entre los pasos, que podrían inducir a la red de flujo hacia el oeste. Los demás parámetros son como en el caso 1.
3. En este caso, las condiciones son como en el caso 1, pero un viento de 5 m s^{-1} se impone desde el NE (45° en relación con el eje x). En este caso, los vientos Alisios son usados como hipótesis para inducir el flujo neto hacia el oeste. Otra condición es que en el caso 1 no se consideró un pre-calentamiento del modelo por efectos del viento en las entradas.

4. El objeto en este caso fue observar los posibles efectos del viento del Norte a 10 m s^{-1} con dirección del NE (135° en relación con el eje x); además, se impusieron amplitudes de las mareas y las fases como en el Caso 1. Los caudales de los ríos se fijaron en $19 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Resultados

Se puede observar para el Caso 1 que las velocidades netas resultan pequeñas e insignificantes. Esto también es evidente en las líneas de flujo obtenidas por los autores. La influencia de los ríos resulta evidente para el caso 1, al igual que una pequeña inestabilidad cerca de Puerto Real. La comparación de los flujos netos de los Casos 2 y 3 permite observar que en cualquiera de los casos se puede producir el flujo hacia el oeste, aunque en la distribución transversal de la velocidad resultan diferentes. Obviamente, los registros de las mareas se deben considerar para determinar si el Caso 2 tiene alguna base en la realidad. El flujo neto del Caso 4 (viento del Norte) resulta muy interesante: el patrón de flujo general muestra el efecto del viento en la parte sureste de la Laguna forzando el flujo neto a lo largo de la isla del Carmen, mientras que produce una salida de flujo a lo largo de la costa sur. Valdría la pena realizar el trabajo de campo durante un viento Norte para confirmar esta tendencia. Los flujos netos pico son generalmente del orden de 0.1 ms^{-1} , y son más menos frecuentes ([Mancilla y Vargas 1980](#)).

Dos imágenes Landsat históricas se incluyen en el artículo y enseñan, a grandes rasgos, los patrones de circulación en la laguna. Para obtener los patrones de corrientes se utilizó la banda cinco de las imágenes tomadas por el satélite Landsat 2 el 16 de febrero de 1979 y el 08 de octubre 1979. El tiempo y las condiciones marinas presentes en el momento de estos pases satelitales son desconocidos, por lo que sólo es posible una interpretación general de dichos datos. Se supone que la primera fue tomada durante condiciones de marea de tormenta, generadas por el paso de un Norte (Caso 4), este tipo de fenómenos tienen ocurrencia regular en el otoño - invierno. Los patrones de turbidez derivados de las imágenes satelitales (que se destacan en la banda de 5), siguen los patrones generados por el modelo numérico, el cual reproduce una de las imágenes satelitales casi exactamente. La circulación cercana a la isla es evidente en los resultados, al igual que las intrusiones a lo largo de la costa SW y NE, y los dos grandes remolinos en el centro de la Laguna. La correspondencia con la velocidad neta para el Caso 4 también es sorprendente, y es relevante que las rutas de circulación para el Caso 4 indiquen que la escala temporal de la circulación de la laguna es del orden de varios ciclos de marea, incluso en condiciones de Norte.

La distribución de turbidez en la Laguna tiende más a parecerse a lo que se generaría por las condiciones del Caso 3, que para las del Caso 2. Sin embargo, los comentarios

anteriores son meramente cualitativos, pues los autores carecían de información medida para validar sus resultados.

En cuanto a la propagación de la onda de marea, se puede ver que la onda entra por el canal de la boca de ciudad del Carmen y tiende a progresar más rápidamente a través de la Laguna de Términos a lo largo de la costa sur. Para confirmar lo anterior, los autores mencionan que requieren de una mejora en la resolución de la batimetría y en la rugosidad del modelo.

Conclusiones

Para los autores, los resultados del modelo indican que la circulación en la Laguna de Términos es principalmente forzada por el viento. Debido a la estructura de la malla numérica, los efectos de los caudales de los ríos no estaban bien simulados, pero se espera que sean de influencia de segundo orden o inferior a la hidrodinámica (pero si importantes por lo menos en los valores de la salinidad) en cualquier caso. Los cambios en el sistema hidráulico de una entrada sin duda afectan la circulación de la Laguna y, por lo tanto, la calidad del agua.

Es probable que exista un flujo neto hacia el oeste durante los períodos con forzamiento de los vientos Alisios del este, los cuales persisten durante gran parte del año. Durante los períodos de poco viento hay poco flujo neto (a menos que las características de la marea en cada boca de entrada sean diferentes) y domina la dinámica de las mareas. Según los autores, el flujo neto en la laguna puede ser incrementado dragando la entrada de Puerto Real, pues, aparentemente, es la entrada del flujo a la Laguna.

Los autores proponen las siguientes líneas de investigación a ser realizadas posteriormente:

- 1) Determinación de las características de las mareas en ambas bocas y, de ser posible, de las corrientes.
- 2) Con el fin de calibrar el modelo, la altura de la onda de marea y las velocidades en la Laguna se medirán en (a) un período sin viento, (b) con vientos Alisios del NE y (c) con un Norte.
- 3) Las características del flujo de los ríos deben ser monitoreadas y analizadas.
- 4) Debe hacerse una revisión histórica de la estabilidad de la entrada de Puerto Real.
- 5) Un estudio histórico de las imágenes Landsat disponibles para el área de Laguna de Términos (el cual ya se hizo [Jensen et al. 1989](#)).

6) Un estudio en que, de manera simultánea, se realicen muestras de agua en el momento del paso del satélite. Éstas podrían correlacionarse con los datos satelitales y los resultados podrían ser utilizados en el modelo numérico.

Astronomical Tides Study at the Términos Lagoon Campeche, Francisco Grivel Piña, Trinidad Guzmán, H. Cepeda, 1982

El estudio se basa en el análisis de los datos obtenidos con cinco estaciones mareográficas colocadas en el interior de la LT. Los instrumentos midieron un periodo de dos meses y medio, iniciando en noviembre de 1975. De los resultados, y utilizando mínimos cuadrados, los autores filtraron las señales obteniendo las magnitudes de cuatro componentes armónicas, dos diurnas (K_1 , O_1) y dos semidiurnas (M_2 , S_2). Los rangos de la marea medida en los sensores varían entre los 0.30 m en el interior, a los 0.46 m en las bocas.

COMPORTAMIENTO DEL NIVEL DEL MAR EN LAGUNA DE TÉRMINOS, CAMP. Julio Candela Pérez, 1983

El estudio reporta el análisis detallado de la información recogida con un arreglo de seis mareógrafos en el interior de la LT. El periodo de mediciones fue de noviembre de 1981 a enero de 1982. El estudio reporta las componentes armónicas obtenidas utilizando un análisis armónico y uno espectral de las señales. El autor reporta siete componentes, con una frecuencia mayor a 24 h, donde se acumula un 35% de la energía; siete componentes diurnas, de las cuales O_1 y K_1 dominan a las demás; en este rango de frecuencias se acumula un 45% de la energía. Las componentes semidiurnas quedan representadas con cuatro componentes, las cuales constituyen un 10% de la energía, y el 10% de la energía restante está conformada por tres componentes mayores a los dos ciclos por día.

Conclusiones:

- La velocidad de propagación de la marea dentro de la LT disminuye, y su amplitud tiene menos amortiguamiento, durante periodos de mareas muertas.
- La dirección de propagación de la marea astronómica es de suroeste a noreste, con un desfase de 27 minutos entre la boca de Ciudad del Carmen y la de Puerto Real.
- La ocurrencia de nortes y descargas de ríos afectan el nivel medio de la laguna; para el caso de nortes, la correlación con la presión atmosférica y el nivel de la laguna presentó un desfase de varias horas.

-
- Las bocas tienen un flujo neto instantáneo de $\pm 2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, pero durante la presencia de nortes pueden manifestar máximos de $\pm 7000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.
 - La mayoría de las fluctuaciones lentas del nivel dentro de la laguna parecen responder a eventos presentes en la plataforma continental adyacente.

Application of Landsat Thematic Mapper Data to Assess Suspended Sediment Dispersion in a Coastal Lagoon, John R. Jensen et al., 1987

El artículo presenta la comparación entre una serie de imágenes multi-espectrales de la Laguna de Términos, las cuales fueron procesadas para obtener la cantidad de sedimento suspendido en el agua. El sedimento proviene de las descargas de los ríos a la laguna, así como de la re-suspensión por el oleaje en el interior de la laguna. Sin embargo, la mayor parte del sedimento se debe a las descargas fluviales. Los mapas con sus cantidades son utilizados como marcadores para estudiar los patrones de corrientes en el interior de la LT. La información fue comparada con los resultados generados con un modelo hidrodinámico 2D con una resolución horizontal de 1.2 km por 1.2 km. El modelo fue forzado utilizando las condiciones atmosféricas y de nivel del mar medidas en la campaña realizada en el estudio de [Yañéz-Arancibia y Day \(1982\)](#). Los resultados fueron comparados con los mapas con densidades de sedimentos.

MODELING OF CIRCULATION AND DISPERSION IN THE TÉRMINOS LAGOON, Kjerfve, B., Magill, K.E., Sneed, J.E., 1988

El artículo reporta los resultados obtenidos a través de una modelación numérica de la circulación en la laguna, considerando la dispersión de materia suspendida. El modelo hidrodinámico utilizado era uno de diferencias finitas 2D integrado en la vertical. El modelo considera la marea astronómica en las fronteras laterales, el arrastre del viento en la frontera superficial, así como términos fuente que representan las descargas de los ríos. Fue utilizado para reproducir tres condiciones que imitan las cuatro estaciones climáticas de la región, de la siguiente manera:

- Época de estiaje, simulada considerando campos de vientos homogéneos (vientos Alisios) y la descarga media de los ríos.

-
- Transición entre la temporada seca y la húmeda, con descargas fluviales medias y sin viento.
 - Invierno, con un campo de vientos intensos del norte, con descargas fluviales medias.
 - La época húmeda se representó considerando las descargas máximas de los ríos sin vientos.

Las principales conclusiones fueron:

1. El primer escenario muestra la respuesta de la laguna al forzamiento por los vientos Alisios, generando una elevación residual local del agua en la región normal a la dirección de los vientos alisios que es este-sureste. El rango de elevación fue de 0.38 m, mientras que en el lado este extremo a 0.40 m en los alrededores de la entrada de El Carmen. El rango de salinidad, utilizando un promedio mareal, varía entre un mínimo de 4,5 (ups) cerca de la desembocadura del río Palizada, a 34.5 (ups) en la entrada de Puerto Real. Los valores de salinidad son altos en la parte central de la laguna debido al volumen de agua que entra a través de la boca de Puerto Real (PtR). El perfil de sedimento en suspensión, considerando un perfil inter-mareal promediado, revela un campo inverso al de salinidad, donde las mayores concentraciones de sedimentos se encuentran en la desembocadura del río Palizada, con 89 ppm, y las más bajas, en la de PtR, con una concentración de 27 ppm. La circulación residual promediada en la vertical, expone un flujo predominante hacia el suroeste, penetrando a la laguna a través de la boca de PtR y saliendo por la boca de Ciudad del Carmen (CdC). Los resultados del modelo revelan la formación de varios remolinos en el interior de la laguna.
2. El segundo escenario revela un incremento mínimo en el nivel medio de la LT. El modelo sólo muestra un ligero incremento de nivel de la superficie en la zona de la boca de PtR. Las descargas de los ríos presentan una mayor influencia en la circulación general y en los procesos de dispersión. Los valores de la salinidad varían de 2.5 (ups) en la boca del río Palizada, a 34.5 (ups) en la boca de PtR. De manera similar al primer escenario, los patrones de concentración de sedimentos exhiben un patrón inverso, con altas concentraciones, 94 (ppm), en la zona de la descarga del Palizada y 20 (ppm) en la zona de la boca de PtR. La circulación residual evidencia zonas de corrientes intensas en las desembocaduras de los ríos, particularmente en la descarga del río Palizada. La LT exporta en estas condiciones agua dulce por ambas bocas.

-
3. En el tercer escenario, el modelo exhibe una importante sobreelevación del nivel del mar, generado por el viento del Norte. La mayor se registra en la zona sur de la LT, con 0.5 m y un decremento en la región norte de 0.39 m. Una diferencia significativa con los dos escenarios previamente descritos es la salinidad, pues el valor mínimo registrado es de 8.3 (ups), significativamente mayor a los valores medidos en los otros escenarios. De manera similar, la mayor concentración de sedimentos, 80 (ppm), es ligeramente menor que el valor anotado en los escenarios previos. En el que nos ocupa, es evidente que el mayor forzante de la circulación en la laguna es el viento, siendo el forzamiento de los ríos una fuerza menor. Los patrones de circulación residual revelan una estructura más compleja, compuesta por un flujo hacia el sur aparentemente inducido por el arrastre del viento a lo largo de las márgenes oriental y occidental de la LT. Las descargas de los ríos muestran un flujo en dirección contraria, por lo cual se genera una serie de remolinos anticiclónicos en el lado este de la LT y ciclónicos en el lado occidental.
 4. Los patrones de elevación de la superficie en el escenario cuatro son similares a los que se exponen en el escenario dos; sin embargo, la pendiente de la sobreelevación es mayor. Los mayores niveles se midieron en la sección sur de la laguna y los menores en la zona de la boca de PtR. El incremento en los niveles se debe a la magnitud de las descargas de los ríos, que van de 300 a 2000 m³s⁻¹ en el río Palizada. La menor salinidad se consigna en la zona de descarga del Palizada, con valores de 0.3 (ups); mientras la mayor se presenta en la boca de PtR, con un valor de 33 (ups). Los patrones de materia suspendida en el agua exhiben valores máximos de 173 (ppm) y un mínimo de 23 (ppm), con un patrón similar a los anteriores escenarios, siendo inverso a los patrones de salinidad. En este caso, las mayores concentraciones se localizaron en la zona suroccidental de la laguna y las menores en la margen nororiental. Las mayores velocidades se registran en la zona de la descarga del río Palizada y los patrones de circulación descubren exportación de agua dulce por ambas bocas de la LT.

Remote Sensing and Numerical Modeling of Suspended Sediment in Laguna de Términos Campeche, Mexico, Jensen, J.R. et al., 1989

El estudio publica los resultados de la comparación entre información obtenida utilizando imágenes multi-espectrales Landsat, información medida en campo y los resultados de un modelo hidrodinámico 2D que considera las descargas de tres ríos (Palizada, Chumpán y

Candelaria), la marea astronómica y el viento. El modelo usado es el mismo que empleó Kjerfve en el artículo anterior. Las principales conclusiones son las siguientes:

Las mediciones revelan que la salinidad superficial en la LT varía entre 13 y 30 (ups), y en el fondo, el rango es de 17 a 30 (ups). En general, esto indica un buen proceso de mezcla, con una diferencia promedio de salinidad de 2 (ups) entre el fondo y la superficie. Con respecto a la materia suspendida total (TSM), se registran en promedio valores en el rango de 64 a 66 (ppm) en la superficie y entre los 89 a 82 (ppm) cerca del fondo. Las concentraciones de clorofila obtenidas en la superficie variaron en el rango de 0.3 a 24.2 (mg l^{-1}) y cerca del fondo se apreciaron valores de 0.3 a 30.1 (mg l^{-1}). Basados en las concentraciones de clorofila en la columna de agua, se refuerza la hipótesis de que durante las mediciones la laguna estaba bien mezclada.

Los resultados de las mediciones en los 22 puntos en el interior de la LT sobre TSM y Salinidad, fueron utilizados para validar el modelo numérico. Una vez validado, se reprodujeron las condiciones de circulación en la fecha del 24 de abril de 1987, obteniéndose que la TSM generada por el modelo numérico reproduce el 79% de la variancia observada en las mediciones satelitales para la misma fecha.

Tides and currents in a two – inlet coastal lagoon: Laguna de Términos, México, David, L. T., Kjerfve, Björn, 1998

Este artículo es uno de los trabajos más completos sobre la circulación en la LT. Los autores presentan los resultados de un estudio sobre la Laguna de Términos, que comprende una intensa campaña de mediciones durante dos meses mediante la instalación de tres corrientímetros, dos en las bocas principales de la laguna y uno en la parte noroccidental de la misma. Los principales resultados de este estudio son:

- Las series de tiempo de mediciones de las corrientes, el nivel del agua, la temperatura y la salinidad de la laguna, indicaron que las corrientes varían en gran medida por las mareas, pero con una componente meteorológica significativa de baja frecuencia. En contraste, la salinidad y la temperatura se mantienen relativamente constantes, pero con tendencias sustanciales de baja frecuencia.
- El calentamiento estacional de la laguna queda representado por una curva con dos zonas frías (invierno y la época de mayores descargas fluviales), así como dos calientes (estiaje y la transición de la época húmeda a la fría). La salinidad varía inversamente al aporte de agua dulce, ya sea de las descargas fluviales en la laguna, o por el transporte de agua costera del sistema fluvial Usumacinta-Grijalva hacia la laguna.

-
- La marea astronómica en la laguna es mixta principalmente diurna, con un número de forma que varía desde 3.1 hasta 2.4 (Dietrich, 1944). Las corrientes, sin embargo, son en su mayoría mixtas, principalmente semidiurnas con un número de forma que varía de 2.7 a 1.1, lo que indica un cambio hacia una respuesta semidiurna. En las entradas, las mediciones del perfil de velocidad, la salinidad y la temperatura de la superficie del mar (SST) revelan una débil variabilidad vertical; sólo la boca de CdC exhibió signos de una estratificación.
 - Los autores concluyen que el 50% del tiempo total para la renovación del agua es de aproximadamente 8,2 días, en promedio.

El artículo muestra como parte del estudio, una intensa revisión de las características hidrológicas de la Laguna. Los autores apuntan un volumen de descarga media de agua de los ríos de $378 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, una precipitación calculada sobre la laguna de $143 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y una evaporación promedio de $120 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. En este artículo, basado en un trabajo previo (Kjerfve et al., 1988), los autores caracterizan la Laguna de Términos climáticamente en tres temporadas distintas: una seca (marzo-mayo), una húmeda (junio-octubre) y una ventosa (noviembre-feb). El estudio expone una clasificación de los patrones de precipitación sobre la laguna, donde concluye que el área de estudio tiene tres regiones distintas: la occidental, con pocas precipitaciones en abril y altas en septiembre-octubre, con $1,826 \text{ mm año}^{-1}$. La zona media, con pocas precipitaciones en abril y altas en el periodo junio-julio, con $1,602 \text{ mm año}^{-1}$. Y la zona oriental, que percibe menos precipitación en abril y más en junio, septiembre y octubre, con un rango que va de $1,424$ a $1,826 \text{ mm año}^{-1}$. La temperatura del aire varía en un rango de 14° a 40° C y una media de 27° C , y la temperatura del agua de la laguna varía de 22° a 34° C , con una media de 27.5° C .

Las mediciones de campo del proyecto se realizaron durante un año en dos períodos diferentes, el primero se llevó a cabo en el comprendido del 3 de marzo al 5 de abril. En la primera campaña de campo fueron anclados dos medidores de corriente electromagnéticos S-4 interoceánico, uno en cada entrada. En el mismo período se llevó a cabo una campaña de CTD, obteniendo perfiles cada hora en cada una de las bocas, durante un ciclo de marea diurna en cada entrada. Esta campaña se llevó a cabo en la estación de estiaje. Durante la temporada de lluvias, los dos sensores fueron colocados el primero en la boca de PtR y el segundo, en un punto dentro de la laguna, a 18 km al este de la boca de CdC, en la parte norte de la laguna.

Del análisis de series de tiempo de los sensores de presión, utilizando un programa de componentes armónicas, los autores calcularon la amplitud y fase de seis mayores a 1 cm de amplitud. De los reportes de los corrientímetros, se obtuvo información de siete

componentes armónicas, con su fase magnitud en el eje mayor, magnitud en el eje menor, así como sentido de rotación. Los autores concluyen que en Cd. del Carmen todos los componentes solares giran en sentido anti-horario, mientras que todos los componentes lunares giran en sentido horario, pero, en el caso de Puerto Real, todos los constituyentes diurnos y semidiurnos giran en sentido anti-horario. Para el caso de la estación en el interior de la laguna, ambos constituyentes, solares y lunares, giran en sentido anti-horario con excepción de K_1 .

De un análisis de corriente de baja frecuencia, los autores concluyen que en la boca de CdC la dirección de las corrientes máximas con dirección hacia la laguna es en un ángulo de 121° N, y la dirección de las corrientes máximas de la saliente es a 293° N, con una amplitud de 42 cms^{-1} . El análisis realizado mostró la existencia de fluctuaciones del nivel del mar de baja frecuencia, de aproximadamente 2 días de periodo, así como un débil flujo transversal al canal en la entrada de boca de CdC, con una velocidad media v de 6 cm s^{-1} . En la boca de PtR, las corrientes máximas de entrada tienen una dirección de 107° N y las corrientes de vaciante muestran una orientación de 282° N, con una amplitud de 51 cm s^{-1} .

Los patrones de salinidad de la laguna registran una salinidad inferior en la boca de CdC, con una media de 34.2 (ups), mientras que en la boca de PtR tienen una salinidad media de 36.4 (ups). La varianza total de la salinidad fue de 2.6 y 3.3, respectivamente. Los autores reportan una relación inversa entre la temperatura y la salinidad del agua en ambas entradas. Mientras la temperatura manifiesta una tendencia creciente, la salinidad se reduce. El calentamiento estacional explica el aumento de la temperatura, mientras que la disminución de la salinidad se explica por una mezcla más vigorosa y por el flujo de las aguas costeras con agua fresca de las descargas del sistema Usumacinta - Grijalva.

INTERACCIÓN OLEAJE – CORRIENTE EN LA BOCA DE PUERTO REAL DE LA LAGUNA DE TÉRMINOS, CAMPECHE. Megumi Ingrid Mantilla Tempaku, 2004

La tesis de maestría tiene como objetivo principal estudiar los procesos de interacción de las corrientes con el oleaje, aprovechando las características morfológicas de la Boca de PtR y la dirección dominante del oleaje en la zona.

El desarrollo del proyecto está basado en dos campañas de medición con un ADCP, en la Boca de PtR. El sensor fue configurado para medir el espectro direccional del oleaje, la presión en la posición del sensor, la temperatura y las corrientes en la vertical. Los datos obtenidos fueron comparados con un modelo para el análisis de la interacción oleaje –

corriente, para lo cual se utilizó un modelo de viscosidad de remolino de Grant y Madsen, que resuelve analíticamente el flujo de la interacción del oleaje y la corriente en la capa límite cerca del fondo.

Conclusiones

- De los perfiles de las mediciones, se puede concluir que en la boca de PtR, durante la primera campaña (sep – oct 2002), parece haber una mayor incidencia de oleaje y corriente viajando en una misma dirección. Por ello, el ángulo de incidencia del oleaje coincide más frecuentemente con el ángulo de llenante que con el de vaciante.
- En la segunda campaña (dic – feb 2003), los perfiles de velocidades que más se presentaron fueron los de oleaje y corriente en direcciones opuestas. El oleaje coincidió más en dirección con la vaciante que con la llenante.
- De ambas campañas se puede concluir que cuando la corriente y el oleaje coinciden en dirección, la velocidad cortante y su capacidad de arrastre se incrementan. Por tanto, se puede concluir que la boca de PtR es una boca importadora de sedimentos, lo cual es confirmado por la presencia del delta interior.
- Se pudo establecer cuantitativamente que la rugosidad experimentada por la corriente en el fondo es mayor cuando el oleaje y la corriente tienen la misma dirección, que cuando se actúan en dirección opuesta.

CHARACTERIZATION OF THE REGION OF THE TÉRMINOS LAGOON: CAMPECHE, MÉXICO. Robadue, D., et al., 2004

Es un reporte con un estudio bastante completo sobre la LT como un ecosistema, así como de las políticas de administración de los recursos desde una filosofía de manejo integral inteligente. La parte de la circulación, el clima y las descargas sobre la laguna es desarrollada por Laura David ([David and Kjerfve, 1998](#); [David et al., 1999](#)).

CARACTERIZACIÓN DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LAS BOCAS DEL CARMEN Y PUERTO REAL EN LA LAGUNA DE TÉRMINOS, CAMPECHE. Espinal González Juan Carlos, Paulo Salles, Alfonso de Almeida, 2004

La tesis presentada tiene como objetivo estimar el transporte de sedimentos en las dos bocas principales de la LT, para estudiar la estabilidad de las mismas, así como el riesgo de apertura de una cuarta boca, debido a fenómenos meteorológicos extremos. El estudio se basa en una campaña de mediciones con un par de perfiladores acústicos de efecto Doppler (ADCP), así como mediciones de temperatura, salinidad y presión (CTD) en 22 puntos en la LT, durante siete campañas en el 2001. El estudio utilizó un modelo hidrodinámico 2D para estudiar cuatro escenarios que fueron:

- Una señal de marea astronómica monocromática y descargas mínimas de ríos.
- Cuatro ciclos de marea astronómica viva y descargas mínimas de los ríos.
- Un caso de bajamar con descargas de ríos máximas.
- El caso de una cuarta boca en mitad de la isla del Carmen, debido a la sobreelevación de tormenta, generada por la ocurrencia de un ciclón tropical.

Caso 1

Esta simulación prueba que la marea se distorsiona de manera importante al penetrar en la LT, sufriendo una fuerte reducción en la amplitud y un retraso significativo en la fase. Las aportaciones de los ríos hacen más compleja esta distorsión. Desde un punto de vista cuantitativo, la vaciante en la boca de CdC es más importante que la llenante, lo cual se atribuye a la presencia de los ríos. En la boca de PtR el fenómeno es inverso, está boca es importadora de agua, mientras que la CdC es exportadora. Sin embargo, no es posible dar una mayor precisión sobre el tiempo de residencia dentro de la laguna debido a la falta de datos y en particular a una batimetría de mayor detalle.

Caso 2

Los resultados no son significativamente diferentes del Caso 1. El comportamiento de una señal monocromática no muestra grandes diferencias con una señal real de mareas vivas.

Caso 3

El principal resultado de esta simulación es que las descargas de los ríos son tan importantes en sus desembocaduras, que es difícil ver el efecto de la marea en estas zonas. Las velocidades de las corrientes en las bocas no varían respecto a las otras simulaciones, excepto en la boca de San Francisco y Chica, donde los valores son mayores. Estos resultados demuestran que el transporte de material particulado fuera de los ríos no se facilita y que tiende a sedimentarse en las desembocaduras, restringiéndolas.

Caso 4

La llenante a la laguna es mayor que la vaciante. Durante el ciclo de marea combinado con la ocurrencia de la tormenta, el flujo de la marea entrante en las bocas es de $12.55 \times 10^8 \text{ m}^3$, mientras que el flujo de salida es de aproximadamente $0.39 \times 10^8 \text{ m}^3$. Como resultado de la fricción, especialmente en los manglares, no hay efecto de sobre-elevación en las zonas alejadas de las bocas. Las velocidades en las bocas son importantes, con máximos de 1.83 m s^{-1} en la boca de CdC, de 1.15 m s^{-1} en la boca de PtR y 1.25 m s^{-1} en la boca de Sabancuy. Estas velocidades acopladas con olas de 4 metros o más, debido al viento intenso, son suficientes para el transporte de lodo, pero también de arena en el interior de la laguna. Se espera que durante este tipo de tormentas, una gran cantidad de sedimento sea introducido en la laguna.

1.5. CONCLUSIONES DE LA REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

A partir de la bibliografía existente, es difícil concluir sobre la circulación de la laguna. Sin embargo, el clima atmosférico de la LT se puede caracterizar en tres estaciones distintas: uno seco (Mar-Mayo), uno húmedo (Jun-Oct) y uno influenciado por el viento de los Nortes (Nov-Feb). Para estas tres diferentes estaciones meteorológicas la circulación parece ser diferente. En las simulaciones (4) y (5) de [Dressler \(1981\)](#), en la simulación (1) de [Kverfje et al. \(1988\)](#) y en las simulaciones (1) y (2) de [Salles \(2004\)](#). Durante esta estación, el transporte neto dentro de la laguna es hacia el oeste; Las masas de agua entran preferentemente en la laguna por la boca de PtR y salen de la laguna por la entrada CdC. El patrón de circulación durante el período de lluvias se puede encontrar en la simulación (4) de [Kverfje et al. \(1988\)](#) y la (3) de [Salles \(2004\)](#). Durante esta temporada, parece que

la influencia de la marea sólo es visible en las entradas y la circulación residual muestra una exportación de la laguna por las dos entradas. Los episodios de "nortes" pueden encontrarse en la simulación (4) de [Graham et al. \(1981\)](#), en la simulación (5) de [Dressler \(1981\)](#), en la simulación (3) de [Kverfje et al. \(1988\)](#). En la simulación (4) de [Salles \(2004\)](#). Los eventos se caracterizan por una configuración de sobre elevación anormal del nivel de agua, el cual parece ser forzado por el viento. La entrada neta de agua es mayor que la salida neta. Las velocidades residuales parecen ser más fuertes que en las otras dos situaciones.

La boca de PtR tiene una característica morfológica que es representativa de un flujo residual dirigido hacia la laguna, el cual forma un delta interior. La boca de CdC parece tener flujos residuales dirigidos hacia el mar, el transporte de sedimentos es en la misma dirección y genera la formación de un delta de sedimentos en el exterior de la laguna.

CAPÍTULO 2. MATERIALES Y MÉTODOS

La metodología seguida se basó en dos partes, la primera describe la instrumentación en la LT. La segunda sección se basa en la implementación de modelos numéricos utilizados para reproducir el periodo medido y validar los resultados con las mediciones realizadas. Una vez que las simulaciones numéricas fueron validadas, los resultados fueron analizados para explicar los procesos de circulación en la laguna. La circulación en el interior de la LT es un proceso multivariado con interacciones no lineales entre los diferentes forzantes. En la Figura 2- 1 se muestra los procesos que intervienen en el forzamiento.

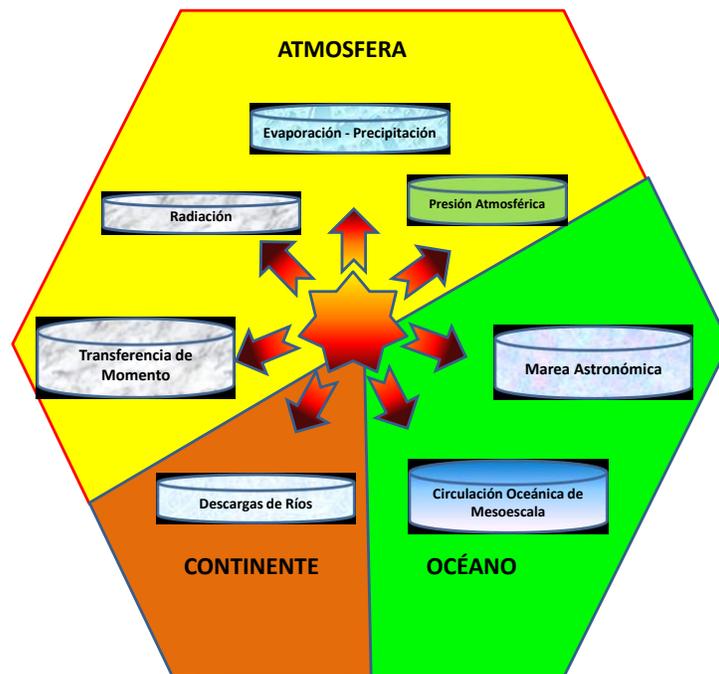


Figura 2- 1. Forzantes de la circulación en la Laguna de Términos.

La modelación hidrodinámica de la LT fue configurada para considerar todos los forzamientos descritos en la Figura 2-1. En la descripción de la configuración del modelo atmosférico y del hidrodinámico se mencionará qué información fue utilizada, así como la fuente de la cual proviene dicha información. El modelado no considera la aportación de

agua subterránea, ni el mezclado en la columna de agua por el oleaje local o externo a la laguna.

2.1 RED DE MONITOREO DE PARÁMETROS FÍSICO-QUÍMICOS EN LA ATMÓSFERA Y EN EL OCÉANO.

Con el fin de monitorear el comportamiento de la laguna se instaló una red de sensores colocados en lugares estratégicos de la LT. La red fue diseñada para medir parámetros físico-químicos del agua como:

- temperatura, velocidad – dirección de corrientes, presión, conductividad (salinidad), oxígeno disuelto, fluorometría (contenido de algas fotosintéticas en el agua).

Para la atmósfera se midieron parámetros físicos como:

- Presión atmosférica, velocidad y dirección del viento, temperatura del aire, humedad relativa, precipitación y radiación solar.

2.1.1 Monitoreo Oceanográfico.

La red estuvo conformada por seis sensores de presión-temperatura (TP), los cuales fueron programados para realizar mediciones cada 10 minutos, por todo el periodo de monitoreo. Los sensores fueron colocados cerca del fondo a una profundidad promedio de 1.1 m, sin embargo por razones de seguridad, el TP-01 fue colocado a 2.5 m de profundidad.

Se instalaron dos perfiladores de corrientes acústicos de efecto Doppler (CP), los cuales incluyeron un termógrafo y un sensor de presión. Los CP's fueron colocados en cada una de las dos bocas principales, el CP colocado en la boca de PtR realizó mediciones por 8 meses, en el caso de la boca de CdC, el CP fue instalado por seis meses continuos. Ambos CP's fueron configurados para realizar mediciones con una frecuencia de 10 minutos y un ancho de celdas de 50 cm.

De manera similar se utilizaron los datos medidos en la estación mareográfica (TG) del Servicio Mareográfico Nacional en Ciudad del Carmen, que se encuentra en la boca de CdC.

Adicionalmente a los sensores fijos, se realizaron campañas bimensuales midiendo Conductividad - Presión - Temperatura (CTD), Fluorimetría y contenido de oxígeno disuelto en 35 puntos en el interior de la LT. Las mediciones se realizaron con un equipo tipo SBE 19plus V2 SeaCAT Profiler CTD. Las campañas se realizaron de manera bimestral y debido a la extensión de la LT duraban 3 días para realizar las mediciones de los 35 puntos. La Tabla 2- 1 muestra el calendario de cuando se realizaron las nueve campañas de mediciones:

Tabla 2- 1. Campañas de muestreo de CTD, oxígeno disuelto y clorofila tipo-a.

No.	Inicio	Final	Puntos muestreados
1	2009-10-21	2009-10-28	35
2	2009-11-30	2009-12-04	35
3	2010-01-27	2010-01-30	35
4	2010-02-08	2010-02-11	35
5	2010-03-12	2010-03-17	35
6	2010-05-21	2010-05-24	35
7	2010-07-04	2010-07-07	27
8	2010-09-02	2010-09-05	35
9	2010-11-23	2010-11-27	35

Finalmente se realizaron en dos campañas de mediciones de perfiles de corrientes en secciones utilizando un ADCP montado en una embarcación. De manera similar en dos campañas se liberaron y recuperaron 3 derivadores ARGOS (drifters). En ambos casos los derivadores estuvieron 3 días a la deriva.

La Tabla 2- 2 resume los tipos de sensores, la ubicación y profundidad de su instalación, la fecha de inicio de las mediciones, su fecha final, periodo de mediciones validas, así como la frecuencia de muestreo.

Tabla 2- 2. Descripción de los instrumentos y sensores instalados en la LT, así como los periodos de medición y frecuencias de muestreo.

Código	Tipo de Instrumento	Latitud N	Longitud W	Profundidad (m)	Fecha Inicio	Fecha Final	No.de días con datos	Intervalo de muestreo (s)
CP-00 (Pto Real)	RDI WH-Sentinel 600 kHz, bottom pressure sensor/ ADCP	18° 47' 13.92"	91° 30' 46.80"	7.62	28 Ene 2010 15:40	25 Ene 2011 09:40	272.65	600
TP-01	HOBO U20, Pressure and Temperature	18° 45' 33.30"	91° 16' 19.90"	2.22	05 Jul 2010 22:30	02 Sep 2010 17:10	60.91	600

sensors								
TP-02	HOBO U20, Pressure and Temperature sensors	18° 30' 29.00"	91° 28' 7.40"	0.92	28 Ene 2010 20:20	25 Ene 2011 16:40	304.63	600
TP-03	HOBO U20, Pressure and Temperature sensors	18° 43' 39.36"	91° 33' 54.84"	1.30	27 Ene 2010 23:20	26 Ene 2011 17:40	361.85	600
TP-04	HOBO U20, Pressure and Temperature sensors	18° 39' 22.5"	91° 44' 13.09"	1.42	27 Ene 2010 21:30	26 Ene 2011 16:20	357.79	600
TP-05	HOBO U20, Pressure and Temperature sensors	18° 31' 2.50"	91° 47' 22.99"	0.95	27 Ene 2010 20:20	26 Ene 2011 15:30	359.85	600
TP-06	HOBO U20, Pressure and Temperature sensors	18° 33' 43.60"	91° 53' 25.19"	0.92	28 Ene 2010 14:00	26 Ene 2011 15:30	351.15	600
CP-07 (Cd. Carmen)	NORTEK Aquadop 600 kHz, bottom pressure sensor / ADCP	18° 37' 35.90"	91° 49' 56.20"	16.7	29 Ene 2010 17:40	04 Sep 2010 14:20	173.76	600
TG-08	Sea Level Gauge	18° 38' 10.02"	91° 50' 10.02"	17.7	15 May 2010 18:00	24 Feb 2011 20:12	283.63	120

2.1.2 Monitoreo Atmosférico

Se instaló una estación meteorológica marca Davis 6162 Ventage Pro 2, en las instalaciones de la unidad de investigación El Carmen del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (UNAM), así como se recopilaron los datos medidos por 5 estaciones en la región operados por el Servicio Meteorológico Nacional de CONAGUA, la Secretaría de Marina (SEMAR) y la División de Logística de PEMEX-PEP.

El periodo en que se realizó el monitoreo fue del 27 de Enero del 2010 al 28 de Enero del 2011. La Tabla 2- 3 resume algunos datos de las estaciones meteorológicas utilizadas en el estudio, considerando su localización, periodo considerado, número de días con datos, así como su frecuencia de muestreo.

Tabla 2- 3. Características de las estaciones meteorológicas.

Código	Latitud N	Longitud W	Fecha Inicio	Fecha Final	No. de días con datos	Frecuencia de muestreo (s)
MS-01	18° 38' 53.0"	91° 49' 21.0"	27 Abr 2000 17:00	31 Dic 2014 23:50	5361	600
MS-02	18° 50' 46.0"	91° 26' 06.0"	19 Ago 2009 06:15	01 Ago 2011 06:00	474.7	600
MS-03	18° 36' 28.00"	90° 45' 13.0"	01 Nov 2009 06:00	01 Feb 2011 05:50	420	60
MS-04	18° 38' 47.9"	91° 50' 42.0"	01 Ene 2009 00:00	15 Jun 2011 00:00	896	900
MS-05	18° 56' 42.0"	92° 37' 06.0"	01 Ene 2009 06:00	15 Jun 2011 05:50	895	600
MS-06	19° 24' 24.0"	92° 12' 42.0"	29 Ene 2009 06:00	03 Ene 2011 23:50	705	600
MS-07	22° 01' 01.2"	94° 02' 45.6"	01 Nov 2009 06:00	01 Feb 2011 05:50	420	3600

La Figura 2- 2 muestra el mapa de la LT con las posiciones de los sensores oceanográficos - meteorológicos y la red de mediciones de parámetros físico-químicos del agua que conforman la red de monitoreo.

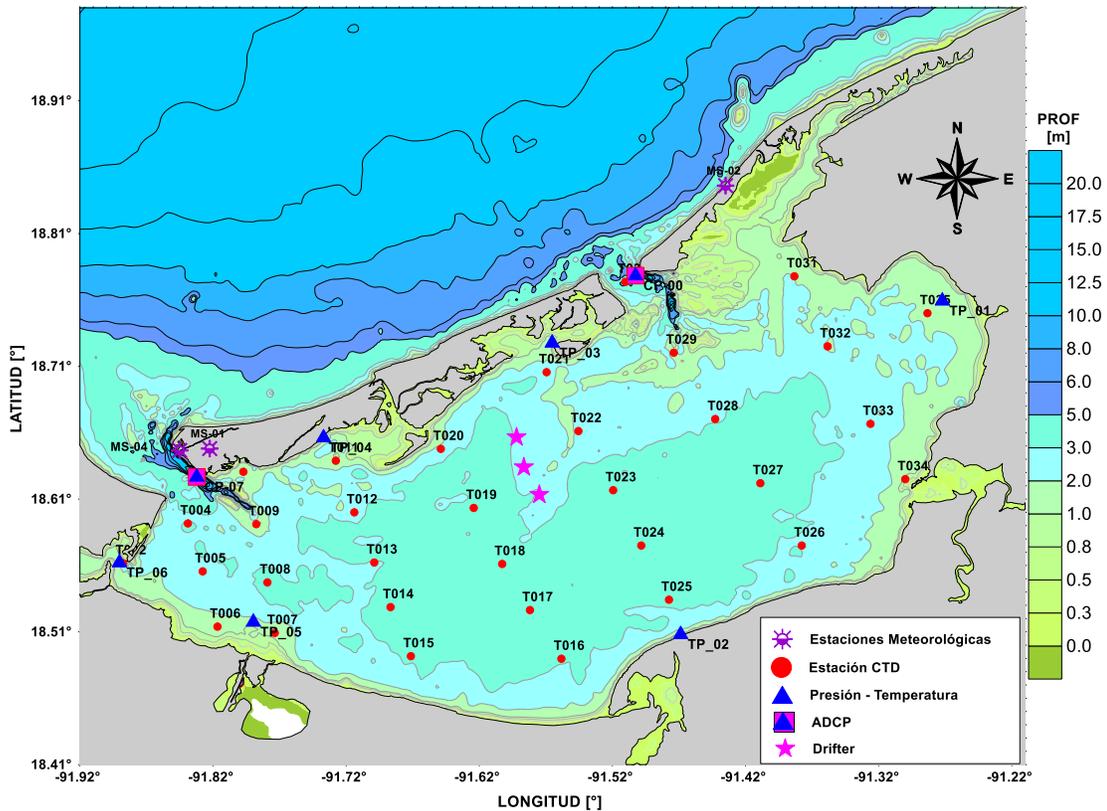


Figura 2- 2. Distribución de la red de sensores oceanográficos – meteorológicos, posiciones de mediciones bimestrales de perfiles de temperatura, conductividad, presión, oxígeno disuelto y clorofila tipo-a.

2.1.3 Descargas Fluviales

Para considerar las descargas fluviales de los cinco ríos que desembocan en la región durante el periodo de monitoreo, los datos fueron solicitados al Departamento de Ecurrimientos Superficiales de la Comisión Nacional del Agua. Los ríos considerados son El Palizada, el sistema Candelaria – Mamantel, el río Chumpan, el canal artificial entre la laguna de Atasta y el Río Frontera. Los datos fueron solicitados de las estaciones limnográficas más cercanas a las desembocadura de los afluentes en la LT. En el caso de los ríos Chumpan y del canal Atasta-Frontera, las descargas fueron obtenidas de un estudio hidrológico de la cuenca del río Chumpan realizado por Day ([Lara-Domínguez et al., 2002](#)), al no existir una estación limnográfica sobre el cauce del río. Para el caso del Canal Atasta – Frontera, se utilizó la misma curva propuesta por Day pero se consideró solo un porcentaje del flujo. La Tabla 2- 4 resume la ubicación de las estaciones hidrométricas consideradas así como los periodos de tiempo analizados en este estudio.

Tabla 2- 4. Ubicaciones de las estaciones hidrométricas y periodo de registro considerado.

Código	Longitud O	Latitud N	Nombre	Año Inicio	Año Final	Núm. Años
EH-01	91°05'56.0"	18°32'34.7"	Mamantel	1992	2011	20
EH-02	91°03'00.8"	18°10'57.8"	Candelaria	1953	2011	58
EH-03			Chumpan	<i>Curva hidrológica propuesta por Day</i>		
EH-04	92°05'27.8"	18°15'09.9"	Palizada	1987	2011	25
EH-05			Atasta-Frontera	<i>No se tienen datos</i>		

2.1.4 Datos de Mareógrafos

De la red del Servicio Mareográfico Nacional (SMN), se recopiló información de las estaciones mareográficas en el GoM y la costa del Caribe Mexicano con el fin de conocer el sentido de propagación de las componentes de marea en el GoM, así como comprender el proceso de decaimiento ó amplificación de la amplitud de las componentes armónicas a lo largo de la costa del GoM. Se seleccionaron 6 estaciones mareográficas de las cuales se revisaron los datos medidos en el periodo del 01 de Octubre 2009 al 31 de diciembre del 2010 las cuales se muestran en la Figura 2- 3.

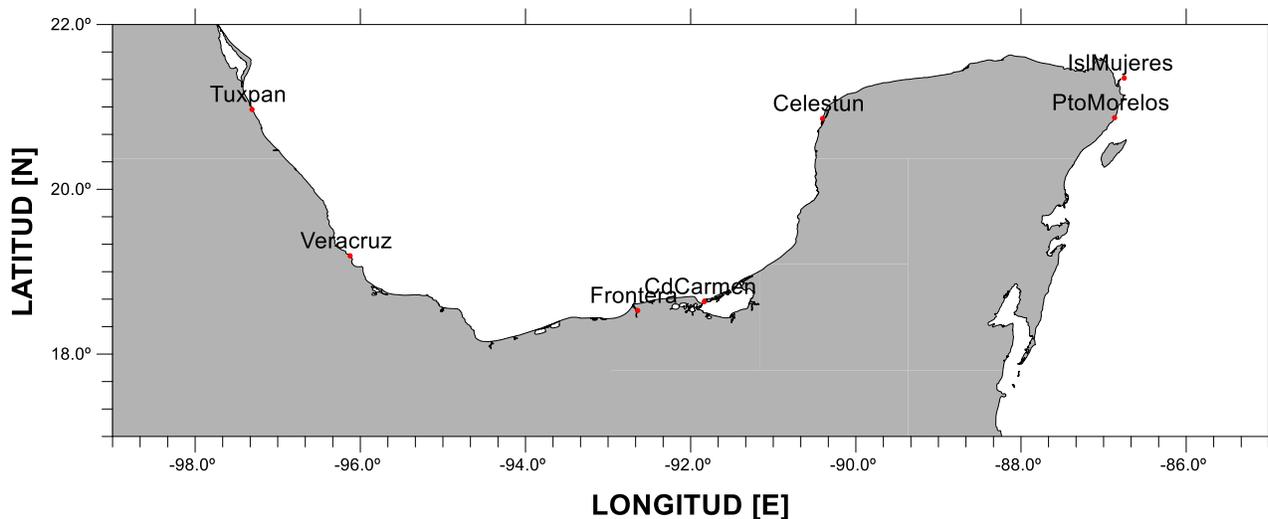


Figura 2- 3. Ubicación de las estaciones mareográficas de las cuales se revisaron las amplitudes y fases de sus componentes harmónicas.

2.2 MODELOS ATMOSFÉRICOS

Los procesos que tienen lugar en las interfaces de dos fluidos de diferente densidad y viscosidad como lo son el océano y la atmósfera son muchos. Dichos procesos pueden clasificarse en transferencias de masa (evaporación – precipitación), transferencia de momento (viento sobre la superficie del agua), presión (efecto de barómetro inverso) y de calor vía radiación, calor sensible, calor latente. Adicionalmente existe la transferencia de otros gases como el O₂, CO₂, CH₄, pero en este estudio no se consideran.

La manera en cómo se propone estudiar dichos procesos es utilizando los resultados de un reanálisis global, implementando un modelo de circulación atmosférica baroclínico, el cual permita el anidamiento para realizar la modelación con una resolución mayor, con el que se puedan estudiar los efectos de la rugosidad y uso del suelo sobre los procesos de interés. Considerando lo anterior se seleccionó el modelo numérico atmosférico *Weather Research and Forecasting Model* (WRF), el cual es un sistema de predicción numérica del tiempo diseñado para la investigación y para aplicaciones operativas. Es administrado por la comunidad universitaria, científica y operacional, con el fin de dirigir su desarrollo en beneficio de esta comunidad. Diversas instituciones apoyan el proyecto con el objetivo de construir un modelo de pronóstico numérico de mesoescala de siguiente generación (modelos como el MM5 pertenecen a la generación anterior), para lograr un avance en el entendimiento de los procesos atmosféricos y la predicción del tiempo (Skamarock et al., 2008). Las principales instituciones encargadas de su desarrollo son: *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *National Center for Environmental Prediction* (NCEP), *Earth System Research Laboratory* (ESRL), *Air Force Weather Agency* (AFWA), *Naval Research Laboratory* (NRL), *Center for Analysis and Prediction Storms* (CAPS) y *Federal Aviation Administration* (FAA).

El código del modelo es abierto a la comunidad y ha sido optimizado de manera que puede ser adaptado, tanto en supercomputadoras que trabajan en paralelo, como en computadoras portátiles de reciente generación. Debido a la diversidad de la comunidad que lo desarrolló y que lo utiliza, el modelo tiene una gran diversidad de aplicaciones, por ejemplo, simulaciones ideales, simulaciones reales (predicción numérica en tiempo real), modelación de la calidad del aire y estudios de interacción océano-atmósfera mediante el acoplamiento con modelos oceánicos. En este trabajo se utiliza la versión 3.4, la cual fue liberada en abril del 2012.

Los principales componentes del modelo se muestran en la Figura 2- 4. El *WRF Software Infrastructure* (WSI) contiene los programas que resuelven las ecuaciones de la física del

modelo (*dynamic solvers*) y los programas que hacen la interfase con la iniciación del modelo, la asimilación de datos y la utilización de algunas opciones relacionadas con la química atmosférica. Fuera del WRF se encuentra la parte de pre-procesamiento y post-procesamiento de las simulaciones numéricas. El modelo cuenta con dos núcleos que resuelven la física del modelo, el *Advanced Research WRF (ARW)* y el *Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM)*, en este trabajo se ha utilizado el núcleo ARW por lo que a continuación se describe brevemente.

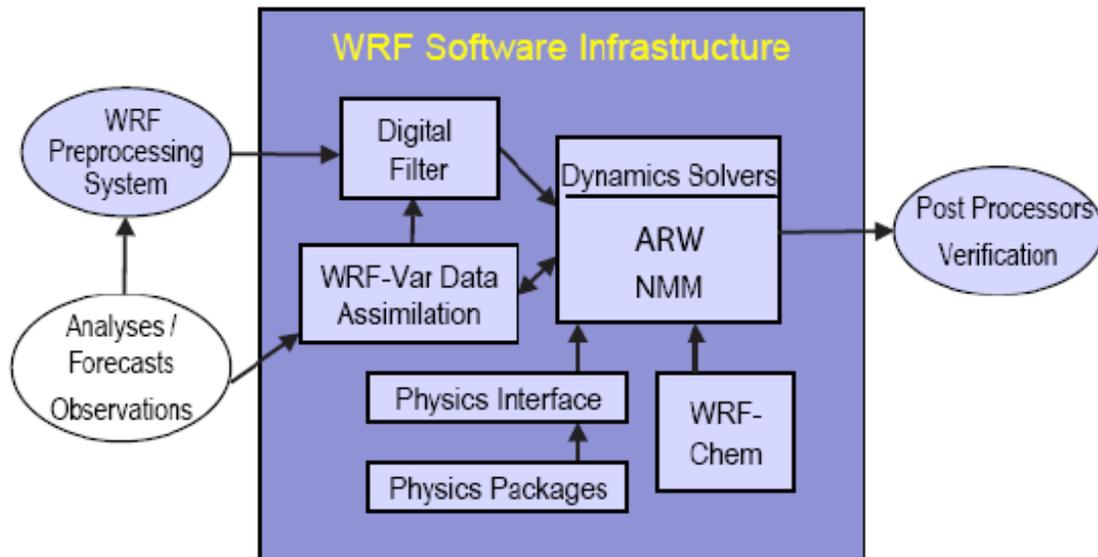


Figura 2- 4. Principales componentes del modelo WRF. Tomada de Skamarock et al. 2008.

Las características del núcleo ARW, utilizado para resolver los procesos atmosféricos, son las siguientes:

- **Ecuaciones:** Consideran un fluido totalmente compresible, no-hidroestático y basado en flujo Euleriano. Cuenta con una opción hidrostática.
- **Coordenada vertical:** Coordenada que sigue el terreno y que permite un estiramiento en los niveles verticales. El tope del modelo es una superficie de presión constante.
- **Malla horizontal:** Malla escalonada tipo Arakawa C.
- **Integración en tiempo:** Runge-Kutta de 2do y 3er orden con paso de tiempo menor para ondas acústicas y de gravedad.
- **Discretización espacial:** Opcional de 2do y 6to orden en la horizontal y vertical.

-
- **Condiciones de frontera laterales:** Periódicas, abiertas y simétricas.
 - **Condiciones de frontera en superficie:** Física o free-slip.
 - **Anidamientos:** Interactivos en un sentido, interactivos en dos sentidos y móviles, estos últimos pueden usarse a través de movimientos especificados por el usuario o con un algoritmo que sigue el movimiento de un vórtice.
 - **Malla global:** Cuenta con capacidad para realizar simulaciones globales.
 - **Microfísica:** Esquemas simplificados para simulaciones idealizadas y esquemas complejos que resuelven explícitamente procesos de precipitación, vapor de agua y nubes.
 - **Parametrizaciones de cúmulus:** Diversos esquemas para modelos de mesoescala modificados y adaptados para el modelo.
 - **Capa límite planetaria:** Esquema de energía cinética turbulenta y esquemas no locales.

La Figura 2- 5 muestra el diagrama de flujo del modelo WRF, en donde se puede observar que existen 4 pasos necesarios para obtener una simulación numérica con el modelo.

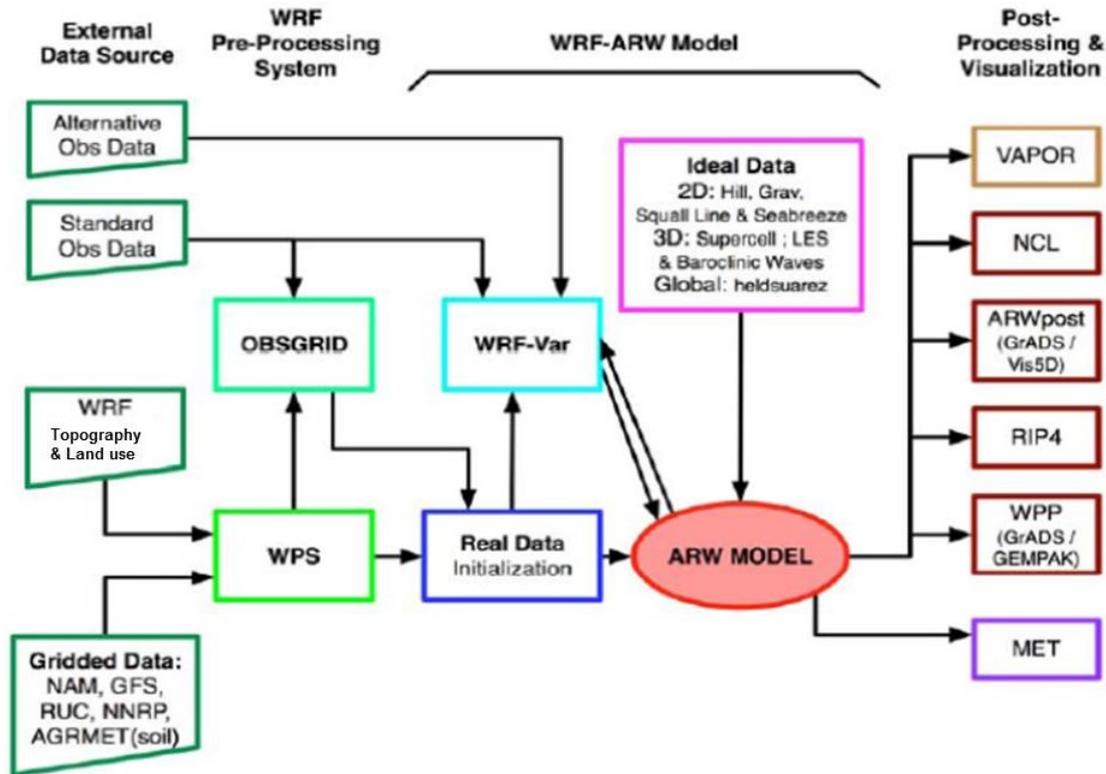


Figura 2- 5. Diagrama de flujo del modelo WRF tomada de Skamarock et al. 2008.

