



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

Estudio numérico de la dispersión y el transporte
en el Golfo de México asociado al aporte fluvial
del río Coatzacoalcos.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciado en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Josué Martínez Moreno

TUTOR

Dr. Angel Ruiz Angulo





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 esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

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

Nombre del alumno: Josué Martínez Moreno.

Teléfono: 5543641538.

Correo electrónico: josue_pingu@ciencias.unam.mx

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Licenciatura en Ciencias de la Tierra

Número de cuenta: 310145608.

Tutor: Dr. Angel Ruiz Angulo

Jurado:

Presidente: Dr. Jorge Zavala Hidalgo

Vocal: Dr. Martín Merino Ibarra

Secretario: Dr. Angel Ruiz Angulo

Suplente: Dra. Elsa Arellano Torres

Suplente: Dra. Cecilia Elizabeth Enríquez Ortíz

Agradecimientos Institucionales

Agradezco la oportunidad de realizar esta tesis dentro del Centro de Ciencias Atmosféricas (CCA) de la Universidad Nacional Autónoma de México bajo la tutoría del Dr. Angel Ruiz Angulo, financiado parcialmente por el proyecto PAPIIT IA101614.

Agradezco el apoyo en infraestructura del grupo IOA y al M. en C. Octavio Gómez Ramos por todo el apoyo otorgado para hacer uso del clúster Ometeótl, los consejos y recomendaciones de su uso, así como por la ayuda directa a mi trabajo. Así mismo agradezco a los miembros del grupo Interacción Océano Atmósfera (IOA) del CCA por todas sus aportaciones y críticas constructivas para lograr culminar en forma este trabajo.

A los miembros de mi jurado, Dr. Jorge Zavala Hidalgo (Presidente), Dr. Martín Merino Ibarra (Vocal), Dra. Elsa Arellano Torres (Suplente I) y Dra. Cecilia Elizabeth Enríquez (Suplente II), por sus comentarios, correcciones y aportaciones que permitieron hacer este trabajo digno de esta Universidad.

Agradecimientos Personales

Agradezco a mi asesor, el Dr. Angel Ruiz Angulo por su apoyo en la elaboración de esta tesis. Sus comentarios y ayuda fueron fundamentales para desarrollar este trabajo. Por sus comentarios, correcciones y observaciones que permitieron mejorar este trabajo agradezco a mi jurado.

Elaborar esta investigación no habría sido posible sin el apoyo de mis padres y mi hermana, quienes me permitieron tener esta formación científica que tanto aprecio. Les debo el mérito ocasionado por este trabajo que también es de ellos.

Agradezco al M. en C. Octavio Gómez Ramos y a la Dra. Erika Danaé López, quienes contribuyeron en mi formación, siendo excelentes profesores y por su apoyo incondicional.

Al Dr. Ricardo Méndez Fragoso por su apoyo en el transcurso de este proyecto y quien me ha ofrecido más que revisiones, sugerencias, consejos y comentarios.

*How inappropriate to call this planet Earth
when it is quite clearly Ocean.*

Arthur C. Clarke

*Agradezco a mis padres por haberme
transmitido sus conocimientos y
experiencias. Este merito es todo
suyo.*

Resumen

A pesar de que la contaminación de los océanos se remonta al principio de la historia de la civilización humana, la contaminación acuática no recibió atención hasta alcanzar un umbral que provocó consecuencias negativas para los ecosistemas, los organismos y la sociedad, convirtiéndose así en una preocupación a nivel mundial. Sin embargo, la mayoría de las naciones en desarrollo siguen produciendo grandes cantidades de contaminantes que desechan al océano a través de los ríos.

Las descargas fluviales conllevan un papel fundamental en el transporte y la dispersión de nutrientes, sedimentos y contaminantes hacia el océano. Por tal motivo, en este trabajo será analizada la descarga del río Coatzacoalcos en el Golfo de México. En la desembocadura de este río coexisten distintos usos, sobresaliendo el uso portuario, industrial, recreativo y pesquero; que hacen propenso el afluente a descargas de contaminantes.

El propósito de este trabajo es estudiar la dinámica y distribución del aporte del río Coatzacoalcos al Golfo de México. Para esto, se implementó el modelo numérico *Massachusetts Institute of Technology general circulation model* (MITgcm) que simula la dinámica de la descarga del río Coatzacoalcos. El modelo se configuró con partículas trazadoras pasivas, con el fin de identificar el comportamiento del aporte fluvial del 1 de enero de 2014 al 31 de diciembre del 2014. Las salidas del modelo se analizaron, para comprender la importancia de los procesos de transporte y dispersión del aporte fluvial del río Coatzacoalcos hacia el Golfo de México. Debido al esfuerzo del viento y las corrientes costeras características del Golfo de México, se espera que el transporte y dispersión sean principalmente a lo largo de la costa de Veracruz.

En este trabajo se encontró una importante dependencia de la dirección del transporte asociada con la intensidad y la dirección de los vientos. Más aún, se observó un cambio de transporte hacia el este en el mes de septiembre, debido a los frentes fríos. Se comprobó que el modelo resuelve la dinámica del Golfo de México comparando la simulación con datos de boyas oceanográficas y datos de altimetría satelital. Los resultados del modelo sugieren un impacto importante en las poblaciones humanas costeras cercanas a la desembocadura donde un contaminante podría representar un riesgo hacia la salud de las personas y del ecosistema.

Acrónimos

GoM	Golfo de México.
HYCOM	Hybrid Coordinate Ocean Model.
MITgcm	Massachusetts Institute of Technology general circulation model.
NCEP-NARR	National Centers for Environmental Prediction - North American Regional Reanalysis
SSH	Altura del Nivel del Mar.
CFL	Courant–Friedrichs–Lewy.
COP	Contaminantes Orgánicos Persistentes.
HAP	Hidrocarburos Aromáticos Policíclicos.
ROFI	Region of Freshwater Influence.

Contenido

Resumen	I
1. Introducción	1
1.1. Descargas fluviales	2
1.2. Hipoxia	9
1.3. Área de estudio	10
1.4. Circulación general del Golfo de México	12
1.4.1. Alcance de la Tesis	12
2. Antecedentes	14
2.1. Ecuaciones de movimiento	15
2.2. Modelos numéricos	16
2.3. Modelo numérico MITgcm	17
2.3.1. Discretización espacial y temporal	18
2.3.2. Aproximaciones	20
3. Metodología	22
3.1. Configuración espacial y temporal	22
3.2. Condiciones iniciales y de frontera	24
3.3. Forzamientos atmosféricos	26
3.4. Trazadores pasivos	26
3.5. Transporte	27
3.5.1. Transporte de agua dulce y de partículas	28
3.6. Tiempo de arribo y máximo de concentración	30
3.7. Comparación del modelo vs datos	30
3.8. Oscilaciones inerciales	33
4. Resultados y discusión	35
4.1. Transporte a lo largo de la costa	35
4.1.1. Transporte total	36
4.1.2. Transporte de partículas	39

4.2. Validación del modelo	59
4.3. Oscilaciones inerciales	61
5. Conclusiones	63
5.1. Trabajo a futuro	64

Índice de figuras

1.1. Clasificación por influencia del agua dulce con el agua oceánica (Amezcuca y Bellgraph, 2014).	3
1.2. Esquema de las descargas fluviales: (a) atrapada en la superficie, (b) intermedia y (c) atrapada al fondo (Bianchi <i>et al.</i> , 2014).	4
1.3. Esquema de la estratificación vertical de la entrada de agua dulce (R) al océano y la intrusión marina. La circulación estuarina $u(z)$ en donde se desplaza el agua menos densa (ρ_-) en dirección al mar en superficie y el agua densa (ρ_+) es desplazada en dirección al continente en las capas profundas (Simpson <i>et al.</i> , 1990).	5
1.4. Abultamiento asociado comúnmente a descargas fluviales con forzamientos externos débiles.	7
1.5. Representación esquemática de las descargas fluviales y órdenes de magnitud de su dispersión (modificada de: Horner-Devine <i>et al.</i> (2015)).	8
1.6. Resultado de una simulación numérica mostrando la distribución del oxígeno de fondo en la región del río Mississippi, extraída de http://matplotlib.org/cmocan/	10
1.7. Mapa de la desembocadura del río Coatzacoalcos, modificada de Ruiz-Fernández <i>et al.</i> (2016)	11
2.1. Esquema de malla horizontal tipo Arakawa C en donde las líneas punteadas representan las celdas. a) El área de la celda del trazador A_c , está delimitada por las longitudes Δx_g y Δy_g . b) El área de la celda de vorticidad, A_ζ , está delimitada por las longitudes Δx_c y Δy_c . c) El área de la velocidad u , A_w , está delimitada por las longitudes Δx_v y Δy_f . d) el área de la velocidad v , A_s , está delimitada por las longitudes Δx_f y Δy_u (Adcroft <i>et al.</i> , 2016).	19
3.1. Batimetría del Golfo de México, el rectángulo rojo delimita la región con un refinamiento de malla de $1/20^\circ$ a $1/40^\circ$ cerca de la desembocadura del Coatzacoalcos.	23

3.2.	Datos de caudal del río Coatzacoalcos utilizados para inferir las condiciones de frontera de la descarga fluvial. A) Flujo volumétrico histórico de 52 años en la estación “Las Perlas”. B) Promedio y desviación estándar del flujo histórico.	25
3.3.	Comparación de esquemas de advección en dos dimensiones: simulando la advección diagonal de una función Gaussiana. Las líneas blancas representan presencia de valores extremos falsos. En la columna izquierda, se muestra el esquema de advección que por defecto es lineal de segundo orden centrado en espacio con esquema de Adams-Bashforth para iterar en el tiempo. En la columna derecha, el esquema de tercer orden con pasos de tiempo directos, con esquema limitador de flujo (Adcroft <i>et al.</i> , 2016).	27
3.4.	Esquema de sección perpendicular a la costa, el área efectiva por cada sección A está delimitada por las longitudes L igual a 50 km en todas las secciones y H igual a la profundidad máxima de la sección, constituida por las diferenciales de áreas dA de cada una de las celdas verticales del modelo (dx, dh) . El vector normal \hat{n} a la sección se definió como positivo hacia el este. El vector normal por el campo de velocidades \vec{U} , define el transporte total Q_{cc}	29
3.5.	Secciones a lo largo de la costa y sus respectivas batimetrías que representan las áreas totales donde se calculó el transporte a lo largo de la costa. La descarga del río Coatzacoalcos corresponde a la estrella verde.	31
3.6.	Ubicación de las boyas oceanográficas 42002 (Azul) y 42055 (Rojo) de la NOAA. Los puntos blancos representan los puntos en la malla del modelo con que se compararon los datos. Las estaciones sintéticas en las cuales se calcularon las oscilaciones inerciales son los diamantes amarillos.	32
3.7.	Trayectorias de partículas Lagrangianas en el norte del GoM en la región del río Mississippi (Extraída de: Thyng y Hetland (2014)).	34
4.1.	Transporte total a lo largo de la costa al lado este y oeste de la desembocadura a: (a) 15 km, (b) 45 km, (c) 90 km, (d) 235 km y (e) 450 km . Los valores positivos indican transporte hacia la derecha de las secciones (costa abajo).	37
4.2.	Transporte asociado a concentraciones de partículas pasivas mayores al 0.1 % a lo largo de la costa al lado este y oeste de la desembocadura a: (a) 15 km, (b) 45 km, (c) 90 km, (d) 235 km y (e) 450 km. Los valores positivos indican transporte hacia la derecha de las secciones.	41

4.3. Transporte asociado a concentraciones de partículas pasivas mayores al 1 % a lo largo de la costa al lado este y oeste de la desembocadura a: (a) 15 km, (b) 45 km, (c) 90 km, (d) 235 km y (e) 450 km. Los valores positivos indican transporte hacia la derecha de las secciones.	43
4.4. Transporte asociado a concentraciones de partículas pasivas mayores al 10 % a lo largo de la costa al lado este y oeste de la desembocadura a: (a) 15 km, (b) 45 km, (c) 90 km, (d) 235 km y (e) 450 km. Los valores positivos indican transporte hacia la derecha de las secciones.	45
4.5. Transporte ponderado por las partículas pasivas con concentración mayor a 1 % a lo largo de la costa al lado este y oeste de la desembocadura a: (a) 15 km, (b) 45 km, (c) 90 km, (d) 235 km y (e) 450 km.	48
4.6. Transporte de agua salobre a lo largo de la costa al lado este y oeste de la desembocadura a: (a) 15 km, (b) 45 km, (c) 90 km, (d) 235 km y (e) 450 km.	49
4.7. Mapa del promedio anual de la magnitud de la velocidad representada por la barra de color y las flechas corresponden a los vectores de la velocidad promedio del año 2014.	50
4.8. Concentración máxima mensual a 2.5m de profundidad en escala logarítmica y promedio mensual del viento.	52
4.9. Concentración máxima mensual a 2.5m de profundidad en escala logarítmica y promedio mensual del viento.	53
4.10. Máximo de concentración durante el año 2014 (escala logarítmica). . .	54
4.11. Localidades en las cuales se calculó el tiempo de arribo de las partículas trazadoras pasivas.	56
4.12. Tiempo de arribo del contaminante en días a 2.5m de profundidad con concentración superior al 10 % de la concentración inicial ($1 \frac{mol}{m^3}$).	57
4.13. Tiempo de arribo del contaminante en días a 2.5m de profundidad con concentración superior al 1 % de la concentración inicial ($1 \frac{mol}{m^3}$).	57
4.14. Tiempo de arribo del contaminante en días a 2.5m de profundidad con concentración superior al 0.1 % de la concentración inicial ($1 \frac{mol}{m^3}$).	58
4.15. Imagen satelital de la desembocadura del río Coatzacoalcos (Fecha de adquisición: 11/08/2016), a la cual, se le realizó un filtro en color verde, permitiendo destacar la descarga fluvial en color violeta.	58
4.16. Mapas de promedios mensuales de elevación media del mar. Comparación entre la simulación numérica (columna izquierda) y las observaciones satelitales (columna derecha) de altimetría del GoM para el año 2014.	60

4.17. Comparación de la temperatura superficial del GoM entre las boyas 42002 (A) y 42055 (B) y el modelo. Columna izquierda: variabilidad anual de la temperatura correspondiente al modelo y las boyas meteorológicas. Columna derecha: Ajuste lineal entre la temperatura de las boyas y el modelo.	61
4.18. Componentes de velocidad, u y v, del modelo MITgcm y sus respectivos espectros. Las líneas punteadas representan el valor teórico de la oscilación inercial (Eq. 3.13).	62

Capítulo 1

Introducción

Los ríos han tenido un papel clave en el desarrollo de la vida humana, siendo el suministro de agua, nutrientes, transporte y protección, para las personas que viven dentro de sus cuencas (Vázquez Botello y Páez, 1987). En las regiones costeras, los ríos proveen un enlace entre las aguas intercontinentales y las masas de agua oceánicas. Anualmente a nivel mundial, se descargan aproximadamente treinta y seis mil kilómetros cúbicos de agua dulce y más de veinte mil millones de toneladas de materiales sólidos suspendidos hacia el océano (Milliman y Farnsworth, 2011). En las regiones costeras viven aproximadamente dos terceras partes de la población mundial (Janin y Mandia, 2012) que principalmente habitan cerca de la desembocadura de los ríos y descargan diversos contaminantes al río, por este motivo, las descargas fluviales son de especial interés (Schulz *et al.*, 2012). Por lo tanto, la mayoría de estas zonas costeras con descargas fluviales son vulnerables a los impactos antropogénicos.

El impacto más notable de la actividad humana en las cuencas hidrológicas es el deterioro de la calidad del agua. En muchos ríos, ésta está asociada a elevadas concentraciones de nutrientes, metales pesados, plaguicidas y otros compuestos antropogénicos (Schulz *et al.*, 2012). Algunos contaminantes provienen de las actividades agrícolas, como el fósforo y el nitrógeno antropogénicos, y estos generan condiciones de hipoxia en el Golfo de México (GoM) (Bianchi *et al.*, 2010). Otros contaminantes provenientes de las actividades industriales, como los Contaminantes Orgánicos Persistentes (COP) con una concentración letal media (CL50) de 50 mg/kg, los Hidrocarburos Aromáticos Policíclicos (HAP) con una CL50 < 0.024 mg/L y las dioxinas con una CL50 < 70 µg/kg (Bremauntz, 2004; Armendáriz *et al.*, 2006) son algunos ejemplos de compuestos orgánicos altamente tóxicos para los seres humanos y la fauna silvestre, los cuales se encuentran comúnmente en los sedimentos de los ríos (Milliman y Farnsworth, 2011; Islam y Tanaka, 2004).

La dispersión de nutrientes y contaminantes asociada a las descargas fluviales puede extenderse a través de grandes áreas del océano dependiendo de los forzamientos ex-

ternos y las características de la descarga. El estudio de la dinámica de estos sistemas es de gran interés, particularmente debido a su potencial para afectar la zonas costeras altamente productivas y biodiversas (Jickells, 1998).

En 2007, Azuz Adeath y Rivera Arriaga reportaron que entre 2010 y 2050 se espera un crecimiento poblacional del 28 % en las costas de México, aumentando aproximadamente de 50 millones a 64 millones de habitantes. El crecimiento demográfico e industrial en áreas costeras causa serias alteraciones al medio ambiente. Un ejemplo actual, es el río Coatzacoalcos que desemboca en el GoM y es considerado uno de los ríos más contaminados del país (Ruiz-Fernández *et al.*, 2016). Los procesos de transporte y dispersión del aporte fluvial del río Coatzacoalcos son cruciales para entender la influencia de los contaminantes sobre la región costera de Veracruz y su posible impacto en el GoM.

Descargas fluviales

Una descarga fluvial es el volumen de agua que circula a través de un río en un determinado tiempo (Milliman y Farnsworth, 2011). El volumen de la descarga está definido por factores como la precipitación y evaporación asociadas con el estado del tiempo atmosférico, la vegetación, el área y el relieve de la cuenca de drenaje, la localización geográfica y las modificaciones antropogénicas. Cuando la masa de agua de la descarga fluvial converge con la masa de agua oceánica, en la mayoría de los casos el agua del río posee una menor densidad y por lo tanto, ésta fluye sobre el agua marina de mayor densidad. La flotabilidad del agua del río depende de la diferencia de densidad entre el agua de río y ambiente marino. La salinidad y la temperatura del río determinan su densidad, sin embargo, la salinidad es la propiedad que más difiere entre el agua del aporte fluvial y el agua de mar. Generalmente, las descargas fluviales poseen una concentración menor de sales que el océano, por tal motivo, los estuarios son conocidos como zonas de influencia de agua dulce (ROFI, por sus siglas en inglés *Region of Freshwater Influence.*) (Fig.1.1), modificando significativamente las propiedades físicas e hidrodinámicas debido a este contraste (Simpson, 1997b).

Regionalmente, los ríos tienen la capacidad de cambiar las propiedades de las aguas costeras, dependiendo del volumen de la descarga, la advección y la mezcla entre la masa de agua marina y el agua dulce de la descarga. A partir de las diferencias entre la temperatura y la salinidad del aporte fluvial y del agua marina, es posible identificar ambas masas de agua y estudiar la extensión de la dispersión del agua del río.

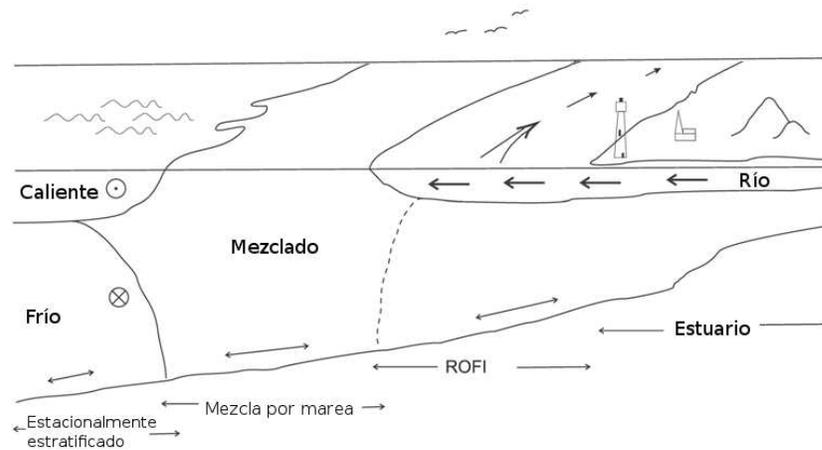


Figura 1.1: Clasificación por influencia del agua dulce con el agua oceánica (Amezcuá y Bellgraph, 2014).

La dispersión de las descargas fluviales en los océanos está afectada por la geometría de la desembocadura, el volumen de descarga, la densidad del agua del río, las mareas, el viento y la rotación de la Tierra, entre otros (Jones *et al.*, 2007; Simpson, 1997a).

La morfología de la desembocadura de los ríos es dinámica, especialmente en los trópicos debido a su alta variabilidad estacional; dependiendo directamente del caudal del río, el transporte y la deposición de sedimentos que erosionan y modifican su geometría. Además, las actividades humanas realizadas en los estuarios, como la navegación, el dragado del canal del río, construcción de muelles, entre otras, afectan la geometría de la desembocadura (Fagherazzi *et al.*, 2015). Todos estos procesos limitan o favorecen la entrada y dispersión del aporte fluvial al océano (Lai *et al.*, 2016).

Existen diferentes clasificaciones para las descargas fluviales. En términos de su estratificación en el ambiente oceánico, la estructura vertical de las descargas fluviales está determinada por el contraste de densidades entre las masas de agua del río y la oceánica. Bajo este criterio, las descargas se clasifican como: atrapadas a la superficie, intermedias y atrapadas al fondo. Las descargas atrapadas a la superficie son aquellas que poseen una densidad menor que la del agua del mar y nunca interactúan con el fondo (Fig. 1.2(a)). La densidad de las descargas intermedias es similar a la marina y, por lo tanto, la descarga puede fluir, encontrando su equilibrio estable, entre dos capas oceánicas intermedias (Fig. 1.2(b)). En las descargas atrapadas al fondo, la densidad del agua del río es mayor que la densidad del agua oceánica y fluye principalmente como una corriente de gravedad que se desplaza por el fondo (Fig. 1.2(c)). Las descargas atrapadas a la superficie están fuertemente dominadas por la dinámica oceánica regional y son desplazadas por el esfuerzo del viento, mientras que las descargas atrapadas al fondo son afectadas por procesos de la capa límite de fondo (Bianchi *et al.*, 2014).

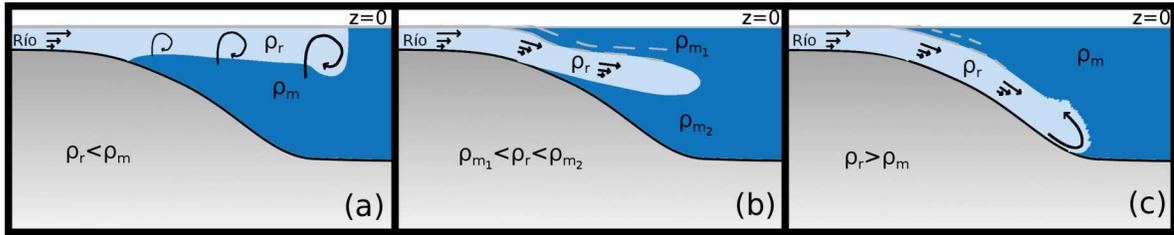


Figura 1.2: Esquema de las descargas fluviales: (a) atrapada en la superficie, (b) intermedia y (c) atrapada al fondo (Bianchi *et al.*, 2014).

Generalmente, en la región de la descarga existe una competencia entre la capa superficial, constituida por agua dulce proveniente de la descarga fluvial, y la capa inferior, compuesta por agua marina. Principalmente, la circulación superficial de la descarga fluvial se dirige hacia el mar, sin embargo, la intensidad de ésta puede variar durante el día debido a la marea alta (pleamar) y a la marea baja (bajamar). Cuando existen corrientes de marea asociadas a bajamar, es favorecido el transporte de agua corriente abajo, en dirección al mar, mientras que las corrientes de marea en pleamar, limitan el flujo del río, ocasionado por el contraflujo de la marea (Li y Rong, 2012). Adicionalmente, debido a la marea se genera fricción entre la capa de agua superior (río) e inferior (mar) produciendo turbulencia entre las masas de agua. Éstos favorecen la mezcla entre la capa fluvial y la oceánica, modulando la estratificación vertical en la región de la descarga fluvial y así, determinan la dinámica y la estructura vertical de la intrusión de la descarga fluvial en el océano (Choi y Wilkin, 2007) (Fig. 1.3).

El esfuerzo del viento tiene efectos importantes en la dinámica superficial de los océanos, por lo tanto, la dispersión de las descargas fluviales también estará influenciada por el viento. Cuando los vientos son perpendiculares a la costa, éstos influyen en la dispersión de la descarga fluvial. En el caso de vientos perpendiculares a la costa en dirección al mar se favorece la dispersión de la descarga fluvial hacia alta mar. Mientras que con vientos en dirección opuesta (hacia el continente), el agua de la descarga fluvial se acumula a lo largo de la costa y se extiende a los costados de la desembocadura (Fong y Geyer, 2001).

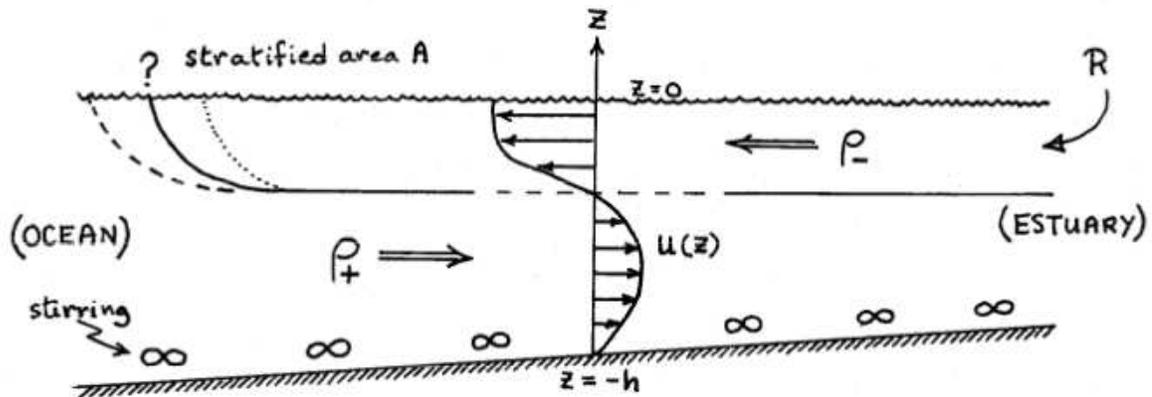


Figura 1.3: Esquema de la estratificación vertical de la entrada de agua dulce (R) al océano y la intrusión marina. La circulación estuarina $u(z)$ en donde se desplaza el agua menos densa (ρ_-) en dirección al mar en superficie y el agua densa (ρ_+) es desplazada en dirección al continente en las capas profundas (Simpson *et al.*, 1990).

