



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA Y CAMBIO CLIMÁTICO

IMPACTO DE UN FRENTE FRÍO ATMOSFÉRICO EN REMOLINOS ANTICICLÓNICOS
OCEÁNICOS EN EL GOLFO DE MÉXICO UTILIZANDO SALIDAS DEL MODELO HYCOM

T E S I S

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

P R E S E N T A

ANA LAURA AGUILAR GONZÁLEZ

DIRECTOR DE TESIS

JORGE ZAVALA HIDALGO
INSTITUTO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA Y CAMBIO CLIMÁTICO

COMITÉ TUTOR

JORGE ZAVALA HIDALGO, ANA KARINA RAMOS MUSALEM, LUIS EFRAÍN MORELES
VÁZQUEZ

INSTITUTO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA Y CAMBIO CLIMÁTICO, CENTRO DE
INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA,
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX. ENERO 2025

CONTENIDO

I. INTRODUCCIÓN.....	1
I.1. Antecedentes.....	1
I.2. Objetivos.....	3
I.2.1. Objetivo general.....	3
I.2.2. Objetivos particulares.....	3
I.3. Hipótesis.....	3
I.4. Justificación.....	4
II. MARCO TEÓRICO.....	6
II.1. Dinámica oceánica del Golfo de México.....	6
II.1.1. Corriente del Lazo.....	7
II.1.2. Corriente de Yucatán.....	7
II.1.3. Remolinos del Golfo de México.....	8
II.1.4. Masas de agua en el Golfo de México.....	10
II.1.5. Balance geostrófico.....	11
II.1.6. Forzamientos.....	11
II.1.6.1. Esfuerzo del viento.....	12
II.1.6.2. Flujos de calor.....	13
II.1.7. Oscilaciones inerciales.....	13
II.1.8. Procesos de mezcla.....	16
II.2. Meteorología del Golfo de México.....	18
II.2.1. Masas de aire y frentes meteorológicos.....	18
II.2.2. Frentes fríos.....	20
II.2.2.1. Frente frío No. 4 del año 2007.....	22
III. DATOS Y MÉTODOS.....	28
III.1. Modelos numéricos.....	28
III.2. Weather Research and Forecasting Model (WRF).....	29
III.2.1. Configuración del modelo WRF.....	30
III.3. Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM).....	31
III.3.1. Ecuaciones básicas del modelo.....	32
III.3.2. Modelo K-Profile Parametrization (KPP).....	35
III.3.3. Malla del modelo.....	38
III.3.3.1. Malla horizontal.....	39
III.3.3.2. Coordenadas verticales.....	40
III.3.4. Corrida libre del modelo HYCOM.....	41
IV. RESULTADOS.....	44
IV.1. Respuesta dinámica al paso del frente frío No. 4.....	44
IV.1.1. Análisis del campo de velocidad horizontal.....	46
IV.1.2. Análisis de oscilaciones inerciales.....	49
IV.2. Respuesta termohalina al paso del frente frío No. 4.....	61
IV.2.1. Cortes verticales zonales.....	61
IV.2.2. Series de tiempo de anomalías.....	74

IV.2.3. Series de tiempo de isoterma e isopicna de rastreo.....	83
IV.2.4. Caracterización de masas de agua mediante Diagramas T-S.....	86
IV.2.5. Perfil de salinidad: Cambios en la vertical.....	90
IV.2.6. Perfil de densidad: Cambios en la boyancia.....	94
IV.2.7. Perfil de temperatura: Cambios en el contenido de calor.....	97
IV.2.8. Contenido de calor oceánico.....	102
V. DISCUSIÓN.....	106
V.1. Análisis de la dinámica oceánica en remolinos al paso del frente frío No. 4.....	106
V.2. Análisis de la variación termohalina en remolinos al paso del frente frío No. 4.....	108
VI. CONCLUSIONES.....	110
REFERENCIAS.....	111

RESUMEN

El impacto que tienen los vientos en remolinos oceánicos ha sido de gran interés no sólo por los procesos físicos involucrados, sino también por las alteraciones que pueden ocasionar en el ciclo biogeoquímico marino.

Cerca de la superficie, a través de imágenes satelitales, se ha detectado una menor presencia de Clorofila-a en remolinos anticiclónicos, sin embargo observaciones recientes han mostrado la presencia de una capa subsuperficial con alta concentración de fitoplancton. Este estudio se enfoca en entender los procesos hidrodinámicos que favorecen este florecimiento, en particular al paso del frente frío No 4 de la temporada 2007-2008, utilizando una simulación numérica con el modelo oceánico HYCOM-UNAM, forzado con el modelo atmosférico WRF-UNAM. Se usa el modelo HYCOM por sus coordenadas verticales híbridas que permiten estudiar mejor la mezcla diapicna e isopicna. Se realizó una simulación libre partiendo de las condiciones iniciales observadas. Se detectaron dos remolinos anticiclónicos; uno recién desprendido de la Corriente del Lazo, y el otro cercano a las costas del estado de Tamaulipas. El análisis termohalino muestra que, en los remolinos analizados, al paso del frente frío, se da una disminución de la temperatura y un aumento de salinidad en los primeros metros de profundidad, mientras que la salinidad subsuperficial disminuye en la profundidad del máximo de salinidad. Por debajo de la capa de mezcla ocurre un ascenso de isotermas e isopicnas, derivado del debilitamiento del remolino, que puede provocar el afloramiento de nutrientes. Al paso del frente frío se generan oscilaciones inerciales siendo más intensas en la zona cercana a los bordes pero con mayor penetración en el centro del remolino.

ABSTRACT

The impact of winds on ocean eddies has been of great interest, not only due to the physical processes involved but also because of the alterations they can cause in the marine biogeochemical cycle. Near the surface, satellite images have detected a lower presence of Chlorophyll-a in anticyclonic eddies; however, recent *in situ* observations have shown the presence of a subsurface layer with a high concentration of phytoplankton. This study focuses on understanding the hydrodynamic processes that favor this bloom, particularly during the passage of Cold Front No. 4 of the 2007-2008 season, using a numerical simulation with the HYCOM-UNAM ocean model, forced by the WRF-UNAM atmospheric model. The HYCOM model is used because of its hybrid vertical coordinates, which allow for better study of diapycnal and isopycnal mixing. A free simulation was conducted based on observed initial conditions. Two anticyclonic eddies were detected: one recently detached from the Loop Current, and the other near the coast of the state of Tamaulipas. Thermohaline analysis shows that, in the analyzed eddies, during the passage of the cold front, there is a decrease in temperature and an increase in salinity in the upper meters, while subsurface salinity decreases at the depth of the salinity maximum. Below the mixed layer, there is an upward displacement of isotherms and isopycnals, resulting from the weakening of the eddy, which may lead to nutrient upwelling. During the passage of the cold front, inertial oscillations are generated, being more intense near the edges but with greater penetration into the center of the eddy.

AGRADECIMIENTOS

A mi familia, por brindarme en todo momento su apoyo. A Fer, Chaak y Quetzal por estar siempre a mi lado, motivándome a superarme cada día.

A la UNAM, por permitirme formar parte de esta institución con excelencia académica.

A mi asesor, el Dr. Jorge Zavala Hidalgo, por su paciencia y constantes enseñanzas.

A los miembros del jurado; Karina Ramos, Erick Olvera, Efraín Moreles, Oscar Calderón, por sus contribuciones al mejoramiento de este trabajo.

A los integrantes del Grupo IOA, por su confianza y todo el apoyo que me han brindado.

Al proyecto FORDECYT-PRONACES/1327709/2020, "Florecimientos de fitoplancton en un remolino de la corriente del Lazo", del cual forma parte este trabajo de tesis.

Al CONAHCYT por el apoyo económico otorgado para la realización de mis estudios de Maestría.

I.1. Antecedentes

El estudio del impacto que tienen los vientos en remolinos oceánicos ha sido de gran interés no sólo por los procesos físicos involucrados, sino también por las alteraciones que pueden ocasionar en el ciclo biogeoquímico en el océano. Dewar y Flierl (1987) estudiaron la evolución de un remolino de la Corriente del Golfo ante el esfuerzo del viento calculado mediante la ecuación que considera la densidad del aire, un coeficiente empírico de arrastre y la velocidad del viento y sobre la superficie oceánica, utilizando modelos numéricos y analíticos. Estos autores encontraron que dos efectos del viento sobre los remolinos eran en su propagación horizontal y su decaimiento en la vertical. Al analizar la repercusión del esfuerzo del viento en el remolino, encontraron que se genera arrastre en superficie o top drag, que ocasiona decaimiento en el movimiento. En remolinos de centro cálido, lo anterior implica una entrada de agua por debajo de la capa de mezcla. Los procesos de arrastre en superficie que dominan el decaimiento del remolino en la vertical son principalmente procesos de advección y dispersión que se intensifican en las regiones lejanas al centro del remolino. Estos resultados han sido de gran relevancia para el entendimiento de algunos de los procesos físicos involucrados en la evolución o decaimiento de remolinos anticiclónicos ante el impacto del viento.

Los mecanismos de transporte vertical de nutrientes en el interior de un remolino anticiclónico de mesoescala del Atlántico Norte, han sido estudiados por Martin y Richards (2001). Se investigaron los procesos que mejoran la fuente de nutrientes dentro de un remolino a través de un análisis observacional. Encontraron dos mecanismos dominantes en los que se observa surgencia de nutrientes provenientes de aguas más profundas; la circulación ageostrófica, producto de la deformación circular de las líneas de corriente del remolino, que produce velocidades de surgencia del orden de 10 m d^{-1} ; y el bombeo de Ekman, debido al esfuerzo del viento, que produce velocidades de surgencia del orden de 0.5 m d^{-1} aproximadamente. La duración y magnitud de la surgencia dentro del remolino anticiclónico depende de las perturbaciones que actúan como: propagación, inestabilidad, decaimiento, tormentas, topografía, entre otras. Sin embargo, la circulación ageostrófica tiene componentes tanto de hundimiento como de surgencia, y es la componente de subsidencia la que regresa una porción de nutrientes provenientes de la surgencia, hacia aguas más profundas. No se tiene evidencia de que estos procesos de surgencia aunados a la propia circulación del remolino, lleven a un incremento de nutrientes, sin embargo, en conjunto con la mezcla vertical durante el invierno, puede contribuir a niveles elevados de nutrientes dentro del remolino.

Un estudio en el que se analiza la interacción entre remolinos y vientos, y cómo pueden repercutir en la productividad primaria en el océano fue realizado por McGuillicuddy Jr. et al. (2007). Ellos analizaron la respuesta biológica de dos diferentes remolinos, uno ciclónico y otro anticiclónico, rastreando cada uno de ellos a través de un muestreo en buque realizado en la región del Atlántico cercana a las islas Bermudas durante el mes de agosto de 2005. Como parte de sus resultados se encuentra el aumento de comunidades de diatomeas que se observa en remolinos con características anticiclónicas que no se observa en remolinos ciclónicos. Este aumento de diatomeas mejora el suministro de nutrientes bajo condiciones de poca iluminación, lo que conlleva a un fuerte florecimiento del plancton al interior de estos remolinos con máximos subsuperficiales. Para analizar

los procesos físicos involucrados en dicho afloramiento, como parte del estudio realizado, corrieron un modelo de un remolino idealizado con viento uniforme en el que se observa que el esfuerzo del viento es mayor en el lado del remolino donde la corriente y el viento tienen direcciones opuestas. Esto genera divergencia en el centro de un remolino anticiclónico que mejora el flujo de nutrientes en la columna de agua de un remolino anticiclónico.

En la región cercana a las Islas Canarias, Estrada-Allis et al., (2019) analizaron los componentes forzantes que determinan la dinámica y mezcla de acuerdo a la velocidad vertical dentro de dos remolinos anticiclónicos, utilizando un modelo de alta resolución. Encontraron una estructura de la velocidad vertical dentro de los remolinos simulados que presenta dos patrones diferentes; en la capa de mezcla se observa un patrón de filamentos alternados entre surgencia y subsidencia alrededor del centro del remolino, por su parte, en la termoclina se tiene una estructura de dipolo que domina el centro de cada remolino analizado. Se concluye que dicha estructura dipolar es debida a la suma de la contribución ageostrófica y del incremento de la vorticidad.

Más recientemente, Zhang et al., (2023) realizan un estudio en el que se analizan las propiedades bio-ópticas, físicas y químicas de un remolino de la Corriente de Lazo en el golfo de México. El propósito del trabajo fue distinguir estas propiedades tanto en la horizontal como la columna vertical, en el centro, borde y alrededores del remolino anticiclónico analizado. Como parte de sus resultados se encuentra que el contraste entre propiedades bio-ópticas y químicas está determinado por procesos físicos como advección de masas de agua y subsidencia inducida por la convergencia del flujo en el remolino anticiclónico. Se encuentran dos capas con una fuerte estratificación que caracterizan al remolino; una de ellas exactamente por debajo de la capa de mezcla, a 16 metros de profundidad aproximadamente, y la otra que coincide con la piconclina. Se analizaron también las concentraciones mínimas de oxígeno disuelto subsuperficial que fueron muy similares entre los diferentes puntos del remolino ($\sim 2.8 \text{ ml L}^{-1}$) pero identificadas a diferentes profundidades; en las masas de agua de los alrededores del remolino se hallaron a 450 metros de profundidad, en el borde del remolino a 600 metros y en el centro a 750 metros.

Este estudio se enfoca en analizar la respuesta dinámica, los flujos de calor y los procesos de mezcla en dos remolinos anticiclónicos que viajan hacia el oeste en el Golfo de México (GdM) y que son impactados por el frente frío No. 4 de la temporada 2007. Se realizó una simulación mediante una corrida libre del modelo oceánico Hybrid Coordinate Ocean Model - UNAM (HYCOM-UNAM) a cargo del Grupo Interacción Océano-Atmósfera, desde el 20 de octubre hasta el 3 de noviembre del año 2007. El análisis pretende describir la evolución de la estructura vertical y horizontal de los campos de temperatura, salinidad, densidad y velocidad dentro, en el borde y en las aguas circundantes de cada remolino identificado, estudiar los procesos de mezcla de acuerdo a la parametrización del modelo y analizar la importancia de las oscilaciones inerciales en la evolución de los remolinos anticiclónicos. Para futuros trabajos, los resultados de esta investigación, podrían sentar las bases para un mejor entendimiento de los procesos físicos involucrados en la variabilidad en la concentración de nutrientes dentro de remolinos anticiclónicos en la región, así como la influencia de los vientos asociados a frentes fríos, en la región del GdM

I.2. Objetivos

I.2.1. Objetivo general

Analizar la respuesta dinámica, los flujos de calor y los procesos de mezcla en remolinos anticiclónicos, desprendidos de la Corriente del Lazo, que viajan hacia el oeste del golfo de México, al paso de un frente frío, utilizando una simulación numérica con el modelo Hybrid Coordinate Ocean Model - UNAM (HYCOM-UNAM), forzado con el modelo atmosférico Weather Research and Forecasting - UNAM (WRF-UNAM).

I.2.2. Objetivos particulares

- 1) Caracterizar un remolino que tiene poco tiempo de que se desprendió de la Corriente del Lazo y un remolino cercano a la costa del estado de Tamaulipas con un tiempo relativamente largo desde su desprendimiento, utilizando una simulación con el modelo HYCOM-UNAM, describiendo su estructura vertical y horizontal, así como los campos de temperatura, salinidad, densidad y velocidad.
- 2) Estudiar la parametrización de los procesos de mezcla diapicna e isopicna en el modelo HYCOM-UNAM y cuantificar la mezcla en dos remolinos anticiclónicos, con diferentes características, del Golfo de México, al paso de un frente frío atmosférico.
- 3) Analizar la importancia de las oscilaciones inerciales en la evolución de dos remolinos anticiclónicos en el Golfo de México al paso de un frente frío.

I.3. Hipótesis

Ante el paso de un frente frío en el Golfo de México se presentan procesos de enfriamiento de la superficie oceánica, desarrollo de convección y mezcla vertical y horizontal en la columna de agua. De igual manera, el forzamiento por los vientos intensos asociados al paso de un frente frío, causan oscilaciones inerciales que propagan energía a lo largo de la columna de agua. Estos procesos en conjunto causan en los remolinos desprendidos de la Corriente de Lazo, debilitamiento tanto de corrientes como de gradientes de densidad horizontales y verticales que causan mezcla isopicna y diapicna de masas de agua. La mezcla vertical y horizontal puede influenciar el transporte de fitoplancton y, por ende, la producción primaria que se lleva a cabo en la región.

I.4. Justificación

El fitoplancton es el principal productor primario en los ecosistemas marinos, contiene pigmentos como la clorofila-a que absorbe la energía solar y convierte el dióxido de carbono y el agua en componentes energéticos de carbono orgánico, a través de la fotosíntesis. Cambios en la biomasa del fitoplancton inducidos por movimientos de mesoescala, pueden alterar las concentraciones de dióxido de carbono en la atmósfera, y de esta manera, tener un impacto en el Calentamiento Global y el Cambio Climático (Le Moigne, 2019).

De acuerdo con Chelton et al., (2011), los remolinos de mesoescala en el océano, como los desprendidos de la Corriente de Lazo, son capaces de desplazar nutrientes y comunidades biológicas. La advección de masas de agua ricas en nutrientes aumenta la concentración de clorofila-a en la periferia de los remolinos de mesoescala formando lo que se conoce como *anillo de clorofila*, que son remolinos con un déficit de clorofila-a en el centro y un exceso en el borde (Xu et al. 2019). El transporte en los remolinos de mesoescala es dirigido en gran medida por la circulación ageostrófica, en donde la fuerza del gradiente de presión es tan débil que no mantiene el balance geostrófico con la fuerza de Coriolis, por lo que entran en juego otras fuerzas como lo son la de fricción y la inercial (Pedlosky, 2013).

Estudios con datos in-situ y modelos (Vaillancourt et al. 2003; Chang et al. 2017) muestran la dependencia de la respuesta del aumento o decaimiento del fitoplancton en remolinos ciclónicos y anticiclónicos respectivamente. En el hemisferio norte la formación e intensificación de remolinos ciclónicos promueven un afloramiento de nutrientes que promueve la producción primaria al exponerlos a la radiación solar. Por el contrario, durante la intensificación de los remolinos anticiclónicos el fitoplancton decae debido a la insuficiente radiación solar en las aguas profundas. Por consecuencia, la distribución de clorofila y fitoplancton puede variar entre el tipo de remolino, la etapa y la región oceánica en la que se encuentra.

En México, durante el periodo invierno-otoño los frentes fríos provenientes del noroeste de Estados Unidos, están asociados a fuertes vientos que generan convección térmica y arrastre dentro de la capa de mezcla en el Golfo de México (Zavala-Hidalgo et al. 2014). De acuerdo con Meunier et al., (2018), en un sentido climatológico, la capa de mezcla, dentro de un remolino anticiclónico, puede tener mayor penetración durante el invierno, alcanzando profundidades de 140 m y 180 m, fuera y dentro respectivamente. Lo anterior, debido al fuerte intercambio de calor entre el mar y el aire sobre los remolinos de centro cálido (anticiclónicos) en comparación con los de centro frío (ciclónicos), lo que conlleva a intuir que los remolinos anticiclónicos pueden presentar igual o mayor concentración de clorofila en la zona eufótica, que los remolinos ciclónicos bajo ciertas condiciones ambientales.

El estudio de los procesos físicos involucrados en la dinámica de remolinos anticiclónicos, así como el impacto que tienen los vientos intensos en éstos, puede beneficiarse del uso de modelos tanto oceánicos como atmosféricos que representen de manera realista su interacción. Este trabajo busca analizar la respuesta dinámica, los flujos de calor y los procesos de mezcla en remolinos anticiclónicos en el Golfo de México, al paso de un frente frío, utilizando una simulación numérica con el modelo Hybrid Coordinate Ocean Model - UNAM (HYCOM-UNAM), forzado con el modelo atmosférico Weather Research and Forecasting - UNAM (WRF-UNAM). A futuro, lo anterior puede

apoyar en el mejor entendimiento del aumento de fitoplancton en remolinos anticiclónicos del Golfo de México durante la presencia de frentes fríos.

II. MARCO TEÓRICO

II.1. Dinámica oceánica del Golfo de México

El GdM es una cuenca semicerrada que pertenece al Océano Atlántico localizado entre los litorales de México, Estados Unidos y Cuba. En su parte más profunda, la cuenca alcanza una profundidad de 3,700 m y extensas zonas de aguas someras con profundidades menores a los 200 m. El GdM se comunica con el Mar Caribe a través del Canal de Yucatán y con el Océano Atlántico a través del Estrecho de Florida, entre la Península de Florida y Cuba.

Dentro de las principales características topográficas que presenta el GdM se encuentran las extensas plataformas continentales que se encuentran al norte de la Península de Yucatán, al oeste de la Península de Florida y al sur de los estados de Texas y Luisiana. Por otro lado, la menor extensión de la plataforma continental se encuentra entre los estados de Veracruz y Tamaulipas (Figura II.1-1) (Zavala-Hidalgo y Fernández-Eguiarte, 2004).

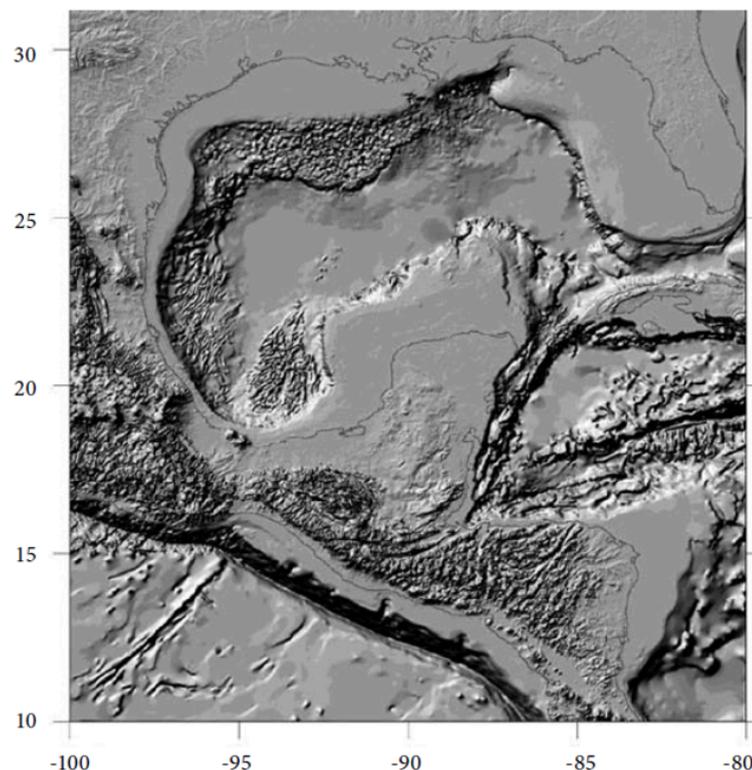


Figura II.1-1. Localización del Golfo de México destacando rasgos topográficos (tomada de Zavala-Hidalgo y Fernández-Eguiarte, 2004).

La circulación general en el GdM está determinada por forzamientos físicos como la Corriente de Lazo, que forma parte del Sistema de la Corriente del Golfo, los remolinos que se desprenden de ésta y el esfuerzo del viento sobre la superficie oceánica (Schmitz Jr., et al., 2005). Debido a la influencia

de estos forzamientos, se ha observado que las costas al oeste del Golfo tienden a tener surgencia de aguas profundas ricas en nutrientes que promueven la productividad primaria en el océano superficial. Esto hace que estas regiones sean zonas importantes para la pesca (Zavala-Hidalgo, et al., 2006).

De acuerdo con el censo económico realizado por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) en el año 2019 para la pesca y acuicultura en el territorio mexicano, de los 20 municipios que reportaron la mayor generación de valor agregado en las actividades pesqueras, nueve de ellos están localizados en las costas del GdM, los cuales aportan el 25.6% del total nacional (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2021).

II.1.1. Corriente del Lazo

La Corriente del Lazo (CL) es una corriente marina que entra al GdM por el estrecho de Yucatán, penetra hacia el norte, posteriormente gira hacia el este y después hacia el sur y nuevamente hacia el este, saliendo por el Estrecho de Florida (Figura II.1-2). Una vez que la CL sale al Océano Atlántico, se incorpora a la Corriente del Golfo, la corriente más caudalosa del Atlántico Norte, que va a lo largo del talud continental del este de Estados Unidos hacia el norte y después hacia el este-noreste cruzando el Atlántico (Zavala-Hidalgo & Fernández-Eguiarte, 2006).

La circulación general del GdM está determinada principalmente por la CL y en particular en la región del este y a lo largo de la trayectoria de los remolinos que se desprenden de la CL. Donde se genera la CL, en el Canal de Yucatán se tiene un transporte de masa que va desde los 14 a los 36 Sverdrup ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). En esta zona, la CL alcanza picos de velocidades de 1.5 hasta 1.8 m s^{-1} en el lado oeste del Canal de Yucatán, cerca de la superficie. En la región donde la CL se encuentra dentro del GdM las velocidades se intensifican alcanzando hasta los 1.7 m s^{-1} de acuerdo con mediciones in situ realizadas por Forristal, et al., (1992) (Oey, et al., 2005).

II.1.2. Corriente de Yucatán

El Canal de Yucatán es la única conexión que tiene el GdM con el Mar Caribe, tiene una profundidad máxima de 2040 m y tiene 196 km de ancho, desde Cabo San Antonio en Cuba, hasta Isla Mujeres en México. La Corriente de Yucatán (CY) es un flujo ubicado al oeste del Canal de Yucatán y desde los estudios de Pillsbury (1890), se sabe que es una corriente muy intensa. Más recientemente, Ochoa et al., (2001) y Sheinbaum et al., (2002) realizaron estudios observacionales a lo ancho del Canal de Yucatán para determinar la variabilidad de las corrientes. Encontraron que el transporte promedio de la CY es de 23 Sv (± 3 desviación estándar) y su velocidad media es de 1.5 m s^{-1} cerca de la superficie (Ochoa et al., 2003). La CY circula desde el sur de la Isla Cozumel, atraviesa la zona oeste del Canal de Yucatán y entra al Golfo de México donde se convierte en la CL. El centro de la

CY se caracteriza por tener velocidades superiores a los 0.6 m s^{-1} en todo momento y un ancho entre 50 a 100 km; su velocidad más alta se observa en la superficie y decrece paulatinamente hasta alcanzar los 800 m de profundidad. Por otra parte, del lado este del Canal de Yucatán, se encuentra una corriente de aproximadamente 300 m de profundidad y con una velocidad promedio de 0.3 m s^{-1} y con dirección hacia el sur. Esta corriente es conocida como la Contracorriente Cubana (Athié et al., 2011).

De acuerdo con Higuera-Parra (2022), los periodos de mayor penetración al norte de la CL en el GdM, están relacionados con el confinamiento de la CY al oeste del canal del mismo nombre y con una estratificación anómalamente baja en superficie. Por lo anterior, la posición y estructura de la CY también se encuentra relacionada con el desprendimiento de remolinos anticiclónicos de la CL.

II.1.3. Remolinos del Golfo de México

De la CL en el GdM se desprenden grandes remolinos anticiclónicos, que giran en sentido horario, y que se desplazan hacia el oeste (Figura II.1-2). Estos remolinos contienen gran parte de la energía de la región oceánica del golfo. Llegan a tener diámetros de más de 300 km, una profundidad de 1,000 m, velocidades tangenciales de 1 m s^{-1} , y se desprenden de la CL en periodos de tiempo de entre 3 y 21 meses, con un promedio de vida de alrededor de 1 año (Oey et al., 2005). Por su escala espacial y temporal, se identifican los remolinos de mesoescala como aquellos con diámetros que van del orden de cientos a miles de kilómetros y tienen un tiempo de vida del orden de semanas hasta meses (Talley et al., 2011).

Durante los meses de su tiempo de vida, los remolinos anticiclónicos del GdM se desplazan hacia el oeste con una velocidad cercana a los 4 km d^{-1} hasta alcanzar la plataforma continental donde lentamente disipan su energía (Forristall et al., 1992). El desprendimiento de los remolinos anticiclónicos de la CL depende de la posición y extensión en la que se encuentre la corriente; cuando la corriente pasa de estar en una penetración de poca extensión hacia el norte a, una penetración extendida hacia el noroeste se forma un meandro o circulación semicerrada que forma el remolino (Zhang et al., 2023). El momento exacto del desprendimiento de un remolino anticiclónico no puede ser determinado con precisión debido a que es un proceso que comienza con la formación de una circulación cerrada en el centro de un meandro cuando se tiene inicialmente una circulación semicerrada al borde de la corriente (Zavala-Hidalgo et al., 2006). Existen casos en los que el remolino puede separarse y volver a incorporarse a la CL antes de su desprendimiento final, lo cual complica de igual manera la determinación del momento de la separación final (Zhang et al., 2023).

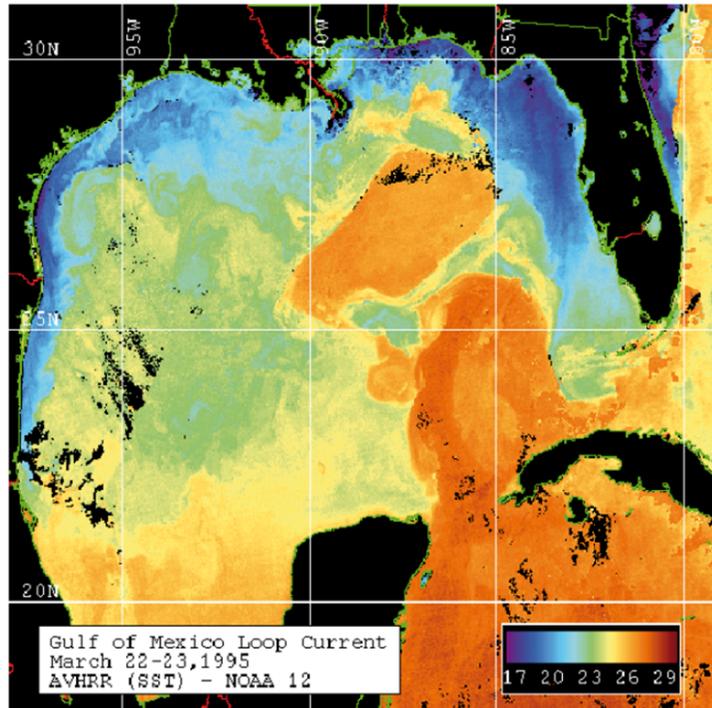


Figura II.1-2. Temperatura superficial del mar en el Golfo de México en donde se distingue un remolino anticiclónico desprendido de la Corriente de Lazo (Imagen procesada por la Universidad del sur de Florida, tomada de CONABIO 2006).

Asociados a la CL y a los remolinos anticiclónicos desprendidos de ésta, también pueden encontrarse remolinos ciclónicos, que giran en sentido antihorario, y que de igual manera se desplazan hacia el oeste del GdM. De acuerdo con Zavala-Hidalgo et al. (2003), los remolinos ciclónicos juegan un papel importante en el desprendimiento de los grandes remolinos anticiclónicos ya que promueven la formación de la circulación cerrada en la CL que permite su formación (Zavala-Hidalgo, et al., 2006). La estructura interna es muy diferente entre un remolino ciclónico y uno anticiclónico, comenzando por que el primero se caracteriza por un centro frío y el segundo por un centro cálido, con respecto al agua que los rodea. Las propiedades que típicamente hacen diferentes a ambos tipos de remolinos son: temperatura, salinidad, densidad y el signo de la vorticidad que tienen. Unas de las características específicas de los remolinos anticiclónicos son que tienen una elevación de superficie de aproximadamente 1 m, las líneas de presión o isóbaras y las líneas de temperatura o isothermas ascienden y descienden respectivamente hacia el centro, y tienen una vorticidad relativa de signo negativo. Por su parte, los remolinos ciclónicos tienen una depresión de la superficie del mismo orden, las isóbaras y las isothermas descienden y ascienden respectivamente hacia el núcleo, y su vorticidad relativa tiene signo positivo (Apel, 1987).

Los remolinos desprendidos de la CL, mientras se desplazan hacia el oeste del GdM, se mueven en grupos de remolinos tanto ciclónicos como anticiclónicos, creando así intensas corrientes marinas que redistribuyen las masas de aguas cálidas y frías en las capas superficiales, así como nutrientes, plancton y en algunos casos, contaminantes (Zavala-Hidalgo & Fernández-Eguiarte, 2006). El

upwelling o surgencia de aguas profundas inducido por remolinos de mesoescala en interacción con los vientos locales, puede mejorar el flujo de nutrientes a las capas subsuperficiales en el océano lo que promueve la productividad primaria que mantiene a los ecosistemas marinos (McGillicuddy Jr, et al., 2007).

II.1.4. Masas de agua en el Golfo de México

Una masa de agua se puede entender como un cuerpo de agua que tiene sus propiedades establecidas mediante un único proceso identificable. Este proceso confiere propiedades de sal, temperatura, densidad, oxígeno disuelto, entre otras, que identifican las masas de agua a medida que son advectadas y mezcladas a lo largo del océano. La mayoría de las masas de agua se originan en superficie donde sus características están principalmente definidas por el forzamiento e interacción atmosférica. Sin embargo, algunas masas adquieren sus propiedades mediante procesos subsuperficiales, que pueden llegar a ser químicos y/o físicos (Talley, 2011).

Por el Canal de Yucatán, ingresan al GdM distintas masas de agua subsuperficiales que atraviesan el Mar Caribe provenientes, en su mayoría, del océano Atlántico. Cada masa de agua tiene un tiempo de residencia distinto dentro del GdM. Algunas de estas masas son:

- Agua Subsuperficial del Atlántico Norte (ASSAN): Se forma en el Atlántico Norte subtropical con una salinidad mayor a 37 unidades prácticas de salinidad (UPS). Ingresa al GdM por el Mar Caribe, donde se llevan a cabo procesos de mezcla, a una profundidad de entre 140 a 220 m de profundidad, una salinidad entre 36.7 a 36.9 UPS, una temperatura de entre 20.0 a 24.5°C y una densidad sigma de entre 24.7 a 26.0 kg m⁻³. Una vez dentro del golfo, forma el Agua Común del Golfo por la interacción con el agua superficial.
- Agua Central del Atlántico Norte (ACAN): Se encuentra en la parte profunda de la termoclina, se caracteriza por densidades cercanas a los 27.15 kg m⁻³, una temperatura entre 16 a 19°C y una salinidad entre 35.2 a 36.3 UPS. Se observan a profundidades de entre 350 a 400 m.
- Agua Intermedia de la Antártica (AIA): Se identifica por su baja salinidad y su alta concentración de nitratos y fosfatos. En el GdM se encuentra a una profundidad de entre 700 a 1100 m, cuenta con una temperatura de entre 5 a 8°C y salinidades entre 34.9 a 35.0 UPS.
- Agua Profunda del Atlántico Norte (APAN): Esta masa de agua se forma principalmente en el Mar de Labrador y presenta una baja concentración de nutrientes. En el GdM se encuentra por debajo de los 1100 m de profundidad y hasta alcanzar el fondo marino. Se caracteriza por temperaturas de entre 4.3 a 5.0°C y una salinidad de entre 34.93 a 34.97 UPS (Terminel, 2015; Valencia-Gasti et al., 2022).

II.1.5. Balance geostrófico

Las distancias horizontales en el océano interior, mayores a algunas decenas de kilómetros y para escalas temporales mayores a algunos días, el gradiente horizontal de presión en el océano se encuentra casi en balance con la fuerza de Coriolis, o de rotación terrestre. El balance de ambas fuerzas es lo que se conoce como el *balance geostrófico* (Ecs. II.1. y II.2.) (Stewart, 2008). En un sistema no rotatorio, las masas de agua se moverían de un sistema de alta presión hacia un sistema de baja presión. Sin embargo, en un sistema rotatorio como la Tierra, la fuerza de Coriolis se opone de igual manera al gradiente de presión, hacia la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur. Como consecuencia se tiene una fuerza neta igual a cero, es decir, no se tiene una aceleración relativa al planeta. Por tal motivo, una parcela de agua en la Tierra se movería de manera perpendicular a ambas fuerzas.

Al balance de fuerzas vertical se le conoce como *balance hidrostático* (Ec. II.3.). En éste, la fuerza del gradiente de presión vertical, que apunta hacia la superficie (arriba) desde la alta a la baja presión, se encuentra en balance con la fuerza de gravedad, que apunta hacia el fondo (abajo) (Talley, et al., 2011).

Las ecuaciones que describen el balance geostrófico e hidrostático son:

$$-fv = -\left(\frac{1}{\rho}\right) \frac{dp}{dx} \quad \text{II.1.}$$

$$fu = -\left(\frac{1}{\rho}\right) \frac{dp}{dy} \quad \text{II.2.}$$

$$0 = -\frac{dp}{dz} - \rho g \quad \text{II.3.}$$

Cualquier desviación del balance geostrófico se manifiesta como una aceleración relativa al planeta diferente de cero, a dicho movimiento horizontal se les conoce como *ageostrófico* (que no se rigen por el balance geostrófico). La circulación ageostrófica se presenta cuando en el balance geostrófico participan otras fuerzas adicionales al gradiente de presión y la fuerza de Coriolis como los son fuerzas de fricción y/o fuerzas inerciales, producto de la interacción océano-atmósfera-topografía. Generalmente, para realizar el cálculo del flujo horizontal en el océano, es de gran utilidad separar el flujo en sus componentes geostróficas y ageostróficas, siendo esta última la que contiene los términos de las fuerzas de fricción (Marshall & Plumb, 2008).

II.1.6. Forzamientos

Los movimientos oceánicos están determinados en gran parte por el sol, la luna, que causan las mareas. La energía del sol es la principal fuerza que mueve las grandes masas de agua, esta energía es transferida al océano a través de flujos de calor y de momento, asociado a los vientos. Estos procesos se mantienen gracias a un intercambio constante de energía entre la atmósfera y el mar.

La circulación del océano generalmente se divide conceptualmente en dos componentes; una impulsada por el viento, y otra conocida como circulación termohalina, que depende de los gradientes horizontales y verticales de temperatura y sal en el océano. Ambas componentes de la circulación se encuentran casi completamente en balance geostrófico (Talley, et al., 2011).

II.1.6.1. Esfuerzo del viento

En el estudio de la dinámica oceánica, no se analiza el viento por sí mismo, si no que se estudia la fuerza del viento o el trabajo que realiza éste en la superficie del mar. A esta fuerza o trabajo sobre la superficie oceánica se le conoce como esfuerzo del viento o *wind stress* (Ec. II.4.). La fuerza cedida al océano proveniente de la atmósfera es la transferencia vertical de momento horizontal a través del esfuerzo del viento (Stewart, 2008).

El esfuerzo del viento (τ) se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$\tau = \rho_a C_D U_{10}^2 \quad \text{II.4.}$$

Donde:

$$\rho_a = 1.3 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}, \text{ es densidad del aire}$$

U_{10} , es la magnitud de la velocidad del viento a 10 m

C_D , es el coeficiente de arrastre

Cuando el viento sopla sobre la superficie del mar provoca el movimiento de agua dentro de los primeros 50 metros de profundidad. Inicialmente, el viento excita las ondas del mar a nivel molecular que se propagan en la dirección en la que viaja el viento. El forzamiento continuo del viento provoca el movimiento de capas de ondas en superficie. El efecto neto de ese aporte de momento atmosférico es el esfuerzo del viento sobre el océano.

Para escalas de tiempo mayores a un día, el efecto de la rotación juega un papel importante en la distribución vertical del momento de masas de agua. Para este caso, se tiene además el efecto de Coriolis y el transporte de Ekman que son procesos en los que el movimiento neto, en la columna de agua, se defleca siguiendo la rotación terrestre. En el hemisferio norte se tiene, por consiguiente, un desplazamiento en el sentido de las manecillas del reloj, lo que ocurre a lo largo de las capas oceánicas en profundidad, teniendo un efecto neto sobre la vertical de 90 grados, con respecto a la dirección inicial del viento (Talley et al., 2011).

II.1.6.2. Flujos de calor

El contenido de calor que posee una masa de agua de mar es la cantidad de energía termodinámica que contiene dicha masa. El calor (Q), que tiene como unidad el Joule (J) que son unidades de energía, se calcula utilizando la temperatura (T) y densidad (ρ) medida en el cuerpo de agua, y el calor específico del agua de mar (c_p), como:

$$Q = \rho c_p T \quad \text{II.5.}$$

El calor específico del agua de mar es una propiedad termodinámica que expresa la forma en que el contenido de calor cambia de acuerdo con su temperatura. Se calcula de manera empírica a través de experimentación realizada en laboratorio. Los valores típicos de densidad y calor específico del agua de mar son 1025 kg m^{-3} y $3850 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, respectivamente, que se utilizan para realizar cálculos de contenido y flujo de calor. El flujo de calor se define como el cambio en la cantidad de calor por unidad de tiempo, tiene unidades de J s^{-1} que equivalen a Watts (W). También puede calcularse el flujo de calor que pasa por una superficie, con unidades de W m^{-2} .

Las variaciones espaciales y temporales de temperatura en el planeta son indicadores de la transferencia de calor a través de corrientes, vientos, absorción, evaporación, entre otros procesos. Estas variaciones se pueden cuantificar a través de un balance de flujos de calor, donde la principal fuente de energía es la proveniente del sol, y entre las componentes de este balance se encuentran: la tasa de ingreso de energía solar a través de la superficie del mar, como radiación de onda corta; la tasa de calor perdido del océano hacia la atmósfera, como radiación de onda larga; la tasa de calor perdido o ganado de la superficie hacia el interior del mar a través de la conducción, como calor sensible; la tasa de calor perdido o ganado por evaporación o condensación, como calor latente; la tasa de calor ganado o perdido por corrientes de cuerpos de agua, como calor advectado. El total de calor ganado o perdido por un cuerpo o masa de agua se calcula como la suma de las componentes del balance de flujos de calor. Cuando la sumatoria del balance de flujo de calor tiene signo positivo, el agua en el océano gana calor, por otro lado, si el balance es de signo negativo, representa una pérdida de calor del mar (Talley et al., 2011).

II.1.7. Oscilaciones inerciales

Las corrientes oceánicas se ven influenciadas también por movimientos que responden a la inercia de los vientos. Entre estos se encuentran las oscilaciones inerciales que son provocadas por repentinas ráfagas de viento que propagan energía y momento a las capas superficiales del océano (Apel, 1987). Cuando un fuerte viento que sopla por unas pocas horas impulsa la masa de agua superficial, entonces ésta se mueve inercialmente, únicamente bajo la influencia de la rotación terrestre, a este

movimiento se le conoce como inercial. Si la masa de agua estuviera en el espacio, se movería en línea recta siguiendo la segunda ley de Newton. Sin embargo, en un planeta en rotación como la Tierra, el movimiento resultante es diferente (Stewart, 2008).

Una onda oceánica se puede definir como ondulaciones presentes en la interfase de dos fluidos, atmósfera y océano, en la que viajan oscilaciones del fluido, impulsos o cambios de presión. Estas ondulaciones que pueden observarse también en la superficie del mar tienen valles y crestas que definen su altura con respecto al nivel medio de la superficie oceánica. Entre los elementos que describen una onda se encuentran: su longitud λ , su amplitud a , su periodo T definido como el tiempo que tarda la onda en completar un ciclo completo, entre otras (figura II.1-3). La propagación de una onda se da principalmente por la interacción entre energía cinética y potencial. La primera, está asociada a la fuerza de inercia o impulso, mientras que la segunda se encuentra relacionada con la fuerza restauradora. La fuerza restauradora tiende a llevar al sistema a su posición de equilibrio y la de inercia tiende a mantener el estado de movimiento. Algunos ejemplos de fuerzas restauradoras son la gravedad, para ondas de gravedad, y la fuerza de Coriolis para las ondas inerciales (Calderón-Bustamante, 2017; Kundu et al., 2015; Stewart, 2008).

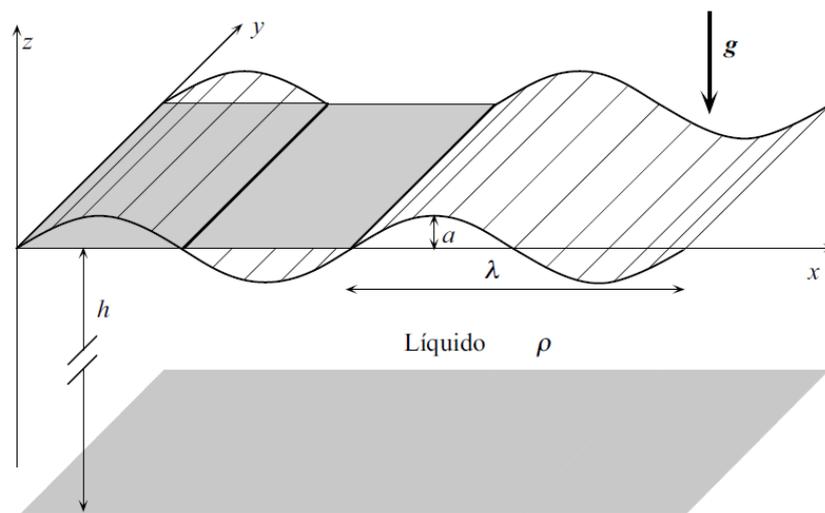


Figura II.1-3. Diagrama de la propagación y elementos de una onda en la interfase de dos fluidos (tomada de Calderón-Bustamante, 2017).