WRF Preprocessing System (WPS). Esta componente del modelo es utilizada para simulaciones reales; aquí el usuario puede definir los dominios de la simulación, interpolar los datos terrestres a los dominios (por ejemplo, topografía, tipo de suelo, uso de suelo, etc.), así como decodificar e interpolar los datos meteorológicos que alimentan al modelo.

WRF-Var. Este programa es opcional, se encarga de introducir observaciones a los análisis interpolados que fueron creados con el WPS (por ejemplo, datos de superficie, radiosondeos, datos de radar, etc.), generando así una actualización en las condiciones iniciales que utilizará el modelo.

ARW. Este es el principal componente del modelo, aquí se realiza la iniciación del modelo para cualquiera de los casos de simulación, ideal o real, y se hace la integración numérica del dominio principal y de los anidamientos, si es el caso.

Post-procesamiento y visualización. Esta componente es independiente de los códigos del modelo y queda a consideración del usuario. Existe una gran cantidad de herramientas gráficas que pueden ser utilizadas para visualizar las simulaciones numéricas. Algunas de estas opciones son: *NCAR Command Language* (NCL), *Read/Interpolate/Plot* (RIP4), *Grid Analysis and Display System* (GrADS), *Vis5D*, *Visualization and Analysis Platform for*

Ocean, Atmosphere, and Solar Researchers (VAPOR), General Equilibrium Modelling Software (GEMPAK) y MATrix LABORatory (MATLAB).

Para las simulaciones en este estudio se utiliza una proyección Mercator, la coordenada vertical utilizada es sigma (siguiendo el terreno) y tiene 27 niveles; una vez que se obtienen las salidas numéricas estas son interpoladas a niveles verticales de presión. Los esquemas utilizados en la física del modelo son: Kain-Fritsch para la parametrización de cúmulus; Noah LSM (Land Surface Model) para el suelo; RRTM para la radiación de onda larga; Dudhia para la radiación de onda corta y el esquema Yonsei University (YSU) para la capa límite. Estas parametrizaciones son descritas detalladamente en Skamarock et al. (2008).

2.3 CONFIGURACIÓN DEL MODELO WRF

El modelo tiene implementadas un gran número de opciones para realizar las simulaciones numéricas en función de las necesidades del usuario, estas opciones permiten seleccionar desde el tipo de proyección a utilizar hasta la manera en que se resuelven los procesos físicos. La configuración usada en este estudio se planeó de manera que pudiera ser utilizada para un pronóstico de tipo operativo para la República Mexicana. El periodo que se modeló fue del 01 de Octubre 2009 00:00:00 hasta el 01 de Marzo 2011 00:00:00 GMT. El motivo de que el reanálisis de la circulación atmosférica sea mayor al de las mediciones, se basa en el hecho de que se utilizan 4 días como proceso de calentamiento (spin up) del modelo y la idea era utilizar la modelación para comparar las mediciones de CTD realizadas en octubre 2009.

2.3.1 Condiciones de frontera utilizadas

Como condiciones de frontera se utilizaron los resultados del reanálisis North American Regional Reanalysis (NARR) del NCEP. El reanálisis NARR se realizó utilizando el modelo combinado en alta resolución del Eta model NCEP, utilizando asimilación de datos. El modelo de alta resolución considera un sistema coordinado Cónico Conformal de Lambert. La resolución media del modelo es de $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ (aproximadamente 27 km en la región del GoM). A continuación se muestran algunas de las características del reanálisis NARR:

Tabla 2- 5. Variables y características del reanálisis NARR-NCEP.

Variables	<p>El modelo calcula 34 variables, de las cuales solo mencionaré las más importantes para el objeto de este estudio:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Radiación de onda corta descendente ($W m^{-2}$) • Radiación de onda larga descendente ($W m^{-2}$) • Radiación de onda corta y larga ascendentes ($W m^{-2}$) • Fricción del viento superficial ($m s^{-1}$) • Momento zonal y meridional ($N m^{-2}$) • Flujo de calor sensible y latente ($W m^{-2}$) • Velocidad meridional, zonal y vertical ($m s^{-1}$) • Humedad relativa (%) • Temperatura potencial (K^0) • Tasa de precipitación ($kg m^{-2} s^{-1}$) • Presión (Pa)
Resolución Temporal	3 horas
Resolución Espacial	$0.3^{\circ} \times 0.3^{\circ} \sim (27 km \times 27 km)$
Resolución Vertical	29 capas a los siguientes niveles de presión (hPa): 1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 725, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 275, 250, 225, 200, 175, 150, 125, 100
Longitud del Periodo Seleccionado	01/Oct/2009 00:00:00 GTM 01/Mar/2011 00:00:00 GTM

Adicionalmente se utilizaron datos de temperatura superficial del mar (SST) del programa Polar de la NOAA (http://polar.ncep.noaa.gov/sst/rtg_high_res/), para una mejor estimación de los flujos de calor del océano con la atmósfera.

2.3.2 Configuración de las mallas

Con el objeto de poder considerar los efectos sobre la laguna de eventos de escala sinóptica como los Nortes o tormentas tropicales que ocurrieron en el periodo

seleccionado, se generaron tres mallas las cuales están anidadas. A continuación en la Tabla 2- 6 se describen las características de las mallas:

Tabla 2- 6. Características de las mallas numéricas utilizadas en la modelación de la circulación atmosférica.

Malla 1			
Coordenada máxima al oeste:		99° 30' 55.44" O	23° 54' 12.60" N
Coordenada mínima al este:		85° 12' 45.36" O	14° 44' 15.36" N
Resolución meridional:	0.1797° ~19.6 km	Resolución zonal:	0.1902° ~20.2 km
Malla 2			
Coordenada máxima al oeste:		93° 52' 14.16" O	19° 43' 35.04" N
Coordenada mínima al este:		90° 28' 33.60" O	17° 46' 34.68" N
Resolución meridional:	0.0361° ~3.94 km	Resolución zonal:	0.0381° ~4.07 km
Malla 3			
Coordenada máxima al oeste:		92° 14' 44.88" O	18° 59' 6.36" N
Coordenada mínima al este:		91° 11' 7.44" O	18° 20' 30.84" N
Resolución meridional:	0.0072° ~0.790 km	Resolución zonal:	0.0076° ~0.813 km

La Figura 2- 6 muestra la ubicación de las mallas alrededor de la LT, al estar configurado el WRF con un anidamiento dinámico, la interacción con la LT es mucho más precisa. La información del uso del suelo se basó en la información obtenida del INEGI (2010), extrapolándola para la malla mayor e interpolándola para las mallas finas. Sin embargo, para la malla 3, debido a su resolución fue necesario manipular la interpolación del uso de suelo del INEGI, para evitar que las características de la malla mostraran tierra en lugares dentro del cuerpo de agua.

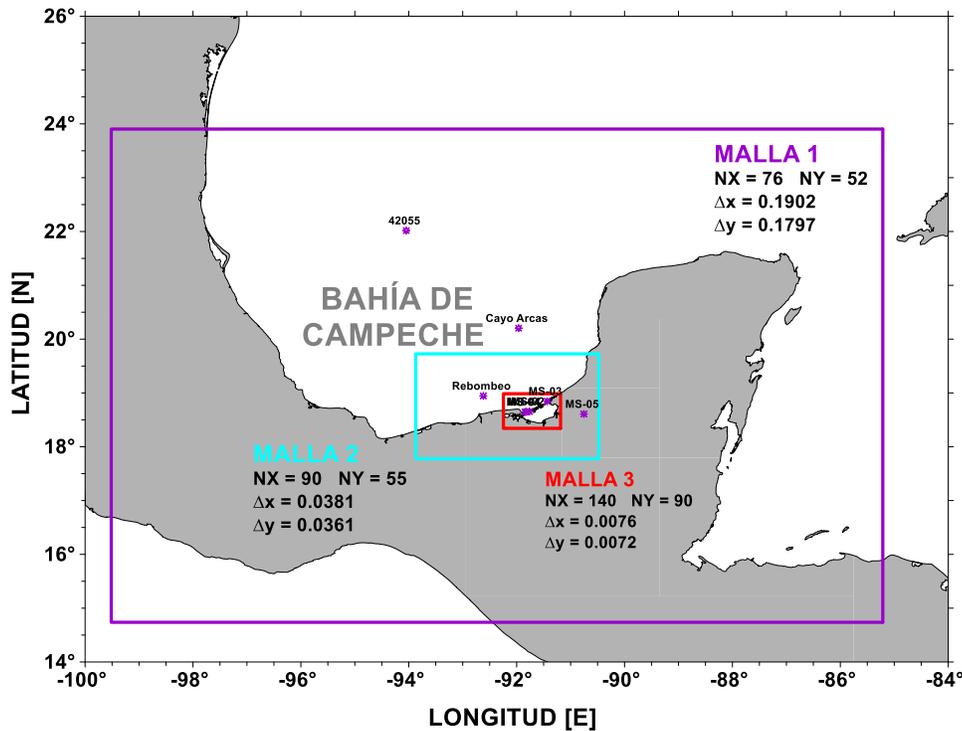


Figura 2- 6. Dominios utilizados para la simulación numérica con el modelo WRF, los incrementos están en fracción de grados.

2.4 MODELOS HIDRODINÁMICOS

Los modelos hidrodinámicos son herramientas construidas para describir y/o predecir el movimiento de los fluidos y sus variables relacionadas (Temperatura, Salinidad, etc.) para un entorno dado, ya sea el océano, la plataforma continental o un estuario. Las ecuaciones matemáticas que describen estos procesos son las bien conocidas ecuaciones de Navier-Stokes aplicadas a la dinámica geofísica de los fluidos. Sin embargo, la complejidad de estas ecuaciones diferenciales parciales no-lineales, hace que sean muy difíciles de resolver por medios analíticos. En la búsqueda de una solución los matemáticos han recurrido a la simplificación de las ecuaciones a través de aproximaciones y consideraciones. Algunas de las más usadas en el campo de la oceanografía son las ecuaciones de Boussinesq y la aproximación hidrostática (Pond and Pickard, 1983). El sistema de ecuaciones resultante, derivado de la teoría de la mecánica clásica, necesita para poder resolverlo una aproximación para la turbulencia (George L. Mellor and Yamada, 1982) y una ecuación de estado para el agua de mar (Gill, 1982).

Aún después de estas consideraciones, encontramos que la matemática actual no proporciona las soluciones analíticas a ese sistema de ecuaciones. No obstante, las técnicas numéricas ahora sí pueden aplicarse con éxito, gracias al aumento en la capacidad de procesamiento y almacenamiento de los modernos medios de cómputo. Aunque es de señalar que estas soluciones están muy ligadas al tipo de método numérico utilizado, el paso de la rejilla, el grado de detalle del dominio de cálculo, las condiciones iniciales y de frontera, entre otros aspectos que consideraremos en el desarrollo de este capítulo.

Existen en la actualidad varias formas de abordar la solución o implementación de estos modelos hidrodinámicos que luego lo caracterizan y las cuales podríamos resumir como:

- Dimensiones del modelo (uni, bi o tri-dimensional).
- Tipos de rejillas utilizadas para la discretización espacial.
- La manera de distribuir los puntos en la componente vertical en los modelos tridimensionales (z-coordenadas, σ -coordenadas).
- Esquema numérico utilizado (Elementos Finitos o Diferencias Finitas).

2.4.1 Dimensiones del modelo.

Los modelos unidimensionales (1D) son generalmente utilizados para describir el comportamiento de fluidos que se mueven en una sola dirección ó que el movimiento en las otras direcciones es despreciable con respecto a una dirección predominantemente. Tal es el caso de los ríos y sistemas de canales y drenaje. Los modelos bidimensionales (2D) son aplicados a aquellos escenarios en los que las variaciones de la profundidad son pocas, con ningún cambio abrupto de la batimetría y valores medianamente constantes. En estos modelos, la variable que describe el movimiento del fluido, el vector velocidad, está dado por sus componentes horizontales.

Los modelos tridimensionales (3D) nos proveen de una interpretación más realista del fluido en estudio. Son imprescindibles en aquellos lugares donde existen variaciones de la topografía por la presencia de colinas y cañones subacuáticos ó el fluido expresa procesos de estratificación temporal ó permanente invocando la evaluación de estos en la dirección vertical. Es acertado señalar que estos modelos 3D son más costosos, desde el punto de vista computacional, que los modelos 2D, debido a que el número de operaciones y cálculos que se incrementan para describir los procesos en la vertical.

2.4.2 Tipos de Malla.

Las ecuaciones hidrodinámicas resueltas por los modelos oceánicos son discretizadas horizontal y verticalmente en un número finito de elementos con formas diferentes. La resolución espacial de la rejilla horizontal tiene que ser suficientemente fina para poder resolver todos los procesos importantes. Sin embargo, usar una rejilla de muy alta resolución sobre grandes áreas no es posible debido a la limitación de los recursos computacionales.

Los modelos numéricos varían mucho en el tipo de rejilla que utilizan para realizar la discretización horizontal del dominio de cálculo. Los modelos basados en elementos finitos suelen utilizar rejillas no estructuradas, donde los elementos de cálculo o celdas frecuentemente son triángulos, como se muestra en la Figura 2- 7. Estos suelen ser muy flexibles lo cual les permite adaptarse fácilmente a las irregularidades de la línea de costa, siendo muy fácil agregar mayor densidad de puntos en aquellas zonas de especial interés.

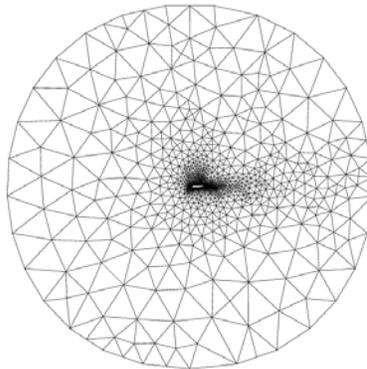


Figura 2- 7. Malla no estructurada, muestra el anidamiento de la malla alrededor de una isla.

Otro grupo de rejillas son aquellas basadas en elementos ortogonales. Las mismas pueden ser curvilíneas o rectangulares, como muestra la Figura 2- 8.

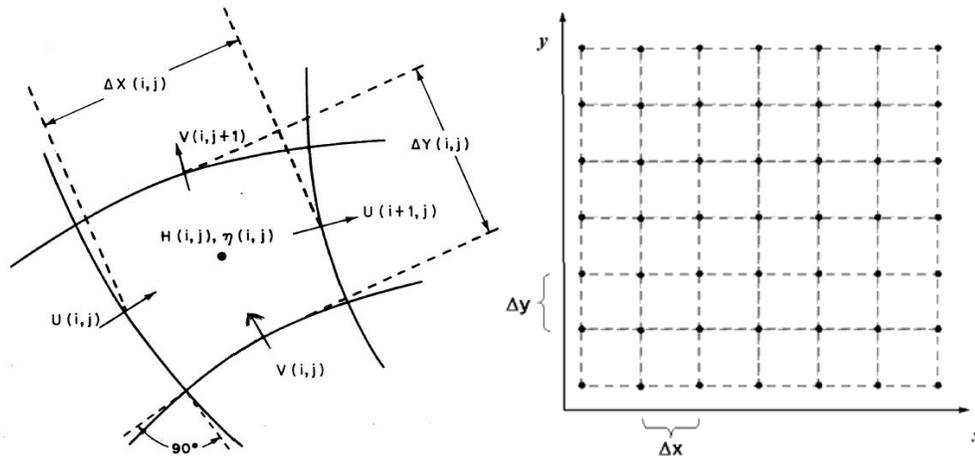


Figura 2- 8. Rejillas basadas en elementos ortogonales. a) malla curvilínea. b) malla rectangular.

El MARS3D utiliza únicamente mallas ortogonales rectangulares, a diferencia de otros modelos.

Una vez que se ha elegido la manera de discretizar las ecuaciones hidrodinámicas debemos precisar la manera en que en esos elementos serán calculados. Se trata, por tanto, de definir dónde se calculará cada una de las variables incógnitas que aparecen en ellas, ya sea en los nodos o en las aristas de estos elementos. Existe en la literatura una gran variedad de maneras de realizar esta distribución. Algunas de las más utilizadas por estos modelos hidrodinámicos son las conocidas rejillas de Arakawa ([Arakawa and Lamb, 1977](#)), tal y como aparecen en la Figura 2- 9.

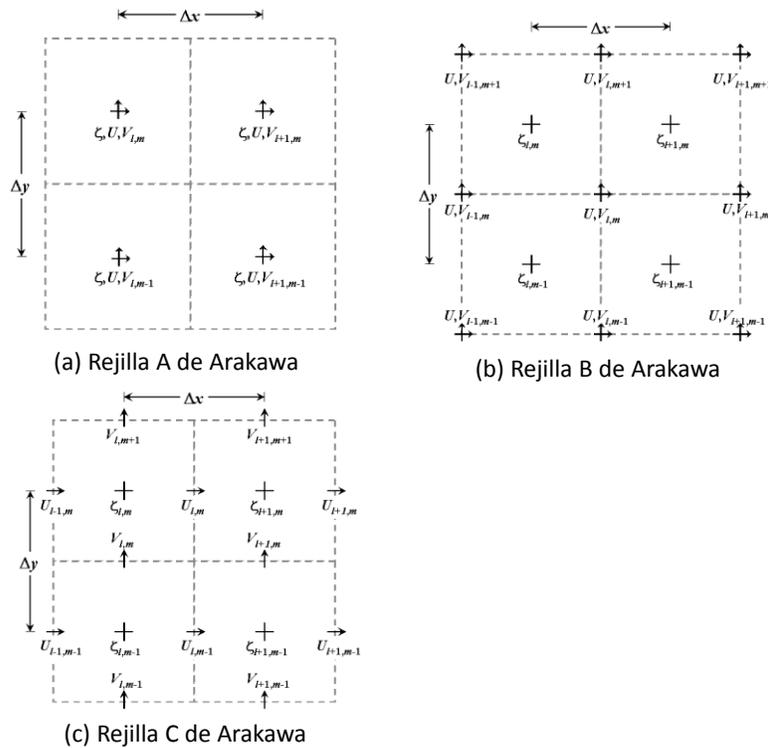


Figura 2- 9. Cuatro celdas de elementos para cada uno de los 3 tipos de rejilla, la posición relativa de las variables ζ , u , v en la rejilla y el tamaño de los pasos horizontales. Los subíndices están referidos a las posiciones x y y respectivamente, con la celda superior izquierda en cada diagrama representando el elemento $(1,m)$ -ésimo de la rejilla. La variable ζ representa una cantidad escalar, como la elevación del mar, temperatura, salinidad, etc. Las variables u , v son las componentes horizontales del vector velocidad.

Es de señalar que estos no son los únicos tipos de rejillas. Los modelos más recientes, en su afán de reproducir cada vez con mayor precisión los procesos físicos que describen, han recurrido a variaciones de las rejillas antes mencionadas e incluso a combinaciones de ellas cuando se realizan acoplamientos entre modelos, como pueden ser los modelos atmosférico - oceánicos.

La decisión del tipo de rejilla a utilizar está determinada por los procesos que se estén describiendo y el grado de precisión que se necesite en los mismos. Tal es el caso, por ejemplo, de los modelos globales para describir los procesos en la atmósfera y las corrientes oceánicas, cuyas rejillas poseen discretizaciones espaciales de varios kilómetros y donde los procesos de pequeña escala son minimizados. En nuestro caso, al tratarse de modelos de pequeña y mediana escala (1 a 100 km), es necesario poseer rejillas que nos permitan calcular la mayoría de los procesos que ocurren en la zona costera. En sección §2.5 del Capítulo 2 se describen con mayor detalle los datos sobre la rejilla utilizada en el modelo implementado.

2.4.3 Coordenadas z, coordenadas σ y coordenadas sigma-generalizada.

Cuando se modelan diferentes regímenes del océano (por ejemplo, superficial, costero u océano profundo) se usan diferentes resoluciones verticales. La Figura 2- 10 representa 2 ejemplos diferentes de resolución vertical. El nivel medio del mar se representa esquemáticamente por la línea verde. La superficie libre del océano y las superficies entre las capas del modelo son trazadas con líneas rojas, H es la profundidad del océano.

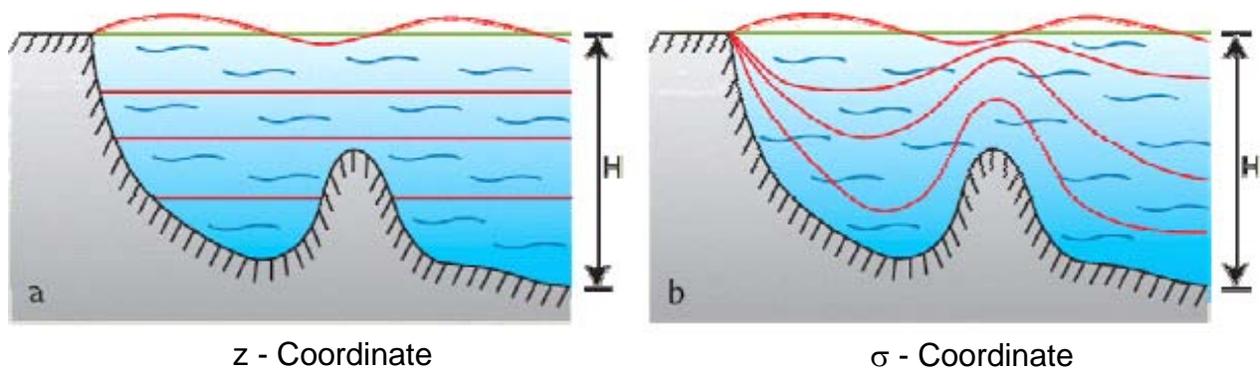


Figura 2- 10. Ejemplos de coordenadas verticales. (a) La coordenada vertical más simple se da si las superficies horizontales siguen líneas geopotenciales, que son aproximadamente horizontales. (b) En los modelos σ -coordenada (los modelos que siguen las irregularidades del terreno) hay siempre un número igual de capas entre la superficie y el fondo del océano. Así, la resolución vertical es buena en las plataformas poco profundas y en la zona costera.

El sistema de coordenadas sigma (σ) se obtiene al transformar la coordenada z, del sistema cartesiano convencional, a través de la siguiente expresión:

$$z \rightarrow \sigma = \frac{z + H}{\zeta + H} \quad (2-1)$$

Donde z es la coordenada cartesiana convencional, $H(x,y)$ es la topografía del fondo y $\zeta(x,y,t)$ es la elevación de la superficie del mar. De esta manera, σ varía desde $\sigma = 0$ para $z = -H$ hasta $\sigma = -1$ para $z = \zeta$.

En la literatura técnica existe un debate sobre las ventajas y desventajas de usar un modelo con coordenadas tipo z o uno σ para los estudios de circulación del océano y la zona costera. La preocupación primaria sobre modelos de z-coordenada es que la

representación de la topografía irregular a través de una serie de pasos puede introducir grandes errores de truncamiento en las regiones de topografías empinadas y en fondos con una pendiente suave ([Pacanowski and Gnanadesikan, 1998](#)). Para los modelos σ -coordenada, la preocupación es que los errores de truncamiento asociados con el cálculo de la componente horizontal de los gradientes de presión baroclínica en un modelo con coordenadas inclinadas con respecto a la horizontal pueden ser significativos.

Para evaluar las habilidades predictivas de los modelos más usados en la zona costera, [Haidvogel and Beckmann \(1998\)](#) recientemente propusieron un ejercicio de modelos. Mientras los modelos σ -coordenada en este ejercicio fueron acertados en cuanto a la representación estructural del proceso, la mayoría de los modelos z-coordenada presentaron gran dificultad para reproducir los patrones de circulación. Estas diferencias enfatizaron la pregunta de si los modelos z-coordenada representan con precisión o no el flujo cerca de una topografía abrupta con la resolución vertical típicamente usada en los modelos oceánicos. De manera similar, el consenso entre los patrones de circulación residual obtenidos en el ejercicio baroclínico con las dos clases diferentes de modelos indicó que los errores del gradiente de presión asociados a los modelos σ -coordenada no deben ser una causa de gran preocupación. Desgraciadamente, la falta de soluciones analíticas para estos ejercicios de prueba no permite dar ninguna declaración definitiva con respecto a las deficiencias específicas de cualquiera de las clases de modelos ([Stanev, 2005](#)).

Existen modelos como el MARS3D que utilizan un módulo que en función de la topografía de la costa realiza un cambio de coordenadas de Z a σ y viceversa, considerando que el mezclado turbulento es uno de los principales forzantes de la circulación de las regiones costeras, el esquema utilizado permite una mejor simulación numérica de la capa de mezclado superficial y de fondo. Lo anterior resulta posible con un sistema de coordenadas verticales modificables, las cuales son conocidas como coordenadas sigma generalizadas. Este esquema permite el densificado de capas en la capa de mezcla superficial y de fondo para poder resolver de mejor manera los flujos en dichas regiones, a continuación se describe la metodología utilizada en función de las ecuaciones del MARS3D el cual se describe a detalle más adelante.

Utilizando el modelo SCRUM ([Hedström, 2000](#)), la definición de coordenadas verticales es:

$$z = \zeta(1 + \sigma) + H_c\sigma + (H - H_c)C(\sigma) \quad (2-2)$$

Donde H es la profundidad de fondo. H_c es el valor mínimo ó una profundidad somera sobre la cual se requiere mayor resolución. $C(\sigma)$ se define como:

$$C(\sigma) = (1 - \beta) \frac{\sinh(\theta\sigma)}{\sinh \theta} + \beta \frac{\tanh[\theta(\sigma + 1/2)] - \tanh(\theta/2)}{2 \tanh(\theta/2)} \quad (2-3)$$

Donde θ y β son parámetros de control de la superficie y el fondo.

La profundidad instantánea h es calculada:

$$h(x, y, t) = H(x, y) + \zeta(x, y, t) \quad (2-4)$$

Donde ζ es la elevación instantánea de la superficie.

En el sistema estirado σ , en cualquier punto (x, y, z) y en cualquier tiempo (t) , se tiene:

$$-1 \leq \sigma \leq 0$$

Considerando las condiciones de frontera en la ecuación 2-2 para la condición $z = \zeta$ con $\sigma = 0$ y $z = H$ con $\sigma = -1$. Resulta conveniente definir H_z

$$H_z = \frac{\partial z}{\partial \sigma} = (\zeta + H_c) + (H - H_c) \frac{\partial C(\sigma)}{\partial \sigma} \quad (2-5)$$

Las reglas para la transformación de coordenadas "s" son:

$$\left(\frac{\partial}{\partial x}\right) = \left(\frac{\partial}{\partial x}\right)_\sigma - \frac{1}{H_z} \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_\sigma \frac{\partial}{\partial \sigma} \quad (2-6)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial y}\right) = \left(\frac{\partial}{\partial y}\right)_\sigma - \frac{1}{H_z} \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)_\sigma \frac{\partial}{\partial \sigma} \quad (2-7)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} = \left(\frac{\partial \sigma}{\partial z}\right) \frac{\partial}{\partial \sigma} = \frac{1}{H_z} \frac{\partial}{\partial \sigma} \quad (2-8)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t}\right)_z = \left(\frac{\partial}{\partial t}\right)_\sigma + \left(\frac{\partial \sigma}{\partial t}\right) \frac{\partial}{\partial \sigma} \quad (2-9)$$

Donde:

$$\frac{1}{H_z} = \frac{\partial \sigma}{\partial z} \quad (2-10)$$

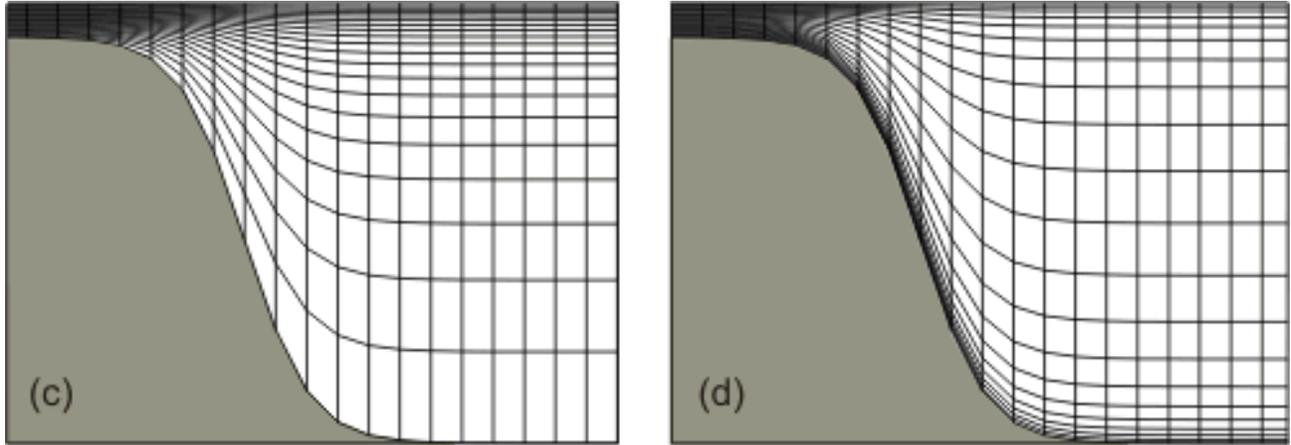


Figura 2- 11. Ejemplo de la discretización de las coordenadas que acompañan el terreno σ con 20 capas. c) con la coordenada de estiramiento $\theta=5$ lo cual permite mayor resolución en la superficie, d) con estiramiento $\theta=5$, $\beta=1$, para mayor resolución en el fondo y en la superficie.

Componente vertical de la velocidad

Debido a que la aceleración no es una medida de la tasa de cambio en la velocidad en un punto fijo, si no, el cambio de velocidad en una partícula de fluido mientras se mueve con el flujo. La derivada con respecto al tiempo consiste de ambos la rapidez de cambio del tiempo local y de los términos advectivos. Lo anterior nos refiere a:

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} \quad (2-11)$$

Substituyendo las ecuaciones 2-6 y 2-9 en la expresión anterior obtenemos:

$$\left(\frac{D}{Dt}\right)_z = \left(\frac{\partial}{\partial t}\right)_\sigma + u \left(\frac{\partial}{\partial x}\right)_\sigma + v \left(\frac{\partial}{\partial y}\right)_\sigma + \underbrace{\frac{1}{H_z} \left[\omega - \left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_\sigma - u \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_\sigma - v \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)_\sigma \right]}_{\tilde{w}} \frac{\partial}{\partial \sigma} \quad (2-12)$$

Donde la variable \tilde{w} representa la velocidad vertical en las coordenadas σ .

De la ecuación 2-2, obtenemos:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = (1 + \sigma) \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad (2-13)$$

Debido a lo anterior, en las coordenadas σ podemos escribir:

$$\tilde{w} = \frac{1}{H_z} \left(w - (1 + \sigma) \frac{\partial \zeta}{\partial t} - u \frac{\partial z}{\partial x} - v \frac{\partial z}{\partial y} \right) \quad (2-14)$$

Y también:

$$w = H_z \tilde{w} + \frac{\partial z}{\partial t} + u \frac{\partial z}{\partial x} + v \frac{\partial z}{\partial y} \quad (2-15)$$

Debido a la transformación de coordenadas la ecuación de continuidad se transforma:

$$\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{1}{H_z} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_\sigma \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{1}{H_z} \left(\frac{\partial z}{\partial y} \right)_\sigma \frac{\partial v}{\partial \sigma} + \frac{1}{H_z} \frac{\partial w}{\partial \sigma} = 0 \quad (2-16)$$

La derivada de la ecuación 2-15 resulta $\frac{\partial w}{\partial \sigma}$. Sustituyendo en la expresión precedente, se obtiene la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial H_z}{\partial t} + \frac{\partial(H_z u)}{\partial x} + \frac{\partial(H_z v)}{\partial y} + \frac{\partial(H_z \tilde{w})}{\partial \sigma} = 0 \quad (2-17)$$

Donde \tilde{w} está definida por la ecuación 2-14

Considerando la transformación de coordenadas el gradiente horizontal de presión se transforma de la siguiente manera:

$$\frac{\partial p}{\partial \sigma} = -H_z \rho g \quad (2-18)$$

Integrando la ecuación anterior desde el nivel σ al nivel superficial ($\sigma = 0$), obtenemos:

$$p(\sigma) = p(0) + \int_\sigma^0 H_z \rho g d\sigma' \quad (2-19)$$

La componente horizontal x del gradiente de presión se puede escribir de la siguiente manera:

$$GP_x = \frac{\partial}{\partial x} \left[p(0) + \int_\sigma^0 H_z \rho g d\sigma' \right] \quad (2-20)$$

ó:

$$GP_x = \frac{\partial p(0)}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\int_{\sigma}^0 H_z \rho g d\sigma' \right] \quad (2-21)$$

Si substituímos en la ecuación 2-6 obtenemos:

$$GP_x = \frac{\partial p(0)}{\partial x} + \left(\frac{\partial}{\partial x} \right)_{\sigma} \left[\int_{\sigma}^0 H_z \rho g d\sigma' \right] - \frac{1}{H_z} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_{\sigma} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\int_{\sigma}^0 H_z \rho g d\sigma' \right] \quad (2-22)$$

Con:

$$-\frac{1}{H_z} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_{\sigma} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\int_{\sigma}^0 H_z \rho g d\sigma' \right] = \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_{\sigma} \rho g [H_z]_{\sigma}^0 = \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_{\sigma} \rho g \quad (2-23)$$

Considerando la flotabilidad b :

$$b = g \frac{(\rho_0 - \rho)}{\rho_0} \quad (2-24)$$

Sumando y restando la siguiente cantidad:

$$\left(\frac{\partial}{\partial x} \right)_{\sigma} \left[\int_{\sigma}^0 H_z \rho_0 g d\sigma' \right] \quad (2-25)$$

Finalmente dividiendo por ρ_0 obtenemos:

$$\frac{1}{\rho_0} GP_x = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial x} + \left(\frac{\partial}{\partial x} \right)_{\sigma} \left[\int_{\sigma}^0 H_z \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} g d\sigma' \right] + \left(\frac{\partial}{\partial x} \right)_{\sigma} \frac{\rho}{\rho_0} g + \left(\frac{\partial}{\partial x} \right)_{\sigma} \left[\int_{\sigma}^0 H_z g d\sigma' \right] \quad (2-26)$$

Donde ρ_a representa la presión atmosférica

Si substituímos la ecuación 2-10 en el último término de la expresión anterior obtenemos la siguiente:

$$\frac{1}{\rho_0} GP_x = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial x} + \left(\frac{\partial}{\partial x} \right)_{\sigma} \left[\int_{\sigma}^0 H_z \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} g d\sigma' \right] + \left(\frac{\partial}{\partial x} \right)_{\sigma} \frac{\rho}{\rho_0} g + \left(\frac{\partial}{\partial x} \right)_{\sigma} \left[\int_{\sigma}^0 \left(\frac{\partial z}{\partial \sigma'} \right) g d\sigma' \right] \quad (2-27)$$

Donde z es función de σ . Integrando el último término de esta expresión obtenemos:

$$GP_x = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial x} - \left(\frac{\partial}{\partial x} \right)_\sigma \left[\int_\sigma^0 H_z b d\sigma' \right] + \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_\sigma \frac{\rho}{\rho_0} g + \left(\frac{\partial}{\partial x} \right)_\sigma g [z]_\sigma^0 \quad (2-28)$$

También:

$$GP_x = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial x} - \left(\frac{\partial}{\partial x} \right)_\sigma \left[\int_\sigma^0 H_z b d\sigma' \right] + \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_\sigma \frac{\rho}{\rho_0} g + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - g \frac{\rho_0}{\rho_0} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_\sigma \quad (2-29)$$

Utilizando la definición de la ecuación 2-24 para b, obtenemos finalmente:

$$GP_x = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial x} - \left(\frac{\partial}{\partial x} \right)_\sigma \left[\int_\sigma^0 H_z b d\sigma' \right] - b \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_\sigma + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (2-30)$$

Por conveniencia se define:

$$-GP_x = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial x} - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \Pi_x \quad \Pi_x = \left(\frac{\partial}{\partial x} \right)_\sigma \left[\int_\sigma^0 H_z b d\sigma' \right] - b \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_\sigma \quad (2-31)$$

Donde generalmente Π_x no es cero en la superficie ($\sigma = 0$).

De manera similar para la componente y tenemos:

$$-GP_y = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial y} - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \Pi_y \quad \Pi_y = \left(\frac{\partial}{\partial y} \right)_\sigma \left[\int_\sigma^0 H_z b d\sigma' \right] - b \left(\frac{\partial z}{\partial y} \right)_\sigma \quad (2-32)$$

Considerando lo anterior las ecuaciones de momento y la de continuidad se transforman en coordenadas σ en:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + L(u) - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_a}{\partial x} + \Pi_x + \frac{1}{\rho_0 H_z} \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial \sigma} + \mathcal{F}_x \quad (2-33)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + L(v) - fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_a}{\partial y} + \Pi_y + \frac{1}{\rho_0 H_z} \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial \sigma} + \mathcal{F}_y \quad (2-34)$$

$$\frac{1}{H_z} \frac{\partial p}{\partial \sigma} = -\rho g \quad (2-35)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(H_z u)}{\partial x} + \frac{\partial(H_z v)}{\partial y} + \frac{\partial(H_z \tilde{w})}{\partial \sigma} = h\phi \quad (2-36)$$

Donde:

$$L(A) = u \frac{\partial A}{\partial x} + v \frac{\partial A}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial A}{\partial \sigma} \quad (2-37)$$

El término ϕ agregado en la parte derecha de la ecuación de continuidad se utiliza para agregar la descarga de ríos en el modelo.

Los términos \mathcal{F}_x y \mathcal{F}_y representan la fricción horizontal.

Esquemas numéricos

En los modelos numéricos, existen dos aproximaciones o métodos básicos mediante los cuales puede resolverse la ecuación de la continuidad:

- Modelos de resolución mediante diferencias finitas.
- Modelos de resolución mediante elementos finitos:

Tabla 2- 7. Comparación general entre los métodos de diferencias finitas y elementos finitos.

Método	Ventajas	Inconvenientes
<i>Diferencias Finitas</i>	<ul style="list-style-type: none"> • <i>Conservan la masa</i> • <i>Intuitivo, simple, conocido y comprobado. Fácil de programar.</i> • <i>Más programas disponibles en el mercado.</i> 	<ul style="list-style-type: none"> • <i>Red rectangular necesaria para la discretización.</i> • <i>En dependencia del paso de mallado</i> • <i>algunos accidentes batimétricos pueden quedar representados por una sola celda.</i>
Elementos Finitos	<ul style="list-style-type: none"> • Discretización más versátil / eficiente en zonas de interés. • Mayor concentración de puntos en accidentes batimétricos pequeños. 	<ul style="list-style-type: none"> • No intuitivo, teoría más compleja. • Conserva masa sólo globalmente. • Pueden ocurrir errores locales en el balance de las masas de agua.

2.4.4 Elementos Finitos.

Los modelos hidrodinámicos basados en Elementos Finitos (EF), al ser aplicados en regiones geométrica y dinámicamente complejas de la zona costera, han padecido de la falta de conservación de la masa que es más pronunciada en pequeñas escalas espaciales en flujos altamente advectivos. El uso de la Ecuación de Continuidad de Onda generalizada en lugar de la forma primitiva de la ecuación de continuidad, la cual es una aproximación tomada para eliminar los ruidos a escala de las submallas en los modelos EF, es una de las aproximaciones con mayor popularidad en la actualidad.

Para muchas aplicaciones de surgencia por tormentas y mareas locales la conservación de la masa no ha sido un problema y se obtienen soluciones precisas y robustas. Sin embargo, cuando se traen los modelos costeros a escalas dinámicas más pequeñas y se aplican en regímenes donde la advección es un proceso dominante, la falta de conservación de la masa ha sido más problemática para los cálculos por elementos finitos. En particular, los desequilibrios de la masa impactan el acoplamiento preciso de la hidrodinámica con las ecuaciones de transporte para la salinidad, temperatura y otras variables conservativas ([Sheng et al., 1998](#)).

Ejemplos de modelos basados en elementos finitos aplicados a ecosistemas estuarinos y zonas costeras son:

- El Modelo de Circulación de Dartmouth (**QUODDY**) ([Lynch et al., 1996](#)). QUODDY es un modelo 3D completamente no-lineal que incluye marea, acción del viento, física baroclínica, e incorpora un avanzado modelo de la turbulencia. Es típicamente aplicado a escalas de tiempo estacionales y eventos sinópticos con el propósito de desarrollar circulaciones climatológicas realistas, evaluando las contribuciones de fuerzas individuales a la circulación global, y prediciendo escenarios limitados a corto plazo.
- El Modelo de Circulación Avanzado (Advanced Circulation Model – **ADCIRC**) ([Luettich Jr et al., 1992](#); [Luettich and Westerink, 2004](#)), es también un modelo completamente 3D no-lineal con resultados satisfactorios simulando mareas 2D, surgencia por tormentas, circulación debida a la acción del viento y permite eventos de secado/mojado en aquellas áreas donde por efecto de las mareas el dominio de trabajo pasa eventualmente de tierra a mar y/o viceversa; actualmente avanza para incluir el pronóstico de la componente baroclínica. ADCIRC forma parte de los modelos utilizados por la Oficina Naval Oceanográfica de los Estados Unidos

(NAVOCEANO, por sus siglas en inglés) corriendo operacionalmente como un simulador no-lineal de marea y circulación con acción del viento.

- El modelo **MOG3D**, desarrollado por el Laboratorio de Estudios en Geofísica y Oceanografía Espacial (LEGOS, siglas en francés), para simular la generación y propagación de ondas internas. Basado en el modelo tridimensional de volúmenes finitos FVCOM ([Chen et al., 2003](#)). Las mallas son irregulares horizontalmente y utiliza elementos triangulares, lo que permite una resolución espacial enteramente variable en el plano horizontal llegando a ser más densa en las zonas de mayor interés topográfico. En la dimensión vertical el modelo utiliza una rejilla estructurada siguiendo una coordenada sigma. Este modelo coincide con otros en utilizar las ecuaciones primitivas para la superficie libre (POM, ROMS, SYMPHONIE). El esquema de turbulencia usado es el de [Mellor-Yamada \(1982\)](#).
- El Modelo Oceánico de Elementos Espectrales (**SEOM**, siglas en inglés) resuelve la ecuación primitiva hidrostática, y alternativamente la no hidrostática usando un método combinado de elementos finitos y elementos espectrales en el procedimiento de solución. Las ventajas potenciales del método de elementos espectrales incluyen la incorporación de geometría flexible compleja y la resolución espacialmente dependiente, rápida convergencia, y desarrollo atractivo en sistemas de computadoras en paralelo. La versión 2D de SEOM, que permite resolver las ecuaciones para aguas someras, ha sido extensamente probada en aplicaciones en el rango desde las mareas globales hasta la circulación abisal en el Mediterráneo Oriental. El SEOM 3D está experimentando las pruebas iniciales para futuras versiones. ([Fischer, 1997](#); [Karniadakis and Sherwin, 1999](#); [Patera, 1984](#); [Ronquist, 1988](#)).

2.4.5 Diferencias Finitas

Los métodos de Diferencias Finitas (DF) siguen siendo el punto de partida para introducir a la mayoría de las personas a la solución de Ecuaciones en Derivadas Parciales, ya sea teóricamente o como una herramienta para resolver problemas prácticos. Aunque es de señalar que los métodos de elementos finitos dominan el escenario de las ecuaciones

elípticas y los métodos de volúmenes finitos son el enfoque preferido para las aproximaciones de muchos de los problemas hiperbólicos ([Morton and Mayers, 2005](#)).

Los métodos de DF, han sido ampliamente usados en la solución numérica de ecuaciones diferenciales ordinarias y en derivadas parciales, como por ejemplo, la ecuación de conducción del calor, la ecuación de difusión de neutrones, la ecuación de onda. Una pequeña descripción de diferentes modelos que utilizan DF es presentada en los siguientes párrafos. En los siguientes epígrafes de este capítulo expondremos con más detalles algunas de las características generales de estos modelos y en particular del modelo MARS3D.

- Modelo tridimensional en ecuaciones primitivas en z-coordenada conocido como **HAMSOM** (HAMburg Shelf Ocean Model). Este modelo fue desarrollado en la Universidad de Hamburgo por ([Jan O. Backhaus, 1982](#)) y ha sido aplicado en muchos mares costeros del mundo por ejemplo ([J. O. Backhaus and Hainbucher, 1987](#); [Simionato et al., 2005](#)), demostrando ser una herramienta muy robusta para el estudio de la dinámica de las aguas de plataforma.

El modelo HAMSOM se basa en un conjunto de siete ecuaciones diferenciales en derivadas parciales. Las incógnitas son las tres componentes de la velocidad, la presión, la densidad del agua, la salinidad y la temperatura. En el plano horizontal se utilizan las ecuaciones completas de Navier-Stokes y en el vertical, la ecuación hidrostática. Estas relaciones se usan junto con la ecuación de continuidad, las ecuaciones de conservación de salinidad/temperatura y la ecuación de estado del agua de mar ([UNESCO, 1981](#)). El modelo puede considerar las fuerzas de viento, presión atmosférica, mareas y gradientes baroclínicos.

- **POM** es un modelo numérico de circulación desarrollado en la Universidad de Princeton por Alan Blumberg y George Mellor alrededor de 1977. El código está escrito en FORTRAN 77. Posteriormente ha sido mejorado por una serie de personas y aplicado a un amplio rango de problemas oceanográficos. Una descripción muy citada del modelo fue dada por [Blumberg y Mellor \(1987\)](#). El modelo es a menudo referenciado como Princeton Ocean Model (POM). POM pertenece a esa clase de modelos donde la realidad es una meta importante y comprende fenómenos de la meso-escala, que comprende entre 1 a 100 km de longitud. Este modelo también se usa para estudiar la escala de marea de 30 días comúnmente observada en estuarios y la zona costera ([Beardsley & Boicourt, 1981](#)). Este modelo es útil para las zonas costeras, pues emplea el sistema de σ -coordenada para la discretización de la dimensión vertical. Además de la elevación

de la superficie libre del mar que se trata como una variable del pronóstico, el modelo calcula la temperatura, la salinidad, la velocidad 3D y el promedio y la energía cinética turbulenta.

Requisitos de fuerza: Los principales mecanismos físicos que fuerzan la circulación (intercambio de momento, calor y agua con la atmósfera, agua dulce de los ríos, mareas) necesitan ser tomados en consideración para un estudio de simulación realista. El modelo es forzado por mediciones diarias del viento, calculadas a partir de observaciones meteorológicas de la velocidad y dirección del viento. La señal de marea es simulada como la suma de componentes armónicos simples (ondas seno y coseno), cada uno de los cuales posee su propio período, fase y amplitud característica y corresponde con las cuatro componentes de fuerzas más importantes ([Arhonditsis et al., 2002](#); [Arhonditsis et al., 2000](#)).

Condiciones de frontera: El dominio de la modelación es definido por la batimetría. La distribución inicial de la temperatura y la salinidad, son requeridas para ejecutar la aplicación (a) en la superficie del mar y (b) en el plano vertical que forma la frontera abierta deben actualizarse día con día. Estas distribuciones son calculadas a través de interpolaciones temporales y espaciales usando datos de campo colectados de una red de estaciones.

Aspectos numéricos: POM es un modelo de circulación general que resuelve las ecuaciones de movimiento, masa y conservación de calor (las llamadas ecuaciones primitivas) a través de diferencias finitas en una rejilla C de Arakawa. Utiliza una técnica de separación temporal con el objetivo de ahorrar tiempo de cómputo: diferentes pasos temporales para la solución de las ecuaciones 2D (barotrópica) y 3D (baroclínica). La viscosidad y difusividad turbulenta horizontal es parametrizada a través de la formulación de [Smagorinsky \(1963\)](#), de esta manera el mezclado horizontal depende del tamaño de la rejilla y del campo de velocidades horizontal. El parámetro viscosidad/difusividad turbulenta vertical es calculado por el esquema de cierre de turbulencia de [Mellor y Yamada \(1982\)](#).

Entrada/Salida: La entrada y salida es en la forma de matrices (archivos de texto). Los archivos de salida también pueden ser en formato NetCDF.

Accesibilidad/Portabilidad/Manuales/Referencias: El código POM es accesible a través del sitio web del POM. Puede ejecutarse en cualquier computadora (PC, Unix, Linux) en la que se instale FORTRAN 77. Detalles del modelo como son las ecuaciones involucradas, técnicas de solución y referencias relativas pueden ser encontradas en ([George L Mellor, 1998](#)).

-
- **Symphonie** es básicamente un modelo tridimensional de las ecuaciones primitivas del océano y las zonas costeras. Las tres componentes de la corriente, la elevación de la superficie libre, la temperatura y la salinidad son calculadas en una rejilla C. Es utilizada una σ -coordenada generalizada. El modelo de turbulencia se logra a través de una ecuación pronóstico para la energía cinética turbulenta y una ecuación de diagnóstico para el mezclado y la dispersión a grandes escalas. Un esquema de saltos por intervalos es usado para el espaciado temporal. Los costos de cálculo son limitados gracias a una técnica de separación temporal que permite calcular el gradiente vertical de la corriente y sus componentes promediados en la vertical de manera separada con pasos de tiempo apropiados. En las fronteras abiertas se aplican condiciones de radiación combinada para restaurar los términos de circulación a gran escala ([Marsaleix et al., 2006](#); [Marsaleix et al., 2008](#)).
 - El modelo hidrodinámico **MARS3D** fue desarrollado por la División de Medio Ambiente y Planificación Costera del IFREMER, Francia ([Lazure and Jegou, 1998](#)). Inicialmente usado en el estudio del litoral Atlántico francés, el modelo ha sido aplicado a otras regiones, entre las que se destaca el Mar Mediterráneo y otras lagunas costeras. Este modelo tridimensional fue diseñado para representar, tan fielmente como sea posible, el transporte y mezcla de masas de agua en escalas de tiempo que varían desde una hora hasta un día (al menos).

Aspectos numéricos: Como el COHERENS y el POM, el MARS pertenece a la clase de “modelos 3D en coordenadas sigma” de los modelos hidrodinámicos. El modelo utiliza un esquema numérico con diferencias finitas para resolver las ecuaciones primitivas de Navier-Stokes bajo las aproximaciones hidrostáticas y de Boussinesq. El modelo usa un enfoque de separación del modo barotrópico y el baroclínico. Las ecuaciones se resuelven usando una técnica de separación de los modos interno y externo. El modo externo resuelve la ecuación integrada en la vertical, que reproduce las ondas gravitatorias. El modo interno reúne la información del modo externo (superficie libre, corrientes integradas) y resuelve ecuaciones en la vertical (estructura tridimensional de la corriente).

El modelo está desarrollado en FORTRAN 77, y puede implementarse sobre diversas plataformas (SUN, Linux PC, Compaq cluster, NEC SX5), así como con memoria compartida en sistemas paralelos utilizando la biblioteca de funciones OpenMP, ([Lazure & Dumas, 2008](#); [Lazure et al., 2009](#); [Pascal Douillet, 1998](#); [P. Douillet et al., 2001](#)).

MARS3D es un sistema de modelación numérica general para la simulación de la variación del nivel del agua y la circulación oceánica desde la zona costera hasta unos cientos de kilómetros mar adentro. El mismo simula el comportamiento de flujos tridimensionales no estacionarios, permitiendo la modelación tridimensional de la hidrodinámica y los procesos de dispersión y transporte de contaminantes en el medio marino. Para ello debe configurarse a las características del sistema en estudio a fin de indicarle correctamente las condiciones iniciales y de fronteras que supone el sistema de ecuaciones diferenciales que se plantea.

2.5 ECUACIONES HIDRODINÁMICAS EN EL MARS3D.

2.5.1 Ecuación de movimiento.

Las ecuaciones hidrodinámicas que emplea el modelo MARS3D se basan en el conjunto de ecuaciones conocidas como Ecuaciones Primitivas de Navier–Stokes, Ec. (2-38). La solución de las ecuaciones de Navier-Stokes determina el campo de velocidad en el dominio de trabajo considerado y la solución de la ecuación de continuidad permite obtener la elevación del nivel del mar y la velocidad vertical correspondiente. Las siguientes ecuaciones se encuentran en coordenadas cartesianas:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) \quad (2-38)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} - fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right) \quad (2-39)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2-40)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2-41)$$

Al sistema anterior debe incluir las ecuaciones termodinámicas que presentaremos más adelante. Los términos difusivos (τ_{xx} , τ_{xy} ,...) se explicarán más adelante, en la presentación de los modelos de turbulencia disponibles en MARS3D. Para más información se recomienda consultar los libros de [Cushman-Roisin \(1994\)](#) y de [Kundu \(1990\)](#) (entre otros), para una descripción de la ruta que dirige al sistema de las ecuaciones de Navier-Stokes. Mostrando sólo las principales hipótesis:

- Las ecuaciones se consideran en un marco giratorio (velocidad de rotación constante) y la fuerza centrífuga considerada se integra en el geopotencial (gradiente).
- $LD \ll RT$: la extensión horizontal del campo de estudio LD , es mucho menor que el radio de la Tierra RT . Se puede entonces elegir un sistema de coordenadas cartesianas (x, y, z) de acuerdo con (z) . MARS3D no utiliza la hipótesis de $LD \ll RT$ (se basa en coordenadas esféricas), pero vamos a utilizar en este documento para simplificar las ecuaciones (coordenadas cartesianas).
- $\rho' \ll \rho_0$: aproximaciones de Boussinesq, lo que refleja el hecho de que la densidad $\rho = \rho' + \rho_0$ varía poco con respecto a un valor ρ_0 característico. No se darán los detalles de la derivación aquí, pero el resultado es adoptar finalmente la versión incompresible de la ecuación de continuidad y considerar $\rho \approx \rho_0$ en las ecuaciones de movimiento excepto para el término de flotabilidad.
- $H \ll L$: Considerando el hecho de que los flujos de la escala geofísica horizontal L es mucho mayor que su escala vertical H , permite realizar algunas simplificaciones:
 - ✓ La componente vertical de la ecuación de momento se reduce a la ecuación hidrostática (Ec. 2-40)
 - ✓ La contribución vertical del forzamiento de Coriolis se puede despreciar.
 - ✓ Una vez más la obtención de estos resultados no es trivial y se invita al lector a consultar los libros de referencia para más detalles.
- Flujo: la turbulencia es "filtrada" (basado en enfoques que se pueden llamar *RANS* para el flujo vertical de *LES* para la difusión horizontal).

De las hipótesis anteriores la que presenta mayor problemática es sin duda la turbulencia (las opciones que contiene el modelo MARS3D para la consideración de éste problema se discuten más adelante), la de menor complejidad es la relación hidrostática, lo que impide estudiar a fondo ciertos fenómenos como la generación/propagación de mareas internas.