Otro efecto del viento sobre el océano es la generación de la capa de mezcla oceánica en los primeros metros de profundidad. Esta capa de mezcla está caracterizada por la homogeneidad de sus variables, como son la temperatura y salinidad. En presencia de vientos persistentes la capa de mezcla se extenderá en la vertical, ya que su profundidad está determinada por la intensidad y duración de los vientos. En el caso particular de una descarga fluvial, el viento favorece la mezcla entre la descarga fluvial y el ambiente marino, ampliando la región de influencia vertical hasta el límite inferior de la capa de mezcla (Hetland, 2005).

El viento también puede modificar la dispersión del agua fluvial a través del transporte de Ekman. El transporte de Ekman en la capa superficial es el movimiento de las masas de agua en dirección a la derecha del vector de estrés del viento en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur. En presencia de vientos persistentes en dirección norte a lo largo de una costa orientada en dirección norte-sur, el transporte de Ekman genera que el agua superficial se aleje de la costa y por lo tanto el agua del fondo ascienda, lo que favorece la dispersión de la descarga fluvial en dirección al mar. Mientras que en presencia de vientos con dirección sur, el agua de la superficie se apila en la costa por lo cual desciende, resultando en una contracorriente con dirección opuesta al flujo del río, y por lo tanto, la descarga del río es replegada a la costa (Gan *et al.*, 2009).

El efecto de la rotación terrestre en la desembocadura de un río puede ser caracterizado utilizando el número de Kelvin de la desembocadura (Cole y Hetland, 2016), definido como

$$K = W/R_d, \quad (1.1)$$

donde W es el ancho de la desembocadura y R_d el radio de deformación de Rossby definido como:

$$R_d = \frac{\sqrt{g'D}}{f}, \quad (1.2)$$

donde D es la profundidad, f el parámetro de Coriolis y g' es la gravedad reducida, definida como:

$$g' = g \frac{\rho_m - \rho_r}{\rho_r}, \quad (1.3)$$

donde g es la gravedad, ρ_m la densidad promedio del mar en la región de la desembocadura y ρ_r la densidad del río. El número de Kelvin relaciona la razón entre el ancho de la desembocadura y el radio de deformación de Rossby. En desembocaduras con valores de $K \geq 1$, es decir el ancho de la desembocadura es del orden de magnitud que R_d , la rotación de la Tierra se vuelve un parámetro relevante en la dinámica de la descarga. Además, ésta tiende a desplazarse hacia la derecha de la desembocadura (hemisferio norte) sobre la superficie del mar. Cuando el valor de $K < 1$ el efecto de Coriolis no influye en la desembocadura y otros factores como los forzamientos atmosféricos dominan la dinámica de la descarga.

Particularmente, para este estudio, el efecto de Coriolis sobre la dinámica del río Coatzacoalcos se caracterizó con apoyo de los números adimensionales antes descritos (R_d y K). Para el río Coatzacoalcos, R_d se calculó en base a la profundidad del canal del río, $D = 14m$, el parámetro de Coriolis local ($18^\circ N$), $f = 4.5 \times 10^{-5}/s$, y una gravedad reducida de: $g' = 0.175ms^{-2}$, estimada con la densidad del río, $\rho_r = 1005.61kg/m^3$, y la densidad del mar en la región de la desembocadura, $\rho_m = 1023.55kg/m^3$. Con el valor del radio de deformación de Rossby y con base en el ancho de la desembocadura, $W = 2.75$ km, el número de Kelvin resultante es: $K = 0.07$. Como se había mencionado previamente, para números de Kelvin $K < 1$ la contribución de Coriolis es pequeña. Por lo tanto, la dinámica de la dispersión del agua fluvial en la desembocadura del río Coatzacoalcos estará dominada principalmente por las corrientes costeras, los esfuerzos del viento y el caudal del río.

Por ejemplo, algunos estudios numéricos, observaciones satélites y campañas de muestreo a gran escala han observado que en presencia de vientos débiles en la región de la desembocadura de un río se produce una circulación anticiclónica, comúnmente conocida como “abultamiento” (*bulge*) (Horner-Devine *et al.*, 2015). Este abultamiento consiste principalmente en un vórtice anticiclónico, en el cual, el momento está en balance con el viento-gradiente (Fig. 1.4) (Kourafalou *et al.*, 1996; Oey y Mellor, 1993; Chao y Boicourt, 1986).

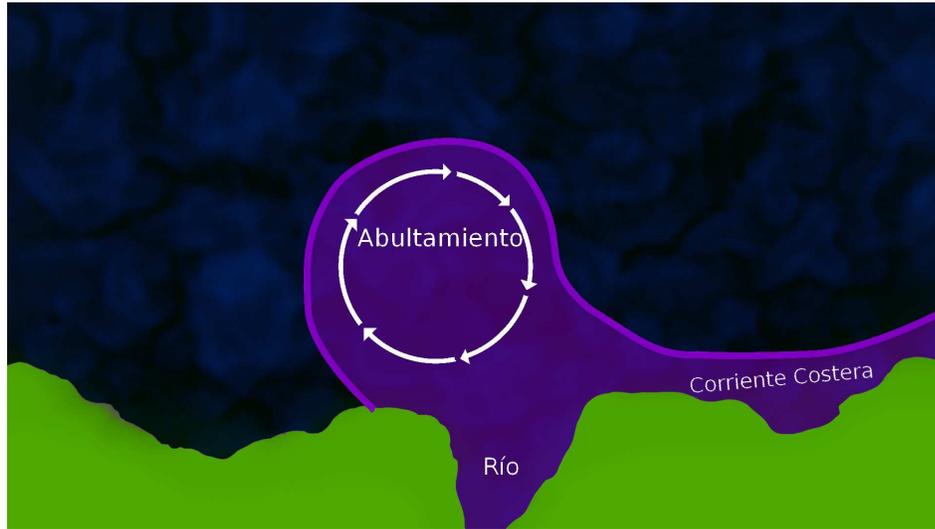


Figura 1.4: Abultamiento asociado comúnmente a descargas fluviales con forzamientos externos débiles.

Las variaciones espaciales y temporales del volumen de la descarga del río en la desembocadura están moduladas principalmente por factores como la precipitación, la evaporación, la infiltración, entre otros. Las escalas espaciales de una descarga fluvial son de decenas de metros en la vertical ($O(10^1)m$) y hasta varios kilómetros en la horizontal ($O(10^3)m$). Temporalmente, las variaciones principales son estacionales, sin embargo debido a eventos extremos y fenómenos meteorológicos éstas pueden estar en el orden de días.

El perfil de velocidades del río, $u_r(z)$, es principalmente uniforme en la vertical; conforme el agua del río con menor densidad (ρ_r) interactúa con el agua marina (ρ_m). El perfil de velocidades de la descarga, $u_p(z)$, se deforma, es máximo en la superficie y decrece hasta empatar la velocidad regional del interior del mar, u_m (Fig. 1.5) (Horner-Devine *et al.*, 2015).

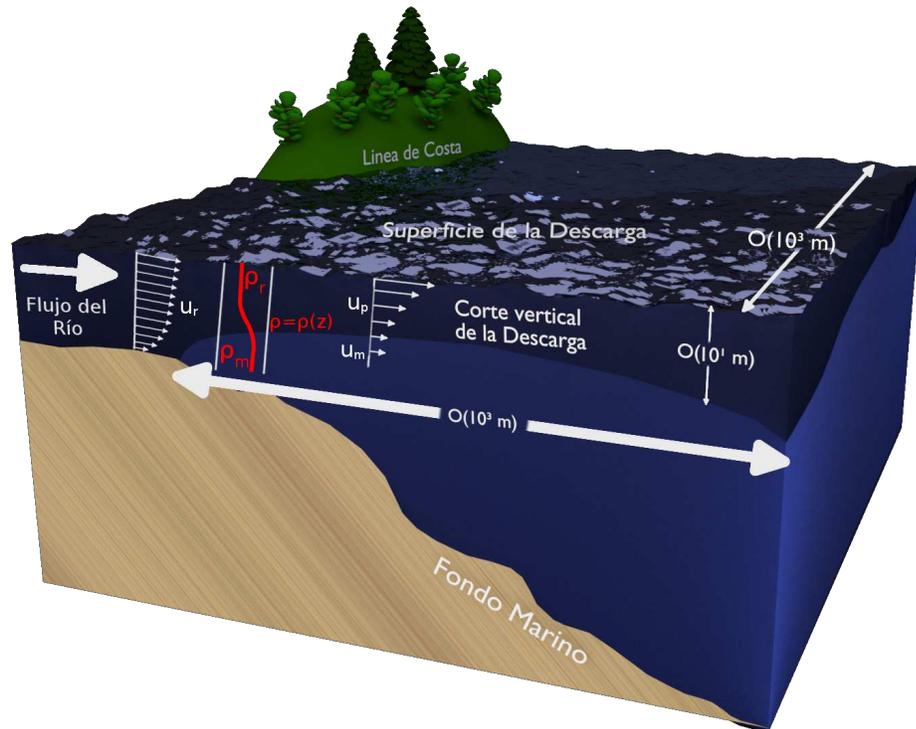


Figura 1.5: Representación esquemática de las descargas fluviales y órdenes de magnitud de su dispersión (modificada de: Horner-Devine *et al.* (2015)).

Las descargas fluviales también han sido estudiadas con la ayuda de la percepción remota utilizando mediciones de temperatura, salinidad y otras variables obtenidas con sistemas satelitales como son: POES, el observatorio Aquarius/SAC-D, y el satélite de observación de la Terra-Aqua. Por medio de estas observaciones se logra describir la variabilidad espacial y temporal de la dispersión de la descarga fluvial (Nagler *et al.*, 2009; Fiedler y Laurs, 1990). Existen pocos estudios que realicen observaciones *in situ* que permitan ilustrar la estructura tridimensional de la descarga, debido a las grandes áreas involucradas y a las rápidas variaciones temporales del sistema (Fong y Geyer, 2001).

Griffiths (1986), a través del uso de experimentos de laboratorio simplificados, reportó la dinámica del flujo en corrientes de fondo entre dos capas con fricción, concluyendo que este flujo poseía similitudes con el flujo de un río con desembocadura a un lago. De forma similar, Rivas *et al.* (2005), estudiaron experimentalmente la influencia de la topografía de fondo en el comportamiento de corrientes de gravedad superficiales en rotación. Este tipo de corrientes de gravedad son importantes, ya que determinan el intercambio entre un río y el mar. Los estudios anteriores permitieron la identificación de procesos similares o semejantes al de una descarga fluvial, que aún no pueden ser

analizados por medio de observaciones *in situ*, como los flujos producidos por el efecto de rotación terrestre dentro del canal de un río y las inestabilidades generadas por la topografía.

Los experimentos de modelación numérica también se han utilizado para investigar los procesos detallados que intervienen en la circulación de la descarga del río en escalas espaciales que varían de metros a kilómetros. Por ejemplo, Hetland (2005) realizó una simulación de la dinámica de una descarga fluvial, para estudiar la relación entre la estructura de la descarga y la mezcla vertical. Fong y Geyer (2001); Schiller *et al.* (2011) simularon y estudiaron la respuesta de una descarga fluvial a los efectos de vientos ascendentes en escala de kilómetros.

Hipoxia

La hipoxia está definida como la disminución de oxígeno disuelto por debajo de $2 \frac{ml}{L}$ o $60 \mu M$ de oxígeno por kilogramo de agua (Breitburg *et al.*, 2009). Está es una consecuencia de la sobreproducción de nutrientes tales como nitratos y fosfatos provenientes, en su mayoría, de diversas fuentes agrícolas e industriales, que favorecen el crecimiento de los productores (algas), los cuales son consumidos por los consumidores primarios (zooplancton). Al morir estos organismos se genera un aumento de materia orgánica en los ecosistemas marinos conocida como eutrofización (Nixon, 1995). La materia orgánica asociada a la descarga y la elevada producción *in situ* por exceso de nutrientes eventualmente se van al fondo donde se descompone, consumiendo del oxígeno disponible. El re-abastecimiento de oxígeno en la columna de agua ocurre mediante la mezcla del agua superficial rica en oxígeno con el agua del fondo pobre en oxígeno. Sin embargo, la mezcla está limitada por la estratificación vertical, favoreciendo regiones de hipoxia en el fondo. La hipoxia puede producir una migración anómala de peces y causar estrés o la muerte de organismos bentónicos, lo cual, local y eventualmente puede producir la pérdida del hábitat (Rabalais *et al.*, 2001). En las últimas décadas la hipoxia se ha extendido rápidamente en las costas del mundo, debido al aumento de la población mundial en las regiones costeras y al incremento de la producción agrícola (Diaz, 2001; Diaz y Rosenberg, 1996).

El fenómeno de hipoxia en el GoM se ha documentado, principalmente, en la plataforma continental al oeste del delta del Mississippi (Fig. 1.6), en la Laguna Madre, Tamaulipas, en la Laguna de Tamiahua, Tamaulipas y en la Laguna de Nichupté en Cancún, Quintana Roo. Sin embargo, frente a la desembocadura del río Coatzacoalcos hay pocos estudios que reporten condiciones de hipoxia (Caso *et al.*, 2004). Particularmente, el aporte fluvial del río Coatzacoalcos es uno de los más contaminados de México Ruiz-Fernández *et al.* (2016). La contaminación, la elevada producción primaria y la

eutrofización del río por desarrollos urbanos, agrícolas e industriales ha favorecido la condición de hipoxia en la región de la desembocadura en el GoM (Amezcuea y Bellgraph, 2014; Botello, 2014; Caso *et al.*, 2004).

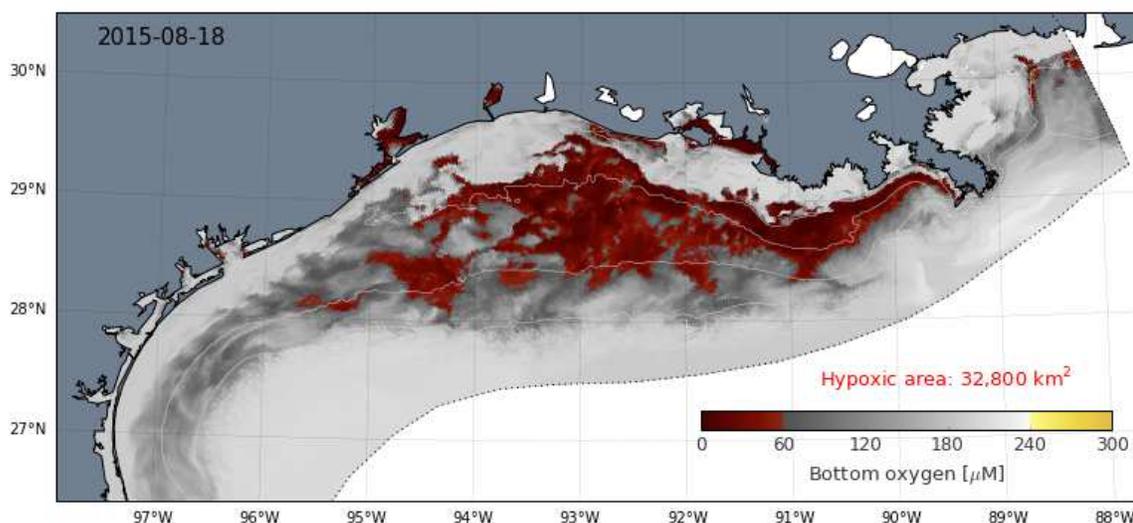


Figura 1.6: Resultado de una simulación numérica mostrando la distribución del oxígeno de fondo en la región del río Mississippi, extraída de <http://matplotlib.org/cmocan/>.

Área de estudio

El río Coatzacoalcos está ubicado en el estado de Veracruz, en la región de Coatzacoalcos-Minatitlán. La desembocadura del río Coatzacoalcos tiene como coordenadas 18°09'27" N y 94°24'40" W. El río Coatzacoalcos nace en la Sierra Atravesada, aproximadamente a 2000 m s.n.m (Botello, 2005), drenando un área de 21,120 km². A 5 km de la desembocadura, el río Coatzacoalcos recibe aguas contaminadas del arroyo Teapa, que es receptor de aguas residuales del corredor industrial de Coatzacoalcos. En la desembocadura del río Coatzacoalcos se encuentra la laguna de Pajaritos, la cual es afectada por descargas de buques e industrias. El río Coatzacoalcos recibe diversos contaminantes de las industrias petroquímicas, agroquímicas y de las refinerías (Manjarrez, 1999). Actualmente, el corredor industrial de Coatzacoalcos-Minatitlán es considerado como el estuario más contaminada de México (Fig.1.7) (Ruiz-Fernández *et al.*, 2016).

En el río Coatzacoalcos se han registrado concentraciones elevadas en sedimentos de: Contaminantes Orgánicos Persistentes (COP) (Espinosa-Reyes *et al.*, 2012; Stringer *et al.*, 2001), Hidrocarburos Aromáticos Persistentes (HAP) (Sánchez-Guerra *et al.*, 2012), Compuestos Orgánicos Volátiles (COV), compuestos bromados (Blake, 2005),

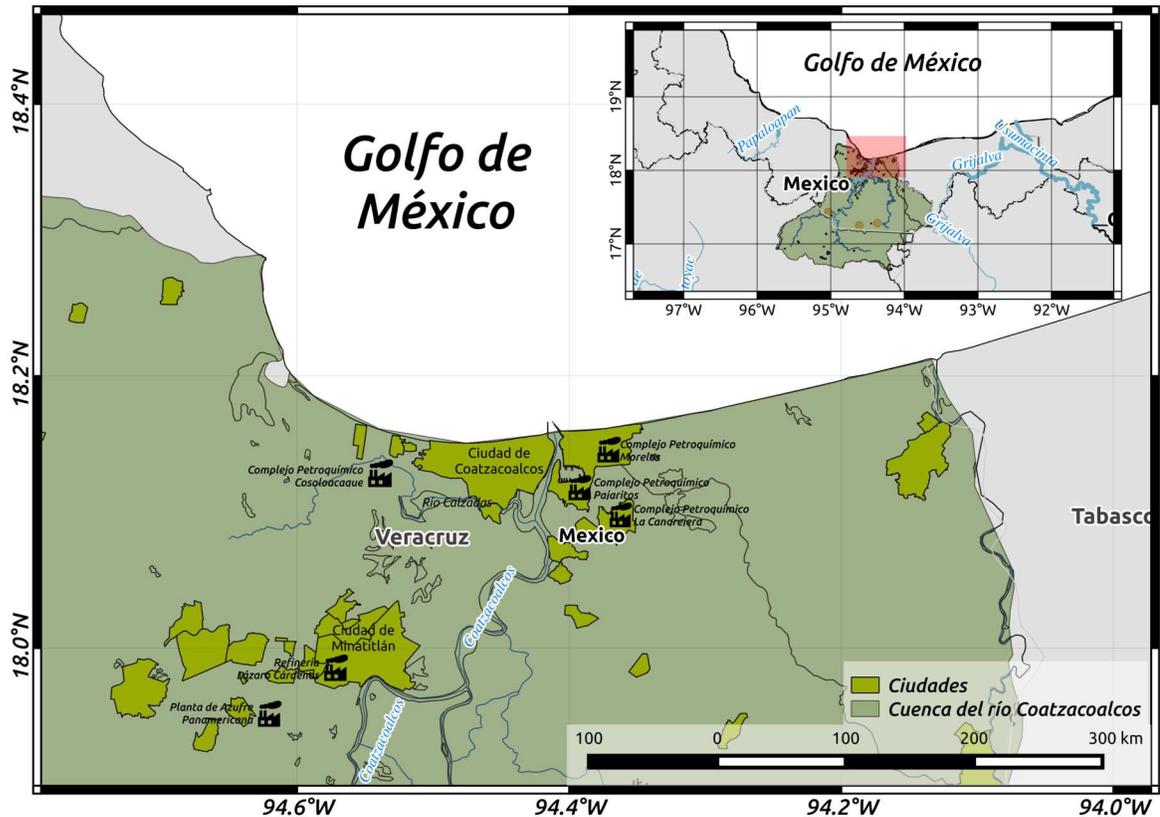


Figura 1.7: Mapa de la desembocadura del río Coatzacoalcos, modificada de Ruiz-Fernández *et al.* (2016)

dioxinas (Robles y Namihira-Santillán, 2015), metales pesados, solventes, grasas, aceites, fenoles, compuestos azufrados, nitrógeno, mercurio y plomo (Vázquez Botello y Páez, 1987) localizados en los últimos 10 km antes de la desembocadura del río.

La cuenca del río Coatzacoalcos presenta una temperatura atmosférica media anual de 24.5°C, una precipitación media anual de 2780.1 mm y una escorrentía superficial promedio anual de 28×10^9 m³ (CONAGUA, 2012). Además, en cuanto a su flujo volumétrico es el tercer río más caudaloso de México. El gasto volumétrico del río es muy variable, fluctuando desde 410 m³/s en época de secas hasta 2000 ó 3000 m³/s en época de lluvias (Manjarrez, 1999). Sobre el cauce principal del río Coatzacoalcos, a 90 km de distancia de la costa se encuentra la estación hidrométrica “Las Perlas”, la más cercana a la desembocadura, con un gasto medio anual reportado en la estación de 556.29 m³/s.

Circulación general del Golfo de México

La dinámica del GoM está fuertemente influenciada por la Corriente de Yucatán, que al ingresar por el canal de Yucatán, es nombrada como Corriente del Lazo (CL). La CL pertenece a un grupo de corrientes denominadas como corrientes de frontera oeste (*western boundary currents*). La CL transporta en promedio $26 \times 10^6 m^3/s$ (Athié *et al.*, 2015) y periódicamente desprende grandes remolinos anticiclónicos. Estos remolinos influyen la circulación en el GoM y su período de desprendimiento en promedio es de aproximadamente 9.5 meses (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2006). Esta corriente al salir por el Estrecho de Florida es renombrada como Corriente del Golfo, que transporta una gran masa de agua cálida procedente del GoM hacia el Atlántico Norte. Además de los grandes remolinos anticiclónicos, en el GoM se generan remolinos ciclónicos de menor escala. Algunos de los remolinos ciclónicos se desplazan en dirección norte y otros se mantienen estacionarios durante varios meses en el Banco de Campeche (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2003a). Todos estos remolinos dominan la circulación del GoM y comúnmente son estudiados e identificados mediante el uso de datos de sensores remotos, como son la altura del nivel del mar y la temperatura superficial oceánica.

Los vientos superficiales en el GoM son muy dinámicos y variables, generalmente durante todo el año los vientos son en dirección noroeste a excepción de los meses de septiembre a enero, donde la dirección dominante es hacia el suroeste. Ya que los vientos inducen las corrientes superficiales en el GoM, éstas también presentan una variabilidad estacional; durante otoño e invierno la circulación predominante es en dirección sureste, mientras que en primavera y verano la circulación dominante se invierte con dirección norte (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2003b).

Alcance de la Tesis

En el presente trabajo, se realizó una simulación numérica idealizada de la descarga del río Coatzacoalcos en el Golfo de México. A partir de estos se busca entender y cuantificar el transporte de la descarga fluvial a lo largo de la costa. En literatura se ha reportado que el transporte a lo largo de la costa en el GoM es intensificado por las variaciones anuales del viento (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2014). Para comprobarlo, en este trabajo se estudió la dinámica y la distribución del aporte del río Coatzacoalcos al GoM. Se implementó el modelo numérico *Massachusetts Institute of Technology general circulation model* (MITgcm) para resolver la dinámica de la descarga del río Coatzacoalcos. Se utilizaron trazadores pasivos y se incorporaron en la desembocadura del río Coatzacoalcos, para permitir la identificación de la dinámica y dispersión del aporte fluvial. Finalmente se analizaron las salidas del modelo para determinar la importancia

y el impacto de los procesos de transporte y dispersión del río Coatzacoalcos.

El Capítulo 2 describe brevemente los antecedentes, definiciones e introduce el modelo numérico utilizado en esta tesis. En el Capítulo 3 se explican la configuración del modelo numérico MITgcm, implementada para simular el comportamiento hidrodinámico y dispersión de partículas pasivas por el aporte del río Coatzacoalcos en el GoM, así como los métodos para calcular las variables reportadas en el capítulo de resultados. En el Capítulo 4 se presentan los resultados donde se estudia la dispersión y transporte de las partículas pasivas a lo largo de la costa del GoM. También se analizan los resultados obtenidos y se explica la dinámica de la dispersión de la descarga fluvial del río Coatzacoalcos. Finalmente, en el Capítulo 5 se presenta la conclusión de esta tesis y se sugieren opciones para el trabajo a futuro.

Capítulo 2

Antecedentes

Existen estudios sobre las descargas fluviales y su transporte en el océano, que han sido realizados durante los últimos 40 años. En 1974, Garvine y Monk describieron la estructura frontal de una descarga fluvial. Milliman y Meade en 1983 estudiaron el transporte de sedimentos provocado por los ríos en los océanos. Posteriormente, Oey y Mellor (1993) y Chao y Boicourt (1986) analizaron las estructuras generadas por la intrusión de un río al océano. Kourafalou *et al.* (1996) estudiaron numéricamente el desarrollo y evolución de una descarga fluvial en la plataforma continental, incluyendo forzamientos de viento y utilizando el modelo desarrollado por Blumberg y Mellor (1983). Reportaron que en ausencia de vientos, la rotación y los efectos no lineales eran importantes, en caso contrario, los mayores forzamientos eran la flotabilidad de la descarga fluvial y el estrés del viento. También mencionan que en caso de vientos opuestos a la descarga fluvial, la dinámica del río es determinada por la magnitud del viento y en caso de que éste sea muy intenso ($5-10 \text{ m s}^{-1}$) es posible revertir el flujo del río. En el año 2000, Harms *et al.* utilizaron el modelo *Hamburg Shelf Ocean Model* para estudiar las descargas de los ríos de Siberia, Rusia, con el fin de conocer el transporte de contaminantes al océano Ártico.

Los estudios más recientes y relevantes para esta tesis son los realizados por Sharples *et al.* (2017) quienes estudiaron la dispersión de nutrientes fluviales en el océano abierto utilizando tiempos de residencia del nitrógeno y fósforo en la plataforma continental, además de estimar la cantidad de nitrógeno y fósforo inorgánicos disueltos en el océano. Schiller *et al.* (2011) simularon la dinámica de la descarga del río Mississippi y su interacción con los vórtices ciclónicos de la región, reportaron que el efecto de los vórtices en la dispersión de la descarga es comparable con el efecto del viento. Choi y Wilkin (2007) realizaron una simulación numérica con la finalidad de estudiar la dinámica de la dispersión de la descarga fluvial del río Hudson en Estados Unidos siendo la dispersión afectada por la geometría particular de la desembocadura y su interacción con los vientos. Periañez (2005) simuló el transporte y sedimentación de partículas suspendidas

en el río Ródano en Francia y sus implicaciones en la dispersión de contaminantes como son $^{239,240}\text{Pu}$ y ^{137}Cs encontrando una alta sedimentación cerca de la desembocadura y reportó que la mayor parte de los radionucleidos estaban suspendidos en la superficie de la descarga.