Para describir el movimiento que describen las oscilaciones inerciales, se parte de las ecuaciones de momento horizontal en coordenadas cartesianas (Ecs. II.6. y II.7.):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin\varphi + F_x \quad \text{II.6.}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega u \sin\varphi + F_y \quad \text{II.7.}$$

donde:

F_x, F_y , son componentes de fuerza de fricción

φ , es latitud

p , es presión

ρ , es densidad

$\Omega = 7.2922 \times 10^{-5}$ rad/s, velocidad angular de rotación de la Tierra

Considerando flujo horizontal homogéneo, es decir con velocidad constante, y ausencia de fricción y de gradientes de presión, entonces las ecuaciones de momento se reducen a:

$$\frac{du}{dt} = 2\Omega v \sin\varphi = fv \quad \text{II.8.}$$

$$\frac{dv}{dt} = -2\Omega u \sin\varphi = -fu \quad \text{II.9.}$$

donde:

$f = 2\Omega \sin\varphi$, es el parámetro de Coriolis y φ la latitud

Derivando la ecuación II.8., con respecto al tiempo y sustituyendo la ecuación II.9., para eliminar el término $\frac{dv}{dt}$, se tiene la ecuación para un oscilador armónico de la forma:

$$\frac{(d^2 u)}{(dt^2)} + f^2 u = 0 \quad \text{II.10.}$$

Cuya solución sinusoidal es lo que se conoce como corriente u oscilación inercial de la forma:

$$u = V \sin ft \quad \text{II.11.}$$

$$v = V \cos ft \quad \text{II.12.}$$

$$V^2 = u^2 + v^2 \quad \text{II.13.}$$

Puede notarse que las ecuaciones II.11., II.12., y II.13., son las ecuaciones paramétricas de una circunferencia con diámetro $D_i = 2V f^{-1}$, con periodo $T_i = 2\pi f^{-1}$. Utilizando estas últimas

soluciones a la ecuación de un oscilador armónico, es posible calcular la amplitud y trayectoria de oscilaciones inerciales en el océano, conociendo el campo de velocidad horizontal (Durrán, 1993).

II.1.8. Procesos de mezcla

Al igual que sucede en la atmósfera, la distribución vertical de masa en el océano se encuentra determinada por las propiedades del agua de mar. Cerca de la superficie del océano se encuentra una capa de aproximadamente de 10 a 100 metros en la cual los movimientos verticales son mucho más intensos. Esta capa se conoce como *capa de mezcla*, y en ella propiedades como la temperatura, salinidad y, por ende, la densidad del mar, casi no varían con la profundidad.

Los procesos que mantienen la capa de mezcla son, por un lado, el enfriamiento de la superficie del mar desestabiliza las capas subsuperficiales lo que conlleva a la convección térmica y, por otro lado, los vientos en superficie provocan una convección mecánica en la capa. Ambos procesos se incrementan durante el invierno, cuando los gradientes de temperatura se hacen más notorios, por lo que la capa de mezcla se vuelve más profunda. Durante el verano, por el contrario, la superficie del mar se calienta y los vientos en superficie son más débiles, por lo que la capa de mezcla se vuelve más somera (Salby, 2012).

La profundidad y la temperatura que tiene la capa de mezcla varía diariamente y también estacionalmente debido, principalmente a dos procesos:

- a. Flujos de calor a través de la superficie entre la atmósfera y el océano. Cambios en la temperatura del mar, provoca cambios en su densidad lo cual crea un contraste de densidades entre la capa de mezcla y aguas profundas. Entre mayor es el gradiente de densidad, se requiere mayor trabajo para mezclar las capas.
- b. Turbulencia en la capa de mezcla conduce el calor hacia capas más profundas. La turbulencia en el océano depende de la velocidad del viento y de la intensidad de las ondas que se generan. El flujo turbulento mezcla las masas de agua en la capa y a su vez la mezcla con la termoclina, que es la capa que se encuentra por debajo de la capa de mezcla.

La capa de mezcla en latitudes medias es más delgada a finales del verano cuando los vientos son débiles y el calentamiento de las capas superficiales por radiación solar es intenso. Por otro lado, durante el invierno se pierde calor lo que propicia la mezcla vertical en la columna de agua. Esto ocasiona un engrosamiento de la capa de mezcla con un máximo a finales del periodo invernal.

Considerando que el océano tiene una estratificación estable, los movimientos verticales de masas de agua deben ejercer un trabajo en contra de la fuerza de boyancia, también conocida como fuerza de flotación. Por este motivo, la energía que se requiere para la mezcla vertical es mucho mayor que la requerida para la mezcla horizontal, y por ende, la mezcla entre superficies de igual densidad (*mezcla isopicna*) es mayor que la mezcla entre superficies de diferente densidad (*mezcla diapicna*). Esta última es de gran relevancia debido a que cambia la estructura vertical en la columna de agua lo que permite que el agua subsuperficial pueda, eventualmente, alcanzar la superficie.

Las ecuaciones que describen la mezcla diapirica dependen de muchos factores, sin embargo, puede tomarse como referencia una ecuación simple para un trazador (Θ), ya sea temperatura o salinidad, de la forma:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + W \frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial t} \left(K_z \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) + S \quad \text{II.14.}$$

donde:

W , es la velocidad vertical promedio

S , es un término fuente

K_z , es una constante de difusividad vertical

Walter Munk (1966) realizó un simple cálculo para la mezcla vertical en el océano considerando que casi cualquier parte del océano mundial presenta una termoclina, y que ésta no varía en su parte más profunda aún cuando la capa de mezcla se profundiza. Por tanto, se tiene un estado estacionario de la termoclina que requiere de un transporte de calor hacia la superficie a través de una corriente vertical *W*, que balancea el flujo de calor hacia el fondo por procesos de mezcla y turbulencia. De la ecuación II.14., para un estado estacionario sin fuentes o sumideros de calor, se tiene:

$$W \frac{\partial T}{\partial z} = K_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad \text{II.15.}$$

donde:

T , es la temperatura como función de la profundidad de la termoclina

La ecuación tiene la solución:

$$T \approx T_0 \exp\left(-\frac{z}{H}\right) \quad \text{II.16.}$$

Donde:

$H = \frac{K_z}{W}$, es la profundidad de la termoclina

T₀ , es la temperatura cercana al borde superior de la termoclina

La forma del borde inferior de la termoclina es muy cercana a la forma de una función exponencial, por lo que Munk utilizó un ajuste de dicha función a través de observaciones, de temperatura en profundidad, para obtener la profundidad de la termoclina *H* (Stewart, 2008).

II.2. Meteorología del Golfo de México

El GdM, por el hecho de estar localizado geográficamente en gran parte de la zona de los trópicos, tiene un clima cálido-húmedo categorizado como tipo A según la clasificación de Köppen. Hacia el norte del trópico de Cáncer el clima se vuelve templado-subhúmedo (tipo C) y semiárido (BS). Las principales corrientes atmosféricas planetarias que determinan el clima y el tiempo meteorológico de la región del GdM son los vientos del oeste, o corriente en chorro, y los vientos alisios provenientes del este. Los vientos del oeste en el periodo invierno-primavera, se manifiestan en forma de desprendimientos de aire polar que provoca lluvias de origen frontal cuando el aire frío desplaza el aire tropical, y de origen topográfico cuando el aire polar húmedo asciende por las laderas orientales de la Sierra Madre. Por su parte, los vientos alisios cargados de humedad, dan origen al principal periodo de lluvias, de los meses de mayo a octubre, cuya intensidad está determinada por la posición y grado de desarrollo del sistema de alta presión semipermanente del Atlántico Norte (Jáuregui, 1975). El anticiclón (alta presión) subtropical del Atlántico Norte predomina en una región muy amplia del hemisferio norte y es un sistema fundamental de la circulación general de la atmósfera. Es uno de los sistemas meteorológicos en la cuenca del Atlántico que determina el comportamiento de los sistemas tropicales (Peña-Peña y Valderá-Figueroa, 2022).

A lo largo del año, el GdM se ve afectado por eventos meteorológicos extremos. Huracanes y tormentas tropicales atraviesan la región durante el periodo de verano y con frecuencia, tienen efectos devastadores en las zonas costeras e incluso, en algunos casos, varios kilómetros tierra adentro. Durante el periodo de invierno, penetran al GdM masas de aire frío provenientes de latitudes altas que provocan bajas temperaturas, vientos intensos y fuertes precipitaciones.

La meteorología del GdM determina, en gran medida, sus características oceánicas a través de la transferencia de momento por el esfuerzo del viento en la superficie del mar, así como por intercambio de calor entre el océano y la atmósfera por radiación de onda corta, onda larga, calor sensible y calor latente. Además la precipitación y la descarga de ríos modifican, regionalmente, la estratificación y las masas de agua. Todos estos procesos tienen un impacto en la temperatura superficial del mar, la mezcla en capas superficiales, la estratificación, la profundidad de la capa de mezcla, el oleaje y las corrientes (Cervantes et al., 2020).

II.2.1. Masas de aire y frentes meteorológicos

Al volumen de aire que contiene propiedades similares de temperatura y humedad en cualquier dirección y con cualquier altura dada, se le conoce como masa de aire. Estas masas pueden llegar a abarcar varios miles de kilómetros cuadrados y suelen desarrollarse en regiones de origen donde las condiciones son de composición uniforme y con vientos ligeros en superficie.

Las masas de aire se clasifican de acuerdo con sus características de su temperatura y humedad, por lo que se tienen masas de aire cálido y frío, así como masas de aire seco y húmedo. Estas masas de

aire se agrupan en cinco categorías generales que dependen de la región de origen las cuales son: continental ártica (cA), continental polar (cP), continental tropical (cT), marítima polar (mP) y marítima tropical (mT).

Las masas de aire continental polar (cP) y ártica (cA) se originan en las regiones del ártico cubiertas de hielo y nieve, donde las noches despejadas permiten el enfriamiento de la superficie, y a su vez, el aire que está en contacto con ésta se vuelve frío y estable. De igual manera, debido a que la cantidad de humedad en el aire es muy poca, estas masas de aire se caracterizan por ser secas. Eventualmente, estas masas de aire frío, estable y seco comienzan a moverse hacia el sur. Su desplazamiento puede observarse como una gran área somera de baja presión moviéndose en dirección hacia el sur.

Durante el invierno el aire polar y ártico que atraviesa el océano Pacífico, al paso sobre el agua de mar se modifican sus características añadiendo vapor de agua. Después de atravesar cientos o miles de kilómetros sobre el mar, la masa polar originada en el continente toma características marítimo-polar (mP) son de aire frío, húmedo y condicionalmente inestable.

Las masas de aire que provienen de la región subtropical del este del Océano Pacífico viajan a través de cientos de kilómetros hasta alcanzar las costas de California. Por este motivo, estas masas de aire marítimo-tropical (mT) son cálidas y húmedas al momento de llegar a la costa oeste de Estados Unidos. Durante el invierno, el aire cálido provoca intensas lluvias incluso en terrenos elevados.

La región donde se generan las masas de aire secas y calientes en el norte del continente americano es en la zona árida al norte de México y al suroeste de Estados Unidos. Estas masas de aire continental tropical (cT) se observan en el periodo de verano, son cálidas, secas y condicionalmente inestables en niveles bajos de la troposfera. Debido a la baja humedad que tienen, el aire debe elevarse hasta muy bajas presiones para que haya condensación.

En algunas ocasiones las masas de aire pueden determinar el tiempo meteorológico en una región por cierto periodo de tiempo. Generalmente, el estado del tiempo severo no ocurre dentro de las masas de aire, sino en los bordes de éstas donde diferentes masas de aire con propiedades contrastantes muy marcadas, se encuentran. Estas zonas se conocen como frentes meteorológicos. Un *frente* es la zona de transición entre dos masas de aire con diferentes propiedades de temperatura, densidad y humedad. Ya que las masas de aire se extienden tanto horizontal como verticalmente, la superficie que se propaga hacia arriba desde el frente es también una *superficie frontal* o *zona frontal*. Mientras una masa de aire se mueve a una región ocupada por otra, prácticamente no hay mezcla en sus superficies frontales, sino que cada masa de aire mantiene sus características individuales. No importa cuál de éstas sea la que avance, es siempre la masa de aire cálido, menos denso, la que se eleva sobre la zona frontal de la otra. Sin embargo, existen ocasiones en que el frente no tiene movimiento o éste es muy lento, a esta clase de frente se le denomina *frente estacionario*. Además de esta clase de frente, hay algunos que se clasifican según sus masas de aire asociadas, es decir, frente cálido y frente frío. Cuando un frente frío alcanza y sobrepasa a un frente cálido, el límite del frente que se crea entre ambas masas de aire se conoce como *frente ocluido* (Ahrens, 2008; Tarbuck y Lutgens, 2013).

II.2.2. Frentes fríos

Un frente frío es la capa límite de una masa de aire fría que se observa en las capas cercanas a la superficie terrestre. En un mapa o carta meteorológica, un frente frío se representa con una línea de color azul y triángulos que apuntan la dirección de movimiento de la masa de aire. El aire cercano a la superficie frontal de un frente frío avanza con mayor lentitud que el aire por encima de éste, por fricción, por lo que el frente tiende a incrementarse mientras avanza. En general la zona frontal de los frentes fríos tienen una inclinación más pronunciada que la de los cálidos, aproximadamente del doble. De igual manera un frente frío avanza más rápido que uno cálido, con velocidades de 80 k h^{-1} . Estas diferencias entre ambos conllevan a que los frentes fríos tengan asociados un tiempo meteorológico más severo que el observado en los frentes cálidos. El aire que avanza con un frente frío está dominado por masas de aire continental polar (cP) por lo que se observa un descenso de la temperatura y ausencia de nubosidad al paso del frente.

Cuando un frente frío avanza hacia un frente cálido, generalmente desde los polos, éste fuerza el desplazamiento vertical del aire cálido, que libera calor latente formando nubes cumulonimbus (Cb) o de desarrollo vertical, lo que ocasiona fuertes precipitaciones e intensos vientos de corta duración. Este choque entre ambos frentes, cálido y frío, originan un nuevo frente entre el aire frío que avanza y el aire del frente cálido, que se desliza por la pendiente del frente frío. Este proceso se conoce como oclusión y provoca un frente ocluido. Existen dos tipos de frente ocluido: frío y cálido. Un frente ocluido de tipo frío se forma cuando el aire que se encuentra detrás del frente frío es de menor temperatura que el aire que alcanza a su paso. Por su parte, un frente ocluido de tipo cálido se genera cuando la masa de aire del frente frío es de mayor temperatura que el aire que alcanza durante su avance, esto suele ser más común cuando el frente avanza sobre el océano. El tiempo meteorológico en un frente ocluido es muy variable y tiende a formar mayor precipitación por la masa de aire cálido que es forzada a elevarse (Tarbuck y Lutgens, 2013).

En el GdM pueden ocurrir frentes fríos a lo largo de todo el año, sin embargo, durante ciertos meses pueden llegar a ser más intensos, más frecuentes y su penetración hacia el sur puede también llegar a ser más mayor. Los frentes fríos están asociados con fuertes vientos del norte, así como masas de aire frías y secas. Durante los meses de verano, es poco frecuente encontrar frentes fríos en la región del GdM, mientras que en los meses de otoño-invierno son más frecuentes. Esta transición se observa más marcadamente a finales del mes de septiembre (Zavala-Hidalgo et al., 2014). Durante el invierno, el GdM se encuentra bajo la influencia de la corriente en chorro (vientos del oeste) en su zona norte y en la zona al sur del trópico de Cáncer dominan los vientos del este en niveles por debajo de los 700 mb ($\sim 3000 \text{ m}$). Estas condiciones crean divergencia de los vientos en superficie originando un sistema de alta presión o flujo anticiclónico. Mientras el anticiclón prevalece en la región del GdM, en todos los niveles de la troposfera se observa un gradiente meridional muy marcado de temperatura. Se ha registrado (Jáuregui, 1975) que la diferencia de temperatura entre Nueva Orleans y Mérida, durante el mes más frío, es de alrededor de los $18 \text{ }^\circ\text{C}$ en superficie y de $4 \text{ }^\circ\text{C}$ en altura, lo que indica que los contrastes térmicos en el GdM son más acentuados en niveles inferiores, sobre

todo por debajo de los 1500 a 2500 m, que es la profundidad a la que las masas de aire frío invaden la región del golfo.

La entrada de las masas de aire frío al GdM se originan en ciclones extratropicales que se intensifican al este de las montañas Rocallosas, Estados Unidos, cuando una *vaguada*, aire frío que se desplaza con la corriente en chorro, en altura, coincide con una masa de aire polar proveniente del Pacífico. En una situación típica, esto provoca una intensificación del ciclón que tiene detrás, hacia el noroeste, una amplia zona de alta presión que se extiende hasta Canadá. A medida que el ciclón avanza hacia el noreste, la masa de aire frío del anticiclón de Canadá, empuja hacia el sur hasta llegar a los límites del norte del GdM. En esta situación, la vaguada en altura se vuelve más acentuada y la presencia de la corriente en chorro la intensifica. De este modo el anticiclón de Canadá inicia su recorrido hacia el interior del golfo y se intensifica al encontrarse con el semi-permanente sistema de alta presión del Atlántico Norte (Riehl, 1965; Jáuregui, 1975). De acuerdo a DiMego et al., (1976) no todos los frentes fríos alcanzan a atravesar el Golfo de México, la mayoría de ellos sólo alcanzan la región norte de éste. De igual forma, la intensidad y duración de los vientos intensos asociados a estas masas de aire frío, también decrece mientras éstos avanzan hacia el sur. Es por esto por lo que el número y duración de frentes fríos en el GdM depende de la región donde sean estudiados.

En México y Centroamérica se le conoce como *norte* a los vientos del norte intensos asociados a la entrada de un frente frío a una región. Se definen como una condición meteorológica de escala temporal corta, de entre 2 a 6 días, asociada a un sistema de alta presión. En la zona del GdM ocurren entre los meses de octubre y mayo, y causan un impacto relevante para el tiempo y el clima de las zonas costeras. Presentan descensos de temperatura de hasta 15 °C en 24 horas, intensas lluvias y vientos provenientes del nor-noreste y que alcanzan velocidades de más de 20 m s⁻¹. Estos eventos pueden ocasionar graves daños en los sectores agropecuarios y portuarios, así como afectaciones en actividades marítimas, aéreas, pesqueras y de la industria petrolera (Cervantes et al., 2020).

En México, el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) clasifica los eventos de norte en cinco categorías que dependen de la intensidad y rango de vientos, y de la altura del oleaje que pueden ocasionar en zonas costeras. La clasificación de los nortes se describe en la tabla II.1.

Tabla II.1. Clasificación de eventos de norte de acuerdo con el Servicio Meteorológico Nacional.

Clasificación	Moderado	Fuerte	Muy Fuerte	Intenso	Severo
Escala de Beaufort	4 a 5	6 a 7	8 a 9	10 a 11	12
Rango de vientos	20-38 km/h	39-61 km/h	62-88 km/h	89-117 km/h	> 118 km/h
Altura de olas	0.5 a 2.5 m	2.5 a 4.0 m	4.0 a 9.0 m	9.0 a 14.0 m	> 14.0 m

La escala de Beaufort se utiliza para dar una estimación de la rapidez del viento a partir de observaciones realizadas en superficie. La escala numérica va desde el 0 al 12, siendo la descripción de calma (0 - 2 km h⁻¹) hasta vientos de huracán (> 120 km h⁻¹), respectivamente. Adicionalmente, se relacionan los vientos con el oleaje que producen en la superficie del océano (Ahrens, 2008).

II.2.2.1. Frente frío No. 4 del año 2007

La entrada del frente frío número 4 de la temporada de 2007 al GdM, fue un evento que causó gran impacto en la región sureste del territorio nacional. El Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) reportó que uno de los estados con mayores afectaciones fue Tabasco con presencia de lluvias extraordinarias que ocasionaron desbordamientos de los ríos Grijalva y Usumacinta. Las inundaciones provocadas dejaron al 62% del territorio estatal cubierto por agua, el 75% de la población damnificada en 679 localidades de 17 municipios. De igual manera se perdieron 570 mil hectáreas agrícolas y 123 mil viviendas, y las pérdidas económicas ascendieron hasta más de 4 mil millones de pesos (Jiménez Espinosa & Domínguez Morales, 2009).

De acuerdo con lo reportado por el SMN, el frente frío número 4 de la temporada 2007, se localizó en las costas del estado de Tamaulipas a las 0600 Z (UTC) del 23 de octubre. Se desplazó hacia el sureste a lo largo de la vertiente del Golfo de México con una presión en superficie de 1042 hPa, vientos en superficie de 12.5 a 18.0 m s⁻¹ y ráfagas de 22 m s⁻¹. A las 1800 Z, del mismo día, el frente frío alcanzó las región norte del estado de Veracruz, alcanzando ráfagas de hasta 27 m s⁻¹. El 24 de octubre a las 0000 Z el frente impactó el suroeste de la península de Yucatán con vientos superficiales de 33 m s⁻¹. Los días 25 y 26 de octubre el frente cruzó el GdM y alcanzó un estado estacionario el 27 de octubre sobre el Mar Caribe (Salinas-Prieto et al., 2012). De acuerdo con López-Méndez (2009), el frente frío No. 4 quedó en estado estacionario por la interacción con una masa de aire tropical en el Mar Caribe, a partir del día 25 de octubre y posteriormente, el 28 de octubre aproximadamente, se desplaza al oeste como un frente ocluido hasta llegar al Istmo de Tehuantepec, quedando nuevamente en estado estacionario en la Bahía de Campeche por la presencia de un nuevo sistema de alta presión que ingresó al GdM. Esto provocó la intensificación de vientos y precipitación que fueron registradas en los estados de Tabasco y Chiapas a las 1200 Z del día 28 de octubre, continuando con las tormentas locales hasta el 31 de octubre, con precipitaciones mayores a los 50 mm (Salinas-Prieto et al., 2012).

Tomando como referencia los reportes realizados por el SMN, el frente frío No. 4 de la temporada 2007 puede clasificarse en tres etapas diferentes, considerando sus características dinámicas:

- Etapa 1. Del 22 al 25 de octubre de 2007: Entrada del sistema de alta presión a la región del Golfo de México y su avance hacia el sureste.

- Etapa 2. Del 25 al 28 de octubre de 2007: Arribo del anticiclón a las costas del estado de Yucatán y su permanencia en el Mar Caribe como frente estacionario por la interacción con una masa de aire cálido.
- Etapa 3. Del 28 al 31 de octubre de 2007: Desplazamiento del frente ocluido hasta alcanzar la región del Istmo de Tehuantepec y su permanencia en la Bahía de Campeche nuevamente como frente estacionario, por la interacción con un nuevo sistema de alta presión en el GdM.

Otros eventos meteorológicos, contribuyeron a la intensificación de la precipitación y los vientos asociados al frente frío No. 4. Conforme el análisis de superficie del *Weather Prediction Center* (WPC) del *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), se describe a continuación las condiciones meteorológicas en los días de las etapas en las que el frente se desplazó por la región del GdM.

Condiciones meteorológicas el 22 de octubre a las 1500 Z

El análisis de superficie (figura II.2-1) muestra la entrada del frente frío No. 4 al GdM por la región sureste del estado de Texas. El sistema de alta presión se extiende por casi todo el territorio de Estados Unidos. Puede observarse también la tormenta tropical “Kiko” en el Océano Pacífico que se desplaza hacia el oeste alejándose de las costas de México.

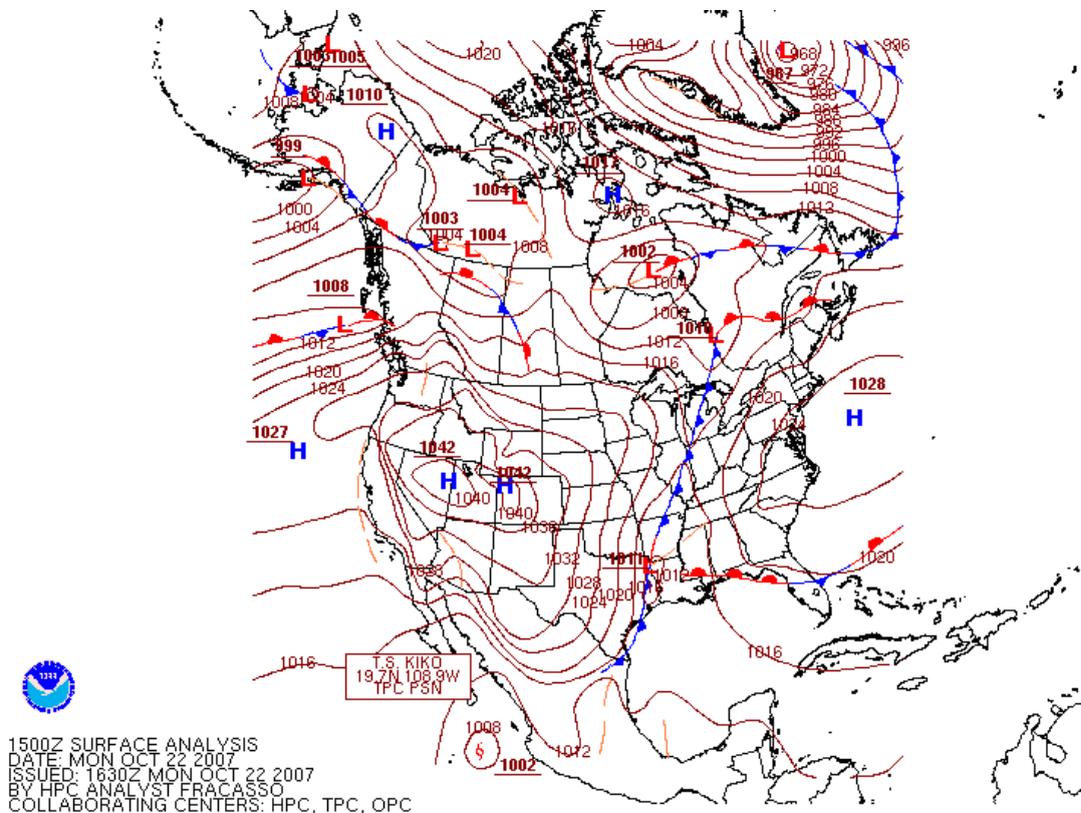


Figura II.2-1. Análisis de superficie el día 22 de octubre de 2007 a las 1500 Z (tomada de Weather Prediction Center, NOAA).

Condiciones meteorológicas el 23 de octubre a las 0300 Z

La figura II.2-2, muestra el rápido desplazamiento del frente frío No. 4 por el GdM, alcanzando las costas del sur de Nueva Orleans, Estados Unidos, y el sur de Veracruz, México, para las primeras horas del día 23 de octubre. La presión atmosférica en superficie por detrás del frente es de 1016 hPa y de 1027 hPa en el centro de alta presión que se observa sobre los estados de Texas, Estados Unidos, y Coahuila, México.

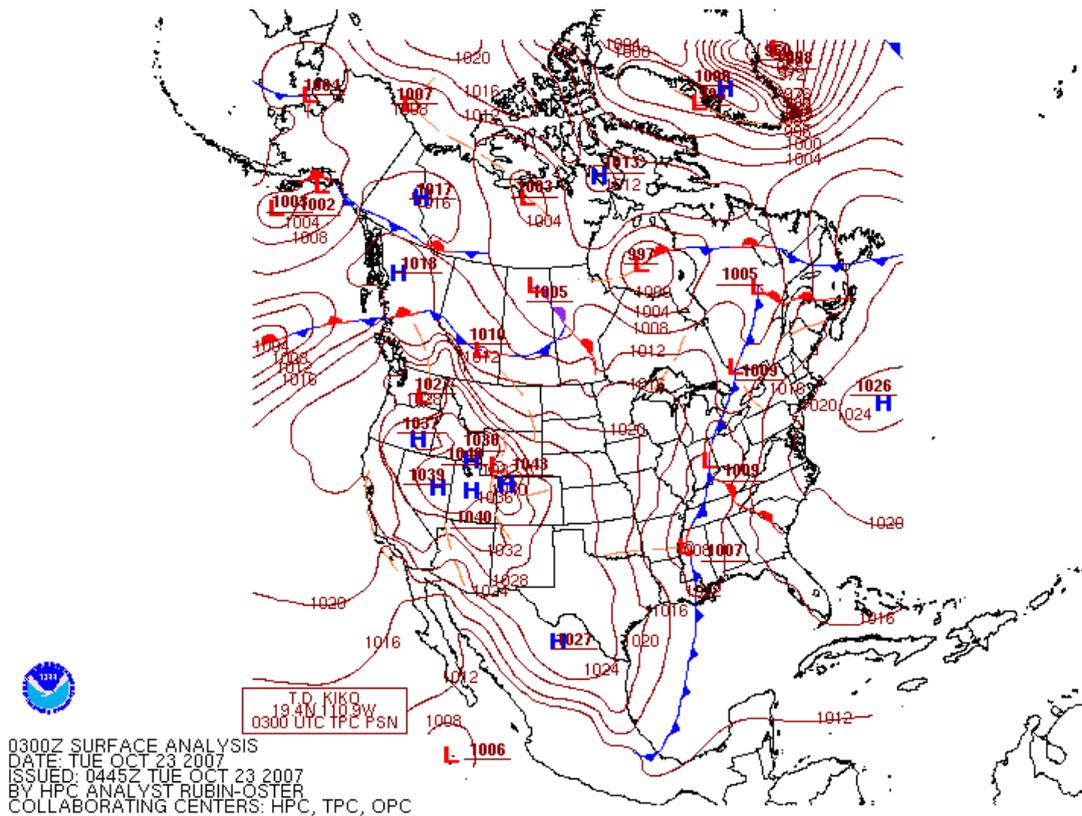


Figura II.2-2. Análisis de superficie el día 23 de octubre de 2007 a las 0300 Z (tomada de Weather Prediction Center, NOAA).

Condiciones meteorológicas el 25 de octubre a las 0300 Z

El análisis de superficie observado en la figura II.2-3, revela el avance de la masa de aire frío hasta alcanzar el Mar Caribe donde el frente va desde la Península de Florida, Estados Unidos, hasta las costas de Honduras, cruzando sobre Cuba. En esta región permanece en estado estacionario hasta el día 28 de octubre cuando regresa al GdM por la interacción con una masa de aire cálido proveniente del sur del Mar Caribe.

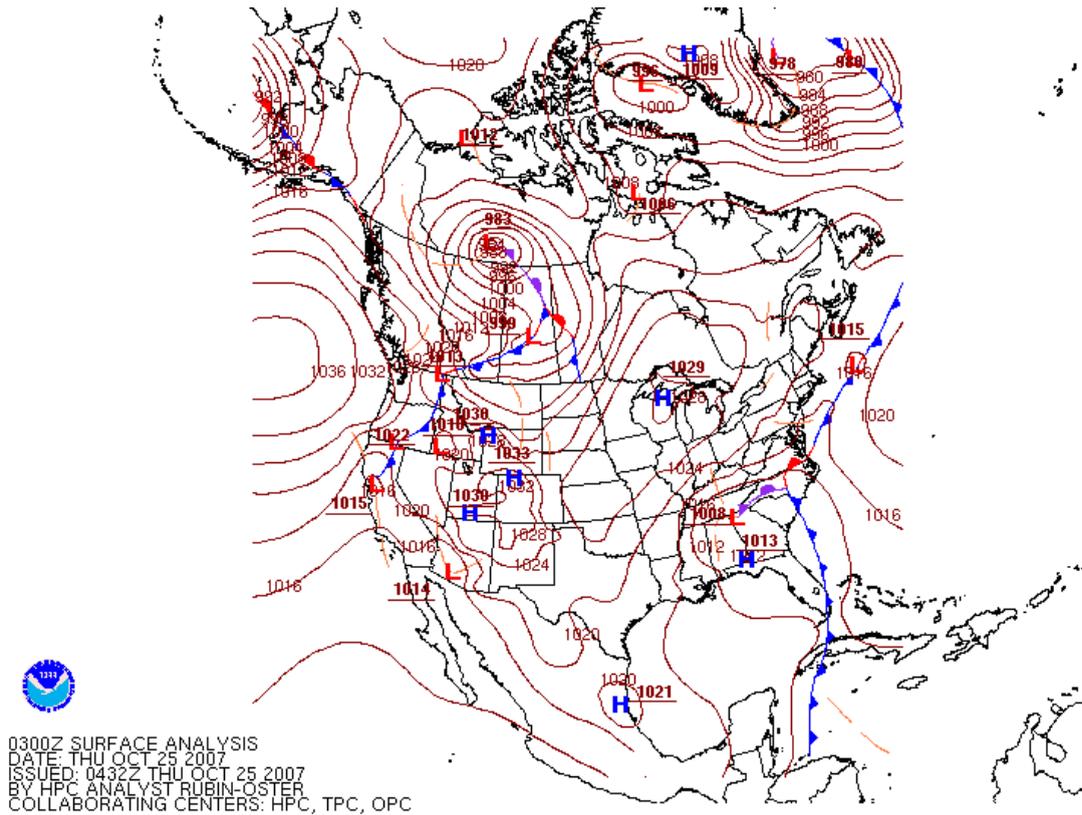


Figura II.2-3. Análisis de superficie el día 25 de octubre de 2007 a las 0300 Z (tomada de Weather Prediction Center, NOAA).

Condiciones meteorológicas el 28 de octubre a las 0000 Z

En la figura II.2-4, se observa la influencia del sistema de baja presión como frente cálido, que ingresa al Mar Caribe por el sureste, a través del Canal de Yucatán, y ocasiona la oclusión del frente frío provocando que retrograde hacia el interior del GdM. El centro del sistema de baja presión sobre el Mar Caribe es de 1009 hPa.

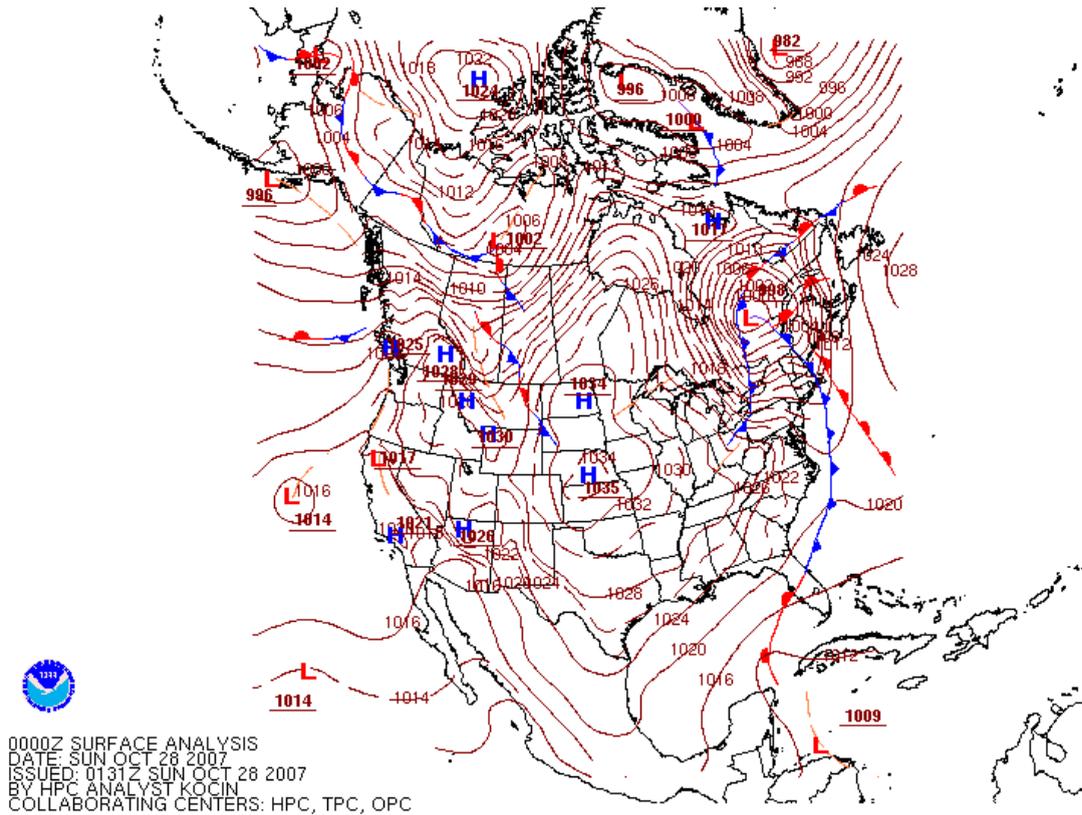


Figura II.2-4. Análisis de superficie el día 28 de octubre de 2007 a las 0000 Z (tomada de Weather Prediction Center, NOAA).

Condiciones meteorológicas el 31 de octubre a las 0000 Z

El análisis de superficie en la figura II.2-5, muestra el desplazamiento del frente frío observado como un sistema de alta presión con centro de 1021 hPa, hacia las costas de los estados de Tabasco y Campeche, México. El frente permanece en estado estacionario desde el 30 hasta el 31 de octubre, aproximadamente, causando lluvias y vientos intensos en la región. Por otro lado, puede observarse el desarrollo y la entrada de la tormenta tropical “Noel” como sistema de baja presión con centro de 1001 hPa que viene desde Cuba y el Mar Caribe.

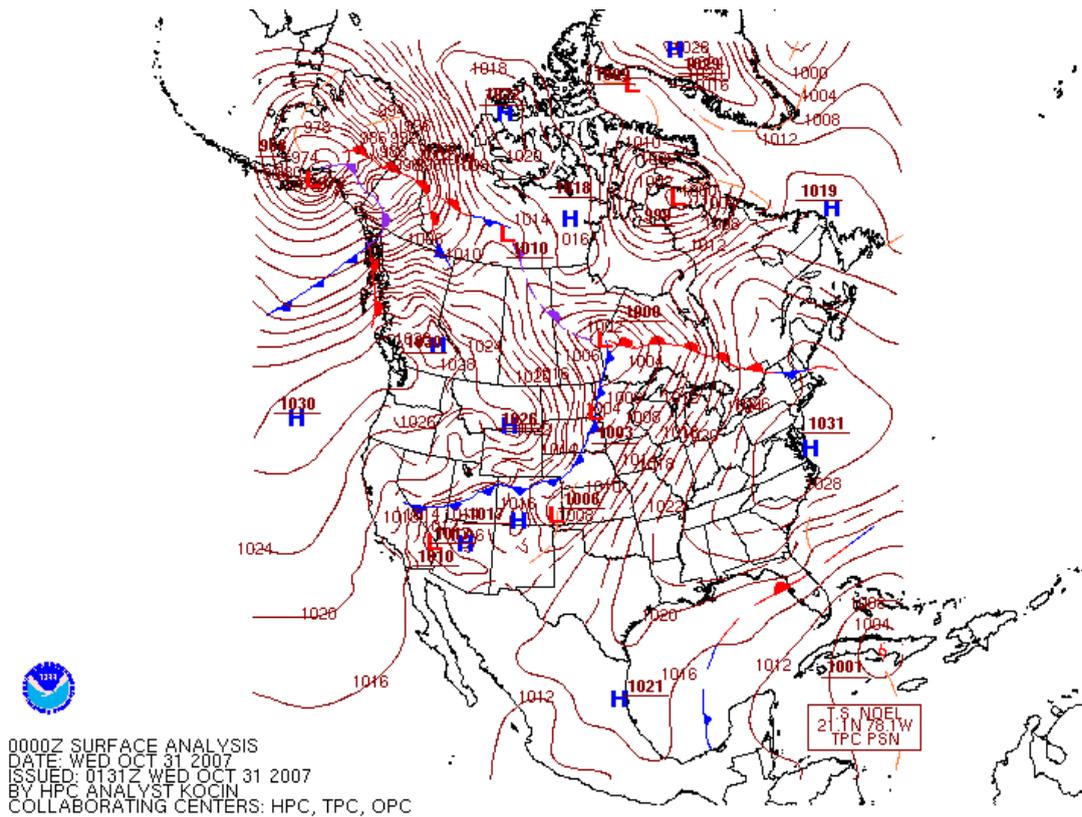


Figura II.2-5. Análisis de superficie el día 31 de octubre de 2007 a las 0000 Z (tomada de Weather Prediction Center, NOAA).

A partir del avance del frente frío No. 4 de la temporada 2007 que tuvo lugar sobre el GdM, se pudieron observar diferentes categorías de eventos de norte: de los días 22 al 23 de octubre la clasificación de los eventos de norte asociados fue “fuerte”; del 23 al 24 de octubre los eventos de norte fueron de “fuerte a severo”; del 24 al 25 de octubre los nortes fueron de “moderado a fuerte” y; del 25 al 26 de octubre fueron de “débil a moderado”, observándose una notoria atenuación en los eventos de norte en el desplazamiento del frente frío hacia el Mar Caribe. El análisis del frente frío No. 4 lo cataloga como evento extremo debido a que la velocidad de los vientos se encuentra dentro del 10% de eventos de norte más intensos registrados en el GdM durante el periodo 1979-2007 (Calderón-Bustamante, 2017).

Durante el periodo en el que el frente frío regresa al GdM como frente ocluido, que va desde el 28 al 31 de octubre, uno de los factores que pudo contribuir a la intensificación de las precipitaciones en la región de Tabasco y Chiapas, fue el aporte de vapor de agua de la tormenta tropical “Noel” que alcanza dicha categoría al sureste de Puerto Príncipe, Haití (López-Méndez, 2009).

III.1. Modelos numéricos

Un modelo numérico es una representación teórica de un fenómeno, generalmente expresado en forma matemática, con lo cual se facilita el estudio y comprensión de su comportamiento. En el caso del estudio de la atmósfera y el océano, la representación se basa en los mecanismos físicos que gobiernan la evolución de las propiedades físicas del sistema tales como: temperatura, salinidad, presión, entre otras.

Un modelo numérico de la circulación del océano y/o de la atmósfera está constituido básicamente de:

- Una malla que cubre el dominio.
- Ecuaciones discretizadas de conservación de masa, momento, calor y sal/vapor de agua.
- Condiciones de frontera.
- Condiciones específicas del estado inicial del sistema.

Las aplicaciones que pueden tener los modelos numéricos van desde probar hipótesis sobre mecanismos físicos, químicos y/o biológicos que subyacen a las observaciones de un sistema, hasta predecir cambios futuros dentro del mismo (Döös & Lundberg, 2018).

En 1904 el físico y meteorólogo noruego Vilhelm Bjerknes, propuso siete ecuaciones con siete incógnitas con el propósito de poder predecir y modelar la circulación en la atmósfera. Estas ecuaciones se conocen como “ecuaciones primitivas” que incluyen:

- Tres ecuaciones de conservación de momento para las tres componentes de velocidad basadas en la segunda ley de Newton (Ecuaciones de Navier-Stokes).
- La ecuación de continuidad basada en la conservación de masa.
- La ecuación de estado de los gases ideales.
- La ecuación de conservación de energía basada en la primera ley de la termodinámica.
- La ecuación de conservación de masa de agua en la atmósfera.
- Para el océano, la ecuación de conservación de sal en el océano.

Las ecuaciones anteriores también requieren de condiciones en la frontera, así como las condiciones iniciales del sistema ya sea atmósfera y/u océano. El problema es que, aunque se tiene igual número de ecuaciones que de variables, así como las condiciones iniciales y de frontera adecuadas, estas ecuaciones no pueden resolverse analíticamente. Para poder obtener una solución, en 1911 el

matemático inglés Lewis Richardson propuso el uso de un esquema de diferencias finitas para obtener una aproximación de las ecuaciones diferenciales parciales planteadas por Bjerknes.

Para la predicción del tiempo y el clima, es necesario tomar en consideración las inestabilidades numéricas que acarrearán el uso de esquemas de diferencias finitas. Estas inestabilidades fueron investigadas de manera independiente por Courant, Friedrichs y Lewy, quienes encontraron una relación entre el paso de tiempo y el tamaño de la malla del modelo para mantener la solución numérica estable. Más tarde en los años 40 's, estas consideraciones lograron que se obtuviera el primer pronóstico meteorológico exitoso (Döös & Lundberg, 2018).

III.2. Weather Research and Forecasting Model (WRF)

El *Weather Research and Forecasting Model* (WRF) es un sistema numérico de predicción del tiempo que sirve para hacer pronósticos operacionales e investigación tanto meteorológica como climatológica en escalas espaciales que van desde metros hasta miles de kilómetros. Ha sido diseñado principalmente por el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), el *National Center for Environmental Prediction* (NCEP), el *Earth System Research Laboratory* (ESRL), la *Air Force Weather Agency* (AFWA), el *Naval Research Laboratory* (NLR) el *Center for Analysis and Prediction Storms* (CAPS) y la *Federal Aviation Administration* (FAA). El modelo WRF incluye diversas parametrizaciones para representar procesos de microfísica, capa límite, radiación atmosférica, difusión, entre otros (Skamarock et al., 2008). Adicionalmente a la predicción del clima y el tiempo, el modelo es utilizado para diversas aplicaciones entre las que destacan: simulación de procesos ideales, modelación de la calidad del aire y análisis de la interacción entre el océano y la atmósfera en el que se realiza el acoplamiento con modelos oceánicos.

El software que contiene los códigos que incorporan la física del modelo, los códigos para la asimilación de datos, y para la química atmosférica es el *WRF Software Infrastructure* (WFS). Fuera de éste, se encuentra la parte del pre-procesamiento y post-procesamiento de las simulaciones numéricas. Además, el modelo WRF cuenta con dos núcleos que resuelven su física, el *Advanced Research WPS* (ARW) y el *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (NMM). El núcleo ARW es el componente del modelo donde se lleva a cabo la integración numérica del dominio principal y de los anidamientos. Sus características principales son: las ecuaciones se rigen por un modelo completamente compresible, no-hidrostático, basado en flujo euleriano, con una opción hidrostática; la coordenada vertical es híbrida que sigue el terreno en las capas cercanas a la superficie y se vuelve isobárica a cierto nivel de la atmósfera permitiendo el estiramiento de niveles verticales; la malla horizontal es una malla escalonada tipo Arakawa C; la integración en el tiempo se realiza con Runge Kutta de 2o y 3er orden con paso de tiempo menor para ondas acústicas y de gravedad; la discretización espacial es opcional de 2o y 6o orden en las coordenadas vertical y horizontal; las condiciones de frontera laterales son periódicas, abiertas y simétricas; las condiciones de frontera en superficie son de deslizamiento libre (*free-slip*); los anidamientos son unidireccionales interactivos,

bidireccionales interactivos y móviles; la malla global cuenta con capacidad para realizar simulaciones a nivel mundial; la microfísica se basa en esquemas simplificados para simulaciones idealizadas y esquemas complejos que incorporan procesos de precipitación, vapor de agua y nubes; la parametrización de cúmulos utiliza diversos esquemas para modelos de mesoescala modificados y adaptados para el modelo; y finalmente la capa límite planetaria utiliza un esquema de energía cinética turbulenta y esquemas no-locales (GrupoIOA-ICAYCC, 2022).