2.5.2 Coordenadas σ .

Para resolver el problema de cambios abruptos en la batimetría costera el modelo utiliza coordenadas σ , a continuación se describe el proceso de transformación de coordenadas Z .

$$\sigma = \frac{d(x, y) + z}{h(x, y, z)} \quad (2-42)$$

Donde d es la profundidad media (en reposo), mientras que la h es la profundidad del nivel de la superficie instantáneo:

$$h(x, y, t) = d(x, y) + \zeta(x, y, t) \quad (2-43)$$

Donde ζ es la elevación de la superficie respecto al nivel medio de reposo. Así, el dominio computacional (x, y, z) no es rectangular como en la dirección z su ámbito de aplicación es:

$$-d(x, y) < z < \zeta(x, y, t) \quad (2-44)$$

Donde para cualquier (x, y, t) , en el rango del valor de σ

$$0 < \sigma < 1$$

Lo anterior tiene la ventaja de permitir un mejor uso de los recursos informáticos, ya que por definición, se utilizan todos los puntos de la cuadrícula rectangular (x, y, σ) . Siendo así el sistema de ecuaciones 2-38 a 2-41 se transforman en:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial p}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial x} \right) + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{1}{h} \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial \sigma} \right) \quad (2-45)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - fu = -\frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial p}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial y} \right) + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{1}{h} \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial \sigma} \right) \quad (2-46)$$

$$\frac{1}{h} \frac{\partial p}{\partial \sigma} = -\rho g \quad (2-47)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} + \frac{\partial(h\tilde{w})}{\partial \sigma} = h\phi \quad (2-48)$$

Donde los campos ya no son una función de (x, y, z, t) si no de (x, y, σ, t) ; sin embargo, es siempre las mismas cantidades: por ejemplo (u, v) sigue siendo la proyección horizontal de la velocidad. Para más información del cambio de variables se recomienda revisar el manual del modelo MARS3D. Sin embargo la relación entre \tilde{w} y w :

$$\tilde{w} = \frac{D\sigma}{Dt} = -\frac{\sigma}{h} \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{u}{h} \left(\frac{\partial d}{\partial x} - \sigma \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{v}{h} \left(\frac{\partial d}{\partial y} - \sigma \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{w}{h} \quad (2-49)$$

Por otra parte al esquema se le ha añadido un término fuente, el cual resulta necesario para introducir el flujo debido a arroyos y ríos. $[\phi] = s^{-1} = m^3 \cdot s^{-1} / m^3$

De las Ec. 2-45 y 2-46 se puede observar que el término de presión es un poco complicado. Esto es necesario por el hecho de que las superficies iso- σ no son

horizontales y se debe considerar el riesgo de introducir gradientes de presión artificiales. Desafortunadamente desde un punto de vista numérico, lo anterior es una complicación, pues en un modelo numérico puede llevar a desarrollar corrientes en ausencia de cualquier forzamiento, siempre y cuando el mar se encuentre estratificado y en contacto con una batimetría pronunciada. En el caso de un fluido perfecto, es decir, cuando se desacopla la difusión en el modelo numérico, las corrientes generadas son artificiales.

Por otra parte, resulta posible observar que la expresión de los flujos turbulentos dependen de los gradientes en x y y están simplificados en las Ec. 2-45 y 2-46. Por ejemplo el cambio de la variable llevaría a: $\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial x}$ en lugar de $\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x}$, considerando lo descrito por Mellor & Blumberg (1985), en el modelo MARS3D solamente se consideran los términos turbulentos más importantes.

las ecuaciones presentadas en este documento no incluyen los términos de inercia que aparecen en el sistema de coordenadas esféricas (latitud, longitud). MARS3D considera estos términos, pero este documento no los considera con el fin de simplificar algunas anotaciones.

2.5.3 Advección y difusión de términos escalares

Adoptemos un formalismo unificado para describir la ecuación utilizada por el modelo MARS3D, con la cual puede calcularse el transporte de varios trazadores, a partir de las magnitudes termodinámicas T (temperatura) y S (salinidad). Sea c el trazador en cuestión ($C = T$ o $C = S$ o C es la concentración de bacterias, químicos, etc.). El modelo MARS3D utiliza la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial(hc)}{\partial t} + \frac{\partial(huc)}{\partial x} + \frac{\partial(hvc)}{\partial y} + \frac{\partial(h\tilde{w}c)}{\partial \sigma} = \frac{\partial(hF_x^c)}{\partial x} + \frac{\partial(hF_y^c)}{\partial y} + \frac{\partial F_z^c}{\partial \sigma} + h(s^c - p^c) \quad (2-50)$$

donde recordamos que h es la altura instantánea de la superficie del agua:

El flujo de difusión (turbulenta) de la cantidad c , a saber, $(-F_x^c - F_y^c - F_z^c)$ no se explica en esta parte del documento.

2.5.4 Ecuación de estado

Considerando una relación lineal:

$$\rho = \rho_0(1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)) \quad (2-51)$$

Con los valores presentado en la Tabla 2- 8

Tabla 2- 8. Valores de los coeficientes utilizados en la ecuación de estado linearizada de MARS3D (ρ_0 en kg/m^3 , T en $^{\circ}\text{C}$, S en $^{\circ}/00$)

ρ_0	1027
α	$0.16 \cdot 10^{-3}$
T_0	10.0
β	$0.8 \cdot 10^{-3}$
S_0	35.5

También resulta posible activar la formula con valores muy precisos a priori con la formulación de Mellor, (1991), sin embargo dicha fórmula puede utilizarse proponiendo que la temperatura potencial, es la misma que la medida in-situ, así como los decibares de presión es igual a la presión en metros. Considerando que los efectos de compresibilidad son insignificantes en el dominio costero.

2.5.5 Esquema de turbulencia I: mezcla vertical.

En general las fluctuaciones turbulentas no son resueltas en los modelos numéricos, cuando el número de Reynolds es demasiado grande (que es en gran parte el caso de los flujos oceánicos); De hecho, en el estado actual de la tecnología de los ordenadores, el DNS se limita a procesar números de Reynolds (Re) relativamente pequeños y su generalización a flujo realista no parece factible en el futuro previsible. Por otra parte, la comprensión teórica de la turbulencia sigue siendo limitada y los modelos numéricos generales ofrecen una gran flexibilidad para su consideración. MARS3D no es una excepción a la regla y ahora vamos a introducir las opciones disponibles.

Los términos considerados en esta sección son τ_{xz} (Ec. 2-45) y τ_{yz} (Eq. 2-46), así como los diversos términos $F^c z$ (Eq. 2-50). El objetivo es dar información suficiente para el usuario de MARS3D que le permita elegir el modelo adecuado de turbulencia.

$$b = \frac{-g\rho\rho}{\rho_0} \quad \rho' = \rho - \rho_0 \quad (2-52)$$

Donde ρ_0 es un valor constante de referencia tal que $\rho' \ll \rho_0$.

$$\frac{\partial}{\partial z} = \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial \sigma} \quad (2-53)$$

2.5.6 Parametrización de los tensores de Reynolds y otros flujos turbulentos

Mediante la aplicación a las ecuaciones de Navier-Stokes de un operador de media de ensamble (denotada por $\langle \rangle$), se obtienen las siguientes relaciones:

$$\tau_{xz} = \tau_{xlam} - \rho_0 \langle u' w' \rangle \quad \tau_{yz} = \tau_{ylam} - \rho_0 \langle v' w' \rangle \quad F_z^c = F_{zlam}^c - \langle c' w' \rangle \quad (2-54)$$

2.5.7 Formulación algebraica

Los modelos de turbulencia tienen la ventaja de tener menor dependencia de la resolución vertical, que los que requieren de la solución de ecuaciones adicionales.

Coefficientes constantes

Se seleccionan valores para νV y kV más altos que aseguran un flujo laminar, pero que permanecen constantes. El valor utilizado en el modelo es:

$$\nu V = kV = 10^{-4} \frac{m^2}{s} \quad (2-55)$$

El cual es un valor bajo en el caso de un océano costero que tenga forzamiento por marea.

Prandtl

El perfil de velocidad (a lo largo del eje z), se supone en la región logarítmica de la capa límite turbulenta a través de una placa plana de rugosidad z_0

$$\frac{u}{u^*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (2-56)$$

donde $\kappa = 0.41$ es la constante de Karman u^* y la "velocidad de fricción". Prandtl mostró que también podrían resultar en la Ec. 2-56 utilizando la idea de la longitud de mezcla, y teniendo (i) la distancia a la pared (en este caso $h\sigma$) y (ii) u^* como la velocidad característica de las fluctuaciones turbulentas.

En el modelo, u^* se calcula suponiendo que los puntos más bajos de la malla ($h\Delta\sigma$ se encuentra por encima de la parte inferior) están en la capa logarítmica:

$$u^* = \frac{\kappa U}{\ln\left(\frac{h\Delta\Delta}{z_0}\right)} \quad (2-57)$$

Donde U es el módulo de la velocidad en un punto considerado. Extrapolando, tenemos:

$$v_v \propto u^* l = \frac{\kappa U}{\ln\left(\frac{h\Delta\Delta}{z_0}\right)} h\sigma \quad 0 < \sigma < 1 \quad (2-58)$$

Pero para forzar la turbulencia a 0 cuando $\sigma \rightarrow 1$, se obtiene:

$$v v_v = \frac{\sqrt{(1-\sigma)}}{15} \frac{\kappa U}{\ln\left(\frac{h\Delta\Delta}{z_0}\right)} h\sigma \quad (2-59)$$

2.6 MODELO NUMÉRICO.

Para integrar las ecuaciones de Navier – Stokes, el modelo utiliza dos esquemas: el método de Dirección Implícita Alternada (ADI por sus siglas en inglés), y el esquema en Diferencias Finitas (DF). El esquema de DF es utilizado para la discretización espacial y el ADI para discretización temporal. El modelo resuelve las ecuaciones para todos los nodos de la malla de trabajo en cada paso de tiempo, previamente definido. La solución de las ecuaciones se basa además en la separación en un modelo externo y otro interno. El modelo externo se construye en 2D donde se determina la elevación de la superficie libre del mar y suministra esta información al modelo 3D interno.

2.6.1 Modelo 2D-3D

Considerando unos sistemas prácticos:

Modelo baroclínico

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + G_u \quad (2-60)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + G_v \quad (2-61)$$

Donde

$$G_u = f v - L(u) - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial x} + \Pi_x + \frac{1}{H_z} \left(\frac{v_z \partial u}{\partial \sigma} \right) + F_x \quad (2-62)$$

$$G_v = f u - L(uv) - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial y} + \Pi_y + \frac{1}{H_z} \left(\frac{v_z \partial v}{\partial \sigma} \right) + F_y \quad (2-63)$$

Modo barotrópico

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \bar{G}_u \quad (2-64)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \bar{G}_v \quad (2-65)$$

Con

$$\bar{G}_u = \sum_{k=1}^{k_{\max}} (f v_k - L(u)_k + \pi_{xk} + F_{xk}) \Delta \sigma_k - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial x} + \Pi_x + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho_0 h^u} \quad (2-66)$$

$$\bar{G}_v = \sum_{k=1}^{k_{\max}} (f u_k - L(v)_k + \pi_{yk} + F_{yk}) \Delta \sigma_k - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial y} + \Pi_y + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{\rho_0 h^v} \quad (2-67)$$

Donde las profundidades h^u y h^v están definidos en los puntos de u y v .

2.6.2 Discretización espacio - temporal.

El objetivo de esta sección es proveer de información sobre los esquemas de diferencias finitas tanto espaciales como temporales propuestas en el modelo MARS3D para calcular la actualización de las variables ζ, U, V, u y v .

A partir del paso de tiempo $n(t_n)$ a t_{n+1} el esquema temporal está basado en un método de dos niveles de tiempo:

1. En un paso de tiempo intermedio $t_{n+\frac{1}{2}}$, las variables (ζ, U, u) y (ζ, V, v) , son las primeras en actualizarse.

2. Entonces en el paso de tiempo t_{n+1} las variables (ζ, V, v) y finalmente (ζ, U, u)

2.6.3 Esquema temporal 2D.

Primer paso

$$\begin{cases} U^{n+\frac{1}{2}*} = U^n - \frac{1}{2}\Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^n}{\partial x} + fV^n + U^n \frac{\partial U^n}{\partial x} + V^n \frac{\partial U^n}{\partial y} \right) \\ V^{n+\frac{1}{2}*} = V^n - \frac{1}{2}\Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^n}{\partial y} + fU^n + U^n \frac{\partial V^n}{\partial x} + V^n \frac{\partial V^n}{\partial y} \right) \end{cases} \quad (2-68)$$

$$\begin{cases} \zeta^{n+\frac{1}{2}*} = \zeta^n - \frac{1}{2}\Delta t \left(\frac{\partial h^n U^{n+\frac{1}{2}}}{\partial x} + \frac{\partial h^n V^{n+\frac{1}{2}}}{\partial y} \right) \\ U^{n+\frac{1}{2}} = U^n - \frac{1}{2}\Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^{n+\frac{1}{2}*}}{\partial x} + fV^{n+\frac{1}{2}*} + U^{n+\frac{1}{2}*} \frac{\partial U^{n+\frac{1}{2}*}}{\partial x} + V^{n+\frac{1}{2}*} \frac{\partial U^{n+\frac{1}{2}*}}{\partial y} \right) \end{cases} \quad (2-69)$$

$$\begin{cases} \zeta^{n+\frac{1}{2}} = \zeta^n - \frac{1}{2}\Delta t \left(\frac{\partial h^{n+\frac{1}{2}*} U^{n+\frac{1}{2}}}{\partial x} + \frac{\partial h^{n+\frac{1}{2}*} V^{n+\frac{1}{2}}}{\partial y} \right) \\ V^{n+\frac{1}{2}} = V^n - \frac{1}{2}\Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^{n+\frac{1}{2}}}{\partial x} + fU^{n+\frac{1}{2}} + U^{n+\frac{1}{2}*} \frac{\partial V^{n+\frac{1}{2}*}}{\partial x} + V^{n+\frac{1}{2}*} \frac{\partial V^{n+\frac{1}{2}*}}{\partial y} \right) \end{cases} \quad (2-70)$$

Segundo paso

$$\begin{cases} U^{n+1,*} = U^{n+\frac{1}{2}} - \frac{1}{2}\Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^{n+\frac{1}{2}}}{\partial x} + fV^{n+\frac{1}{2}} + U^{n+\frac{1}{2}} \frac{\partial U^{n+\frac{1}{2}}}{\partial x} + V^{n+\frac{1}{2}} \frac{\partial U^{n+\frac{1}{2}}}{\partial y} \right) \\ V^{n+1,*} = V^{n+\frac{1}{2}} - \frac{1}{2}\Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^{n+\frac{1}{2}}}{\partial y} + fU^{n+\frac{1}{2}} + U^{n+\frac{1}{2}} \frac{\partial V^{n+\frac{1}{2}}}{\partial x} + V^{n+\frac{1}{2}} \frac{\partial V^{n+\frac{1}{2}}}{\partial y} \right) \end{cases} \quad (2-71)$$

$$\begin{cases} \zeta^{n+1,*} = \zeta^{n+\frac{1}{2}} - \frac{1}{2}\Delta t \left(\frac{\partial h^{n+\frac{1}{2}} U^{n+1,*}}{\partial x} + \frac{\partial h^{n+\frac{1}{2}} V^{n+1}}{\partial y} \right) \\ V^{n+1} = V^{n+\frac{1}{2}} - \frac{1}{2}\Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^{n+1,*}}{\partial x} + fU^{n+1,*} + V^{n+1,*} \frac{\partial V^{n+1,*}}{\partial y} \right) \end{cases} \quad (2-72)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \zeta^{n+1,*} = \zeta^{n+\frac{1}{2}} - \frac{1}{2} \Delta t \left(\frac{\partial h^{n+\frac{1}{2}} U^{n+\frac{1}{2}}}{\partial x} + \frac{\partial h^{n+\frac{1}{2}} V^{n+\frac{1}{2}}}{\partial y} \right) \\ U^{n+1} = U^{n+\frac{1}{2}} - \frac{1}{2} \Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^{n+1,*}}{\partial x} + f V^{n+1} + U^{n+1} \frac{\partial U^{n+1,*}}{\partial x} + V^{n+1} \frac{\partial U^{n+1,*}}{\partial y} \right) \end{array} \right. \quad (2-73)$$

Entre las ecuaciones precedentes los pasos mostrados en las Ec. 2-68 y 2-71 representan cambios explícitos de la velocidad barotrópica de las componentes U y V. Este primer paso fue incluido para reducir la difusión artificial inducida por la representación de las diferencias finitas de los términos no lineares. Las subsiguientes Ec (2-69, 2-70 y 2-62, 2-63, son actualizaciones semi-implicitas. Este algoritmo requiere que los cuatro sistemas lineares sean resueltos para cada paso de tiempo.

2.6.4 Esquema temporal 2D-3D

Introduciendo $G_u(u, v)$ Ec.(2-62) y $G_v(u, v)$ Ec.(2-63) y sus formas integradas en la vertical $\bar{G}_u(u, v)$ Ec.(2-66) y $\bar{G}_v(u, v)$ Ec.(2-67), el esquema de tiempo 2D-3D se escribe de la siguiente manera:

Primer paso

$$\left\{ V^{n+\frac{1}{2},*} = V^n - \frac{1}{2} \Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^n}{\partial y} + \bar{G}_v \left(u^{n-\frac{1}{2}}, v^{n-\frac{1}{2}} \right) \right) \right. \quad (2-74)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \zeta^{n+\frac{1}{2},*} = \zeta^n - \frac{1}{2} \Delta t \left(\frac{\partial h^n U^{n+\frac{1}{2}}}{\partial x} + \frac{\partial h^n V^{n+\frac{1}{2}}}{\partial y} \right) \\ U^{n+\frac{1}{2}} = U^n - \frac{1}{2} \Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^{n+\frac{1}{2},*}}{\partial x} + \bar{G}_u \left(u^n, v^n \right) \right) \\ u^{n+\frac{1}{2}} = u^n - \frac{1}{2} \Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^{n+\frac{1}{2},*}}{\partial x} + \bar{G}_u \left(u^n, v^n \right) \right) \end{array} \right. \quad (2-75)$$

$$\begin{cases} \zeta^{n+\frac{1}{2}*} = \zeta^n - \frac{1}{2}\Delta t \left(\frac{\partial h^n U^{n+\frac{1}{2}*}}{\partial x} + \frac{\partial h^n V^{n+\frac{1}{2}*}}{\partial y} \right) \\ V^{n+\frac{1}{2}} = V^n - \frac{1}{2}\Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^{n+\frac{1}{2}*}}{\partial y} + \bar{G}_v(u^{n+\frac{1}{2}}, v^n) \right) \\ v^{n+\frac{1}{2}} = v^n - \frac{1}{2}\Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^{n+\frac{1}{2}}}{\partial y} + \bar{G}_v(u^{n+\frac{1}{2}}, v^n) \right) \end{cases} \quad (2-76)$$

Para el constituyente T

$$\left\{ h^{n+\frac{1}{2}} T^{n+\frac{1}{2}} = h^n T^n - \frac{1}{2}\Delta t \left(\frac{\partial h^{n+\frac{1}{2}*} u^{n+\frac{1}{2}} T^n}{\partial x} + \frac{\partial h^{n+\frac{1}{2}*} v^{n+\frac{1}{2}} T^n}{\partial y} + \frac{\partial h^{n+\frac{1}{2}*} w^{n+\frac{1}{2}} T^n}{\partial z} \right) \right. \quad (2-77)$$

Segundo paso

$$\left\{ U^{n+1,*} = U^{n+\frac{1}{2}} - \frac{1}{2}\Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^{n+\frac{1}{2}}}{\partial x} + \bar{G}_v(u^n, v^n) \right) \right. \quad (2-78)$$

$$\begin{cases} \zeta^{n+1,*} = \zeta^{n+\frac{1}{2}} - \frac{1}{2}\Delta t \left(\frac{\partial h^{n+\frac{1}{2}} U^{n+1,*}}{\partial x} + \frac{\partial h^{n+\frac{1}{2}} V^{n+1}}{\partial y} \right) \\ V^{n+1} = V^{n+\frac{1}{2}} - \frac{1}{2}\Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^{n+1,*}}{\partial y} + \bar{G}_v(u^{n+\frac{1}{2}}, v^{n+\frac{1}{2}}) \right) \\ v^{n+1} = v^{n+\frac{1}{2}} - \frac{1}{2}\Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^{n+1,*}}{\partial x} + \bar{G}_v(u^{n+\frac{1}{2}}, v^{n+\frac{1}{2}}) \right) \end{cases} \quad (2-79)$$

$$\begin{cases} \zeta^{n+1} = \zeta^{n+\frac{1}{2}} - \frac{1}{2}\Delta t \left(\frac{\partial h^{n+1,*} U^{n+1}}{\partial x} + \frac{\partial h^{n+1,*} V^{n+1}}{\partial y} \right) \\ U^{n+1} = U^{n+\frac{1}{2}} - \frac{1}{2}\Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^{n+1}}{\partial x} + \bar{G}_u(u^{n+\frac{1}{2}}, v^{n+1}) \right) \\ u^{n+1} = v^{n+\frac{1}{2}} - \frac{1}{2}\Delta t \left(g \frac{\partial \zeta^{n+1}}{\partial x} + \bar{G}_u(u^{n+\frac{1}{2}}, v^{n+1}) \right) \end{cases} \quad (2-80)$$

Para el constituyente T

$$\left\{ h^{n+1} T^{n+1} = h^{n+\frac{1}{2}} T^{n+\frac{1}{2}} - \frac{1}{2}\Delta t \left(\frac{\partial h^{n+1,*} u^{n+1} T^{n+\frac{1}{2}}}{\partial x} + \frac{\partial h^{n+1,*} v^{n+1} T^{n+\frac{1}{2}}}{\partial y} + \frac{\partial h^{n+1,*} w^{n+1} T^{n+1}}{\partial z} \right) \right. \quad (2-81)$$

En el primer paso, se omiten las actualizaciones de U^{n+1} y V^{n+1} . Con el fin de bajar el problema difusividad artificial inducida por la representación no lineal términos, el modelo utiliza los términos integrados en la vertical \bar{G}_u, \bar{G}_v , los cuales son calculados en cada paso de tiempo intermedio

Algunas pruebas numéricas demostraron que este método de dos pasos proporciona soluciones precisas (u, v) de acuerdo a las variables integradas en la profundidad (U, V) .

2.7 CONFIGURACIÓN DEL MODELO MARS3D EN LA LAGUNA DE TÉRMINOS

El modelo MARS3D fue configurado para poder modelar la circulación hidrodinámica de la LT. La configuración seleccionada considera la circulación oceánica sobre la plataforma continental utilizando los datos generados por el re-análisis realizado por el Hybrid Coordinate Ocean Model del HYCOM-Consortium en su versión del Navy Coupled Ocean Data Assimilation (NCODA) Global con una resolución zonal y meridional de $1/12^\circ$ ([Kourafalou et al., 2009](#)). El reanálisis considera un forzamiento atmosférico generado por el National Centers for Environmental Prediction (NCEP de la NOAA), en su versión de reanálisis global NCAR. El modelo HYCOM considera el forzamiento atmosférico, además de un proceso de asimilación de la elevación de la superficie del océano (SSH por sus siglas en inglés), así como la temperatura de la superficie del océano (SST por sus siglas en inglés). La información de SST y SSH es asimilada por el modelo por lo que los resultados son obligados a converger en un resultado de mayor similitud a los medidos en la realidad.

La información utilizada del modelo HYCOM-NCODA se presenta en la Tabla 2- 9.

Tabla 2- 9. Características de los datos del reanálisis numérico de la circulación oceánica del GoM.

Variables	Temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) Salinidad (psu) Velocidades zonales y meridionales (ms^{-1}) Flujo descendente de calor en el aire (wm^{-2}) Flujo de agua en el océano ($\text{kg/m}^2/\text{s}$) Tendencia de la temperatura en la superficie (C día^{-1}) Tendencia de salinidad en la superficie (psu día^{-1}) Elevación de la superficie del océano(m)
-----------	----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

	Definición de la temperatura y del espesor de la capa de mezcla ($\Delta 0.20^{\circ}\text{C}$ y $\Delta 0.03 \text{ kg m}^{-3}$)
Resolución	
Zonal	0.08° ($1/12^{\circ}$) ~ 9.0 km en la latitud del GoM
Meridional	0.08° ($1/12^{\circ}$) ~ 9.0 km en la latitud del GoM
Vertical	30 capas de las cuales las primeras son 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200 y de allí al fondo marino.
Temporal	24 h
Periodo	01 Oct 2009 al 01 Feb 2011

La información de HYCOM – NCODA (<https://hycom.org/data/globa0pt08/expt-91pt1>) fue extraída considerando una malla lo suficientemente grande para que pudiera ser utilizada como condiciones de frontera del modelo MARS3D. Las coordenadas extremas de la malla extraída son:

2.7.1 Marea Astronómica

Debido a la resolución temporal del modelo HYCOM-NCODA de 24 h no resulta posible el considerar la variación del nivel del mar por marea astronómica. Para resolver lo anterior se propuso la utilización de un modelo global de marea astronómica calibrado con información de altimetría. El modelo seleccionado fue la de TPX0.7 Global Inverse barotropic model of ocean Tides de la NASA ([Egbert and Erofeeva, 2002](#)). El modelo tiene una resolución de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ zonal y meridional. El modelo permite la extracción de la amplitud y la fase de la elevación de la superficie del mar de ocho componentes armónicas principales (M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , K_1 , O_1 , P_1 , Q_1), cuatro diurnas y cuatro semidiurnas.

2.7.2 Configuración de Mallas

Se configuraron dos mallas en modo dinámico, lo cual quiere decir que para cada paso de tiempo, se resuelven las condiciones en la malla maestra, se generan las condiciones de frontera para la malla fina, se resuelve la malla fina, se generan las condiciones de frontera para la malla maestra y se procede a recalcular. A continuación en la Tabla 2- 10 se presentan las características y configuraciones de las mallas:

Tabla 2- 10. Características de las mallas anidadas del MARS3D.

MALLA 1		MALLA 2	
Lon= 93° 13' 58.8" O	Lat= 19° 10' 1.2" N	Lon= 92° 08' 16.4" O	Lat= 18° 58' 0.8" N
Lon= 90° 54' 36.0" O	Lat= 18° 20' 45.6" N	Lon= 91° 10' 49.1" O	Lat= 18° 24' 33.5" N
NX = 305	NY = 101	NX = 378	NY = 207
Dx = 0.0081° ~(900 m)		Dx = 0.0027° ~(300.3 m)	
Dy = 0.0076° ~(888 m)		Dy = 0.0025° ~(296.1 m)	
Resolución vertical: 20 capas		Resolución vertical: 20 capas	
CONDICIONES DE FRONTERA			
Superficial: WRF Malla 2		Superficial: WRF Malla 3	
Lateral: HYCOM + TPX0.7		Lateral: MARS3D Malla 1	
Descargas: Ninguna		Descargas: Ríos CONAGUA	

La Figura 2- 12 muestra la ubicación del conjunto de mallas anidadas propuestas para el proyecto de la LT. La información batimétrica utilizada ya fue previamente descrita. El periodo modelado inicia el 01 de Octubre del 2009 y concluye el 01 de Diciembre 2010. Los primeros 3 meses de la modelación se utilizaron como proceso de calentamiento (spin up) del modelo, este proceso se validó utilizando la información hidrométrica CTD (temperatura, salinidad) medidas en los meses modelados.

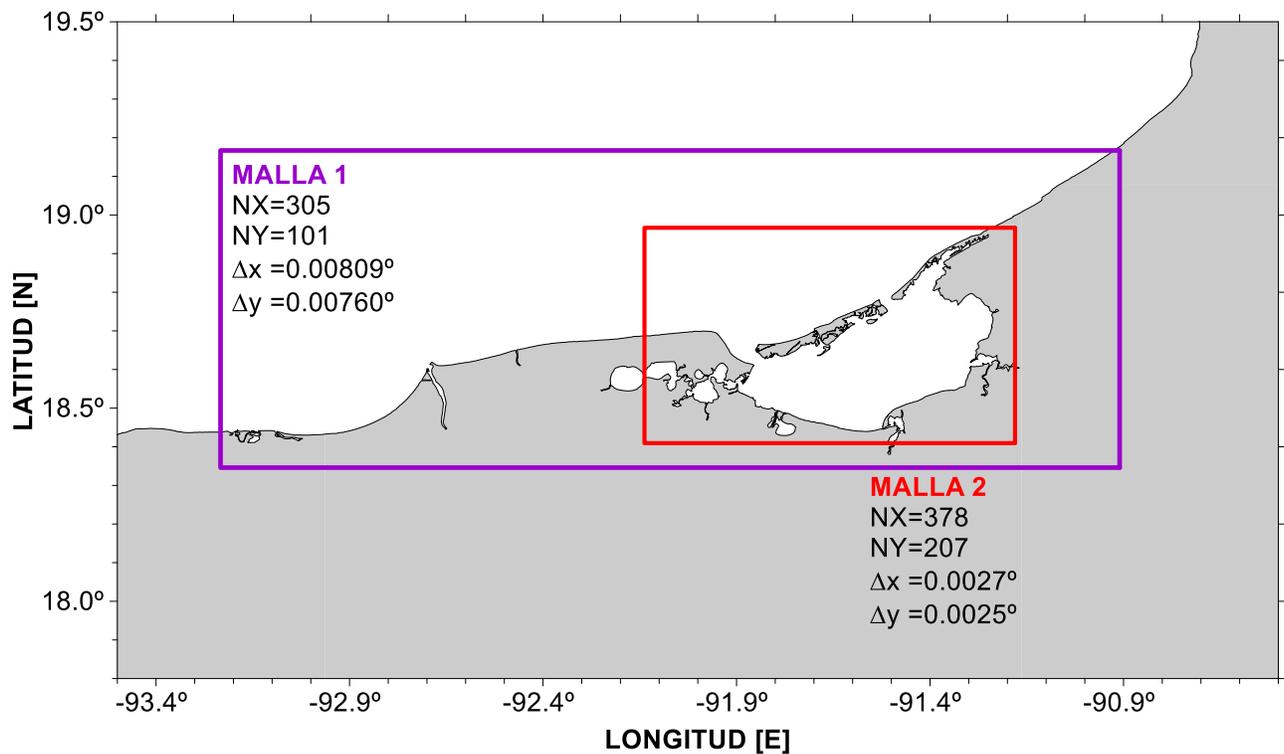


Figura 2- 12. Ubicación y características espaciales de los dominios de las mallas 1 y 2 del MARS3D.

El dominio 1, utiliza en la frontera superior la información generada con el modelo WRF en su segundo dominio. La información utilizada son las componentes de celeridad del viento zonal y meridional a 10 m sobre el nivel del suelo, la presión atmosférica, la radiación descendiente (short wave heat flux), ascendente (infra-red flux long wave heat), humedad relativa, temperatura del aire cobertura de nubes y la precipitación.

Cómo condiciones de fronteras laterales el primer dominio interpola a la profundidad de sus capas la salinidad, temperatura, así como las velocidades meridionales y zonales obtenidas del modelo de pronóstico oceanográfico HYCOM. En la interface océano atmósfera el modelo utiliza la información de nivel del mar ζ del modelo HYCOM. Sin embargo la información de elevación de superficie también considera la variación del nivel del mar por marea astronómica obtenida de la base de datos TPX0.7 (previamente descritas), dicha información no es considerada en el modelo HYCOM pues la salida temporal del modelo es de 24 horas.

2.8 EQUIPO DE CÓMPUTO DE ALTO RENDIMIENTO (HPC)

Ambos modelos numéricos previamente descritos, para su ejecución requieren de una cantidad considerable de recursos de cómputo. Ambos modelos fueron concebidos en una arquitectura de programación paralelizada, esto permite que las grandes matrices numéricas a resolver, puedan ser divididas y resueltas simultáneamente en un enjambre de procesadores numéricos, los cuales intercambian la información de las fronteras numéricas de la fracción de matriz que están resolviendo. Ambos modelos fueron desarrollados en el lenguaje Fortran y ambos fueron desarrollados para ser compilados con las herramientas Message Passing Interface (MPI). Para realizar los cálculos se utilizó un Cluster con 120 unidades de procesamiento (cores), con un total de 240 GB RAM, una capacidad de almacenamiento paralelizada (NAS) de 10 TB. El posprocesamiento se realizó en un par de estaciones de trabajo (WS), con 8 cores, 16 Gb RAM, 2 Tb de disco duro.

CAPÍTULO 3 INFORMACIÓN MEDIDA

Siguiendo la misma filosofía que en el capítulo anterior el análisis de la información medida y modelada iniciará de atmósfera hacia el océano, comenzando entonces con el análisis de la información meteorológica. Posteriormente se presentarán el análisis de la información medida en las estaciones hidrométricas, así como en la red oceanográfica.

3.1. Análisis de mediciones de variables meteorológicas

En el estudio se consideraron siete estaciones meteorológicas las cuales se muestran en la Figura 3-1. Las características de los periodos de muestreo ya fueron presentadas en la Tabla 2-2. La motivación para considerar las estaciones no solo locales si no aledañas, fue con la intención de poder calibrar las diferentes salidas del anidamiento del modelo atmosférico WRF, así como conocer algunas características climáticas de la región.

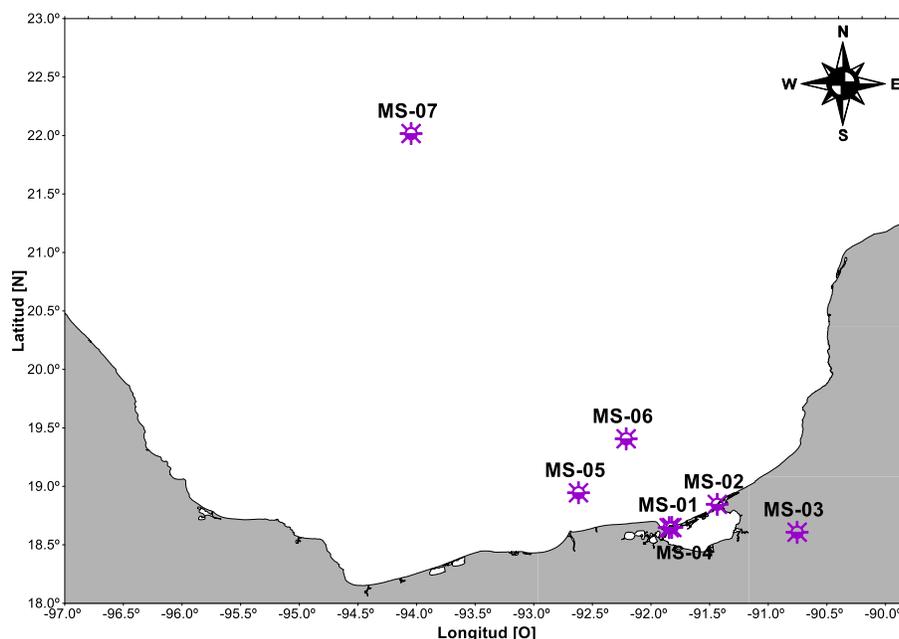


Figura 3- 1. Ubicación de las 7 estaciones meteorológicas consideradas en el estudio.

En general las siete estaciones meteorológicas realizaron mediciones de las siguientes variables: velocidad y dirección del viento, presión atmosférica, temperatura del aire, humedad relativa, algunas de ellas sin embargo realizaron mediciones de la radiación o de

la visibilidad. Las plataformas marinas MS-05, 06 y 07, no realizaron mediciones de precipitación.

La información meteorológica fue analizada con el objeto de conocer su variabilidad a diferentes escalas de tiempo, desde diurna, estacional, anual y multianual. Lo anterior considerando que en el 2010 la región de la LT fue afectada por la trayectoria de 3 ciclones tropicales, varios nortes, incluyendo un par de eventos severos como el del 23 de febrero, una sequía notable a partir del mes de marzo. La Figura 3- 2 muestra las trayectorias e intensidades de los ciclones tropicales los cuales tuvieron influencia sobre la laguna en el periodo de monitoreo.

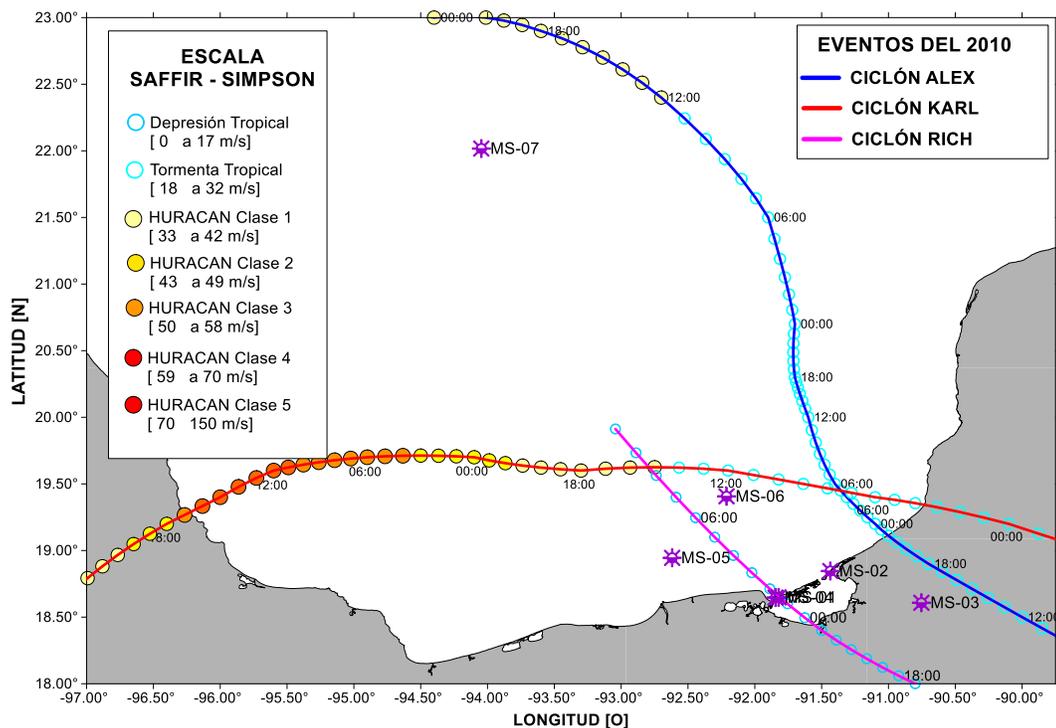


Figura 3- 2. Trayectorias de los 3 ciclones tropicales que tuvieron influencia sobre la LT en el 2010. Se muestran la posición de las estaciones meteorológicas en la región.

A continuación se describen los resultados obtenidos, iniciando con el análisis climatológico realizado a la estación MS-01 (Cd. del Carmen, Campeche), posteriormente se muestra el análisis mensual a diferentes estaciones y finalmente se presenta la variabilidad diurna de los parámetros medidos.

3.1.1 Análisis Climatológico.

La estación MS-01 es una Estación Meteorológica Automática (EMA) de CONAGUA. La estación cuenta con un registro a partir de abril del 2000 a diciembre del 2014, aun cuando tiene varios meses fuera de servicio, la estación permite realizar un estudio climatológico de la zona con sus 15 años de registro. Utilizando los datos climatológicos de las variables medidas se pudieron calcular las anomalías del año 2010. El análisis anterior tiene como objetivo evaluar los efectos de la oscilación del sur ó el niño - (ENSO por sus siglas en inglés) sobre la región. El índice del ENSO registro en el 2009 un pico positivo (Niño) a finales del año y cambia a un pico negativo (Niña), la cual tiene su pico a finales del 2010. La Figura 3- 3 muestra la oscilación del ENSO desde 1990 al 2015 con la información obtenida de la página: (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml>).

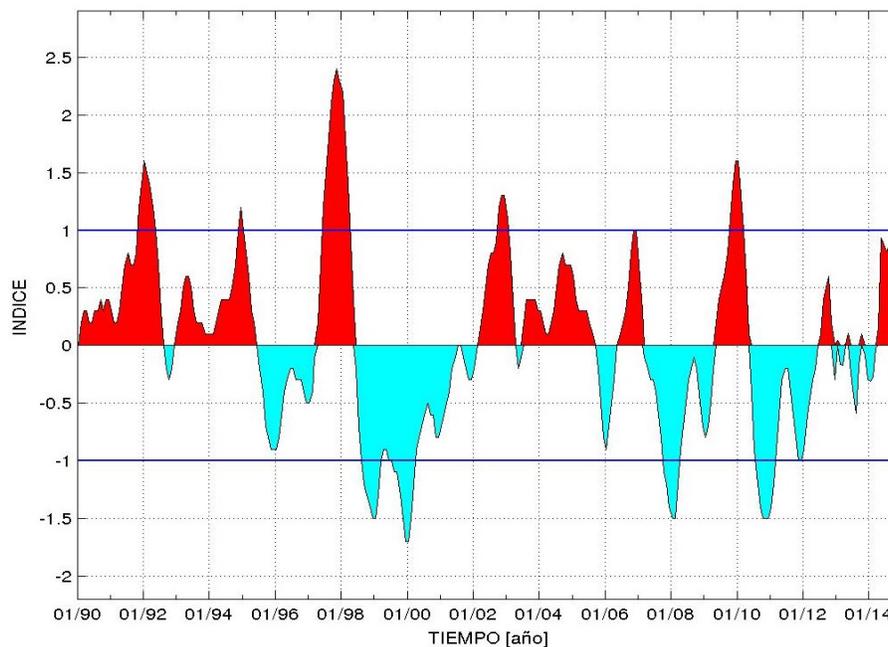


Figura 3- 3. Índice ENSO en el período 1990 a 2015. Se pueden observar los eventos extremos del NIÑO en 1992, 1998 2003 y 2010. Eventos positivos (rojo), negativos la NIÑA en cían.

Con el objeto de cuantificar los efectos del Niño y la Niña medianamente intensos que tuvieron ocurrencia en el 2009 – 2011, que fue el periodo en el que se realizaron las mediciones, se generaron las siguientes gráficas de las variables medidas en la MS-01:

3.1.2 Temperatura

La Figura 3- 4 presenta el análisis de la anomalía de la temperatura atmosférica la cual muestra que en los meses de enero, febrero y diciembre del 2010 se registraron anomalías negativas mayores a dos veces la desviación estándar, en el caso de enero y diciembre la anomalía negativa fue mayor a tres desviaciones, siendo estos probables eventos históricos de bajas temperaturas en la zona. Los meses de mayo y junio muestran una anomalía positiva que en el caso de mayo es dos veces mayor que la desviación estándar lo cual lo convierte en una temporada de estiaje muy cálida.

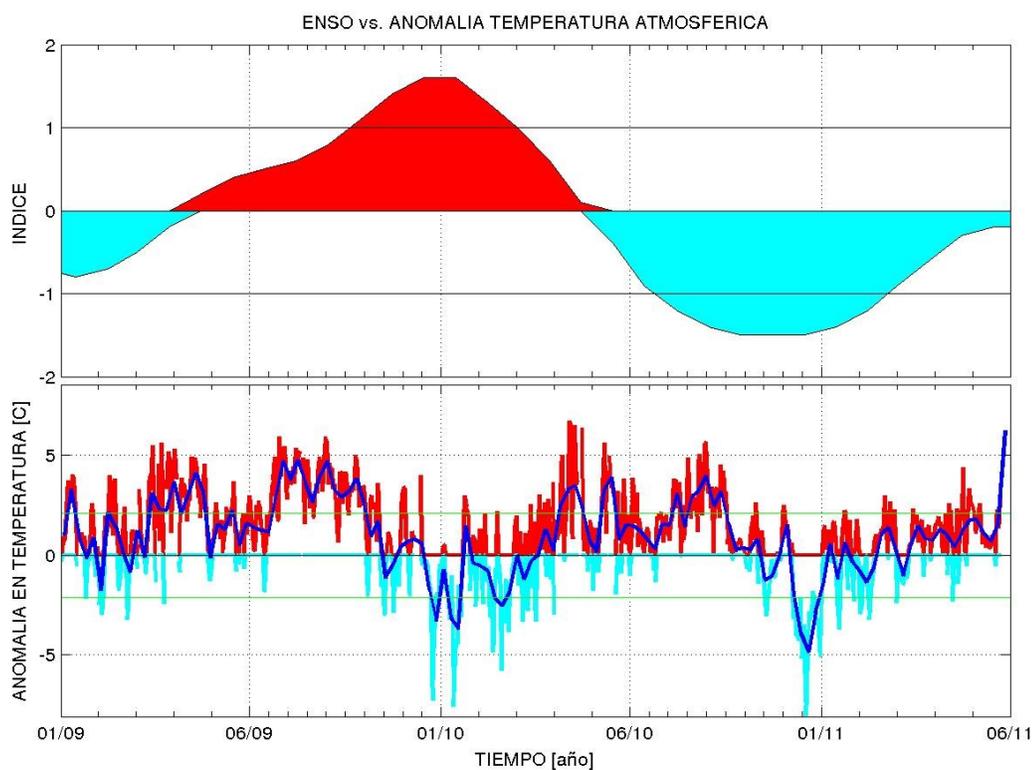


Figura 3- 4. a) Índice ENSO mostrando el Niño del 2009 -2010 y la Niña del 2010 - 2011. b) Anomalía de temperatura atmosférica diaria (rojo-positiva /cian-negativa), semanal (azul) y desviación estándar (verde).

La Figura 3- 5 muestra el año climatológico de la temperatura atmosférica (rojo), los valores medidos en el 2010 (azul), el ajuste al año climatológico (magenta), y algunos eventos atmosféricos singulares del 2010 como lo son un norte muy severo registrado el 23 de febrero y tres trayectorias de ciclones tropicales que pasaron a menos de 150 km de la laguna (un evento paso sobre la laguna el ciclón Richard). Para todas las variables

meteorológicas analizadas se presentan los parámetros de ajuste de un polígono de tercer grado, considerando los datos del año climatológico en la Tabla 3-1.

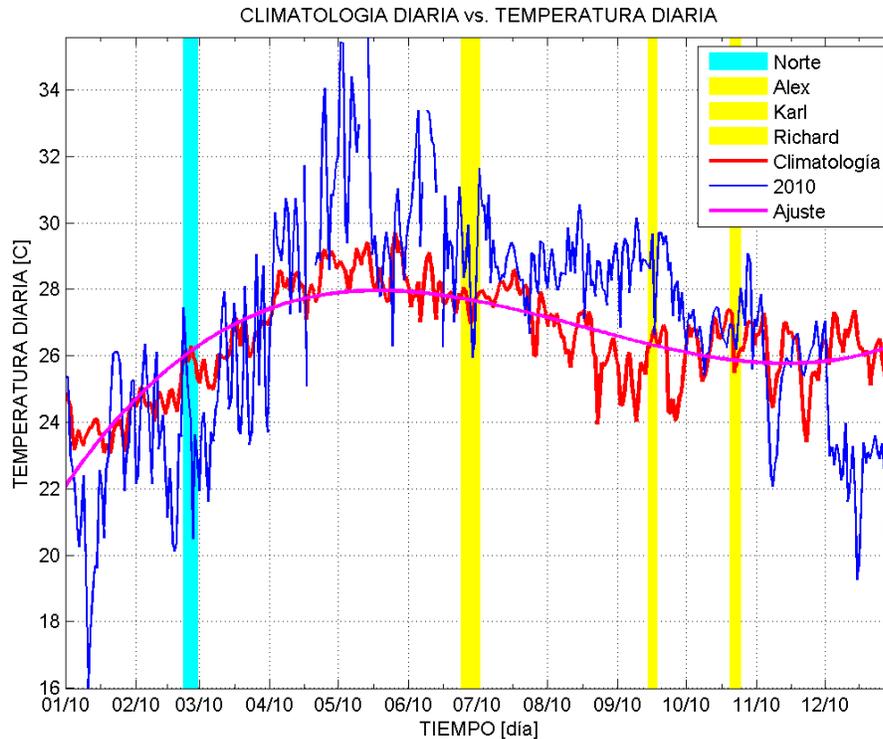


Figura 3- 5. Climatología de la temperatura atmosférica (rojo), datos medidos en el 2010 (azul), ajuste al año climatológico (magenta), eventos atmosféricos severos que tuvieron ocurrencia en el 2010.

El ciclo anual muestra máximos en los meses de abril – julio, un descenso en los meses de agosto a octubre durante la época de lluvias y las mínimas en los meses de noviembre – marzo. Sin embargo el 2010 presenta una época de lluvias particularmente cálido.

Utilizando la metodología previamente descrita se obtuvieron las anomalías de humedad relativa, radiación descendente, precipitación y presión atmosférica, las cuales a continuación se presentan.

3.1.3 Radiación solar descendente

El año climatológico de radiación solar descendente muestra en los meses de marzo a junio sus mayores valores, sin embargo en el 2010 podemos observar una anomalía positiva incluso dos veces mayor a la desviación estándar, lo cual se ve reflejado en las altas temperaturas de la Figura 3- 6. La anomalía de radiación positiva está directamente ligada a una ausencia de nubosidad.

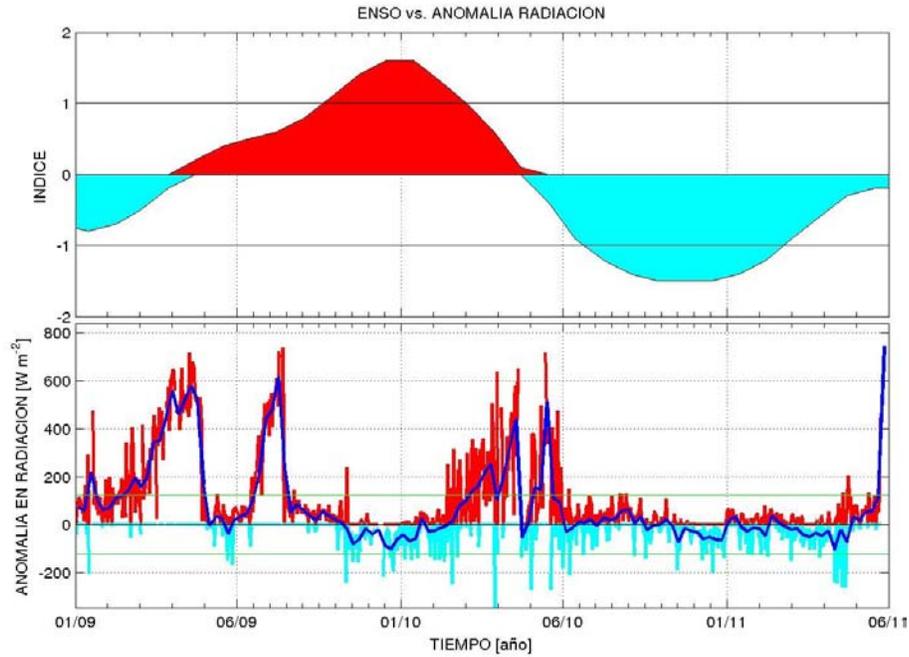


Figura 3- 6. a) Índice de la anomalía ENSO. b) Anomalía de radiación solar descendente diaria (rojo/cían), semanal (azul), desviación estándar (verde).

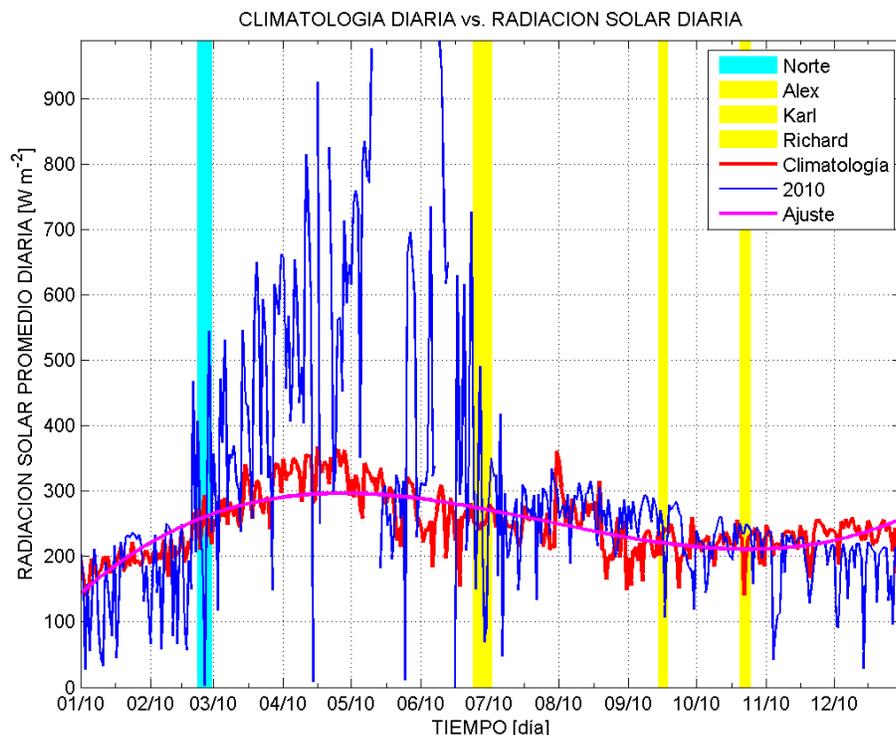


Figura 3- 7. Climatología de la radiación descendente (rojo), datos medidos en el 2010 (azul), ajuste al año climatológico (magenta), así como eventos atmosféricos severos que tuvieron ocurrencia en el 2010.

La Figura 3- 7 muestra la anomalía de radiación solar en los meses de abril a julio durante la ocurrencia del NIÑO del 2010, a continuación veremos el análisis climatológico de la humedad relativa y la anomalía observada en el 2010.

3.1.4 Humedad relativa

La Figura 3- 8 muestra la oscilación del niño y la anomalía de la humedad relativa, aun cuando no se observa una correlación evidente, en los meses de abril, mayo del 2010 cuando se registró el cambio de fase de Niño a Niña, la estación meteorológica MS-01 presenta una anomalía negativa. Dicha anomalía coincide con las anomalías positivas de temperatura y radiación solar.

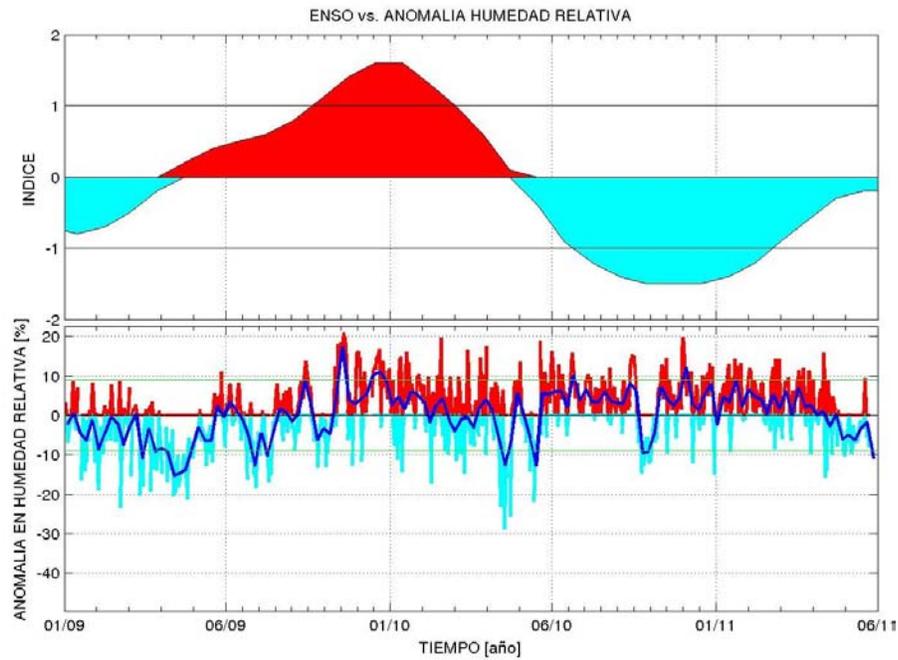


Figura 3- 8. a) Índice de la anomalía ENSO. b) Anomalía de humedad relativa diaria (rojo), semanal (azul), desviación estándar (verde).