Además de éstos, diversos artículos estudian la descarga fluvial y su dispersión con la ayuda de técnicas de percepción remota. en 1990, Fiedler y Laurs mencionan la dificultad de estudiar y monitorear las variaciones del río Columbia debido a la baja resolución espacial de los satélites comparada con la gran variabilidad espacial de las descargas, adicionalmente, ya que las descargas tiene una rápida respuesta ante forzamientos atmosféricos. Le *et al.* (2016) estudiaron la variación de las regiones de hipoxia adyacentes al río Mississippi utilizando modelos empíricos basados en observaciones satelitales.

Schulz *et al.* (2012) y Ungarish (2009) reportaron que el transporte de contaminantes, sedimentos, materiales suspendidos y disueltos en la desembocadura de un río es principalmente a lo largo de la costa, debido a sus interacciones con las corrientes oceánicas y las condiciones atmosféricas. Por lo tanto, los contaminantes, como los COP, HAP, dioxinas y compuestos azufrados y nitrogenados, al ser transportados a lo largo de la costa, tienen mayor impacto sobre las poblaciones ubicadas en las regiones costeras y los ecosistemas oceánicos, generando una disminución en la concentración de O_2 disuelto, conocida como hipoxia (Fry *et al.*, 2014; Morales-Mora *et al.*, 2014; Lohrenz *et al.*, 2008). Howarth *et al.* (1996) analizaron y realizaron un pronóstico de los flujos totales de nitrógeno y fósforo de los ríos en el Atlántico Norte. Y encontraron que la contribución dominante es antropogénica y que en las próximas décadas el flujo de nitrógeno incrementará dramáticamente en la descarga en los ríos tropicales.

En base a la búsqueda bibliográfica realizada, para los ríos de México no se han encontrado estudios de la dispersión y transporte de contaminantes asociados a los aportes fluviales hacia el GoM.

Ecuaciones de movimiento

Para estudiar la dinámica del océano, se pueden utilizar las ecuaciones de Navier-Stokes para un sistema de referencia en rotación (Pedlosky, 2013). Las ecuaciones que gobiernan un flujo oceánico idealizado sobre una esfera en rotación son:

$$\rho \frac{D\vec{u}}{Dt} + \rho 2\vec{\Omega} \times \vec{u} = -\nabla p + \rho \vec{g} + \mu \nabla^2 \vec{u}, \quad (2.1)$$

donde $\rho = \rho(x, y, z, t)$ es el campo escalar de densidad, $\vec{u}(x, y, z, t) = (u, v, w)$ es el vector velocidad, $\vec{\Omega}$ es el vector rotación que definido como: $\vec{\Omega} = (0, 0, \Omega \sin \phi)$ donde Ω es la magnitud de la velocidad de rotación de la Tierra $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{rad s}^{-1}$ y ϕ es

la latitud. La aceleración de los elementos materiales del fluido está representado por el primer término de la izquierda, donde $\frac{Du}{Dt}$ es la derivada material que relaciona las variaciones temporales y espaciales del campo de velocidad, mientras la contribución de Coriolis está representada por el segundo término de la izquierda. En la derecha el gradiente de presión ∇p representa la variación espacial de la presión, donde $p = p(x, y, z, t)$ es el campo de presión. El peso de la parcela de agua está incluido en el término $\rho \vec{g}$ en la cual, la constante de aceleración gravitacional es $\vec{g} = (0, 0, -g)$ y el último término disipa el movimiento a escalas pequeñas siendo μ es el coeficiente de viscosidad dinámica turbulenta.

La ecuación de continuidad para un fluido es

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \vec{\nabla} \cdot \vec{u} = 0, \quad (2.2)$$

que establece la conservación de masa. La ecuación de conservación energía térmica libre de sumideros y fuentes es

$$\frac{DT}{Dt} = \kappa_T \nabla^2 T, \quad (2.3)$$

que establece la conservación de calor y donde $T = T(x, y, z, t)$ es el campo de temperatura y κ_T es la constante espacial de la difusividad térmica y no varía espacialmente. Análogamente, la ecuación de conservación de la salinidad es

$$\frac{DS}{Dt} = \kappa_S \nabla^2 S, \quad (2.4)$$

donde, κ_S es el coeficiente de difusión de salinidad. Finalmente, la ecuación

$$\rho = \rho(T, S, p), \quad (2.5)$$

establece la dependencia de la densidad con respecto a la temperatura, la salinidad y la presión.

Modelos numéricos

Los modelos numéricos son un conjunto de métodos matemáticos que permiten resolver ecuaciones sin soluciones analíticas. La necesidad de avances en aplicaciones, como la predicción balística, el transporte de neutrones y la dinámica de fluidos impulsaron el desarrollo de las computadoras, las cuales dependieron de los avances en el análisis numérico y los modelos matemáticos. Particularmente, en los últimos años, el uso de las simulaciones numéricas ha aumentado en las ciencias de la Tierra con el fin de evaluar procesos físicos complejos y/o de gran escala. Los modelos numéricos se han

utilizado en una gran variedad de aplicaciones, que incluyen simulaciones oceánicas y atmosféricas, entre otras.

Las campañas oceanográficas son costosas y por lo tanto están limitadas a proyectos multidisciplinarios. Las mediciones *in situ* de la temperatura y velocidad, entre otras variables, que son realizadas por las campañas oceanográficas, son fundamentales para el estudio del océano. Sin embargo las campañas están limitadas a mediciones durante un intervalo de tiempo y espacio específico. Por tales motivos una aproximación menos costosa son los modelos numéricos, que permiten conocer la dinámica oceánica. Éstos se han utilizado para simular la circulación de los océanos y se han convertido en una herramienta útil y fundamental en la interpretación de los procesos oceanográficos (Roberts *et al.*, 2010).

En particular, el desarrollo de modelos numéricos para estudiar la hidrodinámica del GoM se remonta a los años 80, con estudios sobre la corriente del lazo (Hurlburt y Thompson, 1980), los procesos costeros, los remolinos, las mareas y los efectos de las tormentas tropicales (Lewis, 1992). El primer modelo que simuló la corriente de lazo del GoM utilizaba diferencias finitas y estaba basado en las aproximaciones hidrostática y de Boussinesq (Hurlburt y Thompson, 1980). Después del modelo de Hurlburt & Thompson se ha logrado un gran progreso en la simulación de la corriente de lazo y los remolinos en el GoM. Diversos modelos utilizan diferencias finitas y son distinguibles por su particular sistema de coordenadas verticales. Las coordenadas verticales más comunes son las coordenadas z , σ y $\sigma - z$. Las coordenadas z (MOM, DieCast, POP) utilizan como referencia el nivel promedio del mar de las condiciones iniciales para definir el origen de la coordenada z (Profundidad). Éste tipo de coordenadas permite aumentar la resolución donde es requerido. Por otra parte, las coordenadas σ (POM) siguen la batimetría y son apropiadas para regiones costeras; mientras que las coordenadas híbridas $\sigma - z$ se comportan en superficie como coordenadas z , y en el fondo se ajustan a la batimetría como las coordenadas σ (Oey *et al.*, 2005).

Modelo numérico MITgcm

El modelo numérico utilizado en este estudio es el MITgcm (*Massachusetts Institute of Technology's general circulation model*), el cual utiliza volúmenes finitos y coordenadas z . La técnica de volumen finito es empleada para discretizar las ecuaciones de movimiento en espacio y permite el manejo de geometrías irregulares. Para el estudio de flujos superficiales las coordenadas z son ideales debido a que la profundidad de cada capa puede ser controlada, permitiendo mantener una resolución alta en la región de interés. El modelo numérico MITgcm se utiliza en el estudio del océano y de la atmósfera, es capaz de simular estos sistemas en una gran variedad de escalas y puede

resolver una gran cantidad de procesos (Marshall *et al.*, 1997a,b). Adicionalmente, el modelo está desarrollado para obtener una eficiencia óptima en una amplia variedad de plataformas computacionales.

En el ambiente oceánico, el MITgcm resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes incompresibles y no hidrostáticas bajo la aproximación de Boussinesq en el plano-f ¹ (Adcroft *et al.*, 2016):

$$\frac{D\vec{U}_h}{Dt} + f\hat{k} \times \vec{U}_h + \frac{1}{\rho_0} \nabla_h \vec{p} = \vec{F}_h, \quad (2.6)$$

$$\epsilon_{nh} \frac{DW}{Dt} + \frac{\rho'g}{\rho_0} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} = \epsilon_{nh} F_w, \quad (2.7)$$

$$\nabla_h \cdot \vec{U}_h + \frac{\partial W}{\partial z} = 0, \quad (2.8)$$

donde $\vec{U} = (\vec{U}_h, W)$ es el vector de velocidad, \vec{U}_h es el vector de velocidad horizontal, W es la velocidad vertical, f es el parámetro de Coriolis, $\vec{F} = (\vec{F}_h, F_w)$ es el vector que incluye los forzamientos externos y la disipación, ρ_0 es la densidad de referencia, ρ' son las perturbaciones a la densidad con referencia ρ_0 . El parámetro ϵ_{nh} permite ajustar los efectos hidrostáticos, puede variar de 0 a 1, cuando los efectos no hidrostáticos son calculados $\epsilon_{nh} = 1$, mientras que si $\epsilon_{nh} = 0$ entonces la ecuación de momento vertical se reduce al balance hidrostático.

Las ecuaciones para la temperatura y la salinidad están dadas por:

$$\frac{DT}{Dt} = Q_T, \quad (2.9)$$

$$\frac{DS}{Dt} = Q_S, \quad (2.10)$$

donde T es la temperatura, Q_T es el flujo de calor en fuentes o sumideros, S es la salinidad, y Q_S son las fuentes o sumideros de la salinidad.

Discretización espacial y temporal

El modelo MITgcm resuelve las ecuaciones que gobiernan la evolución de los campos de velocidad \vec{u} , salinidad S , temperatura T , presión p , densidad ρ y trazadores C . Para ello resuelve el conjunto de ecuaciones descrito en la sección anterior. El modelo MITgcm utiliza un esquema de solución de volúmenes finitos en una malla Arakawa C (Fig. 2.1) (Marshall *et al.*, 1997b).

La discretización horizontal del modelo MITgcm puede utilizar coordenadas cartesianas, esféricas polares y ortogonales curvilíneas. Las coordenadas cartesianas son un

¹ La documentación del modelo puede ser encontrada en www.mitgcm.org

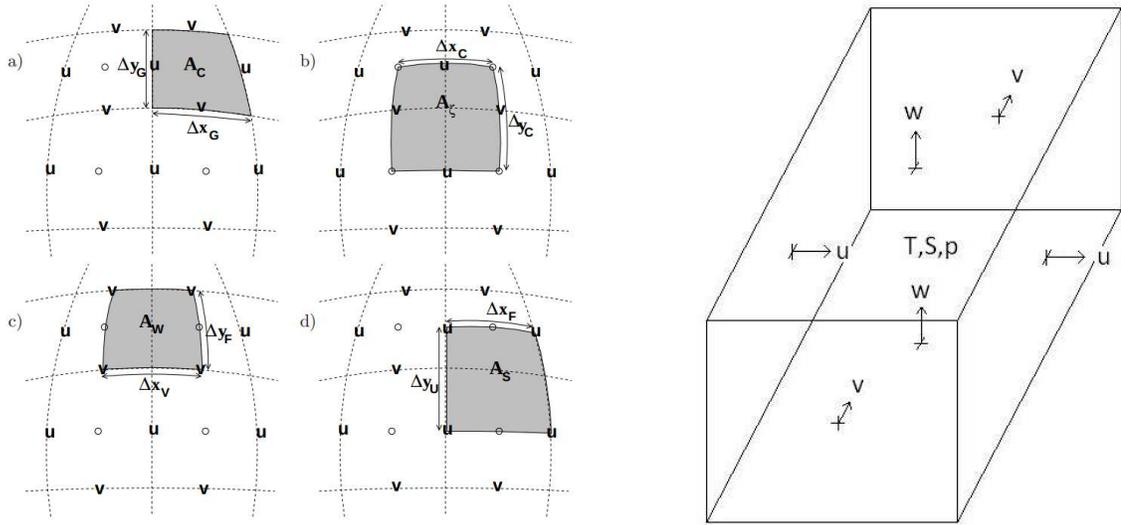


Figura 2.1: Esquema de malla horizontal tipo Arakawa C en donde las líneas punteadas representan las celdas. a) El área de la celda del trazador A_c , está delimitada por las longitudes Δx_g y Δy_g . b) El área de la celda de vorticidad, A_ζ , está delimitada por las longitudes Δx_c y Δy_c . c) El área de la velocidad u , A_w , está delimitada por las longitudes Δx_v y Δy_f . d) el área de la velocidad v , A_s , está delimitada por las longitudes Δx_f y Δy_u (Adcroft *et al.*, 2016).

sistema de coordenadas cuyos ejes son líneas perpendiculares entre si. Éstas son principalmente utilizadas para comparar simulaciones con experimentos de laboratorio. Las coordenadas esféricas polares son un sistema de coordenadas, que posee una distancia radial, un ángulo polar y un ángulo acimutal (r, θ, ϕ) , comúnmente utilizadas en flujos oceánicos sobre una esfera. Las coordenadas ortogonales curvilíneas son un sistema de coordenadas cuyos ejes son curvos y las tangentes de sus ejes perpendiculares, se desarrollaron para resolver el flujo de una esfera proyectada en un cubo (Adcroft *et al.*, 2016).

Para propósitos de este estudio se utilizó un sistema de coordenadas esféricas ya que permiten que el sistema de coordenadas geográficas use el ángulo acimutal como longitud y el ángulo polar como la latitud. Al utilizar estas coordenadas las salidas del modelo están en grados, facilitando la interpretación, el estudio y la visualización de los fluidos oceánicos. El dominio de la simulación se discretizó en $n_x \times n_y \times n_z$ celdas, donde n_x es el número de celdas en dirección x (longitud), n_y el número de celdas en dirección y (latitud) y n_z el número de niveles en dirección z (profundidad).

La discretización temporal involucra las ecuaciones pronósticas para el flujo horizontal \vec{U}_h , la temperatura T , la salinidad S y los trazadores C y tres ecuaciones diagnósticas para el flujo vertical w , la densidad ρ y la presión p . El modelo MITgcm calcula las

ecuaciones pronosticas y posteriormente satisface las restricciones impuestas por las ecuaciones diagnosticas.

El modelo MITgcm está diseñado para incorporar trazadores pasivos. Estos trazadores no interactúan con el fluido; es decir, no afectan la densidad ni la dinámica del océano, únicamente son transportados. Por ello, el movimiento y la dispersión de un trazador en el océano puede ser descrito por la ecuación de advección-difusión:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\vec{u} \cdot \nabla C + Q_C, \quad (2.11)$$

donde $C(x, y, z, t)$ es la concentración del trazador, \vec{u} el campo de velocidades y Q_C corresponde al conjunto de fuentes o sumideros del trazador.

Aproximaciones

El modelo utiliza las siguientes aproximaciones en las ecuaciones de movimiento para estudiar fenómenos oceánicos y de mesoescala. Estas aproximaciones se utilizan para resolver las ecuaciones de movimiento.

Fluido incompresible

Esta aproximación es común realizarla en el estudio de los océanos, en zonas profundas del océano la presión tiene un pequeño efecto en la densidad de una parcela de agua. La aproximación de un fluido incompresible puede aplicarse cuando los cambios de la densidad entre una vecindad de parcelas de un fluido son despreciables, *i.e.* $\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} = 0$. Por lo tanto la ecuación de continuidad definida como:

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \nabla \cdot \vec{u} = 0, \quad (2.12)$$

resulta en :

$$\nabla \cdot \vec{u} = 0, \quad (2.13)$$

también conocida, como la ecuación de conservación de masa y se obtiene a partir de la simplificación de la ecuación de continuidad (2.2). Es importante notar que no todas las parcelas tienen la misma densidad, la única restricción es que en cada vecindad de partículas las variaciones de la densidad sean pequeñas y que el volumen de cada parcela de fluido permanezca sin cambio a través de su movimiento.

Aproximación de Boussinesq

La aproximación de Boussinesq parte del supuesto que las variaciones espaciales y temporales de la densidad del flujo son despreciables respecto a un valor de referencia ρ_0 , por lo que la densidad se expresa como:

$$\rho = \rho_0 + \rho'(\vec{r}, t), \quad (2.14)$$

donde $|\rho'| \ll \rho_0$ y $\vec{r} = r(x, y, z)$ es el vector posición. La aproximación de Boussinesq conserva las variaciones de la densidad en los términos que incluyen a la gravedad, pero las ignora en los términos inerciales. Esta aproximación es válida si los cambios de densidad son pequeños $\frac{\rho_0 - \rho'}{\rho_0} \approx 1$. Con la aproximación de Boussinesq los términos que incluyen la gravedad pueden ser reescritos como la boyancia (Simpson, 1997a), definida como:

$$b = g \frac{\rho_0 - \rho}{\rho_0} \quad (2.15)$$

Aproximación de plano f (Coriolis)

El modelo utiliza la aproximación del plano f, donde el parámetro de Coriolis f , está definido como:

$$f = 2\Omega \sin\phi, \quad (2.16)$$

donde Ω es la velocidad angular terrestre y ϕ la latitud. El modelo calcula localmente para cada celda el valor de f .

Aproximación hidrostática

Al utilizar las ecuaciones de Boussinesq en un modelo numérico es común simplificarlas mediante el supuesto hidrostático, donde las aceleraciones verticales son pequeñas en comparación a la aceleración gravitacional. La escala en la cual la aproximación hidrostática puede ser realizada está dada por el parámetro ϵ_{nh} (Marshall *et al.*, 1997b):

$$\epsilon_{nh} = \frac{\gamma}{R_i} \ll 1, \quad (2.17)$$

donde $\gamma = h/L$, con h siendo la longitud característica vertical del flujo y L la longitud característica horizontal, y R_i el número de Richardson $R_i = N^2 h^2 / u^2$, u es la velocidad del flujo y N es la frecuencia de Brunt-Väisälä definida como: $N = \sqrt{-\frac{g}{\rho_0} \frac{d\rho(z)}{dz}}$. Esto significa que los efectos no hidrostáticos son importantes para fenómenos que tienen escalas características horizontales menores a 10 km (McEwan, 2013).

Capítulo 3

Metodología

En la actualidad existen diversos modelos numéricos que permiten simular la dinámica de los océanos y cada uno de estos requieren configuraciones espaciales y temporales que permitan cumplir el objetivo del estudio. En el presente trabajo se estudia el transporte de la descarga fluvial del río Coatzacoalcos hacia el interior del GoM utilizando el modelo MITgcm. En este capítulo se describen la configuración particular del modelo MITgcm para el GoM, los cálculos y algoritmos utilizados para caracterizar el transporte de la descarga fluvial en el GoM. Todas las visualizaciones y análisis presentados en éste y en el siguiente capítulo se realizaron en Python y GMT.

Configuración espacial y temporal

La resolución espacial horizontal del experimento numérico se realizó en una malla refinada, la resolución dominante del experimento fue de $1/20^\circ$ desde 18.1°N a 31.3°N y de 98.15°W a 80.6°W , el refinamiento se realizó en la región del Coatzacoalcos, que abarca de 18.1°N a 20°N y de 92°W a 96°W con una resolución de $1/40^\circ$ (Fig. 3.1). Verticalmente, el modelo se configuró con 48 niveles que van desde 2.5 m de profundidad hasta 4,500 m, con 20 niveles de 5 m en los primeros 100 m, 10 niveles de 10 m en entre los 100 m y 200 m, 4 niveles de 25 m entre los 225 m y 300 m, 4 niveles de 100 m entre los 400 m y 800 m, 1 nivel a 1000 m, otro a 1200 m, y finalmente 7 niveles de 500 m entre los 1500 m y 4500 m (Ramos-Musalem, 2013). Los datos para la batimetría del GoM fueron extraídos del modelo HYCOM con resolución de $1/25^\circ$, los cuales fueron interpolados a la malla no homogénea de la simulación. Se eligió la batimetría del modelo HYCOM, ya que de este modelo se extrajeron las condiciones iniciales y de frontera utilizadas en la configuración del modelo MITgcm.

El tiempo simulado fue del 1 de enero al 31 de diciembre de 2014, éste período fue escogido debido a que existe un registro detallado de los eventos atmosféricos como

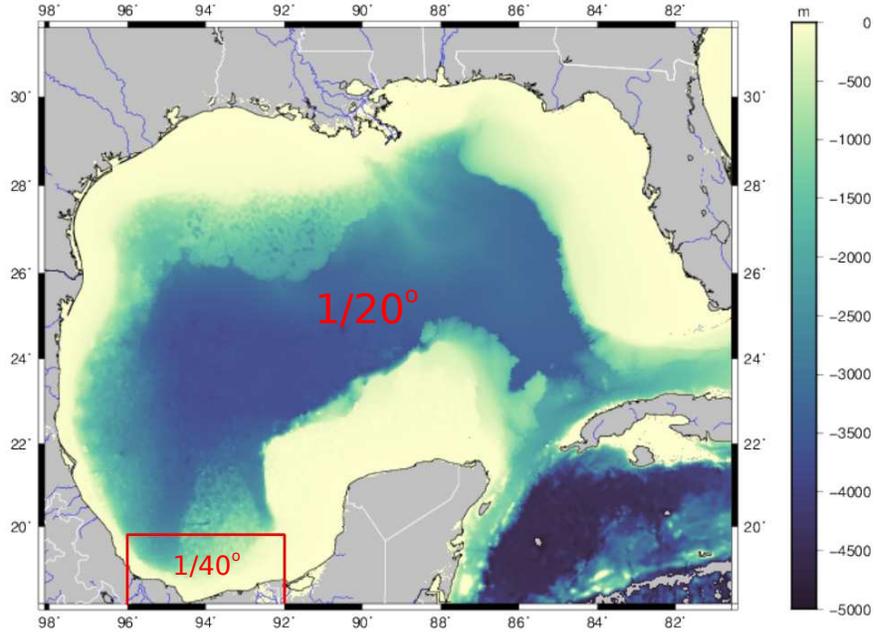


Figura 3.1: Batimetría del Golfo de México, el rectángulo rojo delimita la región con un refinamiento de malla de $1/20^\circ$ a $1/40^\circ$ cerca de la desembocadura del Coatzacoalcos.

son los frentes fríos y las tormentas tropicales, que pueden influenciar la dispersión del río Coatzacoalcos. Por otra parte, para definir el paso de tiempo, se realizaron múltiples simulaciones de prueba. Finalmente, éste se definió en iteraciones de $dt = 600$ segundos, con salidas cada 3 horas. La estabilidad del modelo se comprobó al final de la simulación en base a la condición de estabilidad de Courant–Friedrichs–Lewy (CFL), definido como:

$$C = \frac{u\Delta t}{\Delta x} \geq C_{max}, \quad (3.1)$$

donde u es la magnitud de la velocidad por cada celda, Δt el paso de tiempo y Δx la longitud de la celda. El valor máximo del CFL alcanzado durante toda la simulación fue de $C = 0.240$ siendo menor a la condición máxima estable $C_{max} = 0.5$ reportada en el manual del modelo (Adcroft *et al.*, 2016).

Las simulaciones se ejecutaron en el clúster “Ometeotl” del Centro de Ciencias Atmosféricas utilizando de 32 a 64 núcleos con un esquema de openMPI. Superando los 64 núcleos no hubo mejoras significativas de tiempo y en algunos casos, se incrementó debido a la comunicación entre núcleos.

Condiciones iniciales y de frontera

El modelo MITgcm se inicializó con datos de temperatura, salinidad, nivel del mar, flujo de calor y velocidades zonales y meridionales extraídos del experimento 32.5 HYCOM + NCODA *Gulf of Mexico 1/25° Analysis (GOM10.04)*.

Al igual que las condiciones iniciales, las condiciones de frontera oceánicas fueron extraídas de la salida del modelo HYCOM. En las fronteras abiertas, el modelo se alimentó con datos de temperatura, salinidad, velocidad meridional y velocidad zonal cada 14 días. Tanto las condiciones iniciales como de frontera fueron interpoladas linealmente de los 40 niveles verticales del HYCOM a los 48 niveles de la configuración reportada en esta tesis.

Para implementar la descarga del río Coatzacoalcos se generó un canal de 14 metros de profundidad en la batimetría utilizada. El canal del río se ubicó en las coordenadas 18.1° N y 94.4° W. Una de las condiciones fundamentales en la simulación del aporte fluvial, son sus componentes de velocidad. En el caso del río Coatzacoalcos, al estar orientado en dirección norte-sur, únicamente se definió la componente v de la velocidad. Ésta se configuró en el modelo, como una condición de frontera, a partir del promedio de 52 años del caudal del río (Fig.3.2). La velocidad meridional de la descarga fluvial se calculó al dividir el caudal volumétrico del río en segundos entre el área de la desembocadura del canal sintético y se actualizó cada 14 días siguiendo la variación anual del caudal promedio. Los datos de caudal fueron obtenidos de la estación hidrométrica “Las Perlas” de CONAGUA.

Para las variables de temperatura y salinidad de la descarga, se utilizaron valores previamente reportados. La temperatura superficial 24.5 °C (Botello, 2005), la salinidad superficial 11.2 ups (Amezcuca y Bellgraph, 2014). La concentración de partículas pasivas fue determinada arbitrariamente con un valor de 1 mol/m^3 . Todas estas condiciones se actualizaron cada 14 días.

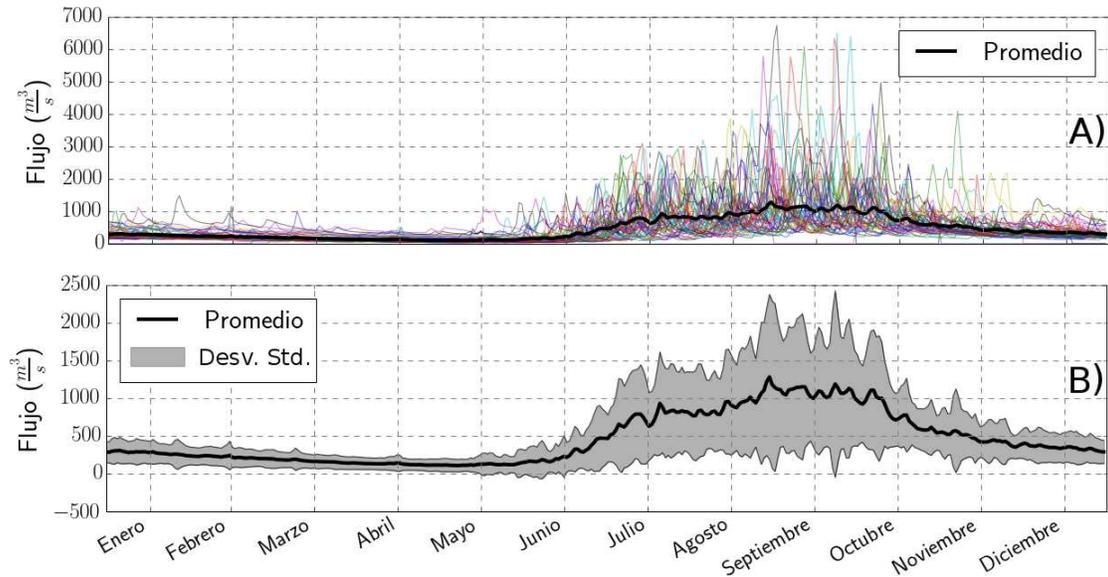


Figura 3.2: Datos de caudal del río Coatzacoalcos utilizados para inferir las condiciones de frontera de la descarga fluvial. A) Flujo volumétrico histórico de 52 años en la estación “Las Perlas”. B) Promedio y desviación estándar del flujo histórico.