III.2.1. Configuración del modelo WRF

Para el caso de estudio, la simulación del frente frío No. 4 se realizó con la versión 4.2.1., para los días que van del 20 de octubre al 3 de noviembre del año 2007, considerando para el análisis de la interacción entre el océano y la atmósfera, los flujos de calor y capa de mezcla al paso del frente. Los principales productos de la corrida fueron datos de: temperatura a dos metros sobre el nivel del mar ($^{\circ}\text{C}$), la velocidad del viento a 10 m sobre la superficie (m s^{-1}), radiación de onda larga y de onda corta (W m^{-2}), calor sensible y calor latente (W m^{-2}). El dominio utilizado para las simulaciones abarca desde las coordenadas 98.00°W a 76.40°W y desde 18.09°N a 31.00°N , mientras que las características de la malla utilizada para la simulación son de una resolución espacial promedio de 15 km en la horizontal, y 50 niveles en la vertical.

Las condiciones iniciales utilizadas para la simulación, fueron datos del Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) con salidas cada 6 horas y una resolución espacial de 0.25 grados. El escalamiento del viento de boyas a 10 m se realizó mediante la Ley Exponencial de Hellmann para hacer coincidir la velocidad del viento de las observaciones con la altura de la simulación. Dicha ley considera la velocidad del viento a una altura h , la velocidad del viento a 10 m sobre el nivel del mar V_{10} , y el exponente de Hellmann α que varía con la rugosidad del terreno y cuyo valor empleado para el caso de la simulación fue de 0.11. La expresión para esta ley es: $V_h = V_{10}(h/10)^{\alpha}$, donde V_h es la velocidad del viento a la altura h .

La validación de la simulación realizada para el evento del frente frío No. 4 de la temporada 2007 se realizó utilizando datos de cinco boyas instaladas en la región del Golfo de México. Los datos de la simulación se interpolaron a las coordenadas donde se ubican las boyas para obtener la rapidez del viento, su velocidad y sus componentes zonal (U_{10}) y meridional (V_{10}) a una altura de 10 metros sobre el nivel del mar (msnm) y la temperatura del aire a 2 msnm. El análisis estadístico muestra, de manera general, una buena correlación entre los datos de la simulación y los registrados en las boyas. La raíz del error cuadrático medio (RMSE) para datos de temperatura tiene valores cercanos a cero en casi todas las boyas analizadas, mientras que los resultados de la rapidez del viento presentan errores mayores, de entre 1 m s^{-1} a 3.5 m s^{-1} . La métrica de sesgo (BIAS) indica una ligera subestimación de los datos de viento en casi todas las boyas, y los datos de temperatura muestran una ligera sobreestimación. Los coeficientes de correlación lineal (r) muestran una fuerte relación entre los datos de temperatura simulados y los registrados en las boyas, con valores muy cercanos a 1.0, por su parte, los datos de rapidez del viento tienen un valor de correlación de entre 0.55 a 0.94.

Lo anterior indica que la simulación cuenta con un desempeño efectivo en la representación del evento del frente frío No. 4 de la temporada 2007 siendo más efectiva la variable de temperatura del aire por encima de la rapidez del viento (GrupoIOA-ICAYCC, 2022).

III.3. Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM)

El *Hybrid Coordinate Ocean Model* (HYCOM) es un modelo de circulación oceánica con ecuaciones primitivas que combina tres tipos de coordenadas verticales (z , sigma e isopicna) esto le permite realizar un análisis más detallado de las zonas de mezcla y estratificación, tanto para aguas profundas como para regiones someras. Es resultado del esfuerzo de la asociación de instituciones como el *National Ocean Partnership Program* (NOPP) que forma parte del *Global Ocean Data Assimilation Experiment* (GODAE) de Estados Unidos, el *Center for Ocean-Atmospheric Prediction Studies* (FSU/COAPS) de la *Florida State University*, la *University of Miami Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science* (UM/RSMAS), el *Naval Research Laboratory/Stennis Space Center* (NRL/STENNIS), la *Naval Oceanographic Office* (NAVOCEANO), el *Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center* (FNMOC), el *Naval Research Laboratory/Monterey* (NRL/MONTEREY), la *National Oceanographic and Atmospheric Administration/National Centers for Atmospheric Prediction/Marine Modeling and Analysis Branch* (NOAA/NCEP/MMAB), el *NOAA National Ocean Service* (NOAA/NOS), el *NOAA Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory* (NOAA/AOML), el *NOAA Pacific Marine Environmental Laboratory* (NOAA/PMEL), el *Los Alamos National Laboratory* (LANL), el *Service Hydrographique et Océanographique de la Marine* (SHOM), el *Laboratoire des Écoulements Géophysiques et Industriels* (LEGI), el *The Open Source Project for a Network Data Access Protocol* (OPeNDAP), la *University of North Carolina* (UNC), la *University of South Florida* (USF), el *Roffer's Ocean Fishing Forecasting Service Inc.* (ROFFS), el *NOAA/National Weather Service/Tropical Prediction Center* (NOAA/NWS/TPC), el *NOAA/National Weather Service/Ocean Prediction Center* (NOAA/NWS/OPC), la *University of Michigan*, y la *University of the Virgin Islands* (UVI). Como parte de los objetivos del GODAE, del desarrollo del modelo HYCOM, se encuentra la representación tridimensional del estado del océano a una resolución fina y en tiempo real. De igual manera, la disposición de condiciones de frontera oceánicas para modelos costeros y regionales, y para modelos de predicción global con océano y atmósfera acoplados (HYCOM-COAPS, 2023; Chassignet et al., 2007).

Como se mencionó anteriormente, el modelo HYCOM utiliza un sistema de coordenadas verticales que permite seguir capas isopicnas en el océano abierto estratificado, cambiar a coordenadas que siguen la topografía del suelo marino, llamadas coordenadas sigma, ya sea en regiones someras o costeras, y cambiar a coordenadas $-z$, o geopotenciales, en la capa de mezcla en superficie o zonas con baja estratificación. Esto conlleva a un análisis tridimensional más completo que permite extender su aplicación a la de los modelos tradicionales. Otra de las ventajas del uso del modelo HYCOM es que resuelve de manera eficiente la difusión diapicna, que es la propagación por interacción entre capas de diferentes densidades, como se verá más adelante. Por su parte, las capas isopicnas, de igual densidad, mantienen sus valores de referencia definidos, para ello, el modelo tiene

implementado un esquema de re-enmallado, cuyo principio se basa en un ajuste de la interfaz que delimita las capas de tal forma que la densidad regrese a su valor de referencia si la densidad de la capa es mayor o menor que la de referencia. Las condiciones de frontera que utiliza el modelo HYCOM para sus simulaciones, son de dos tipos diferentes: una relajación Newtoniana que se aplica cuando no se especifican fronteras abiertas, por lo que el dominio oceánico debe tener un procedimiento en el que se minimicen las inestabilidades, y la otra cuando se aplican condiciones de frontera abierta en las que el flujo oceánico pasa a través de la frontera en ambas direcciones (GrupoIOA-ICAYCC, 2023).

III.3.1. Ecuaciones básicas del modelo

De acuerdo con Bleck (2002), el modelo HYCOM resuelve cinco ecuaciones de pronóstico entre las que se encuentran: dos para cada componente de la velocidad horizontal, meridional y zonal (Ec. III.1.), una ecuación de continuidad de masa o de tendencia del espesor de capa (Ec. III.2.), y dos ecuaciones para la conservación de variables termodinámicas relacionadas con la boyancia o flotabilidad como son temperatura, salinidad y densidad (Ec. III.3.). Estas variables necesitan la corrección de los efectos de compresibilidad para que las ecuaciones puedan seguir siendo válidas para el modelo. Por lo que debe considerarse la temperatura y densidad potencial (Bleck, 1998). Las ecuaciones del modelo HYCOM se describen en coordenadas (x, y, s) donde s es la coordenada vertical que puede llegar a ser geopotencial, isopicna o sigma, y se describen como:

$$\frac{\partial V}{\partial t_s} + \nabla_s \frac{V^2}{2} + (\zeta + f)k \times V + \left(\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s} \right) \frac{\partial V}{\partial p} + \nabla_s M - p \nabla_s \alpha = -g \frac{\partial \tau}{\partial p} + \left(\frac{\partial p}{\partial s} \right)^{-1} \nabla_s \cdot \left(v \frac{\partial p}{\partial s} \nabla_s V \right) \quad \text{III.1.}$$

$$\frac{\partial}{\partial t_s} \left(\frac{\partial p}{\partial s} \right) + \nabla_s \cdot \left(V \frac{\partial p}{\partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial s} \left(\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s} \right) = 0 \quad \text{III.2.}$$

$$\frac{\partial}{\partial t_s} \left(\frac{\partial p}{\partial s} \theta \right) + \nabla_s \cdot \left(V \frac{\partial p}{\partial s} \theta \right) + \frac{\partial}{\partial s} \left(\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s} \theta \right) = \nabla_s \cdot \left(v \frac{\partial p}{\partial s} \nabla_s \theta \right) + \mathcal{H}_\theta \quad \text{III.3.}$$

donde:

$V = (u, v)$, es el vector de velocidad horizontal

p , es la presión

θ , representa cualquier variable termodinámica del modelo

$\alpha = \rho_{pot}^{-1}$, es el volumen específico (inverso de la densidad potencial)

$\zeta \equiv \frac{\partial v}{\partial x_s} - \frac{\partial u}{\partial y_s}$, es la vorticidad relativa

$M \equiv gz + p\alpha$, es el potencial de Montgomery

$gz \equiv \phi$, es el geopotencial

f , es el parámetro de Coriolis

k , es el vector unitario en la vertical

ν , es el coeficiente de difusividad/viscosidad turbulenta

τ , es el vector del esfuerzo de cizalla (viento/arrastre en fondo)

\mathcal{H}_θ , es la suma de los términos fuente de intercambio de calor que actúan sobre θ

\dot{x} , \dot{y} , \dot{s} , son las derivadas temporales de x , y , s , respectivamente

El subíndice s en las derivadas parciales indica que la coordenada vertical se mantiene constante durante la diferenciación. Las distancias en la dirección x , y , así como sus correspondientes derivadas temporales, están medidas en una proyección sobre un plano horizontal.

En la ecuación que describe el movimiento meridional y zonal (Ec. III.1.), los términos 2 y 3 del lado izquierdo de la igualdad, son la advección de momento horizontal y la aceleración de Coriolis en la que se considera el sistema coordinado en rotación. La aceleración debida al gradiente horizontal de presión está representado por los términos $\nabla_s M - p\nabla_s \alpha$ que debe ser formulada para transmitir de manera apropiada el esfuerzo de la presión en la interfase por arriba y por debajo de la columna de agua. Por su parte, el lado derecho de la igualdad describe la aceleración debida al esfuerzo de cizalla inducida por viento en superficie o por arrastre en el fondo.

La ecuación de continuidad de masa (Ec. III.2.) y la de conservación de variables termodinámicas (Ec. III.3.) al integrarse verticalmente sobre una capa delimitada por dos superficies coordinadas s_{top} , s_{bot} , superficie oceánica y fondo marino respectivamente, donde esta capa representa el océano interior, en la que se tiene una diferencia de presión $\Delta p = p_{bot} - p_{top}$, se convierten en las ecuaciones III.4., y III.5., como:

$$\frac{\partial}{\partial t_s} \Delta p + \nabla_s \cdot (V \Delta p) + \left(\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s} \right)_{bot} - \left(\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s} \right)_{top} = 0 \quad \text{III.4.}$$

$$\frac{\partial}{\partial t_s}(\theta \Delta p) + \nabla_s \cdot (V \theta \Delta p) + \left(\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s} \theta \right)_{bot} - \left(\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s} \theta \right)_{top} = \nabla_s \cdot (v \Delta p \nabla_s \theta) + \mathcal{H}_\theta \quad \text{III.5.}$$

Los términos que incluyen $\left(\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s} \theta \right)$ se pueden asociar al flujo de masa vertical a través de una superficie de la coordenada s , para el caso la de superficie y la del fondo oceánico, resultando ser positiva de acuerdo a la dirección de aumento de p , es decir, en dirección hacia abajo. En la superficie debajo de la capa de mezcla este flujo de masa está determinado por procesos de entrada o salida de masas de agua y puede llegar a ser muy grande. Mientras que las capas interiores se encuentran definidas por procesos de mezcla diapicna, generalmente más débiles.

Una manera sencilla de demostrar la relación entre la mezcla diapicna y el intercambio de masa entre las capas del océano interior, es partiendo de la ecuación de difusión en coordenadas z (Ec.III.6), como:

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_z = \frac{\partial F}{\partial z} \quad \text{III.6.}$$

donde:

F, es el flujo difusivo de la variable θ

Utilizando la identidad, $(\partial a / \partial b)_c (\partial b / \partial c)_a (\partial c / \partial a)_b = -1$, con el propósito de intercambiar las variables dependientes e independientes, resulta la expresión:

$$\left(\frac{\partial z}{\partial t} \right)_\theta = - \frac{\partial F}{\partial \theta} \quad \text{III.7.}$$

En la que $\left(\frac{\partial z}{\partial t} \right)_\theta$, expresa la tasa a la cual la divergencia o convergencia del flujo F causa que la superficie constante θ , migre verticalmente a través del fluido (Bleck, 1998).

Las ecuaciones de pronóstico se complementan por varias otras ecuaciones diagnósticas que incluyen: la ecuación hidrostática, una ecuación de estado que incluye la temperatura potencial, la salinidad y la presión como densidad potencial, y una ecuación que describe el flujo de masa vertical a través de una superficie. Esta última ecuación controla el movimiento y el espacio de la interfase entre capas y por lo tanto, comprende la esencia de las coordenadas híbridas del modelo HYCOM.

La ecuación hidrostática define el balance vertical entre la fuerza de gravedad y la fuerza de presión o de empuje hacia arriba. Esta ecuación es una buena aproximación a la aceleración vertical de un fluido sea en océano o atmósfera. El modelo HYCOM resuelve la ecuación diagnóstica hidrostática en términos del potencial de Montgomery como:

$$\frac{\partial M}{\partial \alpha} = p \quad \text{III.8.}$$

En la que, $\alpha = \rho_{pot}^{-1}$ es el inverso de la densidad potencial o volumen específico potencial y p es la presión (Bleck, 2002).

En un análisis de tres dimensiones, las ecuaciones de momento y de continuidad proporcionan cuatro ecuaciones diferenciales, pero se tienen cinco variables desconocidas: el vector velocidad con sus componentes zonal (u), meridional (v) y vertical (w), la densidad (ρ) y la presión (p). Por tal motivo se requiere otras ecuaciones para encontrar las soluciones. Una de ellas es la ecuación de estado. Es una expresión matemática que relaciona de manera diagnóstica las diferentes variables termodinámicas entre sí como temperatura, presión, fracción de masa (composición), y densidad, de la forma $p = p(\rho, T, \varphi_n)$, donde φ_n es la fracción de masa del n -ésimo componente. Para el caso del océano, la densidad es afectada significativamente por la presión y las sales disueltas. Las proporciones de las fracciones de estas sales son casi constantes a lo largo de los océanos y su concentración total puede parametrizarse utilizando una medida única, la salinidad (S). Considerando lo anterior, la densidad de agua de mar se puede representar en función de tres variables, temperatura, presión y salinidad, por lo que la ecuación de estado queda:

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad \text{ó} \quad \alpha = \alpha(T, S, p) \quad \text{III.9.}$$

donde T es la temperatura del agua de mar y $\alpha = \rho^{-1}$ es el volumen específico (Vallis, 2017).

La ecuación de estado incorporada en el modelo HYCOM es la aproximación de la ecuación de estado de la UNESCO descrita por Brydon et al., (2001). A un nivel de presión de referencia p , la densidad en unidades sigma σ está dada por siete términos de una función polinomial cúbica, en términos de la temperatura potencial θ y la salinidad S , de la forma:

$$\sigma(\theta, S, p) = C_1(p) + C_2(p)\theta + C_3(p)S + C_4(p)\theta^2 + C_5(p)S\theta + C_6(p)\theta^3 + C_7(p)S\theta^2 \quad \text{III.10.}$$

Una de las ventajas de la representación polinomial es que puede ser invertida para calcular $\theta(\sigma, S, p)$ y $S(\sigma, \theta, p)$. Dos conjuntos de coeficientes son proporcionados por el modelo para presiones de referencia de 0 y 20 mega pascales (MPa). Los valores de sigma calculados con estos coeficientes son referidos como σ_0 y σ_2 , respectivamente. Si se decide escoger σ_0 , para representar las coordenadas verticales en el modelo, la estructura de la densidad se verá muy bien caracterizada en el océano superior. Sin embargo, en el océano profundo puede haber regiones donde σ_0 no se incrementa con la profundidad, forzando a las capas verticales del modelo a doblarse. Por este motivo, se debe considerar la selección del conjunto de coordenadas de densidad apropiadas para una simulación numérica dada (Wallcraft et al., 2009).

III.3.2. Modelo K-Profile Parametrization (KPP)

Existen tres algoritmos para la resolución de la mezcla diapirica con el modelo HYCOM. El más utilizado es el modelo K-Profile Parametrization (KPP) ya que además de determinar los procesos de

mezcla de las variables termodinámicas en cada punto de malla de presión (P), también calcula la mezcla en los puntos de malla de las componentes de la velocidad zonal (U) y meridional (V).

El modelo KPP consiste en un algoritmo aplicable para la parte del océano interior. Las variables del modelo se descomponen en una variable promedio, denotada por una barra superior, y una variable turbulenta, denotada por una prima. La difusividad diapicna asociada a las variables termodinámicas de temperatura potencial y salinidad, así como la viscosidad diapicna relacionada con las variables de momento, se encuentran parametrizadas como:

$$\overline{w'\theta'} = -K_{\theta} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad \text{III.11a.}$$

$$\overline{w'S'} = -K_S \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} \quad \text{III.11b.}$$

$$\overline{w'v'} = -K_m \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \quad \text{III.11c.}$$

donde:

K_{θ} , es el coeficiente de difusividad de la temperatura potencial

K_S , es el coeficiente de difusividad de la salinidad

K_m , es el coeficiente de viscosidad (momento)

$\overline{w'\theta'}$, $\overline{w'S'}$, $\overline{w'v'}$, representan el flujo cinemático turbulento

La viscosidad/difusividad del océano interior se asume que consiste en tres componentes, que para el caso de la difusividad de la temperatura potencial, se expresa como:

$$K_{\theta} = K_{\theta}^s + K_{\theta}^w + K_{\theta}^d \quad \text{III.12.}$$

donde:

K_{θ}^s , es la contribución de la cizalla vertical

K_{θ}^w , es la contribución del campo de ondas internas

K_{θ}^d , es la contribución de la difusión doble

El término K_{θ}^s , se refiere a la componente de la solución de la inestabilidad por cizalla, mientras que el término K_{θ}^w , hace referencia a la parte sin resolver de la inestabilidad por cizalla debida a ondas internas. Únicamente estos dos procesos contribuyen a la viscosidad diapicna.

La contribución de la inestabilidad por cizalla vertical está parametrizada en términos del gradiente del Número de Richardson (Ec. III.13) calculado en las capas límite del modelo como:

$$Ri_g = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} \quad \text{III.13.}$$

en la que la mezcla se ve impulsada cuando $Ri_g = Ri_0 < 0.7$. Donde:

Ri_g , es el gradiente local del Número de Richardson

Ri_0 , es el valor de Ri_g cuando la difusividad interior por cizalla tiende a cero

N , es la frecuencia de la boyancia local

La contribución de la inestabilidad por cizalla vertical es la misma para la difusividad de la temperatura potencial, la difusividad de la salinidad y la viscosidad, es decir, $K^s = K_\theta^s = K_s^s = K_m^s$, y está dada por:

$$\frac{K^s}{K^0} = 1 \quad Ri_g < 0$$

$$\frac{K^s}{K^0} = \left[1 - \left(\frac{Ri_g}{Ri_0} \right)^2 \right]^P \quad 0 < Ri_g < Ri_0$$

$$\frac{K^s}{K^0} = 0 \quad Ri_g > Ri_0$$

donde $K^0 = 50 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, $Ri_0 = 0.7$ y $P = 3$ que es un exponente de parametrización. El valor de K^0 se escoge para caer dentro del rango de las difusividades máximas observadas reportadas para la termoclina estacional por Peters et al. (1998). Las mediciones en el campo oceánico de Ri_g generalmente se encuentran en un rango de 0.4-1.0 (Eriksen, 1978; Davis et al., 1981a; Kundu y Beardsley, 1991). Por ende, de manera general, los valores están en concordancia con las observaciones registradas.

La difusividad que resulta de la cizalla por ondas internas está dada por:

$$K_\theta^w = K_s^w = 0.1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \quad \text{III.14.}$$

De acuerdo con el análisis realizado por Peters et al., (1988) y Large et al., (1994) se determina que la difusión debida a ondas internas debería ser un orden de magnitud mayor al de la difusividad, por lo que se asume:

$$K_m^w = 1.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \quad \text{III.15.}$$

Las regiones oceánicas donde los procesos de doble difusión son importantes se identifican mediante la relación de densidad de doble difusión:

$$R_\rho = \frac{\alpha \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}}{\beta \frac{\partial \bar{S}}{\partial z}} \quad \text{III.16.}$$

donde α y β son coeficientes de expansión térmica para temperatura y salinidad, respectivamente.

Durante el proceso conocido como *dedos de sal*, donde agua cálida y salina se encuentra por encima de agua fría y con menos cantidad de sales disueltas, también puede calcularse su difusividad salina, que está dada por:

$$\frac{K_s^d}{K_f} = \left[1 - \left(\frac{R_\rho - 1}{R_\rho^0 - 1} \right)^2 \right]^P \quad 1.0 < R_\rho < R_\rho^0$$

$$\frac{K_s^d}{K_f} = 0 \quad R_\rho \geq R_\rho^0$$

Y su difusividad térmica, que está determinada como:

$$K_\theta^d = 0.7 K_s^d$$

donde $K_f = 10 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, $P = 3$, y $R_\rho^0 = 1.9$, que es el valor donde la mezcla interna por difusividad doble, tiende a cero en el proceso de dedos de sal.

El modelo HYCOM, al realizar el cálculo de los coeficientes K y la mezcla en el océano interior en los puntos de malla de la presión (P), la viscosidad se interpola en los puntos de malla de cada componente del vector velocidad meridional (V) y zonal (U) para de este modo tener la representación completa de la mezcla interior (Wallcraft et al., 2009; Large et al., 1994).

III.3.3. Malla del modelo

La malla de un modelo es la representación de una superficie que puede verse como un conjunto de píxeles que definen un espacio. En el caso del modelo HYCOM, se utiliza una malla que define el espacio en coordenadas horizontales y otra distinta para coordenadas verticales. En el caso de esta última, las coordenadas de densidad son inadecuadas para representar la capa de mezcla en el océano, debido a la casi nula estratificación. Las coordenadas -z o geopotenciales son de mayor utilidad en la representación de procesos cercanos a la superficie. Por debajo de la capa de mezcla, el uso de coordenadas que siguen las líneas de densidad son la mejor opción, hasta alcanzar una

profundidad donde la mejor representación la define las coordenadas sigma, que siguen la topografía (Cushman & Beckers, 2011). El tipo de malla que se ocupa para representar las coordenadas en el modelo HYCOM se especifica a fondo más adelante. Por otro lado, la malla horizontal del modelo, que mejor representa los procesos advectivos que se llevan a cabo en el océano utiliza coordenadas cartesianas que son de utilidad cuando las escalas espaciales son regionales. Este tipo de malla se describe con más detalle en la siguiente sección.

III.3.3.1. Malla horizontal

La malla horizontal del modelo HYCOM utiliza coordenadas curvilíneas ortogonales generalizadas, donde el eje *x* apuntando hacia el este y el eje *y* dirigido hacia el norte. La componente horizontal de las ecuaciones de pronóstico se discretiza en una malla horizontal escalonada tipo Arakawa C. Consiste en cuatro mallas regulares intercaladas en las que cada una de ellas resuelve una de las cuatro variables de pronóstico: presión (P), velocidad zonal (U), velocidad meridional (V) y vorticidad (Q), como se muestra en la figura III.3-1 (Wallcraft et al., 2009).

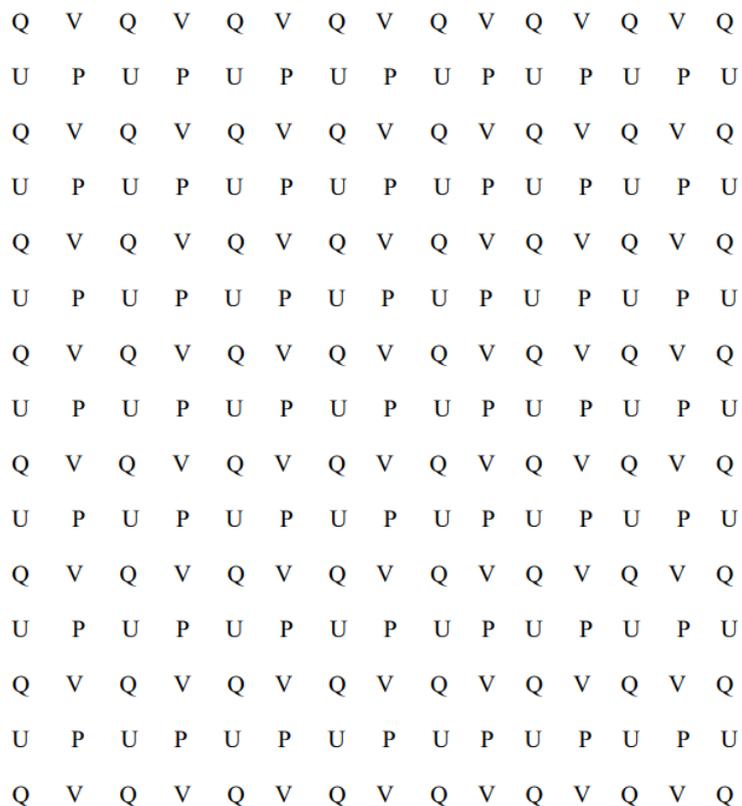


Figura III.3-1. Malla horizontal Arakawa C del modelo HYCOM (tomada de Warcraft et al., 2009).

III.3.3.2. Coordenadas verticales

El modelo HYCOM utiliza coordenadas híbridas para la representación del océano en la coordenada vertical, en las que considera tres diferentes regímenes del flujo (figura III.3-2). En las capas cercanas a la superficie se encuentra la capa de mezcla, que es una zona donde predominan flujos turbulentos. Se encuentra dominada por procesos de transferencia de momento, calor, agua dulce y trazadores por la interacción con la atmósfera. Estos procesos no-hidrostáticos requieren una resolución vertical y horizontal muy fina. Las coordenadas geopotenciales y de presión son las más comúnmente utilizadas ya que facilitan el uso de mallas con un tamaño de espaciamiento muy pequeño. En contraste, los procesos de transporte que se llevan a cabo en el océano interior, ocurren predominantemente a lo largo de superficies de igual densidad. Por este motivo las propiedades de las masas de agua en el océano interior tienden a conservarse en escalas temporales y espaciales. Para este caso, las coordenadas isopícnas son las que mejor se ajustan a la representación del océano interior. Por otro lado, el océano en el fondo marino tiene como principal forzante la topografía que actúa en las corrientes de fondo e influye directamente en el balance dinámico. Para la representación del océano en el fondo o para procesos costeros, las coordenadas sigma son las que mejor ajuste tienen, ya que siguen la batimetría del fondo marino (Griffies et al., 2000; Griffies, 2006).

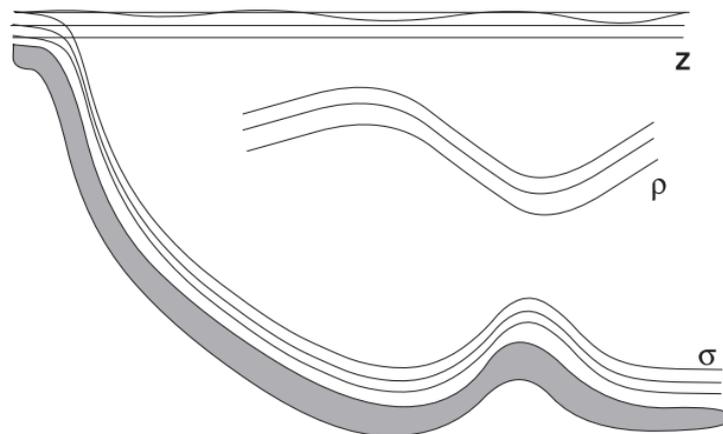


Figura III.3-2. Coordenadas verticales híbridas del modelo HYCOM, geopotenciales (z) para representar superficie oceánica y capa de mezcla, coordenadas isopícnas (ρ) para el océano interior, y coordenadas sigma (σ) para seguir la topografía del fondo marino (tomada de Griffies et al., 2000).

Las coordenadas z o geopotenciales representan la distancia vertical desde una superficie del océano en reposo $z = 0$, positiva hacia la superficie, hasta una superficie $z = -H(x, y)$. Es la representación más sencilla debido a las aproximaciones numéricas que se utilizan. La capa de mezcla es adecuadamente representada ya que los procesos de intercambio de calor pueden ser mejor expresados.

Las coordenadas verticales de densidad potencial ρ referenciadas a una presión dada, son las más utilizadas para la representación del océano interior. En un océano establemente estratificado, donde

prácticamente no hay intercambios de calor, la densidad potencial es materialmente conservada. El transporte en el océano interior tiene una fuerte tendencia a ocurrir a lo largo de superficies de igual densidad potencial (mezcla isopicna) en lugar de que ocurra a través de éstas (mezcla diapicna). En flujos que no presentan intercambio de calor, o adiabáticos, las coordenadas isopicnas representan de una mejor manera el gradiente de presión.

La expresión que determina las coordenadas sigma, que siguen la batimetría del fondo marino, está dada por:

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta} \quad \text{III.8.}$$

En la que $\eta(x, y, t)$ es el desplazamiento de la superficie del océano con respecto al nivel $z = 0$ del océano en reposo, y $H(x, y, t)$ es la distancia desde el nivel $z = 0$ hasta el fondo marino donde $z = -H(x, y, t)$. Para el caso de la superficie $\sigma = 0$, y en el caso del fondo oceánico $\sigma = -1$ (Griffies et al., 2000).

De manera concreta, el modelo HYCOM rescata las ventajas de las coordenadas verticales geopotenciales, isopicnas y sigma, mientras que sus desventajas las compensa por medio de la transición entre cada una de ellas. En el núcleo del modelo numérico se controla el ajuste de las coordenadas verticales y la transición entre ellas mediante un mecanismo conocido como *generador de malla*. Debido a que la posición de las superficies isopicnas en el océano es variable en el tiempo, el generador de malla se encarga de modificar la posición de las superficies coordenadas para que coincidan con las isopicnas en el océano interior a cada paso de tiempo. Este movimiento de las interfases de capa puede inducir un exceso en la difusión vertical del modelo, que el generador de malla resuelve limitando el movimiento de las interfases. Adicionalmente, el generador define un espesor de capa mínimo para evitar que las superficies coordenadas se encimen (Bleck, 2006).

III.3.4. Corrida libre del modelo HYCOM

La simulación de circulación oceánica de la respuesta al frente frío No. 4 de la temporada 2007 en el Golfo de México, se realizó utilizando el modelo HYCOM en su versión 2.3.01. Para la corrida libre del modelo se utilizó una malla horizontal con una resolución de 1/25 de grado y con un dominio que va de 98.00° W a 76.40° W y de 18.09° N a 31.00° N. De este modo se cubrió la mayor parte de la región del GdM permitiendo modelar tanto las condiciones de aguas profundas como las observadas en la plataforma continental. La malla vertical que ocupa el modelo consiste en una batimetría generada en el Grupo Interacción Océano-Atmósfera (IOA) del Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático (ICAYCC) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), la cual tiene específicamente bien resueltas las costas de los estados de Veracruz, Tabasco y Campeche, México. La resolución vertical consiste de 36 capas o niveles. La corrida libre se realizó para los días que van desde el 20 de octubre hasta el 3 de noviembre del 2007, resultando un total de 14 días en los que el frente frío se desplazó a lo largo del GdM. La resolución temporal utilizada por el modelo para representar los procesos de 14 días fue de 1 hora obteniendo un total de 336 archivos horarios. Como

condición inicial se utilizó un archivo instantáneo del Consorcio HYCOM, el cual se basa en el reanálisis del Golfo de México “GOMu0.04/expt_50.1”, que tiene una resolución horizontal de 1/25 de grado. Por otro lado, para las condiciones de frontera laterales se utilizaron archivos promedio diarios del Consorcio HYCOM, que corresponden al reanálisis del experimento “GLBv0.08/expt_53.X”, con 1/12 de grado de resolución horizontal. Los forzantes atmosféricos que se ocuparon en el modelo se obtuvieron de simulaciones del modelo atmosférico WRF implementadas en el Grupo IOA, del ICAyCC. Los archivos de salida resultantes de la corrida libre del modelo HYCOM son 336 archivos horarios en formato NetCDF (*Network Common Data Form*) de dos y tres dimensiones. Los archivos en tres dimensiones tienen una resolución vertical de 34 capas en profundidad, que van de los 0 a los 3500 m, e incluyen las variables de temperatura, salinidad, velocidad zonal, velocidad meridional, rapidez, y densidad potencial. Por otro lado, los archivos en dos dimensiones contienen variables específicas de la capa de mezcla, como lo son de temperatura, salinidad, densidad, grosor, y velocidad en sus componentes meridional y zonal. Estos últimos archivos contienen también la variable de elevación de la superficie del mar (SSH). También se obtienen archivos de salida en el formato nativo del modelo HYCOM con extensión *.a y *.b, en los que se tienen además de lo anterior, las 36 capas híbridas del modelo en la coordenada vertical (GrupoIOA-ICAyCC, 2021).

La corrida libre del modelo oceánico HYCOM-UNAM forzado con el modelo atmosférico WRF-UNAM realizada por el Grupo IOA, muestra características similares a las observadas en el análisis en superficie del *Weather Prediction Center* de la NOAA, y lo reportado por el SMN, del evento del frente frío No. 4 de la temporada 2007. El análisis de los vientos (figura III.3-3) muestra la entrada del frente frío al GdM a partir del 22 de octubre a las 1800 Z (a), caracterizada por una masa de aire frío proveniente del noroeste del golfo. Se observa la amplitud de la velocidad al ingreso del frente que es del orden de entre 15 - 20 m s⁻¹, que se aproxima a los 18 m s⁻¹ máximos que reporta el SMN. El día 23 de octubre a las 1000 Z (b) se observa que el frente alcanza las costas de los estados de Veracruz y Tabasco, México, alcanzando velocidades del viento cercanas a los 25 m s⁻¹ que concuerdan con el SMN de máximas velocidades de 27 m s⁻¹ reportadas el mismo día pero con una diferencia de 6 horas. Según el SMN, el día 24 de octubre a las 0000 Z, el frente frío alcanza el suroeste de la península de Yucatán, que es exactamente lo que puede observarse en la simulación (c), donde la magnitud de los vientos en las costas del territorio nacional supera los 15 m s⁻¹. Finalmente, el 25 de octubre a las 0000 Z (d) se observa el arribo del frente frío al Mar Caribe donde permanece en estado estacionario por la interacción con una masa de aire cálido en la región.

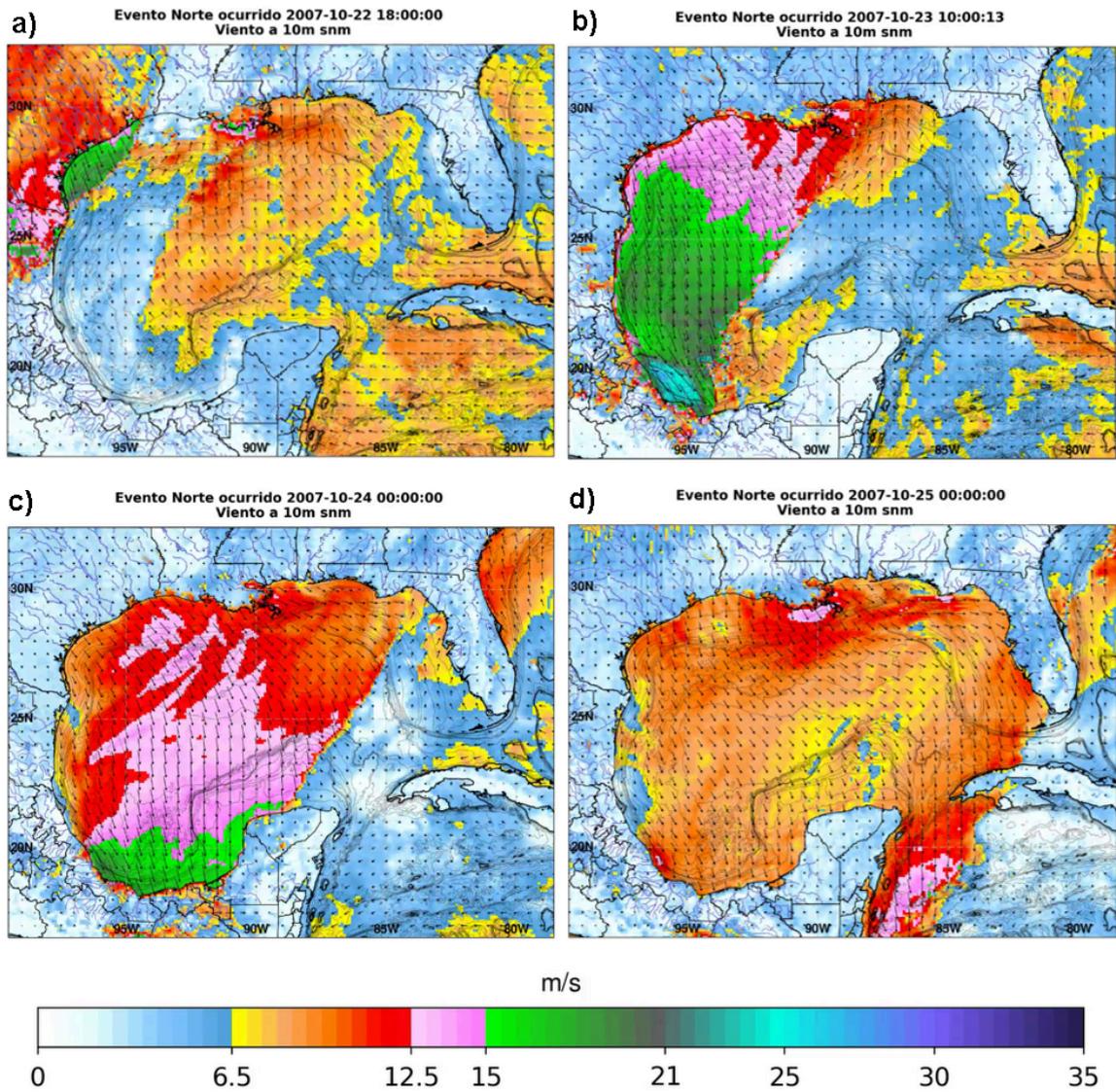


Figura III.3-3. Viento a 10 metros sobre el nivel del mar (smnm), utilizando salidas del modelo WRF para el periodo del evento del frente frío no. 4 de la temporada 2007 (realizada por el Grupo IOA, adaptada).

IV. RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos sobre respuesta dinámica de remolinos anticiclónicos ante el paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007, en la cuenca del GdM. De igual manera, se analizan los flujos de calor en la columna de agua y los procesos de mezcla tomando como referencia las variables termodinámicas de temperatura potencial, salinidad y densidad potencial del océano. El estudio se realiza utilizando las salidas numéricas del modelo oceánico HYCOM-UNAM forzado con el modelo atmosférico WRF-UNAM, ambos con una configuración específica para la representación del paso de un frente frío sobre el GdM, realizada por el Grupo IOA, de la UNAM. La corrida libre del modelo HYCOM-UNAM se realizó usando una malla horizontal con una resolución de 1/25 de grado, un dominio que va de 98.00° W a 76.40° W y de 18.09° N a 31.00° N, una resolución vertical de 36 capas y archivos con salidas horarias. La simulación se corrió desde el día 20 de octubre hasta el 3 de noviembre del 2007 abarcando el periodo en el que el frente frío impacta la cuenca del GdM, obteniendo así 336 archivos de salida utilizando el formato nativo del modelo [*].ab].

El estudio se desarrolla sobre dos remolinos anticiclónicos que se identificaron en el período de interés; uno de ellos recién desprendido de la CL (remolino joven) y el otro localizado frente a las costas del estado de Tamaulipas, México (remolino viejo). La respuesta dinámica y termohalina de ambos remolinos al paso del frente frío No. 4, se detalla en las secciones IV.1 y IV.2, respectivamente, en las que se analiza la elevación del nivel del mar sobre la cuenca del GdM, la velocidad de corrientes en superficie, el estudio de oscilaciones inerciales a diferentes profundidades, su relación con la profundidad de la capa de mezcla, la influencia del frente frío analizando perfiles de temperatura, salinidad y densidad, así como un análisis de flujos de calor y procesos de mezcla en la componente vertical.

Se acotaron dos subdominios diferentes, derivados del dominio madre que abarca todo el GdM, uno por cada remolino analizado. El subdominio del remolino recién desprendido de la CL abarca desde las coordenadas 91.0°W a 85.0°W y de 22.5°N a 29.5°N. Por su parte, el subdominio del remolino cercano a las costas de Tamaulipas va desde los 98.0°W a 93.0°W y de 21.5°N a 25.5°N. El análisis de ambos remolinos anticiclónicos se desarrolla con base en cada uno de estos subdominios.

IV.1. Respuesta dinámica al paso del frente frío No. 4

En esta sección se analiza la respuesta dinámica de los remolinos anticiclónicos, uno cercano a las costas de Tamaulipas y el otro recién desprendido de la CL, al paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007, en el GdM. Se estudia la elevación del nivel del mar para detectar cada uno de los remolinos anticiclónicos, así como su contorno de rastreo, la velocidad de sus corrientes superficiales, las oscilaciones inerciales en el océano derivadas del paso del frente frío y su relación con la profundidad de la capa de mezcla.

El análisis de altimetría permite, entre otras cosas, identificar los remolinos anticiclónicos y ciclónicos en una región oceánica, los cuales se observan como centros de alta presión (elevación positiva) y centros de baja presión (elevación negativa), respectivamente. Con el propósito de resaltar los

procesos dinámicos de mesoescala, se calcularon anomalías de la elevación del nivel del mar mediante un promedio espacial en las regiones con profundidades mayores a 200 m. Considerando lo anterior, los procesos que se llevan a cabo en zonas someras no se consideran para el análisis.

Las anomalías de elevación del nivel del mar (*sea surface height, SSH*) se realizaron para el día 31 de octubre de 2007 a las 0000Z donde, de acuerdo a los reportes del SMN, terminan las fuertes tormentas e intensos vientos asociados al frente frío en la cuenca del GdM.

El análisis altimétrico (figura IV.1-1) muestra la presencia de dos remolinos anticiclónicos en la región del golfo, que se observan como anomalías positivas de elevación de la superficie oceánica. Se observa un remolino anticiclónico recién desprendido de la CL, en el que su centro supera los 40 cm de altura de la superficie. El contorno de elevación que mejor representa la dinámica de este remolino es de 17 cm, el cual se muestra en la figura IV.1-1., con una línea color negro que lo delimita. Por su parte, el remolino anticiclónico cercano a las costas de Tamaulipas, se caracteriza por una elevación de la superficie del mar en la que su centro alcanza los 20 cm de altura. El contorno de elevación que determina su dinámica es de 5 cm, que puede observarse en la figura IV.1-1. Los contornos de elevación de la superficie oceánica permiten caracterizar los remolinos delimitando las aguas circundantes. El contorno de delimitación y la altura máxima de su centro muestra el debilitamiento del remolino localizado en regiones someras (remolino viejo), en comparación del que recién se desprende de la CL (remolino joven).