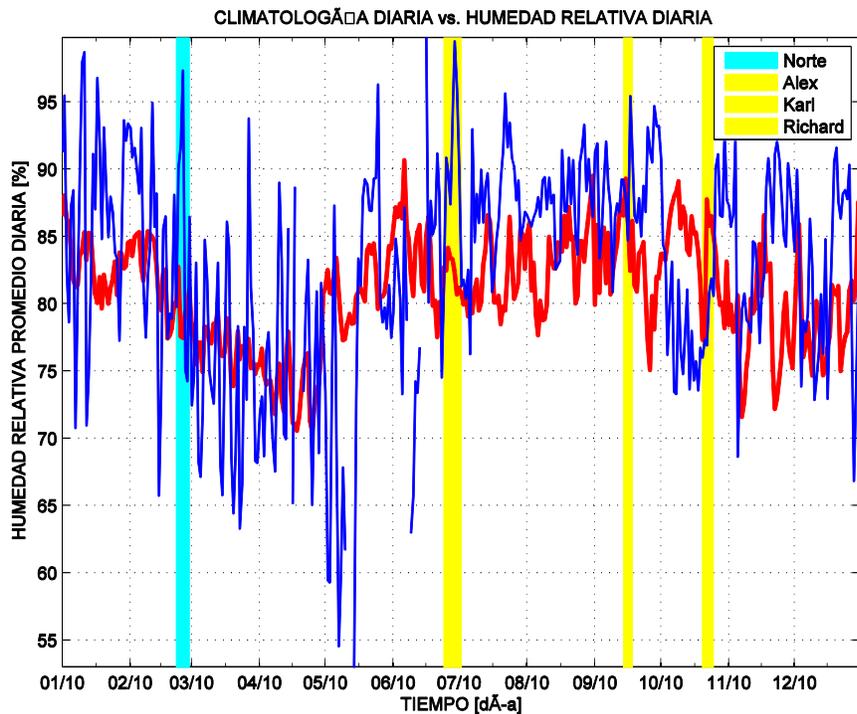


Figura 3- 9. Climatología de la humedad relativa (rojo), datos medidos en el 2010 (azul), ajuste al año climatológico (magenta), así como eventos atmosféricos severos que tuvieron ocurrencia en el 2010.

Los gráficos muestran la oscilación anual de la humedad relativa, así como las anomalías detectadas en el período en estudio, particularmente la severa anomalía negativa de Abril a Junio, las cuales coinciden con las de la radiación solar y la temperatura atmosférica en las mismas fechas.

3.1.5 Precipitación

El análisis climatológico de la precipitación (Figura 3- 10), no muestra grandes anomalías en el primer semestre, sin embargo en la segunda mitad del 2010 se presentan algunos eventos de lluvia severa, las cuales están principalmente relacionadas a la ocurrencia de los ciclones tropicales que tuvieron influencia sobre la región, como se muestra en la Figura 3-11.

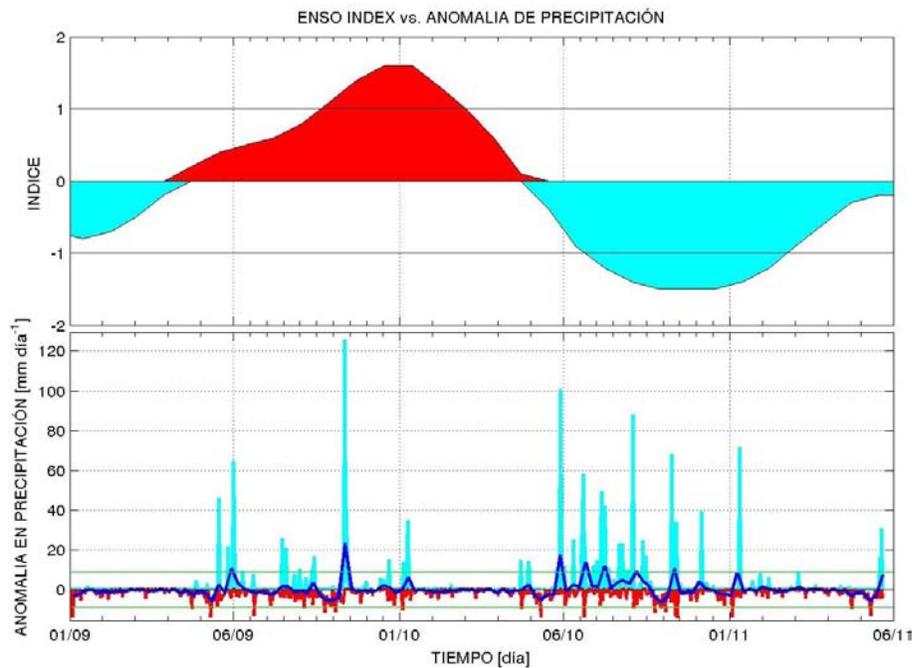


Figura 3- 10. a) Índice de la anomalía ENSO. b) Anomalía de precipitación diaria (cian/rojo), semanal (azul marino), desviación estándar (verde).

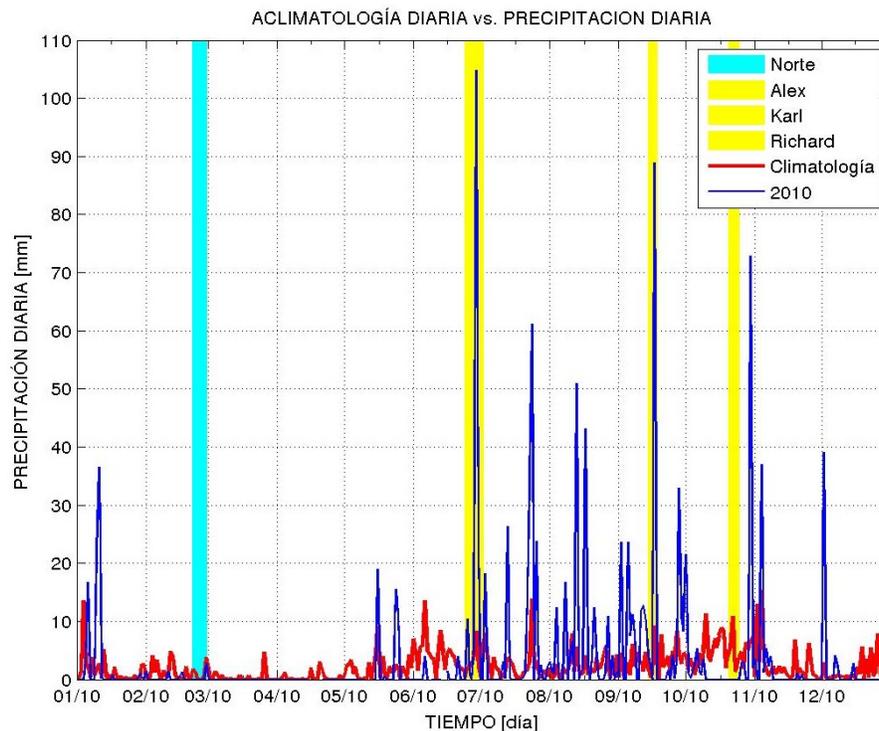


Figura 3- 11. Climatología de la precipitación (rojo), datos medidos en el 2010 (azul), ajuste (magenta), así como eventos atmosféricos severos que tuvieron ocurrencia en el 2010.

La precipitación muestra una anomalía positiva, sin embargo los picos tienen ocurrencia en las fechas de eventos extremos como los ciclones tropicales que afectaron la región y otros eventos ligados a eventos tropicales, con lo que podríamos concluir que el inicio de la Niña no es clara su influencia en la precipitación sobre la laguna. Lo que si podemos apreciar es la claridad de la temporada de lluvias (de junio a octubre) y de secas (diciembre a mayo).

3.1.6 Presión atmosférica.

La presión atmosférica en el 2010 presenta varias anomalías negativas en enero - marzo, así como en julio – septiembre. En enero hay una anomalía positiva de casi 9 días, la cual coincide con la ocurrencia del evento de baja temperatura en las mismas fechas, por otro lado la anomalía de presión, igual que para la precipitación, la humedad relativa y la

precipitación, se puede observar el efecto de los ciclones tropicales que tuvieron ocurrencia en las cercanías de la LT.

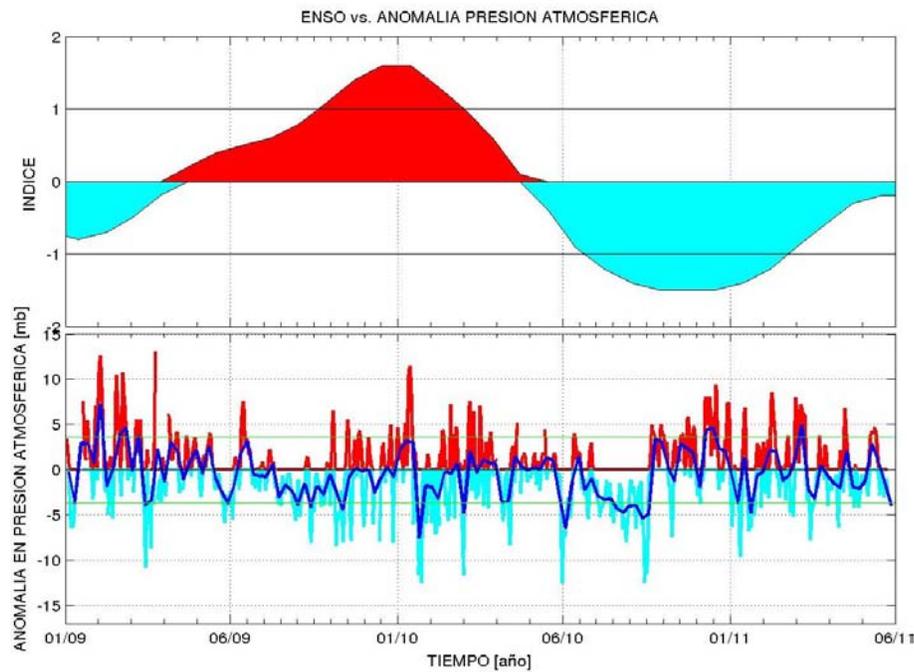


Figura 3- 12. a) Índice de la anomalía ENSO. b) Anomalia de presión diaria (cian/rojo), semanal (azul marino), desviación estándar (verde).

La Figura 3- 12 muestra la climatología diaria y semanal de la presión atmosférica, en el gráfico se pueden observar la ocurrencia de los 3 ciclones tropicales (bajas presiones) que afectaron la laguna en el 2010, así como los picos de alta presión de enero y diciembre del 2010, que muestran la ocurrencia de nortes.

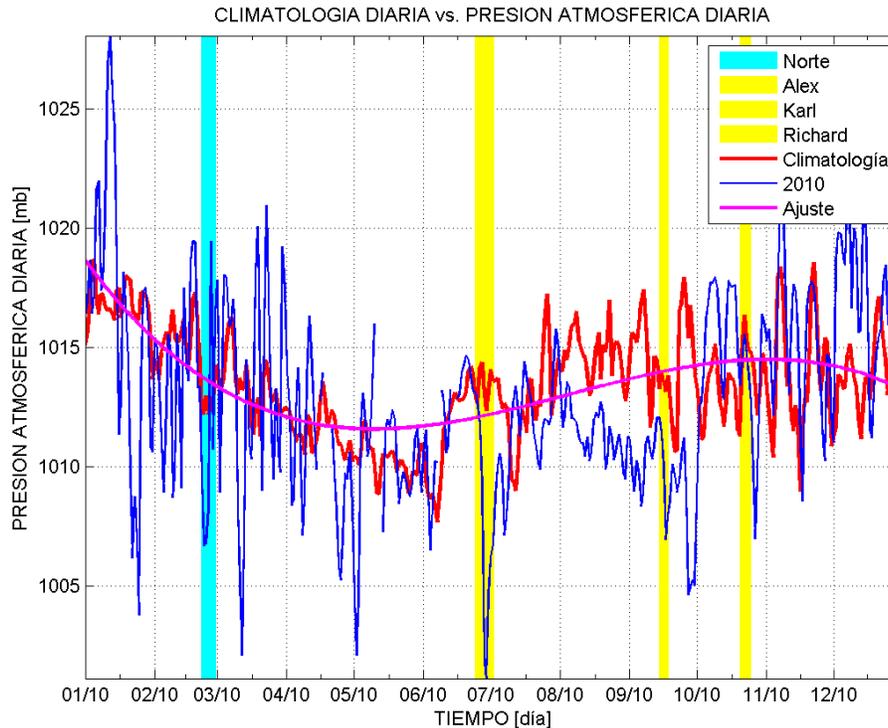


Figura 3- 13. Climatología de la presión atmosférica (rojo), datos medidos en el 2010 (azul), tendencia (magenta), así como eventos atmosféricos severos que tuvieron ocurrencia en el 2010.

La Tabla 3- 1 presenta los parámetros a, b, c y d del polígono de cuarto grado que fue ajustado al año climatológico de cada parámetro. Las ecuaciones de los polígonos son:

$$p = ax^4 + bx^3 + cx^2 + dx + e$$

Tabla 3- 1. Variables del Polígono de 4o grado ajustado a las climatologías de los diferentes parámetros.

Parámetro	a	b	c	d	e
Temperatura [C]	7.64E-07	-1.683	1235929.32	-3.02542E+11	7.64E-07
Humedad Relativa [%]	-2.30E-06	5.071	-3723516.80	9.11413E+11	-2.30E-06
Presión Atmosférica [mb]	-1.08E-06	2.385	-1751382.77	4.28713E+11	-1.08E-06
Precipitación [mm]	-7.67E-07	1.689	-1240037.87	3.03522E+11	-7.67E-07
Radiación solar [W m ⁻²]	2.96E-05	-65.136	47832532.73	-1.17085E+13	2.96E-05

3.1.7 Velocidad y dirección del viento

La velocidad y dirección del viento se analizó de manera diferente, para lo cual se obtuvo la rosa de vientos por mes climatológico considerando los 15 años y luego la rosa de viento mensual solo para el 2010. A continuación solo se presenta un resumen de los meses, para mayor información consulte el Apéndice I. La estación meteorológica automática de CONAGUA, fue colocado en las cercanías de una gran estructura, por lo mismo las rosas de vientos presentan sistemáticamente direcciones nulificadas, el mismo efecto se observa en casi todas las estaciones meteorológicas analizadas.

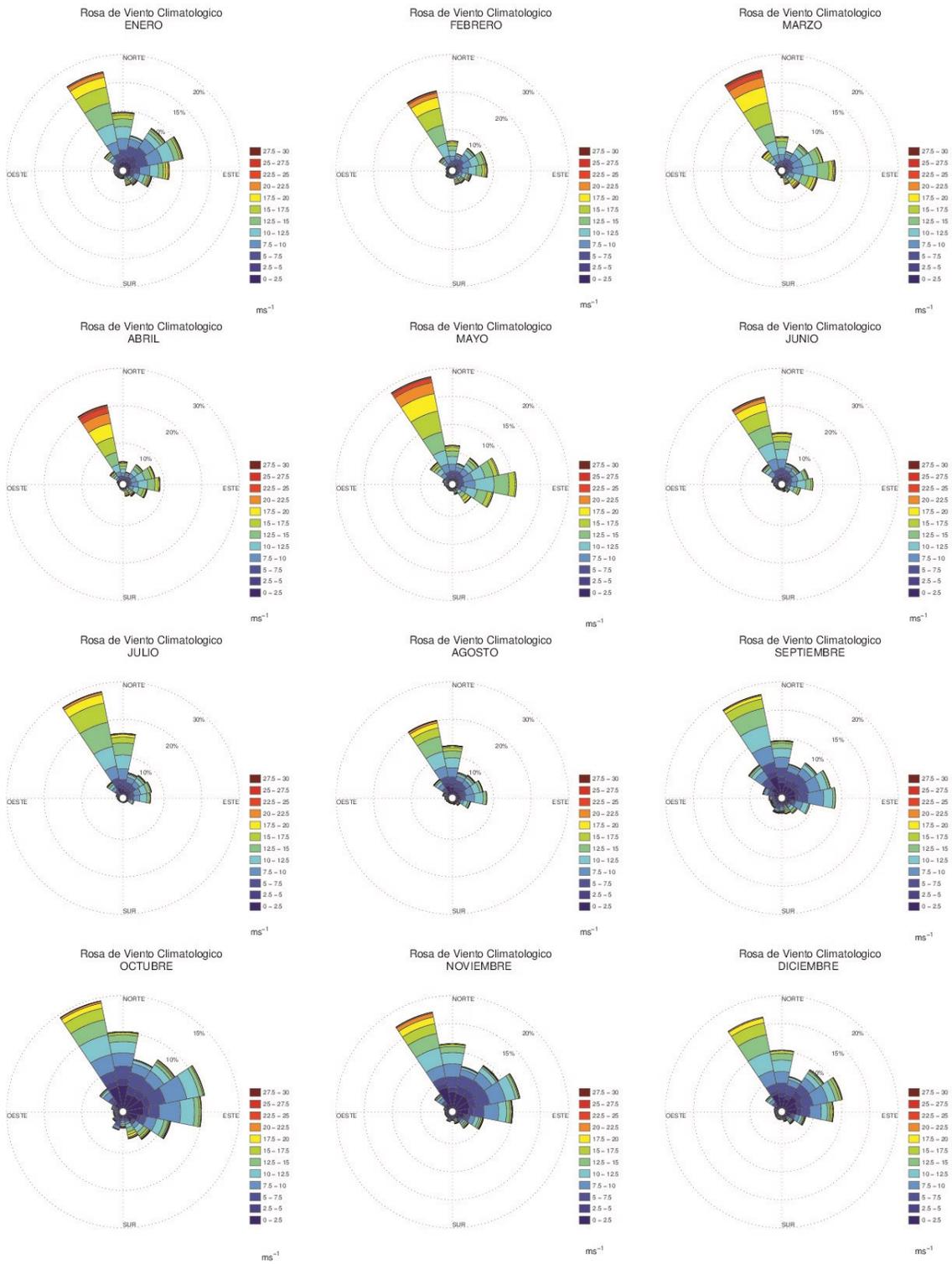


Figura 3- 14. Rosa de vientos climatológicos para la estación de MS-01.

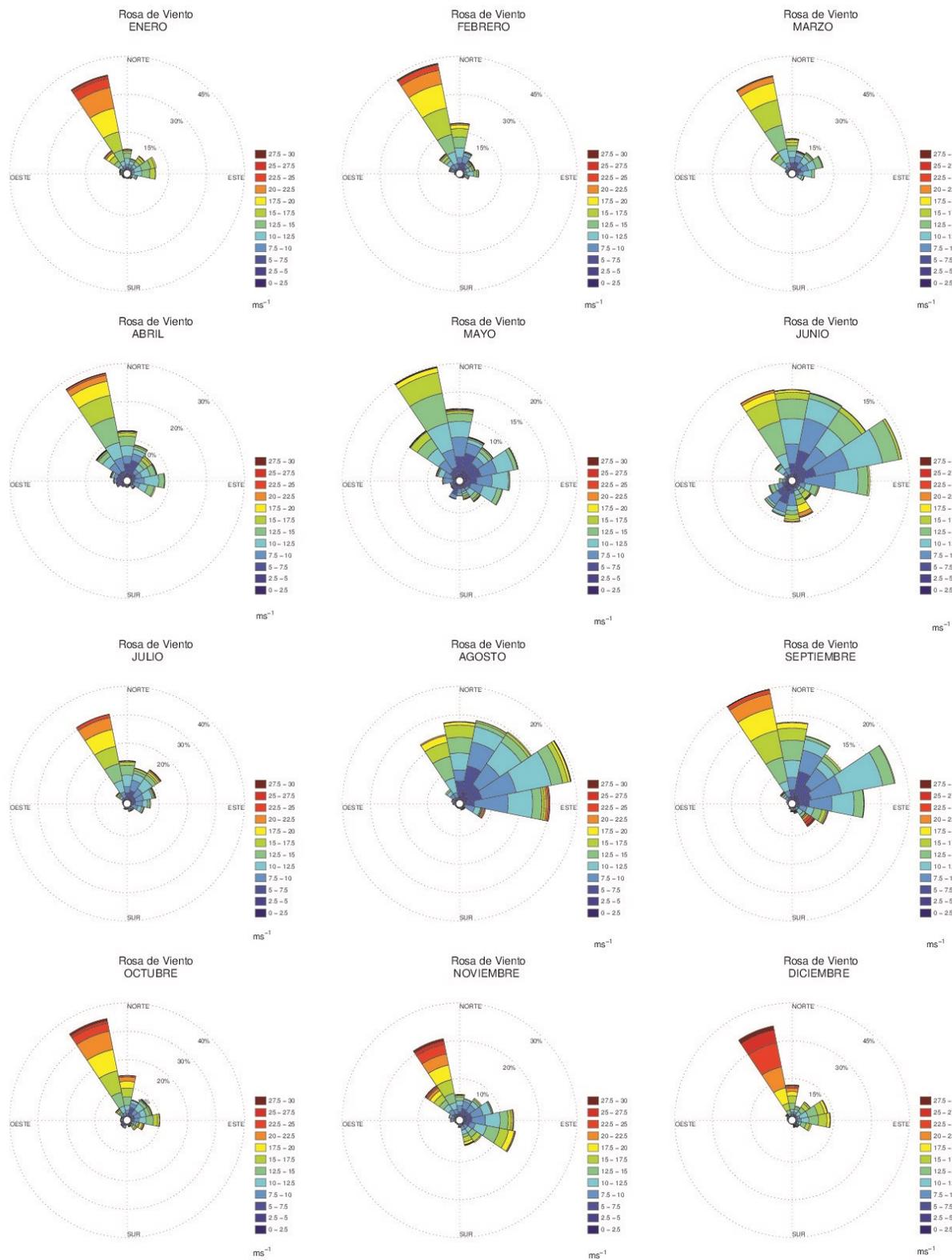


Figura 3- 15. Rosas de viento mensuales del 2010, estación meteorológica MS-01.

Las rosas de vientos muestran la importancia del viento del norte noroeste y del norte (lado del mar), en la dinámica de la región. En general los meses de octubre a marzo los vientos dominantes son del norte, noroeste. De abril a agosto, el viento tiene mayor dispersión, donde el viento del noreste tiene mayor influencia, en general los vientos son de menor intensidad.

3.1.8 Comparación de anomalías

Para finalizar el análisis climatológico de la estación de Cd. Del Carmen (MS-01), comparamos las anomalías de las variables en el 2010, podemos explicar un poco mejor lo que ocurrió atmosféricamente en ese periodo.

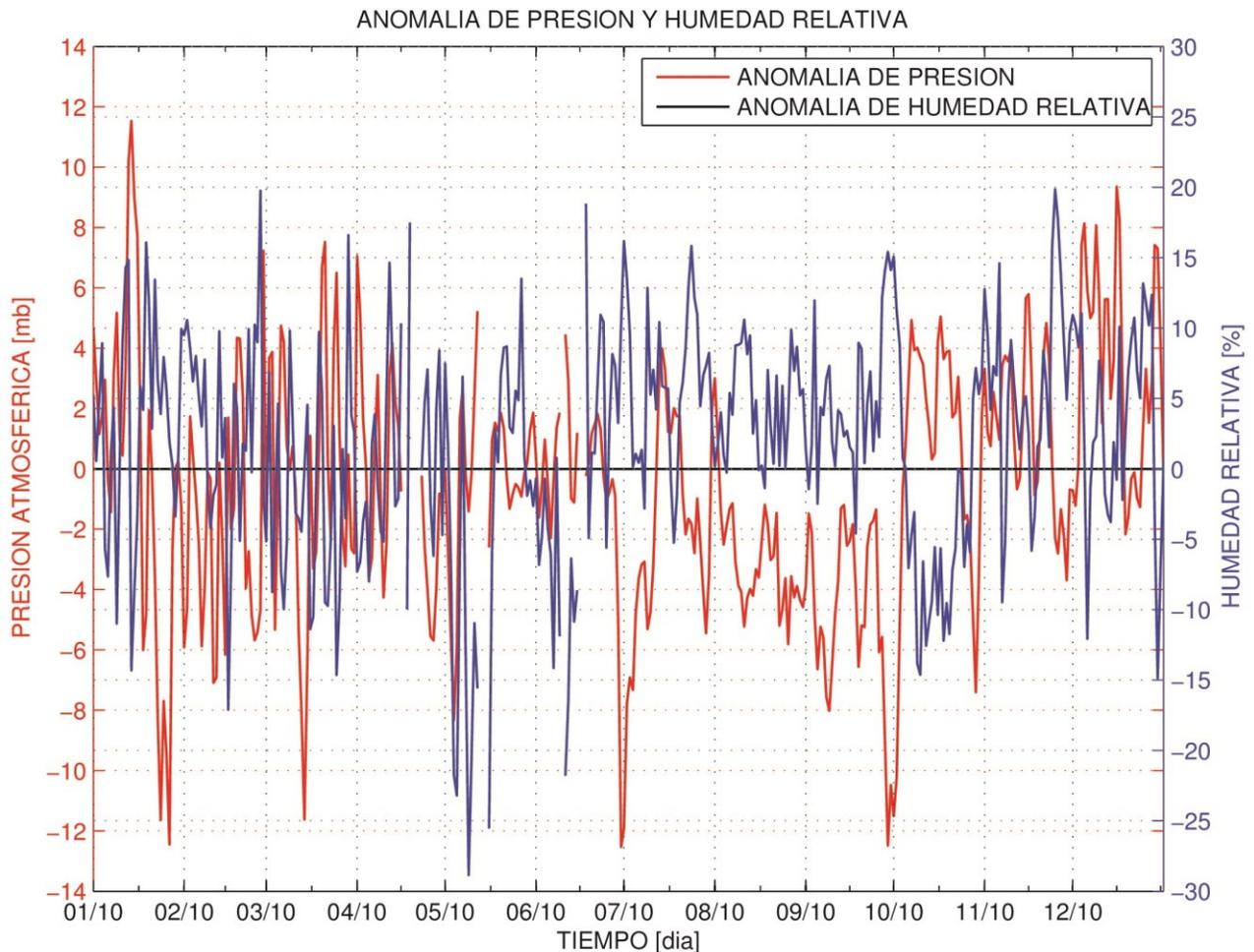


Figura 3- 16. Comparación de las anomalías en la presión atmosférica (rojo) y la humedad relativa (azul) en el 2010.

La Figura 3- 16 muestra primero que el evento de alta presión que generó en el 2010 un mínimo histórico de temperatura, no genero una anomalía negativa de humedad demasiado significativa, para el evento de baja presión relacionado a una baja presión en el Golfo de Tehuantepec, no genero una anomalía positiva severa en la humedad relativa. Las anomalías relacionadas a eventos tropicales severos, muestran un comportamiento típico de anomalía negativa en la presión y anomalía positiva en la humedad relativa.

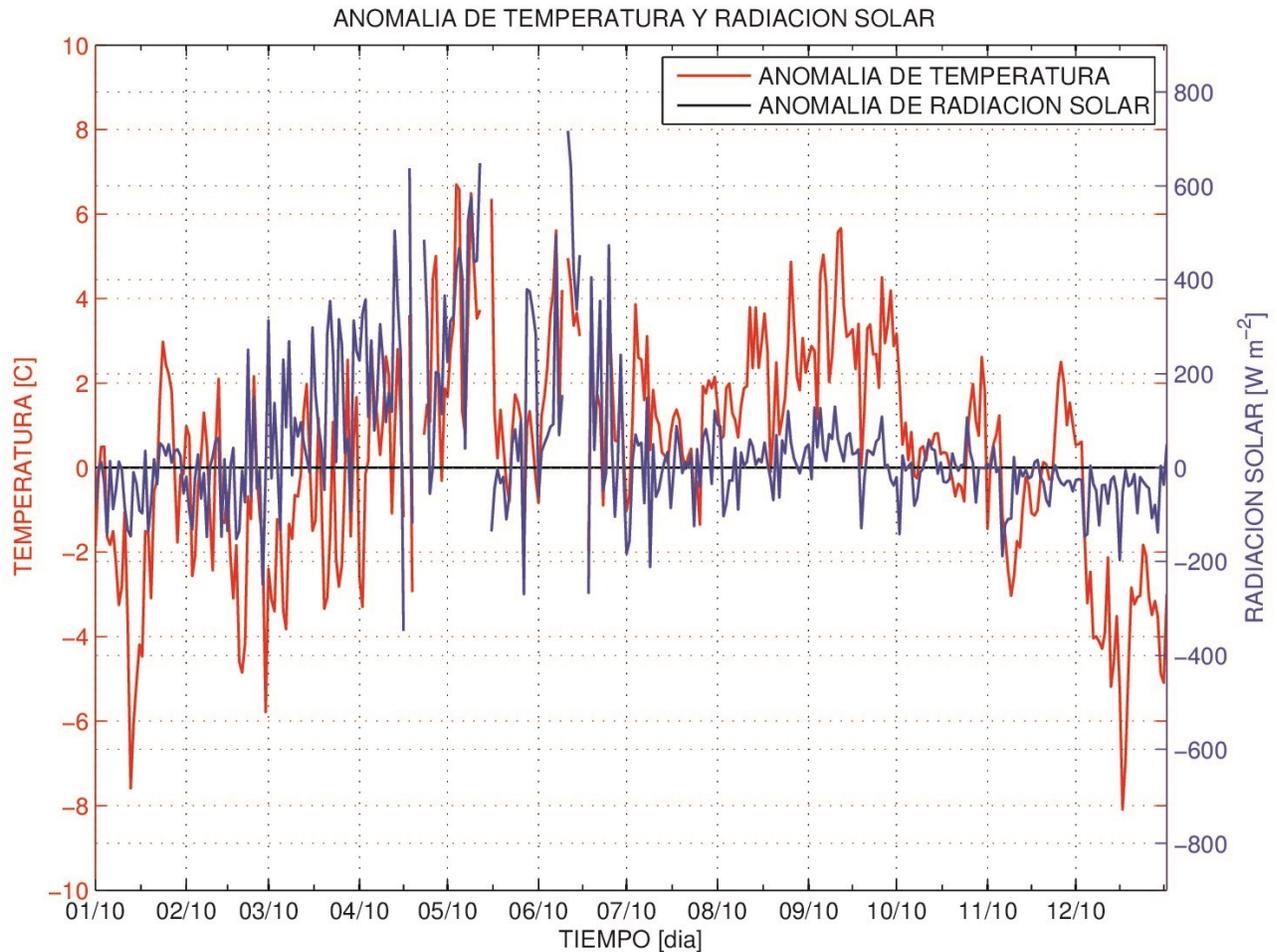


Figura 3- 17. Comparación de las anomalías en la temperatura atmosférica (rojo) y la radiación descendente (azul) en el 2010.

De la comparación de las anomalías de temperatura vs. radiación solar, el caso interesante es la anomalía de los meses de abril-junio con altas temperaturas y muy alta radiación (baja cobertura nubosa). En general la época de estiaje es de marzo a junio, en este año por los valores mostrados en las Figura 3- 17, Figura 3- 17 y Figura 3- 18 muestran que algunos valores alcanzaron valores extremos, la anomalía negativa de

humedad relativa y alta temperatura implica que la región debió presentar un sistema de vientos relativamente constantes que removieron la evaporación de la zona.

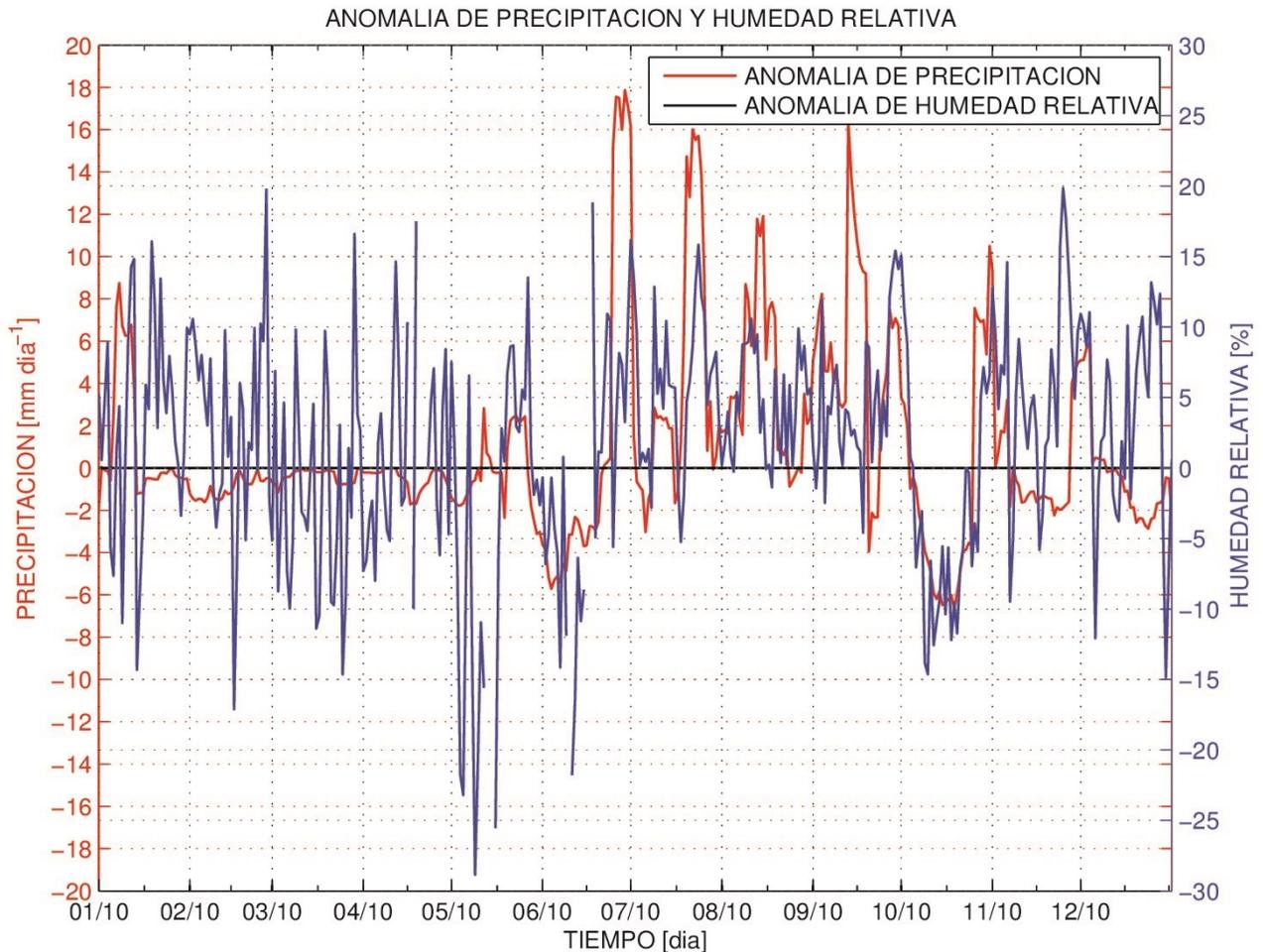


Figura 3- 18. Comparación de las anomalías en la precipitación (rojo) y la humedad relativa (azul) en el 2010.

De la comparación en las anomalías de las variables, podemos observar cuatro singularidades, la primera los descensos en las temperaturas en enero y diciembre fueron significativos, por otro lado en los meses de mayo y junio se alcanzaron mínimos en la humedad relativa y en la precipitación de mayo y octubre. Por otra parte el mes de octubre presento una anomalía de baja humedad, precipitación y alta presión, lo anterior se debió a la interacción de un sistema de alta presión que se desplazó por el norte del Golfo de México, un sistema de baja presión en la región del Golfo de Tehuantepec y un par de ciclones tropicales en la zona del Caribe.

3.1.9 Ciclos diarios de brisa en la zona de LT

En las regiones costeras, la superficie de la tierra se calienta y se enfría más rápidamente que el océano en respuesta al calentamiento solar durante el día. El ciclo diario que resulta de las diferencias entre la temperatura del aire-mar impulsa un viento hacia la costa y hacia el mar en la noche. Estos patrones de viento son conocidos como la brisa de mar y brisa de tierra, respectivamente. Dichos procesos tienen implicaciones importantes para la meteorología costera, la calidad del aire ligada a la dispersión de contaminantes en las regiones costeras densamente pobladas, así como para procesos climáticos influenciados por el forzamiento del ciclo diario, como el almacenamiento de calor en la capa de mezcla del océano (Gille et al. 2005).

Basados en los estudios de (Taylor - Espinosa 2009; Gille et al. 2005) donde utilizando la información de dispersómetros satelitales así como analizando la información de las estaciones meteorológicas de la región, concluyen que en los meses de marzo a mayo el ciclo diario del viento tiene su mayor intensidad y por lo mismo influencia en la circulación, para la LT la existencia de este forzamiento en la época del año con menor precipitación y las descargas fluviales al mínimo, generan que la circulación en la región este fuertemente influenciada por el ciclo diario y la marea astronómica (Contreras-Ruiz-Esparza et al. 2014). Utilizando la información de las estaciones meteorológicas que son utilizadas en este estudio y la metodología propuesta por (Gille et al 2005; Alpert et al 1984), donde las componentes son agrupadas y se les realiza un ajuste de mínimos cuadrados para determinar 6 parámetros que son utilizados para representar las observaciones en un hodograma elíptico con su eje principal desplazado con respecto al norte, generalmente en una dirección perpendicular a la línea de costa. La Figura 3- 19 muestra las elipses en los meses de Abril y Mayo en las estaciones meteorológicas MS-01 y MS-02 que representan las áreas cercanas a las bocas principales de la laguna.

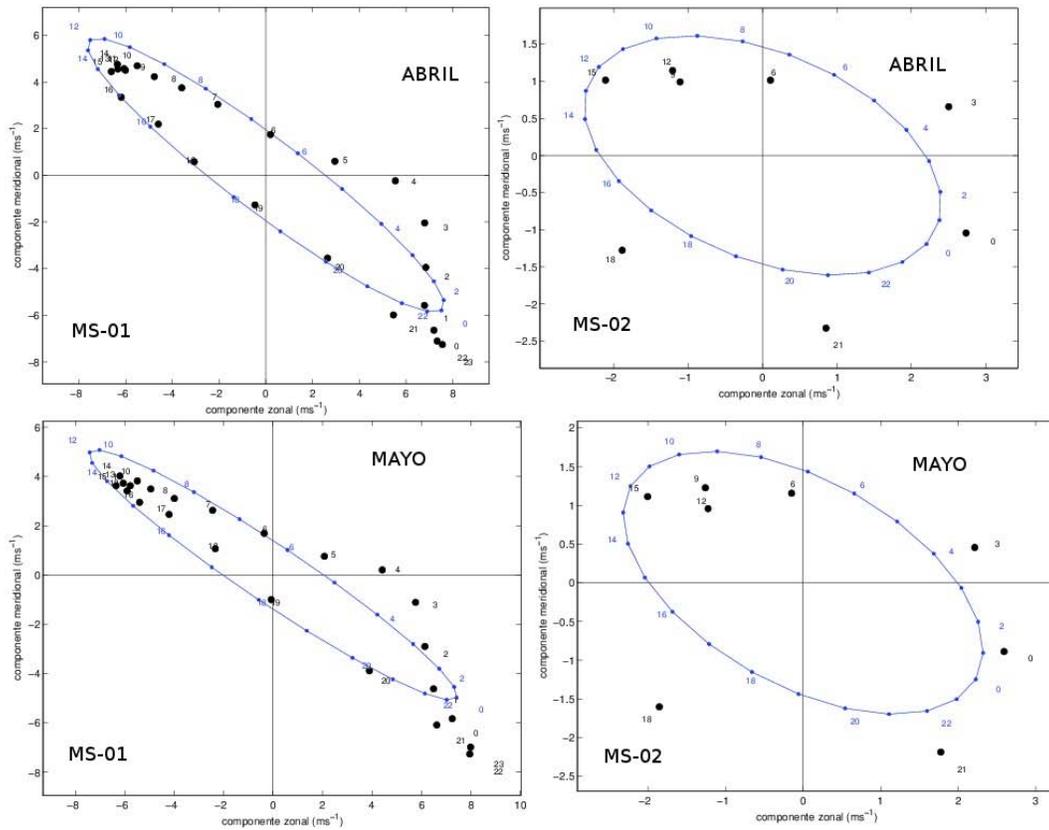


Figura 3- 19. Elipses de cicló diario de los vientos en las estaciones MS-01, MS-02 en los meses de Abril y Mayo 2010.

Realizando el análisis del ciclo diario en todos en el 2010 para 6 estaciones meteorológicas se obtienen los siguientes resultados presentados en la Tabla 3- 2 :

Tabla 3- 2. Componente principal (a) y orientación del eje principal de las elipses de los ciclos diarios en los meses del año.

	MS-02		MS-03		MS-05		MS-04		MS-01		MS-06	
	a	θ										
Ene	1.31	318.7	0.44	280.6	1.59	273.8	1.75	321.6	2.02	317.8	3.12	307.5
Feb	1.52	333.0	0.47	295.3	2.49	270.4	2.16	321.0	2.85	321.3	1.98	334.4
Mar	2.05	333.3	0.66	290.5	2.96	271.9	3.12	324.2	3.86	321.6	3.30	344.6
Abr	2.54	337.5	1.02	295.2	3.31	280.8	3.16	314.2	4.75	322.9	3.97	347.2
May	2.55	330.9	0.59	298.6	3.96	280.6	3.23	318.3	4.47	326.1	4.42	343.5
Jun	1.91	333.5	0.62	284.2	3.55	277.0	2.59	319.0	3.04	328.3	3.68	350.4
Jul	1.24	324.2	0.42	274.9	4.08	291.7	2.01	328.0	2.87	327.0	3.67	346.5
Ago	1.37	342.0	0.53	277.1	3.90	294.1	1.55	332.2	2.57	333.1	3.55	352.7
Sep	1.70	349.1	0.45	279.7	3.10	296.2	1.60	335.9	2.19	334.4	2.88	360.3
Oct	1.39	352.2	0.08	362.2	2.49	296.4	1.11	335.2	2.00	328.0	2.18	356.9

Nov	1.17	329.0	0.47	277.9	2.37	289.4	1.64	329.2	1.76	323.2	2.05	359.8
Dic	1.20	319.6	0.44	277.5	2.11	283.1	1.87	325.5	1.72	320.6	2.40	347.5

La variación de la intensidad del ciclo diurno en las estaciones a través de los meses se puede observar en la Figura 3- 20.

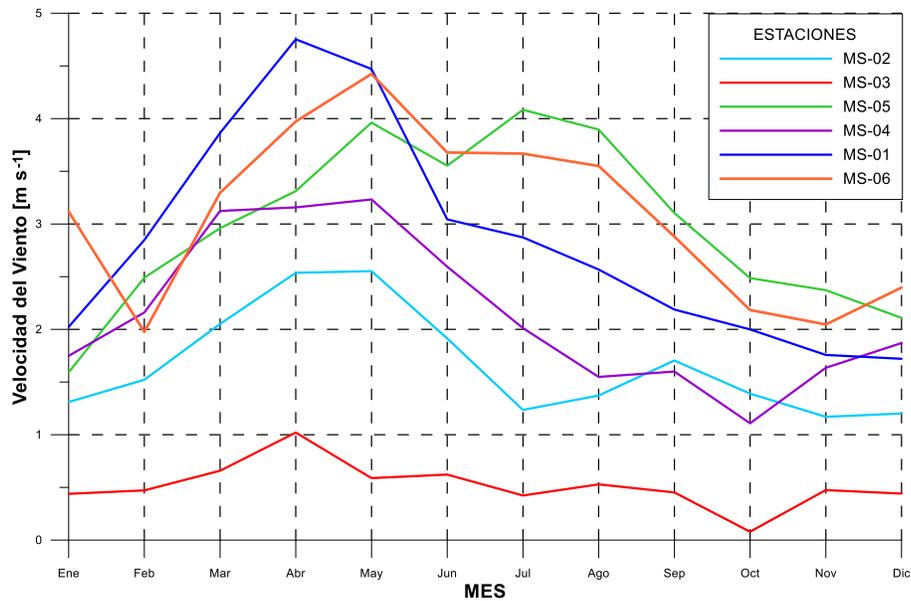


Figura 3- 20. Intensidad de la componente principal de las elipses del ciclo diurno de las estaciones en el año 2010.

De la Figura 3- 20 puede observarse el pico en los meses de Abril y Mayo, graficando las elipses para el mes de Abril la Figura 3- 21.

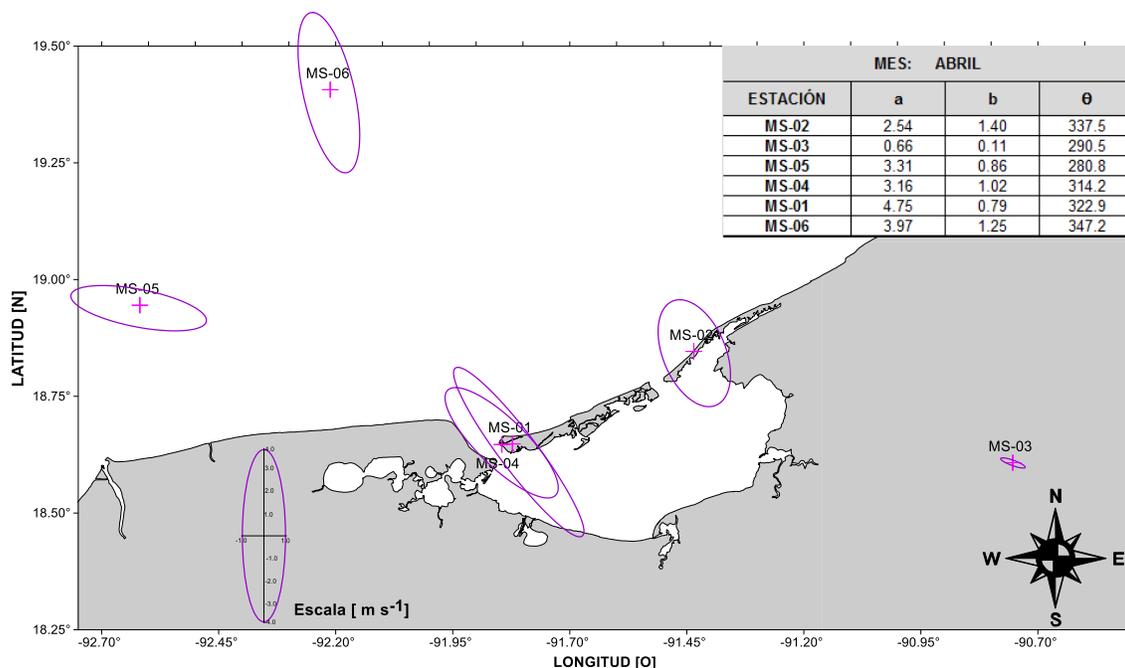


Figura 3- 21. Elipses del ciclo diario del viento en el mes de Abril, 2010.

Del análisis previo se concluye que el 2010 la temporada de estiaje fue particularmente cálida y seca, el ciclo diario del viento resulta particularmente importante en los procesos de mezclado de la columna de agua de la laguna, así como en el forzamiento de circulación. El proceso de mezclado se presentará más adelante con las mediciones de CTD in-situ. Otro proceso interesante es la distancia en mar abierto donde la influencia del ciclo de la brisa marina tiene influencia al ser notable en las estaciones MS-05 y MS-06 las cuales están montadas en plataformas petroleras costafuera.

3.1.10 Análisis de la información meteorológica

Debido a la frecuencia de medición de 10 minutos en la red de estaciones meteorológicas utilizadas la información de los diferentes parámetros medidos fue analizada en otra escala de tiempo lo cual permite observar la variación promedio de las variables entre la noche y el día, así como los valores máximos y mínimos anuales los cuales se presentan para la estación MS-01 en la Tabla 3- 3.

Tabla 3- 3. Valores medio, máximo, mínimo, rango medio diario y desviación estándar de la variación media diaria de variables meteorológicas en el 2010.

Variable	Media	Máxima	Mínima	Rango medio diario	σ (variación diaria)
Presión [mb]	1011.9	1029.1	997.7	4.67	1.32
Temperatura [C]	26.5°	44.4°	16.8°	6.19°	4.56°
Humedad Relativa [%]	75.2	100	20.2	30.39	10.86
Velocidad del Viento [m/s]	4.8	26.6	0.0	7.71	2.44

De la tabla anterior resulta posible observar que la variación diaria tiene una desviación estándar del orden del 30% salvo en la temperatura que puede ser del 70% de la variación.

El mismo análisis se realizó para las otras estaciones meteorológicas consideradas. En general todas las estaciones muestran el mismo comportamiento.

3.2. Análisis de la información hidrométrica

La información proporcionada por la CONAGUA fueron series de tiempo de niveles y gastos de los ríos Palizada, Mamantel, Candelaria. Los ríos Mamantel y Candelaria se unen antes de la desembocadura en la Laguna de Panlao, por lo que el modelo hidrodinámico solo considera una sola descarga con el gasto de los dos ríos. La descarga del río Chumpán se calculó utilizando la ecuación de cuenca propuesta por ([Day Jr, Yañéz Arancibia et al. 2003](#)). No existe ninguna información referente a la cantidad de agua que es conducida por el canal que une al río Frontera con la laguna de Atasta, debido a lo anterior se propuso utilizar la misma curva propuesta para el río Chumpán, pero con un menor gasto siendo solamente un 20% de este. El periodo considerado fue del 01/Oct/2009 al 01/Feb/2010.

De la información medida y estimada se pueden obtener los siguientes indicadores estadísticos:

Tabla 3. 4. Características estadísticas de las descargas de los ríos.

RIO	Qmed [m ³ s ⁻¹]	DesvStd [m ³ s ⁻¹]	Qmin [m ³ s ⁻¹]	Qmax [m ³ s ⁻¹]	Vol. Año [km ³]
-----	-------------------------------------------	----------------------------------------------	-------------------------------------------	-------------------------------------------	--------------------------------

Palizada	185.3	162.8	28.7	631.1	7.81
Candelaria - Mamantel	77.1	162.8	9.1	290.7	3.25
Chumpán	11.1	7.0	1.9	23.0	0.47
Atasta	3.1	163.1	0.7	5.5	0.13
Volumen Total Descargado					11.66

Un número interesante es el volumen total descargado con 11.66 km^3 , siendo el volumen de la laguna 4.65 km^3 , esto quiere decir que en los 17 meses monitoreados, las descargas de los ríos tienen la capacidad de substituir el agua de la laguna 2.46 veces. La Figura 3-22 muestra las descargas del periodo en estudio, las descargas están en $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$, debido a la diferencia de volúmenes descargados por los ríos, el eje de las abscisas del lado izquierdo representa las descargas de los ríos Palizada y Candelaria, mientras que el eje de la derecha representa las descargas de los ríos Chumpán y del canal de Atasta.

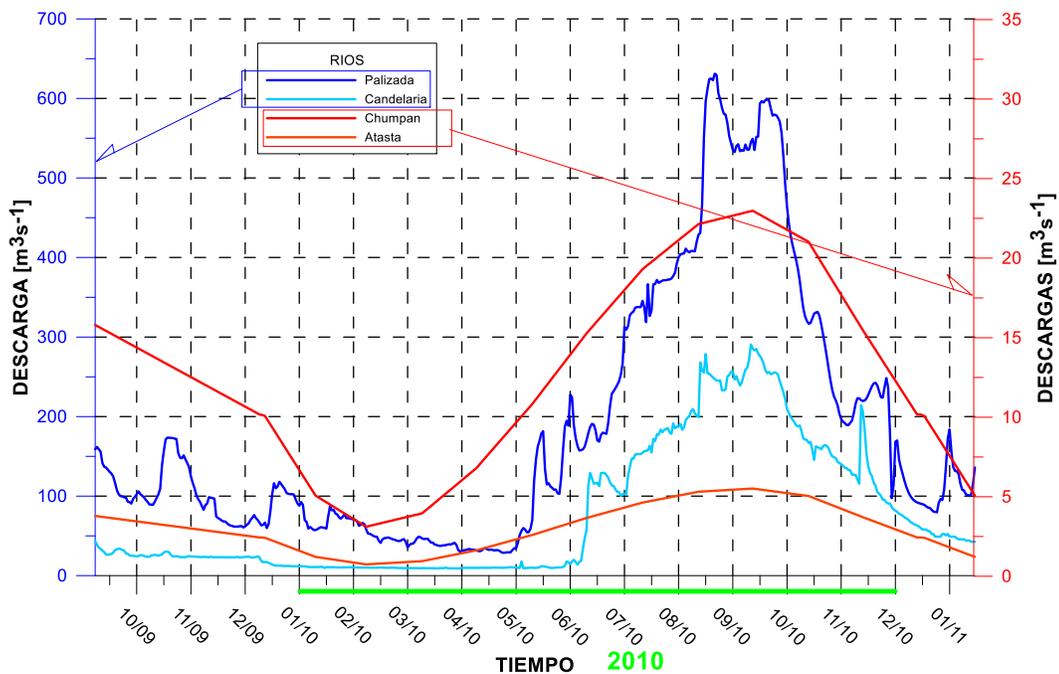


Figura 3- 22. Descargas de los ríos en el periodo de estudio. El eje azul representa la escala de descargas de los ríos Palizada - Candelaria, el eje rojo el de los ríos Chumpán y el canal de Atasta.

La serie de datos muestra claramente para los casos del Palizada y Candelaria, la reducción de las descargas por la época de estiaje de Febrero a Mayo del 2010.

De la Tabla 3- 3, puede observarse que el mayor volumen descargado es el del río Palizada, representando el 67% del volumen descargado. Siendo el río de mayor importancia, junto con el sistema Candelaria-Mamantel se realizó un estudio más a detalle del funcionamiento de los ríos considerando los datos medidos para el caso del río Palizada se analizó la climatología del periodo 1992 -2012 (21 años) y para el Candelaria fue del 2006 – 2012 (7 años), las Figura 3- 23y Figura 3- 24 muestran la anomalía calculada a partir de la climatología obtenida con los datos de los registros. Las líneas azules representan la desviación estándar positiva y negativa de los datos.

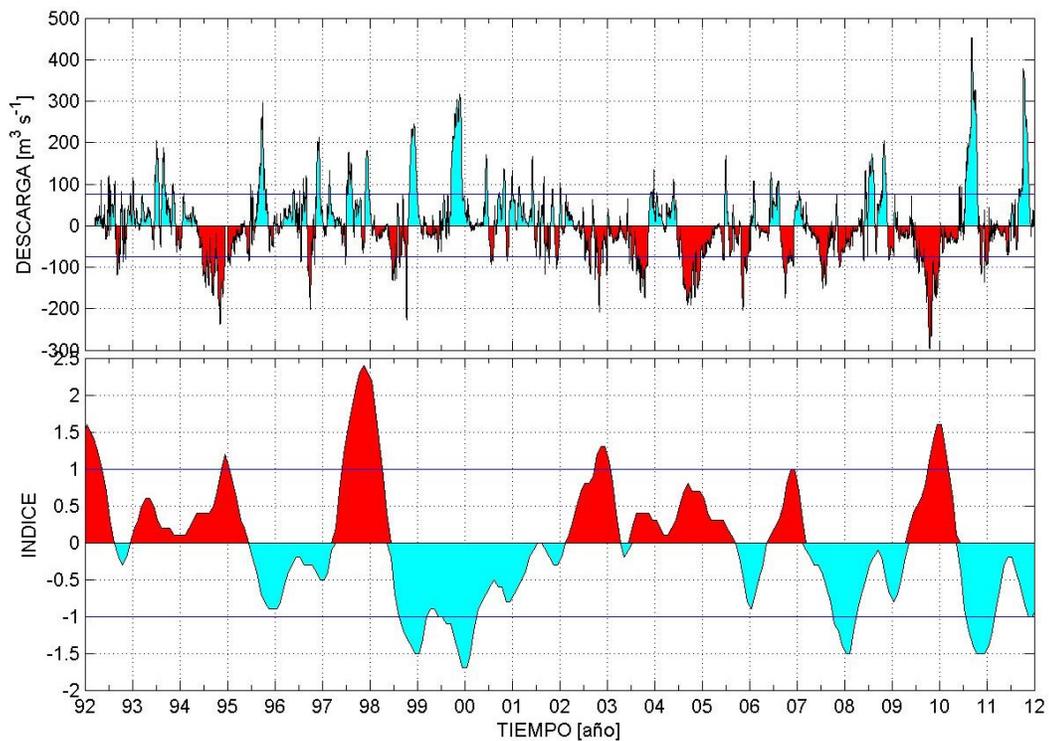


Figura 3- 23. a) Anomalía en la descarga del río Palizada en el período 1992 - 2012. b) Anomalía del ENSO en el mismo período.