Dado que la información acerca del caudal y de los contaminantes transportados por el agua del río en la desembocadura son escasos, se decidió utilizar los datos encontrados más cercanos a la desembocadura (estación hidrométrica “Las Perlas”) y una concentración de trazadores pasivos arbitraria.

La conservación de masa del dominio se garantizó habilitando el paquete OBCS (*Open Boundary Conditions*), el cual permite balancear los flujos de masa en las fronteras. Dicho balance consiste en integrar la componente normal de la velocidad a la frontera, de manera que se obtenga el flujo de masa neto (entrante menos saliente). Idealmente, estos flujos deben ser iguales, así que el excedente de uno u otro se reparte entre toda la frontera como una corrección.

Se utilizó una esponja numérica (Adcroft *et al.*, 2016) que añade un término de relajación a las ecuaciones de momento y trazadores activos (temperatura, salinidad y trazadores). Las variables se relajan hacia los valores en la frontera con una escala temporal que incrementa o decremente linealmente con la distancia a las condiciones de frontera. Es decir, las condiciones en la vecindad de la frontera del dominio son ajustadas linealmente a las condiciones de frontera adecuándose a cada paso de tiempo.

Forzamientos atmosféricos

Los forzamientos atmosféricos utilizados para esta configuración del modelo MITgcm incluyen a: la radiación incidente, el esfuerzo del viento, la presión, la precipitación, la temperatura y la humedad. En la simulación realizada en el presente trabajo, se incluyeron los siguientes forzamientos: componente meridional y zonal del viento a 10 m, precipitación, temperatura a 2 m sobre la superficie del océano, humedad relativa, flujos de radiación de onda corta y de onda larga incidentes, y presión atmosférica, todos estos se actualizaron cada 3 horas en la simulación. Los datos correspondientes se obtuvieron del reanálisis de NCEP *North American Regional Reanalysis* (NARR), obtenidos a través de la NOAA/ESLRL/PSD Boulder, Colorado, EUA (NOAA, 2015a; Kalnay *et al.*, 1996).

Trazadores pasivos

Con el fin de investigar el movimiento e interacciones entre el cuerpo de agua y la dispersión de contaminantes, es útil implementar trazadores pasivos. Este tipo de trazadores tienen las propiedades de ser transportados, advectados y diluidos, sin embargo, no afectan la densidad y por lo tanto no afectan la física del océano (Adcroft *et al.*, 2016). El modelo MITgcm permite incluir los trazadores como concentraciones en $moles/m^3$ y además cuenta con diferentes esquemas lineales y no lineales para resolver la advección de los trazadores. El esquema de advección por defecto es lineal de segundo orden centrado en espacio con esquema de Adams-Bashforth para iterar en el tiempo. Sin embargo, estos no fueron utilizados en la configuración del modelo debido a que estudios previos mencionan que no es un esquema adecuado en la simulación de descargas fluviales (McEwan, 2013).

Por lo tanto, para los experimentos de dispersión del presente trabajo se utilizó el esquema de tercer orden con pasos de tiempo directos con esquema limitador de flujo. Este esquema es no lineal, multidimensional y utiliza pasos “espacio-tiempo” directos (Adcroft *et al.*, 2016) y particularmente es adecuado en el uso de modelos con frentes de propagación. Este esquema se utilizó porque para valores de CFL entre 0.01 y 0.47, el esquema de tercer orden con limitador de flujo es el más estable (Fig.3.3), adicionalmente McEwan (2013) reportó que los otros esquemas generaban valores anómalos, ya que poseen un alto nivel de difusión.

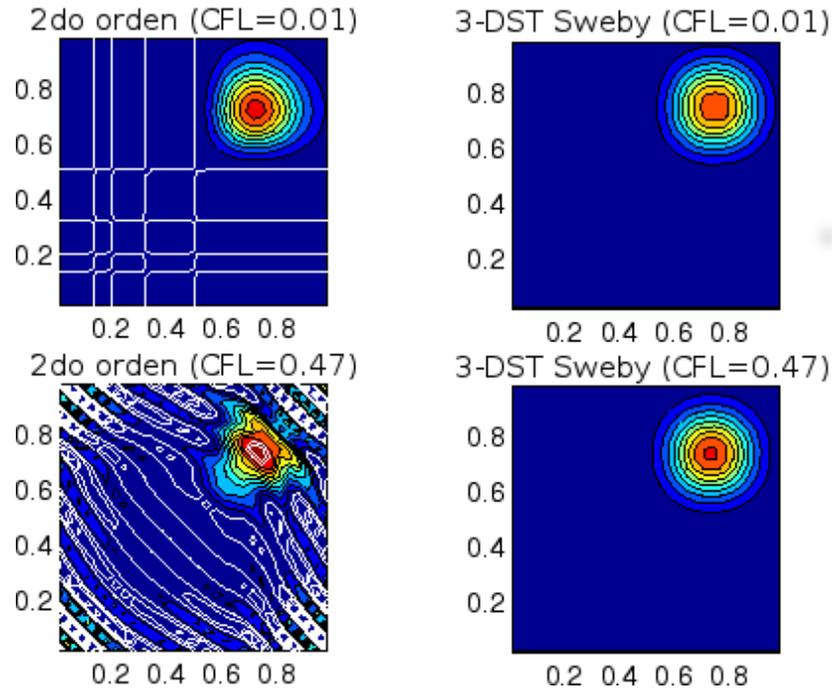


Figura 3.3: Comparación de esquemas de advección en dos dimensiones: simulando la advección diagonal de una función Gaussiana. Las líneas blancas representan presencia de valores extremos falsos. En la columna izquierda, se muestra el esquema de advección que por defecto es lineal de segundo orden centrado en espacio con esquema de Adams-Bashforth para iterar en el tiempo. En la columna derecha, el esquema de tercer orden con pasos de tiempo directos, con esquema limitador de flujo (Adcroft *et al.*, 2016).

Transporte

En el estudio del océano, a menudo se desea expresar la cantidad total de agua que se transporta por las corrientes. De forma general, el transporte está definido como el flujo total de cualquier propiedad a través de un área dada. La expresión general para el transporte (Q) está dada por la ecuación

$$Q = \int P \cdot \vec{u} dA, \quad (3.2)$$

donde P es una propiedad del fluido (masa, calor, salinidad) y \vec{u} es el vector de velocidad que atraviesa la diferencial de área dA .

En el caso particular de este estudio, el impacto de las descargas en la circulación costera se estudia a partir del transporte, el cual incluye los procesos de difusión. Generalmente, el transporte de una descarga fluvial está dominado por la advección horizontal, mientras que su difusión está controlada por la mezcla vertical y horizontal.

El transporte del agua del río lejos de la desembocadura está controlado por: la flotabilidad de la descarga, la geometría de la desembocadura, las corrientes costeras, las mareas, el estrés del viento y el efecto de Coriolis. En presencia de forzamientos externos débiles y un número de Kelvin $K < 1$, el transporte asociado al río, fuera de la desembocadura puede disminuir como consecuencia de un abultamiento en el río (Fig 1.4). Aunque algunos ríos presentan abultamientos en la desembocadura, esto solo aplica a una pequeña cantidad de ellos, ya que generalmente, la geometría, las corrientes, las mareas y los vientos frecuentemente determinan la dirección de la descarga (Horner-Devine *et al.*, 2015).

La mayor parte del transporte de la descarga del río se desplaza a lo largo de la costa debido a las corrientes costeras. El viento puede intensificar estas corrientes dependiendo de su intensidad y dirección, permitiendo trasladar y aumentar o limitar la concentración de la descarga.

Matemáticamente el transporte está definido como la suma total de las velocidades desde 0 hasta la longitud (L) y desde 0 hasta la profundidad (H), para una sección dada. Es decir, el transporte puede ser calculado como:

$$Q_{cc} = \int \int \vec{v} \cdot \hat{n} dA = \int_0^L \int_0^H \vec{v} \cdot \hat{n} dh dx, \quad (3.3)$$

donde Q_{cc} es el transporte total de la corriente costera, \vec{v} el campo de velocidad del fluido, \hat{n} el vector normal a la diferencial de área dA (Fig. 3.4).

Transporte de agua dulce y de partículas

En el presente estudio se analizará el transporte de la descarga fluvial en el GoM; para ello se utiliza el transporte de partículas pasivas asociadas a una determinada concentración, el transporte ponderado de partículas pasivas y el transporte de agua dulce. El transporte asociado a agua dulce (Q_{fcc} *freshwater coastal current transport*) se obtuvo calculando el transporte (Q_{cc}) asociado a parcelas de agua con una concentración menor a 30 ups, siendo 31.77 ups la concentración mínima en las condiciones iniciales de la región de la descarga del río Coatzacoalcos. El transporte de agua dulce a lo largo de la costa se definió como:

$$Q_{fcc} = \int \int \vec{v} \cdot \hat{n} dA = \int_0^L \int_0^H \vec{v} \cdot \hat{n} dh dx \Leftrightarrow S < 30ups, \quad (3.4)$$

donde S es salinidad del ambiente marino. El transporte asociado a las partículas pasivas

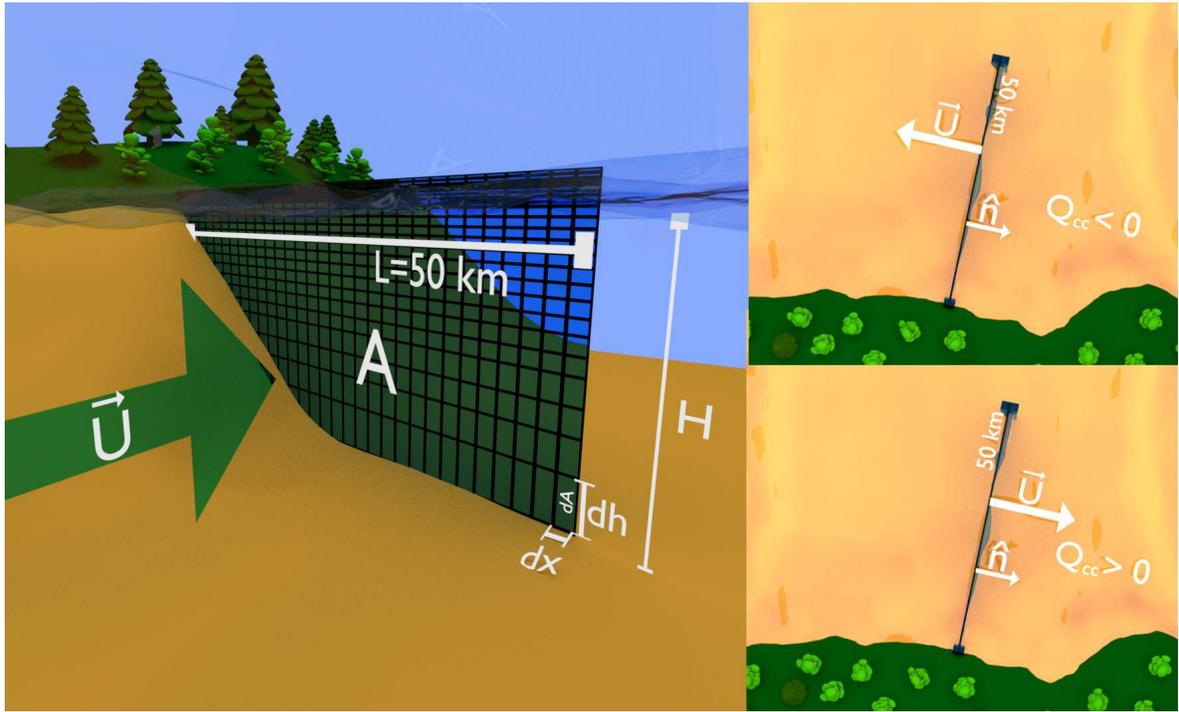


Figura 3.4: Esquema de sección perpendicular a la costa, el área efectiva por cada sección A está delimitada por las longitudes L igual a 50 km en todas las secciones y H igual a la profundidad máxima de la sección, constituida por las diferenciales de áreas dA de cada una de las celdas verticales del modelo (dx, dh) . El vector normal \hat{n} a la sección se definió como positivo hacia el este. El vector normal por el campo de velocidades \vec{U} , define el transporte total Q_{cc} .

(Q_{tacc} tracer associated coastal current transport) se calculó:

$$Q_{tacc} = \int \int \vec{v} \cdot \hat{n} dA = \int_0^L \int_0^H \vec{v} \cdot \hat{n} dh dx \Leftrightarrow C > \begin{cases} 10\% \\ 1\% \\ 0.1\% \end{cases}, \quad (3.5)$$

donde C es la concentración del trazador pasivo. Así mismo, el transporte del trazador pasivo (Q_{tcc} tracer coastal current transport) a lo largo de la costa está definido como el transporte (Q_{cc}) multiplicado por la concentración de cada celda:

$$Q_{tcc} = \int C \vec{v} \cdot \hat{n} dA = \int_0^L \int_0^H C \vec{v} \cdot \hat{n} dh dx, \quad (3.6)$$

Para caracterizar el movimiento de la masa de agua proveniente de la descarga fluvial a lo largo de la costa, se calculó el transporte total, el transporte de partículas pasivas

asociadas a determinada concentración, el transporte ponderado de partículas pasivas y el transporte de agua dulce, anteriormente descritos. Estos cálculos se realizaron en secciones de 50 km de longitud perpendiculares a la costa, ubicadas al noroeste de la desembocadura (rojo) a distancias de 450 km, 235 km, 90 km, 45 km, 15 km, y ubicadas al este de la desembocadura (azul) a distancias de 15 km, 45 km, 90 km, 235 km y 450 km, a partir de la desembocadura del río utilizando la línea de costa del GoM con resolución de 10 m, a la cual se le removieron las lagunas costeras, como se muestra en la Figura 3.5.

Tiempo de arribo y máximo de concentración

Con la finalidad de estudiar la dispersión del trazador pasivo con concentraciones elevadas (10 %), intermedias (1 %) y bajas (0.1 %), en el presente trabajo se estudia la dispersión de partículas trazadoras, utilizando mapas de tiempo de arribo del trazador pasivo con una determinada concentración y mapas del máximo de concentración.

El algoritmo desarrollado para calcular el tiempo de arribo, analiza durante todos los pasos de tiempo, cada uno de los puntos de la malla. Cuando la concentración en dicho punto es superior a determinado porcentaje de la concentración inicial, el tiempo que tardo en llegar el trazador a la celda de la malla se almacena. De este modo, es posible saber el instante en que el trazador llegó con determinada concentración a cada una de las celdas del modelo. Este procedimiento se realizó durante el período completo de la simulación a 2.5 m de profundidad para las restricciones de concentraciones mayores al 10 %, 1 % y 0.1 % de la concentración inicial.

El algoritmo del máximo de concentración utiliza únicamente los nodos superficiales del dominio, correspondiente a los primeros 2.5 metros de profundidad. Estos nodos se monitorean para cada paso de tiempo y se registra la concentración máxima para cada uno de ellos, en caso de que en otro paso de tiempo, el nodo tenga un nuevo valor máximo, el valor anterior se sobrescribe. Este procedimiento se realizó para cada uno de los meses simulados y para todo el año 2014. Los máximos de concentración mensuales y el anual, permiten identificar algunos fenómenos generados durante el año asociadas a la dispersión de partículas y a la dinámica propia del GoM.

Comparación del modelo vs datos

El modelo se compara contra datos de satélites y de boyas meteoceánicas, con la finalidad de identificar si la configuración del modelo numérico MITgcm reproduce la dinámica del GoM. Cualitativamente, la fidelidad de la reproducción de la dinámica del modelo numérico se puso a prueba con datos diarios de altimetría satelital extraídos

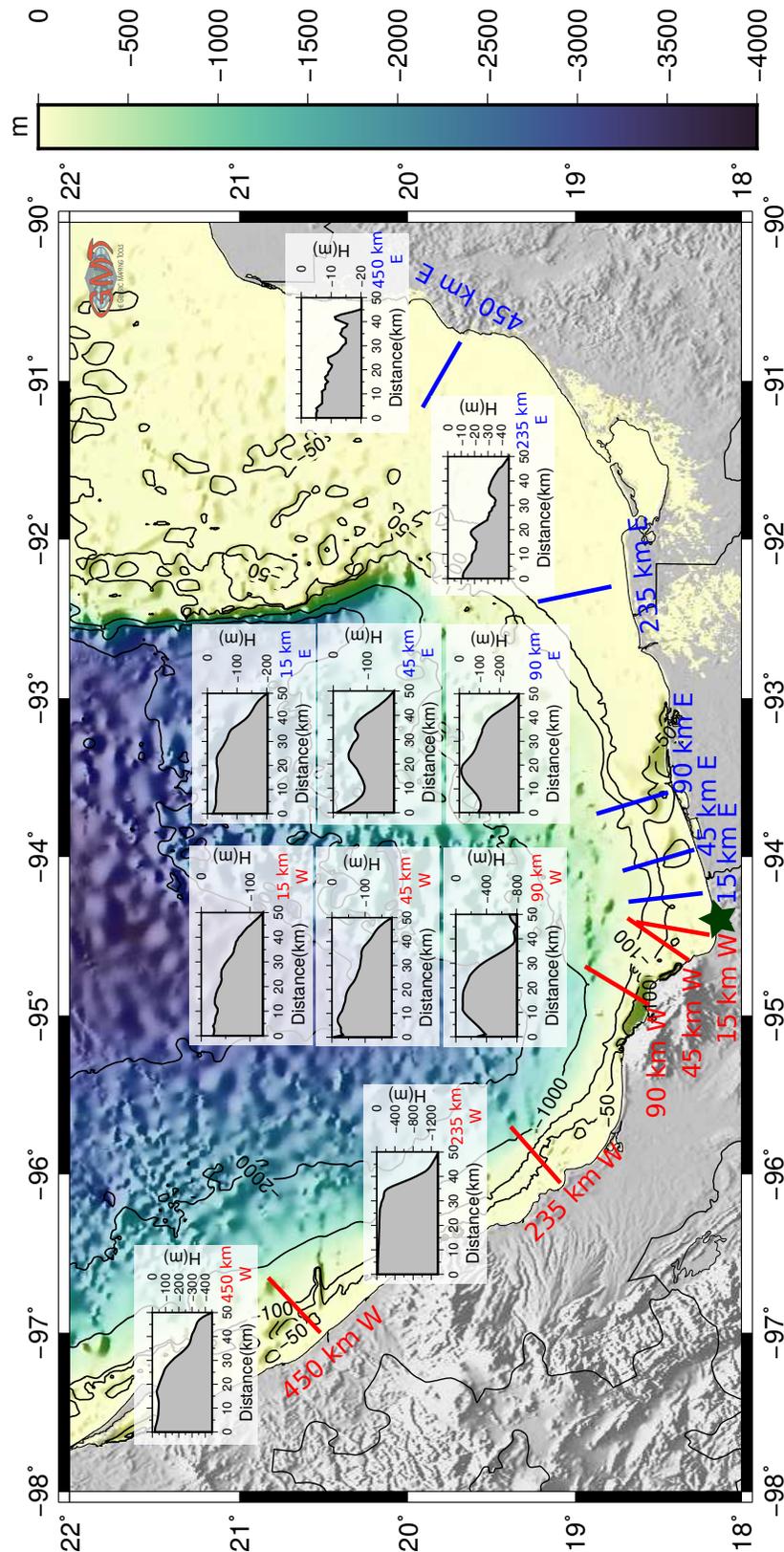


Figura 3.5: Secciones a lo largo de la costa y sus respectivas batimetrías que representan las áreas totales donde se calculó el transporte a lo largo de la costa. La descarga del río Coatzacoalcos corresponde a la estrella verde.

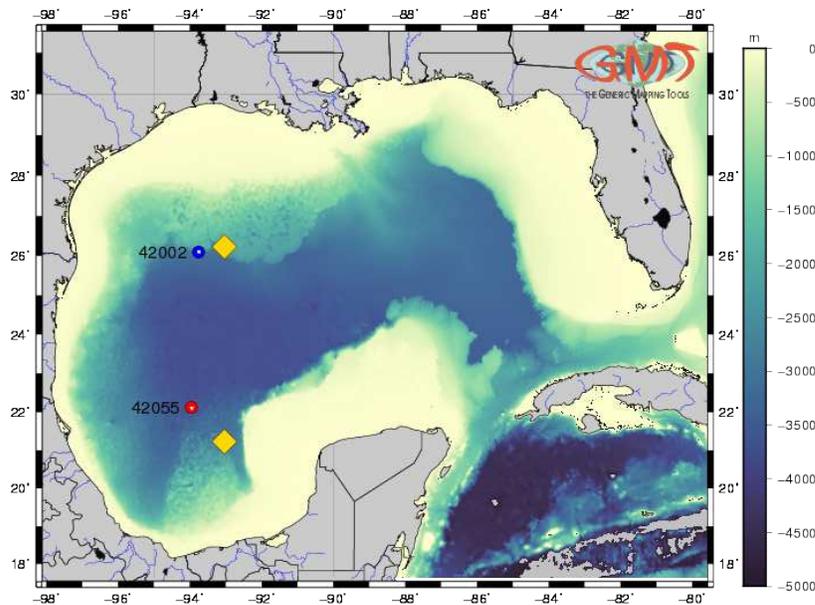


Figura 3.6: Ubicación de las boyas oceanográficas 42002 (Azul) y 42055 (Rojo) de la NOAA. Los puntos blancos representan los puntos en la malla del modelo con que se compararon los datos. Las estaciones sintéticas en las cuales se calcularon las oscilaciones inerciales son los diamantes amarillos.

de *Gulf of Mexico Coastal Ocean Observing System* (GCOOS) (GCOOS, 2015). Los datos diarios del modelo y de altimetría satelital se promediaron mensualmente. Lo cual, permitió comparar la distribución y dinámica de fenómenos característicos del GoM, como son los vortices y la Corriente del Lazo.

Por otra parte, cuantitativamente, se compararon datos de temperatura entre boyas oceanográficas y el modelo. Ésto se realizó analizando la similitud entre la temperatura superficial del océano en las boyas oceanográficas “42002” y “42055” de la NOAA (NOAA, 2015b,c) y el modelo. Para ello, se estimaron los coeficientes de correlación entre los valores de temperatura superficial a un metro de profundidad de cada una de las estaciones y la celda más cercana a la ubicación de las boyas a una profundidad de 2.5m. La estación “42002” está ubicada en el noroeste del GoM con coordenadas 26.09N y 93.75W y se comparó con los datos de la simulación con coordenadas 26.1N y 93.75W, y la estación “42055” ubicada en el suroeste del GoM con coordenadas 22.12N y 93.96W y se comparó con los datos de la simulación con coordenadas 22.1N y 93.95W (Fig. 3.6).

Oscilaciones inerciales

En un sistema en rotación, como la Tierra, cuando una partícula queda atrapada en un plano y sobre ésta no actúa ninguna fuerza externa, su movimiento es circular. A este movimiento se le conoce como oscilación inercial. A partir de las ecuaciones de movimiento, es posible encontrar una simplificación en la que se aíslen estas oscilaciones. Una simplificación típica de las ecuaciones de movimiento son las ecuaciones de aguas someras:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad (3.8)$$

donde t es tiempo, u y v las componentes de velocidad, f el parámetro de Coriolis, p la presión. Además despreciando los gradientes de presión, las ecuaciones se simplifican a:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = 0, \quad (3.9)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = 0. \quad (3.10)$$

La solución de este sistema de ecuaciones es:

$$u = U \sin(ft), \quad (3.11)$$

$$v = U \cos(ft), \quad (3.12)$$

donde U es la magnitud de la velocidad, definida como $U = \sqrt{u^2 + v^2}$. El movimiento descrito por las ecuaciones paramétricas 3.11 y 3.12 es un círculo con radio r (*i.e* $r^2 = u^2 + v^2$). El movimiento es anticiclónico en el hemisferio norte y ciclónico en el hemisferio sur. Por ejemplo, la Figura 3.7 muestra las trayectorias de partículas lagrangianas calculadas con un experimento numérico en la región de la desembocadura del río Mississippi. Las trayectorias de las partículas son modificadas por las oscilaciones inerciales excepto si la advección es suficientemente intensa y por lo tanto el efecto de la rotación no modifica la trayectoria.

A partir de las ecuaciones 3.11 y 3.12 se puede calcular el período inercial teórico, que está definido como:

$$T = \frac{2\pi}{f}, \quad (3.13)$$

donde f es la frecuencia inercial o el parámetro de Coriolis.

Con el fin de comprobar que el modelo resolviese oscilaciones inerciales, se definieron dos estaciones sintéticas con coordenadas: 20.23° N, 93.03° W y 25.23° N, 93.03° W (Fig. 3.6). En éstas se calculó el periodo inercial teórico (Eq. 3.13) para su correspondiente latitud y se extrajeron las componentes de velocidad del modelo en cada una de las celdas de la malla. A las componentes de la velocidad se les calculó la transformada rápida de Fourier, con la cual, se obtuvieron los espectros de frecuencias y las frecuencias características correspondientes a las componentes de la velocidad.

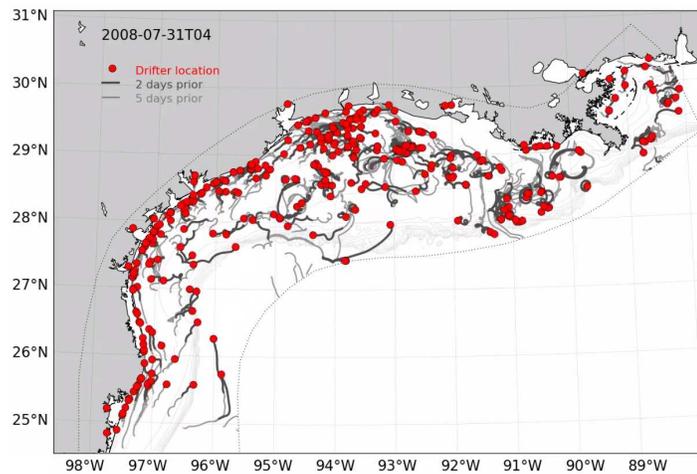


Figura 3.7: Trayectorias de partículas Lagrangianas en el norte del GoM en la región del río Mississippi (Extraída de: Thyng y Hetland (2014)).