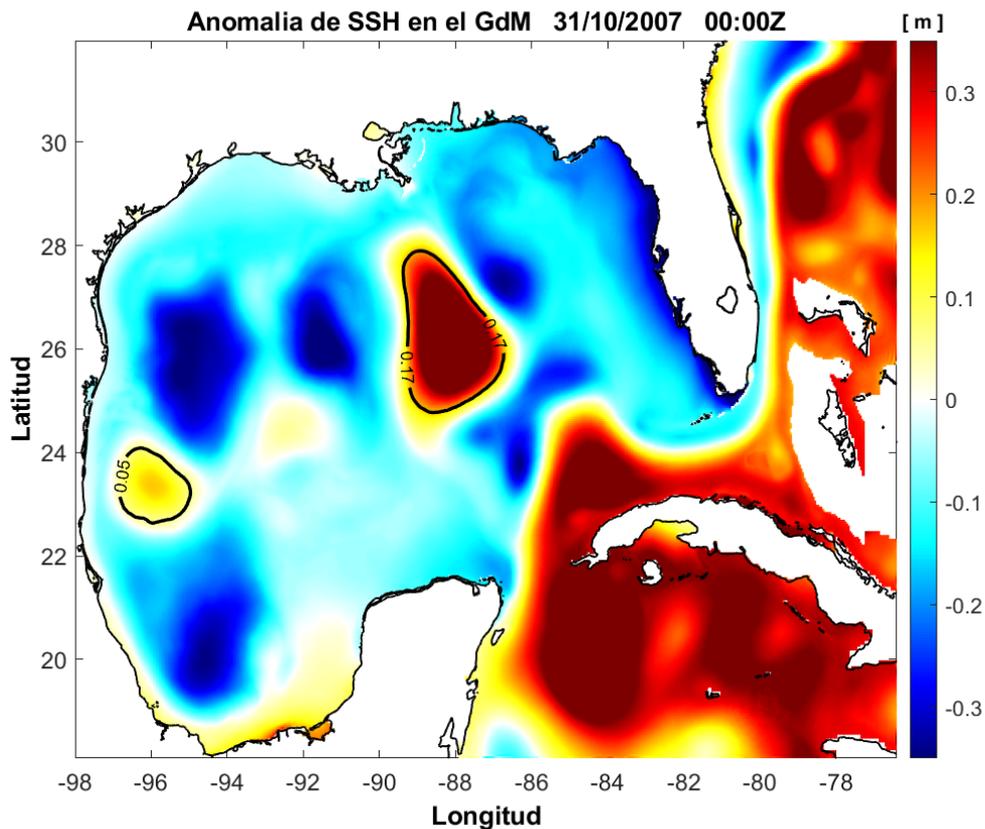


Figura IV.1-1. Anomalía de la elevación del nivel del mar (SSH) al final del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 en el Golfo de México, donde se identifican dos remolinos anticiclónicos (anomalía positiva), uno

recién desprendido de la Corriente del Lazo (contorno 17 cm) y otro cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México (contorno 5 cm), utilizando salidas del modelo HYCOM-UNAM.

IV.1.1. Análisis del campo de velocidad horizontal

La caracterización de la respuesta dinámica al paso del frente frío No. 4, sobre los remolinos anticiclónicos identificados en la cuenca del GdM, abarca también el análisis del campo de velocidad horizontal, zonal y meridional (u,v) y el cambio de las corrientes en diferentes etapas del frente. Las etapas que se analizan representan un estado anterior a la entrada del frente frío al GdM (21 de octubre), el paso del frente frío por la región de cada remolino (23 de octubre), el impacto del frente retrogradado por la interacción con el frente cálido en el mar Caribe (26 de octubre) y la permanencia del frente ocluido en la región de la bahía de Campeche (28 de octubre). El horario en el que impacta el frente frío en cada uno de los remolinos anticiclónicos identificados, es diferente, siendo a las 0300 Z del 23 de octubre para el remolino de Tamaulipas, y las 1700 Z para el remolino recién desprendido de la CL.

El remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas (figura IV.1-2) se observa con una amplitud de velocidad que va desde los 0.4 a 0.9 m s⁻¹ (figura IV.1-2a,c,d) , con excepción de la etapa donde el frente frío impacta la superficie oceánica (figura IV.1-2b), donde alcanza velocidades desde 0.7 hasta por encima de 0.9 m s⁻¹. Las velocidades de mayor amplitud se muestran del lado este del remolino, donde se intensifican con los vientos asociados al frente frío que entra al GdM por el noroeste y viaja hacia el sureste. En el panel correspondiente (figura IV.1-2b) se observa que al paso del frente por el remolino de Tamaulipas, las corrientes se intensifican en la región noreste del remolino rompiendo la circulación rotatoria. Las corrientes se desplazan entonces siguiendo la línea de costa hacia el sur, lo que sugiere un evento de ondas atrapadas a la costa, que se desarrolla al paso del frente frío. Los días 21 y 28 de octubre (figura IV.1-2a,d), se puede observar la presencia de un remolino ciclónico al noreste del remolino anticiclónico. Este ciclón pierde su estructura en el periodo de tiempo en el que el frente frío atraviesa la región (figura IV.1-2b,c). El día 23 de octubre, se intensifican las corrientes del lado oeste del remolino ciclónico y se incorporan con la fuerte corriente que se dirige al sur impulsada por los eventos de norte.

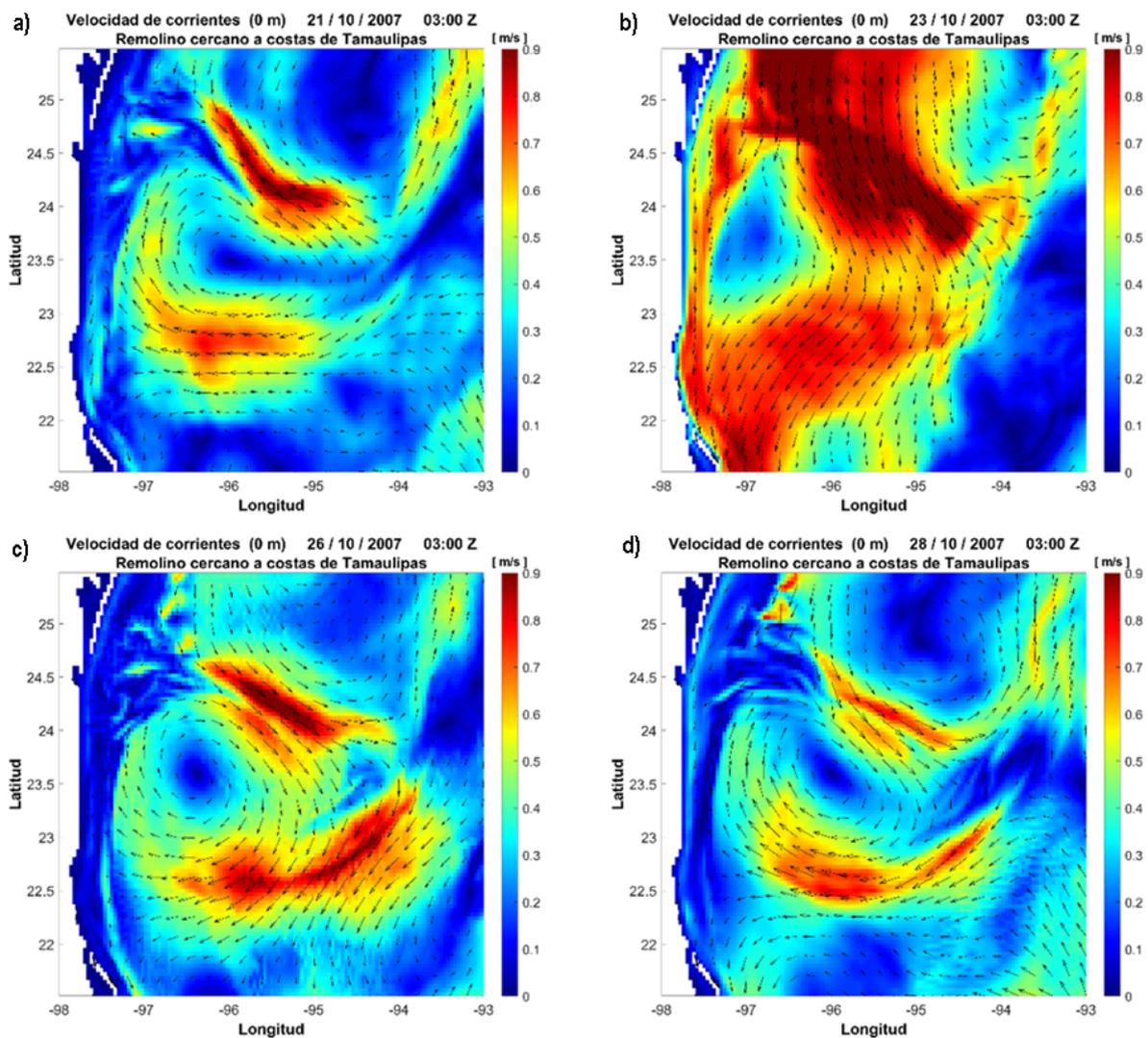


Figura IV.1-2. Velocidad de corrientes en superficie del remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México, en diferentes etapas al paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007, utilizando salidas del modelo HYCOM-UNAM. La escala de magnitud de la velocidad se observa de 0.0 - 0.9 $m s^{-1}$, en la barra de color.

El análisis del campo de velocidad horizontal en superficie, del remolino recién desprendido de la CL (figura IV.1-3) muestra una amplitud de velocidades que van desde los 0.8 a 1.4 $m s^{-1}$. Comparativamente, el remolino joven tiene corrientes más intensas que se caracterizan por la circulación de la CL, cerca del doble que el remolino de las costas de Tamaulipas. En la etapa donde el frente frío impacta al remolino (figura IV.1-3b) se puede observar el incremento en la amplitud de la velocidad en su región noreste, alcanzando velocidades por encima de 1.6 $m s^{-1}$. Este máximo en la velocidad superficial, se reduce hasta alcanzar valores máximos cercanos a 1.4 $m s^{-1}$ en los que la CL se ve disminuida también. La velocidad del lado este del remolino anticiclónico se ve incrementada al paso del frente frío, por el esfuerzo del viento que impacta en la superficie. Por su parte, el lado oeste pierde amplitud en la velocidad llegando hasta 1.0 $m s^{-1}$, siendo igualmente repercutido por el esfuerzo del viento que en este caso, se opone al movimiento del remolino.

Durante el periodo del análisis, se pueden apreciar dos remolinos ciclónicos, uno de ellos que perdura a lo largo de las diferentes etapas del paso del frente frío. Se localiza al sureste del remolino anticiclónico y al oeste de la porción de la CL que se muestra en la parte inferior derecha de la figura IV.1-3. El otro remolino ciclónico se observa al noreste del anticiclón recién desprendido de la CL. Tiene una estructura más definida en los días 26 y 28 de octubre (figura IV.1-3c, d), después del paso del frente frío por la región.

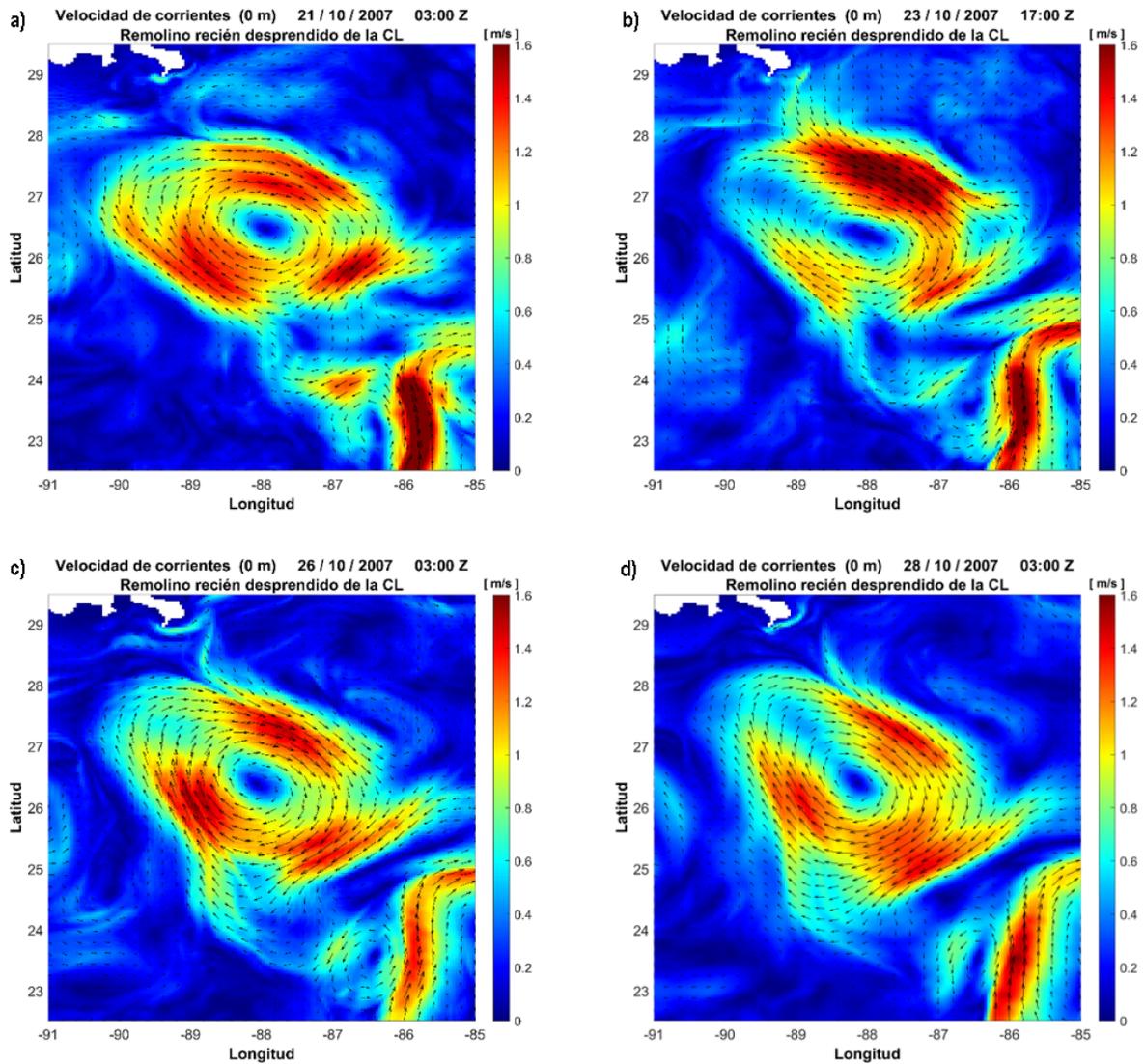


Figura IV.1-3. Velocidad de corrientes en superficie del remolino recién desprendido de la Corriente del Lazo, en diferentes etapas al paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007, utilizando salidas del modelo HYCOM-UNAM. La escala de magnitud de la velocidad se observa de 0.0 - 1.6 m s⁻¹, en la barra de color.

IV.1.2. Análisis de oscilaciones inerciales

El análisis de la respuesta dinámica del paso del frente frío No. 4 por los remolinos anticiclónicos de Tamaulipas y el recién desprendido de la CL, comprende también un estudio de oscilaciones inerciales provocadas por los vientos intensos que impactan en la superficie oceánica y su relación con la profundidad de la capa de mezcla en la región. El análisis de oscilaciones inerciales se lleva a cabo considerando un caso idealizado de oscilaciones inerciales en donde no se considera la interacción con otras ondas y corrientes, ni la vorticidad local. Las oscilaciones inerciales calculadas tienen una propagación únicamente en la horizontal y tienen una frecuencia inercial definida por el parámetro de Coriolis, $f = 2\Omega \sin\varphi$, que depende de la latitud φ . Cuando la frecuencia de las oscilaciones inerciales es mayor que f , pueden propagarse hacia el fondo, lo que resulta en un proceso importante para la mezcla vertical, lo que se conoce como oscilación cuasi-inercial.

El cálculo de las oscilaciones inerciales se realiza considerando el campo de velocidad horizontal en cada profundidad del análisis, y en diferentes etapas del frente frío No. 4 de la temporada 2007. En cada punto de malla, las componentes de la velocidad horizontal (u, v) se aproximaron como una suma de flujos de frecuencia inercial y no-inercial, de la forma:

$$u'(t_n) = A_{u1} + A_{u2} \sin(ft_n) + A_{u3} \cos(ft_n) \quad \text{IV.1}$$

$$v'(t_n) = A_{v1} + A_{v2} \sin(ft_n) + A_{v3} \cos(ft_n) \quad \text{IV.2}$$

En la que A_{u1}, A_{v1} representan el flujo medio, es decir, procesos que ocurren en frecuencias distintas a la inercial. Los términos sinusoidales y cosenoidales representan la contribución de las oscilaciones inerciales (frecuencia f). Los coeficientes $A_u = [A_{u1} \ A_{u2} \ A_{u3}]$ y $A_v = [A_{v1} \ A_{v2} \ A_{v3}]$ se obtuvieron mediante un ajuste por mínimos cuadrados de la forma:

$$A_{u,v} = (H^T H)^{-1} H^T U_{u,v} \quad \text{IV.3}$$

Donde $U_{u,v}$ representa el vector de dimensiones $N \times 1$ que contiene los componentes de velocidad u ó v en el tiempo N de simulación. H es la matriz $N \times 3$ que incluye los términos de las componentes senoidal y cosenoidal al tiempo de simulación.

La amplitud y la fase de las elipses asociadas a las oscilaciones inerciales estimadas, se calcularon mediante los coeficientes de los términos inerciales como:

$$Amp_u = \sqrt{A_{u2}^2 + A_{u3}^2} \quad \text{IV.4}$$

$$Fase_u = \arctan\left(\frac{A_{u2}}{A_{u3}}\right) \quad \text{IV.5}$$

Posteriormente se reconstruyeron las elipses de las oscilaciones inerciales en cada punto de malla, centrada en el origen como:

$$X_{\text{ellipse}}(t_n) = \text{Amp}_u \cos(ft_n + \text{Fase}_u) \quad \text{IV.7}$$

$$Y_{\text{ellipse}}(t_n) = \text{Amp}_v \cos(ft_n + \text{Fase}_v) \quad \text{IV.8}$$

En la que el semieje mayor a y menor b se encuentran dados por los valores máximo y mínimo de:

$$\sqrt{X_{\text{ellipse}}^2 + Y_{\text{ellipse}}^2} \quad \text{IV.9}$$

Se estimó entonces la ecuación paramétrica de la elipse asociada a la oscilación inercial, vista desde un sistema rotado sobre el eje mayor y con centro en el origen, de la forma: $x_{\text{param}} = a \cos(t)$, $y_{\text{param}} = b \sin(t)$. Con lo anterior, se obtuvo la trayectoria elíptica de la oscilación inercial descrita desde el sistema (X, Y) , en el punto de malla (h, k) como:

$$x_{\text{rotada}} = x_{\text{param}} \cos(\theta) - y_{\text{param}} \text{sen}(\theta) + h \quad \text{IV.10}$$

$$y_{\text{rotada}} = x_{\text{param}} \text{sen}(\theta) + y_{\text{param}} \cos(\theta) + k \quad \text{IV.11}$$

donde:

θ , es el ángulo entre los ejes abscisas y eje mayor de la elipse

Finalmente se estimó la excentricidad de la elipse en cada punto de malla, como:

$$\varepsilon = \sqrt{1 - \left(\frac{b}{a}\right)^2} \quad \text{IV.12}$$

donde ε es la excentricidad, siendo su rango de valores $0 < \varepsilon < 1$

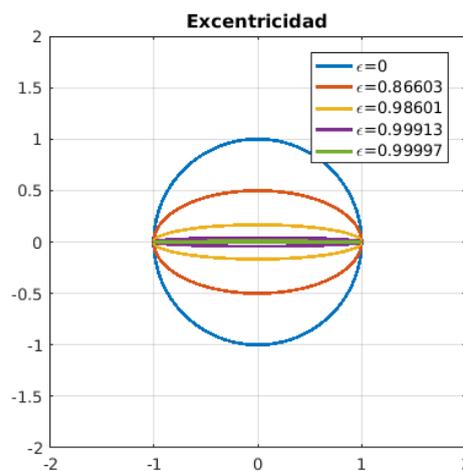


Figura IV.1-4. Rango de valores de excentricidad de la elipse asociada a oscilaciones inerciales (tomada de Calderón-Bustamante, 2017)

Los valores de la excentricidad ε más cercanos a cero corresponden a trayectorias de las elipses casi circulares, mientras que los valores que van acercándose a uno, tienen trayectorias que pasan de circulares a elípticas y éstas a su vez a casi rectas, al alcanzar el valor unitario. Las oscilaciones inerciales con excentricidad cercana a uno se dan principalmente en regiones de aguas someras, donde las trayectorias de las oscilaciones se aproximan a una recta, son movimientos paralelos y cercanos a la costa. Las oscilaciones que tienen excentricidad cercana a cero se presentan en regiones de aguas profundas como movimientos casi circulares.

Por otro lado, el cálculo de la profundidad de la capa de mezcla se lleva a cabo mediante una interpolación ponderada. Se estima el valor de densidad potencial a partir de los perfiles de temperatura y salinidad de los archivos de salida del modelo, referenciados a una presión de cero decibares (0 dbar). Con los valores de densidad potencial en la vertical, se determina una máxima y una mínima profundidad tal que:

$$z_{max} = \sigma_o(z) < \sigma_o(0) + 0.15 \text{ kg/m}^3 \quad \text{IV.13}$$

$$z_{min} = \sigma_o(z) > \sigma_o(0) + 0.15 \text{ kg/m}^3 \quad \text{IV.14}$$

donde:

$\sigma_o(0)$, es la densidad referenciada a 0 dbar en superficie

$\sigma_o(z)$, es la densidad referenciada a 0 dbar en profundidad

Teniendo ambas profundidades (máxima y mínima) se estima la profundidad de la capa de mezcla mediante interpolación ponderada utilizando la ecuación:

$$z_{mix\ layer} = z_{max} \left(1 - \frac{(\sigma_{mx} - \sigma_{ref})}{\Delta\sigma} \right) + z_{min} \left(\frac{(\sigma_{mx} - \sigma_{ref})}{\Delta\sigma} \right) \quad \text{IV.15}$$

donde:

$$\sigma_{ref} = \sigma_o(0) + 0.15 \text{ kg/m}^3$$

Se obtuvieron los mapas bidimensionales de la profundidad de la capa de mezcla calculada para todo el dominio del GdM y posteriormente se acotaron a los subdominios de cada remolino anticiclónico identificado.

Se analiza la correlación lineal entre la profundidad de la capa de mezcla como variable independiente o predictor y la amplitud de oscilaciones inerciales como variable dependiente o predictando, mediante una regresión lineal simple. Primeramente se realiza el cálculo de los parámetros a y b utilizando la ecuación de una recta $y = a + bx$, así como el conjunto de datos de las salidas numéricas de ambas variables. A continuación, se estima la variable independiente y_{est}

conforme los parámetros calculados y los datos de la variable dependiente y, se calcula la suma de los cuadrados totales (SST), de la regresión (SSR) y del error (SSE) considerando las ecuaciones:

$$SST = \sum (y_i - \bar{y})^2 \quad \text{IV.16}$$

$$SSR = \sum (y_{est} - \bar{y})^2 \quad \text{IV.17}$$

$$SSE = \sum (y_i - y_{est})^2 \quad \text{IV.18}$$

donde, para el caso:

\bar{y} , es la media espacial de la profundidad de la capa de mezcla

y_i , es la profundidad de la capa de mezcla al final de cada etapa del frente frío

Finalmente se calcula el coeficiente de determinación $R^2 = SSR / SST$ que representa el porcentaje de varianza que se explica por el modelo lineal asociado a la recta calculada. Se obtienen los diagramas de dispersión de la amplitud de las oscilaciones inerciales y la profundidad de la capa de mezcla, así como la recta que mejor se ajusta a los datos y su coeficiente de determinación R^2 . La relación entre la profundidad de la capa de mezcla y el decaimiento de la amplitud de las oscilaciones inerciales también forma parte de este análisis. La razón de decaimiento se calcula considerando la amplitud de la oscilación inercial en superficie (Amp_{0m}) y a una profundidad dada que, para el presente estudio es de 100 m (Amp_{100m}). Tomando en cuenta lo anterior, la razón del decaimiento de amplitud de oscilaciones inerciales se calcula mediante la relación:

$$\text{Razón de decaimiento} = \frac{Amp_{100m}}{Amp_{0m}} \quad \text{IV.19}$$

En la que valores por debajo de la unidad indican que la amplitud de oscilación inercial en superficie es mayor a la observada a 100 m de profundidad. En cambio, valores por arriba de la unidad, señalan que la amplitud de oscilación inercial en profundidad es mayor a la observada en superficie. Los respectivos diagramas de dispersión entre el decaimiento de la amplitud de oscilaciones inerciales y la profundidad de capa de mezcla son de igual manera analizados en esta sección.

Los mapas bidimensionales obtenidos muestran la profundidad de la capa de mezcla promediada por etapa del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007, y las elipses asociadas a oscilaciones inerciales por cada uno de los remolinos anticiclónicos identificados. Se consideraron únicamente la primera y tercera etapa del frente frío que corresponde a la entrada y el regreso como frente ocluido al GdM. Para obtener una representación del impacto del evento de norte, se tomó como punto de partida, el día 23 de octubre a las 1800 Z que es el tiempo en que el frente alcanza ambos remolinos anticiclónicos y puede observarse la repercusión de los vientos asociados. La primera etapa del frente

frío corre desde el 23 de octubre a las 1800 Z hasta el 26 de octubre a las 1200 Z, y la tercera etapa va desde el 28 de octubre a las 0000 Z hasta el 31 de octubre a las 1800 Z. Las oscilaciones inerciales se analizan a diferentes profundidades considerando su propagación horizontal, con el fin de conocer el decaimiento en su amplitud desde la superficie (0 metros) hasta los 100 metros de profundidad.

Las figuras IV.1-5 y IV.1-6 muestran las elipses asociadas a las trayectorias de las oscilaciones inerciales en superficie, la profundidad de la capa de mezcla y su correlación con la amplitud de oscilaciones inerciales, así como también su decaimiento, para la primera y tercera etapa del frente frío No. 4 de 2007, respectivamente, en el remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México. Del mismo modo, las figuras IV.1-7 y IV.1-8 presentan los resultados del análisis de oscilaciones inerciales para la primera y tercera etapa del frente frío, en el remolino recién desprendido de la CL.

El anterior análisis del campo de velocidad horizontal en los remolinos presenta un cambio repentino en la intensidad y dirección de las corrientes, indicando el impacto del frente frío No. 4, que para el caso particular del remolino cercano a las costas de Tamaulipas, sucede entre las 0000 - 0200 Z horas del día 23 de octubre. A partir del impacto del frente durante la primera etapa, se observan oscilaciones inerciales 16 horas después (figura IV.1-5a) en superficie, que tienen un giro anticiclónico de acuerdo al análisis del campo de velocidad. Las elipses, que describen el movimiento y la amplitud de las oscilaciones inerciales en cada punto de latitud, se observan de mayor extensión fuera del remolino, en la zona sureste, y van decreciendo hacia la costa alcanzando valores mínimos en la región cercana al borde oeste del remolino anticiclónico.

Analizando el mapa de color (figura IV.1-5a,b), que representa la profundidad media de la capa de mezcla para la primera etapa, se puede apreciar una profundización de la capa límite dentro del remolino anticiclónico con máximos que alcanzan la línea de costa extendiéndose hacia el sur (60 a 80 m). Se observa de igual manera, una franja de valores mínimos al norte, oeste y suroeste del remolino con profundidades de entre 10 a 20 m, mientras que en las regiones sureste y noreste, asociadas a la incidencia de remolinos ciclónicos, se muestran profundidades de entre 30 y 40 m de la capa de mezcla. Mientras tanto, a 100 m de profundidad (figura IV.1-5b), las elipses asociadas a oscilaciones inerciales manifiestan una evidente disminución de amplitud en gran parte del dominio del remolino cercano a las costas de Tamaulipas. Las elipses de mayor extensión se observan cercanas al borde oeste del remolino anticiclónico y hacia la costa suroeste. Por su parte, las elipses de menor extensión se observan en las regiones sureste y noreste donde, el análisis de velocidad superficial revela el impacto de remolinos ciclónicos. El mapa de color que muestra la profundidad media de la capa de mezcla durante la primera etapa del frente frío en el GdM, que es el mismo que se observa en superficie, siendo la región más profunda dentro del remolino anticiclónico y hacia la costa suroeste.

Por otro lado, el análisis de la correlación lineal entre la amplitud de oscilaciones inerciales calculadas en superficie y la profundidad de la capa de mezcla (figura IV.1-5c) durante la primera etapa del frente frío, muestra una relación lineal entre ambas variables ligeramente negativa, es decir, que a menores amplitudes de oscilaciones inerciales, la capa límite presenta una mayor profundización. El coeficiente de determinación $R^2 = 0.049$ revela una baja correspondencia de los datos al ajuste de la recta,

aproximadamente un 5%. El diagrama de dispersión muestra una semejanza entre los valores atípicos que sobrepasan la tendencia lineal y los que quedan por debajo de ésta. Es decir, los valores atípicos por arriba y por debajo de la recta calculada se extienden desde amplitudes cercanas a 0.05 m s^{-1} y hasta 0.45 m s^{-1} , y con valores atípicos de la profundidad de capa límite de entre 60 a 70 m por arriba de la recta calculada, y de 25 a 35 m por debajo de ésta.

El diagrama de dispersión entre la profundidad de capa de mezcla y la razón de decaimiento de la amplitud de oscilación inercial, desde superficie hasta 100 m de profundidad, que se observa en la figura IV.1-5d, muestra que a mayor profundidad de capa límite la razón de decaimiento de amplitud de oscilaciones inerciales es igualmente mayor. Se presenta una nube de puntos entre los valores de 0 a 1 de la razón del decaimiento de amplitud de oscilación inercial y de 25 a 65 m de profundidad de la capa de mezcla. Lo anterior sugiere que la amplitud de las oscilaciones inerciales en superficie es mayor que la observada a 100 m de profundidad, en la mayoría de los puntos de malla analizados. Sin embargo, existen puntos aislados que exceden la unidad con respecto a la razón de decaimiento de amplitud llegando a presentar valores desde 1.0 a 1.7, lo que indica una mayor amplitud de oscilación inercial a 100 m de profundidad, en comparación con la observada en superficie.

Tomando en consideración lo antes mencionado, en la figura IV.1-5a, b., se puede apreciar puntos de malla donde las elipses asociadas a oscilaciones inerciales tienen una ligera mayor extensión a 100 m de profundidad que en superficie, principalmente aquellos asociados a regiones sobre el talud donde se vuelve más profunda la capa de mezcla.

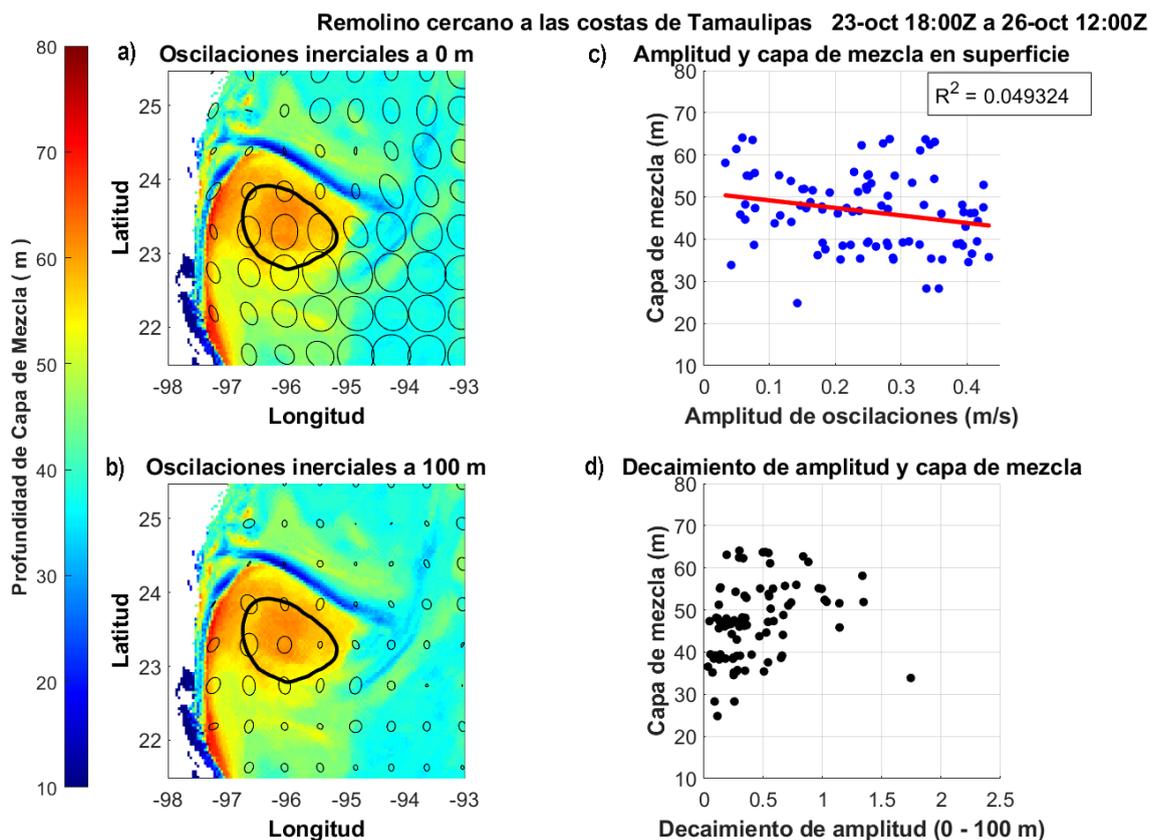


Figura IV.1-5. Profundidad de la capa de mezcla y oscilaciones inerciales calculadas durante la primera etapa del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 sobre el remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México, utilizando salidas del modelo HYCOM-UNAM. a) Elipses de oscilaciones inerciales en superficie y en color la profundidad media de la capa de mezcla. b) Elipses de oscilaciones inerciales a 100 m de profundidad y en color la profundidad media de la capa de mezcla. c) Correlación lineal entre amplitud de oscilación inercial en superficie y profundidad de la capa de mezcla. d) Correlación lineal entre la razón de decaimiento de amplitud de oscilación inercial desde superficie hasta 100 m de profundidad, y profundidad de la capa de mezcla.

Durante la tercera etapa del paso del frente frío No. 4 (figura IV.1-6), se observan oscilaciones inerciales que persisten después de 120 horas del impacto del frente sobre superficie del remolino anticiclónico cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México. Las elipses asociadas muestran un decaimiento en la amplitud de las oscilaciones inerciales de manera general en todo el dominio, en comparación con el periodo de la primera etapa del paso del frente frío (figura IV.1-5), principalmente las observadas en superficie (figura IV.1-6a). Las elipses asociadas a oscilaciones en superficie de mayor amplitud se encuentran cercanas al borde oeste del remolino anticiclónico, mientras que las de menor amplitud se observan al noreste del remolino.

El mapa de falso color (figura IV.1-6a,b) muestra la profundidad media de la capa de mezcla durante la tercera etapa del paso del frente frío No. 4, en la que se observa una mayor extensión donde la profundidad de la capa límite alcanza valores de entre 70 y 80 m abarcando casi por completo la superficie del remolino anticiclónico y extendiéndose hacia la costa oeste y suroeste. La capa límite alcanza valores mínimos de entre 10 a 20 m de profundidad a lo largo de la franja sureste y en la región norte al remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas.

Las elipses que se observan a 100 m de profundidad (figura IV.1-6b) disminuyen en amplitud, en casi todos los puntos de malla del dominio, comparadas con las que se presentan en superficie, exceptuando aquellos puntos dentro del contorno de rastreo del remolino anticiclónico y algunos otros cercanos a las zonas sureste y noreste.

La correlación lineal entre la amplitud de oscilaciones inerciales en superficie y la profundidad de la capa de mezcla (figura IV.1-6c) muestra una tendencia positiva en la que a mayor amplitud de la oscilación inercial, mayor es la profundidad de la capa límite. El coeficiente de determinación $R^2 = 0.038$ revela una baja correspondencia de los datos al ajuste de la recta calculada, aproximadamente el 3.9 % de varianza explicada. El diagrama de dispersión (figura IV.1-6c) muestra una nube de puntos acotados entre los 0.05 a 0.32 m s⁻¹ de amplitud de oscilaciones inerciales. Los valores atípicos que se encuentran por debajo de la línea de tendencia, van desde los 10 a 35 m de profundidad de la capa límite. Los valores por arriba de la tendencia sobrepasan los 50 m de profundidad de la capa de mezcla hasta rebasar los 70 m de profundidad.

Por otra parte, el diagrama de dispersión entre el decaimiento de la amplitud de la oscilación inercial y la profundidad de la capa de mezcla (figura IV.1-6d) muestra una mayor cantidad de puntos dentro del rango de 0 a 1 de la razón de decaimiento de la amplitud de oscilación inercial, lo que indica que la amplitud en superficie es mayor a la observada a 100 m de profundidad. Sin embargo, los puntos que

sobrepan la unidad, alcanzan valores de hasta 2.1 de decaimiento, lo que implica que la amplitud a 100 de profundidad es, para estos casos, mayor a la observada en superficie.

Al analizar la extensión de las elipses asociadas a oscilaciones inerciales en la figura IV.1-6a,b, se observan puntos de malla cercanos a la región del remolino ciclónico del sureste, en los que la amplitud de las oscilaciones inerciales es mayor a 100 m de profundidad que en superficie. De igual manera, se encuentran puntos de malla dentro del contorno de rastreo de 5 cm del remolino anticiclónico, en los que la amplitud de las oscilaciones inerciales es mayor a 100 m de profundidad que la observada en superficie. Estos puntos son principalmente los localizados en el centro y hacia el borde oeste del remolino anticiclónico cercano a las costas del estado de Tamaulipas.

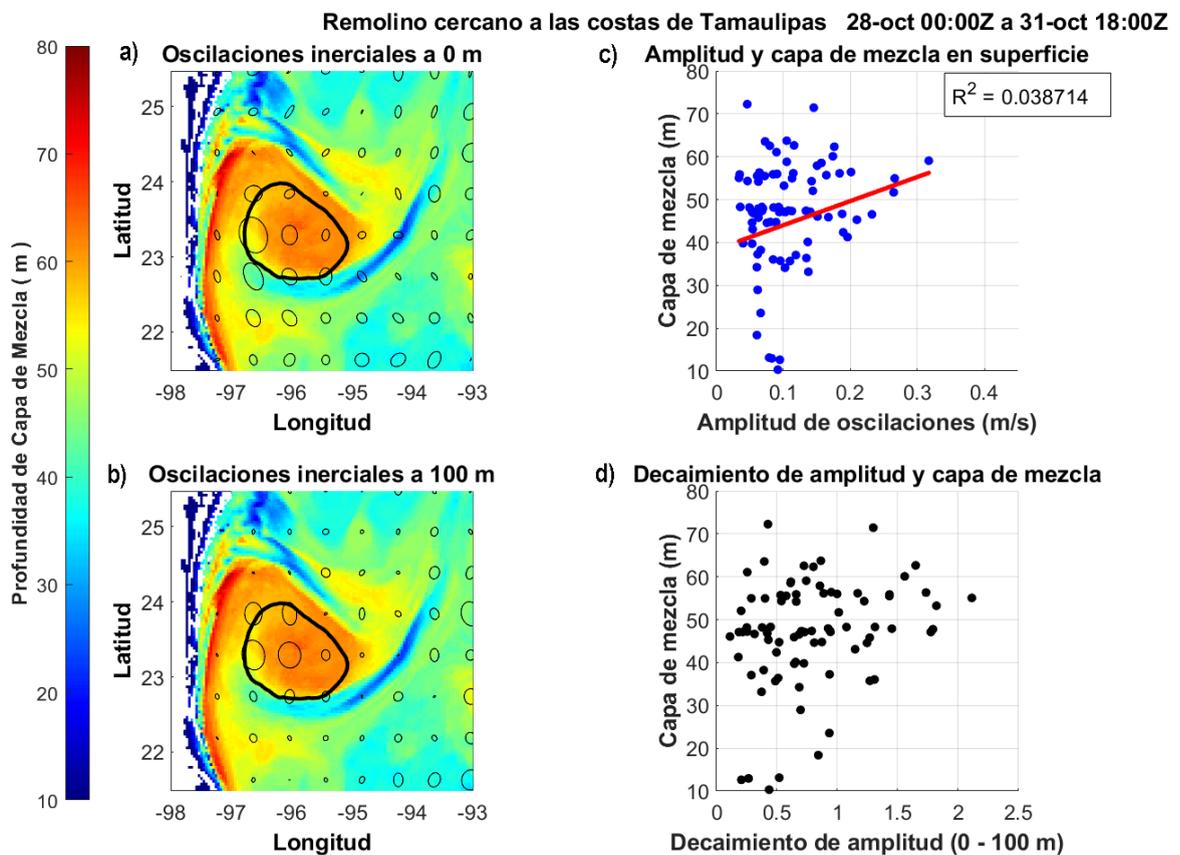


Figura IV.1-6. Profundidad de la capa de mezcla y oscilaciones inerciales calculadas durante la tercera etapa del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 sobre el remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México, utilizando salidas del modelo HYCOM-UNAM. a) Elipses de oscilaciones inerciales en superficie y en color la profundidad media de la capa de mezcla. b) Elipses de oscilaciones inerciales a 100 m de profundidad y en color la profundidad media de la capa de mezcla. c) Correlación lineal entre amplitud de oscilación inercial en superficie y profundidad de la capa de mezcla. d) Correlación lineal entre la razón de decaimiento de amplitud de oscilación inercial desde superficie hasta 100 m de profundidad, y profundidad de la capa de mezcla.

El frente frío No. 4 de la temporada 2007, impacta el remolino recién desprendido de la CL el día 23 de octubre entre las 1400 y 1600 Z, por lo que el análisis de las oscilaciones inerciales derivadas del esfuerzo de los vientos asociados al frente, se desarrolla considerando 4 y 102 horas posteriores al impacto del frente, durante la primera (figura IV.1-7) y tercera etapa (figura IV.1-8) respectivamente, tanto en superficie como a 100 m de profundidad. Se realiza también el análisis de la correlación entre la profundidad de la capa de mezcla, la amplitud de oscilación inercial y el decaimiento de ésta entre la capa superficial y la profunda.

Durante la primera etapa del frente frío No. 4, en superficie, (figura IV.1-7a) se observa una mayor amplitud de las elipses asociadas a oscilaciones inerciales en las afueras del remolino recién desprendido de la CL. Principalmente las regiones oeste, suroeste, noreste y sureste al remolino anticiclónico presentan las mayores amplitudes, mientras que dentro del contorno de 17 cm, para este caso, las elipses muestran una extensión menor, siendo las menores amplitudes las cercanas al borde este del remolino. Las zonas de mayor amplitud de las oscilaciones inerciales coinciden con los remolinos ciclónicos identificados en el análisis de velocidad superficial y la influencia de la CL al sureste del remolino recién desprendido (figura IV.1-3).

El mapa de falso color (figura IV.1-7a,b) muestra la profundidad de la capa de mezcla siendo más somera en las regiones influenciadas por los remolinos ciclónicos identificados y en la región costera al noroeste del remolino anticiclónico. Las zonas de menor profundidad de la capa límite se encuentran en el rango de entre 10 a 30 m, por el contrario, las regiones de mayor profundidad se encuentran dentro del remolino anticiclónico y hacia sus bordes, presentando sus valores máximos en el centro y en el borde oeste donde alcanza valores de entre 50 a 70 m.

En capas más profundas, (figura IV.1-7b), las elipses asociadas a oscilaciones inerciales muestran un evidente decaimiento en comparación con las de superficie. Las oscilaciones de mayor amplitud se observan cercanas al borde oeste y norte del remolino anticiclónico, mientras que las de menor amplitud se encuentran en las regiones sureste, noreste y oeste del remolino recién desprendido de la CL, cercanas a las zonas donde impactan los remolinos ciclónicos.

El análisis de la correlación entre la profundidad de la capa límite y la amplitud de oscilaciones inerciales durante la primera etapa del frente frío No. 4 sobre el remolino recién desprendido de la CL en superficie (figura IV.1-7c), muestra una tendencia lineal negativa que implica que a mayores amplitudes de oscilaciones inerciales, la capa límite se vuelve más somera. Este comportamiento es inverso al observado en el remolino anticiclónico cercano a las costas del estado de Tamaulipas, en el que a mayor amplitud de oscilaciones, mayor era la profundidad observada. Sin embargo, para el caso del remolino recién desprendido de la CL, el coeficiente de determinación $R^2 = 0.075$ revela un ligero mayor porcentaje de varianza explicada (7.5 %) que el observado igual en superficie, en el remolino cercano a Tamaulipas (4.9 %). El diagrama de dispersión (figura IV.1-7c) presenta valores atípicos muy dispersos tanto por arriba de la línea de tendencia como por debajo, alcanzando el rango desde los 45 a 75 m de profundidad de la capa límite por encima de la recta calculada, como los 10 a 35 m de profundidad por debajo de ésta. El rango de la amplitud de las oscilaciones inerciales va desde los 0.02 a 0.3 m s⁻¹ aproximadamente, tanto por arriba como por debajo de la línea de tendencia.

Por su parte, el diagrama de dispersión entre la profundidad de la capa de mezcla y la razón de decaimiento de amplitud de oscilación inercial, entre superficie y 100 m (figura IV.1-7d), muestra una predominancia de los puntos de malla dentro del rango de 0 a 1 en la razón de decaimiento de amplitud de oscilación inercial. Esto indica una amplitud mayor en superficie que la observada a 100 m de profundidad. Sin embargo, existen algunos puntos que superan el valor de 1 y alcanzan 2.5 en la razón de decaimiento, lo que implica una mayor amplitud de oscilaciones inerciales a 100 m de profundidad.

La figura IV.1-7a,b, muestra la amplitud de las oscilaciones en el remolino recién desprendido y zonas adyacentes. En algunos puntos de la extensión de las elipses asociadas a oscilaciones inerciales es mayor a 100 m de profundidad que las observadas en superficie. Algunos de los anteriores se encuentran cercanos al borde norte del remolino anticiclónico recién desprendido de la CL, mientras que otros cuantos se hallan en la región del remolino ciclónico del sureste.