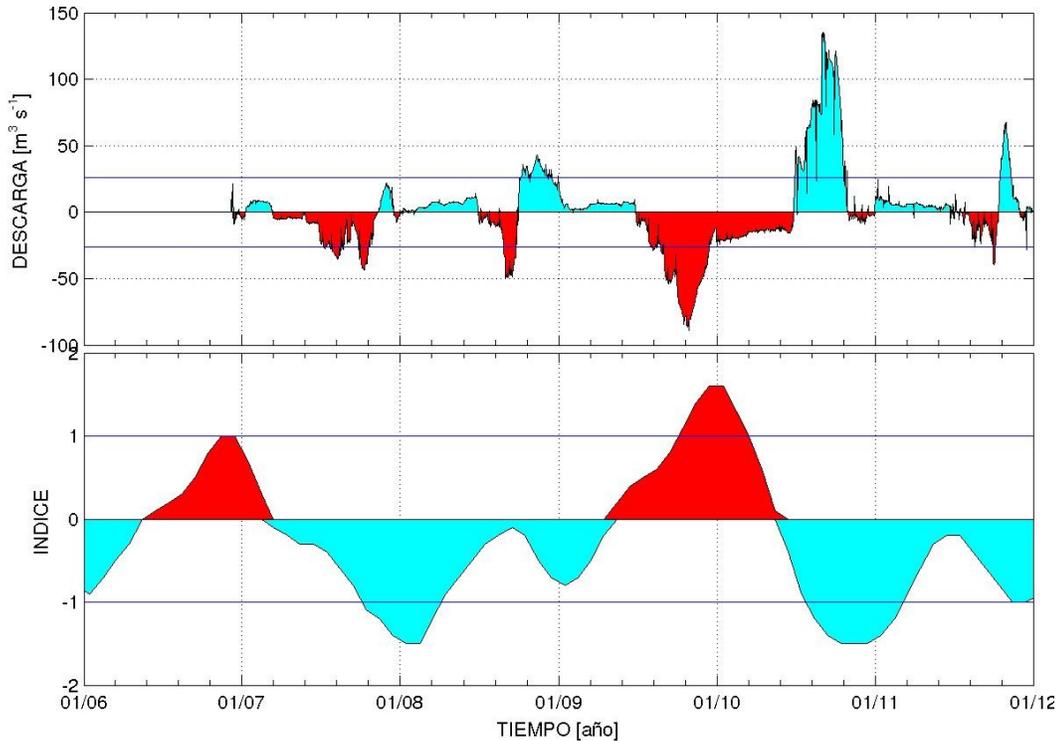


Figura 3- 24. a) Anomalía en la descarga del río Candelaria en el período 1992 - 2012. b) Anomalía del ENSO en el mismo periodo.

La Figura 3- 23y la Figura 3- 24 muestran como el Niño Modoki del 2009 el cual alcanza su máximo en diciembre del 2009, claramente género una anomalía negativa en las descargas de los ríos Candelaria y Palizada, la cual continúo hasta Mayo del 2010. A finales de Junio del 2010 inicia el ciclo de una Niña, el cual generó una anomalía positiva en los escurrimientos llegando a un máximo en Agosto del 2010, el cual cómo puede verse es mayor a 3 veces la desviación estándar, por lo mismo puede considerarse un evento históricamente severo. La Figura 3- 25 muestra el área de las cuencas del sistema Grijalva-Usumacinta y del Candelaria (Fitchez, R. *et al.*, 2017; E. Kauffer, A. García, 2009; Archundia-Peralta *et al.* 2014).

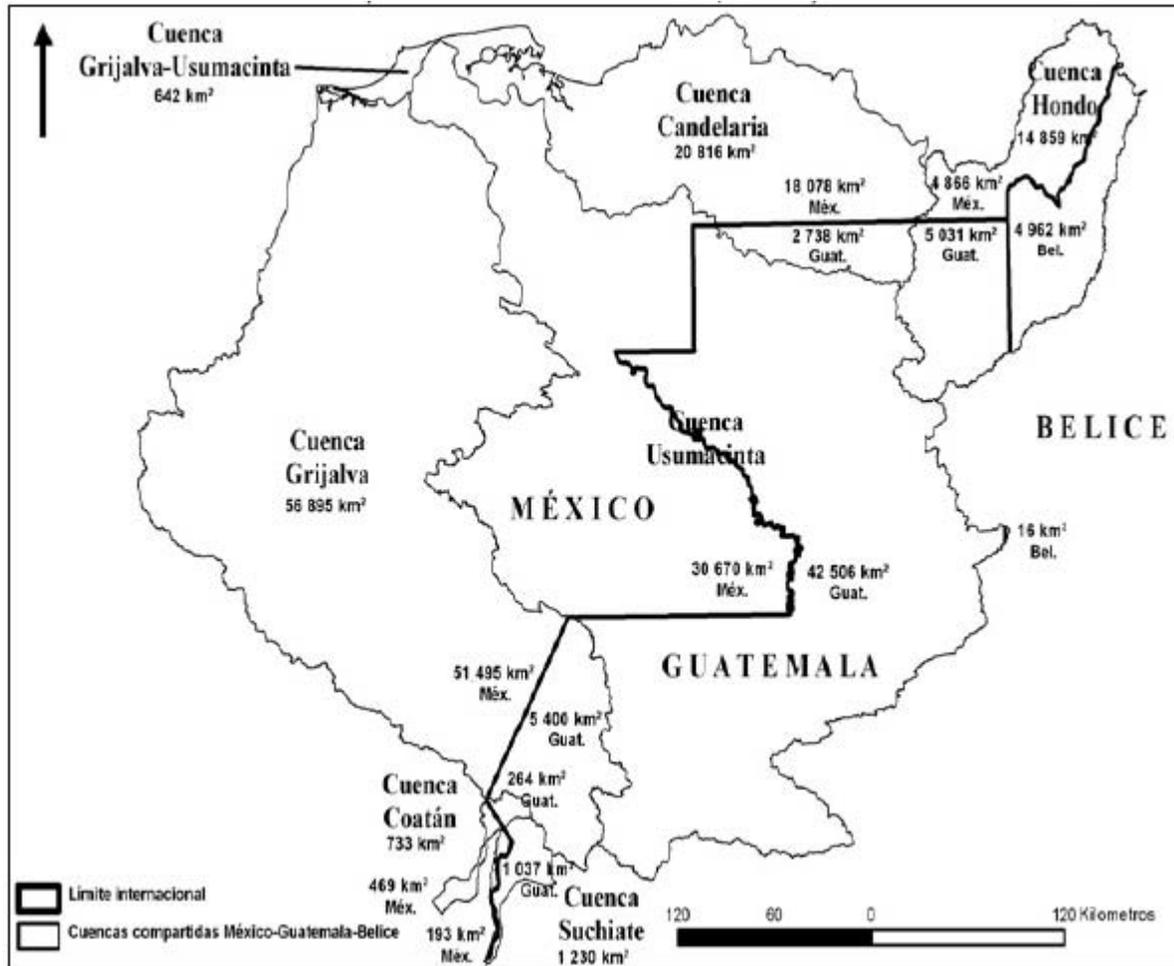


Figura 3- 25. Áreas de los ríos Candelaria y del sistema Grijalva-Usumacinta del cual el Palizada forma parte de su delta de descarga.

Los efectos de la sequía del 2009 – 2010 y de las lluvias severas del 2010 se verán en los patrones de salinidad y temperatura de las mediciones con el CTD.

3.3. Análisis de la información de Conductividad-Temperatura-Presión medida.

Las informaciones de las mediciones de perfiles de Conductividad-Temperatura-Presión (CTD), oxígeno disuelto y clorofila tipo-a, fueron revisadas para evitar inconsistencias, errores, detectar huecos, etc. Las campañas fueron realizadas en los periodos presentados en la Tabla 2-1. Si superponemos las fechas de las campañas sobre los patrones de

escurrimientos de los ríos (ver Figura 3- 26), podremos explicar mucha de la información observada en las mediciones realizadas con el CTD.

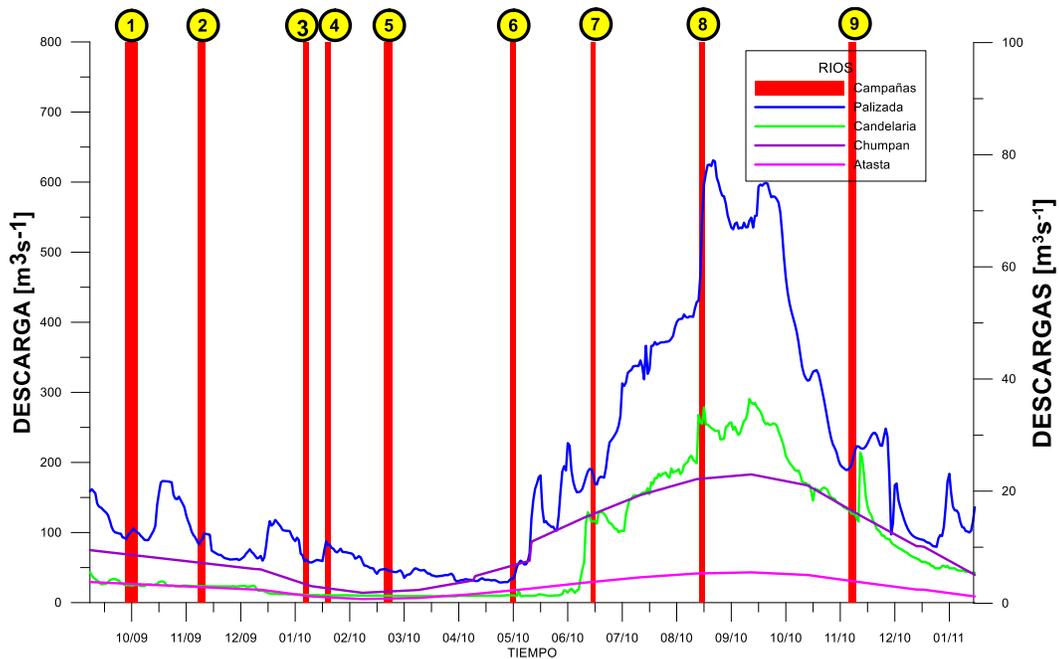


Figura 3- 26. Campañas de medición CTD distribuidas temporalmente sobre las descargas de los ríos a la LT.

La información de cada campaña se utilizó para generar mapas de cada una de los parámetros medidos, el Apéndice 2 muestra a detalle los mapas obtenidos en tres diferentes niveles de las mediciones, superficie, media agua y fondo. Es importante mencionar que debido a las dimensiones de la laguna el muestreo de los 35 puntos tomaba 3 días para realizarse. Considerando la dinámica de las bocas, lo anterior tiene importancia, pues dependiendo de la hora de la medición se puede tener una muestra de llenante o vaciante, sin embargo por las dimensiones, se considera que el interior no mostrará una gran variabilidad en un espacio de un par de días.

Las Figura A2-1, A2-2 y A2-3 muestran la interpolación de las mediciones realizadas en la LT con la información superficial. Las figuras muestran los siguientes patrones, en la zona sur se observan las descargas de los ríos con salinidades menores a los 10 ups, particularmente la firma del palizada es la más recurrente. En la región noreste la boca de PtR presenta una firma de agua salada marina casi constante, salvo en las campañas de septiembre y noviembre del 2010. La boca de CdC por otra parte presenta una salida de agua salobre a lo largo de todas las campañas. A nivel superficial el mes de mayo presenta valores mayores a los 37 ups (condición hiper-salada), lo cual coincide con la descarga mínima de todos los ríos como se muestra en la Figura 3- 26 (campaña 6), así

como con la anomalía positiva de mayor temperatura atmosférica mostrado en la Figura 3-4, la anomalía positiva de radiación solar Figura 3-6 y la anomalía negativa de humedad relativa mostrada en la Figura 3-8.

En el mes de septiembre la superficie de la laguna presenta en general valores de salinidad menores a los 26 ups con mínimos de 0 en la región suroeste, lo cual coincide con la descarga histórica del Palizada en el 2010 (ver Figura 3-26, campaña 8). En el fondo el patrón es similar al de la superficie con la boca de PrR con salinidad de 26 ups y el resto con valores menores, incluyendo una lengua de agua dulce saliendo por la boca de CdC. Esto podría indicar que las descargas fluviales tuvieron la capacidad de diluir el agua de la laguna.

Utilizando las Figura A2-19, Figura A2-20 que muestran los gradientes entre la superficie y el fondo, de la salinidad y la temperatura se pueden observar los siguientes patrones:

CAMPAÑA	OBSERVACIONES
Oct-2009	Se observa una columna de agua bien mezclada únicamente con zonas estratificadas en la desembocadura del río Palizada (una diferencia de 19 ups entre el fondo y la superficie) y en la boca de CdC con una diferencia de 2.5° C más caliente el fondo que la superficie.
Nov-2009	La laguna se encuentra estratificada con diferencias en el rango de ± 20 ups entre la superficie y el fondo. La temperatura reproduce la estratificación observada en la salinidad en un rango de -5° a 10° C entre superficie y fondo.
Ene-2010	La laguna muestra una columna bien mezclada, salvo una lente de agua más salada en la superficie que en el fondo frente a la desembocadura del río Palizada. La temperatura muestra una laguna bien mezclada salvo en la desembocadura del río Palizada y en el estero donde se colocó el PC-3 con una diferencia positiva de $\sim 1.5^\circ$ C más caliente el fondo que la superficie. La Laguna muestra en general muy poca productividad de clorofila tipo a, con la excepción de una lenticula superficial en la región noreste. La laguna muestra un contenido de oxígeno disuelto promedio de 6.8 mg/m ³ .
Feb-2010	La salinidad de la laguna muestra en la superficie descargas de ríos, incluyendo una región lenticular en la parte norte con agua dulce y fresca. El fondo muestra el salinidad entre 25 y 30 ups, salvo en la región del río Palizada, donde muestra una lengua de agua dulce y fresca. Los gradientes de salinidad y temperatura muestran agua salobre y fresca en la superficie, así como caliente y salada en el fondo. Salvo en la región frente a la desembocadura donde existe una región lenticular salada. El agua de las descargas fluviales muestra bajo contenido de oxígeno disuelto y alta productividad de clorofila en las zonas de intersección con agua salada marina. Pareciera que el agua descargada por el río Palizada contiene más oxígeno que los sistemas Mamantel y Chumpan.
Mar-2010	La salinidad superficial registra valores altos, incluyendo la región sur (entre la desembocadura del Palizada y el Chumpan), con valores de salinidad arriba de los 37 UPS y las mayores temperaturas de la laguna sobre los 33°C. En general la laguna a nivel superficial muestra agua sobre los 30 ups, salvo una región lenticular generada por la descarga del Palizada. En fondo la salinidad muestra

	<p>en general valores de 35 ups, salvo en la región de la boca de CdC donde hay una lenticula de agua muy salada (sobre las 37 ups). En la superficie la laguna muestra un contenido de oxígeno disuelto (COD) promedio de 6.7 mg/m³. La producción de clorofila en marzo fue casi nula, salvo en algunas regiones en la frontera de las lenticulas de alta salinidad. La turbidez más elevada se localizó sobre las lenticulas de alta salinidad y en su interfase a baja turbidez fue donde se localizó la alta productividad de Clorofila tipo a.</p>
May-2010	<p>La salinidad en la laguna mostro una salinidad sobre las 35 ups, sin embargo en la región norte se registró agua hipersalada sobre las 37 ups. Durante el estiaje, las descargas del Chumpan son nulas y las del Palizada así como las del sistema Mamantel fueron demasiado pequeñas. El gradiente calculado entre el fondo y la superficie muestran una laguna bien mezclada. La temperatura muestra la entrada de agua del Golfo de México por la parte noreste con agua ligeramente más fresca (27°C), mientras el resto de la laguna muestra temperaturas sobre los 29°C. El gradiente confirma la columna bien mezclada. La laguna a nivel superficial presentó un COD promedio de 7 mg/m³, de manera similar que en el fondo.</p>
Jul-2010	<p>La descarga del Palizada muestra claramente una lengua que abarca cerca de un 1/3 del área de la laguna. El resto de la laguna muestra salinidad cercana a las 35 ups. La laguna muestra estratificación con agua más salada en el fondo con un gradiente máximo de 20 ups con respecto a la lengua de la descarga del río Palizada y 5 unidades con respecto al resto de la laguna. De manera similar la temperatura muestra una estratificación del agua de la laguna, con agua más caliente en la superficie con un máximo de 33°C. La laguna presentó baja productividad primaria de clorofila tipo a, únicamente en la periferia de las lenguas de agua de río. Los patrones de COD muestran valores de hasta 9 mg/m³ en la zona de la lengua del río Palizada, así como en el fondo en la región de la descarga fluvial con valores elevados en COD.</p>
Sep-2010	<p>La descarga de los ríos, así como la precipitación local muestra un decremento general en toda la laguna con valores de salinidad muy bajos en la zona del río Palizada. El fondo muestra únicamente agua salada en la región de las bocas. La laguna se muestra estratificada con un gradiente negativo con agua salobre en la superficie y salada en el fondo, salvo en la región del río Palizada en dirección a la boca de CdC con un fuerte gradiente de agua salada en el fondo. La temperatura muestra agua más fresca en la superficie que en el fondo. Con un gradiente de 3.5°C en la región de la boca de CdC. El COD en la superficie muestra valores elevados, a diferencia del fondo, donde existe menor O₂ disuelto, salvo en la lengua de agua salada proveniente de la boca de CdC.</p>
Nov-2010	<p>La superficie de la laguna muestra dos lenguas muy claras de agua fluvial en la superficie, el fondo muestra agua de baja salinidad, salvo una lengua de agua salada que penetra por la boca de CdC. La laguna se encuentra estratificada, la temperatura superficial muestra agua fluvial de menor temperatura que la salada, el fondo muestra el mismo comportamiento con agua salada de origen costero de mayor temperatura que la de origen fluvial. El agua fluvial presenta menor COD que la de origen marino.</p>

3.4. Análisis de la información medida con sensores de temperatura-presión sumergidos y de la estación mareográfica.

La información medida utilizando los 6 termó-barómetros automáticos más la información de los sensores de presión y temperatura (TP) de los dos corrientímetros (CP), fue procesada considerando que los datos de los CP, son almacenados en metros considerando agua salada, mientras que los datos de los TPs se encuentran en hP:

1. Eliminación de datos espurios, retiro del inicio y fin de periodos de instalación.
2. Corrección del efecto de barómetro invertido, para lo anterior se utilizó la presión atmosférica medida en los sensores de MS-01 y MS-02. La Figura 3-13 muestra la señal de presión en el tiempo del experimento.
3. Utilizando los datos de temperatura medidos cada 10 min y los de salinidad medidas cada 2 meses, se realizó una corrección por la expansión termohalina.
4. Las series de tiempo así corregidas, fueron analizadas con el modelo matemático del Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) (Simon 1974, Bessero 1979), el modelo resuelve las componentes armónicas a partir de datos de la variabilidad observada del nivel del mar, así como de la variabilidad de la dirección e celeridad de las corrientes. Las componentes armónicas obtenida de los análisis a los sensores de presión son presentadas con su amplitud, fase en grados respecto al meridiano de Greenwich. El análisis de las corrientes resuelve para cada componente armónica elipses de corrientes, donde las magnitudes del eje mayor y menor son expresadas en centímetros por segundo. La orientación del eje mayor esta expresada en grados Azimuth con respecto al norte magnético (incrementando en sentido horario). Las fases de las componentes de manera similar al análisis de la variación de la superficie, se presenta en grados con respecto al meridiano de Greenwich.

Los resultados de los análisis, utilizando las consideradas previamente mencionadas se muestran en las Tabla 3- , Tabla 3- y Tabla 3- , donde se muestran las componentes

armónicas de la marea mostrando su amplitud en cm y su fase en grados con respecto al paralelo de Greenwich. La Tabla 3- muestra las componentes diurnas O_1 , K_1 , así como las semidiurnas M_2 y S_2 , mientras que la Tabla 3- muestra las componentes diurnas P_1 , Q_1 y las semidiurnas N_2 y K_2 .

Tabla 3- 5. Componentes diurnas y semidiurnas obtenidos de los sensores de presión, así como de la estación mareográfica.

Código	Periodo de muestreo [día]	O_1		K_1		M_2		S_2		$\frac{O_1 + K_1}{M_2 + S_2}$
		H [cm]	g[°g]							
CP-00 (Pto Real)	272.6	13.10	54.3	12.56	45.13	7.18	254.7	1.65	180.89	2.91
TP-01	60.9	10.54	105.9	13.81	85.9	6.00	359.5	2.70	110.6	2.80
TP-02	304.6	12.22	106.6	10.88	85.9	4.33	359.2	1.91	87.6	3.70
TP-03	361.8	10.16	101.7	10.63	85.2	4.00	359.6	2.07	103.9	3.43
TP-04	357.8	9.63	86.9	10.38	73.9	3.74	322.9	2.26	98.3	3.34
TP-05	359.8	9.89	75.4	10.44	62.3	4.73	297.8	1.76	96.0	3.13
TP-06	351.1	8.54	66.2	9.32	56.0	4.86	285.6	1.68	111.2	2.73
CP-07 (Cd. Carmen)	173.8	10.58	52.0	13.44	43.0	8.38	260.7	1.14	160.7	2.52
TG-08	283.6	13.02	40.4	13.19	33.4	8.72	252.5	2.19	259.3	2.40

Según la clasificación del tipo de mareas de (Dietrich, 1944), la cual se basa en la relación de las amplitudes de las principales componentes diurnas y semidiurnas $(K_1 + O_1)/(M_2 + S_2)$. Dicha relación permite evaluar la importancia relativa de las componentes diurnas y semidiurnas en un sitio. La clasificación es como sigue: radio 0 a 0.25 =semidiurna, $0.25 < r < 1.5$ mezclada principalmente semidiurna, $1.5 < r < 3.0$ mezclada principalmente diurna, $r > 3.0$ diurna. Los valores del radio se muestran en la última columna de la Tabla 3-. La Tabla 3- muestra en su última columna el rango de la pleamar máxima, que resulta de la adición de todas las componentes resueltas por el análisis. Dicho rango se debe presentar una vez cada 18.9 años

Tabla 3- 6. Segunda tabla mostrando las componentes armónicas calculadas con los sensores de presión, así como el rango de marea máxima considerando las componentes calculadas.

Código	P_1	Q_1	N_2	K_2	Rango de
--------	-------	-------	-------	-------	----------

	H [cm]	g[°g]	Marea [m]						
CP-00 (Pto Real)	4.31	70.8	2.58	25.0	1.74	234.0	0.42	305.3	0.43
TP-01	-	-	2.65	79.3	1.24	7.5	-	-	0.37
TP-02	2.39	126.4	2.22	74.8	0.95	356.3	1.25	351.9	0.36
TP-03	2.91	117.8	2.00	76.2	0.86	350.8	1.11	4.6	0.34
TP-04	3.01	90.6	2.01	65.0	0.83	312.3	0.79	336.2	0.33
TP-05	3.30	83.8	2.04	55.2	1.10	286.1	0.70	315.9	0.34
TP-06	3.25	84.5	1.86	50.3	1.18	275.1	0.44	297.0	0.31
CP-07 (Cd. Carmen)	3.15	23.1	2.85	30.9	2.10	240.1	0.58	262.8	0.42
TG-08	4.34	55.3	2.63	19.1	2.18	241.3	0.59	313.0	0.47

A continuación se muestran los valores de algunas componentes secundarias para mostrar el análisis realizado, en algunos estuarios la componente M4 se amplifica en el interior, sin embargo en la LT aun cuando se amplifica dicha componente no deja de ser de menor importancia.

Tabla 3- 7. Listado de componentes secundarias.

Código	M ₄		MS ₄		SO ₃		2MK ₃	
	H [cm]	g[°g]	H [cm]	g[°g]	H [cm]	g[°g]	H [cm]	g[°g]
CP-00 (Pto Real)	0.45	15.6	0.20	1.5	0.37	96.6	0.46	61.3
TP-01	-	-	-	-	-	-	-	-
TP-02	0.40	239	0.15	359	0.15	307	0.51	357
TP-03	0.12	217	-	-	0.15	54.6	0.23	338
TP-04	0.59	159	0.31	168	-	-	0.24	265
TP-05	0.84	159	0.42	167	0.10	240	0.41	251
TP-06	0.72	156	0.30	159	0.17	252	0.34	231

CP-07 (Cd. Carmen)	-	-	0.27	169	0.11	95.6	0.26	69.3
TG-08	0.33	127	0.25	169	0.26	92.5	0.22	132

De los análisis se puede observar como los tres sensores en las entradas, así como los dos más cercanos a las mismas (CP-08, CP-07, TG-08, TP-01, TP-06) indicaron una marea mixta principalmente diurna. Mientras que los sensores en el interior del LT muestran una marea diurna. La amplitud de K_1 y O_1 es dos veces mayor que M_2 y cuatro veces mayor que el resto de las componentes consideradas. Las amplitudes de las componentes diurnas P_1 y Q_1 son mayores que la amplitud S_2 . Dentro de la laguna, la amplitud de la marea de la mayoría de los componentes disminuye en comparación con sus valores fuera de la laguna. La amplitud de K_2 es mayor en la región noreste de la laguna. La fase aumenta desde las entradas hasta el interior de la laguna. Las componentes de las mareas de aguas poco profundas dentro de la TL (Tabla 3-) presentan una pequeña amplitud en general, aunque algunos de ellos presentan una amplificación dentro de la laguna. Debido a la pequeña amplitud de estas últimas componentes decidimos evitar un análisis posterior de los mismos.

Para el resto de este estudio, sólo se consideraron ocho de las componentes diurnas y semidiurnas resultantes. Estos componentes explican más del 80% de la variabilidad observada. Todos los componentes que no se consideraron tenían una amplitud menor de 0.8 cm y por lo tanto se consideraron insignificantes.

3.5. Análisis de la información medida con perfiladores verticales de corrientes de efecto Doppler.

Para analizar la serie temporal de los perfiles de corriente medidos, se aplicó la siguiente metodología:

Para cada subcapa de los perfiladores de corriente (30 subcapas para CdC (~ 0.25 m Δz) y 11 para PtR (~ 0.50 m Δz)), las componentes de corriente zonal (u) y meridional (v) se procesaron individualmente con el paquete SHOM. Los resultados se muestran en las Tablas 4.a y 4.b.

Tabla 3- 8. Análisis de los datos de corriente medidas, los resultados muestran las elipses de corrientes de las componentes armónicas diurnas y semidiurnas en cm s^{-1} , la orientación del semi-eje mayor con respecto al norte, así como la fase en grados respecto a Greenwich.

Localización / Instrumento	Profundidad de la medición/ Profundidad [m]	Periodo analizado [Días]	O_1				K_1				M_2				S_2			
			Semi-eje mayor [cms^{-1}]	Semi-eje menor [cms^{-1}]	Orientación ° Norte	Fase	Semi-eje mayor [cms^{-1}]	Semi-eje menor [cms^{-1}]	Orientación ° Norte	Fase	Semi-eje mayor [cms^{-1}]	Semi-eje menor [cms^{-1}]	Orientación ° Norte	Fase	Semi-eje mayor [cms^{-1}]	Semi-eje menor [cms^{-1}]	Orientación ° Norte	Fase
CP-00 (Pto. Real)	7/7.9	258	56.0	3.4	112.1	219.9	58.7	1.7	111	45.7	49.0	-2.2	110.5	269.7	11.8	-1.32	109.3	359
	6/7.9	258	59.3	2.1	114	219.9	62.7	0.7	113.6	45.7	53.0	-1.1	112.9	269.7	12.5	-0.77	112.2	359
	5/7.9	258	60.0	1.3	113.7	219.9	64.1	0.3	113.8	45.7	54.8	-0.1	113.1	269.7	12.5	-0.07	112.1	359
	4/7.9	258	58.5	0.2	112.6	219.9	62.8	-0.0	112.6	45.7	53.6	1.1	112.7	269.7	12.2	0.72	111.6	359
	3/7.9	258	55.6	-0.9	112.3	219.9	59.7	-0.4	112.2	45.7	50.9	2.1	113.1	269.7	11.6	1.15	112.2	359
	2/7.9	258	51.0	-1.8	112.2	219.9	54.7	-1.1	112.2	45.7	46.5	2.6	113.4	269.7	10.8	1.25	112.1	359
CP-07 (Cd. del Carmen)	15.7/16	78	43.3	-5.3	125.4	219.8	28.2	-3.7	125.4	45.8	28.4	0.2	133.2	269.7	13.6	-1.9	132.2	359
	14/16	78	48.9	-2.3	125.5	219.8	33.2	-1.7	126.8	45.8	32.2	0.3	130.5	269.7	16.0	0.63	125.2	359
	12/16	78	51.3	-0.0	123.9	219.8	35.2	-0.1	126.5	45.8	34.5	1.0	128.0	269.7	12.5	1.71	118.5	359
	7/16	78	50.5	0.4	123.3	219.8	33.1	1.5	124.5	45.8	32.3	3.7	123.8	269.7	15.9	-1.87	125.7	359
	3/16	78	36.9	-0.7	122.4	219.8	24.5	0.5	122	45.8	23.7	0.2	122.3	269.7	8.18	0.01	121.3	359

Tabla 3- 9. Análisis de los datos de corriente medidas, los resultados muestran las elipses de corrientes de las componentes armónicas diurnas y semidiurnas en cm s-1, la orientación del semi-eje mayor con respecto al norte, así como la fase en grados respecto a Greenwich.

Localización / Instrumento	Profundidad de la medición/ Profundidad [m]	Periodo analizado [Días]	P ₁				Q ₁				K ₂				N ₂			
			Semi-eje mayor [cms-1]	Semi-eje menor [cms-1]	Orientación ° Norte	Fase	Semi-eje mayor [cms-1]	Semi-eje menor [cms-1]	Orientación ° Norte	Fase	Semi-eje mayor [cms-1]	Semi-eje menor [cms-1]	Orientación ° Norte	Fase	Semi-eje mayor [cms-1]	Semi-eje menor [cms-1]	Orientación ° Norte	Fase
CP-00 (Pto. Real)	7/7.9	258	16.7	2.8	100.1	323	10.4	0.6	116.4	270	9.5	-0.10	109.7	319.7	13.8	1.5	120.5	270.6
	6/7.9	258	18.4	0.3	106.2	323	10.7	0.4	115.2	270	10.1	-0.23	111.7	319.7	13.7	0.9	117.3	270.6
	5/7.9	258	19.3	-0.1	107.4	323	10.9	0.5	114.1	270	10.2	0.18	111.3	319.7	13.6	0.5	118.7	270.6
	4/7.9	258	18.4	0.5	104.7	323	10.8	0.2	112.4	270	10.0	0.54	111.5	319.7	13.1	-0.1	120.0	270.6
	3/7.9	258	16.6	0.5	104.2	323	10.5	0.1	110.9	270	9.6	0.75	112.2	319.7	12.4	-0.8	120.2	270.6
	2/7.9	258	14.3	-0.2	103.9	323	9.7	0.0	110.5	270	8.8	0.88	112.2	319.7	11.2	-1.2	120.0	270.6
CP-07 (Cd. del Carmen)	15.7/16	78	9.5	-1.2	125.4	323	8.0	-1.4	117	269.9	6.3	0.63	122.2	319.8	6.9	-1.0	130.5	270.9
	14/16	78	11.2	-0.6	126.7	323	9.0	-0.6	127.2	269.9	8.7	0.86	128.6	319.8	8.1	0.3	123.6	270.9
	12/16	78	11.8	-0.0	126.3	323	9.5	0.8	126.4	269.9	9.6	0.82	123.6	319.8	6.4	0.9	144.1	270.9
	7/16	78	11.1	0.5	124.4	323	10.4	0.7	124.5	269.9	9.9	0.78	117.6	319.8	8.1	-0.9	124.6	270.9
	3/16	78	8.2	0.1	122.1	323	7.9	-0.3	124.9	269.9	6.2	0.33	128.0	319.8	4.1	0.0	146.6	270.9

De las Tabla 3- y Tabla 3- se puede observar que las corrientes en la boca de PtR son más intensas que las de CdC. En PtR el semi-eje mayor de la componente K_1 se encuentra en el rango de 55 a 64 cm s^{-1} , para O_1 la media del semi-eje mayor es de 55 cm s^{-1} , y para M_2 presenta una media en su semi-eje mayor de 51.30 cm s^{-1} . Las velocidades de las otras componentes son menores a las mencionadas. En la boca de PtR las velocidades de las componentes K_1 y O_1 son 3.5 veces más grandes que las de P_1 , Q_1 , K_2 y N_2 .

En la boca de CdC, la mayor amplitud corresponde a la componente O_1 , con una velocidad media de 46.18 cm s^{-1} , mientras que la componente K_1 presenta un valor medio de 35 cm s^{-1} , mientras que la componente M_2 es del mismo orden. El resto de las componentes muestran amplitudes menores. Para la boca de CdC la relación entre K_1 , O_1 , M_2 y el resto de las componentes son 2.5 veces menores. En promedio la orientación de los semi-ejes mayores de las componentes, en la boca de CdC es de 112° y de 125° para la boca de PtR ver Figura 3- 27.

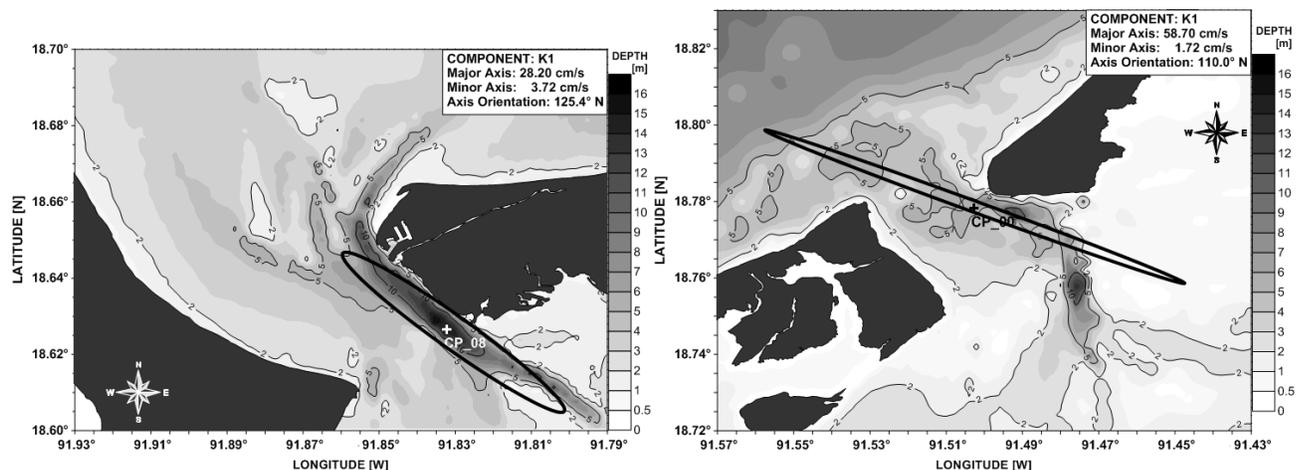


Figura 3- 27. Orientación y magnitud de las elipses de corrientes de la componente K_1 en la sub-capa más superficial en las bocas de CdC (izquierda) y PtR (derecha).

3.5.1 Análisis de la asimetría de marea.

Las corrientes también fueron analizadas con el fin de determinar si las entradas son dominadas por la llenante (presentan menor duración y mayores velocidades durante las llenantes) o predomina el proceso de vaciante (tiene vaciantes menos largas y mayores velocidades durante las vaciantes (Aubrey and Ross 1985; Dronkers 1986). Este fenómeno de distorsión de la marea es uno de los principales forzamientos que determinan la estabilidad de las entradas de las lagunas costeras, estuarios y bahías, el

cual determina si un sistema está importando o exportando sedimentos al océano (Dronkers, 1986).

En la entrada de PtR, la velocidad promedio de llenante es de 0.568 ms^{-1} , con una desviación estándar de $\sigma=\pm 0.318 \text{ ms}^{-1}$ con dirección media hacia el sureste, mientras que las velocidad media de las vaciantes es de 0.833 ms^{-1} con una desviación estándar de $\sigma=\pm 0.510 \text{ ms}^{-1}$ y una dirección media hacia el noroeste. El efecto descrito previamente desplaza el tiempo de llenado de la laguna a un rango de 14.73 h en promedio ($\sigma=\pm 4.53 \text{ h}$) y la tiempo promedio de vaciante es de 8.5 h ($\sigma=\pm 2.87 \text{ h}$). Por lo tanto se puede afirmar que la boca de PtR está dominada por la vaciante ver Figura 3- 28.

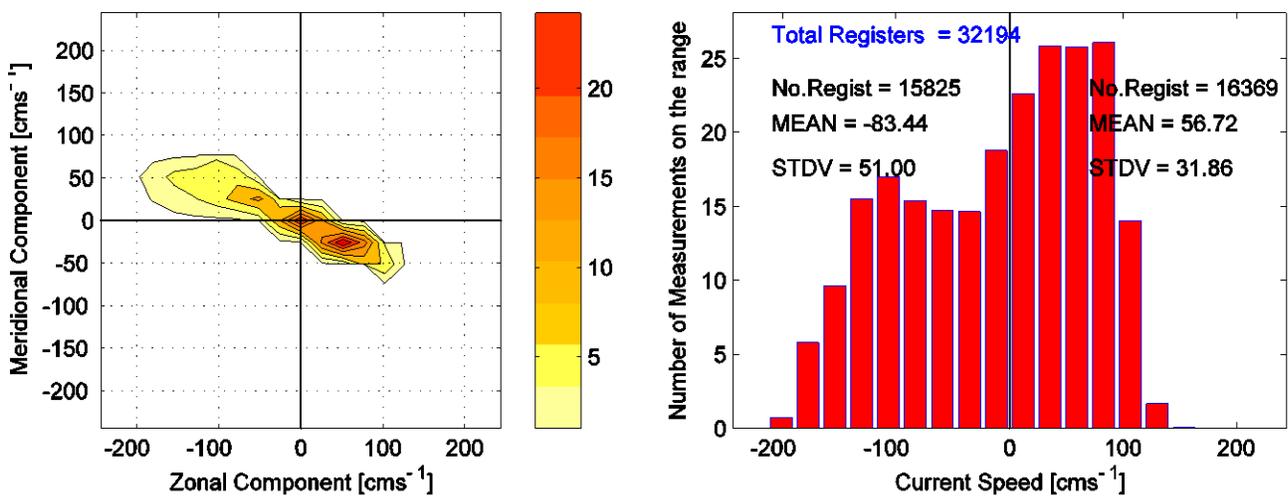


Figura 3- 28. Muestra a la izquierda el diagrama de dispersión con las mediciones realizadas en 8 meses, considerando la sub-capa a 1.5 m de la superficie en la boca de PtR. El histograma de la derecha muestra el histograma de las velocidades medidas en rangos de 0.25 m s^{-1} .

Para el caso de la entrada de CdC presenta también un comportamiento dominado por la vaciante, con una velocidad de llenado promedio de 0.42 ms^{-1} , ($\sigma=\pm 0.21 \text{ ms}^{-1}$), una velocidad media de vaciado de 0.46 ms^{-1} ($\sigma=\pm 0.28 \text{ ms}^{-1}$)

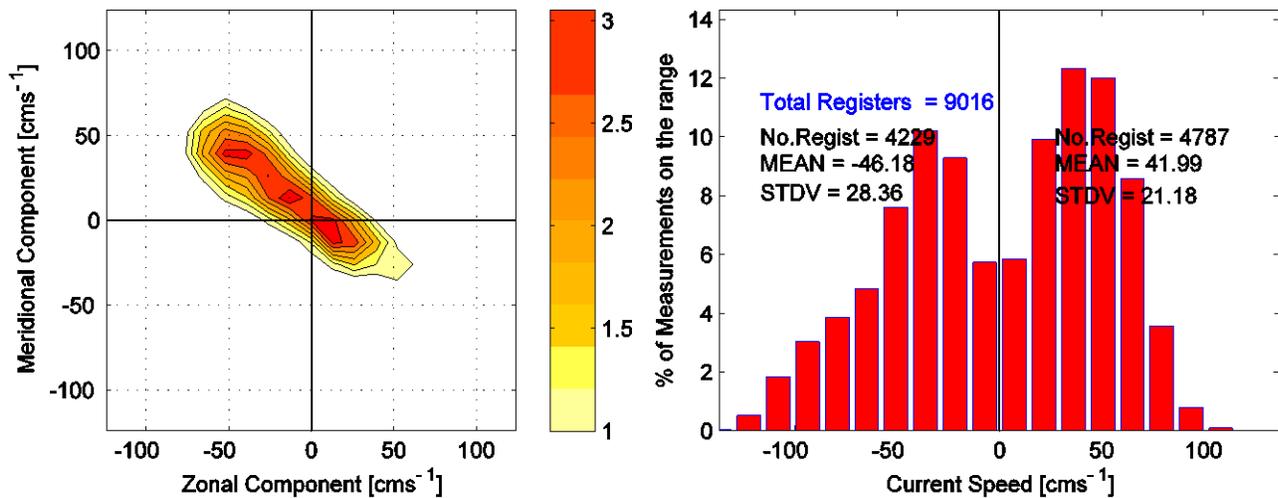


Figura 3- 29. Muestra a la izquierda el diagrama de dispersión con las mediciones realizadas en 8 meses, considerando la sub-capa a 1.5 m de la superficie en la boca de CdC. El histograma de la derecha muestra el histograma de las velocidades medidas en rangos de 0.25 m s^{-1} .

El análisis de la asimetría de la marea revela un sistema lagunario con una distorsión dominada por la vaciante. Lo anterior es consistente con una condición estable de erosión-deposición en el sistema de entradas, pues la exportación de sedimentos depositados en las entradas deben estar balanceadas con las contribuciones aluviales de los ríos (Dronkers, 1986). Con el fin de analizar la posible variabilidad o estabilidad de las bocas, se recomienda realizar un estudio más a detalle de la estabilidad de las bocas, considerando escenarios de incremento del nivel del mar, así como características granulométricas de los sedimentos.

CAPÍTULO 4. VALIDACIÓN DEL MODELO

Debido a la inconsistencia encontrada en la literatura sobre la circulación en la LT en particular a lo referente a la circulación generada por la marea astronómica, tanto el análisis de los datos medidos, como la modelación hidrodinámica se decidió separar el estudio con el objeto de primero comprender a detalle la influencia de la marea astronómica en la circulación en la LT y en un estudio posterior se deberán estudiar los patrones de circulación considerando los demás forzantes.

4.1. CIRCULACIÓN DEBIDA A LA MAREA ASTRONÓMICA

La primera parte reporta la modelación baroclínica de la marea astronómica, su validación con las mediciones y el análisis de la circulación general debida a este forzante. El modelo MARS3D fue implementado en la malla 1 (ver Fig. 2-11) considerando 8 componentes armónicas (M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , K_1 , O_1 , P_1 , Q_1), propuestas en el modelo general de mareas astronómicas TPX0.7.

El modelo de mareas TPX0.7 muestra una región de puntos enfidrómicos sobre la parte norte de la península de Yucatán y en general las 8 componentes consideradas (4 diurnas y 4 semidiurnas), tienen una propagación ciclónica adentro del GoM (Egbert and Erofeeva, 2002; Kantha, 2005). En el interior del GoM sobre aguas profundas las componentes diurnas tienen mayor peso en la circulación, generando un patrón de circulación diurno, sin embargo debido a la extensión de la plataforma continental, por ejemplo en la región oeste de la península de Florida, la región oeste del delta del Mississippi y en el sureste de la península de la bahía de Campeche (SECB), las componentes semidiurnas son amplificadas (Clarke and Battisti, 1980), provocando un comportamiento semi-diurno en las dos regiones previamente mencionadas y mixto principalmente diurno en la región SECB, donde además todas las componentes (diurnas y semidiurnas) presentan una amplificación en la dirección noreste. Lo anterior se corroboró utilizando datos de mareógrafos a lo largo de la costa de Estados Unidos de Norteamérica obtenidos de la página CO-OPS de la NOAA (<https://tidesandcurrents.noaa.gov/api/>), así como datos de mareógrafos a lo largo de la costa de Tamaulipas a Campeche provenientes del Servicio Mareográfico Nacional (SMN), al analizar los datos se corroborar un proceso de amplificación de la amplitud, así como un retraso en las fases de las componentes

harmónicas. Las fases y amplitudes del modelo fueron interpoladas a la resolución de la malla 1.

El modelo fue forzado considerando la variación de la elevación de superficie libre, así como una consideración de gradiente normal cero para las velocidades a lo largo de la frontera abierta de la malla 1. Las corrientes fueron consideradas cero solo al principio de la simulación. El tiempo de excitación del modelo (spin-up) para la dinámica de las corrientes por marea astronómica es muy corto debido a la velocidad de propagación de las componentes en relación a las dimensiones del dominio. El tiempo modelado fue de 13 meses considerando un mes de spin-up.

4.2 VALIDACIÓN DEL MODELO UTILIZANDO DATOS DE ELEVACIÓN DEL MAR.

Para realizar la validación de la modelación se utilizó el siguiente procedimiento:

- Se extrajeron ocho puntos de la malla numérica considerando la posición de los seis sensores TP y dos CP, la extracción consideró la menor distancia al punto de medición, así como la mayor similitud en profundidad.
- Con las series de tiempo de elevación del mar extraídas del modelo se realizó una correlación con las series de tiempo de las observaciones.
- Las series de tiempo extraídas del modelo fueron procesadas con el modelo SHOM obteniendo tanto la amplitud como de fase de las componentes armónicas principales (ver Tabla 4-1 y Tabla 4-2). Las amplitudes y fases son similares a los valores medidos (ver Tabla 3-4 y Tabla 3-5), así como las diferencias entre las mediciones y los resultados del modelo que se muestran en las Tabla 4-3 y Tabla 4-4. En los sitios TP-04, TP-05 y TP-06, el modelo sobreestima ligeramente la amplitud para las primeras tres componentes más grandes. Para la componente S_2 el modelo subestima la amplitud dentro de la LT y sobrevalora los valores en las entradas. Para las componentes más pequeñas el modelo y las mediciones presentan una buena correspondencia. Para la componente K_2 el modelo reproduce de manera adecuada el incremento de amplitud en la región noreste de la laguna.

Tabla 4- 1. Amplitud y fase modeladas para ocho componentes armónicas en los sitios donde se realizaron mediciones.

Código de localización	O ₁		K ₁		M ₂		S ₂	
	H [cm]	g [°g]						
CP-00 (Pto Real)	12.84	40.6	13.16	50.7	7.77	253.9	2.13	228.7
TP-01	11.64	85.81	11.57	101.9	5.44	1.59	1.33	341.7
TP-02	11.2	81.93	11.09	97.67	4.74	348.5	1.17	325.4
TP-03	10.85	82.1	10.69	97.89	4.15	348.2	1.01	325.4
TP-04	10.28	77.85	10.02	93.38	3.43	327.8	0.92	299.3
TP-05	10.41	66.82	10.12	81.67	4.27	301.8	1.24	277.7
TP-06	10.47	57.95	10.16	72.21	5.36	286.4	1.59	266.7
CP-07 (Cd. Carmen)	13.01	35.57	12.77	48.89	8.91	257.8	2.71	242.8
TG-08	13.23	33	13.1	45.44	9.26	253.5	2.89	239.6

Tabla 4- 2. Continuación de componentes principales.

Código de localización	P ₁		Q ₁		N ₂		K ₂	
	H [cm]	g [°g]						
CP-00 (Pto Real)	4.06	57.9	2.64	26.1	1.77	246.1	0.59	312.1
TP-01	3.53	109.4	2.21	80.9	1.12	354.7	1.54	6.3
TP-02	3.37	105.2	2.13	77.0	0.97	342.2	1.34	355.5
TP-03	3.17	105.3	2.07	77.0	0.87	341.8	1.15	356.5
TP-04	3.05	100.5	1.97	72.3	0.70	320.6	0.88	348.4
TP-05	3.07	88.5	1.97	61.4	0.88	292.5	0.84	328.2
TP-06	3.09	78.3	1.99	51.7	1.13	276.3	0.69	311.4

CP-07 (Cd. Carmen)	3.93	52.2	2.52	26.9	1.99	248.4	0.57	295.7
TG-08	4.05	50.8	2.60	23.6	2.14	244.8	0.54	286.2

Las Tabla 4- 3 y Tabla 4- 4 muestran las diferencias en amplitud (cm) y en fase (°g), entre las mediciones de las Tablas 3-4 y Tabla 3-5.

Tabla 4- 3. Diferencias entre la medición y el resultado del modelo tanto en amplitud como en fase de las componentes armónicas consideradas.

Código de localización	O ₁		K ₁		M ₂		S ₂	
	Amplitud [cm]	Fase [°g]						
CP-00 (Pto Real)	0.26	13.70	-0.60	-5.57	-0.59	0.80	-0.48	-47.81
TP-01	-1.10	20.09	2.24	-16.00	0.56	-2.09	1.37	-231.10
TP-02	1.02	24.67	-0.21	-11.77	-0.41	10.70	0.74	-237.80
TP-03	-0.69	19.60	-0.06	-12.69	-0.15	11.40	1.06	-221.50
TP-04	-0.65	9.05	0.36	-19.48	0.31	-4.90	1.34	-201.00
TP-05	-0.52	8.58	0.32	-19.37	0.46	-4.00	0.52	-181.70
TP-06	-1.93	8.25	-0.84	-16.21	-0.50	-0.80	0.09	-155.50
CP-07 (Cd. Carmen)	-2.43	16.43	0.67	-5.89	-0.53	2.90	-1.57	-82.10
TG-08	-0.21	7.40	0.09	-12.04	-0.54	-1.00	-0.70	19.70

Tabla 4- 4. Diferencias entre la medición y el resultado del modelo tanto en amplitud como en fase de las componentes armónicas consideradas.

Código de localización	P ₁		Q ₁		N ₂		K ₂	
	Amplitud [cm]	Fase [°g]						
CP-00 (Pto Real)	0.25	12.90	-0.06	-1.10	-0.03	-12.10	-0.17	-6.80
TP-01	-	-	0.44	-1.60	0.12	12.80	-	-
TP-02	-0.98	21.20	0.09	-2.20	-0.02	14.10	-0.09	-3.60
TP-03	-0.26	12.50	-0.07	-0.80	-0.01	9.00	-0.04	8.10
TP-04	-0.04	-9.90	0.04	-7.30	0.13	-8.30	-0.09	-12.20
TP-05	0.23	-4.70	0.07	-6.20	0.22	-6.40	-0.14	-12.30
TP-06	0.16	6.20	-0.13	-1.40	0.05	-1.20	-0.25	-14.40
CP-07 (Cd. Carmen)	-0.78	-29.10	0.33	4.00	0.11	-8.30	0.01	-32.90

TG-08	0.29	4.50	0.03	-4.50	0.04	-3.50	0.05	26.80
-------	------	------	------	-------	------	-------	------	-------

- El proceso de calibración del modelo MARS3D se realizó, variando gradualmente las fases y amplitudes de los límites del modelo, así como los coeficientes de fricción de las bocas y en el interior de la laguna. El proceso consideró la no-linearidad de la interacción entre componentes por lo que el ajuste de amplitudes - fases y coeficientes de fricción se realizaba simultáneamente. Lo anterior generó un proceso lento de calibración del modelo.
- Con las componentes armónicas obtenidas de las observaciones, se reconstruyeron series de tiempo sintéticas, la cual se correlacionaron con las series de tiempo obtenidas del modelo.
- Finalmente con las series sintéticas de las observaciones se correlacionaron con las series de tiempo extraídas del modelo.

Los coeficientes de determinación (r^2) obtenidos de las correlaciones se presentan en la Tabla 4- 5. Con los datos presentados en dicha tabla es posible concluir que las series de tiempo reconstruidas con el análisis armónico presentan una alta correlación con las observaciones. Estos resultados indican que la marea astronómica explica un porcentaje importante de la variabilidad superficial observada (en promedio el 80% en r^2 y 89% en r). El resto de la variabilidad no explicada está conformada por la interacción entre la acción del viento local y regional, descargas de ríos y la circulación oceánica.

El coeficiente de determinación r^2 promedio de la correlación entre observaciones y modelo es $r^2 = 0.78$. Aun cuando la correlación entre las observaciones y el modelo son altas, son menores a las obtenidas entre las series de tiempo sintéticas obtenidas a partir del análisis armónico y las del modelo numérico, las cuales presentan un coeficiente de determinación $r^2 = 0.93$. Estos resultados validan la modelación numérica. La menor correlación se obtuvo en el punto TP-10, lo anterior puede explicarse por la longitud de la serie de tiempo medida de solo 62 días. El análisis requiere periodos más largos para poder realizar una descomposición armónica más precisa.

Tabla 4- 5. Coeficiente de determinación r^2 obtenido de correlacionar las mediciones del nivel del mar (OBS), el análisis armónico (HA) y las series de tiempo obtenidas del modelo (MODEL).

Origen de los datos	SENSOR								
	CP-80	TG-70	TP-60	TP-50	TP-40	TP-30	TP-20	TP-10	CP-00
OBS / HA	0.910	0.856	0.739	0.771	0.797	0.770	0.753	0.809	0.809
OBS / MODEL	0.897	0.833	0.683	0.716	0.734	0.726	0.710	0.831	0.865
HA / MODEL	0.976	0.958	0.912	0.920	0.911	0.926	0.914	0.898	0.929

4.3 VALIDACIÓN UTILIZANDO DATOS DE CORRIENTES MEDIDAS Y MODELADAS.

De manera similar al análisis anterior, se extrajeron las series de tiempo de las corrientes en todas las capas del modelo, para los puntos donde se encontraron las mediciones con perfiladores de corrientes (CP). A la información extraída se le realizó un análisis armónico con el fin de calcular las elipses de las corrientes para las diferentes componentes de la Tabla 4-6 y Tabla 4-7. Las elipses calculadas por el modelo tienen características comparables a las obtenidas de las mediciones (ver Tabla 3-7 y Tabla 3-8). Para el punto CP-00 (boca de PtR) en la capa más superficial del modelo, el semi-eje mayor para las componentes O_1 , K_1 y M_2 son ligeramente mayores que las calculadas para las mediciones. Sin embargo en la parte más profunda de la columna de agua, los valores son modelados son más similares a los medidos. Las direcciones principales de los semi-ejes mayores son muy parecidas, con diferencias que varían en el rango de $\pm 3^\circ$ máximo. Las fases con respecto a Greenwich también son comparables. Las elipses de las otras componentes presentan un buen ajuste entre el modelo y los valores medidos. Para el punto CP-07 (boca de CdC), el modelo y las mediciones presentan valores muy similares. En este caso el modelo sub-estima ligeramente los valores para los semi-ejes mayores de O_1 , M_2 y S_2 y sobre-estima el valor de K_1 .

Tabla 4-6. Características de las Corrientes modeladas en las dos principales bocas de la LT. Se describen las elipses de las componentes de marea. Los valores positivos o negativos del eje menor explican el sentido de rotación de las elipses de corrientes donde el sentido horario (positivo) o anti-horario (negativo).