Capítulo 4

Resultados y discusión

En el presente capítulo se estudia el transporte a lo largo de la costa con ciertas restricciones: se calculó el transporte total, el transporte de partículas pasivas asociadas a una concentración determinada así como el transporte ponderado de partículas pasivas. También se estimó el transporte de agua salobre (salinidad menor de 30 ups). Con base en las partículas trazadoras se obtuvo el máximo de concentración y sus variaciones mensuales, dentro del año estudiado. Además, se propone un escenario en el cual se evalúa la posible dispersión e impacto de contaminantes, para ello, se utiliza el tiempo de arribo del trazador pasivo a distintas localidades. Los resultados de la simulación son comparados contra observaciones de altimetría y temperatura superficial del GoM extraídas de datos de satélites y boyas metoceanicas respectivamente. Esta comparación se realizó con el fin de conocer cualitativamente y cuantitativamente el desempeño del modelo. Finalmente se analizaron las oscilaciones inerciales en el modelo, para verificar que el modelo las resuelve.

Transporte a lo largo de la costa

Para cada par de secciones equidistantes a la desembocadura del río Coatzacoalcos mostradas en la Figura 3.5 se calcularon las diferentes versiones del transporte para el año 2014. Con el fin de diferenciar el transporte a lo largo de la costa, se definió que las secciones al oeste de la desembocadura sean representadas en color rojo, mientras que las secciones hacia el este de la desembocadura están dibujadas en color azul. Además, los valores de transporte positivos indican que el flujo es hacia la derecha de las secciones o costa abajo y los valores negativos indican que el flujo es en dirección a la izquierda de las secciones o costa arriba.

Transporte total

La serie de tiempo para el transporte total, para cada una de las secciones, fue calculado a partir de la ecuación 3.3 (Fig. 4.1). En esta figura se observa que en las secciones de 15 km y 45 km, el transporte es similar a ambos lados de la desembocadura, con pequeñas variaciones durante los meses de noviembre a diciembre. Sin embargo, al alejarse de la desembocadura (90 km, 235 km y 450 km), estas variaciones se hacen más pronunciadas y en las secciones más distantes tienen comportamientos completamente diferentes. Por ejemplo a 450 km de la desembocadura, la sección más al norte a lo largo de la costa presenta un transporte total varios órdenes de magnitud mayor que su contra-parte. También en las gráficas 4.1a, 4.1b y 4.1c se observa que el transporte total completa el ciclo anual, es decir, los valores de transporte de los primeros días de enero son similares a los obtenidos en los últimos días del mes de diciembre. Sin embargo, las secciones más distantes a la desembocadura no parecen completar este ciclo anual (Figs. 4.1d y 4.1e) y sugiere que las diferencias entre distintos años es muy notoria. Durante el año simulado, el transporte total en todas las secciones ubicadas al oeste y aquellas a 15 km, 45 km y 90 km al este de la desembocadura presentan una variabilidad estacional. A principios de febrero el transporte total presenta una tendencia en dirección oeste (negativo) de las secciones, que se mantiene durante marzo y hasta octubre. Sin embargo, a inicios de noviembre esta tendencia cambia de dirección hacia el este (positiva) y perdura durante invierno y primavera. Mientras que al este de la desembocadura, las secciones de 235 km y 450 km (línea azul) no presentan una clara tendencia en el año 2014 y el transporte en éstas es casi nulo.

Los resultados anteriormente descritos son consistentes con estudios previos de la dinámica del GoM, llevado a cabo por Zavala-Hidalgo *et al.* (2003b) donde reportan variaciones estacionales del transporte costero en la plataforma de Tamaulipas-Veracruz (TAVE) al occidente del GoM y en la plataforma de Campeche al oriente del GoM. En base al artículo anterior, al oeste de la desembocadura del río Coatzacoalcos, es decir en la TAVE, durante los meses de septiembre a enero, el transporte a lo largo de la costa es costa abajo (transporte positivo). Por otra parte, al este de la desembocadura, se menciona que en la plataforma de Campeche, durante septiembre y enero se produce una disminución en la intensidad de las corrientes, la cual permite el transporte costa abajo (transporte positivo). Para los meses de febrero a agosto y a ambos lados de la desembocadura, el transporte se intensifica en dirección costa arriba (transporte negativo).

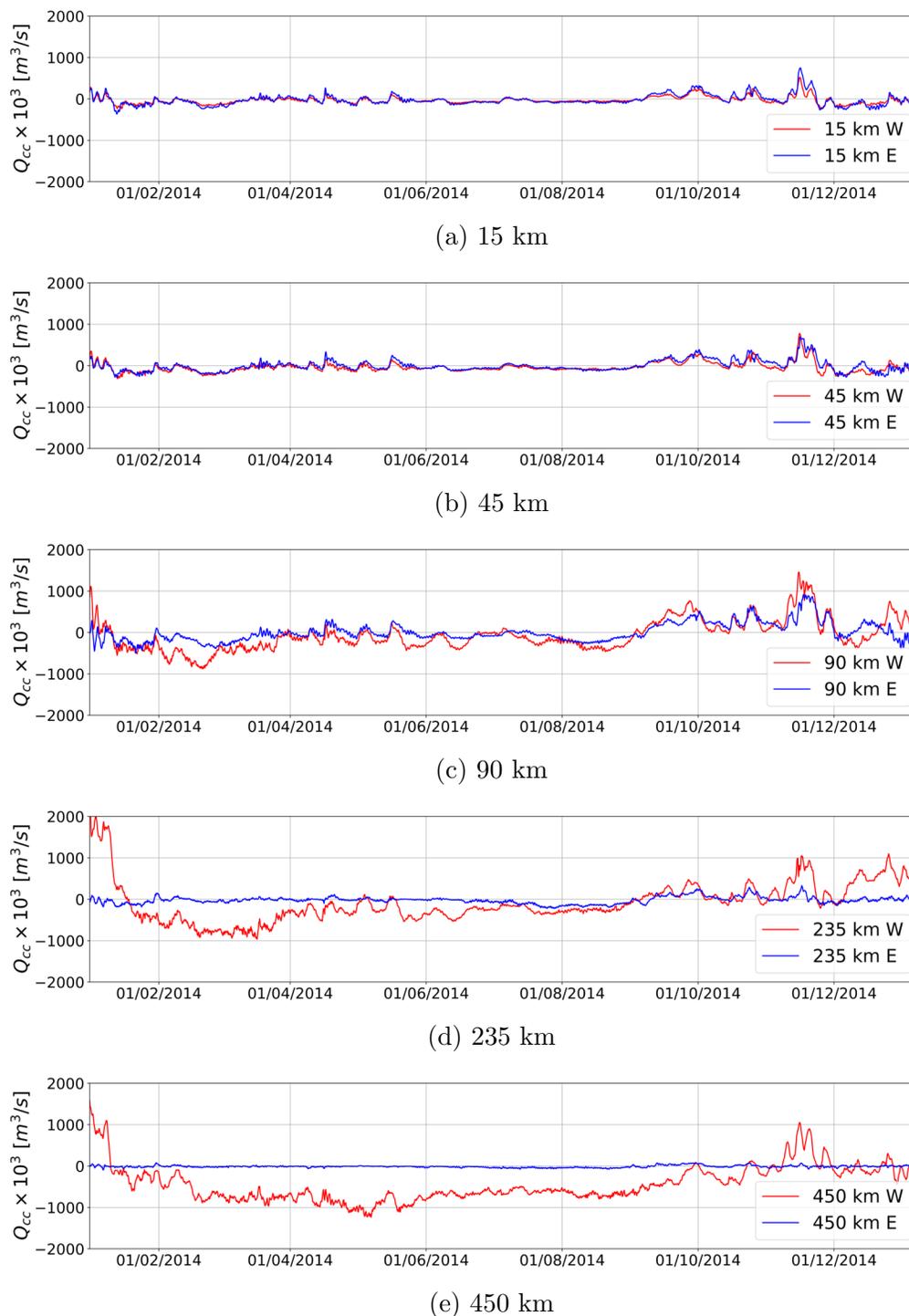


Figura 4.1: Transporte total a lo largo de la costa al lado este y oeste de la desembocadura a: (a) 15 km, (b) 45 km, (c) 90 km, (d) 235 km y (e) 450 km . Los valores positivos indican transporte hacia la derecha de las secciones (costa abajo).

Particularmente, la dinámica superficial del GoM es dominada por las corrientes oceánicas y los patrones de vientos; donde ambos determinan en su mayoría el transporte superficial. El transporte a lo largo de la costa obtenido en este trabajo producto de los forzamientos de vientos es consistente con resultados previamente reportados (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2014). En los primeros meses del año, en la región cercana al río Coatzacoalcos, los vientos promedio tienen una dirección principalmente suroeste, favoreciendo el transporte en dirección al este de la desembocadura. Sin embargo, en primavera y verano, los vientos, y por lo tanto las corrientes en superficie, se intensifican en dirección oeste del GoM. En otoño e invierno el patrón de vientos cambia debido a los frentes fríos. Durante esta época los vientos poseen una componente principal hacia el sur, con una pequeña contribución en dirección oeste, mientras que la intensidad de las corrientes costeras en la región de Coatzacoalcos disminuyen considerablemente.

Estos forzamientos concuerdan con la variación anual del transporte observado en todas las secciones de la Figura 4.1, en las cuales, durante los meses de septiembre a diciembre, y enero, el transporte dominante fue en dirección costa abajo (transporte positivo), mientras que durante los meses de febrero a agosto el transporte fue en dirección costa arriba (transporte negativo) (Fig.4.1). La diferencia de magnitud del transporte entre las secciones ubicadas al oeste (450 km W y 235 km W) y las ubicadas al este (450 km E y 235 km E) se debe a que durante otoño e invierno, la magnitud de las corrientes costeras en la plataforma de Campeche disminuye y como consecuencia el transporte es menor, mientras que al oeste de la desembocadura, la magnitud de las corrientes costeras en la TAVE incrementa en dirección costa abajo, intensificando el transporte. También es importante mencionar que el área total de las secciones donde se calcula el transporte es hasta un orden de magnitud menor en las secciones al este de la desembocadura. Debido a que el transporte total es directamente proporcional al área de la sección transversal, siendo que a una área menor, también resulta en un transporte menor. En la Tabla. 4.1 se enlistan las áreas de las secciones transversales, en el modelo, para las secciones reportadas en esta tesis. Las secciones cercanas a la desembocadura presentan áreas muy similares lo cual es consistente con la similitud en los valores de transporte total a ambos lados de la desembocadura.

Tabla 4.1: Área total y efectiva para cada concentración en cada una de las secciones.

Sección	Ciudad	Área total [km ²]	Área efectiva [km ²] (máxima - mínima)		
			C>0.1 %	C>1 %	C>10 %
450km W	Tuxpan	8.60	1.82 - 0.030	0.235 - 0.005	0 - 0
235km W	Veracruz	12.7	2.09 - 0.005	0.44 - 0.005	0.010 - 0.005
90km W	–	13.18	2.58 - 0.015	0.74 - 0.005	0.075 - 0.005
45km W	–	3.45	2.54 - 0.005	1.63 - 0.015	0.170 - 0.005
15km W	Coatzacoalcos	2.47	2.07 - 0.015	0.95 - 0.020	0.275 - 0.010
15km E	Coatzacoalcos	3.01	2.29 - 0.005	0.85 - 0.005	0.235 - 0.005
45km E	–	2.78	2.12 - 0.015	0.75 - 0.005	0.165 - 0.005
90km E	Paraíso	3.45	2.31 - 0.005	0.65 - 0.005	0.140 - 0.005
235km E	Cd del Carmen	1.53	1.44 - 0.010	0.92 - 0.015	0.225 - 0.005
450km E	Campeche	0.90	0.87 - 0.015	0.60 - 0.005	0 - 0

Se identificó una región de confluencia entre la TAVE y la plataforma de Campeche cerca de la desembocadura del río Coatzacoalcos, la cual posee una dinámica peculiar: convergencia durante primavera y verano, y divergencia durante otoño e invierno en la cercanía de la desembocadura del río Coatzacoalcos (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2003b). Estos procesos permiten explicar el transporte observado en la región de la desembocadura, como se puede observar en las Figuras 4.1a y 4.1b. Ahora bien, al alejarse de esta región de confluencia, la dinámica de las corrientes simuladas es diferente entre el oeste y el este de la desembocadura. Para la sección de 90 km (Fig. 4.1c), las similitudes del transporte se comienza a perder a partir de marzo, siendo mayor el transporte en la sección 90 km W (línea roja) que a 90 km E (línea azul). Así mismo, al oeste, las secciones a 235 km y 450 km han perdido toda similitud y la diferencia en el transporte es mucho mayor y se mantiene prácticamente durante todo el año. Particularmente, entre estos dos pares de secciones el transporte llega a ser varios órdenes de magnitud mayor al oeste que al este de la desembocadura.

Transporte de partículas

El transporte asociado a descargas fluviales está confinado principalmente a las capas superficiales. Con la finalidad de discriminar este transporte y observar la dispersión de la descarga, se estudiaron tres disoluciones de partículas trazadoras pasivas al 0.1 %, 1.0 % y 10 % de la concentración inicial de la descarga fluvial $1\text{mol}/\text{m}^3$.

El transporte asociado al 0.1 % de la concentración inicial de la descarga fluvial, calculado a partir de la ecuación 3.5, se muestra en la Figura 4.2. En esta figura, en las series de tiempo, se observan patrones muy similares a la Figura 4.1. Es decir, la direc-

ción del transporte asociado a la descarga presenta variaciones estacionales y también se observa que en las secciones más cercanas a ambos lados de la desembocadura el transporte es similar, aún cuando su magnitud ha disminuido casi a la mitad en comparación con el transporte total. Es importante notar que para todas las secciones, las series de tiempo en la Figura 4.2 presentan oscilaciones de alta frecuencia importantes durante los meses de abril-junio y septiembre-diciembre. Este fenómeno no se observaba en el transporte total y sugiere la presencia de inestabilidades asociadas al frente de densidad. Se puede observar que estas oscilaciones son mayores cuando el contraste de densidades es mayor y menor o inexistente cuando no hay un contraste muy fuerte o la pluma de la descarga esta alejada de la sección. Por ejemplo, las secciones a 235 km de la desembocadura presentan oscilaciones muy pequeñas, similares a las del transporte total, mientras que las secciones a 90 km, particularmente aquella al este, presenta variaciones muy claras y de gran amplitud.

También se observa la progresión en tiempo del transporte asociado al arribo de las partículas pasivas. En la región de confluencia anteriormente descrita, el transporte tarda en llegar a las secciones de 15 km unos días y a 45 km aproximadamente una semana, a ambos lados de la desembocadura, sin embargo, al salir de la región de confluencia, el tiempo de arribo se incrementa. Es decir, a 90 km al oeste tarda un mes en detectarse alguna señal de estas partículas, mientras que a 90 km al este tarda dos meses, a 235 km al oeste tardan las partículas pasivas en llegar un mes y al este nueve meses, finalmente, a 450 km al oeste emplea dos meses en arribar y al este 10 meses. Las secciones ubicadas a 235 km y 450 km al este de la desembocadura, de enero a octubre del año simulado presentan un transporte prácticamente nulo, siendo hasta octubre que el transporte se detecta en dirección este (transporte positivo), y para noviembre, la dirección del transporte se invierte hacia el oeste (transporte negativo). El transporte asociado calculado en las secciones de 90 km, 235 km y 450 km, en general, presenta valores máximos mayores al oeste que al este de la desembocadura.

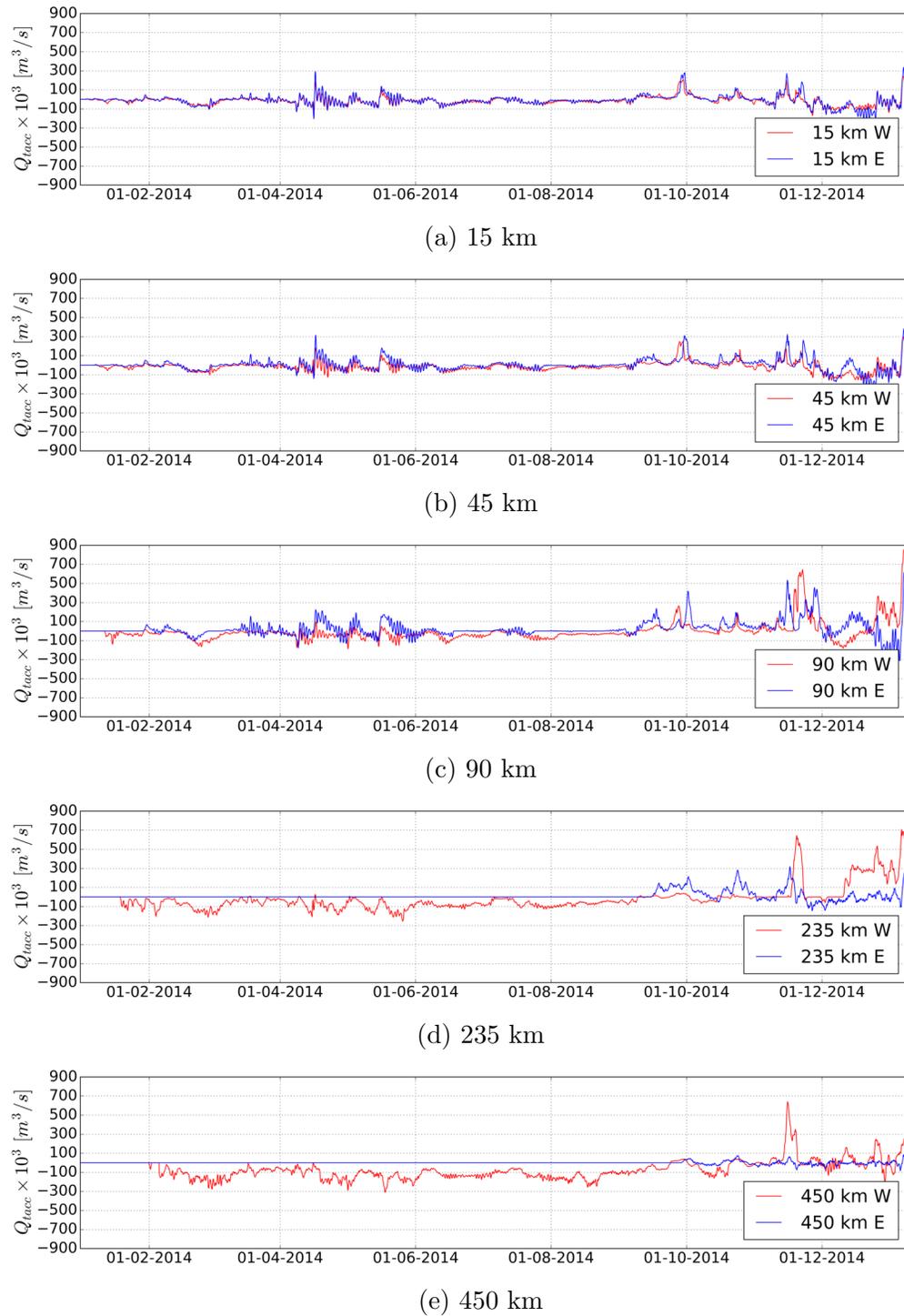


Figura 4.2: Transporte asociado a concentraciones de partículas pasivas mayores al 0.1% a lo largo de la costa al lado este y oeste de la desembocadura a: (a) 15 km, (b) 45 km, (c) 90 km, (d) 235 km y (e) 450 km. Los valores positivos indican transporte hacia la derecha de las secciones.

El transporte asociado al 1 %, tiene valores menores que el correspondiente al 0.1 % y al transporte total, ya que entre mayor sea la disolución asociada, el transporte es menor. Las series de tiempo para esta concentración se muestran en la Figura 4.2 y fueron estimadas a partir de la Eq. 3.5. En la cual, los patrones en las sección de 15 km mantienen la similitud como en el transporte total. A partir de la sección de 45 km el comportamiento es distinto al transporte total, principalmente existe una disminución notable en el transporte a lo largo de la costa en dirección oeste; diferencia notable entre la Figura 4.3 y las Figuras 4.1 y 4.2. Adicionalmente, el transporte, se manifiesta en pulsos y estos son menos frecuentes conforme la distancia a la desembocadura aumenta. Estas diferencias sugieren que el transporte total no representa completamente al transporte asociado a la descarga. Comparando las Figuras 4.1 y 4.3, para una concentración de 1 %, es posible separar los fenómenos meteorológicos extremos y su influencia en la dispersión de la pluma fluvial, en la Figura 4.3 (b,c) se identifican picos característicos para los meses de septiembre a noviembre asociados a eventos extremos. En las Figuras 4.3d y 4.3e durante todo el año, al oeste de la desembocadura (línea roja) solo hay transporte en dirección oeste (transporte negativo), mientras que, al este de la desembocadura (línea azul) el transporte dominante es hacia el este (transporte positivo).

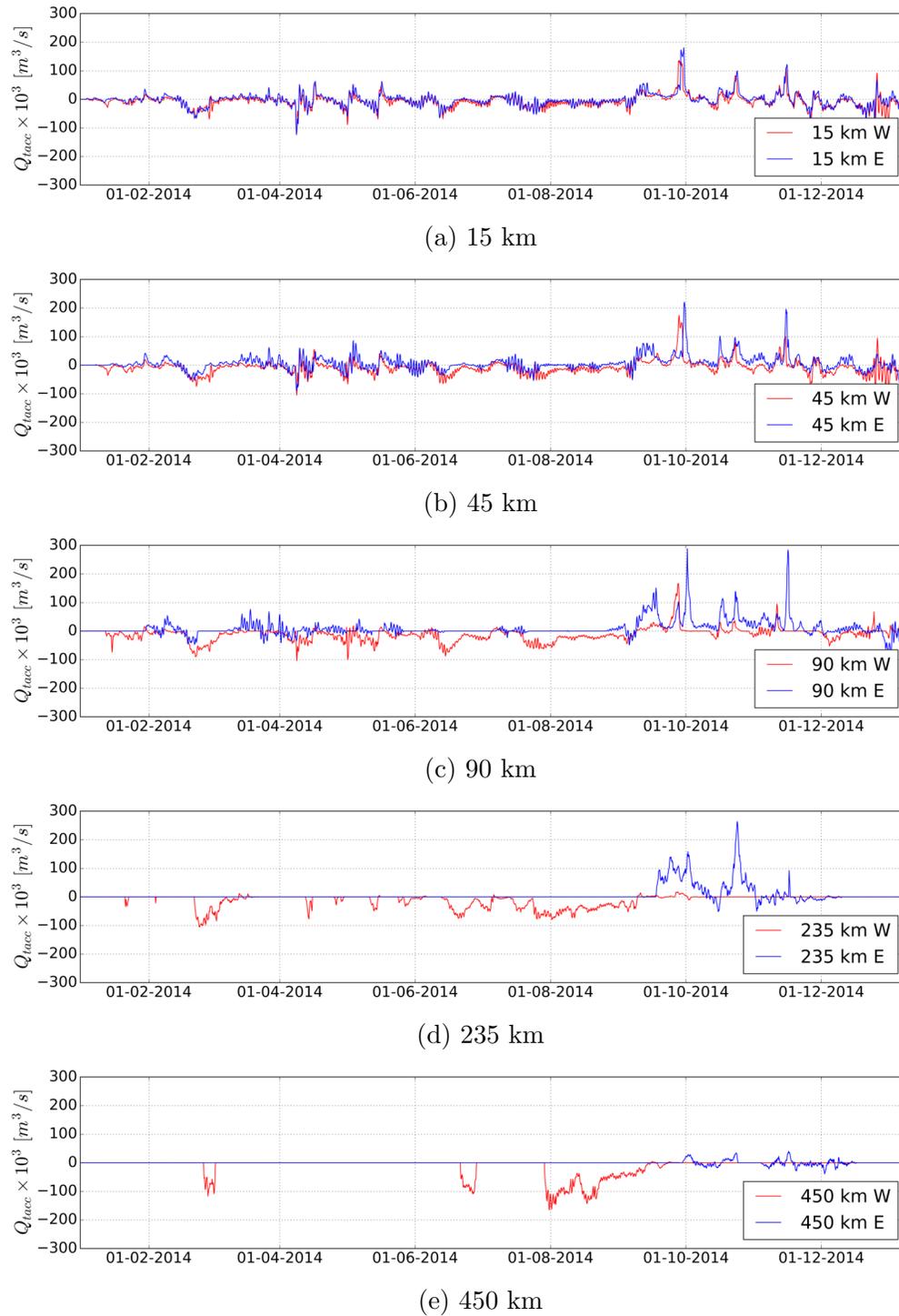


Figura 4.3: Transporte asociado a concentraciones de partículas pasivas mayores al 1 % a lo largo de la costa al lado este y oeste de la desembocadura a: (a) 15 km, (b) 45 km, (c) 90 km, (d) 235 km y (e) 450 km. Los valores positivos indican transporte hacia la derecha de las secciones.

El transporte asociado al 10 % de la concentración inicial de partículas trazadoras (Eq. 3.5), está representado en la Figura 4.4. En esta figura se observan pulsos que concuerdan con las variaciones anuales. Existen similitudes entre las secciones a 15 km y diferencias importantes en las secciones a 45 km, 90 km y 235 km. En las secciones ubicadas a 450 km durante todo el año simulado no se detectó transporte. La progresión del transporte en el tiempo también es diferente ya que valores significativos aparecen casi 6 meses después del inicio de la simulación, inclusive para las secciones a 15 km de la desembocadura. Existen varios máximos característicos en las secciones de 45 km, 90 km y 235 km (Figs. 4.4b, 4.4c y 4.4d) de septiembre a noviembre, similares a los observados con las concentraciones anteriores. Por otra parte, durante todo el año el transporte en la sección de 90 km al oeste de la desembocadura (rojo) solo es en dirección oeste (transporte negativo), mientras que, al este de la desembocadura (azul) es hacia el este (transporte positivo). En la sección a 235 km solo existe transporte en dirección este (transporte positivo) durante dos pulsos a finales de octubre y principios de noviembre, mientras que el transporte al oeste es prácticamente nulo. Finalmente, existe una disminución de la magnitud del transporte entre esta figura y las figuras de transporte asociado al 0.1 % (Fig. 4.2) y de transporte asociado al 1 % (Fig. 4.3) de la concentración inicial.

Los procesos que explican la variabilidad estacional observada en la Figura 4.1 también lo hacen para las Figuras 4.2, 4.3 y 4.4. Es decir, durante otoño e invierno el transporte es en dirección este (transporte positivo) y durante primavera y verano el transporte es en dirección oeste (transporte negativo), debido a las corrientes (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2003b).