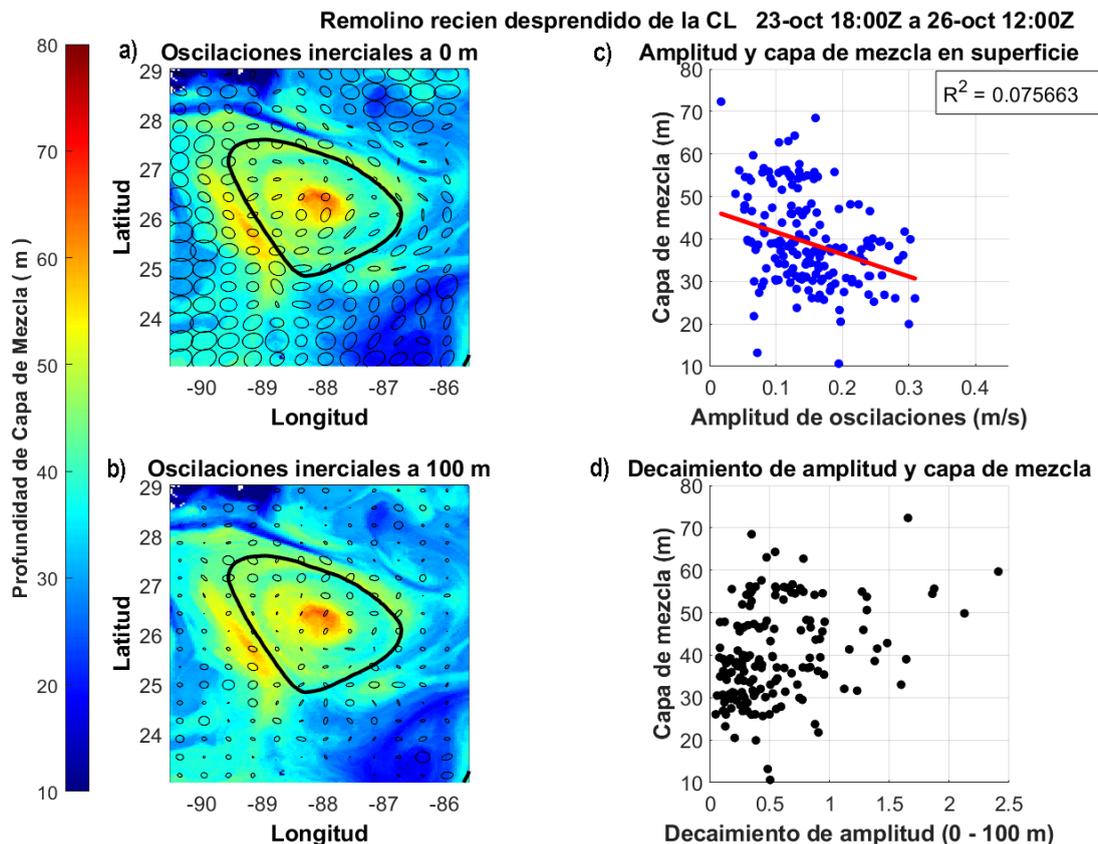


Figura IV.1-7. Profundidad de la capa de mezcla y oscilaciones inerciales calculadas durante la primera etapa del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 sobre el remolino recién desprendido de la Corriente del Lazo, utilizando salidas del modelo HYCOM-UNAM. a) Elipses de oscilaciones inerciales en superficie y en color la profundidad media de la capa de mezcla. b) Elipses de oscilaciones inerciales a 100 m de profundidad y en color la profundidad media de la capa de mezcla. c) Correlación lineal entre amplitud de oscilación inercial en superficie y profundidad de capa de mezcla. d) Correlación lineal entre la razón de decaimiento de amplitud de oscilación inercial desde superficie hasta 100 m de profundidad, y profundidad de la capa de mezcla.

Después de transcurridas las 102 horas correspondientes a la tercera etapa, desde el paso del frente frío por la región del remolino anticiclónico recién desprendido de la CL, hasta el inicio del cálculo de las oscilaciones inerciales debidas al esfuerzo del viento en superficie (figura IV.1-8a), se observa un decaimiento en la amplitud de las oscilaciones observadas durante la primera etapa (figura IV.1-7a) de manera general en todo el dominio analizado.

Los máximos en la amplitud de las elipses asociadas a oscilaciones inerciales que se observan durante la primera etapa, se encuentran en su mayoría reducidas durante la tercera etapa (figura IV.1-8a) con excepción de las que se muestran en el remolino ciclónico del noreste, las cuales permanecen como máximos en el dominio. Dentro del remolino anticiclónico, las elipses de mayor amplitud se observan cercanas al contorno de rastreo, de 17 cm para el caso del remolino recién desprendido de la CL, y reducen su extensión hacia el centro de éste.

El mapa de falso color (figura IV.1-8a,b) muestra la profundidad media de la capa de mezcla durante la tercera etapa del frente frío No. 4 de la temporada 2007. Se destacan las regiones de máximas profundidades, en el centro del remolino anticiclónico y en los bordes oeste y noreste donde la capa límite se encuentra entre los 60 a 80 m de profundidad. También, se distinguen las regiones de mínima profundidad, cerca de la costa norte y al sureste del remolino anticiclónico, particularmente ésta última en la zona donde se observa la incidencia de un remolino ciclónico. Los valores mínimos de profundidad de la capa de mezcla se encuentran entre los 10 y 30 m, siendo para este caso el contraste entre valores extremos, más evidente.

Por su parte, las elipses asociadas a oscilaciones inerciales a 100 m de profundidad (figura IV.1-8b) durante la misma tercera etapa, muestran un evidente decaimiento de amplitud en las regiones de los remolinos ciclónicos del noreste y sureste. Dentro del remolino anticiclónico, las elipses tienen un comportamiento inverso al observado en superficie, es decir, la amplitud de oscilaciones inerciales es menor en las regiones del borde y mayor hacia el centro del remolino.

El análisis de la correlación lineal entre la amplitud de oscilación inercial y la profundidad de la capa de mezcla en superficie en la figura IV.1-8c, revela una tendencia negativa muy marcada, lo que implica que a mayor profundidad de la capa límite, menor es la amplitud observada. El coeficiente de correlación $R^2 = 0.123$ indica una mejor correlación lineal que la observada durante la primera etapa, siendo de 12.3 %, un valor aún bajo. El diagrama de dispersión (figura IV.1-8c) revela una nube de puntos acotada entre los 0.0 a 0.21 m s⁻¹ de amplitud de oscilaciones inerciales y de 10 a 80 m de profundidad de capa límite. Los valores atípicos más alejados se encuentran entre los 60 a 80 m de profundidad para los valores por arriba de la tendencia lineal, y por debajo, entre los 10 y 30 m de profundidad de la capa de mezcla.

Por otro lado, el diagrama de dispersión entre la razón de decaimiento de amplitud de oscilación inercial y la profundidad de capa límite (figura IV.1-8d) muestra una mayor agrupación de los datos en el rango de 0 a 1 de la razón de decaimiento de amplitud, lo que indica una mayor amplitud de oscilaciones inerciales en superficie que a profundidad. Aunque, existen puntos de malla dispersos

que sobrepasan el valor de 1 y alcanzan los 2.5 de razón de decaimiento de amplitud, lo que conlleva a una mayor amplitud de oscilación inercial a 100 m de profundidad que lo observado en superficie.

Al analizar nuevamente la figura IV.1-8a,b se hace más evidente la extensión de las elipses asociadas a oscilaciones inerciales en las que son mayores a 100 m de profundidad. Entre estos puntos de malla se encuentran los respectivos al centro del remolino anticiclónico, algunos cercanos al borde suroeste, y otros que se encuentran en la zona suroeste del remolino recién desprendido de la CL.

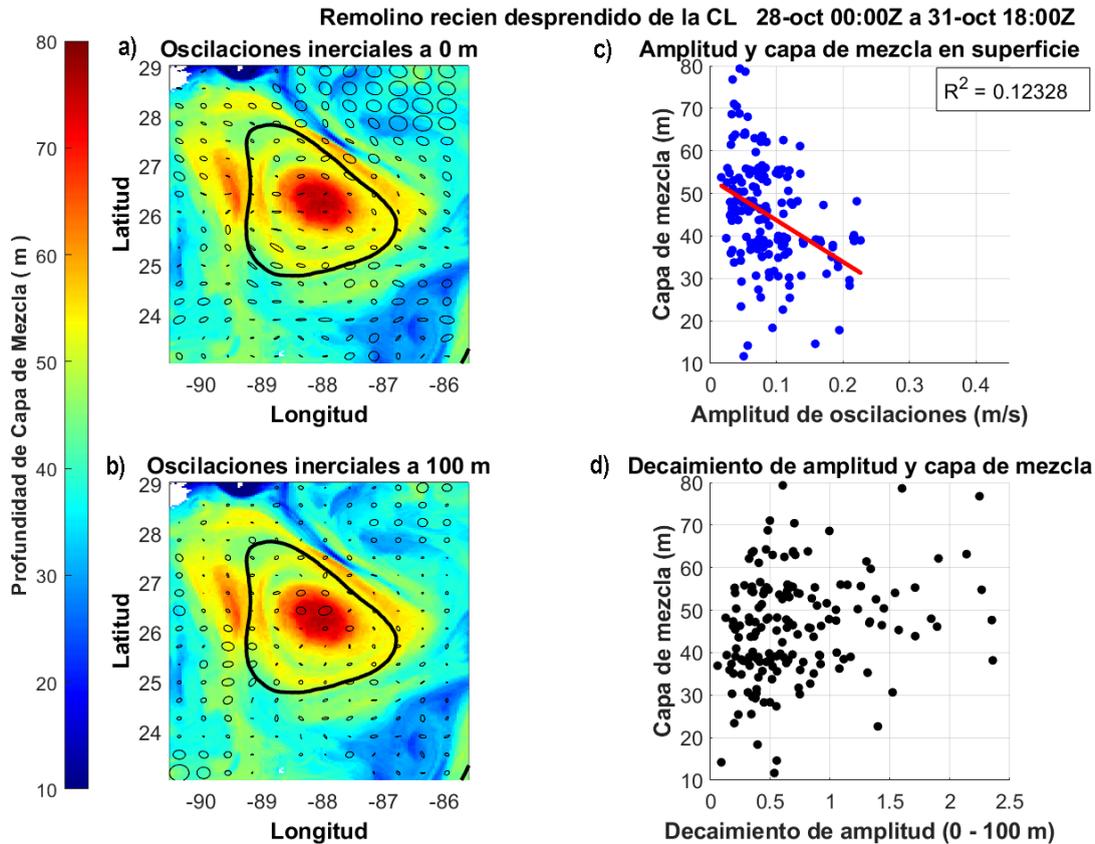


Figura IV.1-8. Profundidad de la capa de mezcla y oscilaciones inerciales calculadas durante la tercera etapa del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 sobre el remolino recién desprendido de la Corriente del Lazo, utilizando salidas del modelo HYCOM-UNAM. a) Elipses de oscilaciones inerciales en superficie y en color la profundidad media de la capa de mezcla. b) Elipses de oscilaciones inerciales a 100 m de profundidad y en color la profundidad media de la capa de mezcla. c) Correlación lineal entre amplitud de oscilación inercial en superficie y profundidad de capa de mezcla. d) Correlación lineal entre la razón de decaimiento de amplitud de oscilación inercial desde superficie hasta 100 m de profundidad, y profundidad de la capa de mezcla.

IV.2. Respuesta termohalina al paso del frente frío No. 4

Esta sección describe el análisis realizado de la respuesta termohalina de los remolinos anticiclónicos identificados mediante la elevación de la superficie del mar (SSH), ante el paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 en el GdM. El análisis comprende las variaciones temporales y espaciales de temperatura y salinidad mediante un corte zonal y series de tiempo de algunas variables para cada remolino. De la mano con lo anterior, se realiza el análisis de la caracterización de las masas de agua considerando su salinidad, densidad y temperatura potencial, mediante diagramas T-S. Se describe también el comportamiento de estas últimas variables a lo largo de la columna de agua y en distintos tiempos de simulación, mediante perfiles verticales en profundidad. Del mismo modo, se analiza la mezcla vertical y los cambios en el contenido de calor y la flotabilidad en la columna de agua, a distintos tiempos. Finalmente, se detalla el análisis del contenido de calor oceánico a distintos niveles de profundidad, acentuando el estudio en las etapas en que el frente frío No. 4 impacta la región del GdM (primera y tercera etapa).

IV.2.1. Cortes verticales zonales

El análisis térmico considera un corte zonal de los dominios de cada uno de los remolinos anticiclónicos identificados mediante el análisis altimétrico (figura IV.1-1) a diferentes tiempos del periodo de simulación. Los cortes de temperatura se realizan hasta una profundidad de 1000 m y con latitud constante (corte zonal) que se toma conforme las coordenadas del centro del remolino, es decir, el máximo de elevación de la superficie del mar (SSH_{max}). Para conocer las variaciones térmicas al paso del frente frío No. 4 por la zona de cada uno de los remolinos anticiclónicos, se calcularon cambios con respecto a la condición inicial de la forma:

$$\Delta T = T_i - T_0 \quad \text{IV.20}$$

Donde:

T_0 , es la temperatura al inicio de la simulación (20 de octubre a las 0100 Z)

T_i , es la temperatura en cada paso de tiempo de la simulación

Con el propósito de analizar los cambios de temperatura en diferentes etapas del paso del frente frío No. 4, se muestran los cortes zonales el día 21 de octubre a las 1800 Z, que representa el estado de la columna de agua en el remolino antes del paso del frente frío. Se tiene también el corte vertical del día 24 de octubre a las 1800 Z cuando el frente frío atraviesa por completo la cuenca del GdM. Y finalmente, el corte del día 31 de octubre a las 1800 Z cuando termina la etapa en que el frente retrograda como frente ocluido y se instala en las costas de los estados de Tabasco y Campeche, México.

Se muestran también las capas de las coordenadas verticales del modelo HYCOM, las coordenadas geopotenciales (z) en las primeras capas superficiales y las coordenadas que siguen las capas de una misma densidad o isopicnas (ρ) que resultan de utilidad en la representación del comportamiento vertical de cada remolino al paso del frente frío por el GdM. Con el propósito de analizar la dinámica vertical de la temperatura y su comportamiento a lo largo del periodo de simulación, se fijó una isoterma de 23°C para rastrear la evolución de cada uno de los remolinos anticiclónicos identificados a lo largo del tiempo.

El corte zonal de temperatura del remolino anticiclónico cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México (figura IV.2-1) presenta parte de la batimetría de la región, que principalmente se basa en el talud continental observado del lado izquierdo (occidental) del dominio del remolino. El centro del remolino se ubicó cerca de los 96.0° W en el que puede observarse una profundización de las isopícnas, característica de los remolinos anticiclónicos.

Los paneles de la figura IV.2-1d,e,f, representan el comportamiento de la temperatura en la vertical con los datos de salida de la simulación. Estos paneles muestran de igual manera, un descenso de las isotermas que se acentúa hacia el centro del remolino. Los paneles de la figura IV.2-1a,b,c muestran las anomalías de la temperatura referenciadas a la condición inicial, el inicio de la simulación el 20 de octubre a las 0100 Z. También se observa, tanto en anomalías como en datos de temperatura, una franja de puntos en color magenta que representa la isoterma de 23°C.

Los datos de las salidas numéricas para el día 21 de octubre a las 1800 Z (figura IV.2-1d), muestran una temperatura en las capas superiores, de 0 a 80 m de profundidad, cercana a los 30°C. La isoterma de 23°C se observa cercana a los 100 m de profundidad. Alcanza los 125 m en el centro del remolino anticiclónico y es más somera costa afuera donde alcanza los 72 m de profundidad. El día 24 de octubre a las 1800 Z (figura IV.2-1e) se observa una temperatura máxima de 28°C en las capas superficiales. La isoterma de rastreo de 23°C se encuentra a 123 m de profundidad en el centro del remolino, mientras que del lado este se mantiene a 72 m. Por su parte, el 31 de octubre a las 1800 Z (figura IV.2-1f) dentro de las capas superficiales se observa una temperatura máxima de 27°C. En el centro del remolino anticiclónico, la isoterma de rastreo se encuentra a una profundidad máxima de 122 m, en cambio su valor mínimo es de 64 m en la zona cercana al borde este del remolino.

Siguiendo temporalmente la isoterma de 23°C se puede notar una ligera elevación de 3 m en el centro del remolino hacia la superficie y de 8 m hacia arriba también, en la región cercana al borde este. A su vez, el cambio en el tiempo de la temperatura que se observa en las capas superiores, desde 0 a 70 m aproximadamente, que va desde 30°C antes del paso del frente frío, hasta 27°C al término de la tercera etapa, resulta más notorio en los paneles correspondientes a las anomalías de temperatura.

El 21 de octubre a las 1800 Z, antes del paso del frente frío por la cuenca del GdM (figura IV.2-1a), las anomalías con respecto al 20 de octubre a las 0100 Z, muestran una ligera anomalía negativa, menos de -0.5°C, en superficie y se acentúa hacia los bordes del remolino anticiclónico cercano a las costas de Tamaulipas, alcanzando una anomalía negativa cercana a -1°C. Las anomalías de temperatura para el día 24 de octubre a las 1800 Z presentan un comportamiento negativo en los primeros 70 a 80 m de profundidad, variando desde 1.0 a 1.5°C por debajo de la condición inicial. Después de esta profundidad, la anomalía de temperatura se vuelve positiva entre 70 a 100 m, principalmente en la región cercana al centro y los bordes del remolino anticiclónico, donde se alcanzan temperaturas de entre 1.0 a 1.5°C por arriba del estado inicial de la simulación. Por debajo de los 100 m de profundidad y hasta cerca de 200 m, las anomalías de temperatura se comportan diferente entre el borde oeste, que presenta anomalías positivas, y el borde este del remolino anticiclónico, que presenta anomalías negativas. Por debajo de esta profundidad, se llevan a cabo procesos de mezcla isopícnica y diapícnica que provocan cambios diferentes en la temperatura de cada una de las capas, tanto dentro como fuera del remolino cercano a las costas de Tamaulipas. Al final del evento del frente frío No. 4, el 31 de octubre a las 1800 Z, las capas superficiales alcanzan una anomalía negativa que sobrepasa los -1.5°C hasta un valor cercano a los -3.0°C. Las anomalías positivas observadas el 24

de octubre, alrededor de los 100 m de profundidad, en borde y centro se mantienen en magnitud, aunque en menor cobertura vertical. Mientras que, entre los 100 a 200 m de profundidad se intensifica la anomalía negativa cercana al borde este del remolino, y la anomalía positiva del borde oeste desaparece en la región. Por debajo de los 200 a 300 m y hasta los 600 a 700 m de profundidad, las anomalías de temperatura de las capas isopícnas se muestran más intensas, principalmente en la zona cercana al borde oeste y hacia el centro del remolino.

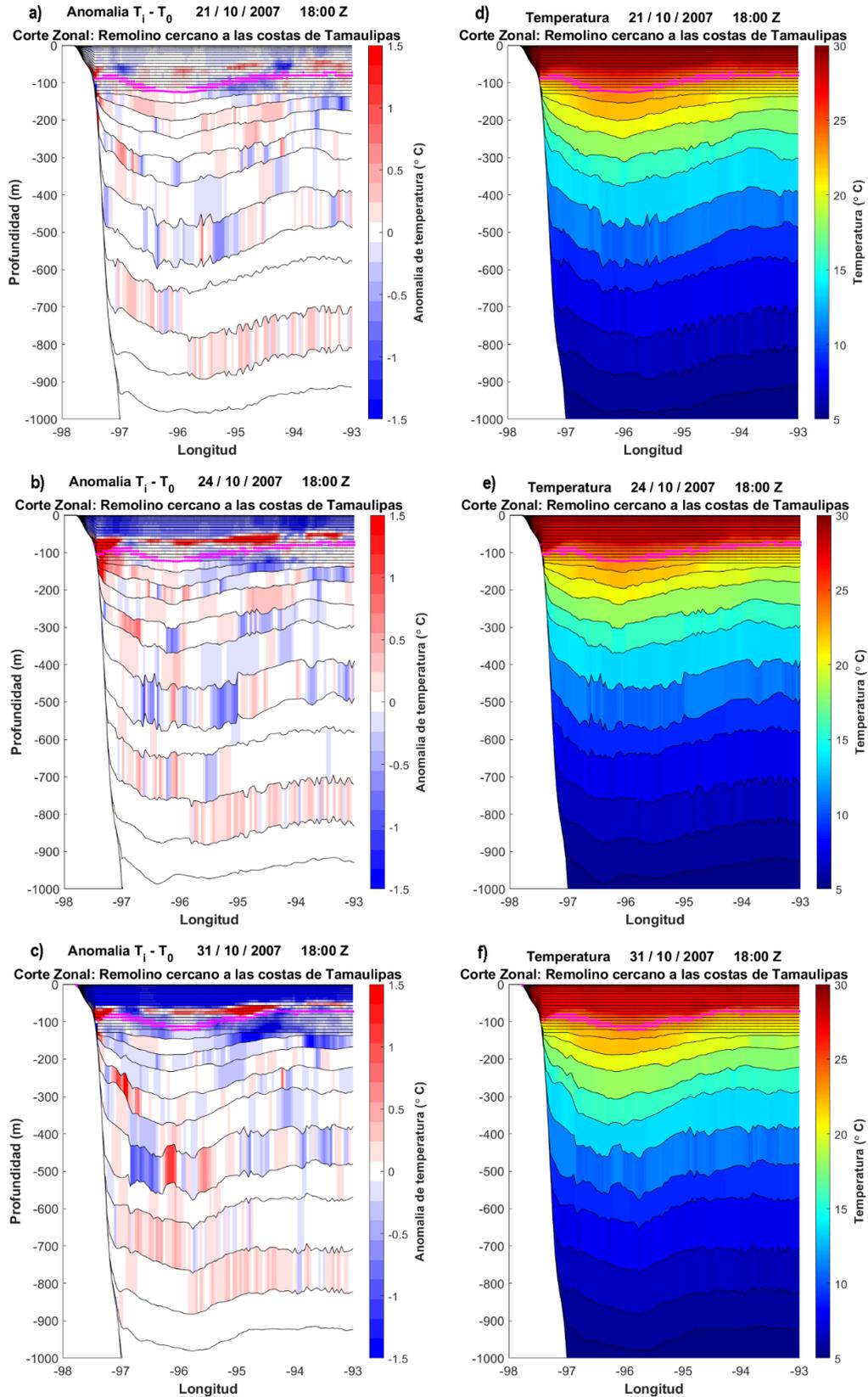


Figura IV.2-1. Corte zonal de anomalía referida a la temperatura inicial el 20 de octubre a las 0100 Z (a,b,c) y salidas de la simulación de temperatura (d,e,f) del remolino anticiclónico cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México, en distintos tiempos del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007, hasta una

profundidad de 1000 m, utilizando salidas del modelo HYCOM-UNAM. Isotherma de 23°C observada en color magenta.

El corte zonal de temperatura del remolino recién desprendido de la CL (figura IV.2-2) se observa con una profundización de las isothermas más marcada que en el remolino cercano a las costas de Tamaulipas, debido a la mayor cantidad de energía cinética otorgada por la CL. El centro del remolino se ubicó cercano a los 88°W, donde se observa el punto máximo de profundización de las isopícnas.

Los datos de temperatura de las salidas del modelo del día 21 de octubre a las 1800 Z (figura IV.2-2d) muestran valores cercanos a los 29.1°C en las capas superficiales, volviéndose más profunda hacia el centro del remolino anticiclónico hasta alcanzar una profundidad de entre 70 a 80 m. Las isopícnas mantienen su disposición, más profundas hacia el centro del remolino, en todo el dominio hasta rebasar los 1000 m de profundidad, lo que indica que este remolino tiene una estructura interna más profunda que la observada en el remolino de mayor tiempo de desprendimiento. Por su parte, la isoterma de rastreo de 23°C se encuentra a una profundidad mínima de 48 m en las zonas fuera del remolino y hacia los bordes este y oeste del contorno de rastreo de 17 cm de SSH. La profundidad máxima de la isoterma de 23°C se observa en el centro del remolino alcanzando los 245 m. Después del paso del frente frío No. 4, el 24 de octubre a las 1800 z (figura IV.2-2e), la temperatura máxima en superficie en la simulación era de alrededor de 28.7°C, siendo muy similar que la observada el 21 de octubre. Por otro lado, la isoterma de rastreo presenta una profundidad mínima de 48 m, en las vecindades este y oeste del remolino, y una profundidad máxima de 248 m en el centro. El día 31 de octubre a las 1800 Z (figura IV.2-2f) la temperatura máxima en superficie fue de alrededor de 28.2°C en la región cercana al centro del remolino anticiclónico, presentando una disminución hacia los bordes hasta alcanzar los 26.6°C. La profundidad de la isoterma de 23°C se mantiene en 48 m, en las afueras del contorno de rastreo del este, mientras que del lado oeste alcanza los 56 m.

En el centro del remolino, la isoterma de 23°C alcanza su profundidad máxima de 236 m. Durante el periodo analizado la temperatura en las capas superficiales se redujo cerca de 1°C, siendo menor este cambio hacia el centro del remolino anticiclónico. A su vez, la isoterma de rastreo muestra una profundización en las afueras del borde oeste, donde pasa de 48 a 56 m, mientras el borde este se mantiene a 48 m de profundidad. En el centro del remolino, del 21 al 24 de octubre el cambio de la profundidad de la isoterma de 23°C es de 245 a 248 m, evidenciando una profundización de 3 m. Al final del evento, del 24 al 31 de octubre, se observa una elevación de la isoterma de rastreo, desde los 248 a 236 m, indicando un ascenso de 12 m.

Por otro lado, las anomalías referenciadas al estado inicial (20 de octubre a las 0100 Z) muestran de mejor manera los cambios de temperatura que se observan a lo largo del periodo de análisis. El 21 de octubre a las 1800 Z (figura IV.2.-2a) se observan anomalías positivas de temperatura, entre los 40 a 80 m de profundidad, en las regiones cercanas al contorno de 17 cm de SSH, tanto del lado este como oeste (0.5 a 1.0°C), siendo más intensas en éste último. En las afueras, cercanas al borde del remolino, se observan anomalías negativas de entre -1.0 y -1.5°C, siendo el lado oeste el que mayor cobertura vertical presenta. Las anomalías en superficie y hacia el centro del remolino recién desprendido de la CL son débiles, aproximadamente 0.2°C. Al paso del frente frío por la cuenca del

GdM, el día 24 de octubre a las 1800 Z (figura IV.2-2b), las anomalías de temperatura en los primeros 50 m de profundidad muestran una tendencia general a la disminución de la temperatura, de entre -0.5 y -1.0°C , siendo las del centro del remolino, las anomalías más pequeñas. Se observan anomalías positivas y negativas en el borde oeste y este respectivamente que alcanzan una profundidad máxima de 100 m aproximadamente, y con un rango de temperatura entre 1.0 a 1.5°C . Seguidas, se encuentran anomalías alternadas es decir, negativas del lado oeste y positivas del lado este con una mayor extensión vertical, cerca de los 200 m de profundidad. En las afueras del remolino anticiclónico y entre los 80 a 300 m en la vertical, se observan nuevamente anomalías positivas hacia la costa y negativas hacia el oeste, siendo las positivas de mayor profundidad. Hacia el centro del remolino anticiclónico y por debajo de la isoterma de 23°C , se presenta una tendencia general de anomalías negativas entre los 0.0 y -1.0°C hasta alcanzar alrededor de los 400 m de profundidad. Por debajo de esta última se observan, igualmente en la zona cercana al centro, patrones alternados de anomalías positivas y negativas hacia el oeste y este respectivamente, en un rango de 0.5 a 1.0°C . Al finalizar el evento del frente frío, el 31 de octubre a las 1800 Z (figura IV.2-2c) las anomalías negativas observadas el 24 de octubre en las capas superficiales, se intensifican superando los 1.5°C por debajo de la condición inicial. Dentro del cono que representa el remolino anticiclónico en la vertical, las anomalías negativas son predominantes hasta una profundidad aproximada de entre 300 a 400 m, donde después se encuentran anomalías positivas entre 500 y 600 m entre los 0.5 y 1.0°C . En las afueras del remolino anticiclónico, del lado oeste, se encuentran anomalías positivas muy intensas que exceden los 1.5°C por arriba de la temperatura observada el 20 de octubre.

Por otro lado, cerca de la isoterma de 23°C , del lado este del remolino, se observa una franja de anomalías positivas que siguen el contorno de la isoterma, desde el borde hacia las afueras del contorno de rastreo de 17 cm para el caso del remolino anticiclónico recién desprendido de la CL. En los paneles correspondientes a los datos de temperatura de las salidas del modelo (figura IV.2-2d,e,f), se observa un adelgazamiento de las isopicnas en el interior del remolino anticiclónico, lo que en los paneles de las anomalías de temperatura (figura IV.2-2a,b,c) se observa como una pérdida de temperatura en la misma región. Del mismo modo, del lado este del remolino, se observa un ascenso de las isopicnas hacia el borde, que no se aprecia del mismo modo en el borde oeste.

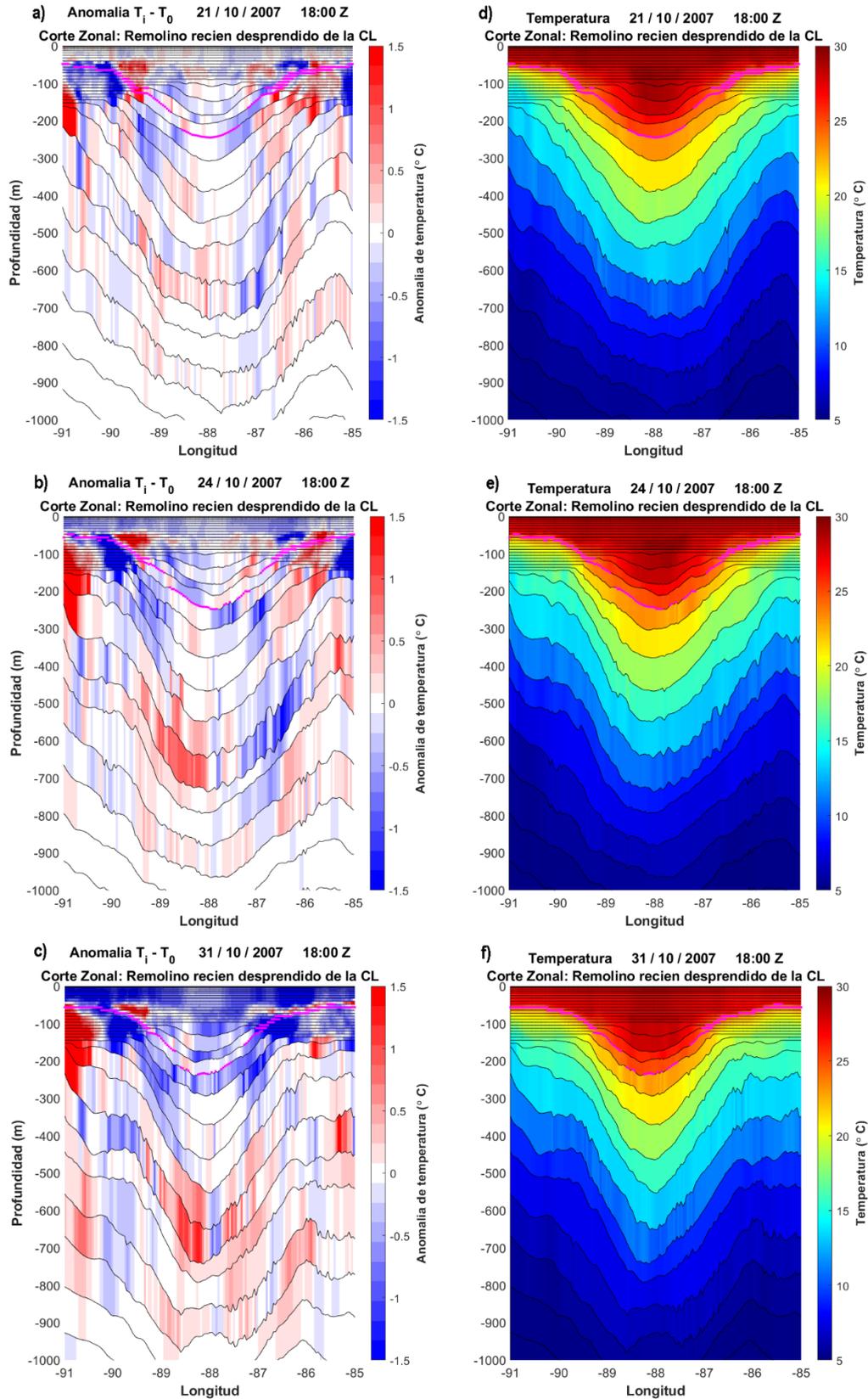


Figura IV.2-2. Corte zonal de anomalía referida a la condición inicial el 20 de octubre a las 0100 Z (a,b,c) y salidas de la simulación de temperatura (d,e,f) del remolino anticiclónico recién desprendido de la Corriente del Lazo, en distintos tiempos del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007, hasta una profundidad de 1000 m, utilizando salidas del modelo HYCOM-UNAM. Isotherma de 23°C observada en color magenta.

El análisis de la salinidad considera también un corte zonal de los dominios de cada uno de los remolinos anticiclónicos a diferentes tiempos del periodo de simulación. Los cortes se realizan de igual manera considerando una latitud constante fijada en el centro del remolino (SSH_{max}) y hasta 1000 m de profundidad. Las anomalías salinas con respecto al estado inicial, al paso del frente frío, se realizan considerando la ecuación:

$$\Delta S = S_i - S_0 \quad \text{IV.21}$$

Donde:

S_0 , es la salinidad al inicio de la simulación (20 de octubre a las 0100 Z)

S_i , es la salinidad en cada paso de tiempo de la simulación

Para el análisis de los cambios de salinidad en cada uno de los remolinos anticiclónicos identificados, se consideran los mismos tiempos de simulación, la misma isoterma de rastreo (23°C) y se muestran igual las coordenadas verticales geopotenciales (z) e isopicnas (ρ) del modelo HYCOM, que en el análisis térmico realizado.

Se muestra, en el corte zonal de salinidad del remolino cercano a las costas de Tamaulipas (figura IV.2-3), un máximo de salinidad subsuperficial, que puede observarse en los paneles de la figura IV.2-3d,e,f, característico de los remolinos anticiclónicos del Golfo de México, con valores máximos de 36.5 unidades prácticas de salinidad (UPS). Este máximo de salinidad puede observarse dentro del cono que representa el remolino en la vertical.

En las salidas de la simulación para el día 21 de octubre a las 1800 Z (figura IV.2-3d), se observa una salinidad en las capas superiores de entre 36.0 y 36.5 UPS, con excepción de algunas zonas en las cercanías de ambos lados del borde del remolino anticiclónico donde la salinidad se reduce hasta los 35.5 UPS. El valor máximo se encuentra dentro de la región del máximo subsuperficial alcanzando los 36.6 UPS. Después de este máximo, la salinidad se reduce en profundidad desde los 200 a 300 m aproximadamente hasta alcanzar valores cercanos a 34.5 UPS. Al paso del frente frío por la cuenca del GdM, el día 24 de octubre a las 1800 Z (figura IV.2-3e), la baja de salinidad en capas superficiales cercana al borde este del remolino anticiclónico se reduce más comparada con la observada el 21 de octubre, alcanzando valores de entre 35.0 a 35.5 UPS. Por otro lado, dentro del máximo subsuperficial de salinidad se sobrepasa por 0.02 unidades el valor máximo observado el 21 de octubre (36.6 UPS). Se muestra también, una disminución en profundidad del máximo subsuperficial, que se acerca más a los 200 m. El día 31 de octubre a las 1800 Z, al final del evento del frente frío (figura IV.2-3f), se observa en las capas superficiales una zona de baja salinidad cercana a los bordes del remolino anticiclónico donde los valores se encuentran entre los 35.5 y 36.0 UPS. De igual manera, en superficie, el valor de salinidad máxima se encuentra cercano a la región del centro del remolino, de 36.4 UPS aproximadamente, y disminuye hacia los bordes. Por su parte, en el máximo subsuperficial,

el valor más alto es de 36.6 UPS, reduciéndose en 0.02 unidades al valor observado el día 24 de octubre.

La isoterma de rastreo muestra una profundidad de entre 72 a 80 m en las cercanías al borde del remolino a lo largo del periodo de simulación, mientras que en el centro del anticiclón, la profundidad de la isoterma de 23°C, antes del paso del frente frío, se observa de 125 m, y al final del evento, se observa de 122 m, indicando un ascenso de las isotermas en la región vertical cercana al máximo de SSH. Con respecto a las isopícnas, se observa también (figura IV.2-3f) un ascenso en la zona vertical del borde cercano a la costa, del remolino anticiclónico de Tamaulipas.

Las anomalías de salinidad el 21 de octubre a las 1800 Z (figura IV.2-3a) muestran cambios negativos en la vecindad del borde este del remolino anticiclónico en la capa de mezcla, con valores de entre -0.3 a -0.4 UPS. Por debajo de la isoterma de 23°C, se observan anomalías positivas que se encuentran entre los 0.1 a 0.2 UPS y hasta los 300 m de profundidad, aproximadamente. Después del paso del frente frío por el GdM, el 24 de octubre a las 1800 Z (figura IV.2-3b), la salinidad presenta ligeras anomalías positivas en las capas superficiales dentro del remolino anticiclónico, alcanzando valores entre 0.0 a 0.15 UPS y en la vertical hasta alcanzar la isoterma de 23°C. Hacia la costa, las anomalías son ligeramente positivas (0.05 a 0.15 UPS) y hacia el este ligeramente negativas (-0.05 a -0.15 UPS) y hasta alrededor de 250 m de profundidad. Al final del evento de frente frío, el 31 de octubre a las 1800 Z (figura IV.2-3c), se observa una pérdida de salinidad en las capas superficiales confinadas a las afueras del contorno de rastreo de 5 cm de SSH. Los valores de las anomalías negativas van desde los -0.2 hasta sobrepasar los -0.4 UPS, mientras que se muestran anomalías de salinidad ligeramente positivas (0.05 a 0.15 UPS) dentro del remolino y en la vertical hasta alcanzar la isoterma de 23°C. Por debajo de ésta, y hacia el máximo subsuperficial, se muestra una predominancia de anomalías negativas, de entre -0.05 a -0.15 UPS, que abarcan gran parte de esta región, exceptuando la región cercana al borde oeste donde se observan anomalías positivas, desde 0.05 a 0.1 UPS y hasta 170 m de profundidad, aproximadamente. Por debajo del máximo subsuperficial de salinidad, en el remolino anticiclónico, se muestra una predominancia de anomalías positivas que van desde los 0.05 a 0.2 UPS y hasta alcanzar los 700 m de profundidad, lo que podría sugerir, procesos de mezcla vertical y horizontal en el interior del remolino.

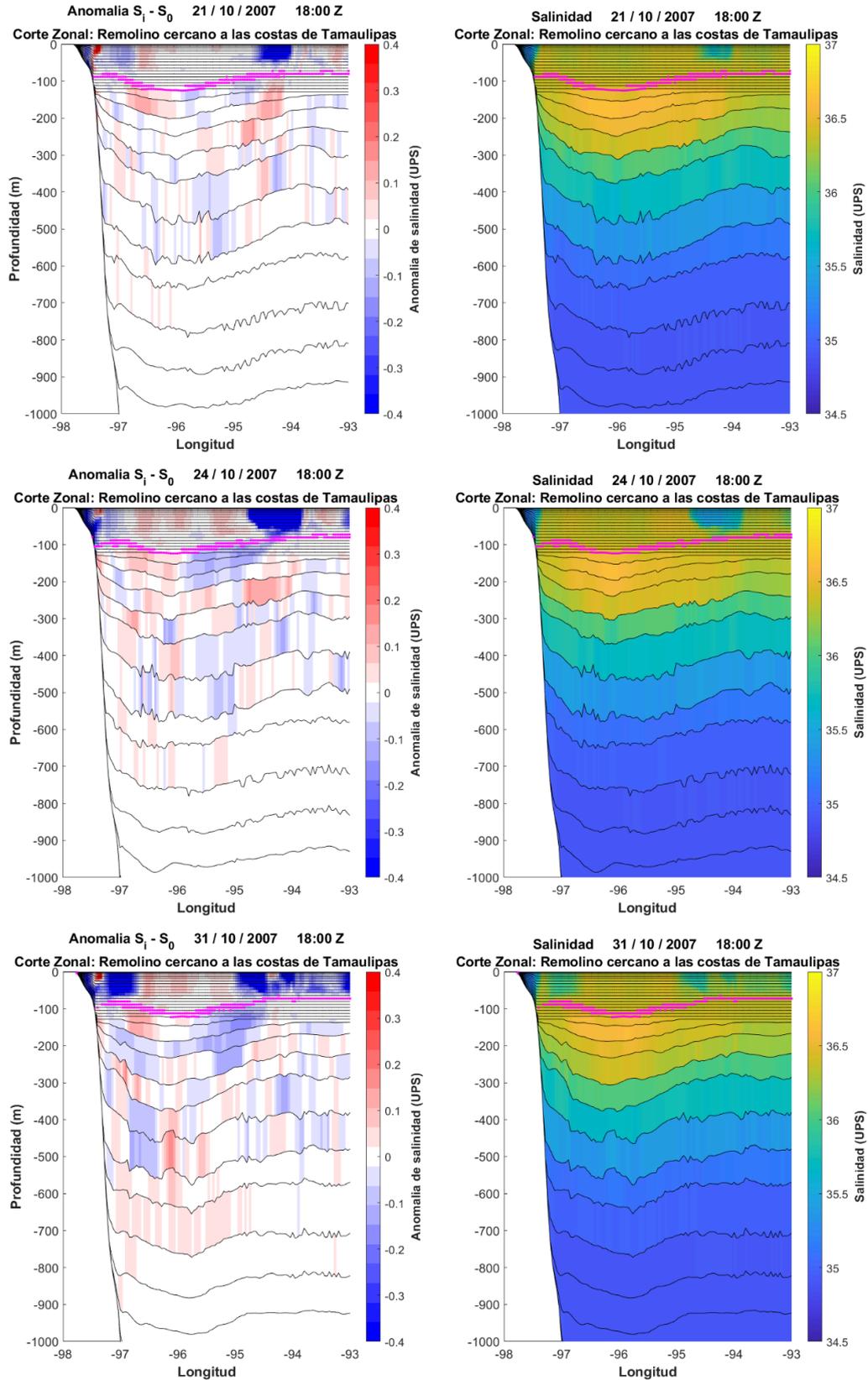


Figura IV.2-3. Corte zonal de anomalía referida a la condición inicial el 20 de octubre a las 0100 Z (a,b,c) y salidas de la simulación de salinidad (d,e,f) del remolino anticiclónico cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México, en distintos tiempos del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007, hasta una

profundidad de 1000 m, utilizando salidas del modelo HYCOM-UNAM. Isotherma de 23°C observada en color magenta.

La salinidad que se muestra en el corte zonal del remolino recién desprendido de la CL (figura IV.2-4) presenta un máximo subsuperficial de mayor magnitud, alrededor de 37.0 UPS, que el observado en el remolino cercano a las costas de Tamaulipas.

Los datos de salinidad de las salidas del modelo muestran, el día 21 de octubre a las 1800 Z (figura IV.2-4d), un valor máximo de 37.2 UPS dentro de la región de máxima salinidad subsuperficial, llegando esta última a una profundidad aproximada de entre 400 a 500 m. En la capa de mezcla, la salinidad de las afueras y del centro del remolino presentan valores de entre 34.5 a 35.5 UPS, mientras que las observadas en los bordes es ligeramente mayor llegando a los 36.2 UPS. Al paso del frente frío, el 24 de octubre a las 1800 Z (figura IV.2-4e), el valor máximo de salinidad disminuye a un valor de 37.1 UPS. En superficie, de 0 a 50 m, se observan valores que oscilan entre los 35.5 a 36.0 UPS. El día 31 de octubre a las 1800 Z, al final del evento de frente frío (figura IV.2-4f), el máximo valor de salinidad es de 37.1 UPS, dentro del máximo subsuperficial. Los valores en las capas superiores se encuentran cercanos a los 36.0 UPS hasta una profundidad de entre 50 a 60 m.

La isoterma de rastreo presenta una profundidad de 48 m en la región cercana a los bordes del remolino, antes del paso del frente frío, y después se profundiza hasta los 56 m, al final del paso del frente. Por su parte, en la región cercana al centro, la profundidad inicial de la isoterma de 23°C es de 245 m, y al finalizar el evento, se encuentra a una profundidad de 236 m, evidenciando un ascenso de las isotermas a lo largo del periodo de simulación del evento de frente frío. Las capas isopícnas también muestran, al final del evento, un adelgazamiento hacia el centro del remolino en la vertical, por lo que el máximo subsuperficial de sal se observa igualmente reducido.