Localización / Instrumento	Prof. de la medición/ Profundidad fondo [m]	Periodo del modelado [Días]	O ₁				K ₁				M ₂				S ₂			
			Semi-eje mayor [cms ⁻¹]	Semi-eje menor [cms ⁻¹]	Orientación ° Norte	Fase	Semi-eje mayor [cms ⁻¹]	Semi-eje menor [cms ⁻¹]	Orientación ° Norte	Fase	Semi-eje mayor [cms ⁻¹]	Semi-eje menor [cms ⁻¹]	Orientación ° Norte	Fase	Semi-eje mayor [cms ⁻¹]	Semi-eje menor [cms ⁻¹]	Orientación ° Norte	Fase
CP-00 (Pto. Real)	7.15/7.9	365	76.29	4.35	115	226.7	77.56	4.42	115	1.4	62.57	-2.85	115	124.5	16.58	-0.04	131	241.2
	6.4/7.9	365	70.1	2.93	114	226.9	71.28	3.02	114	1.5	57.43	-1.03	114	123.8	15.32	0.00	131	239.9
	4.2/7.9	365	64.87	2.21	114	227.0	65.95	2.31	114	1.6	53.11	-0.18	114	123.3	14.24	0.02	131	239.1
	2.0/7.9	365	56.01	1.5	114	227.1	56.91	1.61	114	1.7	45.83	0.5	114	122.7	12.38	0.04	131	238.3
	0.2/7.9	365	28.22	0.67	112	227.6	28.52	0.77	112	2.4	23.05	0.39	112	120.7	6.54	0.08	130	236.7
CP-07 (Cd. del Carmen)	15.7/16.3	365	48.24	-0.62	130	235.7	47.54	-0.66	130	10.5	33.71	0.18	131	139.5	9.10	-0.04	131	241.2
	11.8/16.3	365	46.53	-0.38	130	235.4	45.89	-0.42	130	10.1	32.47	0.38	131	138.3	8.80	0.00	131	239.9
	7.7/16.3	365	44.98	-0.2	130	235.1	44.39	-0.23	130	9.8	31.41	0.44	131	137.5	8.52	0.02	131	239.1
	3.7/16.3	365	43.06	-0.03	130	234.8	42.52	-0.05	130	9.5	30.1	0.47	131	136.6	8.18	0.04	131	238.3
	0.4/16.3	365	35.61	0.32	128	234.1	35.2	0.33	128	8.7	24.96	0.51	130	135.1	6.78	0.08	130	236.7

Tabla 4-7. Características de las Corrientes modeladas en las dos principales bocas de la LT. Se describen las elipses de las componentes de marea. Los valores positivos o negativos del eje menor explican el sentido de rotación de las elipses de corrientes donde el sentido horario (positivo) o anti-horario (negativo).

Location / Instrument	Depth of Measurements/ Water depth [m]	Modelled period [Days]	P ₁				Q ₁				K ₂				N ₂			
			Semi-major axis [cms ⁻¹]	Semi-minor axis [cms ⁻¹]	Orientación ° Norte	Fase	Semi-major axis [cms ⁻¹]	Semi-minor axis [cms ⁻¹]	Orientación ° Norte	Phase	Semi-major axis [cms ⁻¹]	Semi-minor axis [cms ⁻¹]	Orientación ° Norte	Phase	Semi-major axis [cms ⁻¹]	Semi-minor axis [cms ⁻¹]	Orientación ° Norte	Fase
(Pto. Real)	7.15/7.9	365	22.9	0.4	115	13.9	14.3	0.4	116	250.5	21.0	2.7	117	255.2	12.3	-0.5	116	150.6
	6.4/7.9	365	21.1	0.4	114	13.8	13.2	0.3	115	250.6	19.2	1.8	116	255.5	11.3	-0.2	115	150.0
	4.2/7.9	365	19.6	0.3	114	13.7	12.2	0.3	115	250.6	17.7	1.4	115	255.6	10.5	-0.1	115	149.5
CP-00	2.0/7.9	365	17.0	0.3	114	13.5	10.6	0.2	114	250.7	15.1	1.0	115	255.8	9.1	0.0	114	148.9
	0.2/7.9	365	8.8	0.1	112	12.7	5.6	0.1	111	251.1	6.8	0.6	117	257.8	4.8	0.0	111	146.4
CP-07 (Cd. del Carmen)	15.7/16.3	365	14.03	-0.1	130	19.4	8.9	0.0	130	255.5	9.2	-0.2	129	278.7	6.9	0.0	131	160.6
	11.8/16.3	365	13.55	-0.0	130	19.0	8.6	0.0	130	255.2	9.1	-0.1	129	277.5	6.7	0.1	131	159.7
	7.7/16.3	365	13.11	0.02	130	18.6	8.3	0.0	130	255.0	8.9	-0.1	129	276.6	6.5	0.1	131	159.0
	3.7/16.3	365	12.56	0.07	130	18.3	7.9	0.0	130	254.7	8.6	0.0	128	275.6	6.2	0.1	131	158.3
	0.4/16.3	365	10.39	0.14	129	17.5	6.5	0.1	129	254.2	7.2	0.2	128	273.0	5.2	0.1	130	157.0

Con el fin de evaluar mejor el ajuste entre el modelo y las mediciones, las componentes zonal (U) y meridional (V) de las corrientes fueron comparadas con las componentes U y V de las mediciones (OBS/MODEL), así como con las componentes resultantes de las reconstrucciones de los análisis armónicos de las observaciones (HA/MODEL). La serie de valores HA se considera como una señal donde la variabilidad no relacionada con la marea astronómica ha sido eliminada. Finalmente la señal reconstruida fue comparada con las mediciones (OBS/HA). Los resultados de los coeficientes determinantes r^2 de las correlaciones se presentan en la Tabla 4- 8 y Tabla 4- 9.

Tabla 4- 8. Coeficientes de determinación (r^2) entre las componentes U y V de las corrientes medidas (OBS), la reconstrucción de la series sintéticas obtenidas con los análisis armónicos (HA) y las componentes extraídas del modelo (MODEL). Las comparaciones se realizan a cuatro diferentes profundidades desde el fondo a la superficie. Boca de Puerto Real.

Perfilador de Corrientes en PtR CP-08								
Origen de los datos	7.15 m		6.4 m		4.2 m		1.2 m	
	U	V	U	V	U	V	U	V
OBS/HA	0.844	0.767	0.880	0.831	0.888	0.818	0.881	0.791
OBS/MODEL	0.872	0.809	0.861	0.813	0.877	0.779	0.878	0.753
HA/MODEL	0.933	0.906	0.937	0.932	0.944	0.908	0.943	0.888

Tabla 4- 9. Coeficientes de determinación (r^2) entre las componentes U y V de las corrientes medidas (OBS), la reconstrucción de la series sintéticas obtenidas con los análisis armónicos (HA) y las componentes extraídas del modelo (MODEL). Las comparaciones se realizan a cuatro diferentes profundidades desde el fondo a la superficie. Boca de Ciudad del Carmen.

Perfilador de Corrientes en CdC CP-07								
Origen de los datos	15.3 m		13.0 m		7.0 m		1.25 m	
	U	V	U	V	U	V	U	V
OBS/HA	0.757	0.591	0.833	0.793	0.826	0.751	0.779	0.638
OBS/MODEL	0.60	0.59	0.841	0.813	0.831	0.791	0.763	0.627
HA/MODEL	0.764	0.783	0.959	0.950	0.950	0.958	0.952	0.938

Los coeficientes de determinación r^2 son ligeramente más pequeños cerca de la superficie que en la capa cerca del fondo para el caso del perfilador de corrientes ubicado en la boca de CdC. La correlación entre la serie reconstruida (HA) y el modelo resulta particularmente alta, con valores del coeficiente de determinación r^2 mayores a 0.9 en la mayoría de los casos. El tendencia estadística (bias) para todos los casos es menor que los 2 cm s^{-1} , y el error cuadrático medio (RMSE) es menor que los 20 cm s^{-1} en todas las comparaciones. El índice de ajuste (IOA) (Willmott, 1981) fue calculado en los puntos presentados en las Tabla 4-6 y Tabla 4-7. Para el punto CP-07, el IOA es 0.94 para la componente zonal de la corriente y para la componente meridional de la corriente 0.92 (con un valor de 0.89 cerca de la superficie). En el punto CP-00, el IOA para la componente zonal de la corriente el valor promedio es de 0.93 y para la componente meridional un valor promedio de 0.90. Cerca de la superficie el valor del coeficiente IOA se reduce alcanzando un valor de 0.77, es importante mencionar que cerca de la superficie el viento interactúa con la superficie creando corriente, la cual tiene efectos sobre las corrientes de marea, por lo mismo es normal tener una caída de correlación, considerando que las mediciones si reportan las interacciones entre los diferentes forzantes y en este caso el modelo solo consideran la marea astronómica. Estos valores muestran una buena concordancia entre el modelo y las observaciones.

4.4 CARTAS COTIDALES

Una vez obtenida la validación del modelo en los ocho puntos de medición, se puede suponer que el modelo es válido en toda la región del modelo, lo cual permite la obtención de los mapas cotidales con los patrones de propagación de amplitud y fase de cada una de las ocho componentes armónicas consideradas. De las Figura 4- 1 y Figura 4- 2 las cuales muestran los patrones de propagación, resulta posible observar que en las bocas de la LT todas las componentes armónicas presentan un comportamiento similar. Las amplitudes decrecen rápidamente y la fase sufre un retraso significativo en las bocas.

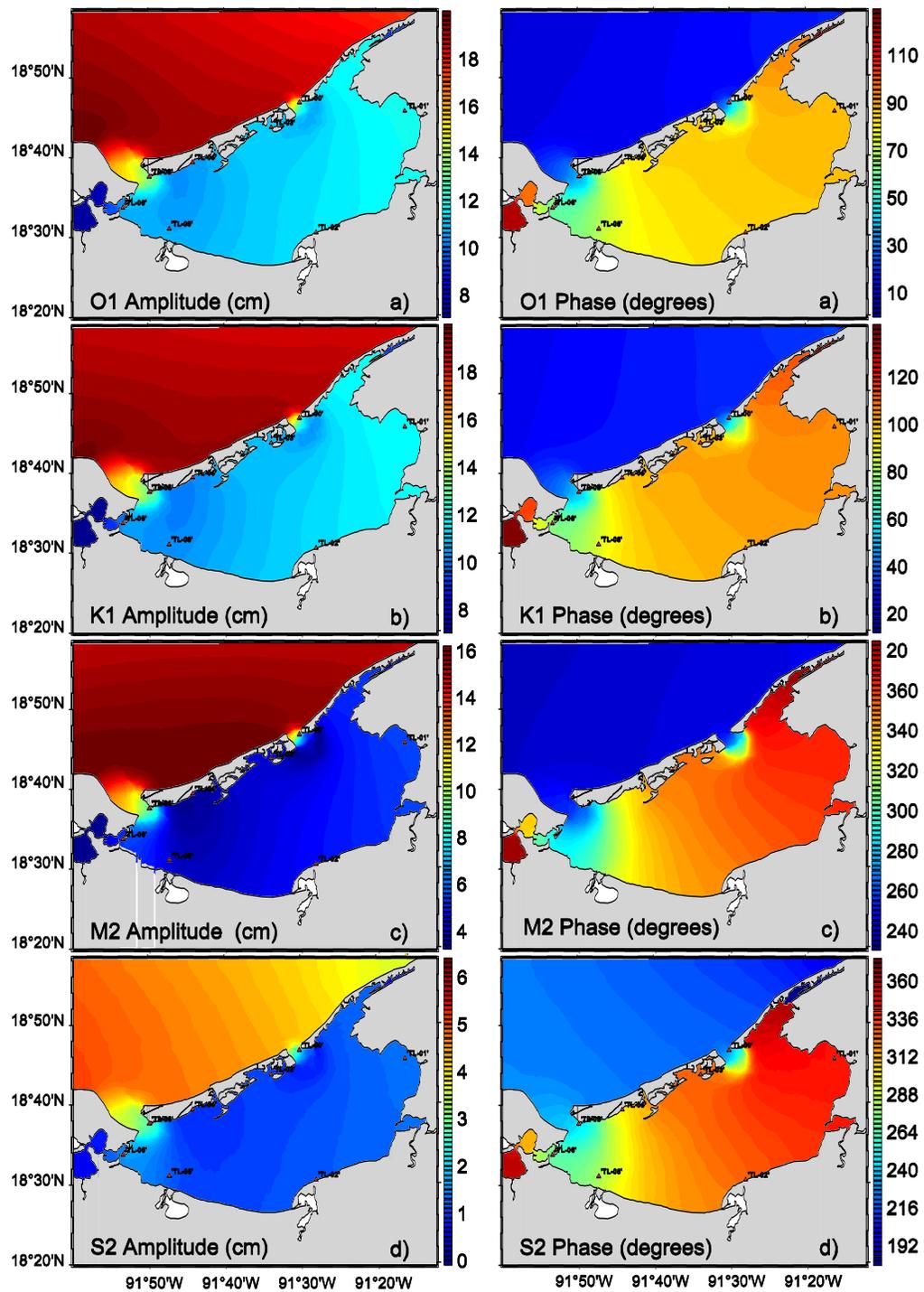


Figura 4- 1. Cartas cotidales para las componentes O1, K1, M2 y S2 con amplitud en cm y fase en grados relativos al meridiano de Greenwich.

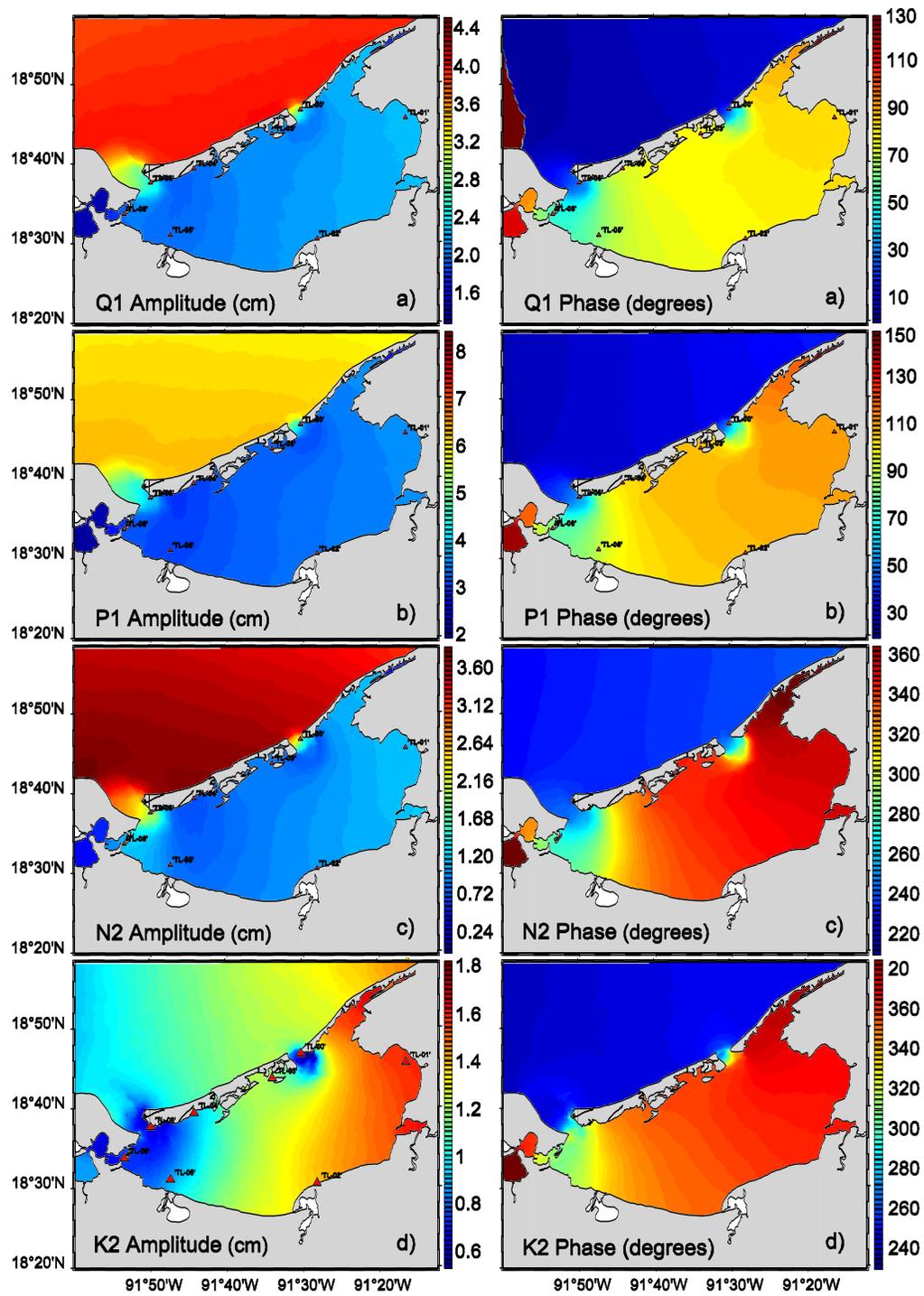


Figura 4- 2. Cartas cotidales para las componentes Q1, P1, N2 y K2 con amplitud en cm y fase en grados relativos al meridiano de Greenwich.

Con el fin de evaluar el efecto de las bocas sobre se generaron dos secciones transversales a la mitad de los canales de las bocas de la LT. Sobre dichas secciones se evaluaron los gradientes tanto de amplitud como de fase. La Figura 4- 3 muestra la ubicación de las secciones.

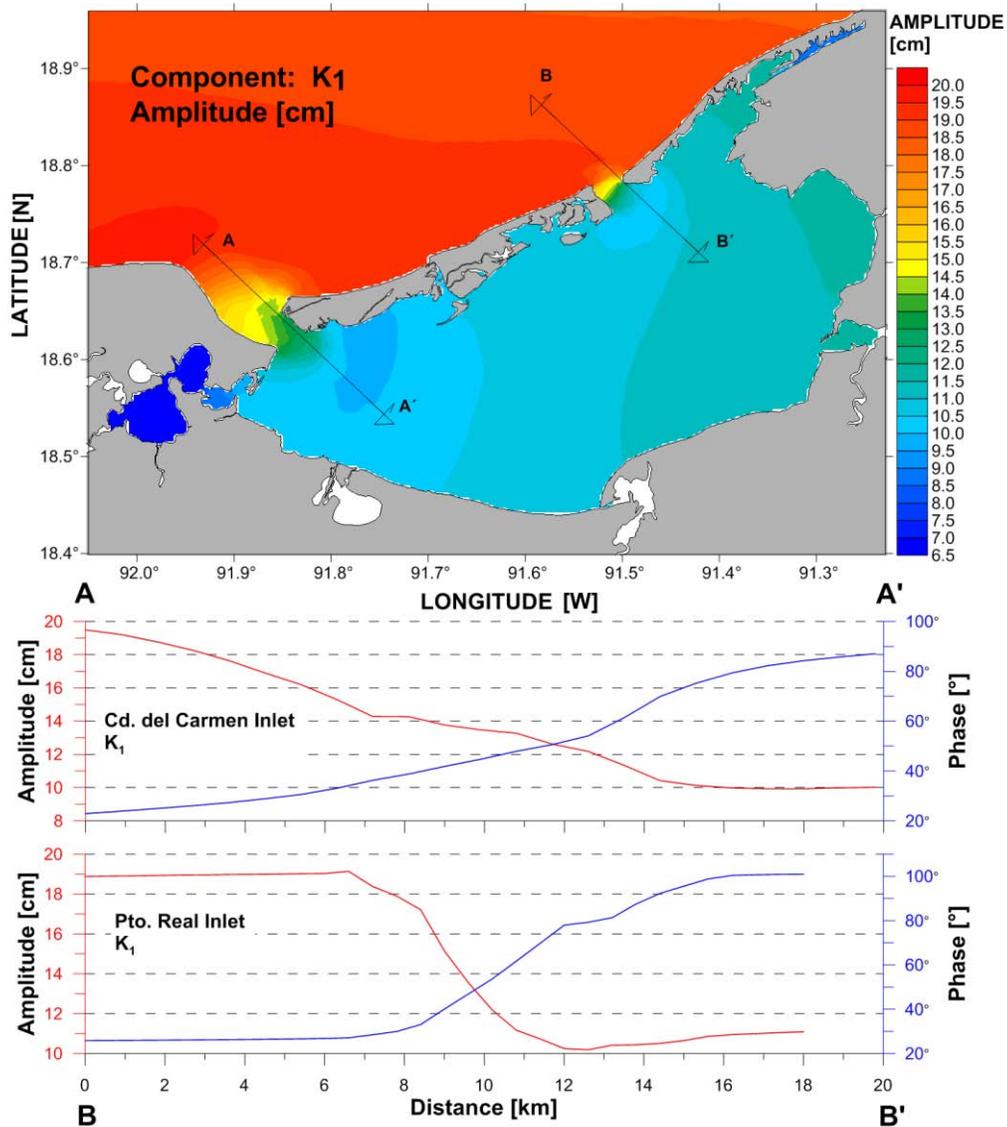


Figura 4- 3. Cambio de amplitud y retraso en la fase través de las bocas de la LT para la componente K1.

Para las componentes armónicas K1 y O1, la amplitud se reduce aproximadamente 9 cm en la entrada de CdC (ver Figura 4- 3 y Tabla 4- 10) y sufren una reducción un poco menor en la boca de PtR, sin embargo la fase sufre un retraso aproximadamente 10

grados mayor en la boca de PtR que en la de CdC. Para M₂, la reducción de amplitud es aproximadamente de 9 cm. Para las otras componentes con amplitudes menores, el gradiente es también menor. En promedio la reducción en la amplitud es del 55% para las componentes diurnas y de ~63% para las componentes semi-diurnas (ver Tabla 4- 10). Se observa que en ambas bocas las amplitudes presentan una reducción, así como un retraso de fases considerables, sin embargo el gradiente en la boca de PtR es mayor. Las fases de los ocho componentes crecen lentamente dentro de la laguna de oeste a este con un máximo en el lado oriental de la laguna. La fase varía aproximadamente de 50 a 60 grados. La diferencia en el comportamiento del gradiente en las entradas podría estar relacionada con las diferencias geomorfológicas de las mismas. La entrada del canal PtR es más corta y tiene un delta dentro de la laguna. Por el contrario, la entrada del canal CdC es mayor, y su profundidad media es más profunda, aun cuando presenta un delta exterior (ver Figura 1-3).

En la región del GoM (afuera de la LT), la amplitud de las diferentes componentes presentan un incremento entre la boca de CdC y la de PtR. Las fases presentan el mismo patrón de comportamiento. Lo anterior se puede explicar con la teoría de la propagación general de la marea en el interior del GoM, la cual propone que es de del oeste al este en la región sureste del GoM (Winant, 2007). La amplificación es generada por los efectos de fricción debido a la interacción de las ondas de marea con regiones de plataforma continental muy anchas, como la que se presentan en la región sureste del GoM, como fue explicado por (Clarke, 1980). El fenómeno se reproduce en la base de datos TPX0.7 (Egbert, 2002).

Tabla 4- 10. Reducción de amplitud y retraso de fase en el transecto perpendicular a la sección transversal de la boca de CdC.

Componente	Amplitud en el GoM [cm]	Amplitud adentro de la LT			
		Amplitud		Reducción de Fase	
		[cm]	%	[°]	[hora]
O ₁	18.0	8.0	44%	55	3.94
K ₁	18.4	8.1	44%	60	3.99
M ₂	14.2	9.0	63%	60	2.07
S ₂	4.8	3.8	63%	50	1.67
P ₁	6.2	3.0	48%	56	4.18
Q ₁	4.0	2.0	50%	52	3.48
N ₂	3.36	2.2	65%	54	1.90
K ₂	1.06	0.36	34%	90	2.99

4.5 PATRONES DE CIRCULACIÓN POR MAREA ASTRONÓMICA

Con el fin de reconocer los patrones de circulación en el interior de la LT, generados por la marea astronómica se calcularon elipses de corrientes en todo el dominio del modelo para todas las capas. Teniendo en cuenta la orientación y la excentricidad de los elipses actuales, las diferentes componentes de marea presentan patrones similares pero con diferentes intensidades. Considerando la magnitud del semi-eje mayor, K_1 , O_1 y M_2 son las componentes más intensas. P_1 tiene componentes de corriente 3 veces más pequeñas. Mientras que Q_1 , K_2 , S_2 son 4 o 5 veces más pequeñas, finalmente las componentes de N_2 son 6 a 8 veces más pequeñas. Utilizando las elipses de corriente correspondientes a los estratos superficial y el del fondo de la componente K_1 se generaron mapas donde la orientación del semi-eje mayor muestra la dirección principal del flujo, los mapas resultantes se muestran en Figura 4- 4 y Figura 4- 5 .

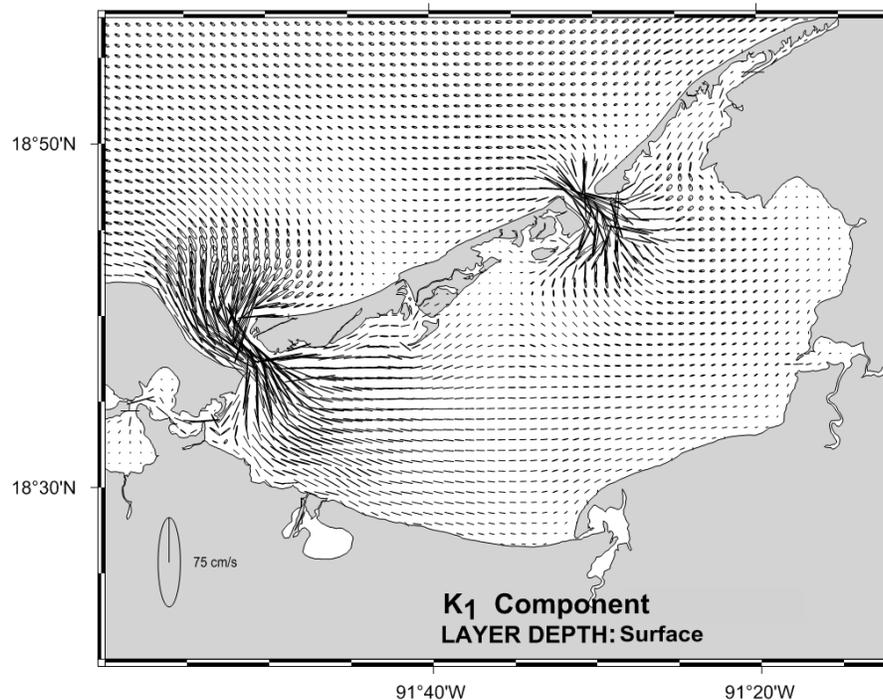


Figura 4- 4. Elipses de varianza correspondientes a las corrientes en el estrato superficial, debidas a la componente armónica K_1 .

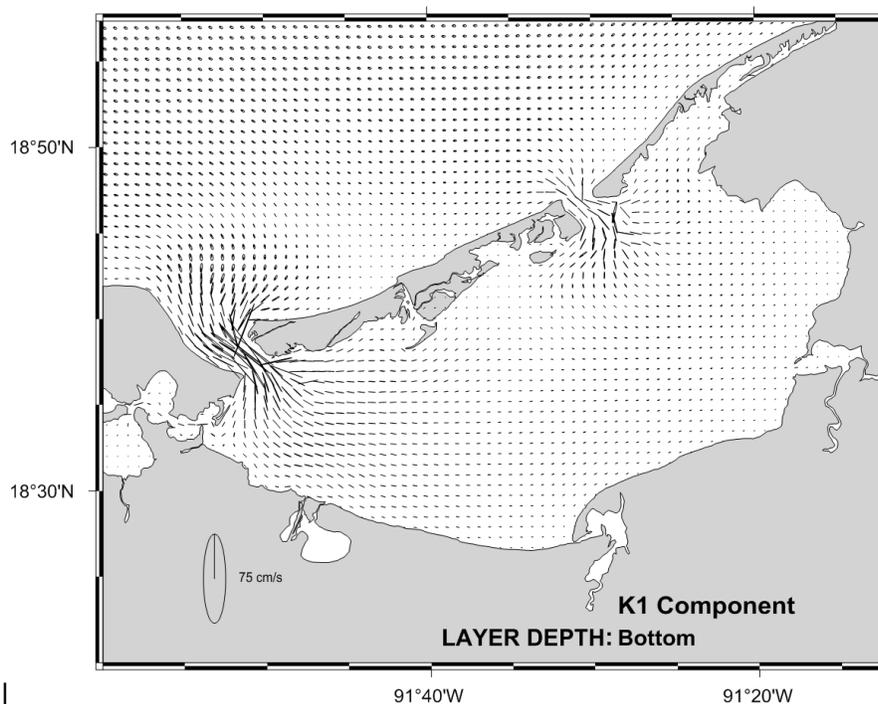


Figura 4- 5. Elipses de varianza correspondientes a las corrientes en el estrato del fondo, debidas a la componente armónica K₁.

Las características principales de los mapas con las elipses de corriente son:

- En las dos entradas, los ejes semi-mayores son mayores y pequeños dentro de la laguna. Las velocidades de las corrientes en la superficie generadas por la componente armónica K₁ en la entrada de CdC alcanzan 51 cm⁻¹, mientras que es de aproximadamente 5 a 6 cm^s⁻¹ en el centro de la laguna y aproximadamente 1 cm^s⁻¹ en la parte oriental de la laguna.
- Para todos los componentes cerca del fondo, las elipses de varianza son más pequeñas que en la superficie, siendo los valores de la capa inferior 10 a 15 % más pequeños que en la superficie.
- En la entrada PtR, las velocidades de corriente máxima alcanzadas son de 80.5 cm^s⁻¹.
- El área con corrientes fuertes es mayor en la boca de CdC que en la de PtR (ver Figura 4- 6 a y b). Esta área se extiende en gran parte en los dos lados de la entrada de CdC, alcanzando más de 20 kilómetros costa afuera de la laguna. En la

entrada PtR, el área con altas corrientes es menor y se localiza principalmente dentro de la laguna.

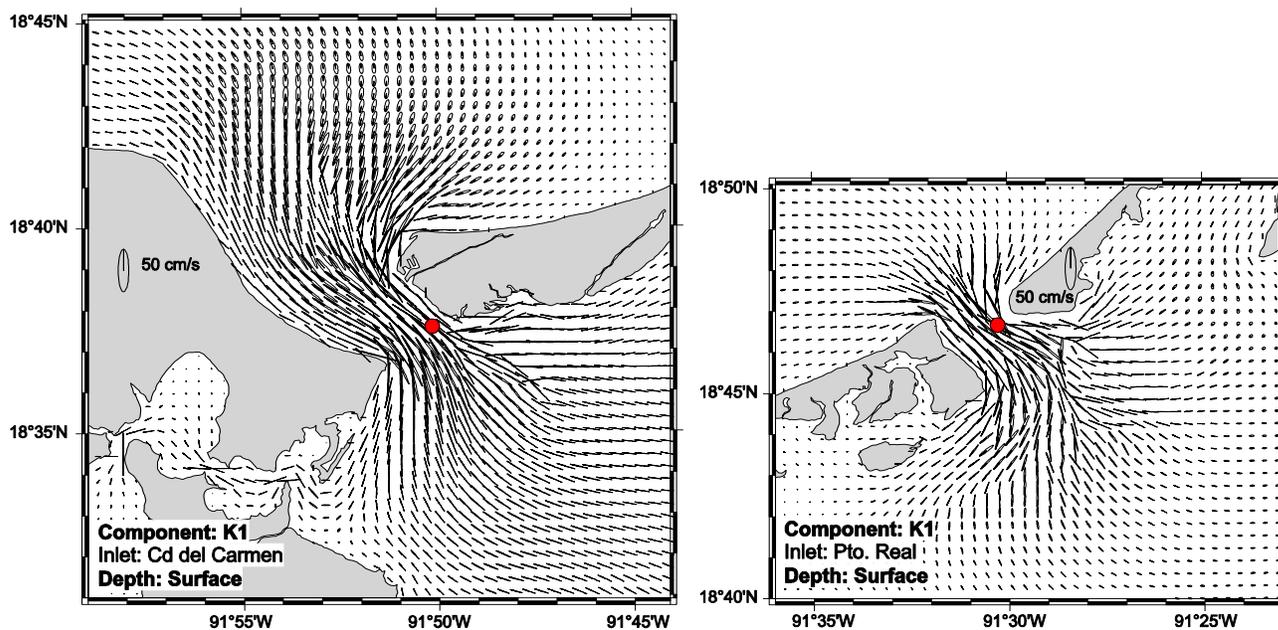


Figura 4- 6. Elipses de varianza de las corrientes superficiales generadas por la componente armónica K_1 en a) la boca de CdC y b) la bca de PtR.

4.6 ZONAS DE CORRIENTES MÁXIMAS

Seleccionando las mayores velocidades obtenidas durante el periodo de modelación para cada nodo de la malla numérica, se generó un mapa de contornos con la rapidez de la corriente. El mapa muestra como el área de corrientes mayores a los 0.2 ms^{-1} es mayor en la región de la boca de CdC que en la de PtR. En la región central de la laguna se puede observar que las velocidades máximas alcanzan valores de 0.02 ms^{-1} . Lo anterior muestra que si la LT estuviera únicamente forzada por marea astronómica, en la zona central de la laguna se generaría una región de deposición de sedimentos, sin embargo dicho fenómeno no se observa en la batimetría. La característica previamente mencionada sugiere que dentro de la LT la circulación por marea astronómica es importante, pero no es el mayor forzante.

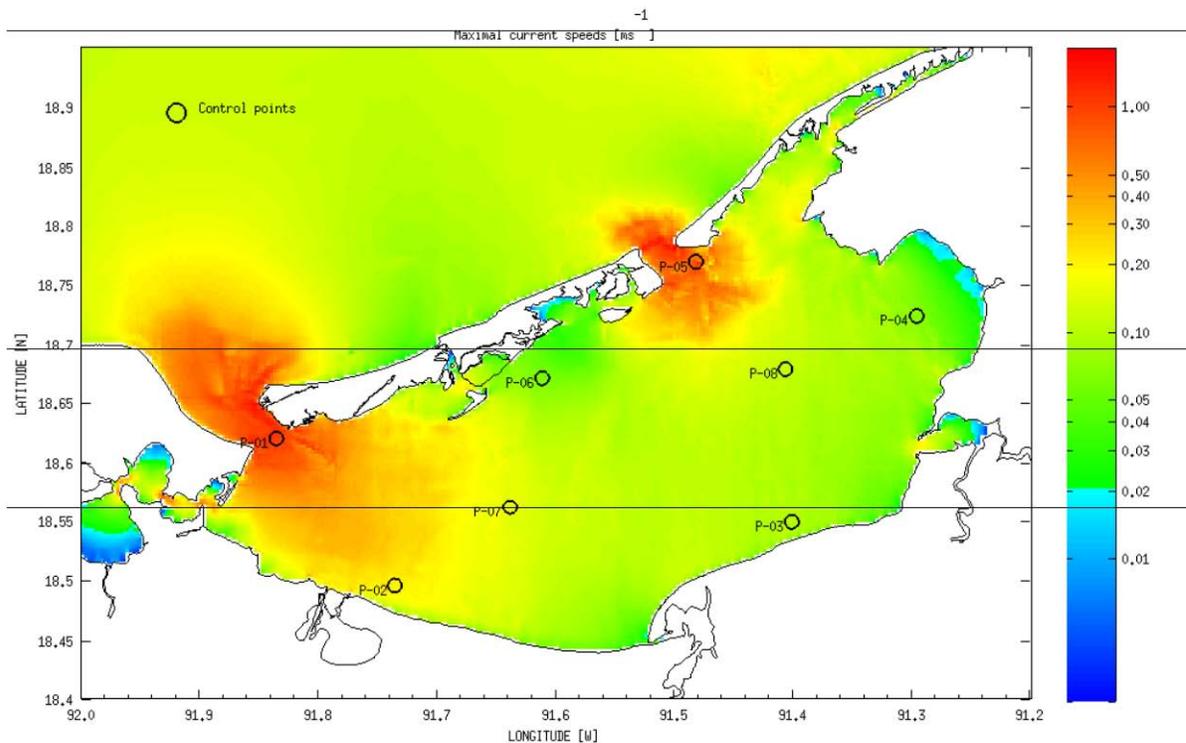


Figura 4- 7. Mapa de contorno con las isólineas de rapidez de la corriente máxima registradas en el periodo de modelación, la escala es logarítmica en ms^{-1} .

La Figura 4- 7 muestra ocho puntos, para los cuales las series de tiempo del nivel del mar y la velocidad de las corrientes, se extrajeron del modelo con el fin de analizar la variabilidad de los patrones entre ellos. Se compararon puntos opuestos con el fin de obtener patrones de circulación entre ellos. Siendo así el punto P-01 y el P-05 se localizan en los canales de las dos bocas principales, por lo mismo se espera que las magnitudes de las corrientes y rangos de variación de la superficie del mar sean de la mismo orden. El mismo procedimiento se realizó entre los puntos P-02 (suroeste) y P-04 (noreste), la Figura 4- 8 muestra los resultados de las diferentes comparaciones. Las componentes zonal (U) y meridional (V) de la corriente entre los puntos P-03 y P-06 muestran una peculiaridad: en el punto P-03, los valores negativos de la componente zonal son más pequeños que los positivos. En el caso del punto P-06, los valores negativos de la componente zonal son mayores que los positivos. Una comparación similar entre los puntos P-07 y P-08, revela que la componente meridional positiva en el punto P-08 es mayor que la negativa, mientras que en el punto P-07, ocurre lo contrario. El desequilibrio en las corrientes genera la existencia de un flujo residual, el cual será discutido en la siguiente sección.

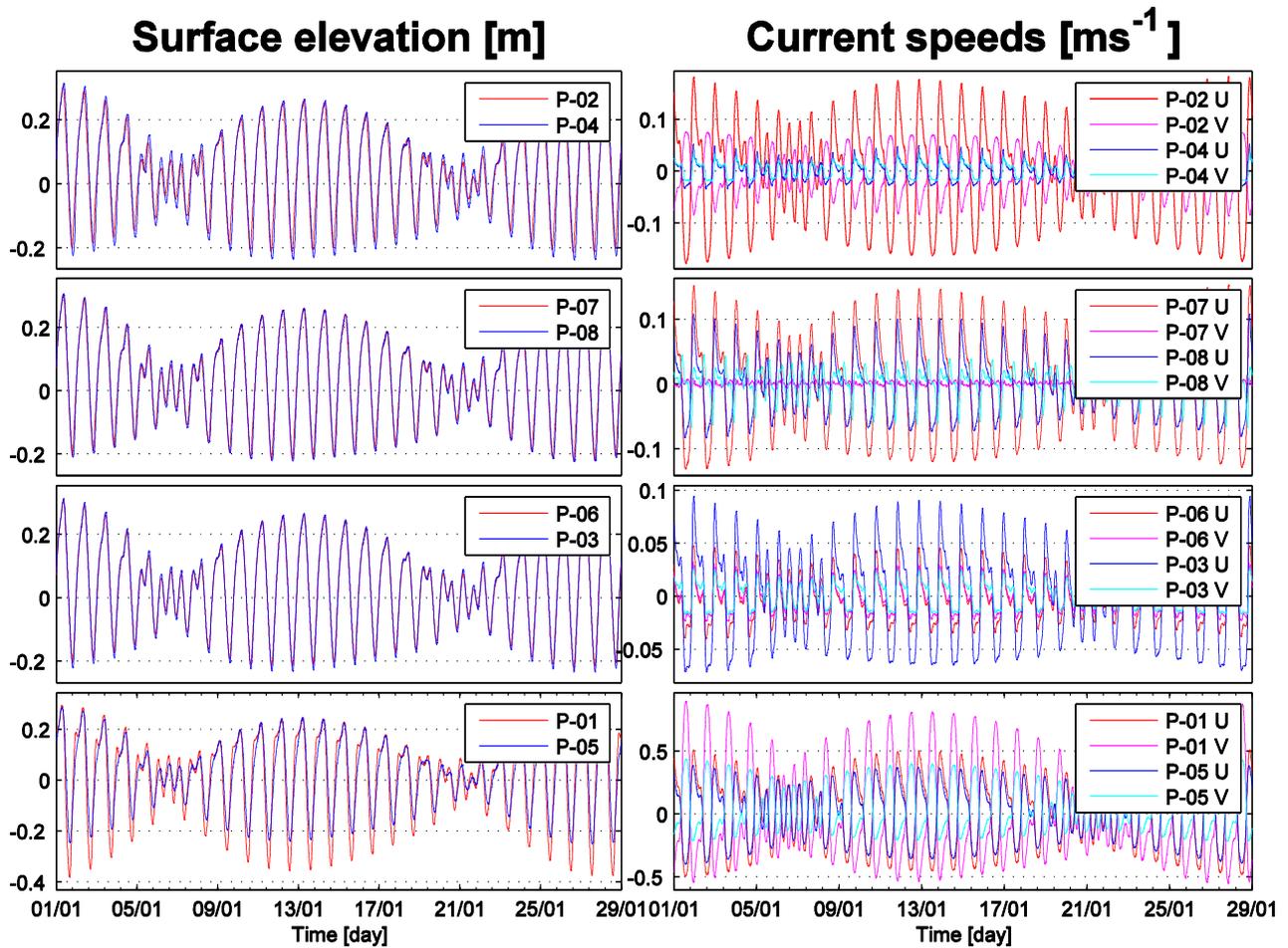


Figura 4- 8. Series de tiempo de la elevación de la superficie del mar (izquierda), y magnitud de la celeridad de las componentes zonal y meridional de las corrientes a la derecha, de los ocho sitios seleccionados (ver Figura 4-7 para referencia).

4.7 VELOCIDAD RESIDUAL

Estudios previos han estimado el transporte residual debido a la marea astronómica en la LT. Una de las técnicas es el seguimiento de partículas durante un ciclo completo de marea (~24.8 horas). Después de este periodo, las partículas tienden a retornar a su punto de origen, pero debido a los efectos de fricción, la posición final no es la misma que la de

inicio. Midiendo la diferencia y dividiéndola entre el tiempo se obtiene la excursión de la marea como una velocidad residual Lagrangiana (Douillet, 1998, Jouon, 2006; Garreau, 1993; Salomon, 1988; Andrews, 1978). Sin embargo se sabe que la velocidad residual Lagrangiana varía en función del tiempo de inicio del rastreo (Foreman et al., 1992). Con el objeto de evitar la dificultad descrita previamente, si consideramos un ciclo de marea semidiurno, la trayectoria de una parcela de agua es una curva y por lo mismo resulta posible calcular la posición media (el baricentro) del trayecto. Para una partícula el movimiento del baricentro representa el movimiento Lagrangiano medio. Utilizando formalismo matemático, es posible considerar la posición instantánea $\vec{x}(t)$ de la columna de agua como la suma de la una posición promedio $\vec{X}(t)$ (promediado con la marea) y de una perturbación $\vec{\xi}(t)$ la cual describe el movimiento oscilatorio de la marea. Lo anterior se representa:

$$\vec{x}(t) = \vec{X}(t) + \vec{\xi}(t)$$

Donde:

$$\vec{X}(t) = \frac{1}{T} \int_{t-T/2}^{t+T/2} \vec{x}(x, t) dt$$

Y

$$\int_{t-T/2}^{t+T/2} \vec{\xi}(x, t) dt = 0$$

El movimiento a largo plazo (velocidad residual) se define por el desplazamiento gradual de la posición media de un ciclo al siguiente.

En general esta velocidad residual es calculada para cada componente de manera independiente, lo cual permite el seguimiento de las trayectorias de las partículas para periodos relativamente cortos, proporcionales al periodo de la componente.

Con el fin de obtener un mejor conocimiento de las distancias viajadas por las partículas, se propuso realizar el cálculo considerando un ciclo mensual de marea (~28 días), además como el objeto del estudio es observar cuál es el patrón residual debido a la marea astronómica, se consideró la interacción de las ocho componentes armónicas. El resultado del análisis se muestra en la Figura 4- 9. En el interior de la LT el transporte de masas de agua en periodos largos es relativamente lento y simple. En las regiones de las

bocas las trayectorias son más complejas y las velocidades residuales mayores (ver Figura 4- 10). Siempre hay un movimiento periódico debido a las corrientes de llenante y vaciante, donde las trayectorias cambian de forma drásticamente entre el interior y el exterior de la laguna, debido parcialmente a la geomorfología de la laguna y parcialmente porque las partículas pueden ser completamente expulsadas de la laguna o quedar atrapadas en regiones de poco movimiento. En estos casos, es imposible definir un baricentro o una velocidad representativa del transporte. Estos resultados indican que es posible calcular las velocidades residuales dentro de la laguna pero no cerca de las entradas.

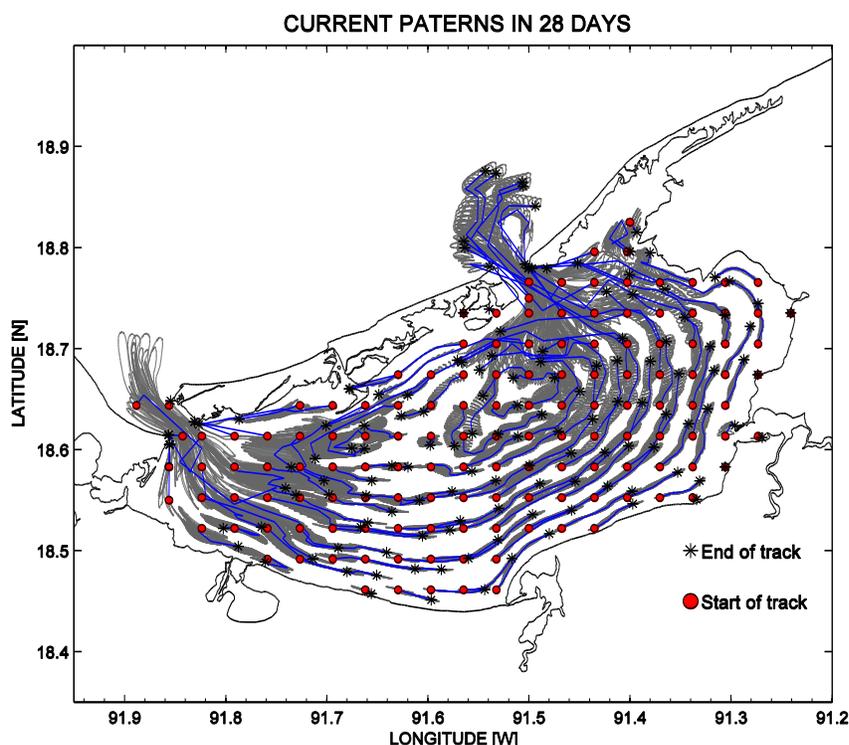


Figura 4- 9. Sincronización de los movimientos de las masas de agua en la LT. Los puntos rojos son los puntos de liberación, y las estrellas negras son las posiciones finales, después de 28 días. Las líneas grises representan las trayectorias seguidas de las partículas de Lagrangianas.

La Figura 4- 9 muestra las trayectorias Lagrangianas integradas en un periodo de 28 días en gris. Los puntos rojos es donde se iniciaron las trayectorias y las líneas azules representan la posición promediada con una ventana de 6 días. Las estrellas negras representan la posición final de las trayectorias. Las trayectorias integradas (líneas

azules), muestran el flujo residual generado por la marea astronómica dentro de la laguna, mostrando una entrada de masa por la boca de CdC y una salida por la boca de PtR.

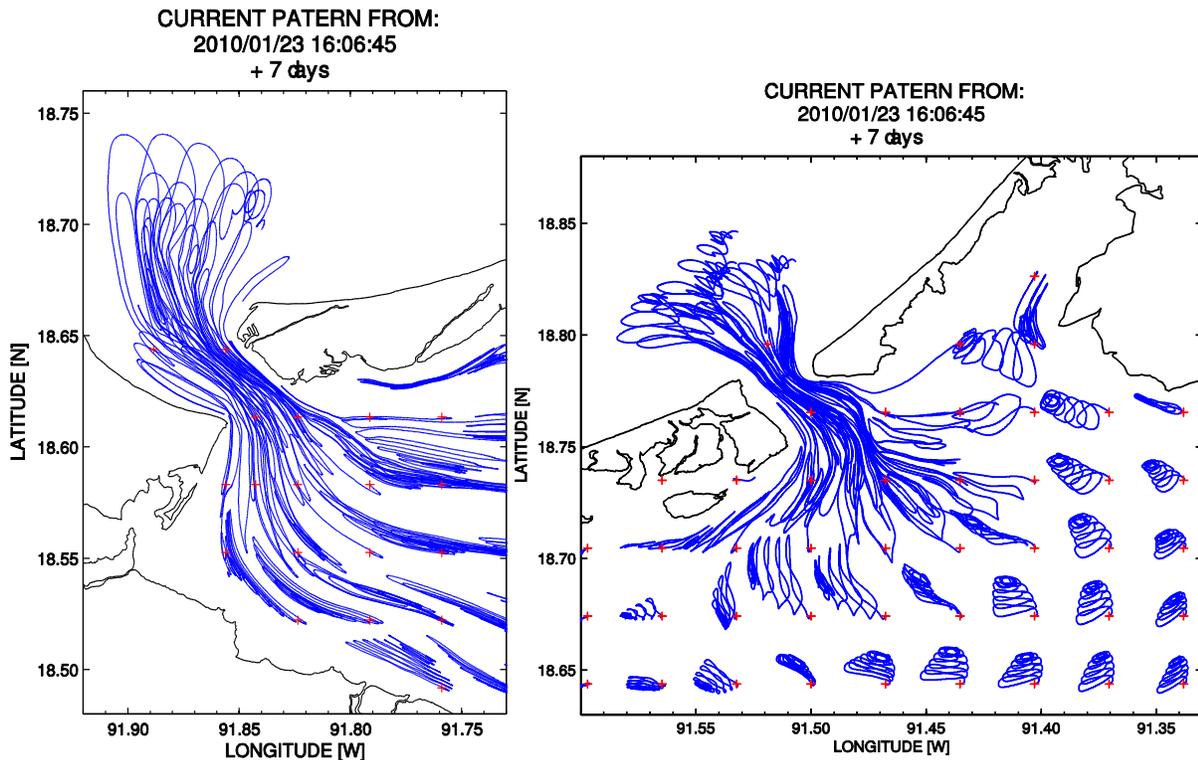


Figura 4- 10. Patrones Lagrangianos de las partículas, en las bocas, después de advectarlas por un periodo de ~7 días. Las cruces rojas son los puntos de inicio, las líneas azules son las trayectorias.

Para estudiar los efectos del ciclo de mareas sobre la velocidad residual dentro de la laguna, se implementó la siguiente metodología: se consideró un período de 28 días (dos bajamares y dos pleamares) para considerar el ciclo mareas vivas y mareas muertas. En cada caso, para evaluar las condiciones de flujo de llenado y vaciado, las partículas Lagrangianas se liberaron en 148 posiciones diferentes, comenzando en el nivel máximo de pleamar. Las partículas fueron advectadas por un periodo de 168 horas, utilizando los campos de corriente modelados con un paso de tiempo de 180 s. Utilizando la marea alta descrita anteriormente como referencia, se repite el mismo proceso siete veces en las siguientes 24 horas, con un espacio temporal entre liberación de partículas de 3 horas. De esta manera, se consideran las diferencias en las condiciones iniciales durante el llenado y vaciado. Se calculó la velocidad y la dirección de cada partícula usando la posición inicial y final de cada trayectoria Lagrangiana, así como la posición del baricentro de cada trayectoria.

Al final, utilizando el grupo de 32 velocidades residuales para cada posición, se calcula la velocidad media. La Figura 4- 11 muestra los resultados del primer ciclo de marea de primavera con sus 8 velocidades residuales. Las velocidades residuales calculadas fueron, como se esperaba, muy bajas, reflejando corrientes de pocos milímetros por segundo dentro de la laguna. Al sur de las entradas, las velocidades son ligeramente mayores que un centímetro por segundo. Dentro de la laguna, el transporte general es hacia el noreste en la parte sur de la laguna y hacia el suroeste en el norte de la laguna. En la zona central de la laguna, pero ligeramente hacia el este, la circulación residual Lagrangiana muestra un gran giro ciclónico.

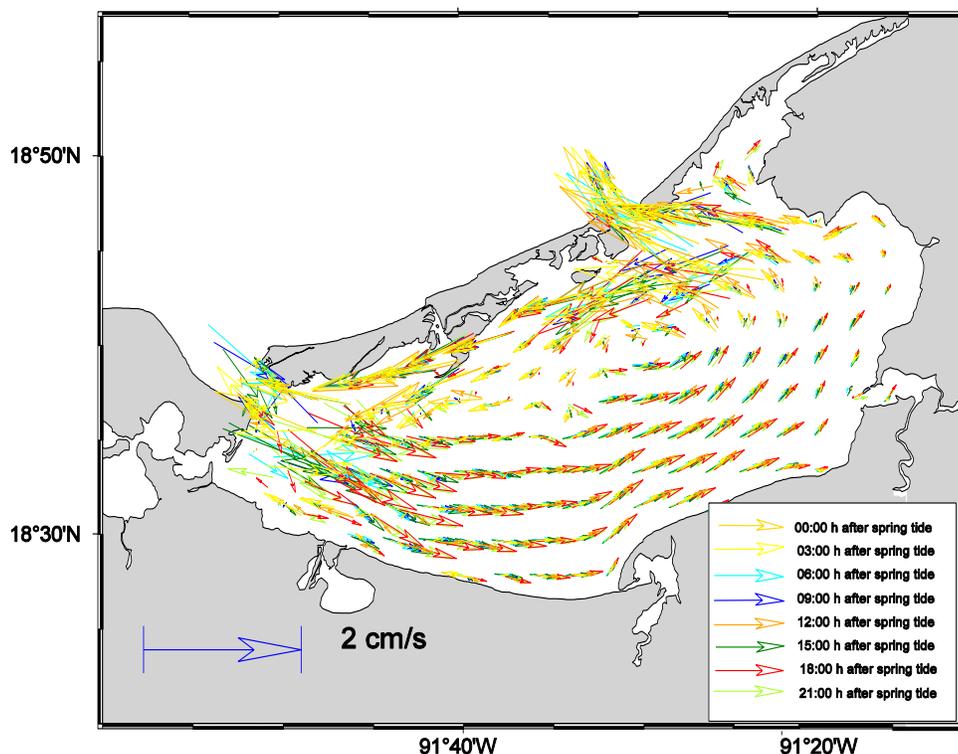


Figura 4- 11. Velocidades residuales calculadas con las partículas Lagrangianas en el interior de la LT, utilizando un anidamiento de velocidades residuales y direcciones después de un periodo de ~7 días de advección.

Al final, utilizando el grupo de 32 velocidades residuales para cada posición, se calcula la velocidad media. La Figura 4- 11 muestra los resultados del primer ciclo de marea de primavera con sus 8 velocidades residuales. Las velocidades residuales calculadas fueron, como se esperaba, muy bajas, reflejando corrientes de pocos milímetros por segundo dentro de la laguna. Al sur de las entradas, las velocidades son ligeramente mayores que

un centímetro por segundo. Dentro de la laguna, el transporte general es hacia el noreste en la parte sur de la laguna y hacia el suroeste en el norte de la laguna. En la zona central de la laguna, pero ligeramente hacia el este, la circulación residual Lagrangiana muestra un gran giro ciclónico.

CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. MAREA ASTRONÓMICA.