Las diferencias entre los valores del transporte en las secciones al este y al oeste de la desembocadura se deben a que dichas secciones tienen áreas distintas. Para el transporte total, estas diferencias llegan a ser de un orden de magnitud, sin embargo para las partículas trazadoras, las áreas efectivas no presentan variaciones tan altas. El área efectiva para la concentración superior al 0.1 % es menor en las secciones al este de la desembocadura y para las concentraciones superiores al 1 % y 10 % las áreas efectivas en algunas de las secciones al este de la desembocadura son mayores, como se observa en la Tabla 4.1. Conforme las secciones están más cerca de la desembocadura (15 km y 45 km), sus áreas efectivas son más parecidas entre los pares de secciones. El área efectiva es inversamente proporcional a la concentración, es decir, a mayor concentración menor área efectiva o si el área efectiva es menor también lo es el transporte asociado a dicha concentración. La concentración inicial se diluye rápidamente y consecuentemente las áreas con concentraciones mayores al 10 % son mucho menores que aquellas con 0.1 %.

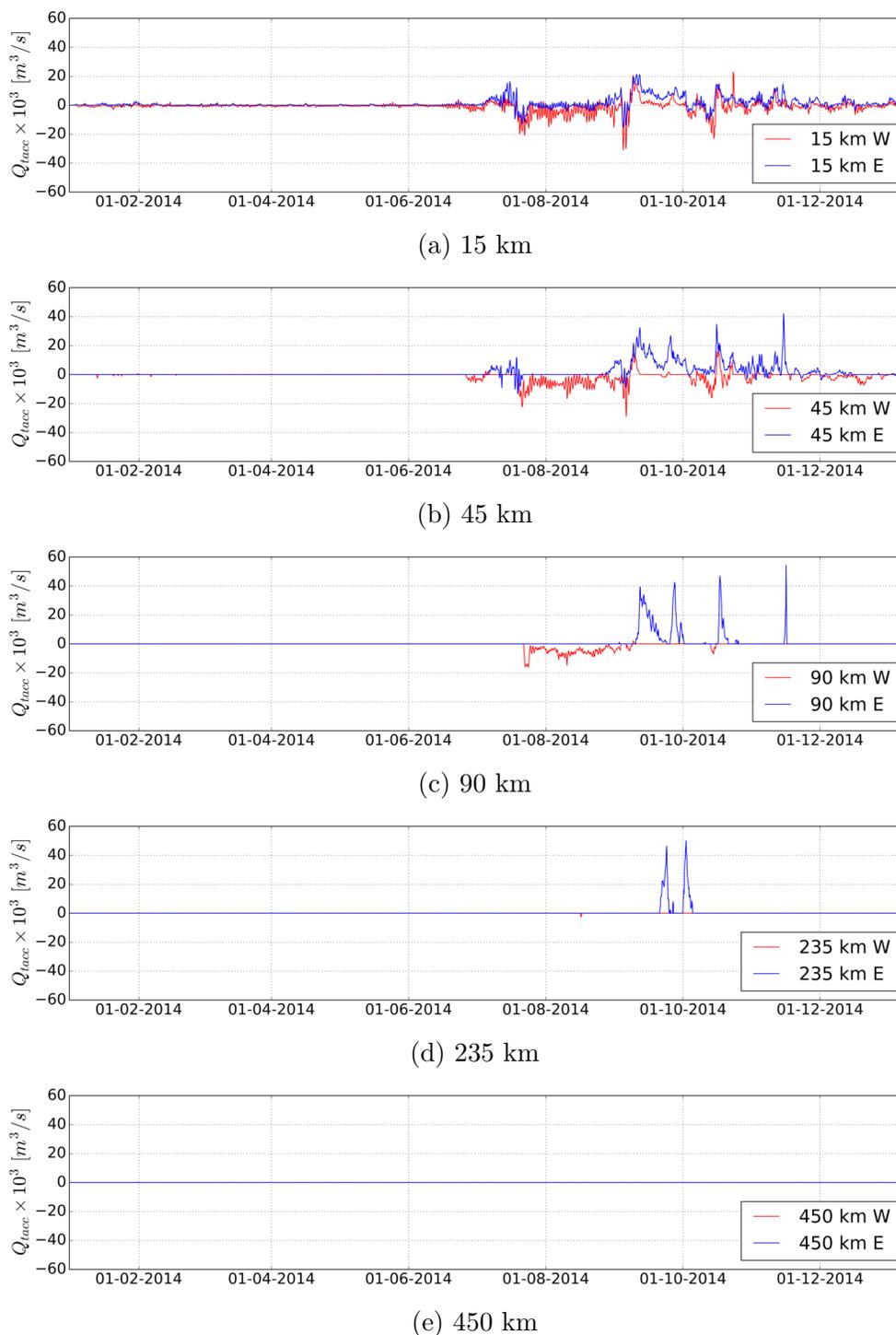


Figura 4.4: Transporte asociado a concentraciones de partículas pasivas mayores al 10 % a lo largo de la costa al lado este y oeste de la desembocadura a: (a) 15 km, (b) 45 km, (c) 90 km, (d) 235 km y (e) 450 km. Los valores positivos indican transporte hacia la derecha de las secciones.

El tiempo de respuesta del transporte respecto a la distancia entre las secciones y la desembocadura, concuerda que a mayor distancia se requiere más tiempo para que el trazador pasivo arribe a las secciones. Además, los valores máximos observados en las secciones de 45 km, 90 km y 235 km en todos los transportes asociados corresponde a la respuesta del océano ante las tormentas tropicales Dolly (1 al 4 de septiembre de 2014) y Hanna (21 al 29 de octubre de 2014).

Adicionalmente, la influencia de la variabilidad estacional del caudal del río afecta la dispersión de los trazadores pasivos. Durante la época de lluvias se produce un incremento del transporte en las secciones más cercanas a la desembocadura observable únicamente en las gráficas del transporte asociado al 10 % (Fig.4.4), como consecuencia del aumento del flujo volumétrico del río Coatzacoalcos (Fig. 3.2).

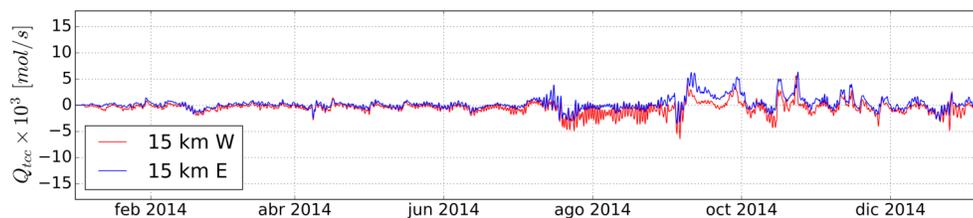
El transporte del trazador pasivo, es decir, el ponderado por las concentraciones mayores al 1% de la concentración inicial de trazadores (Eq. 3.6), se observa en la Figura 4.5. En la cual, son identificables variaciones y tendencias anuales, una gran similitud entre las sección más cercana a la desembocadura (15 km) y la señal de transporte progresa en el tiempo como se muestra en las Figuras 4.1 y 4.2 - 4.4. Al ponderar el transporte con la concentración, se obtiene el flujo de moles [mol/s] y en comparación con el transporte asociado a una concentración, éste aparenta tener una disminución de transporte. Por ejemplo, en la Figura 4.5 cualitativamente, se observa una disminución en el transporte en comparación con la figura de transporte asociado al 1 % (Fig. 4.2).

Se buscó estudiar la señal de transporte fluvial en la salinidad, es decir, el transporte asociado al agua salobre con concentración menor a 30 ups (Eq. 3.4), se observa en la Figura 4.6. En ésta, se identifica una dependencia con la descarga fluvial del río, además de las variaciones y tendencias anuales ya descritas en las Figuras 4.1 y 4.2.

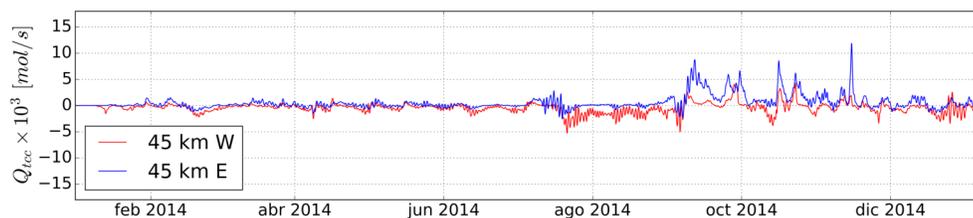
El transporte de agua dulce solo se registro en las primeras secciones (Fig. 4.6a y 4.6b) y después de finales de julio, coincidiendo con el incremento del caudal del río Coatzacoalcos, a causa de la precipitación. En la sección a 45 km únicamente se detecta pulsos en los meses de septiembre a noviembre, donde se observan varios picos característicos.

Los máximos característicos observados en las Figuras 4.5 y 4.6 se deben a las tormentas tropicales antes mencionadas y a algunos frentes fríos. Tal es el caso del máximo observado en la Figura 4.5c durante noviembre, que corresponde al frente frío número 14 que ocurrió a mediados del mes de noviembre y presentó vientos máximos de 80 kilómetros por hora en costas de Tamaulipas y Veracruz, favoreciendo el transporte en dirección este de la desembocadura. La disminución de la magnitud del transporte, se debe a como es calculado el transporte, ya que en cada una de las diferenciales de área se multiplica por la concentración del trazador en dicha celda.

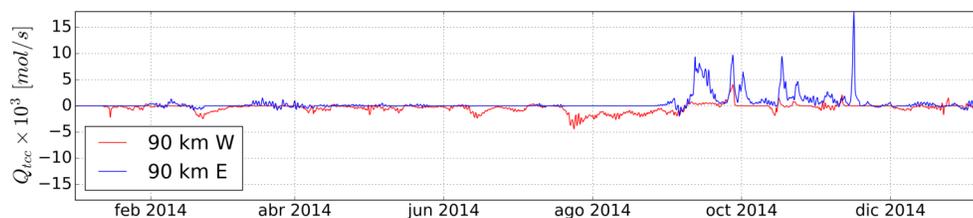
El comportamiento del transporte de agua salobre está determinado principalmente por el caudal del río Coatzacoalcos, esta correlación se puede observar entre la gráfica 4.6a y el caudal del río representado en la Figura 3.2. En la Figura del caudal del río Coatzacoalcos, el flujo del río aumenta durante verano y otoño siendo consistente con el aumento en el transporte de agua salobre a 15 km de la desembocadura. La dilución de la salinidad en el agua salobre domina sobre el transporte, por lo tanto, únicamente es posible identificar transporte de agua con salinidad menor a 30 ups en las secciones ubicadas a 15 km y 45 km al este y oeste de la desembocadura del río, explicando la nula influencia del transporte de agua salobre del río Coatzacoalcos en el ambiente marino después de 45 km (Fig. 4.6). Sin embargo, cuando existen eventos extremos, donde las corrientes costeras y vientos se intensifican, existe un mayor transporte de agua salobre de la descarga fluvial a lo largo de la costa, como se observa a 45 km en la figura 4.6b.



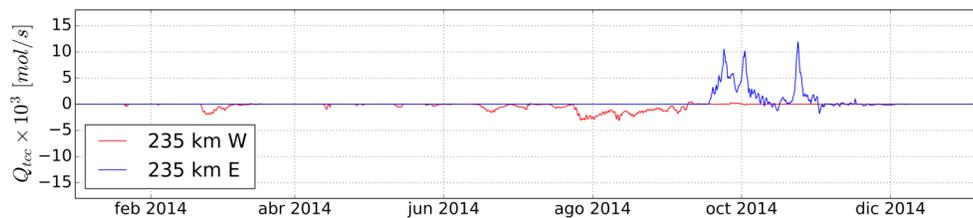
(a) 15 km



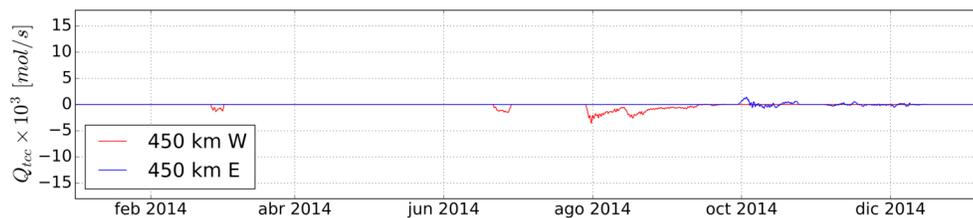
(b) 45 km



(c) 90 km

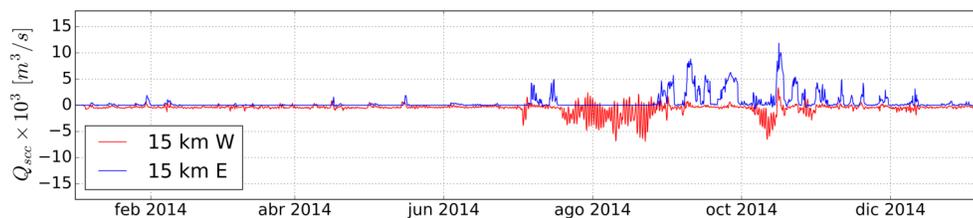


(d) 235 km

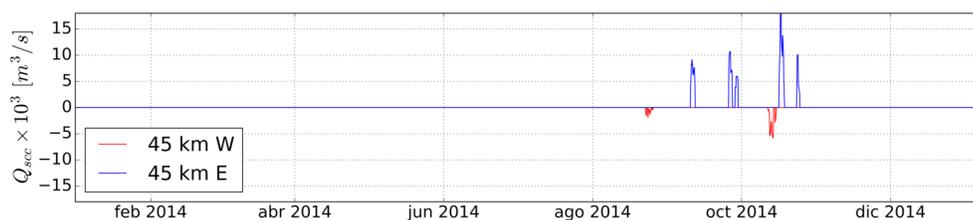


(e) 450 km

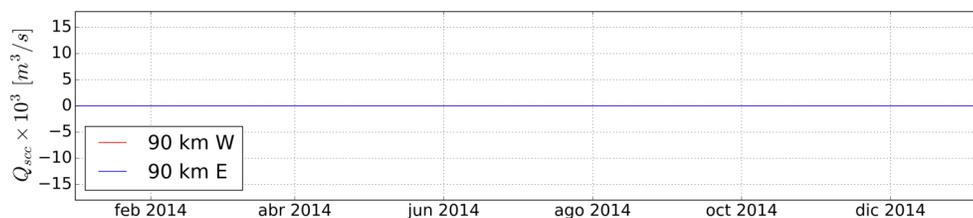
Figura 4.5: Transporte ponderado por las partículas pasivas con concentración mayor a 1% a lo largo de la costa al lado este y oeste de la desembocadura a: (a) 15 km, (b) 45 km, (c) 90 km, (d) 235 km y (e) 450 km.



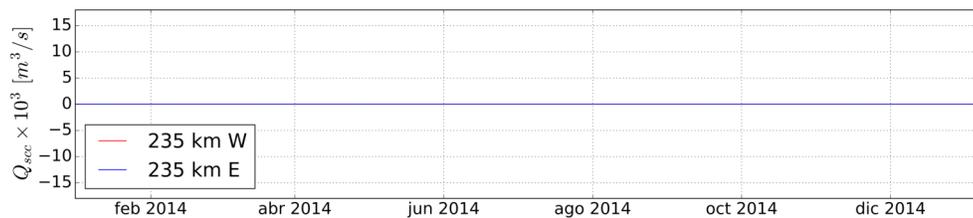
(a) 15 km



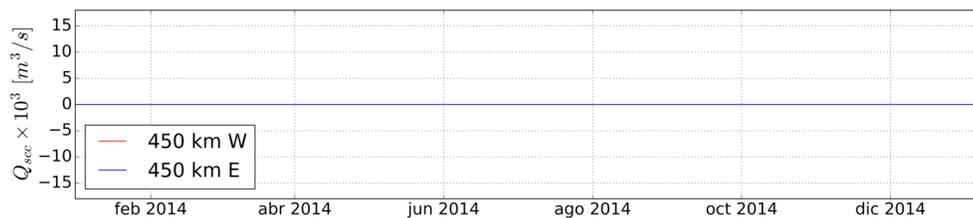
(b) 45 km



(c) 90 km



(d) 235 km



(e) 450 km

Figura 4.6: Transporte de agua salobre a lo largo de la costa al lado este y oeste de la desembocadura a: (a) 15 km, (b) 45 km, (c) 90 km, (d) 235 km y (e) 450 km.

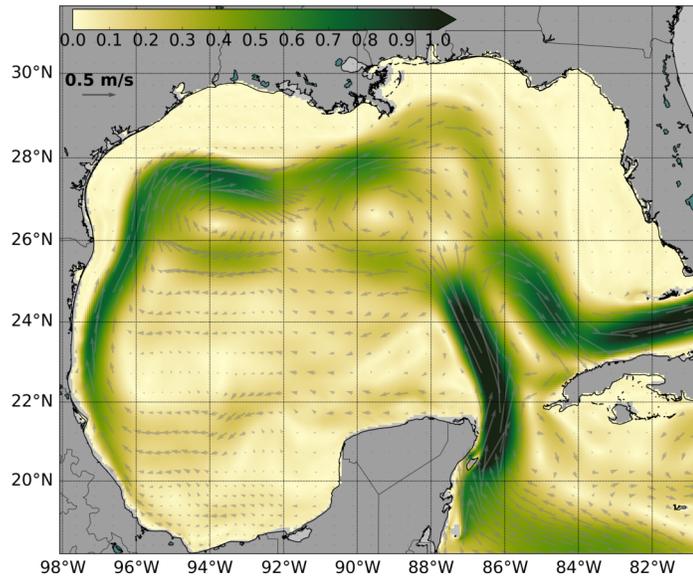


Figura 4.7: Mapa del promedio anual de la magnitud de la velocidad representada por la barra de color y las flechas corresponden a los vectores de la velocidad promedio del año 2014.

La Figura 4.7 muestra el promedio anual del campo de velocidades del GoM, y su magnitud. Cabe mencionar que las corrientes promedio en la región de la desembocadura del río Coatzacoalcos y en la plataforma de Campeche son débiles, mientras que en la TAVE las corrientes se intensifican en el norte en dirección noroeste. Además, algunos otros fenómenos característicos del GoM son observados, como los remolinos anticiclónicos en el norte y la Corriente de Lazo al este del GoM.

Durante el año simulado, las corrientes dominantes en la TAVE favorecen que el transporte dominante fuese costa arriba (dirección oeste), algo que también es reportado en el artículo de Zavala-Hidalgo *et al.* (2003b), donde describen que las corrientes costeras promedio de 7 años favorecen el transporte en la TAVE en la misma dirección del GoM (costa arriba).

Máximo de concentración mensual

El máximo de concentración permite visualizar la distribución espacial de la concentración del trazador. En las Figuras 4.8 y 4.9 se observa la distribución mensual del máximo valor del trazador pasivo a lo largo del año 2014. La escala en estas imágenes es logarítmica permitiendo identificar la concentración por órdenes de magnitud. La concentración, aún cuando es baja, se extiende desde la desembocadura del río Coatzacoalcos hasta cubrir prácticamente todo el GoM. También, se observan fenóme-

nos característicos de la dinámica del GoM, como son los remolinos desprendidos de la Corriente de Lazo y su transición de jóvenes a decadentes. Por ejemplo, en las Figuras 4.8b, 4.8c y 4.9e se observan algunos remolinos anticiclónicos en el GoM, que son detectados como consecuencia del flujo divergente que éstos generan. Este flujo de los remolinos anticiclónicos impide que las partículas trazadoras pasivas ingresen dentro del remolino. Durante marzo (Fig. 4.8c) se observa el desprendimiento de un remolino joven de la Corriente de Lazo. Durante septiembre (Fig. 4.9c) se observa la transición de los remolinos anticiclónicos jóvenes a decadentes. Éstos se pueden identificar, ya que las partículas pasivas no ingresan al interior del remolino.

En la región cercana al río Coatzacoalcos se encuentran concentraciones superiores al 10 % de la concentración inicial, mientras que aproximadamente 0.1 % llegan hasta la desembocadura del río Mississippi en aproximadamente 7 meses. En los meses de enero y febrero (Figs. 4.8a y 4.8b) se observa que las partículas trazadoras se dispersan hacia el interior del GoM. Durante marzo y hasta agosto, la dispersión de las partículas es en dirección oeste, como se observa en las gráficas 4.8c - 4.9b. Particularmente, en los meses de julio y agosto, la dispersión de partículas se repliega a lo largo de la costa en dirección oeste como se observa en las gráficas 4.9a y 4.9b. A finales de año, durante los meses de septiembre a diciembre, en las Figuras 4.9c, 4.9d, 4.9e y 4.9f, se observa un incremento en la dispersión de trazadores pasivos en dirección este de la desembocadura del río Coatzacoalcos, distribuyéndose a lo largo de toda la región de Veracruz, Veracruz - Ciudad del Carmen, Campeche.

La dispersión de las partículas pasivas a inicio del año, es una consecuencia de la región de confluencia entre las corrientes de la TAVE y de la plataforma de Campeche. Ya que la descarga del río queda confinada entre la corriente descendente de la TAVE y la corriente ascendente de la plataforma de Campeche (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2003b). Para marzo y hasta junio, las corrientes costeras se incrementan gradualmente en dirección oeste y los vientos en dirección noroeste, explicando la dispersión dominante en dirección oeste, observado en las gráficas 4.8c - 4.8f. Por otra parte, durante los meses de julio y agosto existe una intensificación de los vientos al oeste, el cual favorece que el trazador pasivo se repliegue a lo largo de la costa. A partir de septiembre los vientos en la región de la desembocadura cambian en dirección suroeste y su intensidad desciende, permaneciendo así hasta marzo (Fig.4.9c - Fig.4.9f), y por lo tanto, la dispersión de las partículas es en dirección este. La confluencia de las corrientes aunado a los vientos en la región del río Coatzacoalcos explican porque el transporte de partículas pasivas se distribuye a lo largo de toda la región de Veracruz, Veracruz-Ciudad del Carmen, Campeche durante los meses de octubre, noviembre y diciembre (Figs. 4.9d, 4.9e y 4.9f). El cambio de

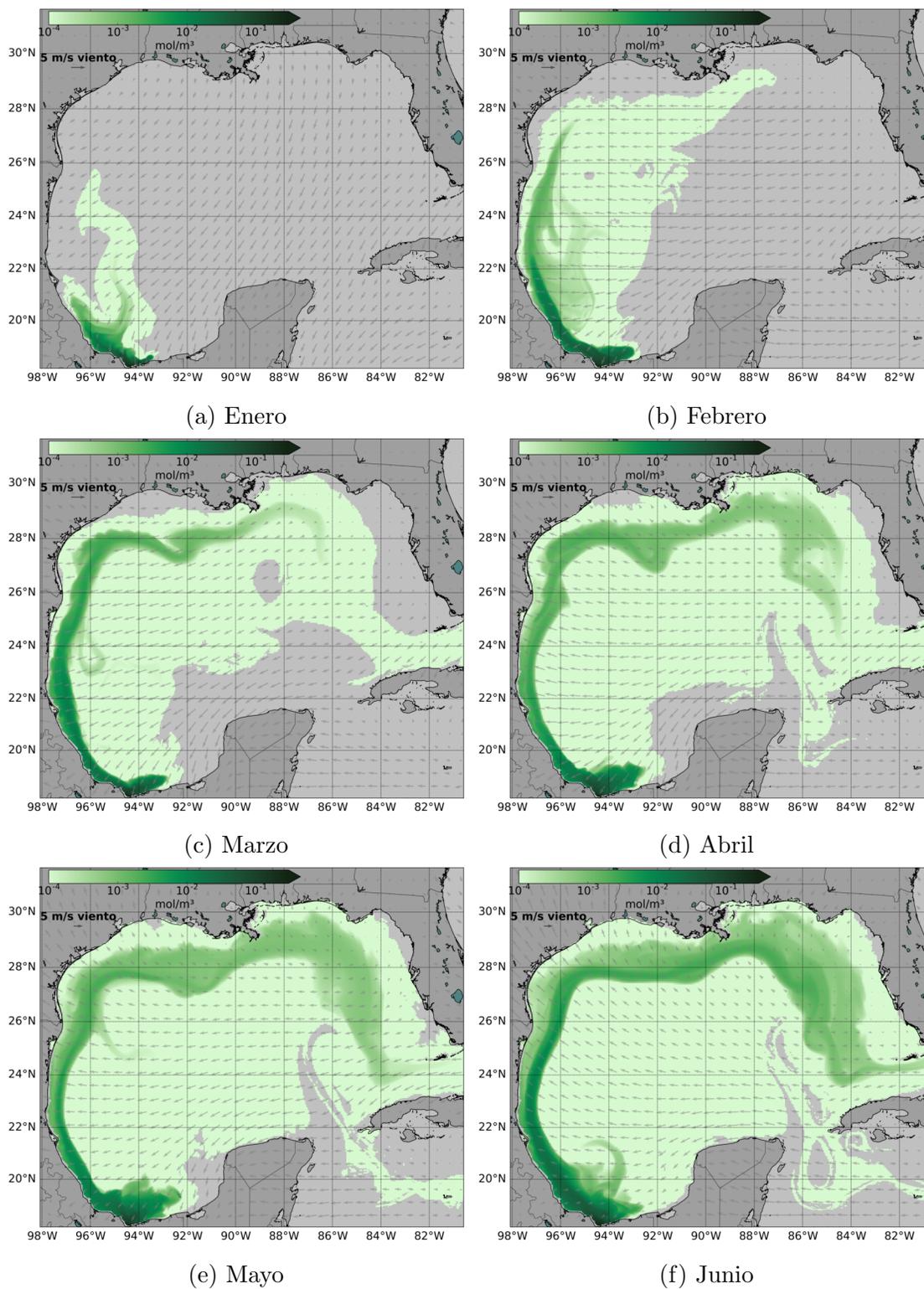


Figura 4.8: Concentración máxima mensual a 2.5m de profundidad en escala logarítmica y promedio mensual del viento.