Los cambios temporales de salinidad pueden observarse de mejor manera en los paneles de las anomalías. El 21 de octubre a las 1800 Z, antes de la entrada del frente frío a la cuenca del GdM (figura IV.2-4a), en la capa de mezcla se observan anomalías positivas en las regiones cercanas al borde del remolino anticiclónico. Estas anomalías tienen un rango de magnitud de 0.2 a 0.4 UPS por encima de la condición inicial. De igual manera, en la región cercana al centro del remolino, se encuentran anomalías positivas aunque en menor magnitud, entre 0.05 a 0.15 UPS. Por otra parte, en las afueras del remolino anticiclónico y del lado oeste, se observa una fuerte anomalía positiva entre los 100 a 200 m de profundidad, que alcanza los 0.3 a 0.4 UPS. El día 24 de octubre a las 1800 Z, al paso del frente frío (figura IV.2-4b), se observa que las anomalías positivas en las capas superiores comienzan a invadir la región vertical tanto de fuera del contorno de rastreo de 17 cm de SSH, como dentro. En comparación con lo observado el 21 de octubre, donde las anomalías positivas se encuentran acotadas a los bordes del remolino, éstas, observadas el 24 de octubre, cubren gran parte de las capas superiores, alcanzando, en algunas zonas, hasta 80 m de profundidad. La magnitud de estas anomalías positivas va desde 0.2 a 0.4 UPS por encima de la condición inicial. Por su parte, la región del máximo subsuperficial de salinidad presenta un comportamiento general de pérdida salina, aunque en ciertas regiones, se muestran anomalías positivas que difieren en capas isopícnas y en longitud. La magnitud de la pérdida de salinidad en el máximo subsuperficial, es mayor a la observada

el 21 de octubre, alcanzando un rango entre 0.1 a 0.3 UPS. Por debajo del máximo subsuperficial, se muestra un patrón similar al observado el mismo día, 24 de octubre, en el remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas (figura IV.2-3b). Al finalizar el evento del frente frío sobre el GdM, el día 31 de octubre a las 1800 Z (figura IV.2-4c), la mayor parte de las capas superficiales se encuentran con anomalías positivas que sobrepasan los 0.4 UPS. Por debajo de la capa de mezcla, se observa la entrada de agua de menor salinidad como regiones de anomalías negativas que superan en magnitud los -0.4 UPS. El máximo subsuperficial, cercano a la isoterma de 23°C, presenta, casi en su totalidad, anomalías negativas que van desde los -0.1 hasta superar los -0.4 UPS. En las capas más profundas, de 500 a 800 m aproximadamente, predominan las anomalías positivas de salinidad con una magnitud de entre 0.05 a 0.3 UPS.

Durante el periodo de simulación se observa un adelgazamiento de la superficie que abarca el remolino anticiclónico recién desprendido de la CL, por ende, el máximo subsuperficial de salinidad presenta una pérdida general que, de acuerdo a la figura IV.2-4c puede deberse a procesos de mezcla entre las capas superficiales y las más profundas.

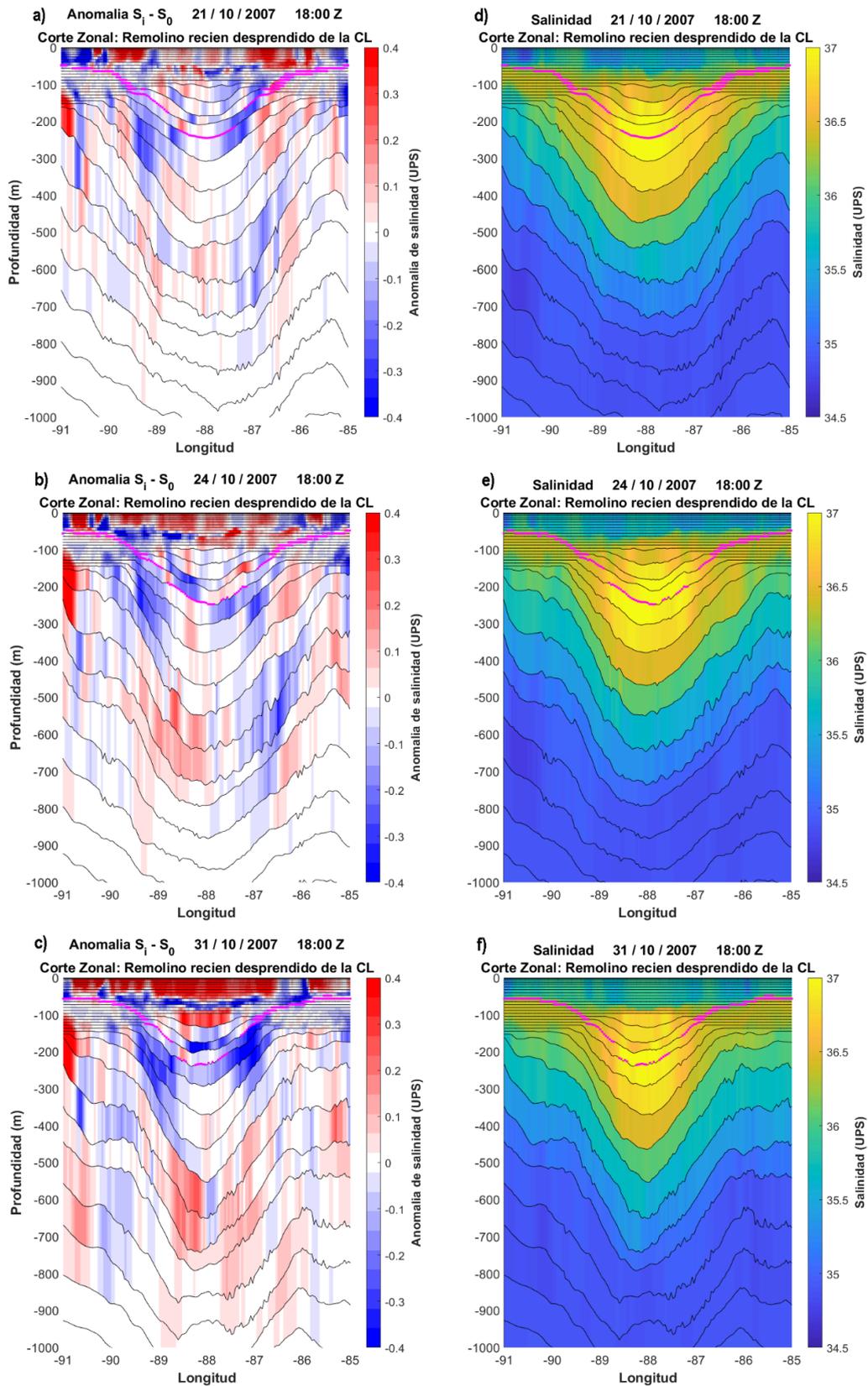


Figura IV.2-4. Corte zonal de anomalía referida a la condición inicial el 20 de octubre a las 0100 Z (a,b,c) y salidas de la simulación de salinidad (d,e,f) del remolino anticiclónico recién desprendido de la Corriente del Lazo, en distintos tiempos del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007, hasta una profundidad de 1000 m, utilizando salidas del modelo HYCOM-UNAM. Isotherma de 23°C observada en color magenta.

IV.2.2. Series de tiempo de anomalías

El análisis de la respuesta termohalina de los remolinos anticiclónicos oceánicos al paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007, abarca también el estudio de series temporales de anomalías de temperatura, salinidad y densidad potencial, a lo largo de todo el periodo de simulación, en cada uno de los remolinos anticiclónicos identificados, y a diferentes profundidades. Las series de tiempo se construyeron para el centro del remolino, considerado como el punto de malla de máxima elevación de la superficie del mar (SSH_{max}), y para un anillo del remolino calculado como el punto medio entre el centro y el borde del remolino, es decir, su contorno de SSH de rastreo, y su centro. El anillo intermedio se obtiene entonces, en cada paso de tiempo, como:

$$SSH_{anillo} = \frac{SSH_{rastreo} + SSH_{centro}}{2} \quad IV.22$$

Donde, $SSH_{rastreo}$, equivale al contorno de 5 cm para el remolino de Tamaulipas, y al contorno de 17 cm para el remolino de la Corriente del Lazo, y, SSH_{centro} , es el punto máximo de elevación de la superficie del mar, SSH_{max} . Finalmente se obtiene un promedio de cada uno de los puntos de malla obtenidos, por cada paso de tiempo, para determinar el valor del anillo intermedio del remolino. Las series de tiempo obtenidas, se grafican desde el 20 de octubre de 2007 a las 0100 Z hasta el 3 de noviembre de 2007 a las 0000 Z, donde se sombrea la entrada del frente frío No. 4 a la cuenca del GdM. Se considera la entrada del frente frío a partir del 22 de octubre a las 1500 Z, cuando ingresa al golfo por las costas de Texas, Estados Unidos, y hasta el 24 de octubre a las 1800 Z, cuando alcanza la Península de Yucatán, México. Se grafican diferentes profundidades, de 0, 50 y 250 m, con el fin de analizar el comportamiento de las anomalías de temperatura, salinidad y densidad potencial, a lo largo del tiempo y en distintos niveles, al paso del frente frío, y posterior a su paso por la región de cada remolino anticiclónico.

Las series de tiempo presentan variaciones al inicio del periodo de simulación que son causadas principalmente por la iniciación de la corrida del modelo, por lo que dichas variaciones no serán tomadas en cuenta durante el análisis.

La figura IV.2-5 muestra la anomalía referenciada a la condición inicial, es decir, el 20 de octubre a las 0100 Z, de la temperatura en el centro y el anillo intermedio calculado para el remolino anticiclónico cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México.

El centro del anticiclón (figura IV.2-5a) presenta ligeras variaciones desde el inicio de la simulación, hasta las últimas horas del día 22 de octubre, cuando el frente frío entra al el GdM. Aproximadamente a las 2000 Z, cuando el frente alcanza el remolino de Tamaulipas, se observa un incremento repentino en la temperatura superficial de casi 0.8°C que disminuye hasta alcanzar un valor negativo de -0.12°C, para las 0000 Z del 23 de octubre. A 50 m de profundidad, el paso del frente frío causa un impacto más notorio hasta las 0300 Z del 23 de octubre, cuando las variaciones de temperatura comienzan a presentar valores negativos que van desde -0.05 hasta -0.7°C para el periodo donde el frente alcanza la Península de Yucatán. A mayor profundidad, a 250 m, las anomalías de temperatura se mantienen negativas en valores cercanos a -0.03°C hasta las 1300 Z del 24 de octubre cuando se

presenta una pequeña variación negativa que alcanza los -0.14°C . Después del paso del frente frío por el GdM, en superficie y a 50 m en la vertical, la temperatura presenta variaciones negativas que alcanzan valores de -1.53 y -1.43°C respectivamente, al final del periodo de simulación. A un nivel más profundo, a 250 m, la temperatura muestra ligeras variaciones negativas que se mantienen dentro del rango inicial de 0.0 a -0.16°C llegando al final del periodo de simulación con un valor de -0.14°C .

Por otro lado, la temperatura en el anillo intermedio calculado para el remolino cercano a Tamaulipas (figura IV.2-5b), presenta ligeras variaciones en superficie antes de la entrada del frente frío al GdM. Durante el paso del frente frío, las últimas horas del 22 de octubre, la temperatura superficial muestra un pico positivo que alcanza 0.5°C y que dura aproximadamente 6 horas. Poco tiempo después, durante las primeras horas del 23 de octubre, la temperatura a 0 y 50 m empieza a decrecer hasta -0.72°C para las últimas horas del 24 de octubre. Por otra parte, la temperatura a 250 m de profundidad presenta una fuerte anomalía positiva alcanzando un valor máximo de 4.05°C durante las primeras horas del 24 de octubre, y luego decae hasta casi 0°C durante las últimas horas del mismo día. Desde la llegada del frente frío No. 4 a la Península de Yucatán, el 25 de octubre, y hasta el final del periodo de simulación, el 3 de noviembre, cuando el frente regresa como frente ocluido y se instala en las costas de Tabasco y Veracruz, las anomalías de temperatura en la columna de agua presentan un comportamiento negativo. Aunque las capas más someras (0 y 50 m) alcanzan una variación de temperatura cercana a -1.5°C al final del periodo y la más profunda (250 m) se mantiene con valores cercanos a 0°C .

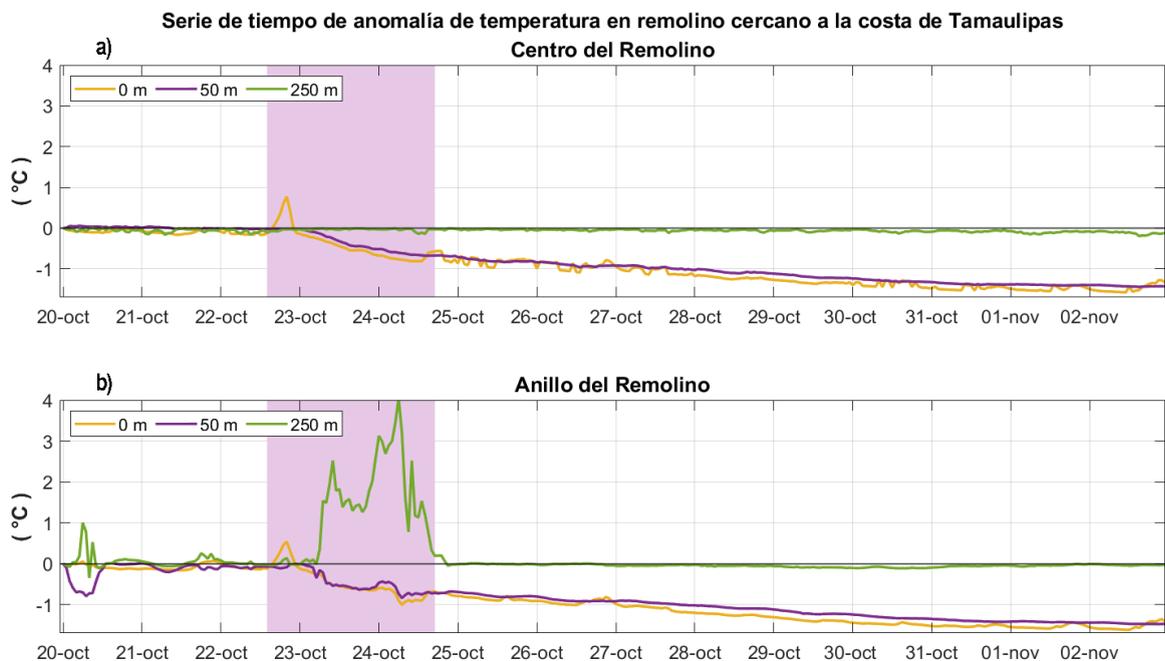


Figura IV.2-5. Series de tiempo de anomalías de temperatura, a diferentes profundidades para el remolino anticiclónico cercano a las costas de Tamaulipas, en el (a) centro y (b) anillo dentro del remolino. La banda de color muestra el periodo del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 por el Golfo de México.

Las anomalías de salinidad en el centro del remolino cercano a las costas de Tamaulipas (figura IV.2-6a), antes de la entrada del frente frío No. 4 a la cuenca del GdM, muestran variaciones de entre 0.0 a 0.04 UPS y de 0.0 a -0.07 UPS para las capas más someras (0 y 50 m) y la capa más profunda (250 m), respectivamente. Entre las últimas horas del 22 de octubre y las primeras del día 23, las variaciones de salinidad en superficie y a 50 m presentan una tendencia positiva alcanzando valores que sobrepasan los 0.06 UPS al final del periodo de simulación. Al contrario, en la capa a 250 m de profundidad, durante las horas del paso del frente frío, las variaciones son ligeramente negativas, con valores cercanos a -0.01 UPS que para el final del periodo se observan más marcadas alcanzando valores de -0.08 UPS.

En contraste, en el anillo intermedio (figura IV.2-6b), las variaciones de salinidad son mucho mayores. En el periodo previo al paso del frente frío por la región del golfo, las variaciones son pequeñas, sin embargo, durante el paso del frente por el GdM, en las primeras horas del 23 de octubre, las variaciones de salinidad presentan picos de disminución en la columna de agua. En este lapso de tiempo, las anomalías negativas de salinidad alcanzan sus valores máximos durante las primeras horas del 24 de octubre. En superficie el valor máximo de anomalía negativa es de -0.54 UPS, a 50 m es de -0.53 UPS y a 250 m es de -0.63 UPS. Finalmente, cuando el frente frío se instala en la Península de Yucatán, el 25 de octubre las variaciones de salinidad decrecen en amplitud y en el caso de la capa superficial y subsuperficial (0 y 50 m) presentan anomalías positivas de entre 0.01 a 0.03 UPS. A 250 m de profundidad las anomalías permanecen negativas con valores cercanos a -0.05 UPS y se mantienen cercanas a ese valor hasta el final del periodo de simulación. Por otro lado, en las capas más someras, el 30 de octubre se observa un cambio repentino de anomalía positiva a negativa que dura aproximadamente 10 horas, y donde la variación de salinidad alcanza un valor máximo negativo de -0.04 y -0.02 UPS en superficie y a 50 m de profundidad respectivamente.

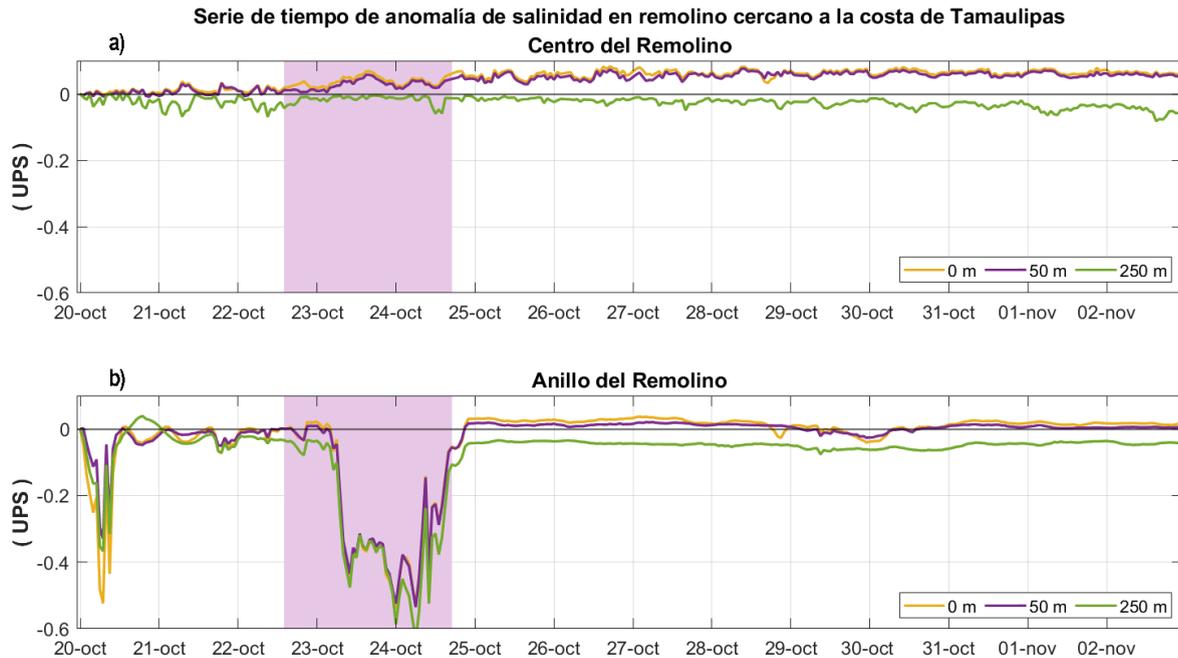


Figura IV.2-6. Series de tiempo de anomalías de salinidad, a diferentes profundidades, en el remolino anticiclónico cercano a las costas del estado de Tamaulipas en (a) centro y (b) anillo dentro del remolino. La banda de color muestra el periodo del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 por el Golfo de México.

En el centro del remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas, la serie temporal de anomalías de densidad potencial (figura IV.2-7a) presenta variaciones pequeñas antes de la entrada del frente frío No. 4 al GdM, las variaciones de densidad superficial oscilan entre 0.0 a 0.07 sigma, mientras que las variaciones a 50 m de profundidad se encuentran en el rango de -0.02 a 0.03 sigma, y a 250 m son prácticamente iguales a cero en todo el periodo de simulación. Durante el paso del frente frío, a partir de las últimas horas del 22 de octubre, la serie superficial de densidad muestra un pico negativo que alcanza un valor máximo de -0.23 sigma a las 2100 Z del mismo día, para después aumentar hasta un valor cercano a 0.27 sigma para las últimas horas del 24 de octubre. La serie de densidad a 50 m de profundidad presenta un incremento desde las 0400 Z del 23 de octubre, que alcanza los 0.25 sigma cuando el frente se instala hacia el Mar Caribe. Finalmente ambas series de tiempo se mantienen con una tendencia a aumentar hasta obtener valores de densidad potencial cercanos a 0.50 sigma para el 3 de noviembre a las 0000 Z.

Por otro lado, el anillo intermedio del remolino de Tamaulipas (figura IV.2-7b), antes de la entrada del frente frío por la cuenca del GdM, las variaciones de densidad se mantienen en un rango de -0.12 a 0.05 sigma durante el 21 de octubre. Durante el paso del frente frío No. 4 por el GdM, se presentan de manera general anomalías negativas en la columna de agua. El primer pico observado se presenta en superficie, donde la densidad disminuye hasta -0.21 sigma las últimas horas del 22 de octubre y aumenta hasta 0.08 sigma, para las primeras horas del día 23. A partir de este día, las variaciones de densidad en superficie, a 50 m y a 250 m de profundidad, sufren un declive alcanzando valores máximos negativos de -0.24 sigma, para 0 y 50 m, y de -1.63 sigma, para 250 m, que se ven atenuados cuando el frente llega a la Península de Yucatán, el 25 de octubre. Durante las últimas

horas del día 24, las series temporales en superficie y a 50 m de profundidad comienzan a presentar anomalías positivas que se mantienen en incremento durante el periodo restante de simulación hasta valores cercanos a 0.5 sigma. Por su parte, la serie de 250 m, llega a un valor negativo de -0.02 sigma, unas horas antes del 25 de octubre, y se mantiene con valores cercanos a cero hasta finalizar la simulación el 3 de noviembre a las 0000 Z.

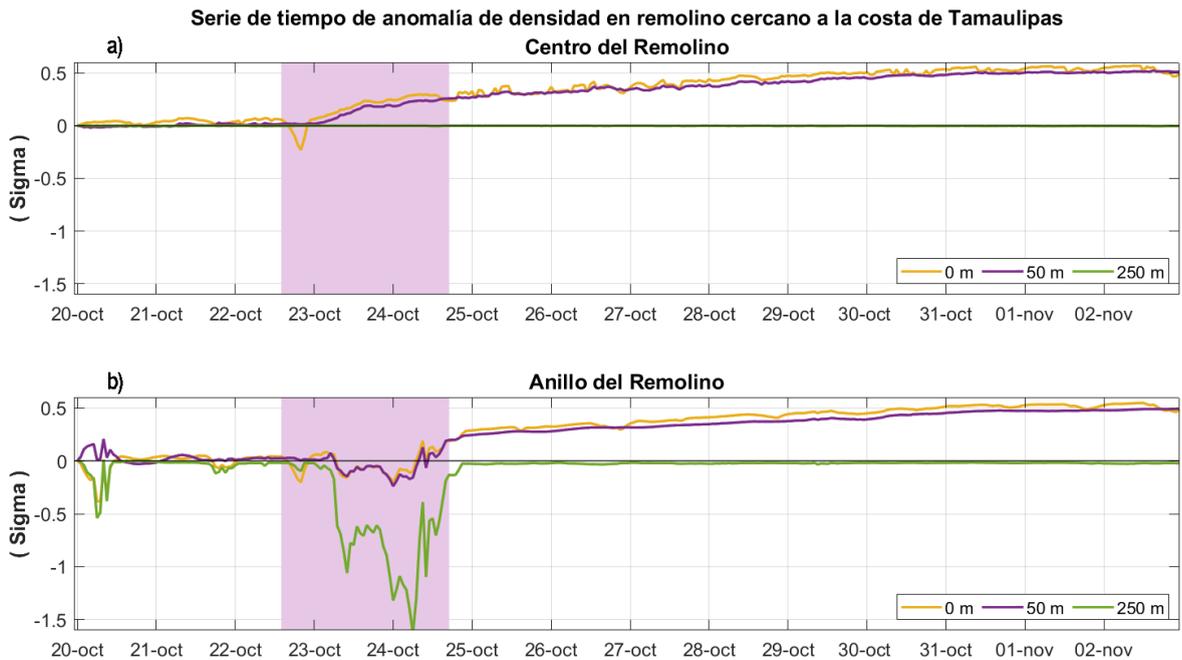


Figura IV.2-7. Series de tiempo de anomalías de densidad potencial, a diferentes profundidades, en el remolino anticiclónico cercano a las costas del estado de Tamaulipas en (a) centro y (b) anillo dentro del remolino. La banda de color muestra el periodo del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 por el Golfo de México.

La figura IV.2-8 muestra las series de tiempo de las anomalías de temperatura en el centro y el anillo intermedio calculado para el remolino que recién se desprende de la CL. En el centro del anticiclón (figura IV.2-8a), antes de la entrada del frente frío No. 4 al GdM, se observan valores máximos de variación de temperatura a 250 m de profundidad y que alcanzan -0.58°C aproximadamente a las 0800 Z del 21 de octubre, y 0.36°C a las 1300 Z del mismo día. El frente frío No. 4 de la temporada 2007 alcanza la región del remolino recién desprendido de la CL el día 23 de octubre a las 1300 Z aproximadamente. Durante el periodo de entrada del frente a la cuenca del golfo, las primeras horas del 23 de octubre, se observa que la serie de anomalías de temperatura superficial comienza a decrecer alcanzando un valor negativo de -0.30°C cuando el frente llega a la Península de Yucatán. Del mismo modo, la serie a 50 m de profundidad, muestra una disminución de temperatura que alcanza -0.15°C unas horas antes del 25 de octubre. Por otro lado, la serie de tiempo a 250 m de profundidad mantiene variaciones positivas durante el ingreso del frente frío al GdM y precisamente el 23 de octubre a las 1300 Z, presenta un pico de anomalía negativa de temperatura que muestra su valor máximo de -0.72°C y que dura aproximadamente 1 hora hasta volver a presentar variaciones

positivas que se mantienen en un rango de entre 0.2 a 0.4°C hasta el día 28 de octubre. Una vez que el frente frío atraviesa el GdM, la serie superficial muestra fuertes variaciones de temperatura con una tendencia negativa desde el 25 al 28 de octubre, cuando el frente se encuentra en estado estacionario sobre el Mar Caribe. Después del día 28, cuando el frente frío regresa al golfo como frente ocluido, las series a 0 y 50 m de profundidad, muestran una menor variación con anomalías que permanecen negativas hasta alcanzar un valor de -0.65 y -0.54°C respectivamente, al final del periodo de simulación. Mientras tanto, la serie a 250 m, presenta un pico donde decae la temperatura el día 28 a las 1500 Z aproximadamente, y posteriormente comienza a decrecer hasta un valor de 0.08°C para el 3 de noviembre a las 0000 Z.

Por otra parte, en el anillo intermedio calculado para el anticiclón recién desprendido de la CL (figura IV.2-8b) se observa, en el periodo previo a la entrada del frente frío No. 4 al GdM, que las series mantienen una baja variabilidad con ligeras anomalías negativas de temperatura. Durante su paso por el GdM, la serie superficial muestra una disminución de temperatura con una mayor rapidez que la observada antes del paso del frente frío por la región, y alcanza un valor mínimo negativo cercano a -0.5°C durante las primeras horas del 24 de octubre. En cambio las series temporales de las capas subsuperficiales muestran un ligero aumento y disminución, alcanzando valores de -0.01 y de -0.22°C durante las primeras horas del 24 de octubre, a 50 y 250 m respectivamente. Cuando el frente llega a la Península de Yucatán, las variaciones de temperatura superficial muestran picos de mayor amplitud con una tendencia negativa y con un periodo de aproximadamente 24 horas hasta las primeras horas del 27 de octubre, donde las variaciones se mantienen con una menor amplitud pero con la misma tendencia a disminuir hasta que se alcanza un valor de -1.1°C al final del periodo de simulación. En cambio a 50 m de profundidad las anomalías de temperatura que, durante el paso del frente se mantenían entre 0.0 y -0.1°C, a lo largo de las primeras horas del 25 de octubre, las variaciones de temperatura comienzan a decrecer a una mayor rapidez, hasta las primeras horas del 30 de octubre cuando se mantienen entre -0.6 y -0.7°C hasta el 3 de noviembre. La serie de 250 m sufre, por el contrario, un ligero aumento durante las primeras horas del 25 de octubre llegando a -0.1°C. Después, entre el 29 y el 31 de octubre, se observa una disminución de temperatura llegando a un valor máximo negativo de -0.24°C, y volviendo a subir hasta -0.12°C al final del periodo.

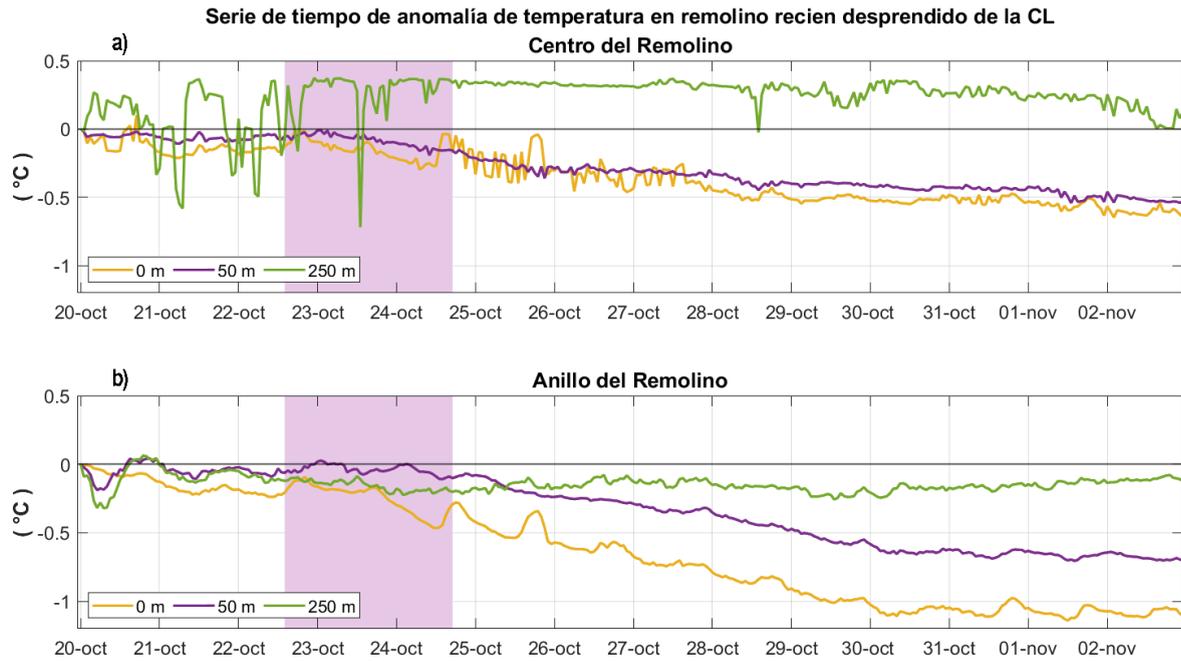


Figura IV.2-8. Series de tiempo de anomalías de temperatura, a diferentes profundidades, en el remolino anticiclónico recién desprendido de la Corriente del Lazo en (a) centro y (b) anillo dentro del remolino. La banda de color muestra el periodo del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 por el Golfo de México.

Las series de tiempo de las anomalías de salinidad en el remolino recién desprendido de la CL se observan en la figura IV.2-9. En el centro del anticiclón (figura IV.2-9a) en el periodo anterior al paso del frente frío No. 4 por el GdM, se observan pequeñas anomalías positivas en las series de 0 y 250 m, mientras que las anomalías a 50 m se muestran negativas. Durante la entrada del frente frío, las primeras horas del 23 de octubre, las series de tiempo presentan incrementos de salinidad, particularmente en superficie y a 50 m de profundidad, que, cuando el frente alcanza el Mar Caribe, tienen valores de 0.18 y 0.06 UPS cada una. Por su parte, durante el mismo periodo, la serie a 250 m permanece con incrementos cercanos a 0.15 UPS. A partir del 25 de octubre, las anomalías de salinidad a 0 y 50 m muestran un rápido incremento hasta que alcanzan 0.42 UPS a 0 m y 0.29 UPS a 50 m, para el final del periodo de simulación. Por su parte, la serie de salinidad a 250 m de profundidad, tiene una ligera disminución, del orden de 10^{-3} UPS, desde las últimas horas del 24 hasta mediados del 27 de octubre. A partir de las 1600 Z del 27 de octubre, la salinidad a 250 m comienza a decrecer con mayor rapidez, hasta alcanzar un valor positivo de 0.03 UPS a las 0000 Z del 3 de noviembre.

En contraste, la salinidad en el anillo intermedio calculado para el remolino que recién se desprende de la CL (figura IV.2-9b), muestra variaciones superficiales positivas, y subsuperficiales negativas, antes de la entrada del frente frío a la cuenca del golfo. La serie superficial se mantiene en el rango de 0.0 a 0.07 UPS, mientras que la serie a 50 m presenta una anomalía positiva inicial, durante las primeras horas del 20 de octubre, y anomalías negativas a partir del día 21, que oscilan entre 0.0 y -0.06 UPS. La serie a 250 m de profundidad muestra una anomalía negativa de mayor amplitud que alcanza un valor de -0.11 UPS durante las primeras horas del 20 de octubre, y después describe un

comportamiento similar al observado a 50 m de profundidad. Al paso del frente, a las 1400 Z del 23 de octubre, la serie de salinidad superficial cambia su comportamiento pasando de un aumento de 0.05 a 0.15 UPS en un lapso menor a 24 horas. Mientras tanto, en el mismo periodo, las variaciones de salinidad subsuperficial se mantienen negativas con valores de entre -0.03 a -0.06 UPS. Después del 25 de octubre, cuando el frente llega a la Península de Yucatán, la serie en superficie continúa con un rápido incremento de salinidad hasta su valor máximo de 0.34 UPS para el final del periodo de simulación. La serie de anomalías de salinidad a 50 m de profundidad muestra una ligera disminución del día 25 al 28 de octubre, alcanzando un valor mínimo de -0.14 UPS durante las últimas horas del 26 de octubre. Después, muestra un rápido incremento de salinidad pasando por variaciones de -0.12 UPS el día 28 de octubre a 0.0 UPS el día 3 de noviembre. Por su parte, la serie de anomalías de salinidad a 250 m de profundidad se mantiene fluctuando entre -0.07 y -0.02 UPS desde el día 25 de octubre hasta el final de la simulación, donde alcanza un valor de -0.04 UPS.

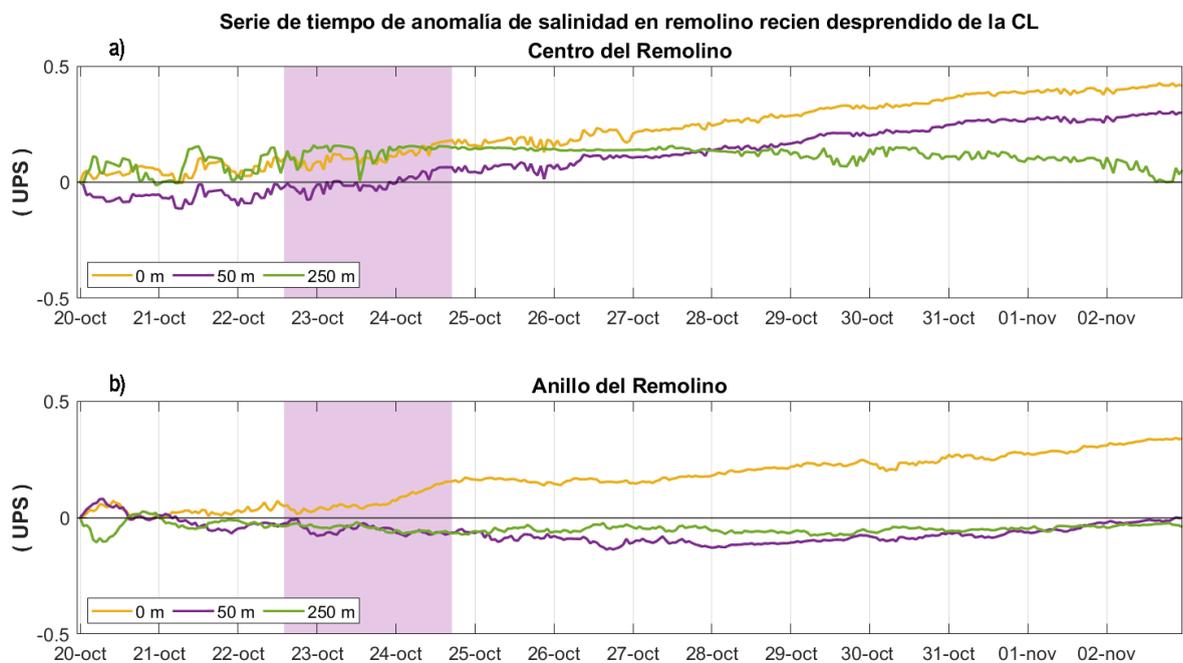


Figura IV.2-9. Series de tiempo de anomalías de salinidad, a diferentes profundidades, en el remolino anticiclónico recién desprendido de la Corriente del Lazo en (a) centro y (b) anillo dentro del remolino. La banda de color muestra el periodo del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 por el Golfo de México.

La figura IV.2-10 presenta las series de tiempo de las anomalías de densidad potencial en el remolino recién desprendido de la CL. En el centro (figura IV.2-10a) las variaciones de densidad potencial en superficie se observan positivas en un rango de entre 0.0 a 0.13 sigma, antes de la entrada del frente frío No. 4. En este mismo periodo, la serie de anomalías a 50 m de profundidad, se encuentran negativas, con una menor amplitud de entre 0.0 a -0.05 sigma. Así mismo, la serie a 250 m muestra anomalías positivas con variaciones cercanas a cero y picos abruptos de aumento de densidad, siendo el de mayor amplitud a las 0800 Z del día 21 de octubre, alcanzando un valor de 0.21 sigma.

Posteriormente, en el periodo del paso del frente frío por el GdM, las series de 0 y 50 m de profundidad, muestran un rápido incremento de densidad potencial, a partir de las primeras horas del 23 de octubre y, a las 1400 Z del mismo día, la serie de 250 m presenta un pico de aumento de densidad potencial que alcanza un valor de 0.21 sigma y vuelve a disminuir hasta valores cercanos a cero. Una vez que el frente frío llega a la Península de Yucatán, el 25 de octubre, la serie superficial muestra altas variaciones de densidad con una tendencia positiva, es decir, continúa aumentando hasta el 28 de octubre, donde las altas variaciones se atenúan pero la tendencia al aumento persiste y alcanza su valor máximo de 0.52 sigma al final del periodo de simulación. Por su parte, en la serie a 50 m de profundidad, se observa una variación más baja y con la misma tendencia al aumento desde el 25 de octubre y hasta el 3 de noviembre, cuando presenta su valor máximo de aumento de densidad potencial de 0.40 sigma. El comportamiento de la serie temporal a 250 m de profundidad, después del día 25, se mantiene con valores cercanos al cero, hasta las últimas horas del 28 de octubre, donde se observa un pequeño incremento de densidad potencial que se encuentra cercano a 0.10 sigma y que tiene un periodo de duración de 6 horas, aproximadamente.

En contraste, las anomalías de densidad potencial en el anillo intermedio calculado para el remolino que recién se desprende de la CL (figura IV.2-10b), presentan una menor variación de la capa a 250 m de profundidad durante toda la simulación. Al inicio del periodo, antes de la entrada del frente frío, la serie superficial presenta anomalías positivas que rebasan los 0.10 sigma, mientras que la serie subsuperficial muestra un incremento durante las primeras horas del 20 de octubre y posteriormente, ligeras anomalías negativas que no alcanzan los -0.05 sigma. Después, durante el paso del frente por el GdM, la serie en superficie presenta un rápido incremento de densidad potencial a partir de las últimas horas del día 23 y que alcanza un valor máximo de 0.26 sigma para las últimas horas del día 24. Por otro lado, la serie a 50 m muestra anomalías negativas más marcadas con valores máximos de -0.06 sigma durante el inicio del día 23 y el día 24. A partir del 25 de octubre las anomalías de densidad potencial en superficie mantienen un incremento hasta su valor máximo de 0.61 sigma el 3 de noviembre. Mientras tanto, las anomalías a 50 m de profundidad, muestran un aumento desde el día 25 y hasta el final del periodo de simulación, con un valor máximo de 0.22 sigma el 3 de noviembre.

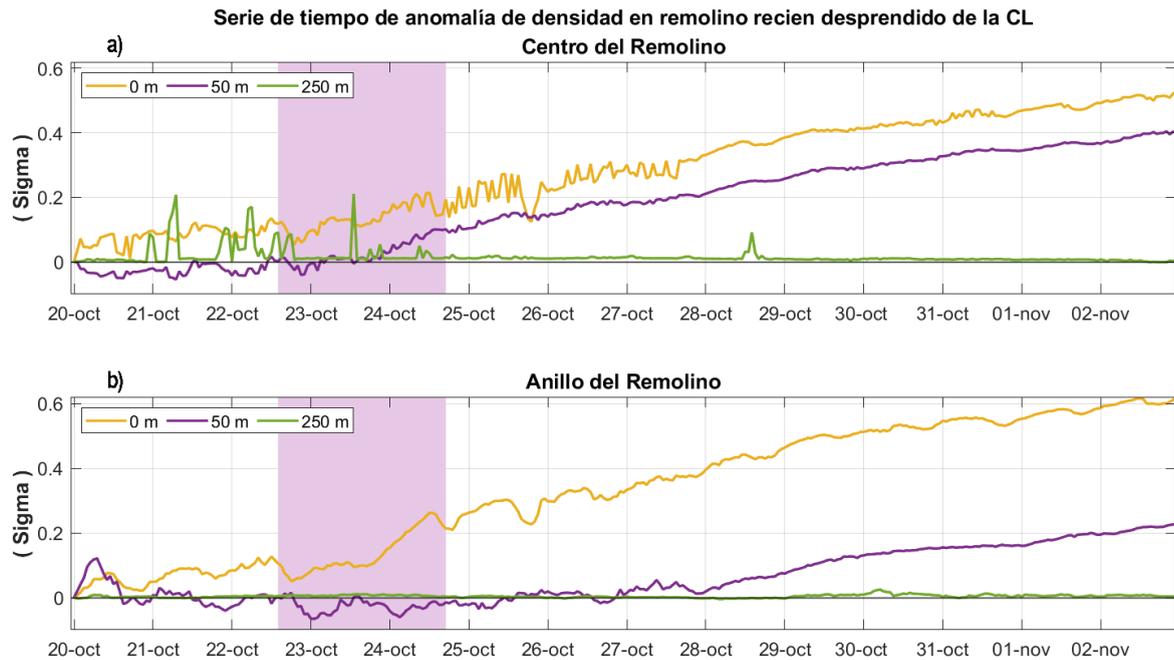


Figura IV.2-10. Series de tiempo de anomalías de densidad potencial, a diferentes profundidades, en el remolino anticiclónico recién desprendido de la Corriente del Lazo en (a) centro y (b) anillo dentro del remolino anticiclónico. La banda de color muestra el periodo del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 por el Golfo de México.

IV.2.3. Series de tiempo de isoterma e isopicna de rastreo

El análisis de los cortes verticales zonales de temperatura y salinidad en los remolinos anticiclónicos identificados (figuras IV.2-1,2,3,4) toma como referencia la isoterma de 23°C para rastrear la profundidad de las capas isopicnas en cada punto de malla a lo largo de una latitud, es decir para diferentes longitudes del remolino. Para este análisis se consideran la isoterma de 23°C y la isopicna de 25 sigma (1025 kg m^{-3}) que, conforme a los cortes zonales de salinidad, son cercanos al máximo subsuperficial de sal en los anticiclones analizados. Así mismo, se toman en cuenta para las series de tiempo, la profundidad de la isoterma e isopicna en el centro de cada remolino, considerado como el punto de malla de máxima elevación de la superficie del mar (SSH_{max}).

Al igual que en el análisis anterior, se resalta el periodo del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 por el GdM, que va del 22 de octubre a las 1500 Z, cuando entra por las costas de Texas, Estados Unidos, hasta el 24 de octubre a las 1800 Z, cuando el frente alcanza la Península de Yucatán. Las series de tiempo de la profundidad de la isoterma e isopicna del centro de los remolinos anticiclónicos, presentan también la velocidad vertical calculada mediante una regresión lineal simple en la que la recta ajustada a la serie corresponde a los metros verticales de desplazamiento a lo largo de un periodo de 24 horas.

La figura IV.2-11 muestra la serie de tiempo de la profundidad de la isoterma de 23°C y la isopicna de 25 sigma, en el centro del remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas. Se observan, antes de la entrada del frente frío No. 4, variaciones en el aumento y disminución de la profundidad de la isoterma e isopicna del orden de 1.0 a 1.5 m tomando como referencia la profundidad inicial de 124.5 m. Durante el paso del frente frío por la cuenca del golfo, las variaciones de la profundidad tuvieron mayor amplitud alcanzando una profundidad mínima de 121.2 m a las 1500 Z del día 23, y máxima de 127.4 m a las 0800 Z del día 24. Del 25 al 28 de octubre se observan ligeras atenuaciones de la variación en la profundidad de la isoterma e isopicna de rastreo. Sin embargo, a partir de las últimas horas del 28 de octubre, la amplitud de las variaciones de la isoterma e isopicna vuelven a incrementarse hasta alcanzar un valor mínimo de 120.3 m y un máximo de 126.7 m, desde el día 29 y hasta el final de la simulación.

Finalmente el día 3 de noviembre la profundidad es de 120.3 m para la isoterma de 23°C, y de 126.5 para la isopicna de 25 sigma, resultando en una disminución de la profundidad de 4.2 m en la isoterma y de 2.0 m en la isopicna, en todo el periodo simulado. La recta ajustada a la serie temporal muestra una velocidad vertical positiva promedio hacia arriba (hacia la superficie) de 0.096 m por día, lo que indica que la isoterma de 23°C y la isopicna de 25 sigma ascienden a una razón de aproximadamente 10 cm por día.