Las observaciones de elevación de la superficie del mar en diferentes sitios de la TL y perfiles actuales en las principales entradas se utilizaron para validar una simulación hidrodinámica 3D utilizando MARS3D. Las observaciones y el modelo numérico se utilizan para comprender la influencia de la marea astronómica sobre la circulación de la laguna así como su interacción con el Golfo de México. Las principales conclusiones de esta investigación son los siguientes:

1. La TL presenta un comportamiento de marea mixta principalmente diurna fuera y dentro de las entradas de la laguna. Debido a las características morfológicas de las entradas donde se tiene una reducción de la sección transversal, así como someramiento, las componentes armónicas sufren una disminución de amplitud y un retraso en sus fases; sin embargo, las dimensiones y la profundidad de la laguna son importantes en la propagación de las mareas. Las componentes diurnas presentan una reducción en su amplitud en promedio del 45% con respecto a la amplitud de las mismas componentes en mar abierto y presentan un retraso promedio en sus fases de 3.0 h. De manera similar las componentes semidiurnas presentan un decremento promedio del 63% en su amplitud y un retraso de fase de 1.8 h con respecto a las componentes en aguas abiertas del GoM. Dentro de la laguna la marea astronómica es diurna.
2. Dentro de la LT todas las componentes armónicas de marea sufren una suave disminución en su amplitud y un retraso en la fase, convergiendo entre la Isla del Cayo (al norte) y la laguna Balchacaj (al sur).
3. En ambas entradas se presenta un régimen dominado por el reflujo, dicho efecto es más fuerte en la entrada de PtR. Las mayores velocidades de corriente medidas se registraron en la boca de PtR durante eventos de reflujo en mareas vivas. Se propone realizar un estudio más a detalle de la estabilidad del patrón de corrientes en las bocas pues es necesario tener en cuenta los efectos de incremento del nivel del mar en la estabilidad laguna costera en escenarios futuros de incremento del nivel del mar ([Zavala-Hidalgo et al. 2011](#)).

-
4. El modelo hidrodinámico MARS3D fue validado exitosamente para reproducir los efectos de la marea astronómica en la LT. Como se explicó previamente el modelo numérico fue anidado de tal manera que las condiciones de frontera se localizaran lo suficientemente alejadas de la zona de la LT. La característica antes mencionada permitió una modelación más realista de las condiciones de propagación en las bocas. A partir de los resultados así obtenidos es posible observar los campos de corrientes en las bocas y sus áreas aledañas. De lo anterior resulta posible observar como la marea astronómica sufre un importante decaimiento en amplitud y un retraso considerable en su fase. Es importante mencionar que en estudios previos las condiciones de frontera habían sido impuesta en la región de las bocas, por lo anterior resultaba imposible observar el fenómeno aquí descrito.
 5. En las entradas, la marea astronómica explica 80% de la variabilidad observada tanto en el nivel del mar como en las velocidades y direcciones de las corrientes. Dentro de la LT, la marea astronómica explica más del 70% de la variabilidad observada en el nivel del mar.
 6. El patrón de circulación observado por forzamiento de marea astronómica después de 2 ciclos lunares completos (~57.8 días), revela un flujo de corriente residual el cual fluye desde la entrada suroeste (CdC), hacia la entrada nordeste (PtR), adicionalmente se observa una circulación ciclónica dentro de la laguna con un vórtice con su centro localizado al noreste de la LT.
 7. Sería recomendable el realizar un análisis de la propagación de las componentes de marea en escenarios de 50 y 100 años con el fin de evaluar los posibles efectos de la sobre-elevación del nivel del mar, con el fin de evaluar posibles riesgos en la estabilidad de las bocas y de la LT en general.

5.2. ATMÓSFERA Y ESCURRIMIENTOS

Del análisis de los datos medidos se puede concluir lo siguiente:

- La sequía que afectó al país en el 2009, fue lo que generó la anomalía positiva de salinidad, la cual logró un máximo registrado en mayo del 2010 con valores de 37.2 ups (ver Anexo 1). La sequía fue coincidente con un Niño considerado moderadamente severo, el cual tuvo ocurrencia de julio del 2009 hasta abril del 2010 y fue seguido por una Niña que se desarrolló de julio del 2010 a abril del 2011.

Sin embargo al revisar las anomalías de escurrimiento y el Oceanic Niño Index (ONI) ENSO en varias décadas (ver Figura 3-23 y Figura 3-24), no se observa una correlación directa. Sin embargo otros estudios sobre el ENSO y la precipitación en México reportan una notable pero débil correlación (Pavia et al. 2006; Bravo Cabrera et al. 2010), entre un decremento de la precipitación en la región sur y el incremento en la región norte durante condiciones del Niño. Además se ha reportado un incremento de la precipitación durante la Niña. Los mismos estudios predicen déficit de precipitación severa en el futuro, durante la época de lluvias, los cuales a su vez detonarán sequías severas como la observada en el 2009. Sin embargo, un estudio reciente muestra que las descargas del sistema fluvial Usumacinta-Grijalva son mayores durante la ocurrencia del Niño y de la Niña, que el observado durante periodos neutros de ENSO (Muñoz-Salinas & Castillo, 2015), dicha conclusión coincide con el patrón de descargas observado vs. el ONI. A pesar que las descargas en el sistema Usumacinta-Grijalva hayan sido drásticamente bajas en el periodo observado, el evento del Niño no ha sido el más severo registrado en los últimos 60 años, sin embargo dicho evento fue categorizado como un Niño-Modoki o Niño del Pacífico centro ecuatorial (Ashok et al. 2007), los efectos de la condición meteorológica recién identificada sobre los ciclos hidrológicos mesoamericanos, aún no han sido estudiados.

- Las anomalías en temperatura y presión atmosférica observadas en enero y diciembre del 2010, alcanzaron los 8 grados C negativos y de 9.5 mb positivos (ver Figura 3-16 y Figura 3-17), aun cuando la información de las estaciones fue de ~10 años, valdría la pena estudiar la posibilidad de una intensificación de los Nortes durante la ocurrencia de eventos del Niño o la Niña.
- Las estaciones meteorológicas revisadas muestran una intensificación del cicló diurno en los meses de marzo a mayo (ver Figura 3-20), dicho efecto ha sido previamente reportado (Gille et al. 2005; Taylor-Espinosa, 2009) y podría ser la razón por la cual la columna de agua medida en la LT en el mes de mayo de 2010, presenta buena mezcla (ver Anexo 1 Figura A2-19).
- El fenómeno anterior debería ser estudiado a fondo con el fin de definir su potencial de aprovechamiento eólico, más aun considerando la distancia a la costa donde se sigue registrando el efecto, en una región con una plataforma continental tan somera.

-
- Considerando que los 3 ríos que desembocan en la LT descargan un volumen total promedio de $11.96 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ (Medina-Gómez et al. 2015); sin considerar el canal de Atasta. Considerando el volumen de la LT calculada en este estudio de 4.65 km^3 , resulta que las descargas son aproximadamente 2.6 veces el volumen de la LT. La precipitación promedio anual es de $1,805 \text{ mm año}^{-1}$, y la evaporación media anual es de $1,512 \text{ mm año}^{-1}$, lo anterior significa que la precipitación neta promedio es de 293 mm año^{-1} (David & Kjerfve 1998; Espinal et al. 2007), considerando los $1,936 \text{ km}^2$ del área inundada de la LT y lagunas satélite, la precipitación aporta una entrada neta de $0.57 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ y la contribución de agua subterránea al sistema de $4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ (David, 1999). Los datos anteriores dan una aportación neta promedio de agua fresca anual de $12.53 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$, donde los ríos contribuyen con el 95.42%, la precipitación neta con 4.55% y el flujo subterráneo con 0.03%.
 - Observando los patrones de salinidad, temperatura, oxígeno disuelto y turbidez descritos en el Subcapítulo 3.3 y mostrados en el Anexo 1, se pueden distinguir tres corredores, uno de agua de origen salino (sin mucha turbidez y altos niveles de oxígeno disuelto), que penetra por la boca de PtR y se desplaza pegado a la parte sur de Isla del Carmen, llegando a la boca de CdC. Otra lengua de agua un poco más salobre y de mayor turbidez menor oxígeno disuelto que inicia al sureste de Sabancuy y tiene el desplazamiento hacia la boca de CdC, es la región de transición entre el agua marina y la región sur, con agua salobre, alta turbidez, menor temperatura y oxígeno disuelto. Dichos patrones se observan con variaciones a lo largo del año, siendo en Septiembre, Octubre que se observa agua salobre sobre la región noreste, así como turbidez (inversión de la corriente normal del noreste al suroeste, ya ampliamente descrita, los patrones de salinidad y turbidez coinciden con los mapas de pastos marinos y tipo de fauna descritos por (Robadue et al. 2004; Hernández-Alcántara et al. 2014).
 - Se recomienda estudiar a detalle los efectos sobre los manglares y los ecosistemas implicados por la sobre elevación que se genera durante el paso de ondas atrapadas a la costa (Zavala-Hidalgo et al. 2003; Dubranna et al. 2011) y su relación con la época de lluvias, la sobre elevación del nivel del mar en condiciones de alta precipitación debe estar estrechamente ligados a la intrusión de juveniles de especies marinas que interactúan con el manglar.

-
- Se debe continuar el análisis de los datos generados con el modelo MARS3D con el fin de establecer los patrones de circulación mensual, bimestral y estacional de la LT.

BIBLIOGRAFIA

1. Alvarez-Guillen, H. Y.-A., A.; Lara-Dominguez A.L. (1985), Ecología de la boca del Carmen, Laguna de Términos: El hábitat y análisis estructural de las comunidades de peces, Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. National Autonomous University of Mexico, 12, 107 - 144.
2. Andrews DG, McIntyre ME (1978) An exact theory of nonlinear waves on a Lagrangian-mean flow. *Journal of Fluid Mechanics* 89:609 – 646
3. Arakawa A, Lamb VR (1977) Computational design and the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics* 17:173
4. Arhonditsis, G., G. Tsirtsis, and M. Karydis (2002), The effects of episodic rainfall events to the dynamics of coastal marine ecosystems: applications to a semi-enclosed gulf in the Mediterranean Sea, *Journal of marine systems*, 35(3), 183-205.
5. Arhonditsis, G., G. Tsirtsis, M. Angelidis, and M. Karydis (2000), Quantification of the effects of nonpoint nutrient sources to coastal marine eutrophication: applications to a semi-enclosed gulf in the Mediterranean Sea, *Ecological Modelling*, 129(2), 209-227.
6. Ashok K, Behera SK, Rao SA, Weng H, Yamagata T (2007) El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research Oceans* 112:C11007
7. Aubrey, D. G. and R. M. Ross (1985). "The quantitative description of beach cycles." *Marine Geology* 69(1–2): 155-170.
8. Backhaus, J. O. (1982), A semi-implicit scheme for the shallow water equations for application to shelf sea modelling, *Cont Shelf Res*, 2(4), 243-254.
9. Backhaus, J. O., and D. Hainbucher (1987), A Finite Difference General Circulation Model for Shelf Seas and Its Application to Low Frequency Variability on the North European Shelf, in Elsevier Oceanography Series, edited by J. C. J. Nihoul and B. M. Jamart, pp. 221-244, Elsevier.
10. Balas, L., and E. Özhan (2002), Three-dimensional Modelling of Stratified Coastal Waters, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54(1), 75-87.
11. Beardsley, R.C., Boicourt W.C. (1981), On estuarine and continental-shelf circulation in the Middle Atlantic Bight, in *Evolution of Physical Oceanography: Scientific Surveys in Honor of Henry Stommel*, Edited by B.A. Warren and C. Wunsch, pp. 198-233, The MIT Press, Cambridge, MA.

-
12. Bessero M (1979) Analyse des observation de courants première partie: analyse spectral et analyse harmonique., vol 493. Service Hydrographique et Oceanographique de la Marine, BREST.
 13. Bravo Cabrera JL, Azpra Romero E, Zarraluqui Such V, Gay García C, Estrada Porrúa F (2010) Significance tests for the relationship between “El Niño” phenomenon and precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional* 49:245–261
 14. Candela J (1983) Comportamiento del nivel del mar en Laguna de Términos, Campeche., Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada.
 15. Chen, C., H. Liu, and R. C. Beardsley (2003), An unstructured grid, finite-volume, three-dimensional, primitive equations ocean model: application to coastal ocean and estuaries, *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 20(1), 159-186.
 16. Clarke AJ, Battisti DS (1980) The effect of continental shelves on tides. *Deep Sea Research* 28-A:665-682
 17. Contreras-Ruiz-Esparza A, Duillet P, Zavala-Hidalgo J (2014). “Tidal dynamics of the Terminos Lagoon, Mexico: observations and 3D numerical modelling”. *Ocean Dynamics*, Springer Berlin Heidelberg: 1-23. Doi: 10.1007/s10236-014-0752-3
 18. Cushman-Roisin, B. (1994): *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*. Prentice-Hall, London.
 19. David LT (1999). Laguna de Términos, Campeche. In: Smith SV, Marshall Crossland JI, Crossland CJ (eds) *Mexican and Central American coastal lagoon systems: carbon, nitrogen and phosphorus fluxes*, LOICZ reports and studies N°13. LOICZ International Project Office, Texel, pp 9–15
 20. David LT, Kjerfve B (1998) Tides and currents in a two-inlet coastal lagoon: Laguna de Términos, México. *Cont Shelf Res* 18 (10):1057-1079. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343\(98\)00033-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343(98)00033-8)
 21. Day Jr, J. W., et al. (2003). "Using Ecotechnology to address water quality and wetland habitat loss problems in the Mississippi basin: a hierarchical approach." *Biotechnology Advances* 22(1–2): 135-159.
 22. Dietrich, G. (1944), *Die Schwingungssysteme der halb und eintägigen Tiden in den Ozeanen*.Rep., Universität Berlin, Berlin.
 23. Douillet, P. (1998), Tidal dynamics of the south-west lagoon of New Caledonia: observations and 2D numerical modelling, *Oceanologica Acta*, 21(1), 69-79.

-
24. Douillet, P., S. Ouillon, and E. Cordier (2001), A numerical model for fine suspended sediment transport in the southwest lagoon of New Caledonia, *Coral Reefs*, 20(4), 361-372.
 25. Dressler R (1982) Investigación sobre mareas y efectos del viento en la laguna de Términos, mediante un modelo hidrodinámico numérico. Informe Técnico - CICESE:OC, vol 82/01. Centro de Investigaciones Científicas y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California.
 26. Dronkers J (1986) Tidal Asymmetry and Estuarine Morphology. *Netherlands Journal of Sea Research* 20 (2/3):14
 27. Dubranna J, Pérez-Brunius P, López M, Candela J (2011) Circulation over the continental shelf of the western and southwestern Gulf of Mexico. *J Geophys Res* 116 (C8). doi:10.1029/2011JC007007
 28. Egbert GD, Erofeeva SY (2002) Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 19 (2):183-204. doi:10.1175/1520-0426(2002)019<0183:eimobo>2.0.co;2
 29. EPOMEX (1993), Estudio de declaratoria como area ecologica de proteccion de flora y fauna de la Laguna de Terminos, Campeche, MéxicoRep., 300 pp, EPOMEX.
 30. Espinal-González J (2002) Caracterización del transporte de sedimentos en las bocas del Carmen y Puerto Real en Laguna de Términos, Campeche. National Autonomous University of Mexico, Mexico, D.F.
 31. Espinal-González JC, Salles PAA, Morán DK (2007) Storm surge and sediment process owing to Hurricane Isidore in Terminos Lagoon, Campeche. In: Kraus NC, Dean Rosati J (eds) *Coastal sediments '07: proceedings of the sixth international symposium on coastal engineering and science of coastal sediment process*. American Society of Civil Engineers, Reston, pp 996–1007
 32. Fabricius, K.E. (2005). Effects of terrestrial runoff on the ecology of corals and coral reefs: review and synthesis. *Marine Pollution Bulletin*, 50(2), 125-146.
 33. Fichez R, Archundia D, Grenz C, Douillet P, Gutiérrez-Mendieta F, Origel-Moreno M, Lionel D, Contreras-Ruiz-Esparza A, Zavala-Hidalgo J (2016) Global climate change and local watershed management as potential drivers of salinity variation in a tropical coastal lagoon (Laguna de Terminos, Mexico). *Aquatic Sciences*. 1-12. Doi: 10.1007/s00027-016-0492-1
 34. Fischer, P. F. (1997), An Overlapping Schwarz Method for Spectral Element Solution of the Incompressible Navier–Stokes Equations, *Journal of Computational Physics*, 133(1), 84-101.
 35. Foreman M.G.G., Baptista, A.M., Walters, R.A. (1992). Tidal model studies of particle trajectories around a shallow coastal bank. *Atmosphere-Ocean* 30, 1, 43-69.

-
36. Friedrichs CT, Aubrey DG (1988) Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 27 (5):521-545. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714\(88\)90082-0](http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714(88)90082-0)
37. Garreau P (1993) Hydrodynamics of the north Brittany coast—a synoptic study. *Oceanologica Acta* 16 (5-6):469-477
38. Gill, A. E. (1982), *Atmosphere-Ocean Dynamics*, 662 pp.
39. Gille ST, Llewellyn Smith SG, Stom NM (2005) Global observations of the land breeze. *Geophys Res Lett* 32 (5):L05605. doi:10.1029/2004gl022139
40. Graham D, Steven; Daniels, John, Paul; Hill, John; Day, John W. (1981) A PRELIMINARY MODEL OF THE CIRCULATION OF LAGUNA DE TÉRMINOS, CAMPECHE, MÉXICO. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología National Autonomous University of Mexico* 88-1
41. Grivel - Piña F, Guzman T, Cepeda H (1982) *Astronomical Tides Study at the Terminos Lagoon, Campeche. Mexican Navy, Mexico.*
42. Gutierrez - Estrada M, Castro-del-Río A (1988) *Origen y desarrollo geológico de la Laguna de Términos. Ecology of Coastal Ecosystems in the Southern Gulf of Mexico: The Terminos Lagoon Region. National Autonomous University of Mexico, Mexico.*
43. Haidvogel, D. B., and A. Beckmann (1998), *Numerical models of the coastal ocean.*
44. Hedström, Kate (2000), *Technical manual for a coupled sea-ice/ocean circulation model. OCMS study MMS 97-0017.*
45. Hernández-Alcántara, P., J. D. Cortes-Solano, N. M. Medina-Cantú, A. L. Aviléz-Díaz, and V. Solís-Weiss (2014), Polychaete diversity in the estuarine habitats of Términos Lagoon, southern Gulf of Mexico, *Memoirs of Museum Victoria*, 71, 97-107.
46. Jensen JR, Kjerfve B, Ramsey Iii EW, Magill KE, Medeiros C, Sneed JE (1989) Remote sensing and numerical modeling of suspended sediment in Laguna de terminos, Campeche, Mexico. *Remote Sensing of Environment* 28 (0):33-44. doi:10.1016/0034-4257(89)90103-x
47. Jouon A, Douillet P, Ouillon S, Fraunié P (2006) Calculations of hydrodynamic time parameters in a semi-opened coastal zone using a 3D hydrodynamic model. *Cont Shelf Res* 26 (12–13):1395-1415. doi:10.1016/j.csr.2005.11.014

-
48. Kantha L (2005) Barotropic tides in the Gulf of Mexico. In: *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*, vol 161. Geophys. Monogr. Ser. AGU, Washington, DC, pp 159-163. doi:10.1029/161GM13
 49. Karniadakis, G. E., and S. J. Sherwin (1999), *Spectral/hp element methods for CFD*, Oxford University Press.
 50. Kjerfve, Magill KE (1989) Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons. *Marine Geology* 88 (3–4):187-199. doi:10.1016/0025-3227(89)90097-2
 51. Kjerfve, Magill KE, Sneed JE (1988) *Ecology of Coastal Ecosystems in the Southern Gulf of Mexico: The Terminos Lagoon Region*, vol 8. Modeling of Circulation and Dispersion in Terminos Lagoon. National Autonomous University of Mexico, Mexico
 52. Kourafalou, V., G. Peng, H. Kang, P. Hogan, O.-M. Smedstad, and R. Weisberg (2009), Evaluation of Global Ocean Data Assimilation Experiment products on South Florida nested simulations with the Hybrid Coordinate Ocean Model, *Ocean Dynamics*, 59(1), 47-66.
 53. Kundu, P.K. (1990): *Fluid Mechanics*. Academic Press, San Diego.
 54. Lara-Domínguez, A. L., A. Yáñez - Arancibia, and J. J. W. Day (2002), Sustainable management of mangroves in the Southern Mexico and Central America., paper presented at *Managing Forest Ecosystems for Sustainable Livelihoods*. The Global Biodiversity Forum, The Hague The Netherlands.
 55. Lazure P, Dumas F (2008) An external–internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources* 31 (2):233-250. doi:10.1016/j.advwatres.2007.06.010
 56. Lazure, P., V. Garnier, F. Dumas, C. Herry, and M. Chifflet (2009), Development of a hydrodynamic model of the Bay of Biscay Validation of hydrology, *Cont Shelf Res*, 29(8), 985 - 997.
 57. Lazure, P., and A.-M. Jegou (1998), 3D modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Biscay Bay continental shelf, *Oceanologica Acta*, 21(2), 165-177.
 58. Leendertse JJ (1970) A water-quality simulation model for well-mixed estuaries and coastal seas. vol 1.
 59. Leendertse, J. J. (1970), A water-quality simulation model for well-mixed estuaries and coastal seas Rep. RM-6230-RC, 71 pp.
 60. Luettich Jr, R., J. Westerink, and N. W. Scheffner (1992), ADCIRC: An Advanced Three-Dimensional Circulation Model for Shelves, Coasts, and Estuaries. Report 1.

Theory and Methodology of ADCIRC-2DDI and ADCIRC-3DLRep., DTIC Document.

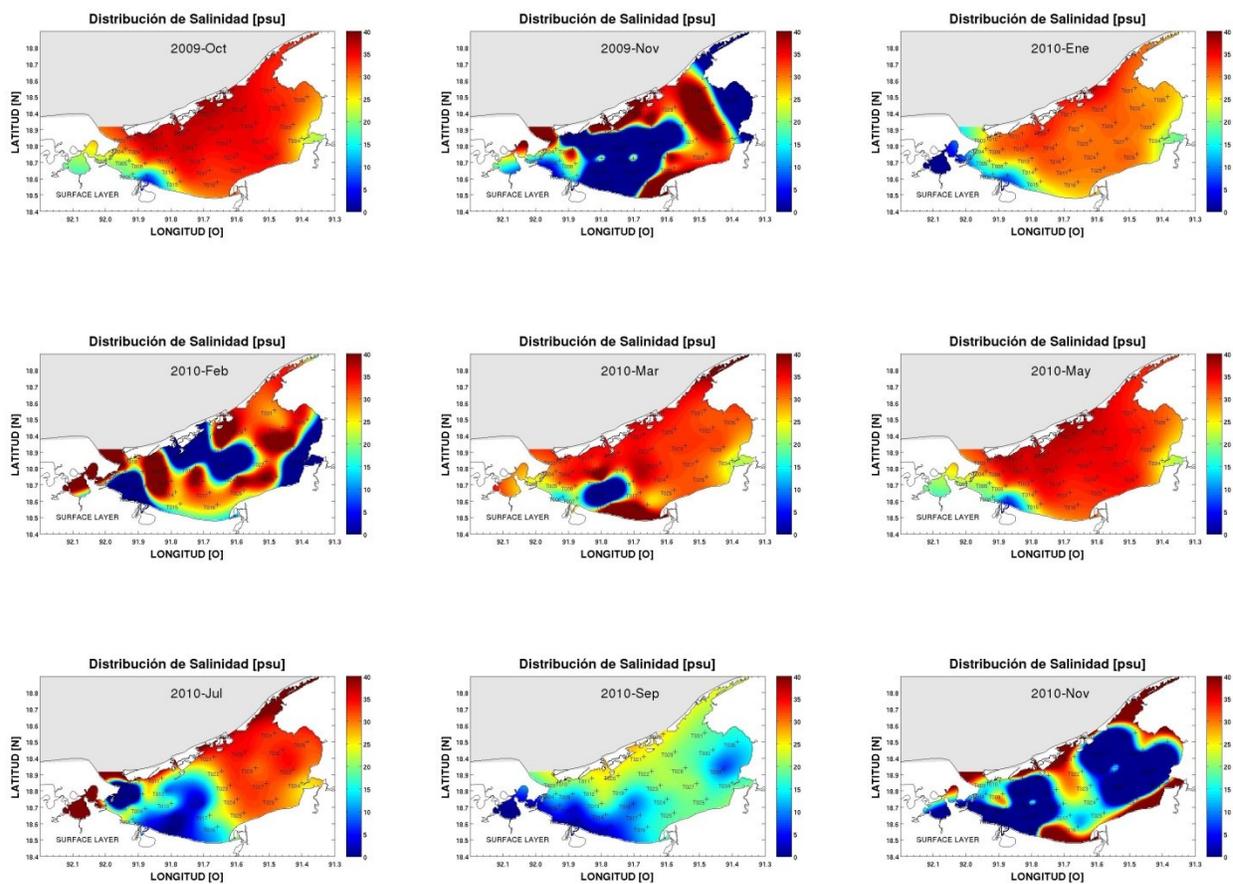
61. Luettich, R. A., and J. J. Westerink (2004), Formulation and numerical implementation of the 2D/3D ADCIRC finite element model version 44. XX, R. Luettich.
62. Lynch, D. R., J. T. C. Ip, C. E. Naimie, and F. E. Werner (1996), Comprehensive coastal circulation model with application to the Gulf of Maine, *Cont Shelf Res*, 16(7), 875-906.
63. Mancilla-Peraza M, Vargas-Flores M (1980) First Study about the Circulation Patterns and Net Flux Through Terminos Lagoon, Campeche, vol 7. *Anales del Centro de Ciencias del Mar y Limnología*. National Autonomous University of Mexico, Mexico
64. Marsaleix, P., F. Auclair, and C. Estournel (2006), Considerations on open boundary conditions for regional and coastal ocean models, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23(11), 1604-1613.
65. Marsaleix, P., F. Auclair, J. W. Floor, M. J. Herrmann, C. Estournel, I. Pairaud, and C. Ulses (2008), Energy conservation issues in sigma-coordinate free-surface ocean models, *Ocean Modelling*, 20(1), 61-89.
66. Mantilla - Tempaku, M. (2004), Interacción oleaje corriente en la boca de Puerto Real de la Laguna de Términos, Campeche, 123 pp, National Autonomous University of Mexico, Mexico.
67. Medina-Gómez I, Villalobos-Zapata GJ, Herrera-Silveira JA (2015), Spatial and temporal hydrological variations in the inner estuaries of a large coastal lagoon of the Southern Gulf of Mexico. *J Coast Res* 31:1429–1438
68. Mellor G, Blumberg A (1985) Modeling vertical and horizontal diffusivities with the sigma coordinate system. *Monthly Weather Review* 113:113 – 1379
69. Mellor, G. L. (1998), Users guide for a three dimensional, primitive equation, numerical ocean model, Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, Princeton University Princeton, NJ 08544-0710.
70. Mellor, G. L., and T. Yamada (1982), Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Reviews of Geophysics*, 20(4), 851-875.
71. Morton, K. W., and D. F. Mayers (2005), Numerical solution of partial differential equations: an introduction, Cambridge university press.
72. Muñoz-Salinas E, Castillo M (2015) Streamflow and sediment load assessment from 1950 to 2006 in the Usumacinta and Grijalva Rivers (Southern Mexico) and the influence of ENSO. *Catena* 127:270–278.

-
73. Mumby, P. J. (2006), Connectivity of reef fish between mangroves and coral reefs: Algorithms for the design of marine reserves at seascape scales, *Biological Conservation*, 128(2), 215-222.
 74. Pacanowski, R. C., and A. Gnanadesikan (1998), Transient response in a z-level ocean model that resolves topography with partial cells, *Monthly Weather Review*, 126(12), 3248-3270.
 75. Patera, A. T. (1984), A spectral element method for fluid dynamics: laminar flow in a channel expansion, *Journal of Computational Physics*, 54(3), 468-488.
 76. Pavia EG, Graef F, Reyes J (2006) PDO–ENSO effects in the climate of Mexico. *J Clim* 19:6433–6643
 77. Pond, S., and G. Pickard (1983), *Introductory dynamical oceanography*, 2nd Edition ed.
 78. Robadue D, Calderon R, Oczkowski A, Bach L, Cepeda MF (2004) Characterization of the Region of the Laguna de Términos Campeche, Mexico. The Nature Conservancy University of Rhode Island, Corpus Christi, Texas.
 79. Ronquist, E. M. (1988), Optimal spectral element methods for the unsteady three-dimensional incompressible Navier-Stokes equations, Massachusetts Institute of Technology.
 80. Salomon JC, Guéguéniat P, Orbi A, Baron Y A lagrangian model for long-term tidally-induced transport and mixing. Verification by artificial radionuclide concentrations. In: Publishers EAS (ed) *Radionuclides: a tool for oceanography*, Cherbourg, 1988. Guary, J.C. Guéguéniat, P. Pentreath, R.J., pp 384-394.
 81. Schätzing, F. (2006), *Nachrichten aus einem unbekanntem Universum*, 505 pp., Köln.
 82. Sheng, J., D. G. Wright, R. J. Greatbatch, and D. E. Dietrich (1998), CANDIE: A New Version of the DieCAST Ocean Circulation Model, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(6), 1414-1432.
 83. Simionato, C. G., V. Meccia, W. Dragani, and M. Nuñez (2005), Barotropic tide and baroclinic waves observations in the Río de la Plata Estuary, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C6), C06008.
 84. Simon B (1974) *Calcul des constants harmoniques de la marée*. vol 122. Service Hydrographique et Oceanographique de la Marine, Brest
 85. Skamarock, W., C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. Duda, X. Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers (2008), A description of the Advanced Research WRF Version 3Rep., National Center for Atmospheric Research.

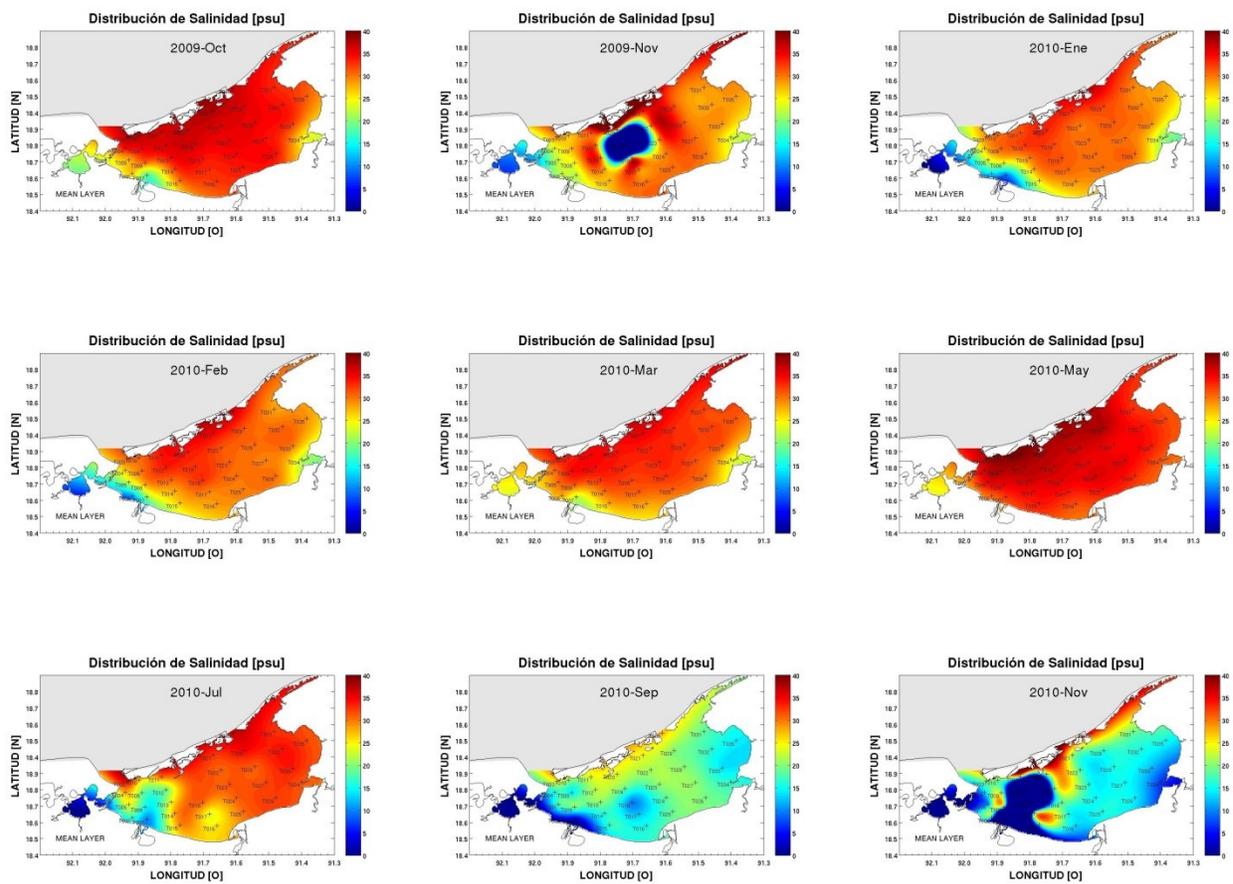
-
86. Stanev, E. V. (2005), Understanding Black Sea dynamics: Overview of recent numerical modeling., *Oceanography*, 18(2), 56-75.
 87. Taylor - Espinosa N (2009) Análisis y visualización de la componente diurna de los vientos en el sur del Golfo de México. National Autonomous University of Mexico, Mexico.
 88. United Nations, (2011). Percentage of total population living in coastal areas.
 89. Willmott CJ (1981) On the validation of models. *Physical Geography* 2:10
 90. Winant CD (2007) Three-Dimensional Tidal Flow in an Elongated, Rotating Basin. *Journal of Physical Oceanography* 37 (9):2345-2362. doi:10.1175/jpo3122.1
 91. Yáñez-Arancibia A, Day JJW (1982) Ecological characterization of Terminos Lagoon, a tropical lagoon-estuarine system in the Southern Gulf of Mexico. *Acta Oceanológica Special Volume*:31-440.
 92. Yáñez - Arancibia, A., and P. Sánchez - Gil (1983), Environmental behavior of Campeche Sound ecological system of Terminos Lagoon: preliminary results., *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología*. National Autonomous University of Mexico, 10(1983), 117 - 136.
 93. Yáñez-Correa A (1963) Batimetría, Salinidad, Temperatura y distribución de los sedimentos recientes de la Laguna de Términos, Campeche. *Anales del Instituto de Geología*, vol 10. National Autonomous University of Mexico, Mexico.
 94. Zavala-Hidalgo J, de Buen-Kalman R, Romero-Centeno R, Hernandez-Maguey F (2011) Tendencias del nivel del mar en las costas mexicanas, vol 1. 2th edn. Universidad Autónoma Metropolitana, Mexico, City.
 95. Zavala-Hidalgo J, Morey SL, O'Brien JJ (2003) Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model. *J Geophys Res* 108 (C12):3389. doi:10.1029/2003jc001879
 96. Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno R, A. Mateos-Jasso A, S. I. Steven L. Morey, and B. Martínez-López (2014), The response of the Gulf of Mexico to wind and heat flux forcing: What has been learned in recent years?, *Atmósfera*, 27.

APENDICE I

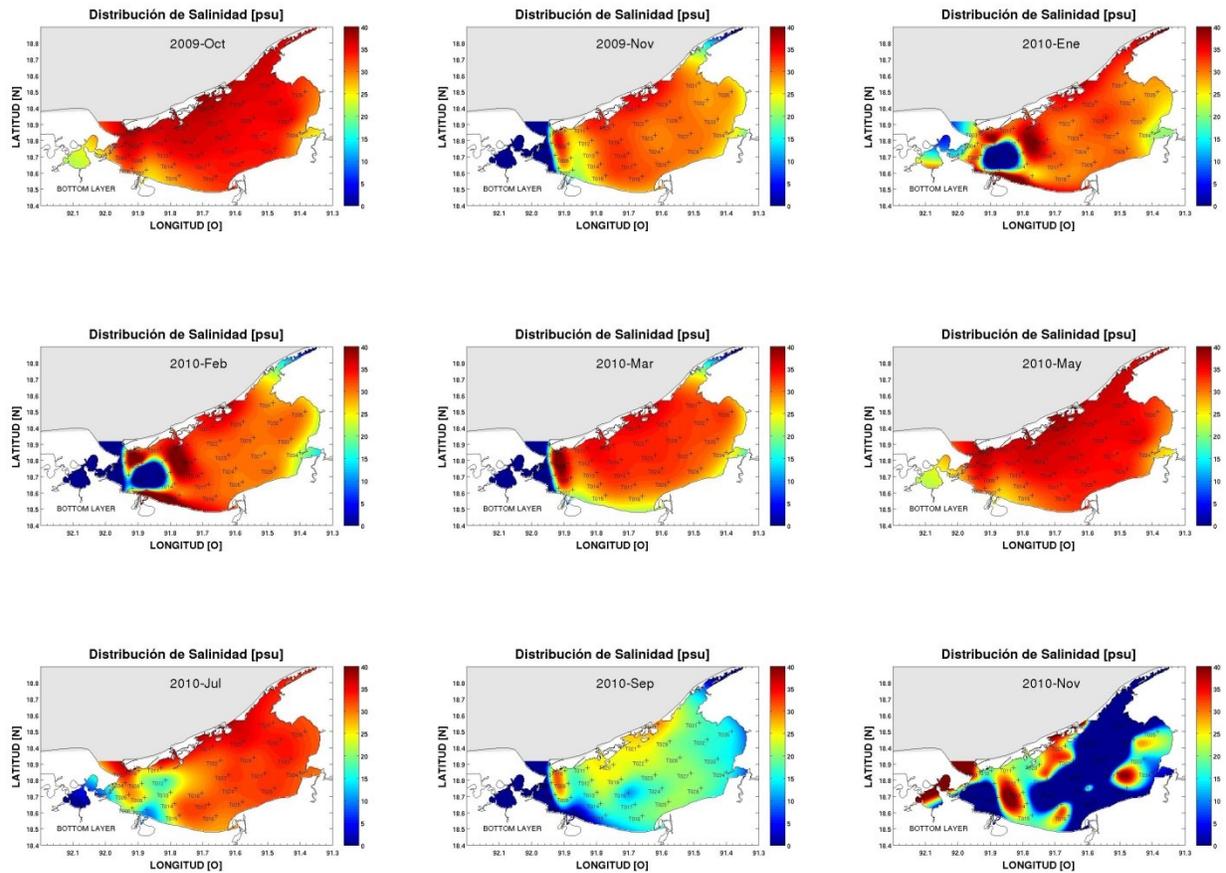
A2-1.- Mapas de salinidad superficial generados con la interpolación de los datos de CTD medidos en las 9 campañas.



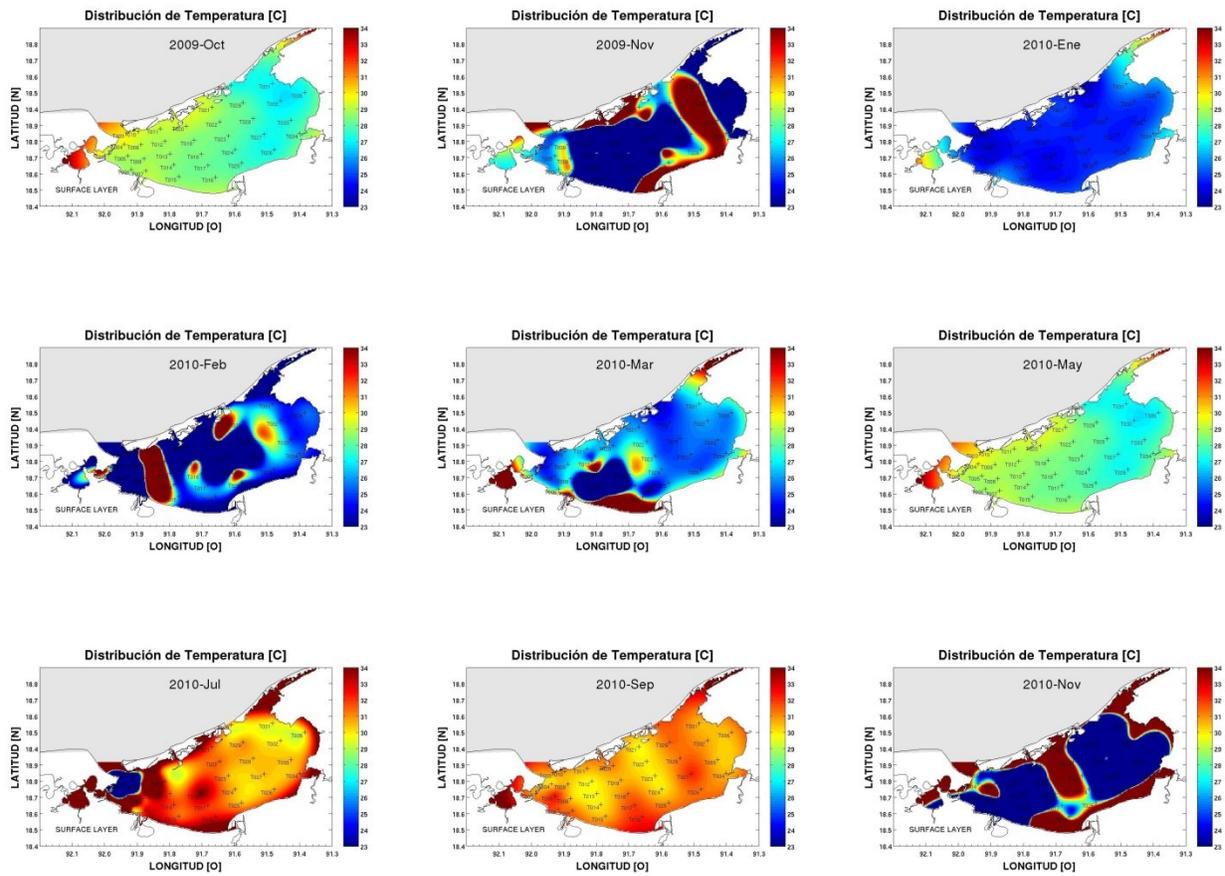
Figura_A2. 1. Mapas de la salinidad superficial medida en las nueve campañas.



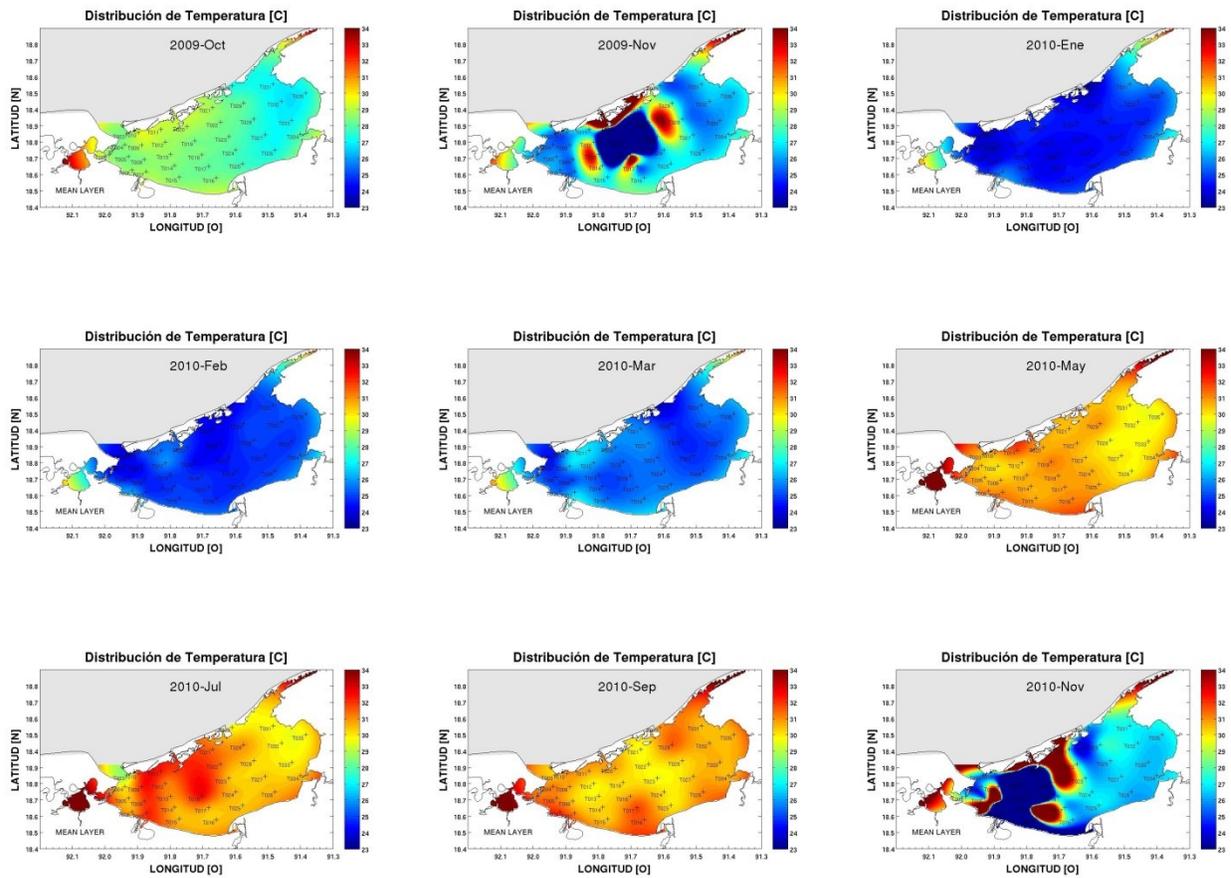
Figura_A2. 2. Mapas de la salinidad a profundidad media medida en las nueve campañas.



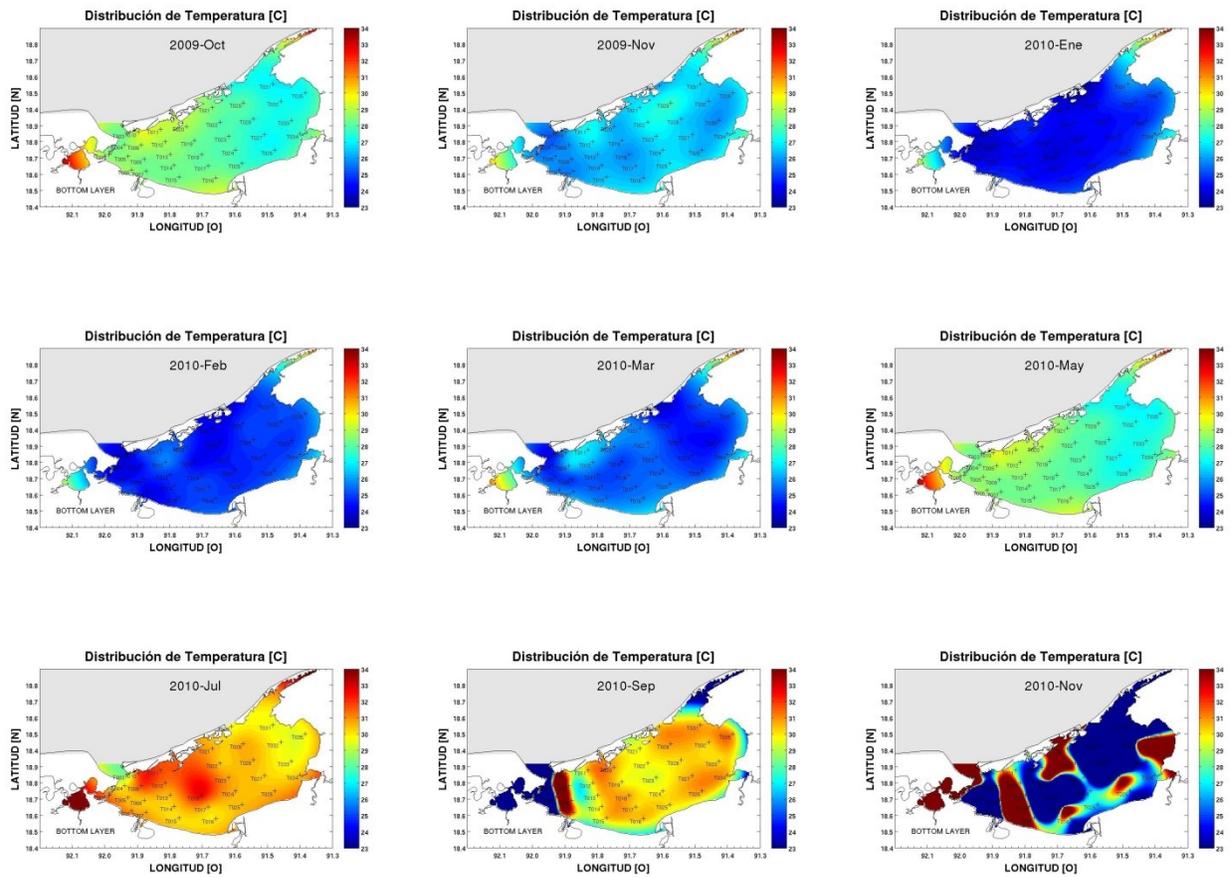
Figura_A2. 3. Mapas de la salinidad en el fondo medida en las nueve campañas.



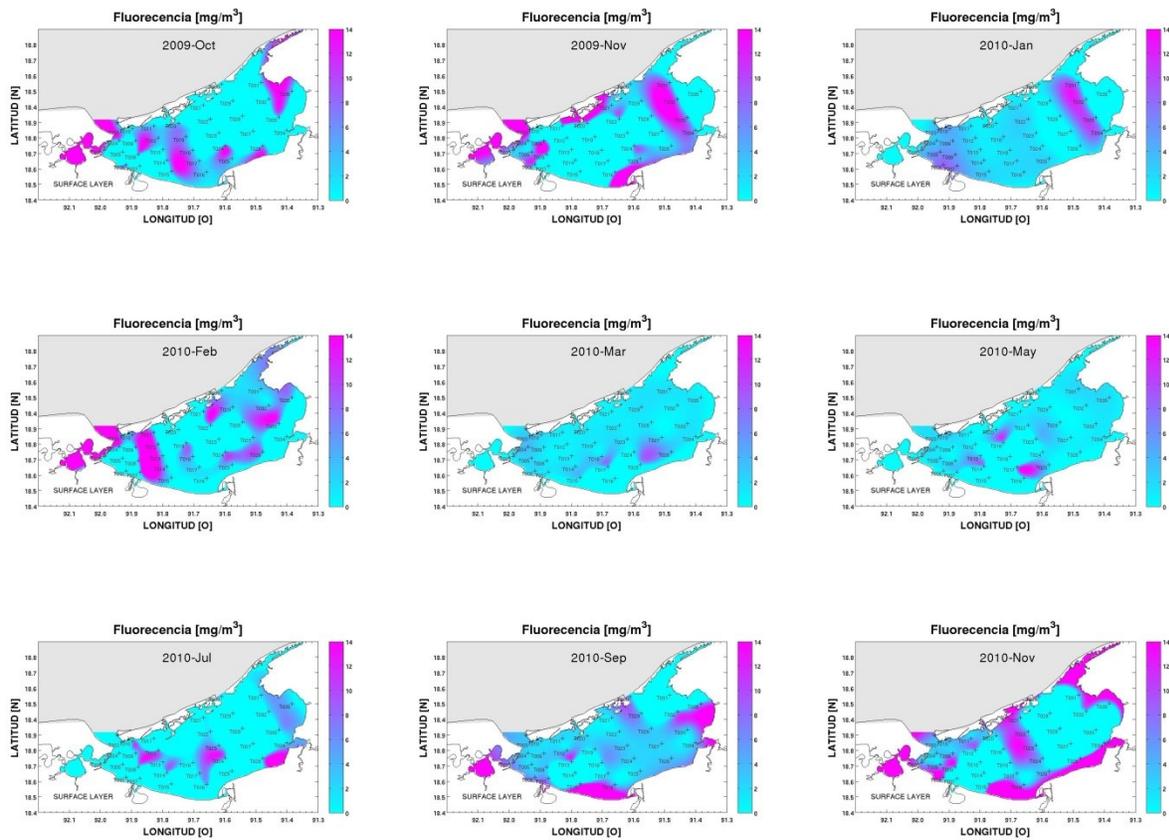
Figura_A2. 4. Mapas de la temperatura superficial medida en las nueve campañas.



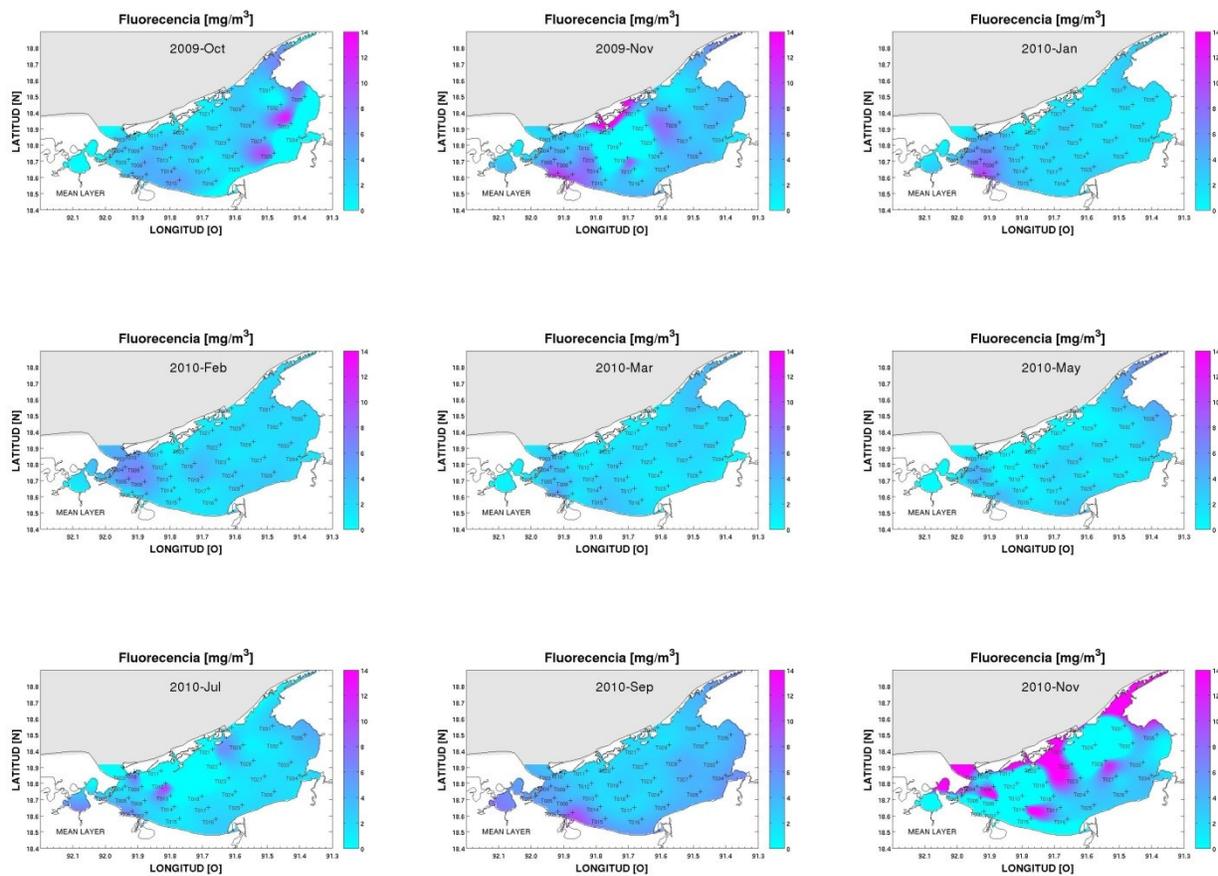
Figura_A2. 5. Mapas de la temperatura a media profundidad medida en las nueve campañas.