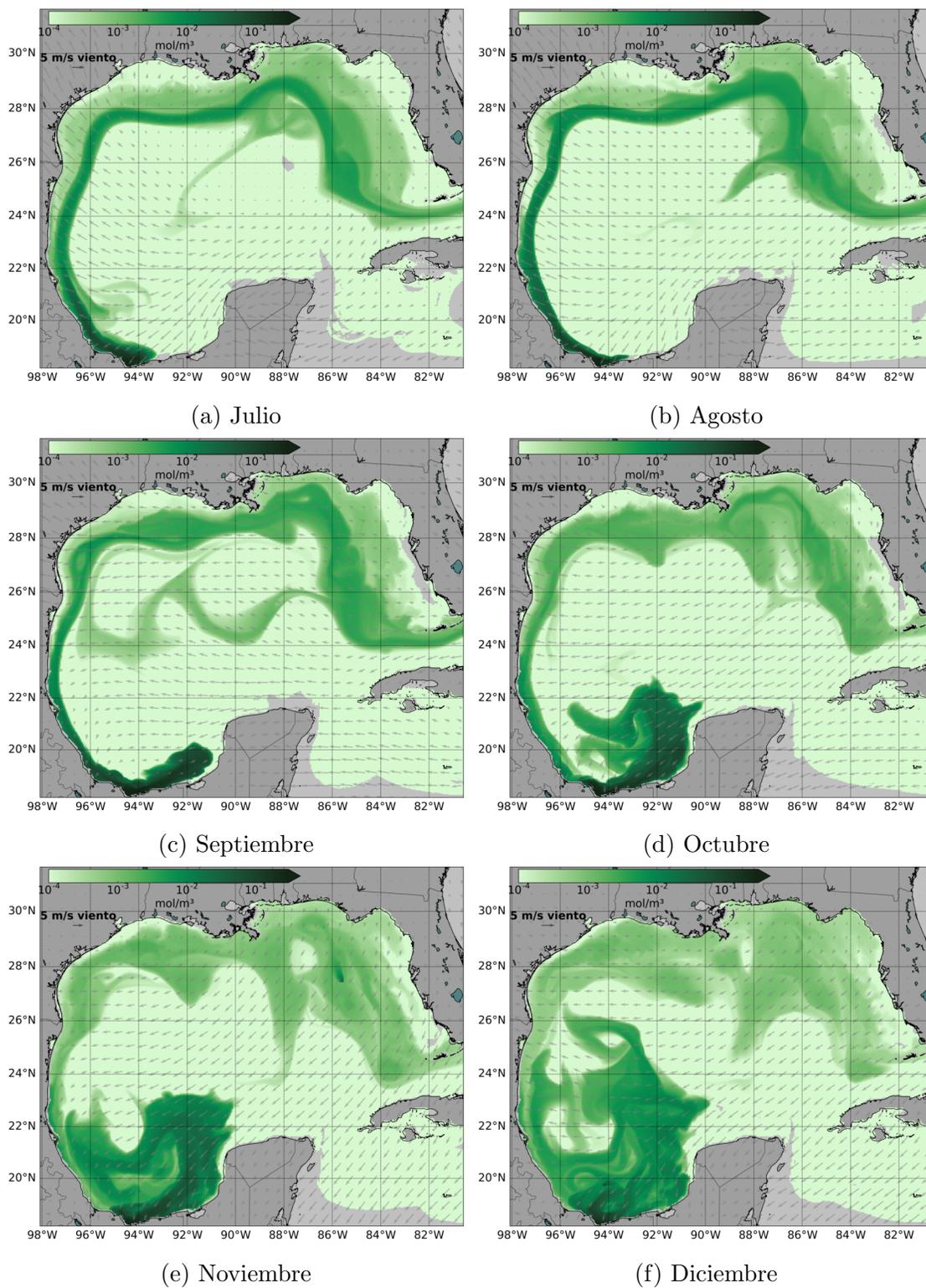


Figura 4.9: Concentración máxima mensual a 2.5m de profundidad en escala logarítmica y promedio mensual del viento.

dirección del transporte, a partir del mes de septiembre hasta el mes de diciembre, cubre una extensión de aproximadamente $230,000 \text{ km}^2$ del GoM, es decir, el 15.6 % de la superficie del GoM, en la cual existe una concentración superior de al menos el 1 %.

El máximo de concentración anual se observa en la gráfica 4.10, la cual se destaca que toda la región de Coatzacoalcos está influenciada con al menos el 1 % de la concentración inicial del río, mientras que la concentración del 0.1 % se extiende por toda la costa oeste del GoM, concentraciones menores a éstas cubren todo el Golfo. Al igual que en las gráficas anteriormente descritas, la dinámica de la dispersión es una consecuencia de la interacción de los vientos y las corrientes durante el año 2014.

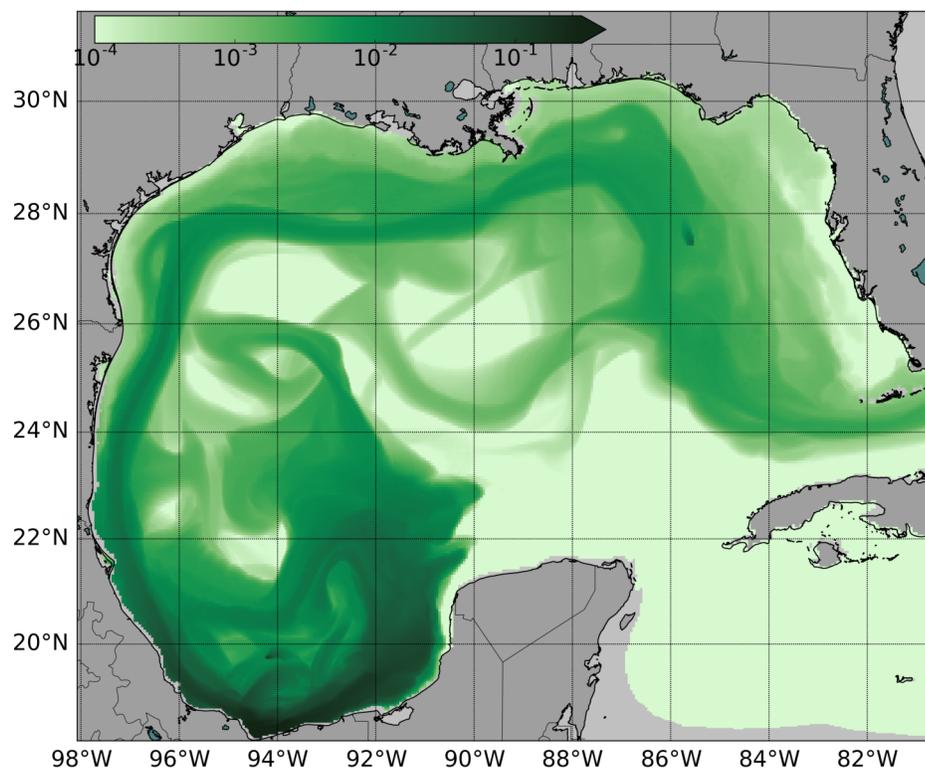


Figura 4.10: Máximo de concentración durante el año 2014 (escala logarítmica).

Tiempo de arribo del contaminante

Con la finalidad de comprender el impacto de la dispersión de un contaminante hipotético descargado por el río Coatzacoalcos en el GoM, se realizaron estimaciones del tiempo que le tomaría arribar al trazador pasivo a determinadas localidades. Los tiempos de arribo para las concentraciones de 0.1 %, 1 % y 10 % en las localidades: Canal de Florida, Río Mississippi, Frontera México - Estados Unidos, Tampico, Tuxpan, Cd. del Carmen, Campeche y Progreso se muestran en la tabla 4.2. En Veracruz, Veracruz

que está ubicada a aproximadamente 230 km al oeste de la desembocadura del río, el trazador pasivo arribó a esta localidad a los 14, 16 y 222 días con una concentración de al menos el 0.1 %, 1 % y 10 % respectivamente. Mientras que a la localidad de la Ciudad del Carmen, ubicada a 280 km al este del río Coatzacoalcos, el trazador arribó a los 262, 263 y 266 días.

La diferencia entre el tiempo de arribo a la localidad de Veracruz y la Ciudad de Carmen, fue debido a la dinámica de las corrientes y los vientos al inicio de la simulación, por lo tanto, es de esperar que los valores de la Tabla. 4.2 varíen, dependiendo de la época en que se inicie la simulación. Debido a que la simulación se inició el 1 de enero del 2014 y la dinámica de los vientos y corrientes en esta época son en dirección oeste, a la primera localidad que arribó el trazador fue la ciudad de Veracruz, Veracruz. Mientras que a la Ciudad del Carmen, ubicada a una distancia similar de la desembocadura tardó varios meses más, ya que hasta septiembre la descarga del río es transportada principalmente en dirección este. Si el modelo se configurara para iniciar a mediados de septiembre se esperaría una reducción del tiempo de arribo en las localidades ubicadas al este de la desembocadura, es decir si existiera una descarga peligrosa en septiembre, ésta alcanzaría más rápido las localidades al este.

Las Figuras 4.12, 4.13 y 4.14 muestran el tiempo que tardó al trazador pasivo en dispersarse con al menos una concentración de 10 %, 1 % y 0.1 %. La Figura 4.12 muestra el tiempo en que arribó el 10 % del contaminante. La región que cubre una concentración de al menos el 10 % es de aproximadamente 16,000 km^2 . Ésta es la zona más afectada a lo largo de la simulación del año de 2014, debido a que tuvo la presencia de al menos el 10 % de la concentración inicial. En caso de una descarga continua de nitrógeno y fósforo antropogénico o derrame de un contaminante en el río Coatzacoalcos se recomienda estudiar esta región ya que sería posible identificar zonas de hipoxia o el impacto sobre el ecosistema marino y las poblaciones cercanas a la costa en esta región. La Figura 4.13 muestra el tiempo de dispersión de las partículas con concentración del 1 % la cual cubre un área de 152,000 km^2 aproximadamente el 10 % de la superficie del GoM. Finalmente, la Figura 4.14 cubre un área de 656,000 km^2 aproximadamente el 45 % de la superficie del GoM.

La simulación de los trazadores pasivos a través del río Coatzacoalcos se puede extrapolar a la dispersión de contaminantes o derrames petroleros descargados en el cauce de este río. Accidentes de este tipo han ocurrido anteriormente. En 2004 Botello reportó un derrame petrolero de aproximadamente 5,000 barriles de crudo sobre el cauce del río Coatzacoalcos. En caso de que ocurra nuevamente un derrame puntual o continuo de algún contaminante en el río Coatzacoalcos, a través de los resultados observados en este trabajo, se podría esperar que la región afectada se extienda a lo largo de la costa desde Veracruz, Veracruz, hasta la Ciudad del Carmen, Campeche. Dependiendo del

contaminante descargado al río Coatzacoalcos, éste podría presentar niveles mayores a los límites permitidos por la SEMARNAT (1994), afectando a las poblaciones que viven en la costa y a los ecosistemas marinos. Esto debido a que en el año de simulación, en esta región se registraron concentraciones superiores a $0.1 \text{ mol}/\text{m}^3$, equivalentes al 10 % de la concentración aportada por el río Coatzacoalcos (Fig.4.10 y Fig.4.12).

Tabla 4.2: Tiempos de arribo en días de las partículas pasivas a diversas localidades costeras (Fig. 4.11).

Localidad	Tiempo de arribo en días para concentraciones de:		
	0.1 %	1 %	10 %
Florida	200.6	—	—
Missisipi	156.5	—	—
Frontera de México-EUA	58.5	217.6	—
Tampico	41.2	59.1	—
Tuxpan	30.6	55.5	—
Veracruz	14.8	16.2	222.0
Ciudad del Carmen	262.3	263.8	266.6
Campeche	273.8	274.5	—
Progreso	—	—	—

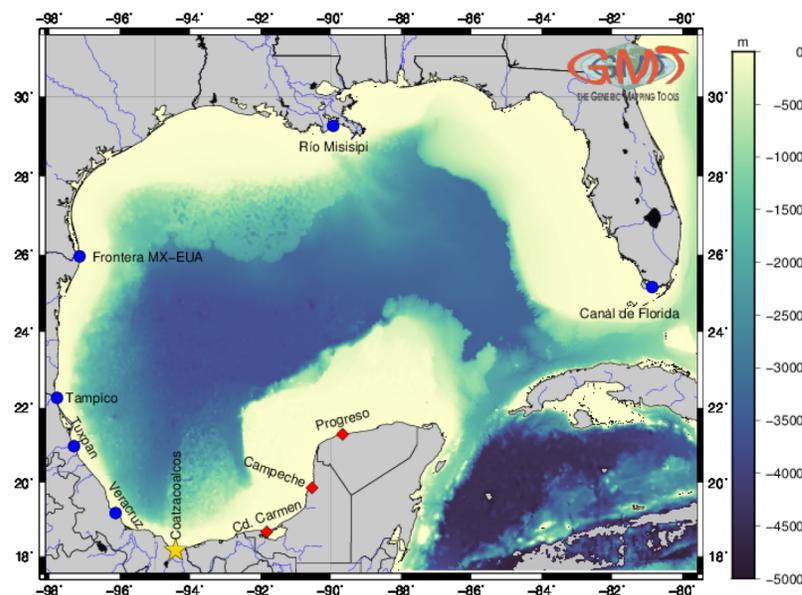


Figura 4.11: Localidades en las cuales se calculó el tiempo de arribo de las partículas trazadoras pasivas.

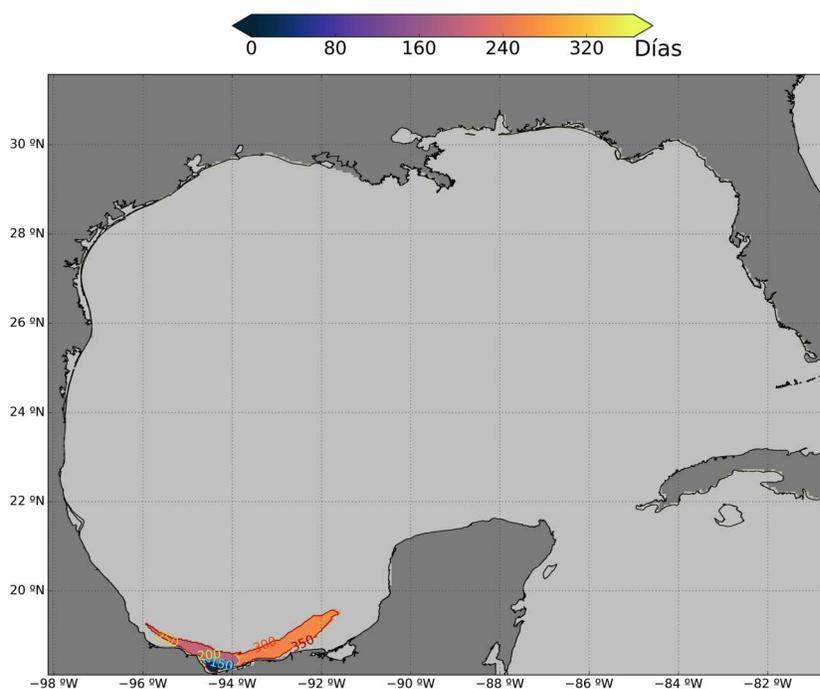


Figura 4.12: Tiempo de arribo del contaminante en días a 2.5m de profundidad con concentración superior al 10% de la concentración inicial ($1 \frac{mol}{m^3}$).

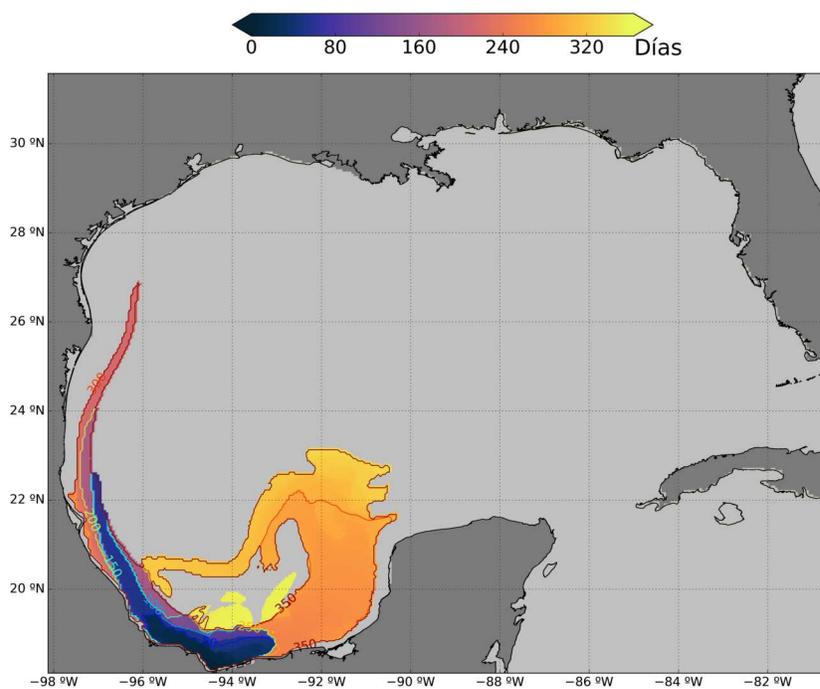


Figura 4.13: Tiempo de arribo del contaminante en días a 2.5m de profundidad con concentración superior al 1% de la concentración inicial ($1 \frac{mol}{m^3}$).

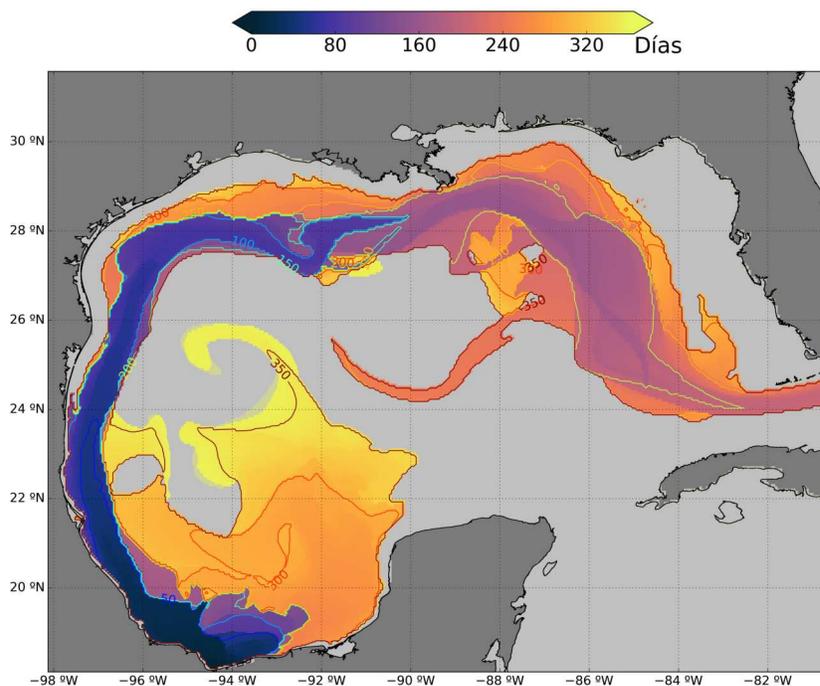


Figura 4.14: Tiempo de arribo del contaminante en días a 2.5m de profundidad con concentración superior al 0.1% de la concentración inicial ($1 \frac{mol}{m^3}$).

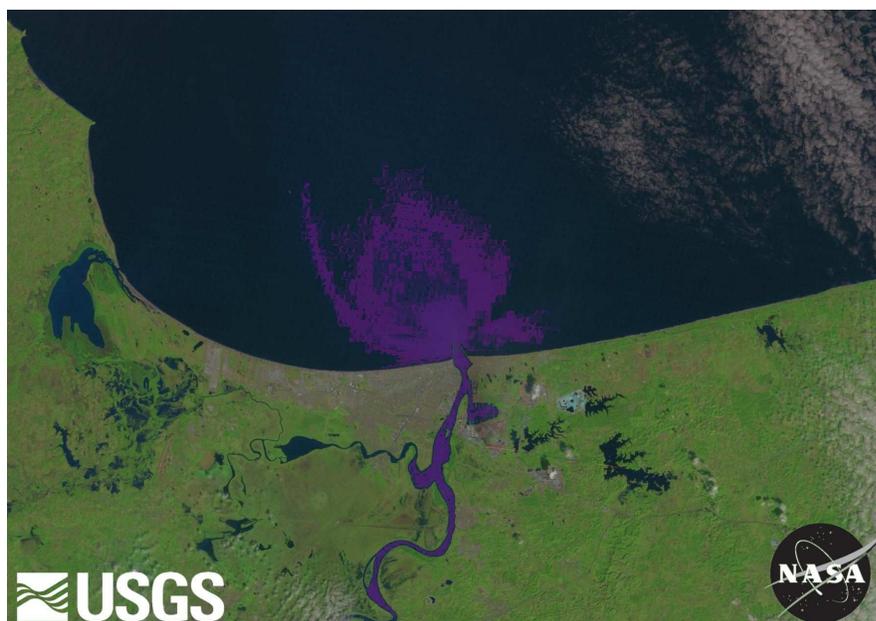


Figura 4.15: Imagen satelital de la desembocadura del río Coatzacoalcos (Fecha de adquisición: 11/08/2016), a la cual, se le realizó un filtro en color verde, permitiendo destacar la descarga fluvial en color violeta.

Las imágenes satelitales son una herramienta fundamental en el estudio de las des-

cargas fluviales. Por ejemplo, en la imagen de satélite, en la figura 4.15 adquirida el 11/08/2016, a la cual se le realizó un filtro de colores verdes, resaltando la descarga del río Coatzacoalcos y su dispersión en el GoM. En esta figura, se observa que la dispersión de la descarga del río Coatzacoalcos en el GoM es tanto en dirección oeste, como al este de la desembocadura.

Validación del modelo

Con el fin de validar el modelo, las salidas se compararon con datos de satélites y boyas meteoceánicas en el GoM. La validación a partir de la comparación del modelo con datos satelitales es cualitativa de los resultados obtenidos, mostrando que el modelo resuelve y representa correctamente la dinámica del GoM. En la Figura 4.16 se muestran los promedios mensuales del nivel superficial oceánico del año 2014. La comparación entre el modelo y los datos de satélite revelaron similitudes consistentes entre el nivel superficial oceánico del modelo y los datos de altimetría. En los primeros meses el nivel de mar es parecido como consecuencia de las condiciones iniciales impuestas en el modelo (Fig.4.16b). Conforme transcurren los meses (Fig.4.16d - Fig.4.16f), la similitud entre los datos satelitales y la simulación disminuye; esto se asocia a que el modelo y sus parametrizaciones no son suficientes para resolver la complejidad de los procesos oceánicos y atmosféricos. A pesar de esto, cualitativamente, el modelo representa a la Corriente de Lazo de forma congruente con lo observado en los satélites. Esto se confirmó ya que tanto en la simulación como en los datos satelitales, se observan la evolución de los remolinos en el GoM y el mismo número de desprendimientos de la Corriente de Lazo (dos desprendimientos). Los desprendimientos de la CL en los datos satelitales y la simulación presentaron diferentes frecuencias y fueron en distintas épocas del año; esto se debe a que los mecanismos de desprendimiento son complejos y al no presentar un ciclo anual, la simulación no puede representar la realidad (Oey *et al.*, 2005). Sin embargo, el modelo es capaz de resolver en base a su dinámica los desprendimientos de la CL.

La validación cuantitativa se llevo a cabo comparando las boyas de la NOAA con el modelo. Las boyas “42002” y “42055” están ubicadas en el norte y sur-este del GoM respectivamente. En la columna izquierda de la Figura 4.17 se graficó la serie de tiempo anual de temperatura superficial de las boyas representadas en color rojo y del modelo en color azul. En el lado derecho de la misma figura, se compararon la temperatura de las boyas (eje Y) con la temperatura del modelo (eje X), permitiendo observar la relación entre ellas.

En general, en las gráficas 4.17 (A) y (B) se observa que la configuración del modelo MITgcm permitió simular la temperatura superficial del GoM. En estas gráficas se observa una adecuada simulación de la variación estacional y anual.

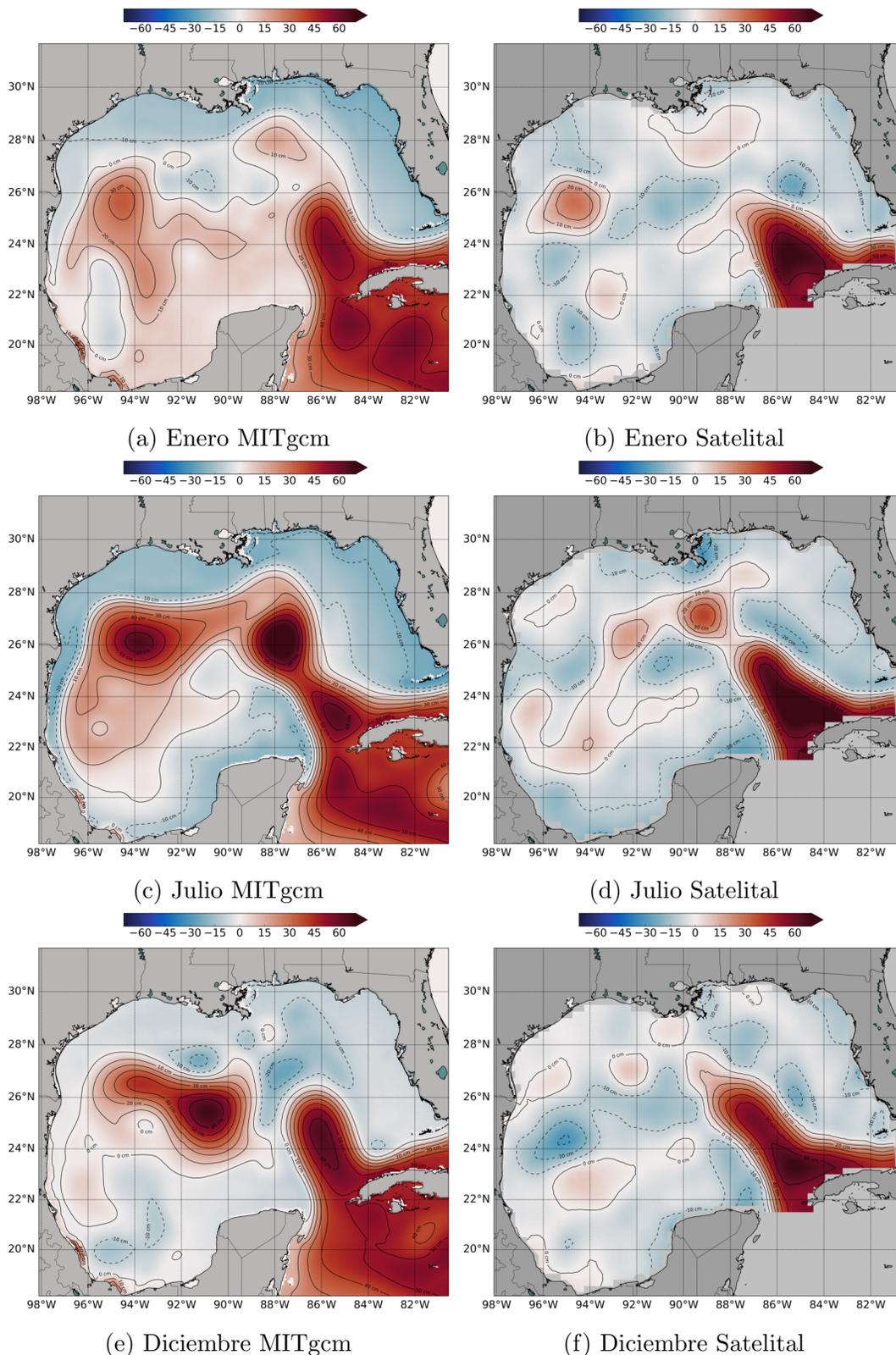


Figura 4.16: Mapas de promedios mensuales de elevación media del mar. Comparación entre la simulación numérica (columna izquierda) y las observaciones satelitales (columna derecha) de altimetría del GoM para el año 2014.