La frecuencia de estas oscilaciones en profundidad, en el centro del remolino de Tamaulipas, presenta un periodo cercano a las 34 horas que, de acuerdo a su latitud, se acerca a la frecuencia inercial en la región.

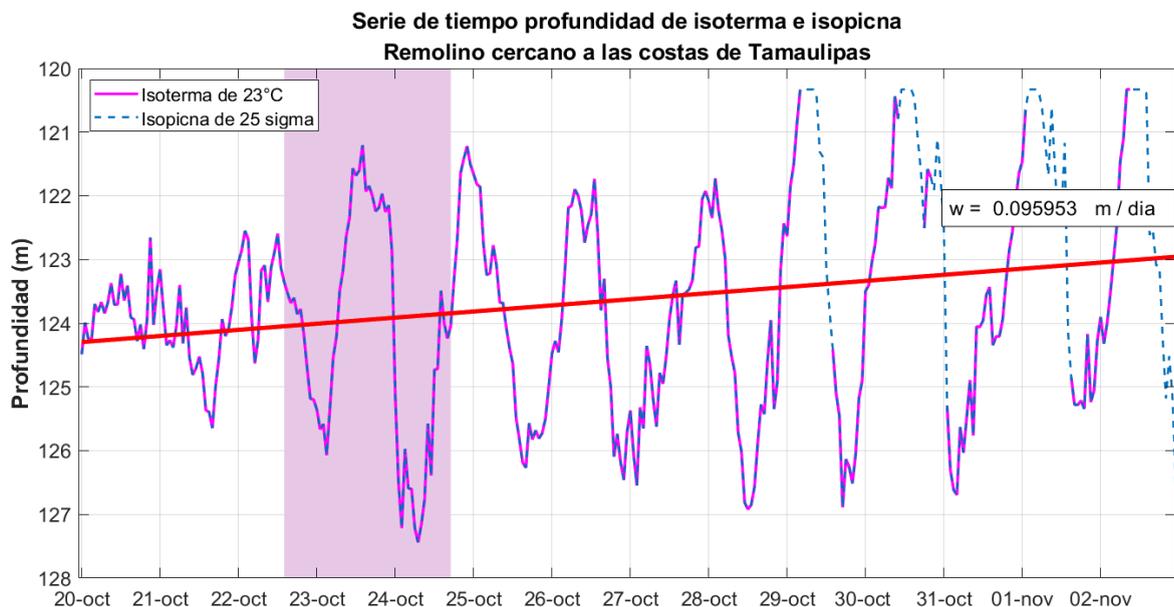


Figura IV.2-11. Serie de tiempo de profundidad de isoterma de 23°C e isopicna de 25 sigma, y velocidad vertical promedio, en el remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México. La banda de color muestra el periodo del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 por el Golfo de México.

La serie de tiempo de la profundidad de la isoterma de 23°C y la isopicna de 25 sigma en el centro del remolino recién desprendido de la CL se muestra en la figura IV.2-12. Antes de la entrada del frente frío No. 4 de la temporada 2007 al GdM, se observan amplitudes en las variaciones de la profundidad que rebasan los 10 m hacia superficie y los 5 m hacia el fondo, tomando como referencia la profundidad al inicio de la simulación que es de 257.1 m. Durante este periodo, la profundidad mínima es de 245.9 m y la profundidad máxima es de 262.3 m. Posteriormente, durante las primeras horas del 23 de octubre, cuando el frente frío pasa por la región del anticiclón, se observa una rápida disminución de la profundidad de la isoterma e isopicna de rastreo, alcanzando una profundidad mínima de 242.7 y máxima de 246.1 m, al término del día 24 de octubre. Finalmente, a partir del 25 de octubre las series de 23°C y 25 sigma, continúan disminuyendo su profundidad hasta su valor mínimo de 228.04 m observado el 3 de noviembre.

Las variaciones en la profundidad de la isoterma e isopicna de rastreo, después del paso del frente frío No. 4, en el remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México (figura IV.2-11), tienen amplitudes menores a 7 m de profundidad, mientras que en el remolino recién desprendido de la CL (figura IV.2-12) las amplitudes son cercanas a los 10 m. Finalmente la isoterma de 23°C y la isopicna de 25 sigma del remolino de la CL, muestran una reducción en su profundidad de 29.03 m durante todo el periodo de simulación. Por su parte, la recta calculada presenta un valor de la velocidad vertical positivo hacia superficie de 1.65 m por día lo que indica que las series de la isoterma e isopicna en este remolino anticiclónico ascienden a una velocidad de más de 10 veces la velocidad del remolino cercano a las costas de Tamaulipas.

La frecuencia de estas oscilaciones en profundidad, en el centro del remolino recién desprendido de la CL, presenta periodos de 8 horas, 18 horas y 32 horas, lo que indica una poca influencia inercial en la región.

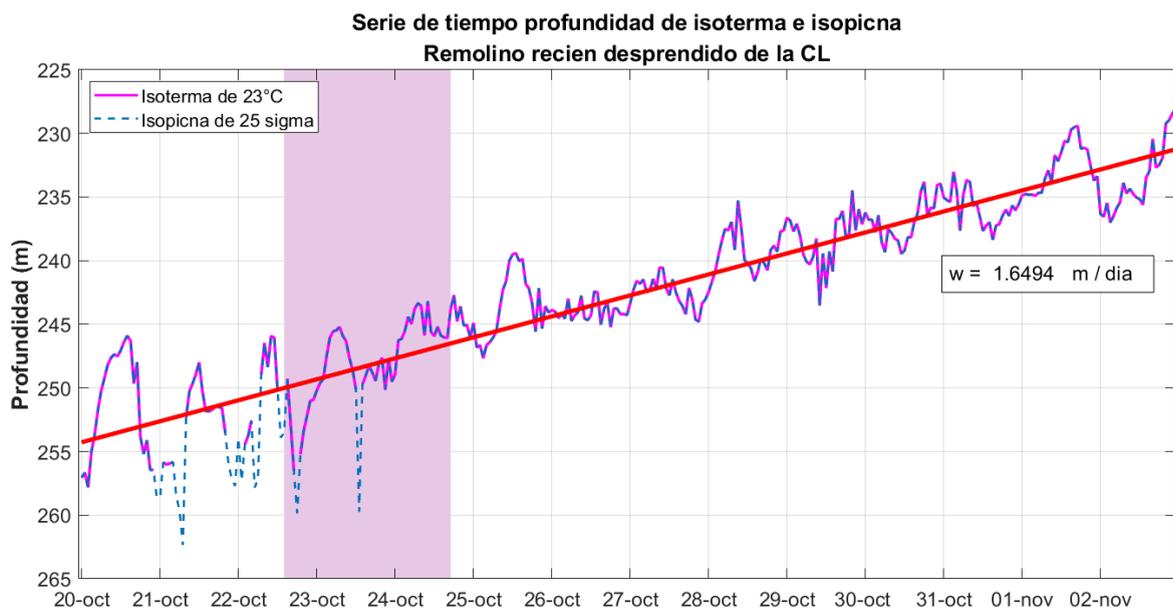


Figura IV.2-12. Serie de tiempo de profundidad de isoterma de 23°C e isopicna de 25 sigma, y velocidad vertical promedio, para el remolino recién desprendido de la Corriente del Lazo. La banda de color muestra el periodo del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 por el Golfo de México.

IV.2.4. Caracterización de masas de agua mediante Diagramas T-S

El análisis de la caracterización de masas de agua se realiza mediante diagramas T-S que representa la variación de la temperatura y la salinidad del agua oceánica. Los diagramas T-S presentados, muestran las principales masas de agua que impactan el GdM: Agua Subsuperficial del Atlántico Norte (ASSAN), Agua Central del Atlántico Norte (ACAN), Agua Intermedia de la Antártica (AIA) y, Agua Profunda del Atlántico Norte (APAN). El eje de las abscisas muestra la salinidad en unidades prácticas de salinidad (UPS) y el eje de las ordenadas, la temperatura en grados centígrados (°C). Dentro de cada uno de los diagramas T-S se observan contornos que representan la densidad referenciada a cero decibares (0 dbar). Los diagramas se realizan, del mismo modo que los cortes zonales, para el 21 de octubre a las 1800 Z, antes del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 por el GdM, el 24 de octubre a las 1800 Z, después del impacto del frente frío por la región, y finalmente, el 31 de octubre a las 1800 Z, al final del evento del frente frío en la cuenca del GdM.

El análisis del comportamiento termohalino, representado por cortes zonales en el centro de cada uno de los remolinos anticiclónicos identificados, revela distintos procesos dinámicos en el centro, bordes y aguas fuera de cada contorno de SSH de rastreo. Por tal motivo, la caracterización de las masas de agua asociadas, se realiza descomponiendo cada uno de los remolinos anticiclónicos, en su centro, borde y fuera. El centro del remolino, como antes se menciona, se considera como el punto de malla del máximo de elevación de la superficie del mar (SSH_{max}) por cada paso de tiempo en la simulación.

Este punto en superficie se toma como referencia en la vertical para delimitar el centro del remolino anticiclónico. Por su parte, el borde se determina considerando el contorno de rastreo de SSH de cada uno de los remolinos anticiclónicos, y realizando un promedio espacial de los puntos de malla que conforman la circunferencia. Lo anterior se realiza por cada paso de tiempo de simulación y se calcula considerando las siguientes ecuaciones:

$$SSH_{rastreo} - 0.01 \leq SSH_{borde} \leq SSH_{rastreo} + 0.01 \quad \text{IV.23}$$

$$Borde_{anticiclón} = \overline{SSH_{borde}} \quad \text{IV.24}$$

Donde:

$SSH_{rastreo}$, es el contorno de rastreo (0.05 m remolino Tamaulipas y 0.17 m remolino CL)

$\overline{SSH_{borde}}$, es el promedio espacial de los puntos del borde del remolino

Por otro lado, la región fuera de cada uno de los remolinos anticiclónicos identificados se determina considerando un área de 1/2 de grado que se encuentra ubicada de tal modo que a lo largo del periodo de simulación, no se vea influenciada por el contorno de rastreo del remolino. Para el caso del anticiclón cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México, el área adyacente de éste se encuentra delimitada por las coordenadas 93.0° W a 93.5° W de longitud y 21.5° N a 22.0° N de latitud. Por su parte, el área fuera del remolino anticiclónico recién desprendido de la CL, se encuentra localizada dentro de las coordenadas 89.5° W a 90.0° W de longitud y 24.5° N a 25.0° N de latitud. Los puntos de malla dentro del área fuera de cada remolino, son promediados espacialmente con el fin de normalizar los procesos que se llevan a cabo.

Los diagramas T-S del centro, borde y fuera del remolino anticiclónico cercano a las costas del estado de Tamaulipas, se muestran en la figura IV.2-13, para el 21, 24 y 31 de octubre, en líneas discontinuas de color negro, azul y rojo, respectivamente.

El día 21 de octubre, antes del ingreso del frente frío No. 4 a la cuenca del GdM, el centro del remolino (figura IV.2-13a) presenta en capas superficiales un descenso de temperatura, y aumentos de salinidad y densidad potencial. La región del máximo subsuperficial de salinidad, presenta muy pequeños cambios de temperatura y salinidad a lo largo del tiempo, por lo que es posible describir su estructura casi homogénea.

El comportamiento del borde del remolino cercano a las costas de Tamaulipas (figura IV.2-13b), presenta variaciones más marcadas en las capas superficiales siendo evidente el incremento de densidad potencial y la disminución de temperatura. En la vertical, se observa el debilitamiento del máximo subsuperficial de salinidad, alcanzando valores mínimos, al paso del frente frío por la región. El cambio de temperatura y salinidad desde el inicio al final del evento del frente, es un incremento de 0.38°C y 0.06 UPS.

Con respecto a las variaciones termohalinas de las masas de agua externas al remolino de las costas de Tamaulipas (figura IV.2-13c), se observa principalmente una reducción de la temperatura superficial que alcanza los 1.4°C por debajo del estado inicial, mientras que se presenta también un muy pequeño decremento de salinidad de aproximadamente 0.01 UPS, antes y al final del evento de frente frío.

El remolino anticiclónico cercano a las costas del estado de Tamaulipas que se observa en las salidas de la simulación del modelo HYCOM, al encontrarse en regiones costeras, ha perdido gran parte de las características de las Aguas Subsuperficiales del Atlántico Norte (ASSAN), como se muestra en la figura IV.2-13. Las aguas fuera del remolino tienen una menor salinidad que las observadas en el interior de éste. Sin embargo, las Aguas Centrales del Atlántico Norte (ACAN) permanecen presentes en las cercanías de la isopícnica de 27 kg m⁻³. En capas más profundas, las características de las Aguas Intermedias de la Antártica (AIA) se pierden, siendo las del remolino anticiclónico ligeramente más salinas, y de mayor temperatura, particularmente en el centro y el borde. Las Aguas Profundas del Atlántico Norte (APAN) mantienen sus características tanto dentro como fuera del remolino, con temperaturas por debajo de los 4°C, salinidades cercanas a los 35 UPS y una densidad potencial cercana a los 28 kg m⁻³.

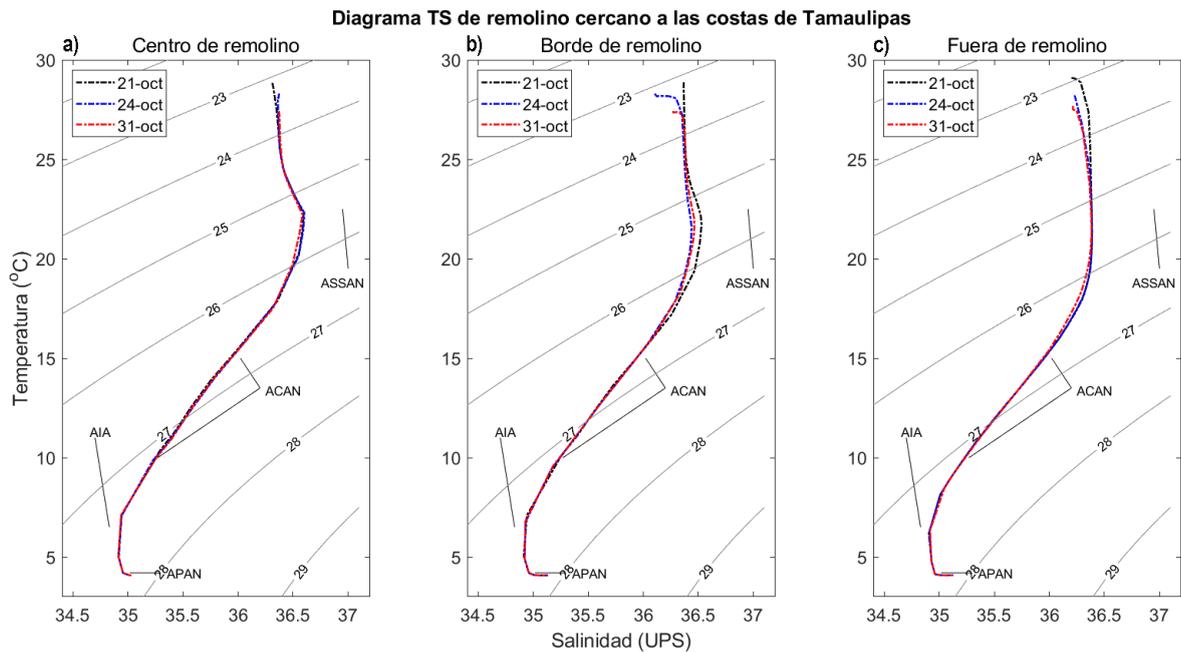


Figura IV.2-13. Diagramas T-S en (a) centro, (b) borde y (c) fuera del remolino anticiclónico cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México, en distintos tiempos del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007, en el Golfo de México.

La caracterización de las masas de agua en el remolino recién desprendido de la CL, se muestra en los diagramas TS de la figura IV.2-14, del mismo modo, se presenta el centro, el borde y las aguas fuera del contorno de rastreo de SSH que, para el caso, es de 17 cm.

A diferencia del comportamiento observado en el centro del remolino anticiclónico de las costas de Tamaulipas (figura IV.2-13a), el centro del remolino de la CL (figura IV.2-14a) presenta cambios temporales más evidentes. La salinidad presenta un mayor incremento en superficie, mientras que la reducción de temperatura y densidad potencial en superficie es menos evidente. Sin embargo, en capas subsuperficiales, el debilitamiento del máximo de salinidad es más evidente. Se tiene una variación temporal que corresponde a 0.18°C y 0.4 UPS, de temperatura y salinidad respectivamente, y con cambios mínimos en su densidad potencial en dicha región.

En el borde del remolino anticiclónico joven (figura IV.2-14b), el diagrama T-S muestra menor salinidad que la del centro acotado al interior del remolino. En las capas superiores, al paso del frente frío se observa una disminución de temperatura y un aumento de salinidad con valores de -1.09°C y 0.1 UPS respectivamente. En la vertical, cercano a la región de la isopicna de 25.5 kg m^{-3} se tiene una muy pequeña disminución de salinidad.

Por otra parte, en las aguas fuera del remolino (figura IV.2-14c), las capas superiores presentan cambios más evidentes tanto de salinidad como de temperatura y densidad potencial. El cambio temporal de las variables, desde antes de la entrada del frente frío No. 4 de 2007 al GdM hasta el final

de la etapa donde regresa como frente ocluido, es de -1.01°C , 0.23 UPS y 0.4 kg m^{-3} , de temperatura, salinidad y densidad potencial, respectivamente. En las capas de mayor densidad y por debajo de la isopicna de 26 kg m^{-3} , se presenta una ligera menor salinidad a lo largo del periodo de simulación. Finalmente, las masas de agua son similares por debajo de las profundidades intermedias, hasta alcanzar el fondo.

El remolino anticiclónico recién desprendido de la CL, que se muestra en las salidas de la simulación, presenta muchas de las características de las masas de agua de dicha corriente. Principalmente el centro del remolino, posee valores típicos de temperatura y salinidad de las ASSAN que entran al GdM por el Canal de Yucatán. Dichos valores se observan particularmente en la región del máximo subsuperficial de salinidad, dentro del remolino. En el borde y en las aguas fuera del anticiclón, las características ASSAN se pierden por completo, resultando en una evidente particularidad de la CL. Las ACAN se encuentran presentes tanto en el centro, borde y fuera del remolino anticiclónico, y en las cercanías de la isopicna de 27 kg m^{-3} . A mayor densidad potencial, en las cercanías de la isopicna de 28 kg m^{-3} , las AIA, solamente son apreciables en las regiones del borde y de fuera del anticiclón. En el centro, la temperatura es menor, alcanzando casi los 5°C , y la salinidad es mayor, cerca de los 35 UPS . Finalmente, las APAN mantienen sus características tanto en el centro, borde como fuera del remolino recién desprendido de la CL, con una temperatura, salinidad y densidad cercanas a 4°C , 35 UPS y 28 kg m^{-3} , respectivamente.

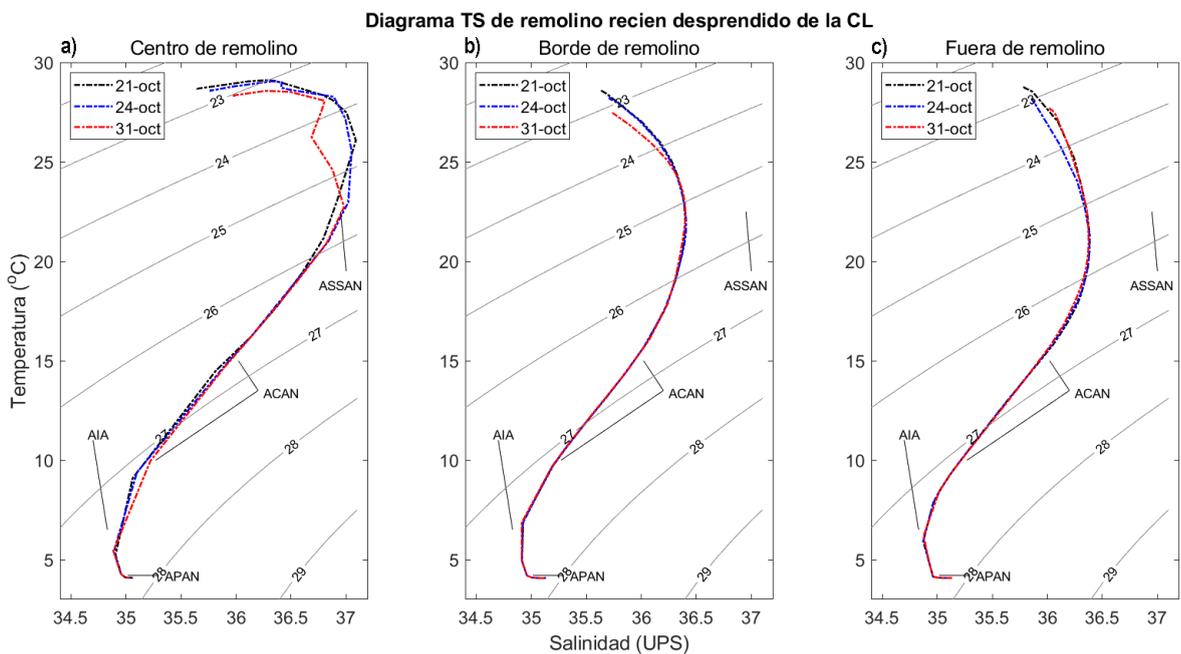


Figura IV.2-14. Diagramas T-S en (a) centro, (b) borde y (c) fuera del remolino anticiclónico recién desprendido de la Corriente del Lazo, en distintos tiempos del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007, en el Golfo de México.

IV.2.5. Perfil de salinidad: Cambios en la vertical

Se realizó también el análisis de las variaciones temporales y espaciales en la vertical de cada remolino anticiclónico identificado. Se analizaron la salinidad, temperatura y densidad potencial, en el centro, borde y fuera mediante el estudio de perfiles verticales que incluyen el cálculo de: cambio de salinidad vertical, cambio en el contenido de calor y cambio en la boyancia con respecto al antes y después del paso del frente frío por el GdM.

Los perfiles verticales muestran el comportamiento de cada variable en profundidad, la cual se fija a 400 m con el propósito de conocer los procesos que se llevan a cabo en la zona vertical entre la superficie y el máximo subsuperficial de salinidad en cada remolino de la cuenca del GdM.

El periodo de simulación que se considera para conocer las variaciones temporales de salinidad, temperatura y densidad potencial es similar al observado en el análisis termohalino anterior. Se toma en cuenta el 21 de octubre a las 1800 Z como punto de partida, antes de la entrada del frente frío No. 4 de la temporada 2007 al GdM. El 24 de octubre a las 1800 Z se considera como el tiempo en que el frente avanza por la cuenca del golfo y pasa por las regiones de cada uno de los remolinos anticiclónicos identificados. Finalmente, el 31 de octubre a las 1800 Z, se toma como el final del evento, cuando, después de regresar al GdM como frente ocluido, e instalarse en las costas de los estados de Tabasco y Veracruz, se reportan los vientos asociados al frente como débiles.

El cambio vertical de salinidad se calcula a partir de los datos de salinidad antes y después del paso del frente frío por la cuenca del GdM, y del valor definido de la densidad del agua. Se realiza una integración en un intervalo definido temporalmente, antes delimitado, en cada capa geopotencial e isopícnica del modelo HYCOM. El cálculo de la mezcla vertical se define entonces como:

$$\int_{z_0}^{z_i} (S_i - S_0)(\rho_{agua})(\Delta z) dS \quad \text{IV.25.}$$

Donde:

$$S_i, \text{ es la salinidad el 31 de octubre definida en } \left(\frac{g_{sal}}{kg_{agua}} \right)$$

$$S_0, \text{ es la salinidad el 21 de octubre definida en } \left(\frac{g_{sal}}{kg_{agua}} \right)$$

Δz , es el grosor de cada capa del modelo en (m)

$$\rho_{agua} = 1000 \frac{kg_{agua}}{m^3}$$

El cambio vertical, entonces, se encuentra definida en términos de kilogramos de sal por metro cuadrado (kg_{sal}/m^2), e indica la salinidad que se transfiere entre capas geopotenciales y/o isopícnas del modelo, en la vertical. Valores positivos, muestran un incremento en dichas capas, y por el contrario, valores negativos, revelan una disminución. Los valores de salinidad positivos y negativos

en la vertical, se calculan mediante una integración numérica trapezoidal definida de cero al valor de la función de mezcla y posee las mismas unidades en kilogramos de sal por metro cuadrado.

La figura IV.2-15., presenta en los paneles de la izquierda (a,b,c), el comportamiento de la salinidad observado en el modelo, y en los paneles de la derecha (d,e,f), el cambio vertical, desde superficie hasta una profundidad de 400 m, con un acercamiento a los primeros 100 m para conocer el comportamiento en la capa de mezcla, para el centro, borde y fuera del remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México.

El perfil de salinidad en el centro del remolino (figura IV.2-15a) muestra una profundización de la capa de mezcla a lo largo del tiempo de simulación. Los perfiles de salinidad muestran un comportamiento similar al observado en los Diagramas T-S, es decir, un comportamiento casi homogéneo en el centro del remolino. El cálculo del cambio de en la vertical (figura IV.2-15d) revela un incremento en la salinidad en las capas superficiales, llegando a un incremento máximo cercano a los $0.05 \text{ kg}_{sal}/\text{m}^2$, mientras que en la región del máximo subsuperficial, se observa un pequeño pico de reducción de salinidad inferior a los $-0.04 \text{ kg}_{sal}/\text{m}^2$, mostrando un ligero debilitamiento. El cambio relativo a la columna de agua en los primeros 400 m, presenta valores más altos en el incremento de salinidad, siendo éste de $0.72 \text{ kg}_{sal}/\text{m}^2$.

En el borde del remolino (figura IV.2-15b), el perfil de salinidad en cada tiempo de simulación se observa con distintos cambios de incremento y reducción de salinidad. Puede destacarse el perfil del día 24 de octubre, al paso del frente frío, la salinidad en toda la vertical sufre una reducción, que para el final del evento, el día 31 de octubre, vuelve a incrementarse hasta casi los mismos valores iniciales. En la vertical, se observa una profundización de las isohalinas muy marcada, al final del evento del frente, a partir de los 100 m de profundidad aproximadamente, y hasta los 400 m. Por su parte, el cambio de salinidad en la vertical (figura IV.2-15e) muestra una reducción de la salinidad en las regiones de la capa de mezcla y del máximo subsuperficial, con valores cercanos a $-0.1 \text{ kg}_{sal}/\text{m}^2$. Los valores relativos al cambio en la columna de agua, presentan una principal reducción, con un valor neto de $-1.03 \text{ kg}_{sal}/\text{m}^2$.

Finalmente, en las masas de agua fuera del remolino anticiclónico, el perfil vertical (figura IV.2-15c) se observa casi homogéneo por debajo de la capa de mezcla, exceptuando el perfil del día 31 de octubre que sufre una profundización de las capas isohalinas al finalizar el evento del frente frío. La capa de mezcla sufre una evidente profundización al paso del frente frío permaneciendo cercana a los 50 m. El cambio en la vertical (figura IV.2-15f) muestra un muy pequeño incremento en superficie, seguido de una reducción por debajo de la capa límite. El cambio en la columna de agua, revela una principal reducción de salinidad con un valor de $-0.4 \text{ kg}_{sal}/\text{m}^2$.

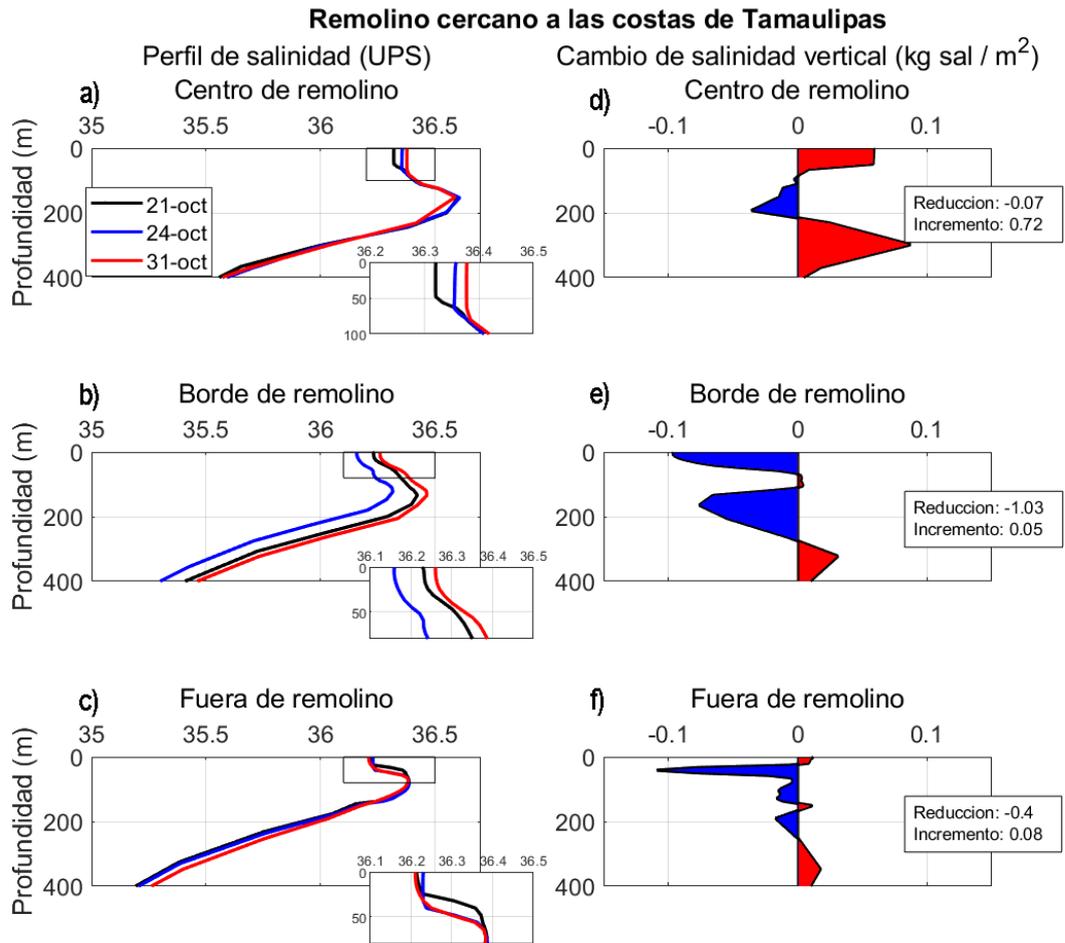


Figura IV.2-15. Perfil de salinidad (a,b,c) y cambio en la vertical (d,e,f) en el centro, borde y fuera del remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México, en distintos tiempos del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 en el Golfo de México.

El perfil de salinidad y sus cambios en la vertical del remolino recién desprendido de la CL se muestran en la figura IV.2-16, con la misma estructura que en la figura anterior.

En el centro del remolino (figura IV.2-16a), se observa el fuerte debilitamiento del máximo subsuperficial de salinidad al paso del frente frío, y una muy marcada profundización de la capa de mezcla que alcanza un a profundidad cercana a los 100 m al finalizar el evento del frente. El cambio de salinidad en la vertical (figura IV.2-16d) revela un incremento de salinidad en la capa de mezcla cercano a los $0.37 \text{ kg}_{sal}/\text{m}^2$ y una reducción que rebasa los $-0.4 \text{ kg}_{sal}/\text{m}^2$ en la región del máximo subsuperficial.

En el borde del remolino anticiclónico (figura IV.2-16b) se muestra un comportamiento más homogéneo con una ligera profundización de la capa de mezcla que no alcanza a rebasar los 50 m de profundidad y una reducción de salinidad en la región cercana al máximo subsuperficial. El cambio de salinidad en la vertical (figura IV.2-16e) presenta un incremento en las capas superficiales y por

debajo de éstas una reducción con un valor máximo cercano a los $-0.2 \text{ kg}_{sal}/\text{m}^2$, y que se observa entre los 50 y los 350 m de profundidad.

Las masas de agua fuera del remolino recién desprendido de la CL (figura IV.2-26c) muestran una mayor profundización de la capa de mezcla a lo largo del periodo de simulación, mientras que los perfiles de salinidad presentan un comportamiento en la vertical similar. Por debajo de los 170 m de profundidad el perfil del 31 de octubre muestra una marcada profundización de las isohalinas y que se observa hasta los 400 m de profundidad. Por su parte el cambio de salinidad en la vertical (figura IV.2-16f) revela un incremento en la región de la capa de mezcla que rebasa los $0.2 \text{ kg}_{sal}/\text{m}^2$, y por debajo de ésta, una reducción cercana a los $-0.18 \text{ kg}_{sal}/\text{m}^2$. El cambio en la columna de agua muestra un principal incremento de salinidad con un valor de 1.95

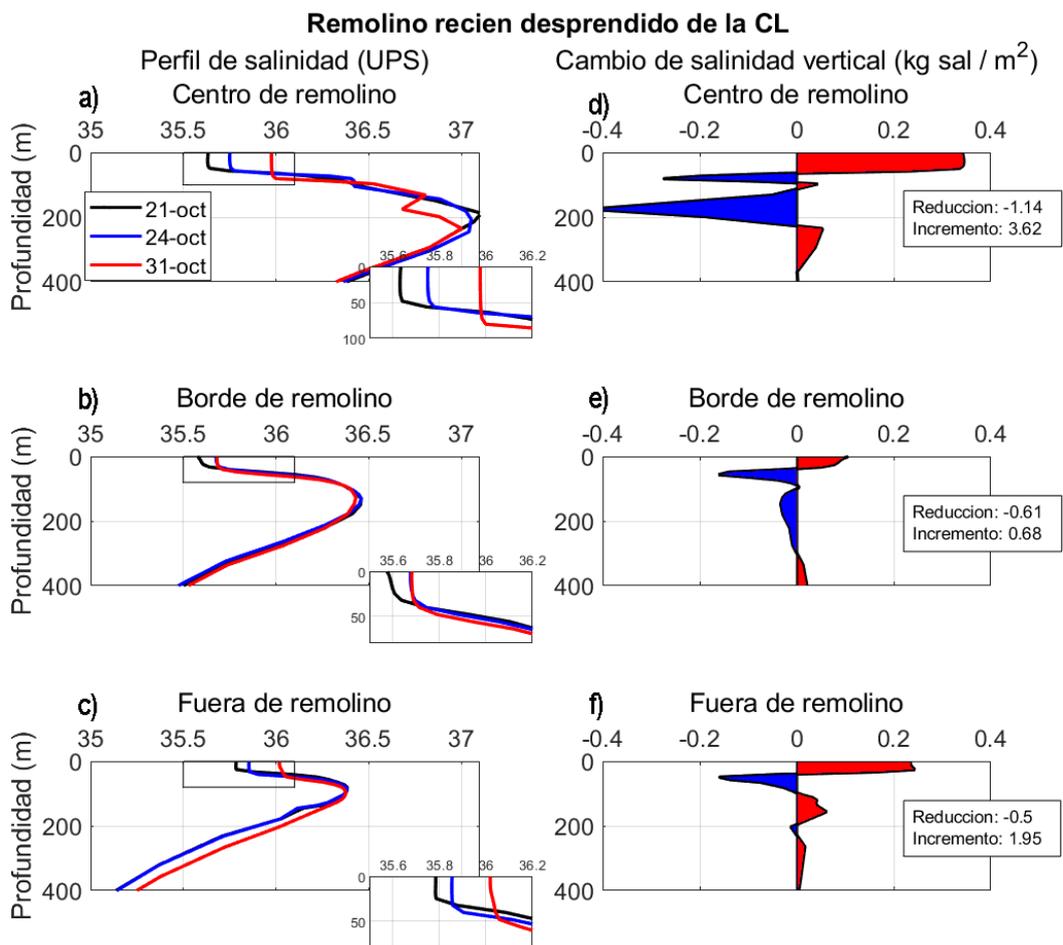


Figura IV.2-16. Perfil de salinidad (a,b,c) y cambio en la vertical (d,e,f) en el centro, borde y fuera del remolino recién desprendido de la Corriente del Lazo, en distintos tiempos del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 en el Golfo de México.

IV.2.6. Perfil de densidad: Cambios en la boyancia

El análisis de las variaciones temporales y espaciales de la densidad potencial en los remolinos anticiclónicos identificados se realiza a partir de los datos temporales del 21 y 31 de octubre, como indicación de un antes y después del paso del frente frío No. 4. Se analizan los perfiles verticales de densidad referenciada a 0 dbar, así como los de la boyancia entre capas verticales del modelo HYCOM, calculadas como:

$$- g \int_{z_0}^{z_i} (\sigma_i - \sigma_0) (\Delta z) d\sigma \quad \text{IV.26}$$

Donde:

$g = 9.81 \frac{m}{s^2}$, es la aceleración en la superficie de la Tierra

Δz , es el grosor de cada capa del modelo en (m)

σ_i , es la densidad potencial el 31 de octubre definida en $\left(\frac{kg}{m^3}\right)$

σ_0 , es la densidad potencial el 21 de octubre definida en $\left(\frac{kg}{m^3}\right)$

El cambio temporal de boyancia se encuentra entonces definida en términos de kilogramo por metro, segundo al cuadrado ($kg/m s^2$). El cambio neto en la boyancia se obtiene mediante una integración numérica trapezoidal definida de cero al valor de la integral y posee las mismas unidades en kilogramo por metro, segundo al cuadrado.

El perfil de densidad y el cambio de la boyancia en el remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México, puede observarse en la figura IV.2-17. Los paneles de la izquierda (a,b,c) muestran los perfiles temporales de densidad potencial en unidades sigma, antes, durante y después del paso del frente frío No. 4 del 2007 por el GdM, y los paneles de la derecha (d,e,f) muestran los cambios temporales de boyancia antes y después del paso del frente.

El perfil de densidad, en el centro del remolino cercano a la costa (figura IV.2-17a), muestra un incremento del valor de esta integral a lo largo del periodo de simulación de densidad potencial en superficie. La profundización de la capa de mezcla no es muy marcada y los perfiles de densidad potencial, en el centro del remolino, mantienen un comportamiento en la vertical muy similar. Mientras tanto, el cambio en la boyancia (figura IV.2-17d) presenta una fuerte reducción que alcanza un valor máximo de $-5.0 kg/m s^2$, y se encuentra acotada a la capa de mezcla. Esta disminución de la boyancia indica agua más densa al final del evento del frente frío, lo que puede estar asociado al incremento de salinidad en superficie. Por debajo de la capa de mezcla, se observa un pequeño

incremento de boyancia con un valor máximo cercano a 2.0 kg/m s^2 . Se observa una principal reducción de la boyancia en la columna de agua con un valor neto de -55.9 kg/m s^2 .

El borde del remolino (figura IV.2-17b) presenta perfiles de densidad potencial con un comportamiento muy similar en la vertical. Se muestra la profundización de la capa de mezcla, no muy marcada, y la profundización de las isopicnas entre los 180 y 400 m de profundidad. La profundización de las isopicnas se presenta en el perfil del día 24 de octubre, cuando el frente frío impacta la superficie del GdM, y vuelve a incrementarse para el día 31 de octubre, al final del evento. El cambio en la boyancia (figura IV.2-17e) muestra una disminución similar a la observada en el centro del remolino igualmente acotada a la capa de mezcla. Por debajo se observa un ligero incremento y después una reducción que abarca desde los 150 m aproximadamente hasta 400 m de profundidad. El cambio neto en la columna de agua muestra una reducción de la boyancia con un valor de -53.65 kg/m s^2 .

Finalmente, las masas de agua fuera del remolino anticiclónico (figura IV.2-17c) presentan perfiles de densidad casi homogéneos en la vertical. De igual manera, el cambio en la boyancia (figura IV.2-17f) muestra una reducción de casi -5.0 kg/m s^2 en la región de la capa límite, y un incremento más marcado debajo de ésta, con un valor cercano a los 4.8 kg/m s^2 . La columna de agua muestra también una principal reducción de la boyancia con un valor neto de -36.4 kg/m s^2 .

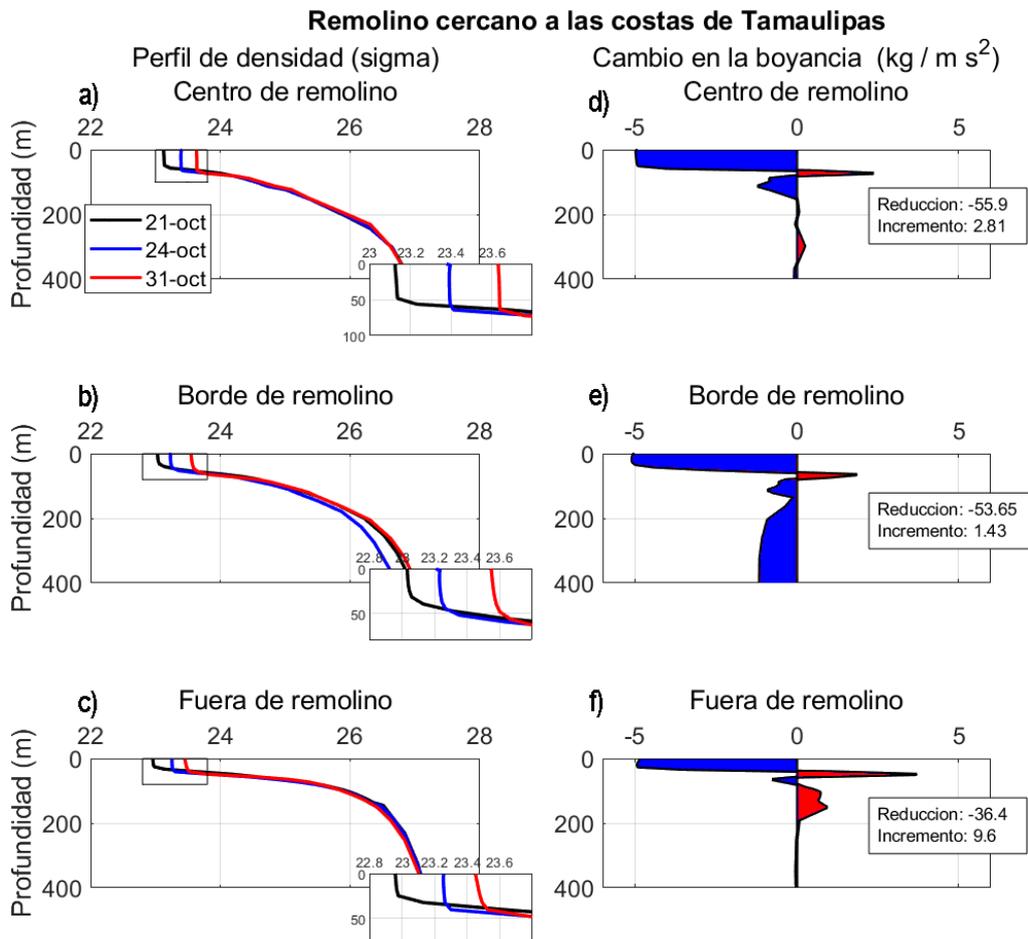


Figura IV.2-17. Perfil de densidad (a,b,c) y diferencia de flotabilidad (d,e,f) en el centro, borde y fuera del remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México, en distintos tiempos del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 en el Golfo de México.

La figura IV.2-18 muestra los perfiles de densidad y el cambio en la boyancia en el remolino recién desprendido de la CL. La estructura de la figura es igual a la anterior.

En el centro del remolino joven (figura IV.2-18a), los perfiles de densidad potencial presentan un incremento de densidad superficial a lo largo del tiempo. La profundidad de la capa de mezcla aumenta de 50 m hasta casi 100 m desde el inicio y hasta el final del paso del frente frío. Por debajo de la capa límite, se observa un ligero ascenso de las isopicnas en el perfil del 31 de octubre, y se mantiene en la vertical hasta alcanzar los 400 m de profundidad. El cambio de la boyancia (figura IV.2-18d) muestra una reducción acotada de 0 a 170 m de profundidad con un valor cercano a -4.7 kg/m s^2 y después un pequeño incremento. La columna de agua muestra un cambio neto de la boyancia principalmente negativo con un valor de -4.91 kg/m s^2 .

Por otra parte los perfiles de densidad en el borde del remolino (figura IV.2-18b) se observan casi homogéneos con una ligera profundización de las isopicnas al finalizar el evento del frente frío. La profundización de la capa de mezcla no se observa tan marcada como la observada en el centro del remolino. El cambio temporal en la boyancia (figura IV.2-18e) muestra una reducción en la capa de mezcla y por debajo de ella un incremento que alcanza los 400 m de profundidad. En la vertical se observa un cambio neto principalmente de disminución de la boyancia con un valor de -33.2 kg/m s^2 .

Fuera del remolino anticiclónico (figura IV.2-18c), las masas de agua presentan un perfil de densidad con un comportamiento vertical similar. Sin embargo, el perfil del 31 de octubre muestra una profundización de las isopicnas que se observa justo por debajo de la capa de mezcla y hasta alcanzar los 400 m de profundidad. El cambio en la boyancia (figura IV.2-18f) muestra una reducción en la capa límite con un valor máximo que supera los -5.0 kg/m s^2 , mientras que en la vertical se muestra un incremento de la boyancia que alcanza un valor máximo cercano a los 5.5 kg/m s^2 . A diferencia de lo observado anteriormente, la columna de agua fuera del remolino anticiclónico muestra un incremento de la boyancia con un valor neto de 49.2 kg/m s^2 .