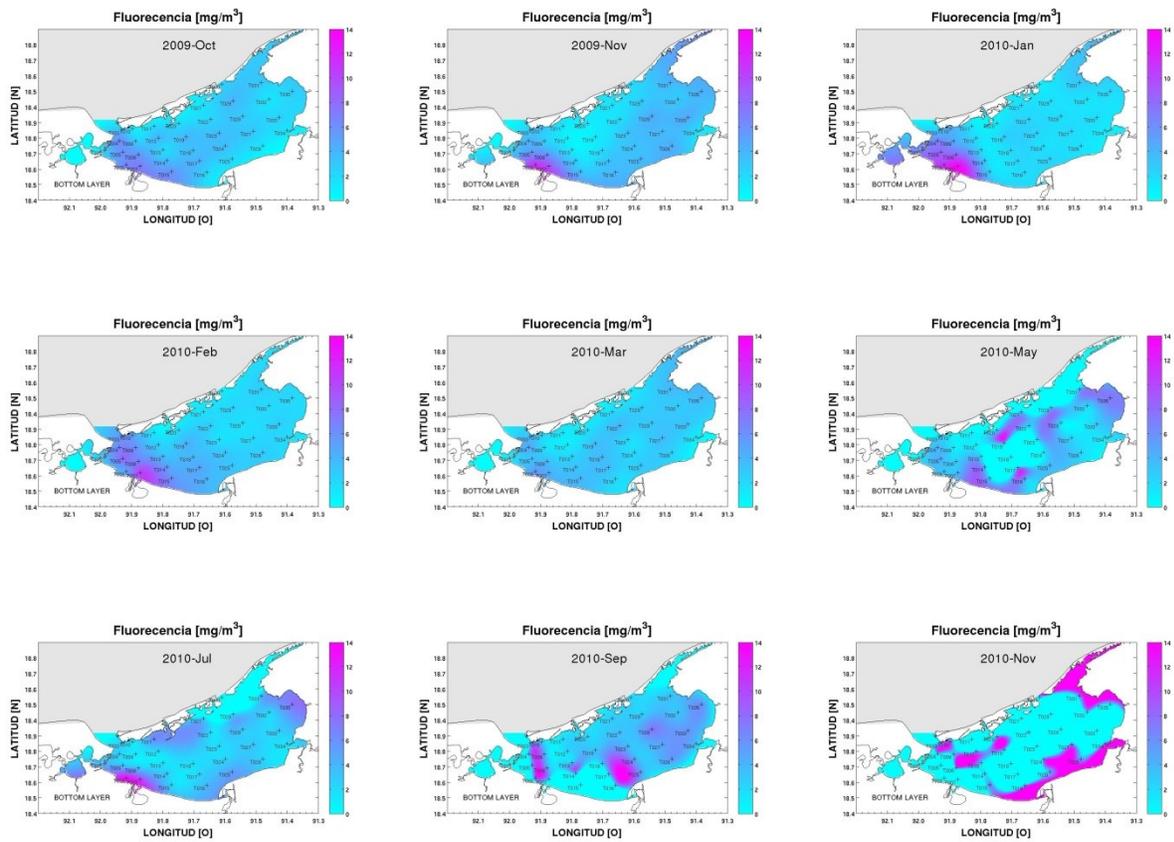
Figura_A2. 6. Mapas de la temperatura en el fondo medida en las nueve campañas.



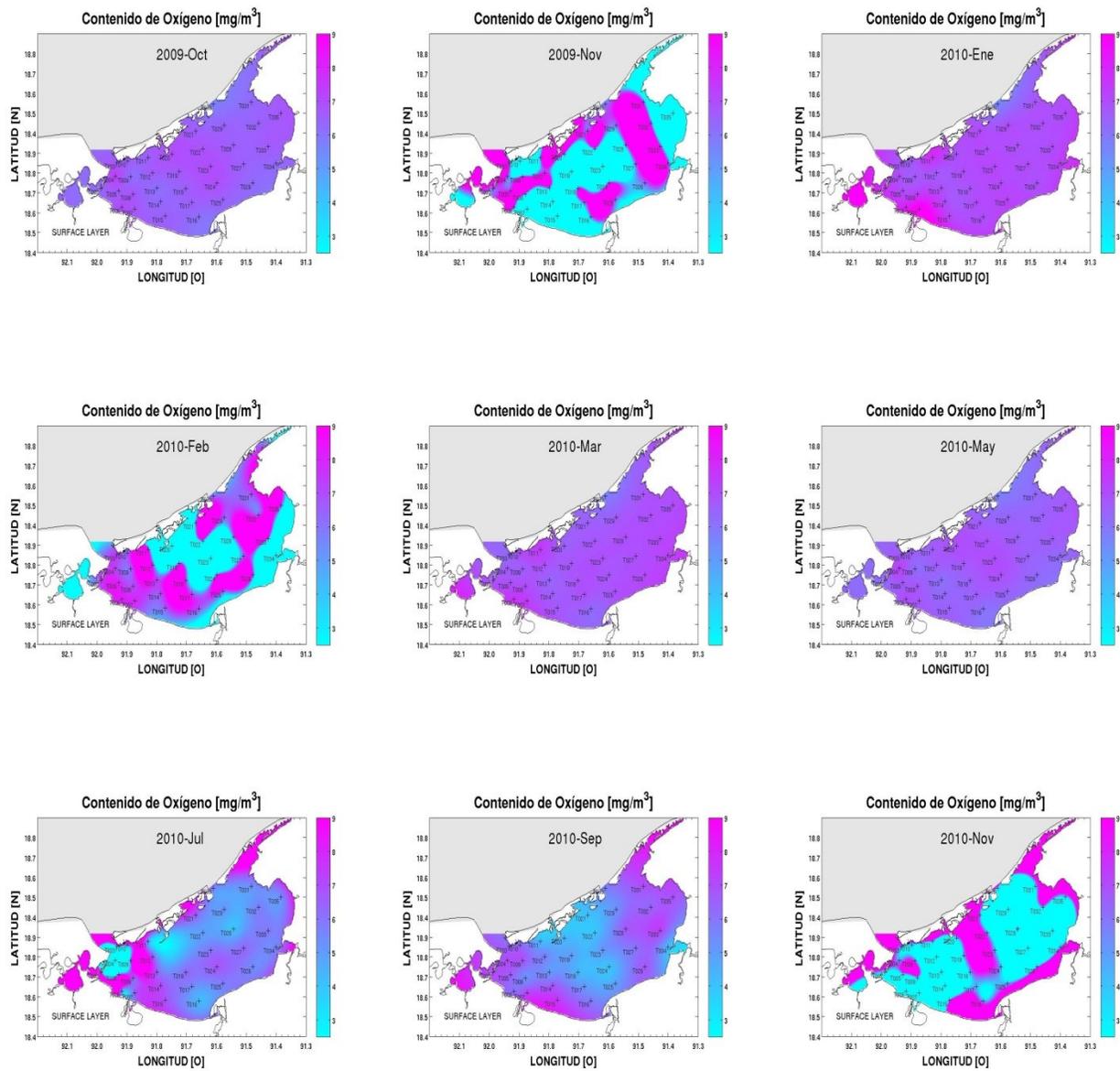
Figura_A2. 7. Mapas de la Fluorescencia (Clorofila-a) superficial medida en las nueve campañas.



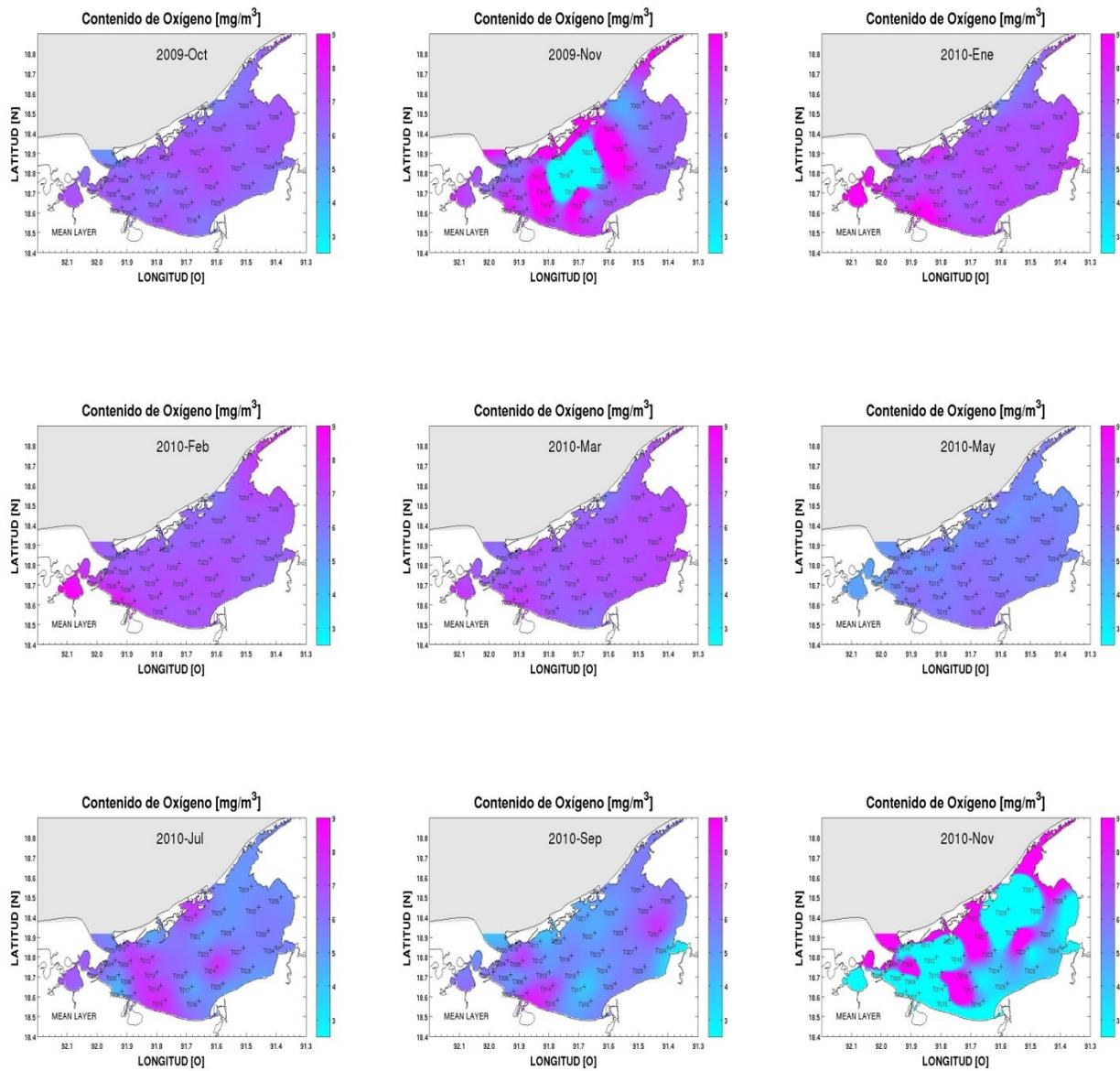
Figura_A2. 8. Mapas de la fluorescencia a media profundidad medida en las nueve campañas.



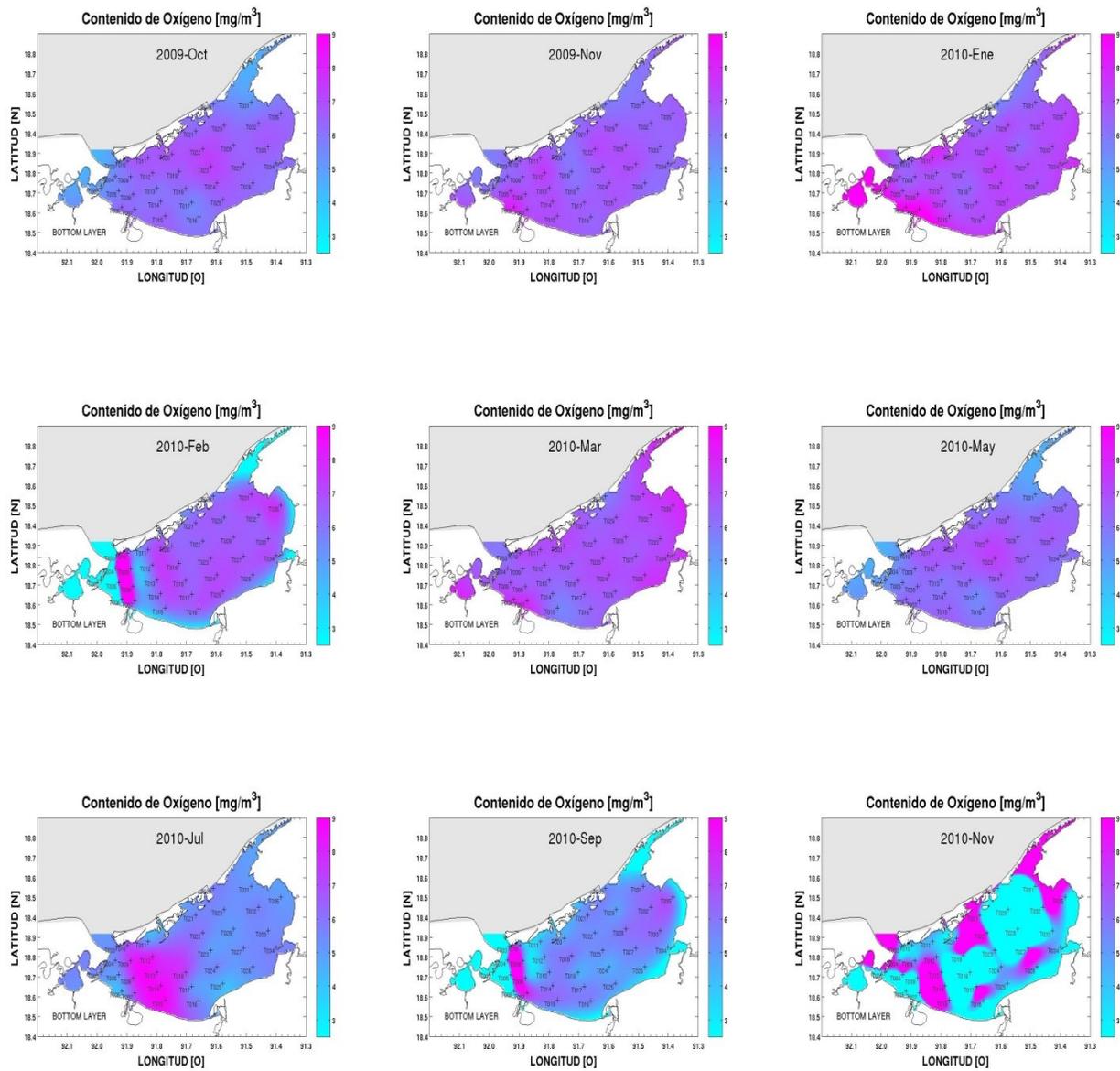
Figura_A2. 9. Mapas de la fluorescencia en el fondo medida en las nueve campañas.



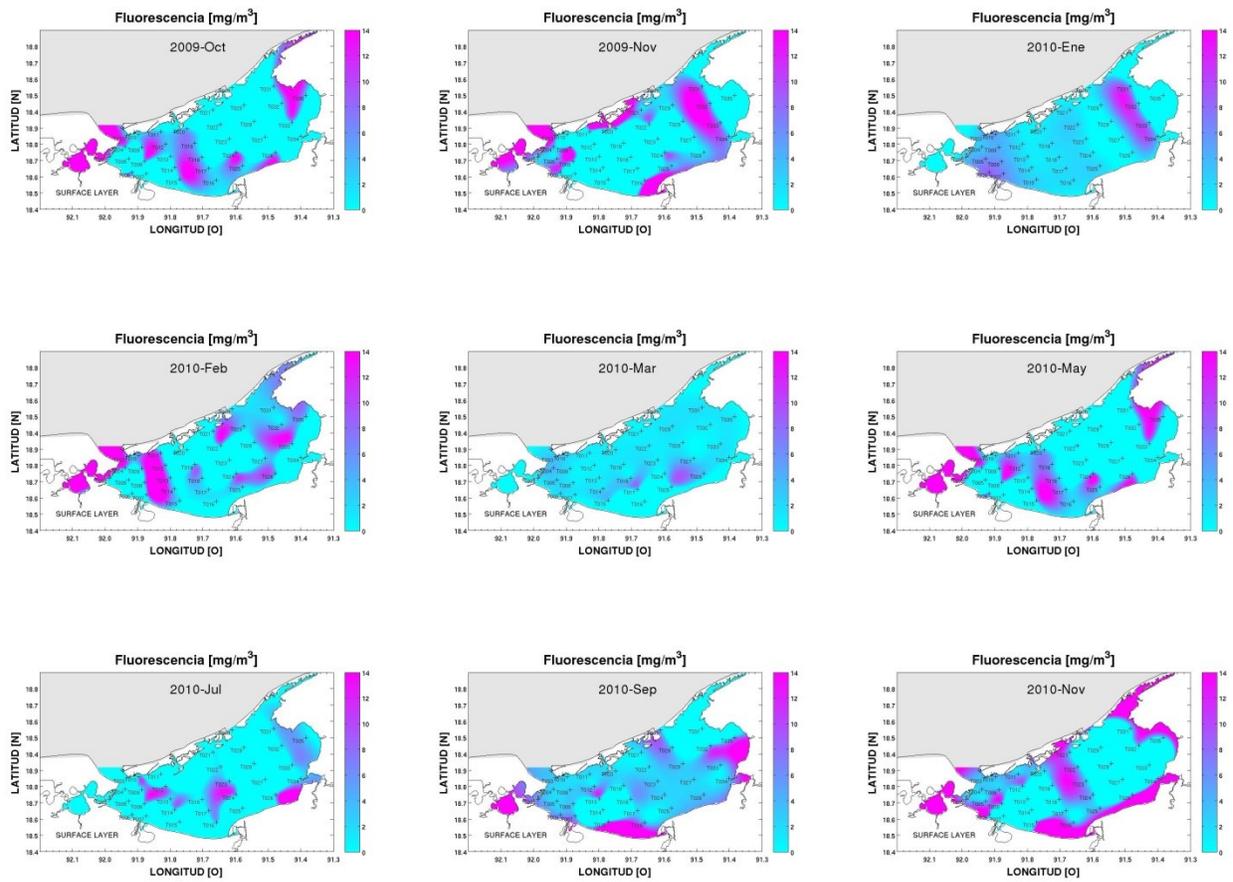
Figura_A2. 10. Contenido de oxígeno disuelto en el agua en el estrato superficial de la LT.



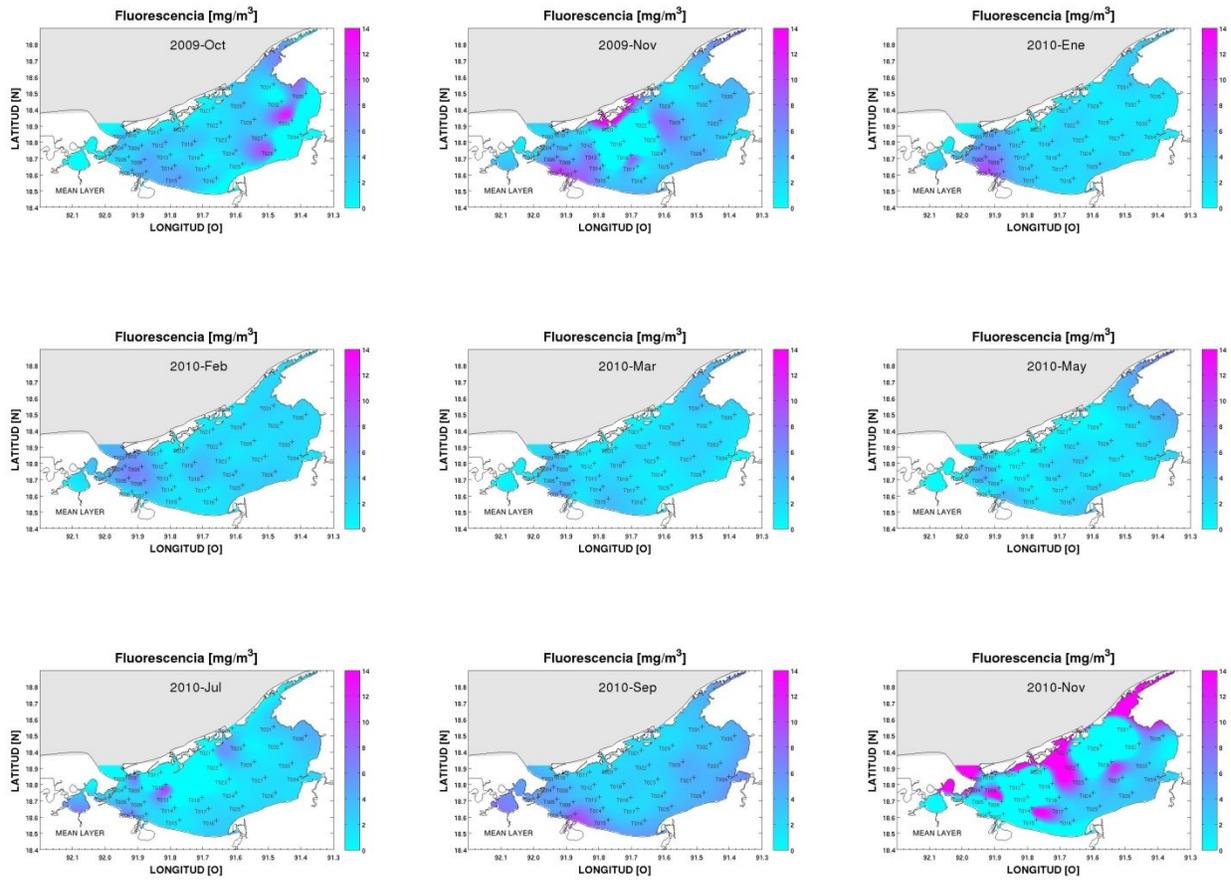
Figura_A2. 11. Contenido de oxígeno disuelto en el agua a profundidad media en la LT.



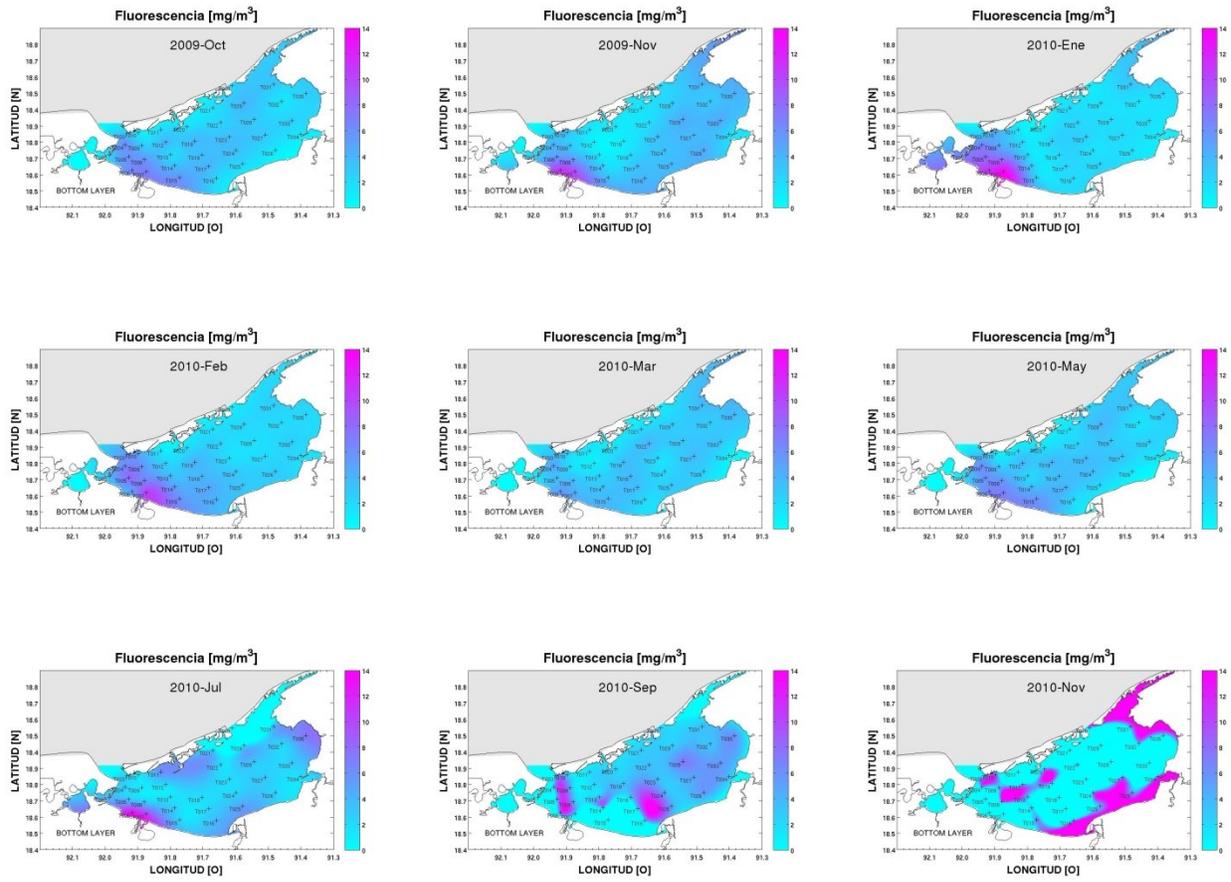
Figura_A2. 12. Contenido de oxígeno disuelto en el agua en el fondo de la LT.



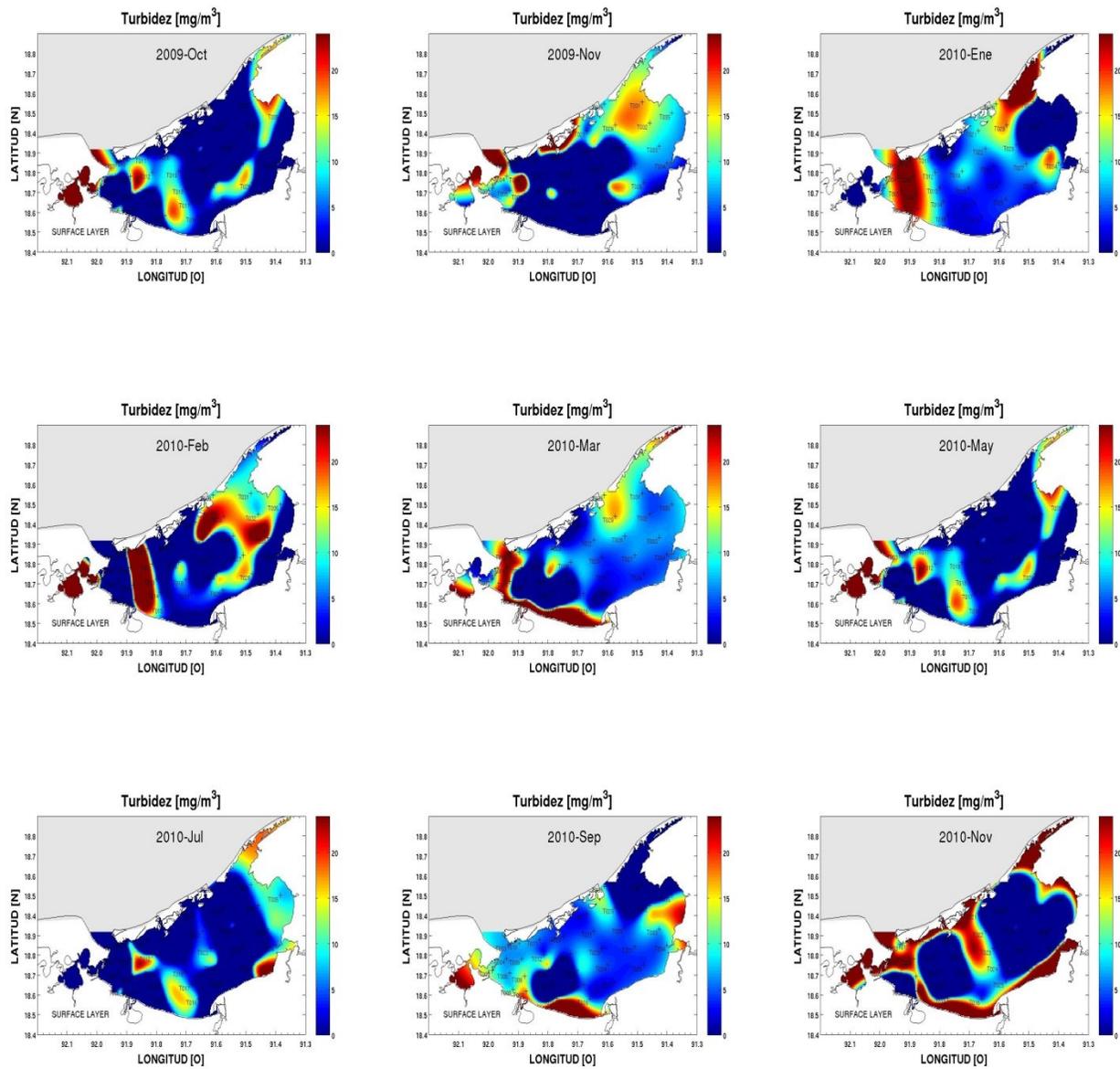
Figura_A2. 13. Fluorescencia (clorofila tipo-a) contenida en el estrato superficial de la LT.



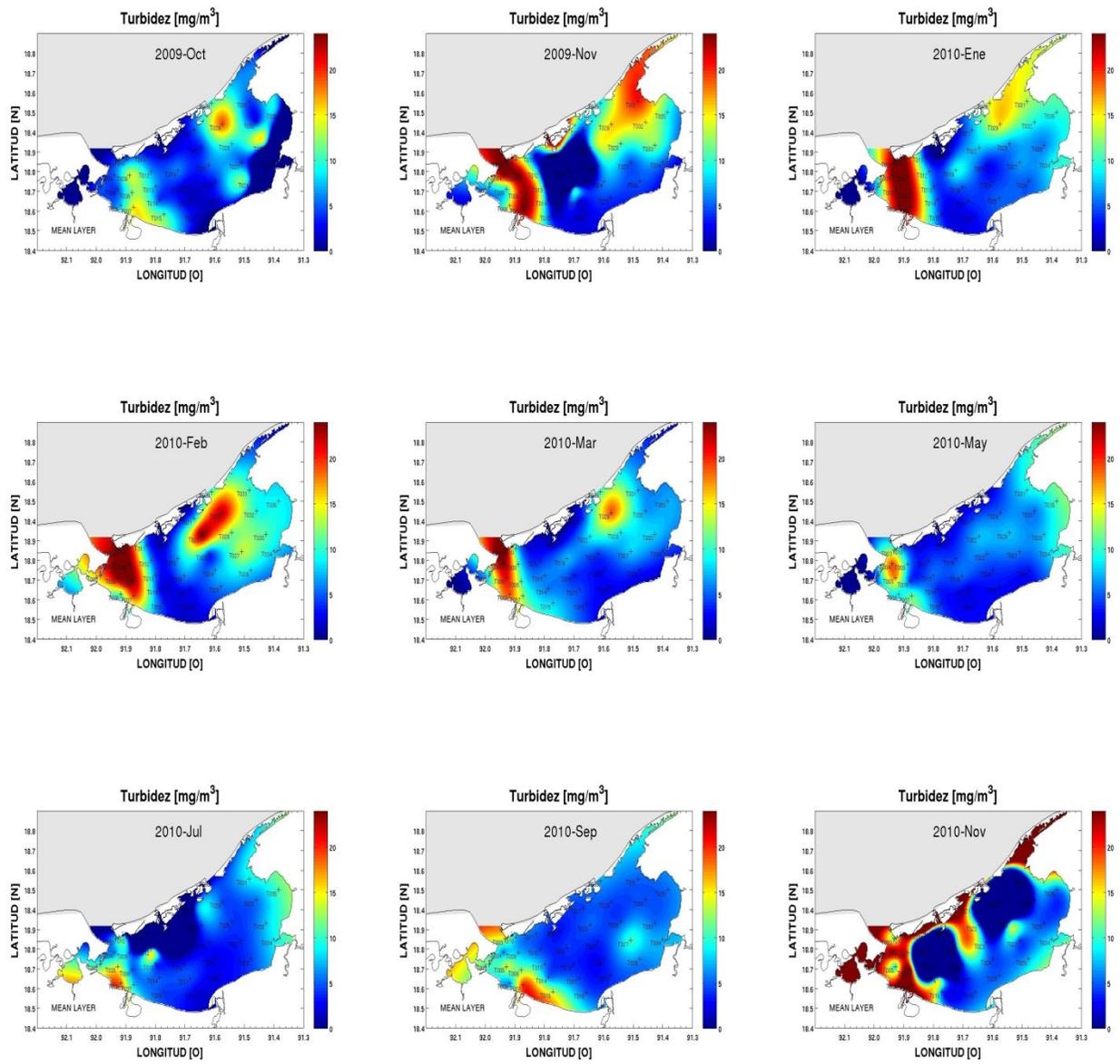
Figura_A2. 14. Fluorescencia (clorofila tipo-a) medida a profundidad media.



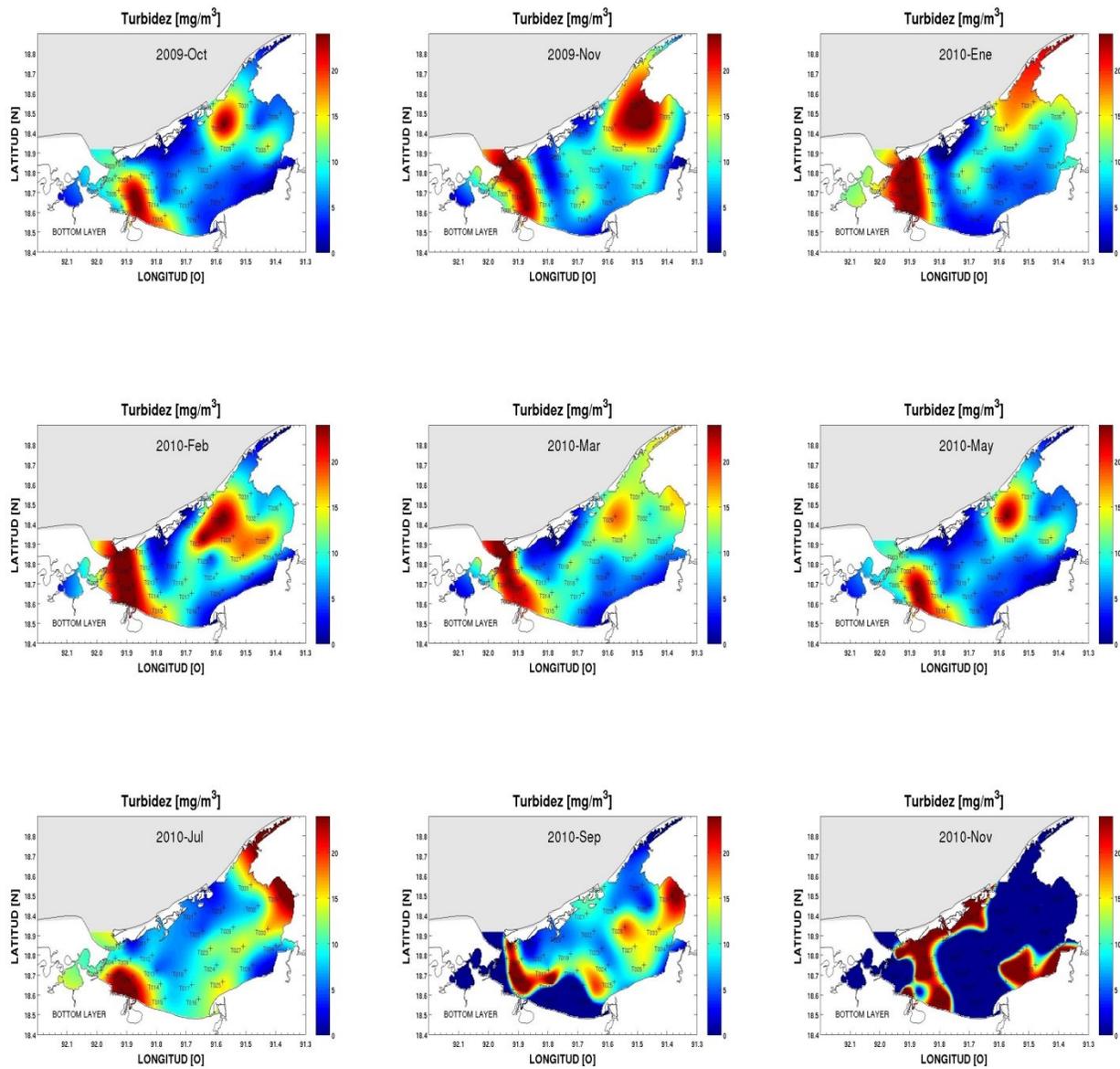
Figura_A2. 15. Fluorescencia medida en el estrato del fondo de la LT.



Figura_A2. 16. Concentración de turbidez medida en el estrato superficial de la LT.

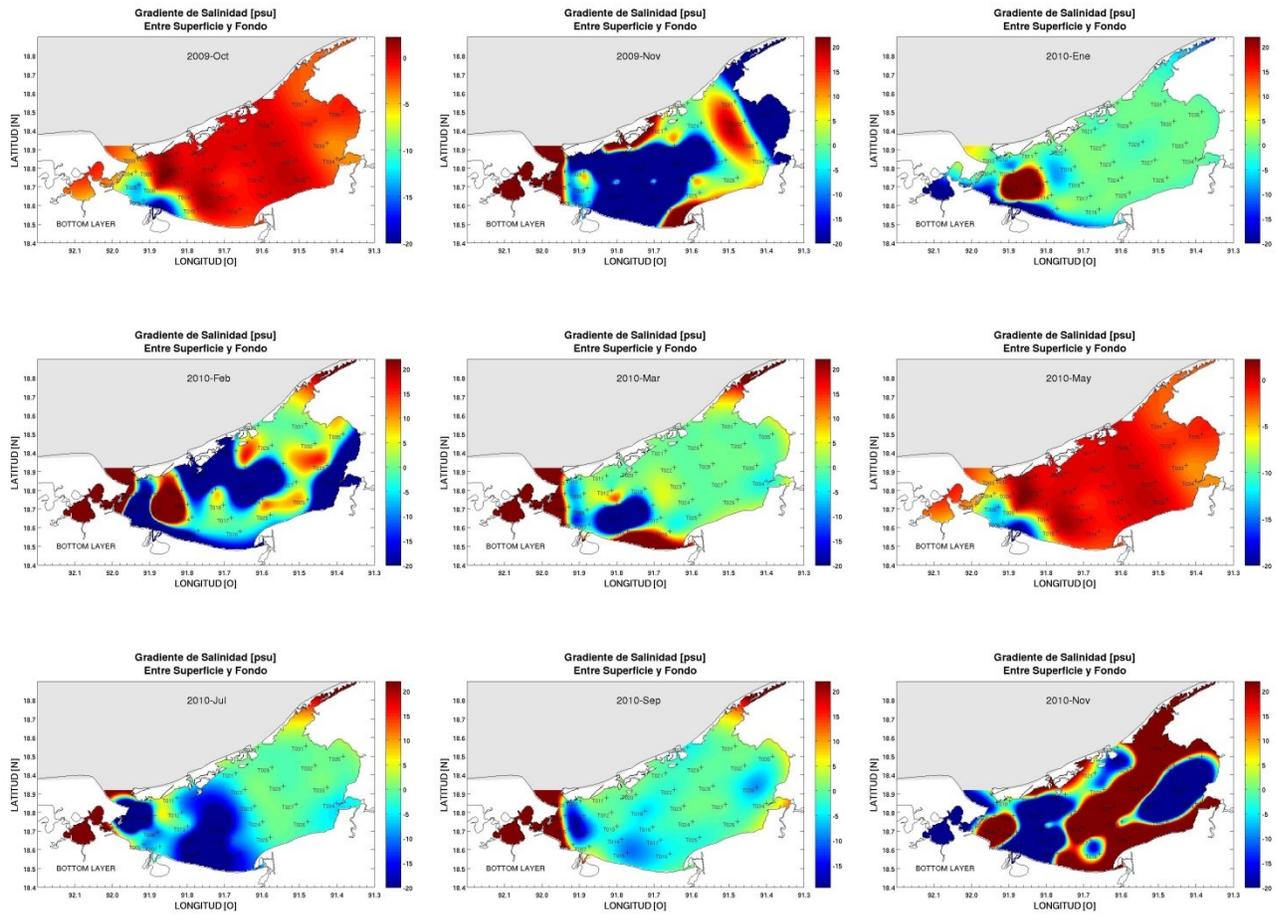


Figura_A2. 17. Concentración de turbidez medida a profundidad media de la LT.

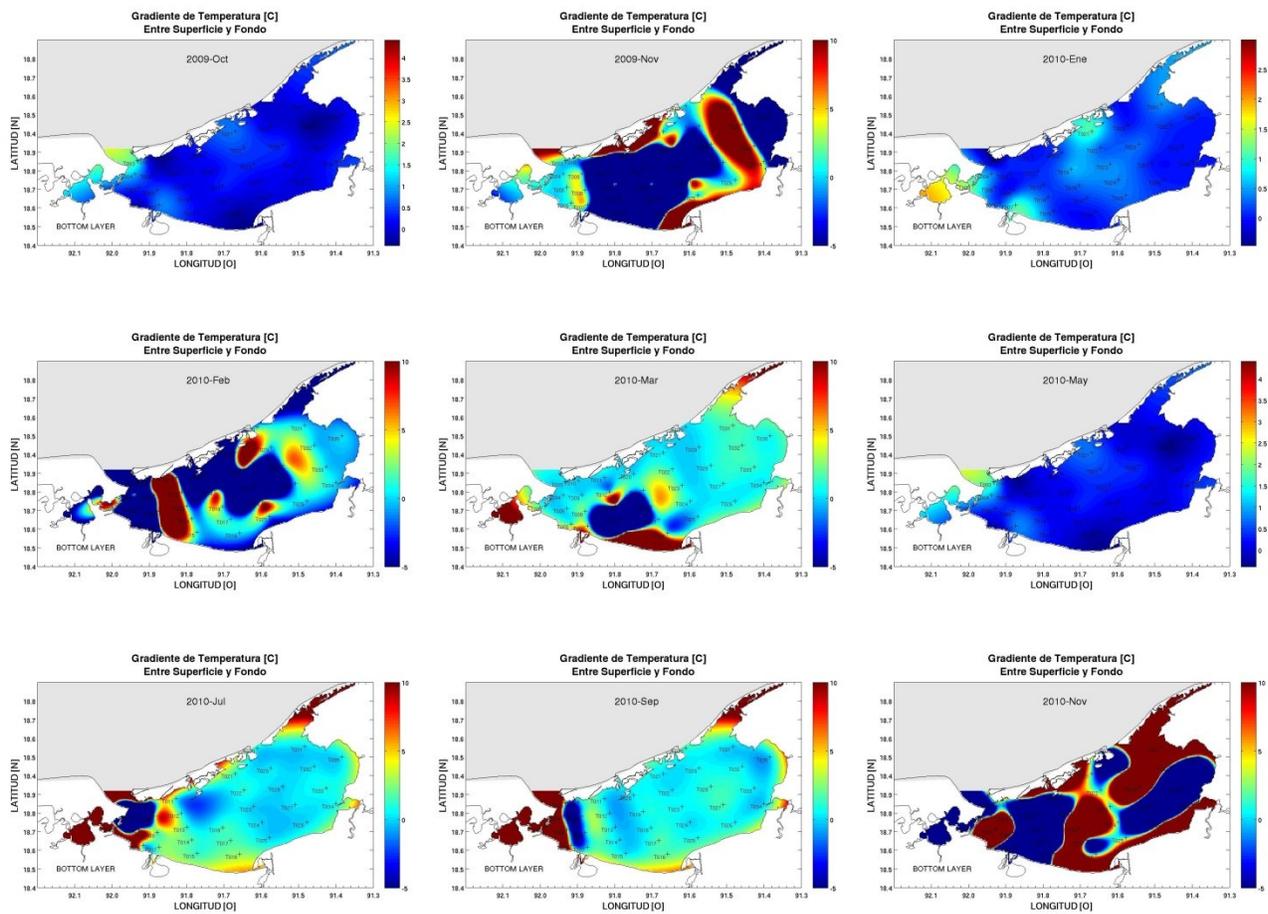


Figura_A2. 18. Concentración de turbidez medida en el estrato del fondo de la LT.

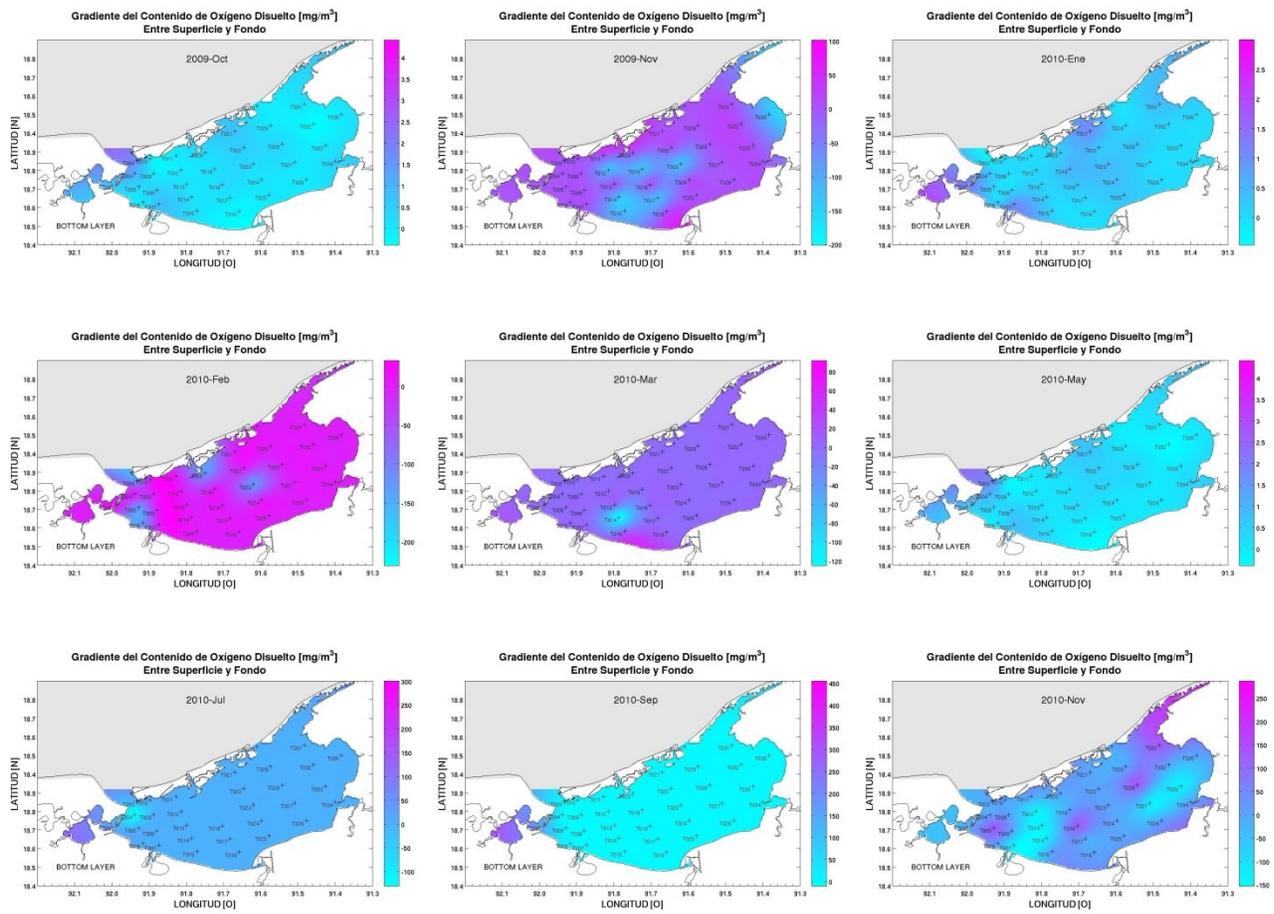
GRADIENTES



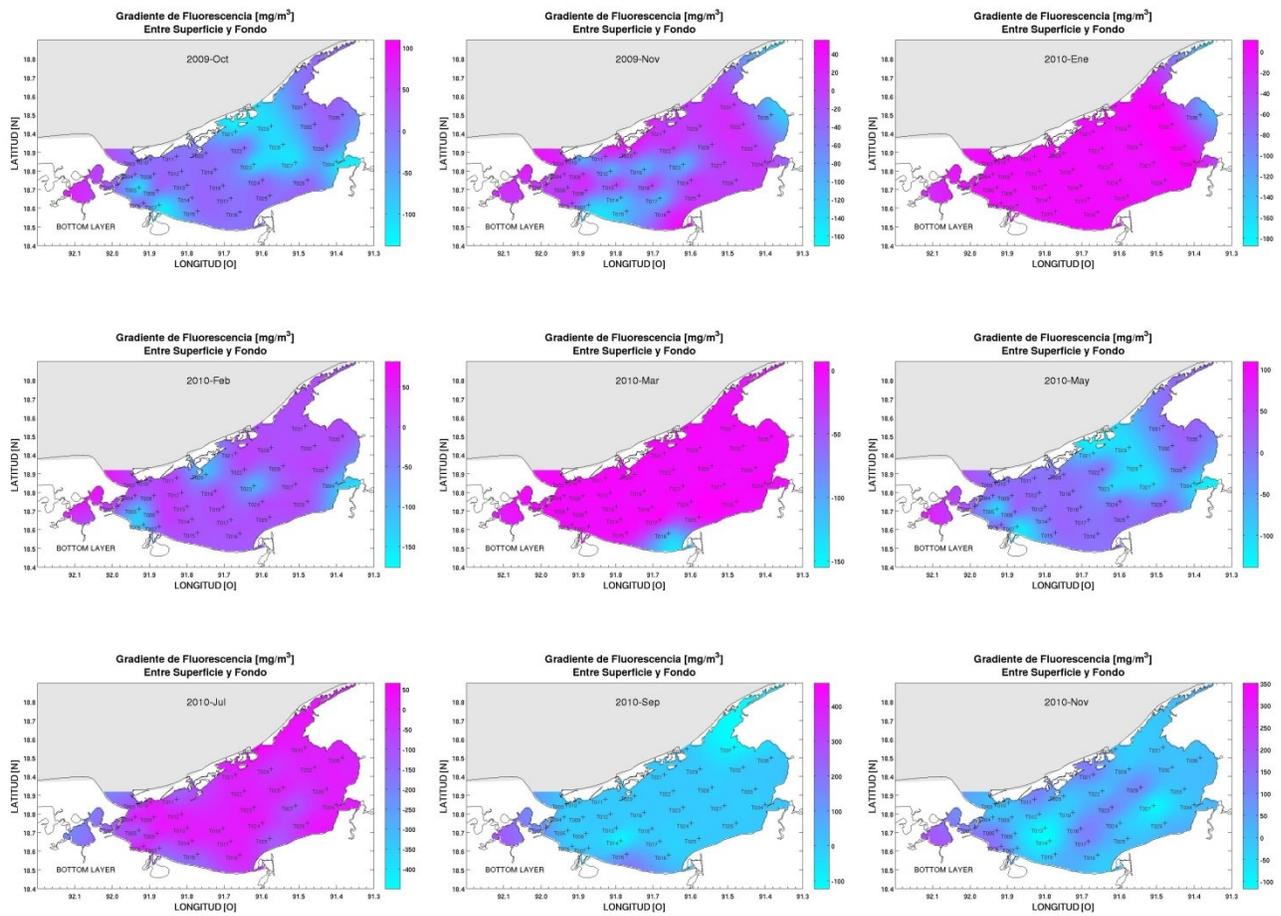
Figura_A2. 19. Gradiente de salinidad obtenido de la resta de la salinidad superficial y la del fondo.



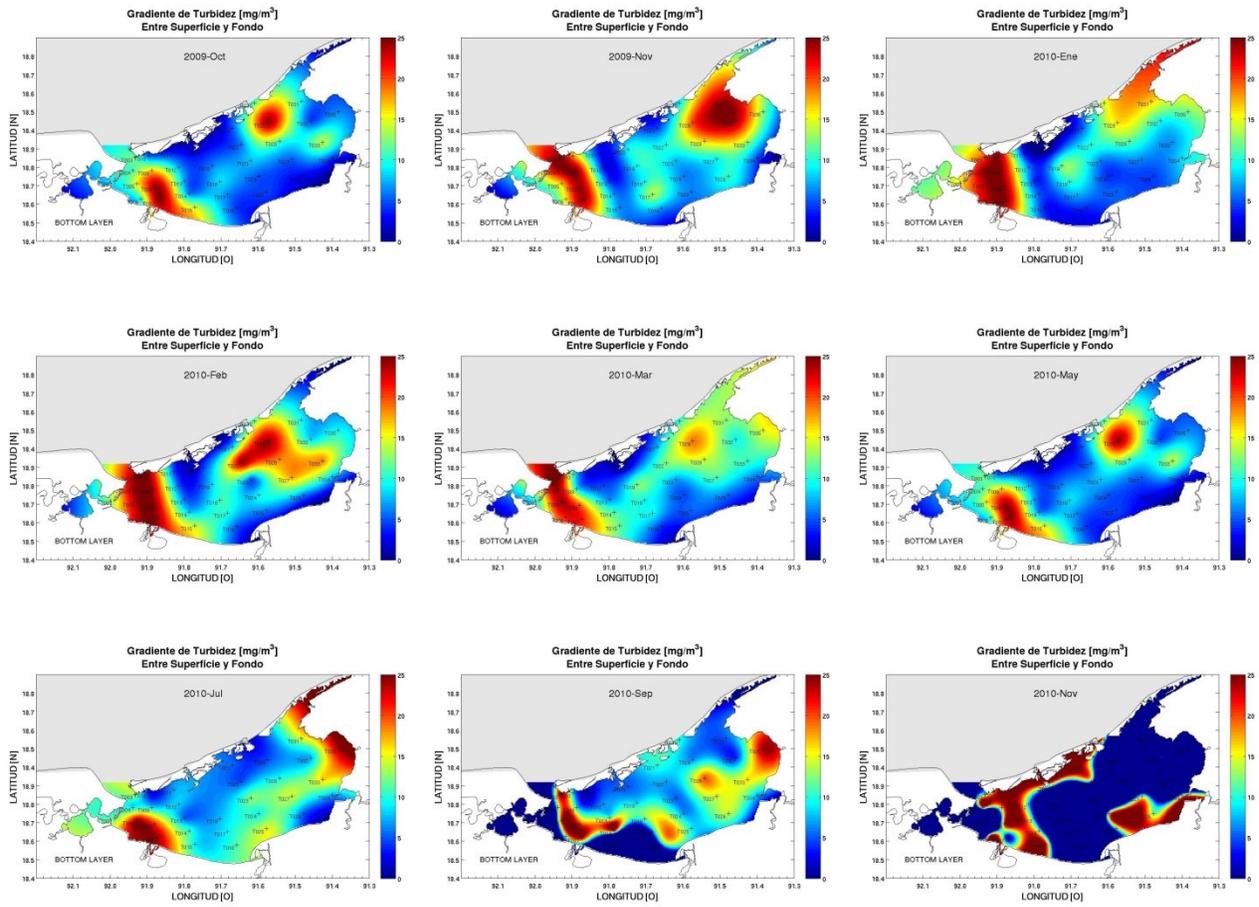
Figura_A2. 20. Gradiente de temperatura obtenido de la resta de la temperatura superficial y la del fondo.



Figura_A2. 21. Gradiente de oxígeno disuelto obtenido de la resta del oxígeno disuelto superficial y el del fondo.



Figura_A2. 22. Gradiente de fluorescencia obtenido de la resta de la fluorescencia superficial y la del fondo.



Figura_A2. 23.