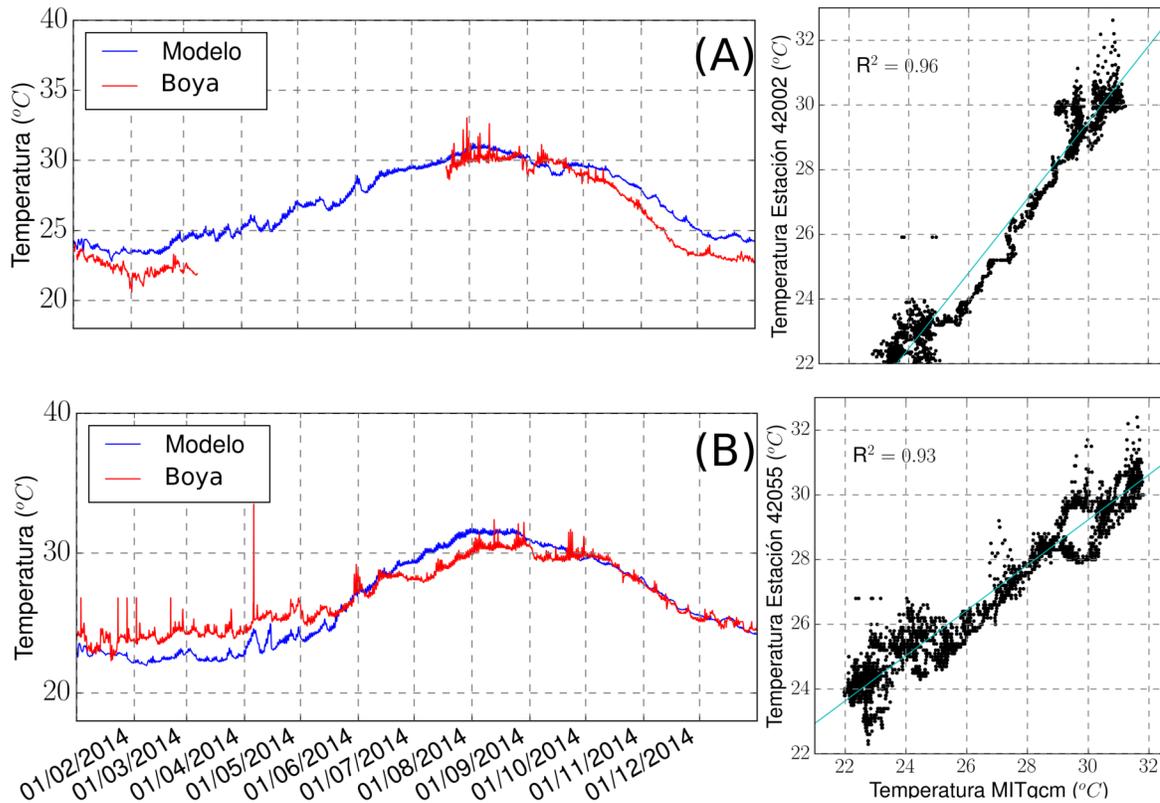


Figura 4.17: Comparación de la temperatura superficial del GoM entre las boyas 42002 (A) y 42055 (B) y el modelo. Columna izquierda: variabilidad anual de la temperatura correspondiente al modelo y las boyas meteoceánicas. Columna derecha: Ajuste lineal entre la temperatura de las boyas y el modelo.

La regresión lineal realizada entre los datos de las boyas y la temperatura del modelo observado en la columna derecha de la Figura 4.17, muestra una elevada correlación entre las observaciones y el modelo. El coeficiente de correlación, R^2 , para la boya “42002” fue de 0.96 y en la boya “42055” de 0.93. Por lo tanto, los datos de la NOAA y los resultados de la simulación son comparables, además el modelo simula adecuadamente el ciclo anual y la dinámica del GoM.

Oscilaciones inerciales

Para comprobar que el modelo representa adecuadamente los efectos de la rotación de la Tierra se calcularon las oscilaciones inerciales a partir de los datos de salida del modelo. En las estaciones sintéticas (Fig.3.6) se graficaron las componentes de velocidad del modelo MITgcm durante el período del 1 de enero de 2014 al 8 de febrero de

2014 seleccionado arbitrariamente. Para analizar las oscilaciones inerciales se calculó la transformada rápida de Fourier a cada una de las componentes de velocidad. En la Figura 4.18 se observan las componentes de velocidad y las frecuencias características encontradas en la velocidad, en líneas punteadas está representado el valor teórico de las oscilaciones calculado con la ecuación 3.13.

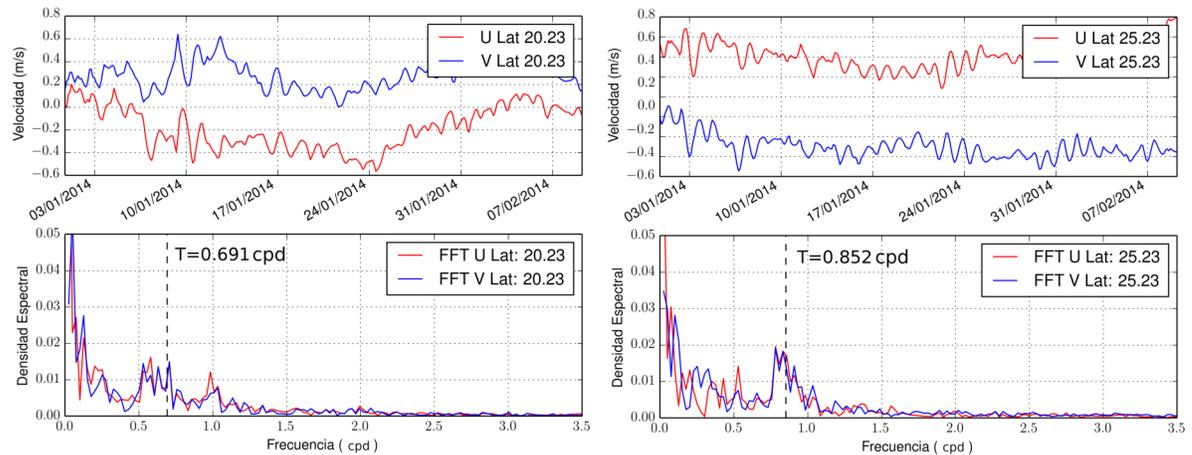


Figura 4.18: Componentes de velocidad, u y v, del modelo MITgcm y sus respectivos espectros. Las líneas punteadas representan el valor teórico de la oscilación inercial (Eq. 3.13).

En ambas estaciones, el valor teórico de la frecuencia inercial del modelo se aproxima a la calculada teóricamente. Por tal motivo, la configuración del modelo resuelve el efecto de la rotación de la Tierra y confirma que dentro del GoM existen este tipo de oscilaciones. Las diferencias entre el valor teórico y el valor obtenido a partir de la simulación pueden deberse a las simplificaciones realizadas para obtener el valor de las oscilaciones inerciales teóricas.

Capítulo 5

Conclusiones

Como se expuso en la introducción, las regiones costeras son de especial interés y son vulnerables a impactos antropogénicos. La falta de información del caudal y contaminantes transportados por el agua del río Coatzacoalcos en la región de la desembocadura hacen que la simulación realizada en este trabajo sea un primer acercamiento al problema de la dispersión de contaminantes.

Los resultados en esta tesis demuestran que la descarga del río Coatzacoalcos se puede considerar como una descarga atrapada a la superficie y su transporte está dominado por las corrientes costeras en combinación con los vientos. Por lo tanto, sus variaciones anuales tienen un efecto fundamental en el transporte de partículas trazadoras pasivas y agua dulce asociada a la descarga. En conclusión, es posible utilizar esta simulación como un *proxy* para el estudio de la dispersión de contaminantes en el GoM.

Se identificaron diversos eventos de dispersión de las partículas, siendo los más característicos, el cambio en la dirección del transporte del oeste al este a partir del mes de septiembre. También es notorio el efecto de los frentes fríos y tormentas tropicales que aumentaron la dispersión del trazador pasivo. El cambio de transporte a lo largo de año permitió identificar la influencia de los vientos, siendo éstos capaces de modificar la dinámica de la dispersión de la descarga y por lo tanto, también lo es para el transporte de contaminantes.

A partir de esta simulación, una concentración superior al 10% puede representar el área que presentaría mas daños ecológicos (Hipoxia) y mayores afectaciones a los ecosistemas marinos y a las poblaciones humanas cercanas a la costa. Esta área es de aproximadamente $16,000 \text{ km}^2$ y se encuentra ubicada entre las ciudades de Veracruz, Veracruz y Ciudad del Carmen, Campeche.

Los estudios asociados a impactos ecológicos en esta zona son escasos, por lo tanto se considera necesario estudios futuros sobre del impacto del transporte de contaminantes descargados por los ríos más caudalosos de México, como el río Coatzacoalcos, debido al daño ecológico y ambiental que representaría la descarga de contaminantes, además de

sus repercusiones en las poblaciones y los ecosistemas. En particular, la contaminación de la región entre las ciudades de Veracruz, Veracruz y Ciudad del Carmen, Campeche podría afectar las pesquerías y el turismo en la región.

Finalmente, se mostró que la configuración del modelo utilizada en la simulación de la dispersión y dinámica de la descarga fluvial del río Coatzacoalcos en el GoM se reprodujo satisfactoriamente. Las salidas obtenidas de temperatura y nivel del mar concuerdan con lo observado en las boyas meteoceánicas y los satélites, respectivamente.

Trabajo a futuro

Como se mencionó anteriormente, la dispersión de las descargas fluviales están fuertemente dominadas por forzamientos atmosféricos, corrientes costeras y mareas. Estas últimas no se implementaron en la simulación del presente trabajo y por tal motivo es fundamental incluirla en futuros estudios.

La concentración utilizada en este estudio se decidió de forma arbitraria, con un valor de $1 \text{ mol}/\text{m}^3$ permitiendo facilitar la comprensión e impacto directo sobre el GoM, sin embargo, es necesario implementar el modelo con una concentración real de algún contaminante, además de considerar su interacción química y/o decaimiento en el océano.

Por último, es fundamental incluir la descarga del río Grijalva, ya que es el río mexicano con mayor caudal. Para ello, será necesario mejorar la resolución de la desembocadura a $1/100$ de grado.

Bibliografía

- Adcroft, A., Campin, J.-M., Dutkiewicz, S., Evangelinos, C., Ferreira, D., Forget, G., Fox-Kemper, B., Heimbach, P., Hill, C., Hill, E., Hill, H., Jahn, O., Losch, M., Marshall, J., Maze, G., Menemenlis, D., y Molod, A. (2016). *MITgcm User Manual*.
- Amezcuca, F. y Bellgraph, B. (2014). *Fisheries Management of Mexican and Central American Estuaries*. Estuaries of the World. Springer Netherlands.
- Armendáriz, C. R., Marante, R. Á., y de la Torre, A. H. (2006). Hidrocarburos aromáticos policíclicos (haps) en productos de la pesca: revisión.
- Athié, G., Sheinbaum, J., Leben, R., Ochoa, J., Shannon, M. R., y Candela, J. (2015). Interannual variability in the yucatan channel flow. *Geophysical Research Letters*, 42(5):1496–1503.
- Azuz Adeath, I. y Rivera Arriaga, E. (2007). Estimación del crecimiento poblacional para los estados costeros de México. *Papeles de población*, 13:187 – 211.
- Bianchi, T., Allison, M., y Cai, W. (2014). *Biogeochemical Dynamics at Major River-Coastal Interfaces: Linkages with Global Change*. Biogeochemical Dynamics at Major River-coastal Interfaces: Linkages with Global Change. Cambridge University Press.
- Bianchi, T., DiMarco, S., Jr., J. C., Hetland, R., Chapman, P., Day, J., y Allison, M. (2010). The science of hypoxia in the northern gulf of mexico: A review. *Science of The Total Environment*, 408(7):1471 – 1484.
- Blake, A. (2005). The next generation of pops: Pbdes and lindane. *Keep the Promise, Eliminate POPs Report. IPEN*.
- Blumberg, A. F. y Mellor, G. L. (1983). Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the south atlantic bight. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 88(C8):4579–4592.

- Botello, A. (2005). *Golfo de México: contaminación e impacto ambiental : diagnóstico y tendencias*. Universidad Autónoma de Campeche, Centro de Ecología, Pesquerías y Oceanografía del Golfo de México.
- Botello, A.V., R. v. O. J. B. J. (2014). *Golfo de México: contaminación e impacto ambiental : diagnóstico y tendencias*. Universidad Autónoma de Campeche, Centro de Ecología, Pesquerías y Oceanografía del Golfo de México.
- Breitburg, D. L., Hondorp, D. W., Davias, L. A., y Diaz, R. J. (2009). Hypoxia, nitrogen, and fisheries: Integrating effects across local and global landscapes. *Annual Review of Marine Science*, 1(1):329–349. PMID: 21141040.
- Bremauntz, A. (2004). *Las sustancias tóxicas persistentes*. Ediciones Mundi-Prensa.
- Caso, M., Pisantry, I., y Ezcurra, E. (2004). *Diagnóstico ambiental del Golfo de México*. Number v. 1 in Diagnóstico ambiental del Golfo de México. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales.
- Chao, S.-Y. y Boicourt, W. C. (1986). Onset of estuarine plumes. *Journal of Physical Oceanography*, 16(12):2137–2149.
- Choi, B.-J. y Wilkin, J. L. (2007). The effect of wind on the dispersal of the hudson river plume. *Journal of Physical Oceanography*, 37(7):1878–1897.
- Cole, K. L. y Hetland, R. D. (2016). The effects of rotation and river discharge on net mixing in small-mouth kelvin number plumes. *Journal of Physical Oceanography*, 46(5):1421–1436.
- CONAGUA (2012). Atlas digital del agua México 2012. sist. nac. inf. del agua.
- Diaz, R. y Rosenberg, R. (1996). Marine benthic hypoxia: a review of its ecological effects and the behavioural responses of benthic macrofauna. *Oceanographic Literature Review*, 12(43):1250.
- Diaz, R. J. (2001). Overview of hypoxia around the world. *Journal of environmental quality*, 30(2):275–281.
- Espinosa-Reyes, G., Ilizaliturri-Hernández, C. A., González-Mille, D. J., Martínez, F. D.-B., y Mejía-Saavedra, J. (2012). *Exposure assessment to persistent organic pollutants in wildlife: the case study of coatzaacoalcos, Veracruz, Mexico*. INTECH Open Access Publisher.

- Fagherazzi, S., Edmonds, D. A., Nardin, W., Leonardi, N., Canestrelli, A., Falcini, F., Jerolmack, D. J., Mariotti, G., Rowland, J. C., y Slingerland, R. L. (2015). Dynamics of river mouth deposits. *Reviews of Geophysics*, 53(3):642–672. 2014RG000451.
- Fiedler, P. C. y Laurs, R. M. (1990). Variability of the columbia river plume observed in visible and infrared satellite imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 11(6):999–1010.
- Fong, D. A. y Geyer, W. R. (2001). Response of a river plume during an upwelling favorable wind event. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 106(C1):1067–1084.
- Fry, B., Justić, D., Riekenberg, P., Swenson, E. M., Turner, R. E., Wang, L., Pride, L., Rabalais, N. N., Kurtz, J. C., Lehrter, J. C., Murrell, M. C., Shadwick, E. H., y Boyd, B. (2014). Carbon dynamics on the louisiana continental shelf and cross-shelf feeding of hypoxia. *Estuaries and Coasts*, 38(3):703–721.
- Gan, J., Li, L., Wang, D., y Guo, X. (2009). Interaction of a river plume with coastal upwelling in the northeastern south china sea. *Continental Shelf Research*, 29(4):728 – 740.
- Garvine, R. W. y Monk, J. D. (1974). Frontal structure of a river plume. *Journal of Geophysical Research*, 79(15):2251–2259.
- GCOOS (2015). Sea surface height. <http://gcoos.org/products/index.php/model-resources/ssha/>. Sea Surface Height.
- Griffiths, R. W. (1986). Gravity currents in rotating systems. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 18(1):59–89.
- Harms, I., Karcher, M., y Dethleff, D. (2000). Modelling siberian river runoff — implications for contaminant transport in the arctic ocean. *Journal of Marine Systems*, 27(1–3):95 – 115. Hydrodynamical and Ecosystem Processes in Ice-covered Seas of the.
- Hetland, R. D. (2005). Relating river plume structure to vertical mixing. *Journal of Physical Oceanography*, 35(9):1667–1688.
- Horner-Devine, A. R., Hetland, R. D., y MacDonald, D. G. (2015). Mixing and transport in coastal river plumes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 47:569–594.

- Howarth, R. W., Billen, G., Swaney, D., Townsend, A., Jaworski, N., Lajtha, K., Downing, J. A., Elmgren, R., Caraco, N., Jordan, T., Berendse, F., Freney, J., Kudeyarov, V., Murdoch, P., y Zhao-Liang, Z. (1996). *Nitrogen Cycling in the North Atlantic Ocean and its Watersheds*, chapter Regional nitrogen budgets and riverine N & P fluxes for the drainages to the North Atlantic Ocean: Natural and human influences, pages 75–139. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Hurlburt, H. E. y Thompson, J. D. (1980). A numerical study of loop current intrusions and eddy shedding. *Journal of Physical Oceanography*, 10(10):1611–1651.
- Islam, M. S. y Tanaka, M. (2004). Impacts of pollution on coastal and marine ecosystems including coastal and marine fisheries and approach for management: a review and synthesis. *Marine Pollution Bulletin*, 48(7–8):624 – 649.
- Janin, H. y Mandia, S. (2012). *Rising Sea Levels: An Introduction to Cause and Impact*. McFarland, Incorporated Publishers.
- Jickells, T. D. (1998). Nutrient biogeochemistry of the coastal zone. *Science*, 281(5374):217–222.
- Jones, G. R., Nash, J. D., Doneker, R. L., y Jirka, G. H. (2007). Buoyant surface discharges into water bodies. i: Flow classification and prediction methodology. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(9):1010 – 1020.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., *et al.* (1996). The ncep/ncar 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, 77(3):437–471.
- Kourafalou, V. H., Oey, L.-Y., Wang, J. D., y Lee, T. N. (1996). The fate of river discharge on the continental shelf: 1. modeling the river plume and the inner shelf coastal current. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C2):3415–3434.
- Lai, Z., Ma, R., Huang, M., Chen, C., Chen, Y., Xie, C., y Beardsley, R. C. (2016). Downwelling wind, tides, and estuarine plume dynamics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(6):4245–4263.
- Le, C., Lehrter, J. C., Hu, C., y Obenour, D. R. (2016). Satellite-based empirical models linking river plume dynamics with hypoxic area and volume. *Geophysical Research Letters*.
- Lewis, J. K. (1992). The physics of the gulf of mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C2):2141–2142.

- Li, M. y Rong, Z. (2012). Effects of tides on freshwater and volume transports in the changjiang river plume. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C6):n/a–n/a. C06027.
- Lohrenz, S. E., Redalje, D. G., Cai, W.-J., Acker, J., y Dagg, M. (2008). A retrospective analysis of nutrients and phytoplankton productivity in the mississippi river plume. *Continental Shelf Research*, 28(12):1466 – 1475. Coastal Ecosystem Responses to Changing Nutrient Inputs from Large Temperate and Subtropical Rivers.
- Manjarrez, J. L. B. (1999). *Evaluacion espacial y temporal de metales pesados en la parte baja del Rio Coatzacoalcos*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Marshall, J., Adcroft, A., Hill, C., Perelman, L., y Heisey, C. (1997a). A finite-volume, incompressible navier stokes model for studies of the ocean on parallel computers. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C3):5753–5766.
- Marshall, J., Hill, C., Perelman, L., y Adcroft, A. (1997b). Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modeling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C3):5733–5752.
- McEwan, R. (2013). Interdisciplinary study of hydrodynamic and biogeochemical processes of a large-scale river plume.
- Milliman, J. D. y Farnsworth, K. L. (2011). *River Discharge to the Coastal Ocean*. Cambridge University Press. Cambridge Books Online.
- Milliman, J. D. y Meade, R. H. (1983). World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology*, 91(1):1–21.
- Morales-Mora, M. A., Rodríguez-Pérez, B., Martínez-Delgadillo, S. A., Rosa-Domínguez, E., y Nolasco-Hipólito, C. (2014). Human and ecotoxicological impacts assessment from the mexican oil industry in the coatzacoalcos region, as revealed by the usetoxTM model. *Environmental Science and Pollution Research*, 21(16):9819–9831.
- Nagler, P. L., Glenn, E. P., y Hinojosa-Huerta, O. (2009). Synthesis of ground and remote sensing data for monitoring ecosystem functions in the colorado river delta, mexico. *Remote Sensing of Environment*, 113(7):1473 – 1485. Monitoring Protected Areas.
- Nixon, S. W. (1995). Coastal marine eutrophication: A definition, social causes, and future concerns. *Ophelia*, 41(1):199–219.

- NOAA (2015a). Ncep north american regional reanalysis: Narr. <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.narr.html>. Monolevel.
- NOAA, N. D. B. C. (2015b). Station 42002 (llnr 1405) - west gulf. http://www.ndbc.noaa.gov/station_page.php?station=42002.
- NOAA, N. D. B. C. (2015c). Station 42055 (llnr 1122) - bay of campeche. http://www.ndbc.noaa.gov/station_page.php?station=42055.
- Oey, L.-Y., Ezer, T., y Lee, H.-C. (2005). *Loop Current, Rings and Related Circulation in the Gulf of Mexico: A Review of Numerical Models and Future Challenges*, pages 31–56. American Geophysical Union.
- Oey, L.-Y. y Mellor, G. (1993). Subtidal variability of estuarine outflow, plume, and coastal current: A model study. *Journal of Physical Oceanography*, 23(1):164–171.
- Pedlosky, J. (2013). *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer New York.
- Periáñez, R. (2005). Modelling the transport of suspended particulate matter by the rhone river plume (france). implications for pollutant dispersion. *Environmental Pollution*, 133(2):351 – 364.
- Rabalais, N. N., Turner, R. E., y Wiseman, W. J. (2001). Hypoxia in the gulf of mexico. *Journal of Environmental Quality*, 30(2):320–329.
- Ramos-Musalem, A. K. (2013). *Estudio numérico de los forzamientos que generan la surgencia de Yucatán*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Rivas, D., Fuentes, O. V., y Ochoa, J. (2005). Topographic effects on the dynamics of gravity currents in a rotating system. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 39(3–4):227 – 249.
- Roberts, P., Salas, H., Reiff, F., Libhaber, M., Labbe, A., y Thomson, J. (2010). *Marine Wastewater Outfalls and Treatment Systems*. IWA Publishing.
- Robles, L. M. B. y Namihira-Santillán, P. E. (2015). El derrame de petróleo del 22 de diciembre de 2004 en la cuenca baja del río coatzacoalcos: Estudio de caso. *Golfo de México*, page 681.
- Ruiz-Fernández, A. C., Portela, J. M. B., Sericano, J. L., Sanchez-Cabeza, J.-A., Espinosa, L. F., Cardoso-Mohedano, J. G., Pérez-Bernal, L. H., y Tinoco, J. A. G. (2016). Coexisting sea-based and land-based sources of contamination by {PAHs} in the continental shelf sediments of coatzacoalcos river discharge area (Gulf of Mexico). *Chemosphere*, 144:591 – 598.

- Schiller, R. V., Kourafalou, V. H., Hogan, P., y Walker, N. D. (2011). The dynamics of the mississippi river plume: Impact of topography, wind and offshore forcing on the fate of plume waters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C6):n/a–n/a. C06029.
- Schulz, H. E., Simoes, A. L. A., y Lobosco, R. J. (2012). *Hydrodynamics - Natural Water Bodies*. InTech.
- SEMARNAT (1994). Norma oficial mexicana nom-001-ecol-1996, que establece los límites máximos permisibles de contaminantes en las descargas de aguas residuales en aguas y bienes nacionales. *Diario Oficial de la Federación*.
- Sharples, J., Middelburg, J. J., Fennel, K., y Jickells, T. D. (2017). What proportion of riverine nutrients reaches the open ocean? *Global Biogeochemical Cycles*, 31(1):39–58. 2016GB005483.
- Simpson, J. (1997a). *Gravity Currents: In the Environment and the Laboratory*. In the Environment and the Laboratory. Cambridge University Press.
- Simpson, J. (1997b). Physical processes in the {ROFI} regime. *Journal of Marine Systems*, 12(1–4):3 – 15.
- Simpson, J. H., Brown, J., Matthews, J., y Allen, G. (1990). Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification. *Estuaries*, 13(2):125–132.
- Stringer, R., Labunska, I., y Bridgen, K. (2001). Organochlorine and heavy metals contaminants in the environment around the complejo petroquímicos paharitos, coatzacoalcos, México. *Greenpeace, University of Exeter, Devon*.
- Sánchez-Guerra, M., Pelallo-Martínez, N., Díaz-Barriga, F., Rothenberg, S. J., Hernández-Cadena, L., Faugeron, S., Oropeza-Hernández, L. F., Guaderrama-Díaz, M., y Quintanilla-Vega, B. (2012). Environmental polycyclic aromatic hydrocarbon (pah) exposure and {DNA} damage in mexican children. *Mutation Research/Genetic Toxicology and Environmental Mutagenesis*, 742(1–2):66 – 71.
- Thyng, K. M. y Hetland, R. D. (2014). Tracpy: Wrapping the fortran lagrangian trajectory model tracmass.
- Ungarish, M. (2009). *An Introduction to Gravity Currents and Intrusions*. CRC Press.
- Vázquez Botello, A. y Páez, F. (1987). *El problema crucial: la contaminación*. Centro de Ecodesarrollo.

- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S., O'BRIEN, J., y Zamudio, L. (2006). On the loop current eddy shedding variability. *Atmósfera*, 19(1):41–48.
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., y O'Brien, J. J. (2003a). Cyclonic eddies northeast of the campeche bank from altimetry data. *Journal of physical oceanography*, 33(3):623–629.
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., y O'Brien, J. J. (2003b). Seasonal circulation on the western shelf of the gulf of mexico using a high resolution numerical model. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 108(C12).
- Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno, R., Mateos-Jasso, A., Morey, S. L., y Martínez-López, B. (2014). The response of the gulf of mexico to wind and heat flux forcing: What has been learned in recent years? *Atmósfera*, 27(3):317 – 334.