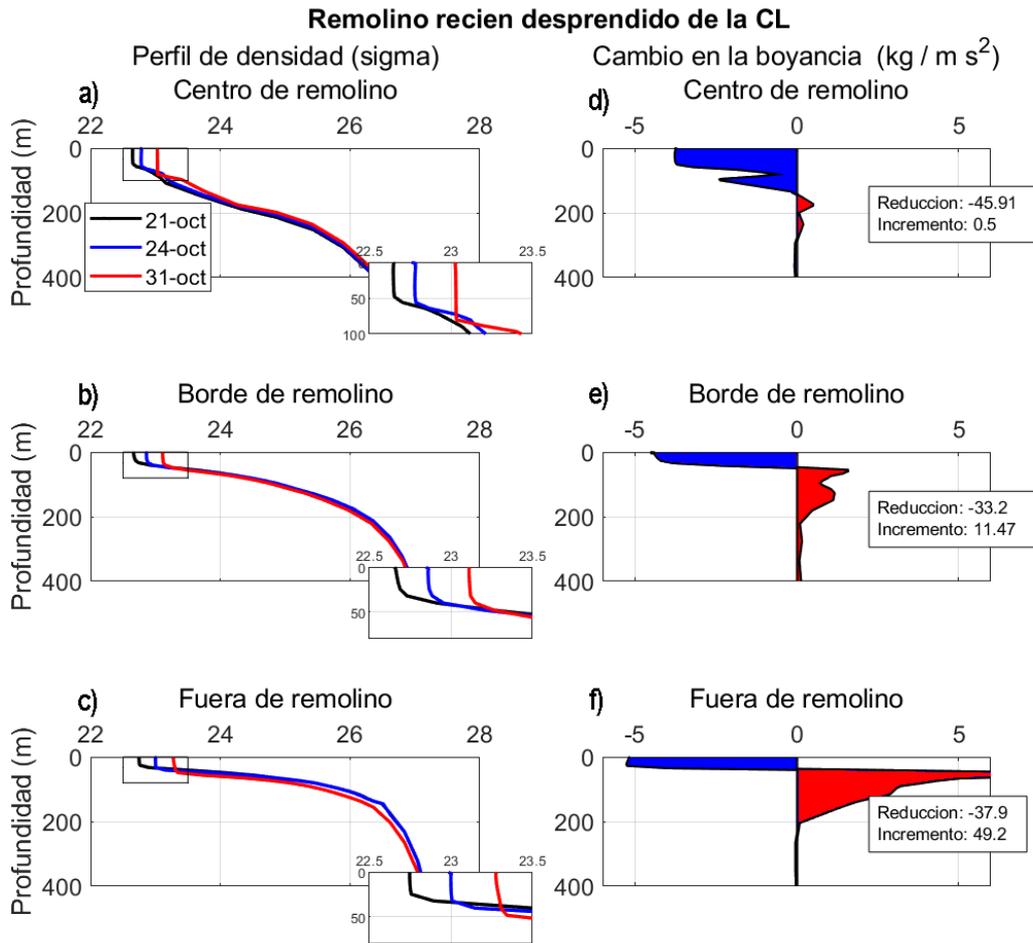


Figura IV.2-18. Perfil de densidad (a,b,c) y diferencia de flotabilidad (d,e,f) en el centro, borde y fuera del remolino recién desprendido de la Corriente del Lazo, en distintos tiempos del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 en el Golfo de México.

IV.2.7. Perfil de temperatura: Cambios en el contenido de calor

Las variaciones espaciales y temporales de temperatura permiten analizar el contenido y los flujos de calor oceánico dentro de los remolinos anticiclónicos. Particularmente, a partir de los perfiles verticales de temperatura realizados antes, durante y después del evento del frente frío No. 4 de la temporada 2007, se calculan las diferencias en el contenido de calor, entre los días 21 y 31 de octubre, en cada capa vertical del modelo. El cálculo de la diferencia de la cantidad de calor oceánico se realiza siguiendo las siguientes ecuaciones:

$$Q_i = \int_{z_0}^{z_i} \rho C_p (T_i - T_{ref}) dT dz \quad , \quad Q_0 = \int_{z_0}^{z_i} \rho C_p (T_0 - T_{ref}) dT dz \quad \text{IV.27}$$

$$Q_{neto} = Q_i - Q_0$$

IV.28

Donde:

Q_0 , es la cantidad de calor oceánico el 21 de octubre

Q_i , es la cantidad de calor oceánico el 31 de octubre

$\rho = 1025 \frac{kg}{m^3}$, es la densidad del agua de mar

$Cp = 3850 \frac{J}{kg \cdot ^\circ C}$, es la capacidad calorífica del agua de mar

$T_{ref} = 3^\circ C$, es la temperatura de referencia

Δz , es el grosor de cada capa del modelo en (m)

Q_{neto} , es la cantidad de calor perdido o ganado con respecto al tiempo

El cambio en el contenido de calor oceánico se encuentran definido en unidades de joules entre metro al cuadrado (J/m^2), que se multiplican por un factor de 10^{-6} para manejar unidades de megajoules (MJ/m^2), que representa la cantidad de energía calorífica que atraviesa el área de un punto de malla en la vertical. Una diferencia temporal de calor negativa indica una pérdida de calor en la misma capa isopícnica del modelo, mientras que una diferencia temporal positiva muestra una ganancia de calor en las mismas capas verticales. Esta transferencia de calor puede darse por procesos horizontales o verticales. En capas más someras, puede existir una transferencia de calor entre el océano y la atmósfera.

La figura IV.2-19 muestra los perfiles de temperatura, antes, durante y después del paso del frente frío No. 4 del 2007, y los cambios en el contenido de calor en la vertical del remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México.

Los perfiles de temperatura en el centro del remolino (figura IV.2-19a) muestran una disminución de temperatura superficial a lo largo del paso del frente frío. La capa de mezcla presenta una profundización que va desde los 50 m hasta alcanzar una profundidad aproximada de 80 m. Por debajo de la capa límite los perfiles muestran un comportamiento similar, sin embargo, el perfil correspondiente al 31 de octubre muestra un ascenso de las isotermas que puede observarse hasta casi los 300 m de profundidad. Por su parte el cambio en el contenido de calor oceánico (figura IV.2-19d) muestra una reducción acotada a la capa de mezcla con un valor máximo que supera los $-5.1 MJ/m^2$. Por debajo de esta capa se observa un pequeño incremento que supera los $2.5 MJ/m^2$, posteriormente un pequeño decremento seguido de otro incremento en la vertical. El cambio neto en

la columna de agua revela una principal reducción en el contenido de calor oceánico con un valor de -63.43 MJ/m^2 .

El borde del remolino anticiclónico (figura IV.2-19b) muestra perfiles de temperatura más homogéneos. La profundización de la capa de mezcla es más débil pasando de aproximadamente 48 m hasta 56 m. En la vertical por debajo de 250 m de profundidad aproximadamente, se observa una profundización de las isothermas en el perfil del día 24 de octubre, correspondiente al paso del frente frío por la región. El cambio en el contenido de calor (figura IV.2-19e) revela una reducción en las capas más someras que alcanza valores máximos de -5.2 MJ/m^2 , así también en las capas más profundas, entre 180 y 400 m, donde los valores alcanzan los -2.4 MJ/m^2 . El cambio neto en la vertical indica una principal reducción del contenido de calor oceánico con un valor de -61.34 MJ/m^2 .

Finalmente, las masas de agua fuera del remolino (figura IV.2-19c), presentan un comportamiento distinto al observado al interior del remolino anticiclónico. La profundización de la capa de mezcla es menos marcada y en la vertical se observa una profundización de las isothermas en el perfil correspondiente al 31 de octubre. Los cambios en el contenido de calor (figura IV.2-19f) muestran una reducción en superficie que supera los -5.3 MJ/m^2 , y un incremento en capas superficiales con un valor máximo cercano a 4.8 MJ/m^2 . La columna de agua muestra un cambio neto de reducción del contenido de calor con un valor de -45.69 MJ/m^2 .

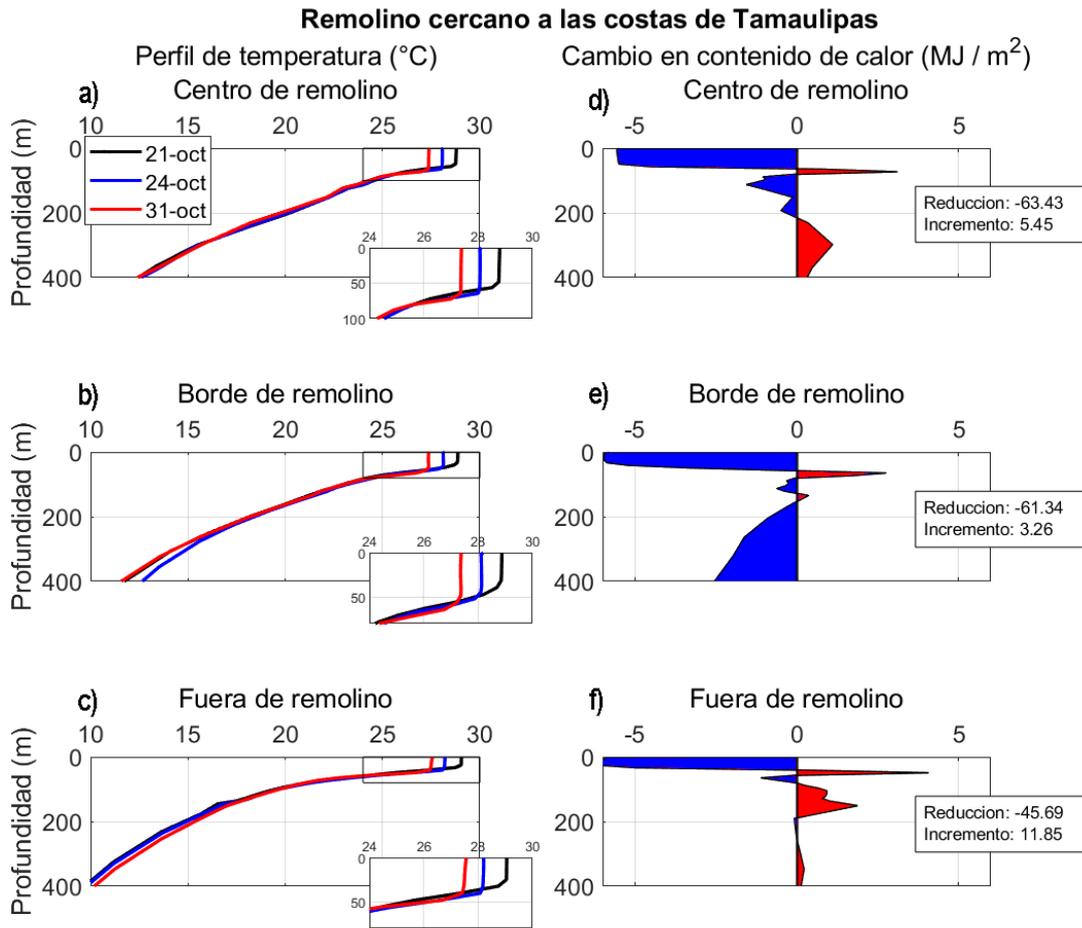


Figura IV.2-19. Perfil de temperatura (a,b,c) y diferencia de calor (d,e,f) en el centro, borde y fuera del remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México, en distintos tiempos del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 en el Golfo de México.

La figura IV.2-20 presenta los perfiles de temperatura en el centro, borde y fuera del remolino recién desprendido de la CL, así como los cambios en el contenido de calor en la vertical.

En el centro del anticiclón (figura IV.2-20a) se muestra una disminución de la temperatura superficial a lo largo del periodo de simulación, menos marcada que la observada en el remolino cercano a las costas de Tamaulipas. Los perfiles de temperatura muestran un incremento de temperatura por debajo de la capa de mezcla. La profundización de la capa límite fue de 50 m antes del paso del frente frío, hasta casi 100 m de profundidad después del evento. Por debajo de esta capa se observa un evidente ascenso de las isotermas que sobrepasa los 210 m de profundidad. Por su parte el cambio en el contenido de calor oceánico (figura IV.2-20d), muestra una reducción muy evidente desde superficie y hasta sobrepasar los 200 m de profundidad, con valores máximos que alcanzan los -2.7 MJ/m^2 . El cambio neto en la columna de agua muestra un principal decremento en el contenido de calor con un valor de -34.91 MJ/m^2 .

El borde del remolino anticiclónico (figura IV.2-20b) presenta perfiles casi homogéneos en la vertical. Se observa una disminución de la temperatura superficial más marcada que en el centro del remolino, y en la vertical una profundización de las isotermas en el perfil correspondiente al 31 de octubre. El cambio en el contenido de calor (figura IV.2-20e) muestra una reducción acotada a la capa de mezcla con un valor máximo cercano a -5.0 MJ/m^2 , y por debajo de ésta, un incremento en el contenido de calor que puede observarse también cercana a los 400 m de profundidad. La columna de agua muestra cambio negativo con un valor de -37.91 MJ/m^2 .

Las masas de agua fuera del remolino anticiclónico (figura IV.2-20c) muestran en superficie una reducción de la temperatura similar a la observada en el borde del remolino, sin embargo en la vertical, se observa una muy marcada profundización de las isotermas en el perfil correspondiente al final del evento, que perdura hasta alcanzar los 400 m de profundidad. El cambio en el contenido de calor oceánico (figura IV.2-20f) muestra una reducción igualmente acotada a la capa de mezcla y por debajo de ella, un gran incremento en el contenido de calor con un valor máximo que sobrepasa los 5.1 MJ/m^2 , y que se observa hasta casi 200 m de profundidad. El cambio neto en la columna de agua es principalmente un incremento de contenido de calor con un valor de 67.75 MJ/m^2 .

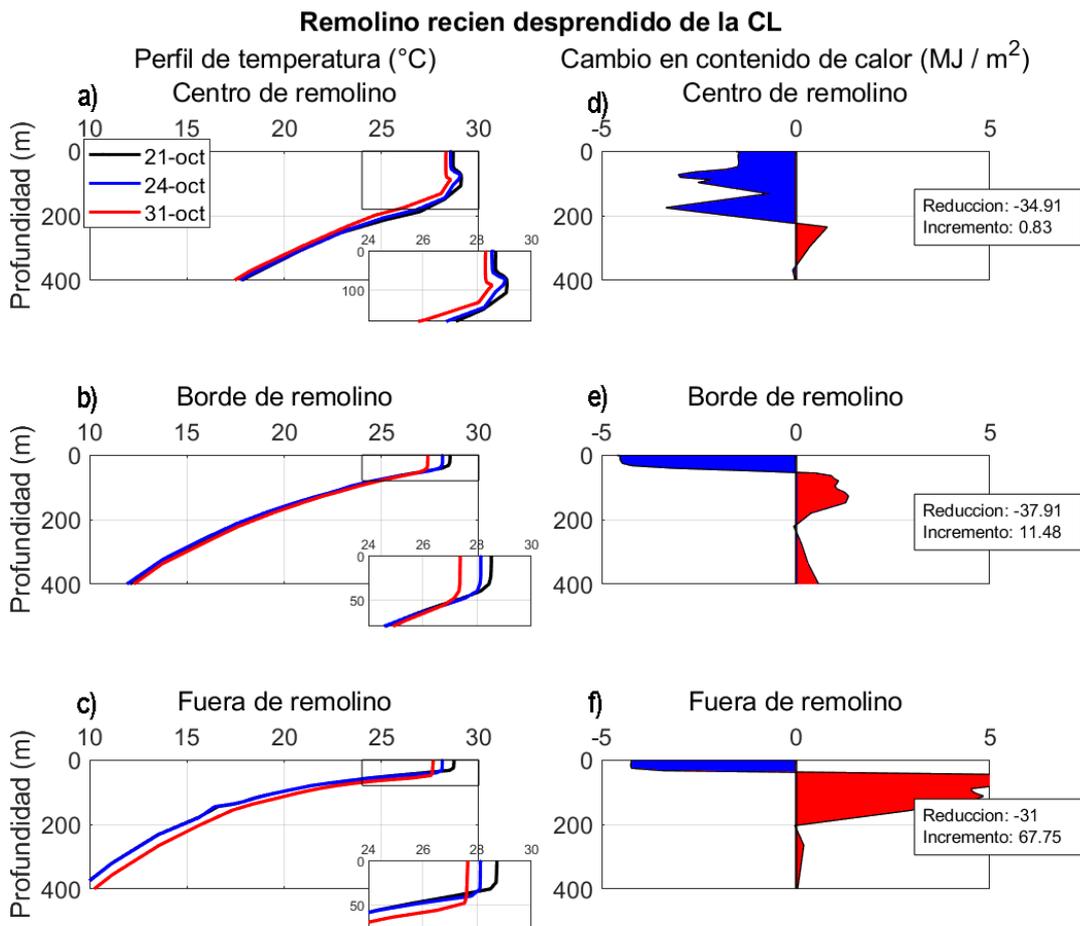


Figura IV.2-20. Perfil de temperatura (a,b,c) y diferencia de calor (d,e,f) en el centro, borde y fuera del remolino recién desprendido de la Corriente del Lazo, en distintos tiempos del paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007 en el Golfo de México.

IV.2.8. Contenido de calor oceánico

El contenido de calor oceánico en cada uno de los remolinos anticiclónicos identificados, se analiza mediante mapas bidimensionales en donde se calcula el contenido de calor integrado en la vertical, de 0 a 50 m y de 0 a 250 m de profundidad. Lo anterior con el fin de analizar los flujos de calor en las capas más someras y más profundas, en el interior de cada remolino anticiclónico.

El cálculo del contenido de calor integrado en la vertical se realiza mediante la ecuación IV.27, comparando los valores del día 21 de octubre, antes del paso del frente frío, y del 31 de octubre, al finalizar el evento, obteniendo de este modo, la diferencia en el contenido de calor en cada punto de malla. Los cambios en el contenido de calor oceánico se encuentran definidos en unidades de joule entre metro al cuadrado (J/m^2), que se multiplica por un factor de 10^{-7} para manejar unidades de kilojoules por centímetro cuadrado. El contenido de calor integrado tiene unidades de kilojoules entre centímetro cuadrado (kJ/cm^2) lo que indica un flujo de energía calorífica a través de cada punto de malla en la simulación. Los valores negativos representan una pérdida de calor oceánico en la columna de agua, mientras que los valores positivos muestran una ganancia de calor.

En los mapas, se indican también los contornos de elevación de la superficie del mar, antes y después del paso del frente frío por la cuenca del GdM. Los contornos en color morado indican la elevación del mar antes del paso del frente, mientras que los contornos en color negro muestran el final del evento.

La figura IV.2-21 muestra la diferencia en el contenido de calor oceánico integrado de 0 a 50 m, y de 0 a 250 m, en el subdominio del remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México.

El cambio en el contenido de calor integrado desde superficie y hasta 50 m de profundidad (figura IV.2-21a), presenta una evidente pérdida en el contenido de calor que alcanza los $-40 kJ/cm^2$ en algunas regiones cercanas a los bordes del remolino. Se observa también, una región con cambios positivos hacia la zona este del remolino anticiclónico que alcanzan valores de entre 10 a $20 kJ/cm^2$.

Por su parte, el cambio en el contenido de calor oceánico integrado de superficie hasta 250 m de profundidad (figura IV.2-21b) muestra regiones con cambios positivos y negativos, tanto dentro del remolino anticiclónico, como fuera de él, con magnitudes que alcanzan los $200 kJ/cm^2$. Estos cambios negativos y positivos pueden asociarse a la generación de ondas atrapadas a la costa que desplazan verticalmente las parcelas de agua, así como la interacción del remolino anticiclónico con remolinos ciclónicos.

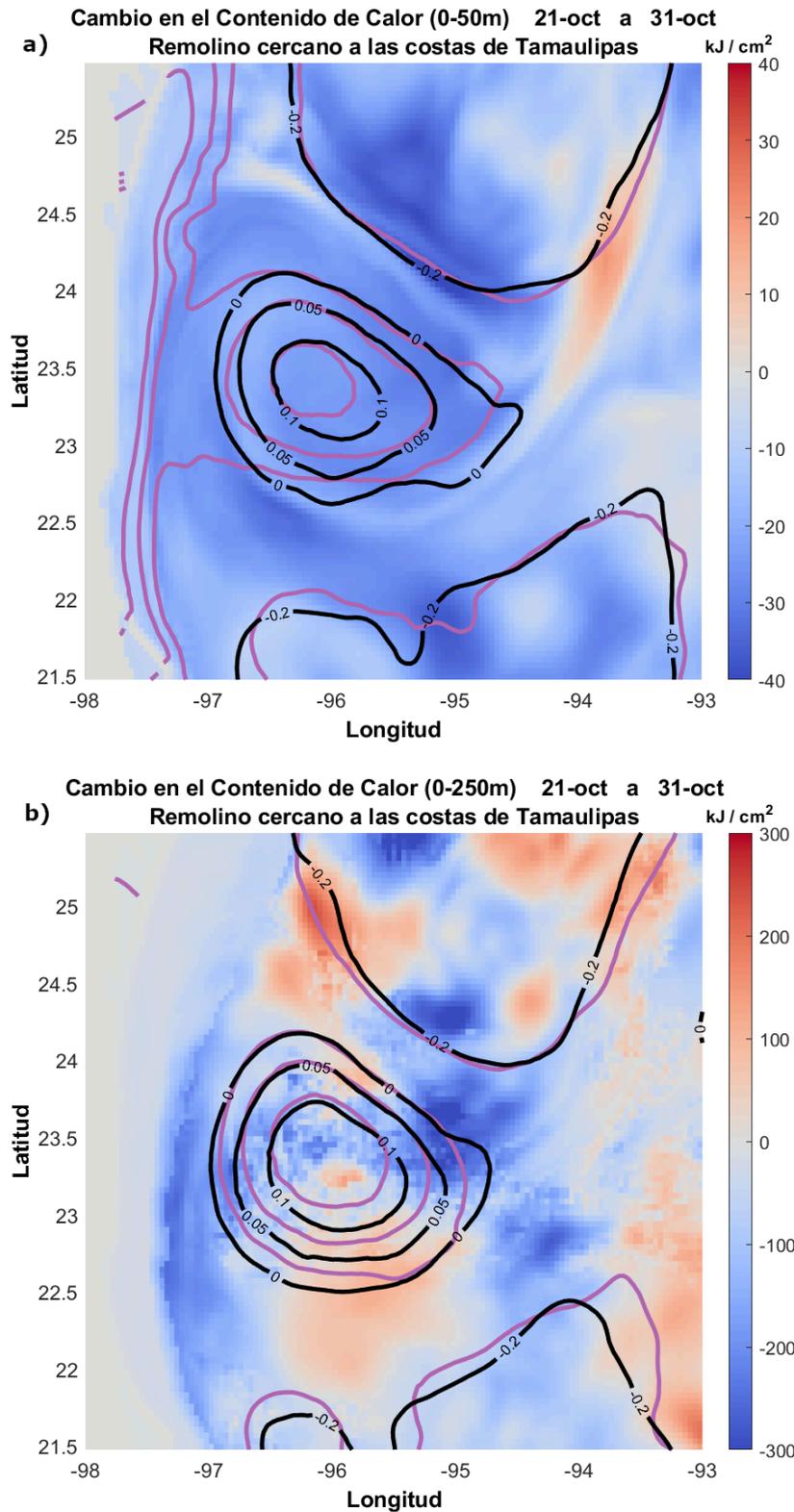


Figura IV.2-21. Cambio en el contenido de calor oceánico de 0 a 50 m (a) y de 0 a 250 m de profundidad (b) antes y después de la entrada de frente frío y norte asociado al remolino anticiclónico cercano a las costas del estado de Tamaulipas, México. Contornos de altura de la superficie del mar antes (morado) y después (negro) del paso del frente frío.

La figura IV.2-22 muestra el cambio en el contenido de calor oceánico integrado de 0 a 50 m y de 0 a 250 m, en el subdominio del remolino recién desprendido de la CL.

El cambio en el contenido de calor antes y después del frente frío, en las capas más someras (figura IV.2-22a) muestra una pérdida de calor en casi todo el subdominio. Las regiones de mayor pérdida en el contenido de calor, están situadas en las cercanías del borde este del remolino anticiclónico con valores cercanos a los -40 kJ/cm^2 . Se observa una zona de cambios positivos en el norte del anticiclón con valores entre 20 y 30 kJ/cm^2 , mientras que en la región sureste, asociada a un pequeño remolino ciclónico, se observa un cambio positivo de entre 10 a 20 kJ/cm^2 . La pérdida parcial del contenido de calor en superficie puede también asociarse a flujos de calor entre el océano y la atmósfera, que también se presenta en las capas someras del remolino cercano a la costa.

Por su parte, el cambio en el contenido de calor oceánico desde superficie y hasta 250 m de profundidad (figura IV.2-22b) presenta patrones alternados entre positivos y negativos a lo largo de los contornos de la superficie del remolino. El contenido de calor integrado a esta profundidad, alcanza magnitudes de hasta 1000 kJ/cm^2 , por lo que indica una mayor variación de la cantidad de energía asociada a la mayor profundidad de la influencia del anticiclón y al poco tiempo de desprendimiento de la CL. Así mismo, los patrones alternados pueden estar asociados al giro del anticiclón y su interacción con remolinos ciclónicos de menor tamaño.

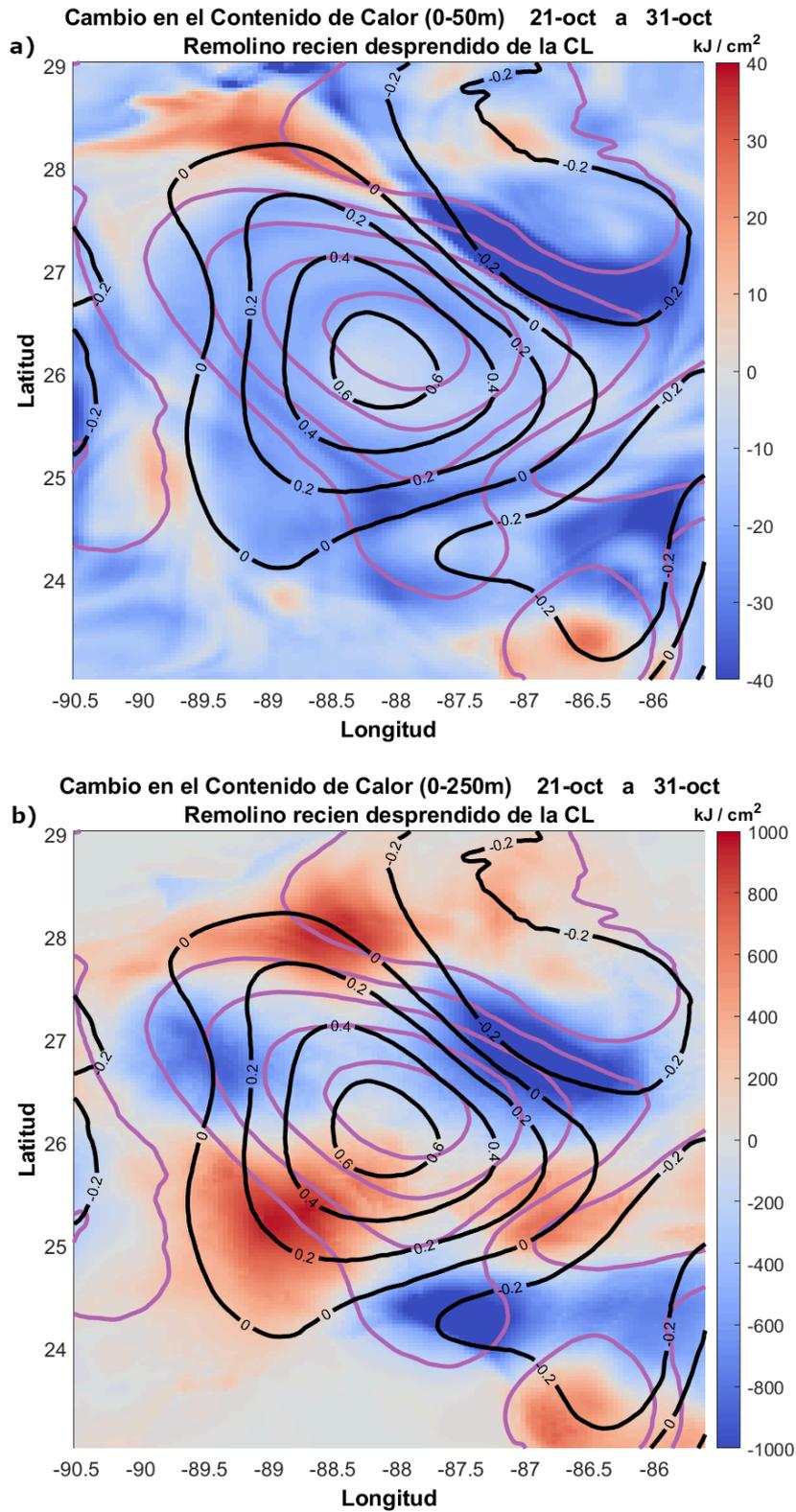


Figura IV.2-22. Cambio en el contenido de calor oceánico de 0 a 50 m (a) y de 0 a 250 m de profundidad (b) antes y después de la entrada del frente frío No. 4 de la temporada 2007, sobre el remolino anticiclónico recién desprendido de la Corriente del Lazo. Contornos de altura de la superficie del mar antes (morado) y después (negro) del paso del frente frío.

V.1. Análisis de la dinámica oceánica en remolinos al paso del frente frío No. 4

La respuesta dinámica de los dos remolinos anticiclónicos identificados en el GdM ante el paso del frente frío No. 4 del 2007, difiere entre ellos principalmente debido a dos factores; el primero es el debilitamiento de la estructura interna del remolino que tiene mayor tiempo de desprendimiento, en comparación con el recién desprendido de la CL; y el segundo factor es la presencia del talud y la plataforma continental en el remolino cercano a las costas del estado de Tamaulipas.

El debilitamiento de la estructura del remolino cercano a la costa puede apreciarse analizando el campo horizontal de la velocidad. Por un lado, la magnitud de la velocidad horizontal del remolino que tiene poco tiempo de desprendido es mayor, con valores máximos cercanos a 1.6 m s^{-1} (figura IV.1-3), mientras que el remolino de mayor tiempo de desprendimiento presenta valores máximos cercanos a 0.9 m s^{-1} (figura IV.1-2). Por otro lado, en la coordenada vertical se observa una mayor profundización de las isotermas, entre la orilla y el centro del remolino, en el recién desprendido de la CL (figura IV.2-2), que en el cercano a las costas de Tamaulipas (figura IV.2-1). Este debilitamiento es producto de una mayor pérdida de energía cinética del remolino cercano a la costa, por el tiempo transcurrido desde su desprendimiento.

El impacto que tiene la plataforma continental y su ausencia, en la dinámica de los remolinos anticiclónicos puede observarse al analizar el comportamiento de las corrientes en superficie al paso del frente frío No. 4 de la temporada 2007, en cada uno de los subdominios de los remolinos anticiclónicos. En el caso del remolino cercano a la costa de Tamaulipas se observa el paso de ondas atrapadas a la costa y el talud continental.

En el remolino cercano a la costa se observa una intensificación de las corrientes oceánicas (figura IV.1-2b) el día y hora en que el frente impacta su superficie. Sobre la plataforma continental de Tamaulipas-Veracruz, en ausencia de remolinos, las corrientes se encuentran determinadas por el esfuerzo del viento local (Zavala-Hidalgo et al., 2003; Dubranna et al., 2011; Allende-Arandía et al., 2016). Sin embargo, al tener durante la simulación realizada de 14 días, este remolino anticiclónico cercano a la costa, que se encuentra acompañado de dos remolinos ciclónicos, las corrientes se encuentran influenciadas por todos estos sistemas en la zona.

En la misma región costera, la inclinación de la plataforma continental, la fuerte estratificación provocada por el remolino anticiclónico, así como la variación del viento en superficie provocada por el paso del frente frío son indicadores para la generación de ondas atrapadas a la costa que, de acuerdo con Gill y Clarke (1974) tienen una propagación con la costa a la derecha en el hemisferio norte. Dubranna et al, en el 2011 encontraron que la zona norte de la plataforma continental de Tamaulipas y Veracruz, es una región que da origen a la formación de ondas atrapadas a la costa que se generan a partir de las características de la plataforma y la varianza del esfuerzo del viento en la región. Del mismo modo, Allende-Arandía et al., 2016, con un análisis de alta frecuencia corroboraron lo propuesto por Zavala-Hidalgo et al., en el 2003, quienes realizando un análisis estacional de la circulación en la costa del GdM, encontraron que durante el periodo de otoño-invierno las corrientes

costeras son principalmente costa-abajo debido a la influencia de los vientos con componente del norte.

Las generación de ondas atrapadas a la costa y su propagación costa-abajo, que se observa en el análisis de corrientes superficiales de este trabajo (figura IV.1-2), pueden introducir energía cinética en la región del remolino anticiclónico y modificar su dinámica.

En contraparte, el remolino que tiene poco tiempo de desprendimiento de la CL, presenta en el análisis de corrientes superficiales (figura IV.1-3), la interacción con dos remolinos ciclónicos de menor tamaño, en la región noreste y sureste del subdominio. De acuerdo con Zavala-Hidalgo et al. (2003b), los remolinos ciclónicos juegan un papel importante en el desprendimiento de los grandes remolinos anticiclónicos, ya que promueven la circulación semi-cerrada de la CL durante su penetración al norte del GdM. En ausencia de la costa, el remolino recién desprendido de la CL cuenta con las características dinámicas de dicha corriente, por lo que su intensidad y estructura son mayores a lo observado en el remolino de mayor tiempo de desprendimiento.

Por otro lado, el incremento de las corrientes superficiales que se observa en el borde este del remolino que tiene poco tiempo de su desprendimiento (figura IV.1-3b), en las horas del impacto del frente frío sobre su superficie, se debe principalmente a la dirección del vector del viento, que tiene la misma dirección de las corrientes en esa zona, lo que promueve su intensificación por esfuerzo en superficie.

Al paso del frente frío No. 4 por el GdM, se producen oscilaciones inerciales producto del impulso de los vientos asociados sobre la superficie oceánica en conjunto con el movimiento de rotación de la Tierra. De acuerdo con Hasselmann (1970), cuando el océano se encuentra poco estratificado y las escalas horizontales son mayores a 100 km, las oscilaciones inerciales pueden propagarse tanto en la dirección horizontal como en la vertical, debido a la mezcla de fases con frecuencias aledañas.

En el análisis de oscilaciones inerciales realizado en este trabajo, se observa que el remolino cercano a las costas de Tamaulipas (figuras IV.1-5 y IV.1-6) en general presenta mayor amplitud de oscilaciones inerciales que en los sitios adyacentes, durante la tercera etapa del paso del frente frío. Del mismo modo, la capa de mezcla se observa más profunda durante la tercera etapa, abarcando también una mayor región.

De acuerdo con Calderón-Bustamante (2017), durante el mismo evento del frente frío No. 4 de la temporada 2007, en la región de la costa de Tamaulipas y Veracruz, donde la plataforma continental es más angosta, la energía cinética por unidad de área es más grande que la observada en otras regiones costeras del GdM. Esta energía cinética, posiblemente debida a ondas atrapadas a la costa, puede promover la propagación de oscilaciones inerciales en la vertical aunado con la profundización de la capa de mezcla que se observa durante la última etapa del frente frío.

Así mismo, en el remolino recién desprendido de la CL (figuras IV.1-7 y IV.1-8), se observa un menor decaimiento de la amplitud de oscilación inercial incluso con algunos valores por arriba de la obtenida en superficie, lo que indica un menor decaimiento de la amplitud en el centro del remolino, .

De acuerdo con un estudio realizado sobre la CL en el GdM, al paso de un huracán se presentan oscilaciones cuasi-inerciales que propagan energía cinética hacia abajo hasta cerca de 600 m de profundidad (Pallàz-Sanz et al., 2016). Del mismo modo, aunque con menor intensidad, el frente frío No. 4 de la temporada 2007, al impactar en la superficie del océano genera fuertes oscilaciones inerciales que pueden también propagar energía cinética en la vertical hasta alcanzar profundidades de decenas de metros, como las observadas en este trabajo (figuras IV.1-5,6,7,8).

V.2. Análisis de la variación termohalina en remolinos al paso del frente frío No. 4

Al paso del frente frío No. 4 sobre la superficie oceánica en el GdM, las variaciones termohalinas en los remolinos anticiclónicos coinciden, principalmente en una disminución de la temperatura superficial. Esto debido a los flujos de calor entre el océano y la atmósfera. En el caso de los remolinos anticiclónicos, de centro cálido, las capas de agua relativamente caliente son más profundas como las observadas en las figuras IV.2-1 y IV.2-2, del remolino cercano a la costa y el recién desprendido de la CL, respectivamente.

Al final del periodo de simulación, ambos remolinos anticiclónicos presentan una pérdida de temperatura superficial que supera los -1.5°C . El remolino cercano a la costa de Tamaulipas (figura IV.2-1), sin embargo, presenta en capas subsuperficiales un incremento de temperatura, que se observa más claramente el día 24 de octubre, al paso del frente frío por el GdM. Este incremento subsuperficial de temperatura se debe a la mezcla vertical con aguas superficiales de mayor temperatura y a la profundización de las isotermas al paso de ondas atrapadas a la costa. De acuerdo con Zavala-Hidalgo et al. (2003), la circulación costera en el GdM durante el periodo otoño-invierno, tiene dirección costa-abajo, principalmente. Esta circulación, junto con los vientos del norte asociados al frente frío, generan subsidencia de aguas superficiales a capas más profundas por transporte de Ekman, lo que puede contribuir al incremento de temperatura que se observa. Por otro lado, el remolino recién desprendido de la CL (figura IV.2-2), muestra una disminución de temperatura que alcanza mayor profundidad, al interior del tazón que representa el remolino. Esto puede deberse a la estructura más marcada en este último y la mayor profundización de la capa de mezcla.

El análisis del cambio en el contenido de calor oceánico (figuras IV.2-19 y IV.2-20) revela una mayor pérdida de calor superficial en el remolino cercano a la costa, cercano a $-5.1 \text{ MJ}/\text{m}^2$, mientras que el remolino joven presenta una pérdida de calor a mayor profundidad. De acuerdo con un estudio observacional realizado por Rivas et al., en el 2008, con perfiladores de corrientes, en remolinos anticiclónicos desprendidos de la CL en el GdM, se tienen flujos de calor hacia abajo hacia el centro del anticiclón y que alcanza profundidades de hasta 350 m. En contraparte, en las periferias del anticiclón, se observan flujos de calor hacia arriba por debajo de los 700 m, esto crea un flujo convergente, aproximadamente a los 600 m de profundidad. De acuerdo a estimaciones realizadas en el mismo trabajo (Rivas et al., 2008), el calor convergente que no se recircula en el interior del remolino, se transporta a lo largo de las isopícnas hacia la superficie. En el caso de estudio de este trabajo, el remolino joven presenta un patrón similar al flujo convergente (temperatura), entre 600 y

700 m de profundidad, en el corte zonal del día 24 de octubre (figura IV.2-2b), esto puede ser un indicador de la energía que se transfiere entre capas diapiricas en el interior del remolino anticiclónico.

El análisis de los cambios de salinidad durante el periodo de simulación muestra un incremento de salinidad en las capas superiores y un debilitamiento del máximo subsuperficial de salinidad en ambos remolinos anticiclónicos (figuras IV.2-3 y IV.2-4). Uno de los cambios más notables se encuentra en el remolino cercano a la costa, en el que, al paso del frente frío No. 4 se observa una notable disminución de la salinidad en el anillo intermedio entre el borde y el centro del anticiclón, y que al final del período del impacto del frente, regresa a condiciones de mayor estabilidad. De acuerdo con Zavala-Hidalgo et al. (2003), durante el periodo de otoño-invierno, la influencia de baja salinidad inducida por la descarga de los ríos Mississippi y Atchafalaya, alcanza la plataforma continental de Tamaulipas y Veracruz. Esto puede estar influenciando la baja de salinidad que se observa en dicho remolino.

VI. CONCLUSIONES

Este trabajo tiene como principal objetivo analizar la respuesta dinámica, la respuesta termohalina y los flujos de calor en dos remolinos anticiclónicos oceánicos, con características diferentes, en el GdM, al paso del frente frío atmosférico No. 4 de la temporada 2007

El análisis de la respuesta dinámica revela un incremento en la magnitud de las corrientes superficiales, al paso del frente frío, por el subdominio de cada remolino anticiclónico analizado. Al mismo tiempo, se observa la aparición de oscilaciones inerciales, cuyo decaimiento temporal es evidente durante el periodo de simulación. Sin embargo, el decaimiento en la vertical revela una ligera propagación de oscilaciones inerciales en la vertical (oscilaciones cuasi-inerciales).

La dinámica vertical muestra a lo largo del tiempo, una profundización de la capa de mezcla y un ascenso de las isotermas e isopicnas por debajo de la capa límite en ambos remolinos anticiclónicos, aunque en diferente velocidad. El remolino cercano a la costa, se ve influenciado por el efecto de la topografía, la generación de ondas atrapadas a la costa, la subsidencia costera por el esfuerzo del viento proveniente del norte y el transporte de Ekman en superficie, que afecta su dinámica y su estructura termohalina. Mientras tanto, el remolino que tiene poco tiempo de desprendimiento, tiene muchas de las características dinámicas de la CL, por lo que se observa con una estructura interna más marcada y una velocidad horizontal más intensa.

Por su parte, el análisis de la respuesta termohalina en ambos remolinos anticiclónicos revela un incremento de salinidad y una disminución de temperatura en capas superficiales, lo que provoca la profundización de la capa de mezcla. En la vertical, se observa el debilitamiento del máximo subsuperficial de salinidad en ambos remolinos, siendo más evidente en el recién desprendido de la CL, lo que podría implicar procesos de mezcla isopicna y diapicna.

Se observan también, flujos de calor entre el océano y la atmósfera, así como flujos de calor entre capas isopicnas que pueden estar asociados a procesos de mezcla en la columna de agua.

Estos hallazgos muestran procesos de mezcla horizontal y principalmente vertical, que pueden favorecer el afloramiento de nutrientes, desde la termoclina hacia capas subsuperficiales. Estos procesos pueden favorecer el florecimiento del fitoplancton, que estaría relacionado con las altas concentraciones de clorofila-a que se han observado en estos remolinos anticiclónicos.

REFERENCIAS

- Ahrens, C. D. (2008). *Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere*. Thomson Brooks/Cole.
- Allende-Arandía, M. E., Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno, R., Mateos-Jasso, A., Vargas-Hernández, J. M., & Zamudio, L. (2016). Analysis of Ocean Current Observations in the Northern Veracruz Coral Reef System, Mexico: 2007–12. *Journal of Coastal Research*, 32(1), 46–55.
- Apel, J. R. (1987). *Principles of Ocean Physics*. Academic Press.
- Athié, G., Candela, J., Sheinbaum, J., Badan, A., & Ochoa, J. (2011). Yucatan Current variability through the Cozumel and Yucatan channels. *Ciencias Marinas*, 37(4A), 471–492.
- Bleck, R. (2002). An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates. *Ocean Modelling*, 4(1), 55-88. [https://doi.org/10.1016/S1463-5003\(01\)00012-9](https://doi.org/10.1016/S1463-5003(01)00012-9)
- Calderón-Bustamante, Ó. (2017). *Respuesta dinámica del Golfo de México al paso de un frente frío intenso. Caso del frente frío No. 4 de 2007*. [Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM].
- Center for Ocean-Atmospheric Prediction Studies. (n.d.). *About us*. HYCOM.org. Retrieved 2023, from <https://www.hycom.org/>
- Cervantes, G., Hernandez-Ayon, J. M. M., Zirino, A., Herzka, S. Z., Camacho-Ibar, V. F., Montes, I., Sudre, J., & Delgado, J. (2020). A New Characterization of the Upper Waters of the central Gulf of México based on Water Mass Hydrographic and Biogeochemical Characteristics. *Ocean Sciences Meeting, Agu*.
- Chang, Y.-L., Miyazawa, Y., Oey, L.-Y., Kodaira, T., & Huang, S. (2017). The formation processes of phytoplankton growth and decline in mesoscale eddies in the western North Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(5), 4444-4455. <https://doi.org/10.1002/2017JC012722>
- Chassignet, E. P., Hurlburt, H. E., Smedstad, O. M., Halliwell, G. R., Hogan, P. J., Wallcraft, A. J., Baraille, R., & Bleck, R. (2007). The HYCOM (hybrid coordinate ocean model) data assimilative system. *Journal of Marine Systems*, 65(1-4), 60-83. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.09.016>

-
- Chelton, D. B., Gaube, P., Schlax, M. G., Early, J. J., & Samelson, R. M. (2011). The Influence of Nonlinear Mesoscale Eddies on Near-Surface Oceanic Chlorophyll. *Science*, 334(6054), 328-332. DOI: 10.1126/science.1208897
- Cushman-Roisin, B., & Beckers, J.-M. (2011). *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects*. Elsevier Science.
- Davis, R. E., deSzoeko, R., Halpern, D., & Niiler, P. (1981). Variability in the upper ocean during MILE. Part I: The heat and momentum balances. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28(12), 1427-1451. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(81\)90091-1](https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90091-1)
- Dewar, W. K., & Flierl, G. R. (1987). Some Effects of the Wind on Rings. *Journal of Physical Oceanography*, 17(10), 1653-1667.
- DiMego, G. J., Bosart, L. F., & Endersen, G. W. (1976). An examination of the frequency and mean conditions surrounding frontal incursions into the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. *Monthly Weather Review*, 104(6), 709–718.
[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1976\)104<0709:AEOTFA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1976)104<0709:AEOTFA>2.0.CO;2)
- Döös, K., & Lundberg, P. (2018). *Basic Numerical Methods in Meteorology and Oceanography*. Stockholm University. <https://doi.org/10.16993/bbs>
- Durrán, D. R. (1993). Is the Coriolis Force Really Responsible for the Inertial Oscillation? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 4(11), 2179–2184.
[https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1993\)074<2179:ITCFRR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1993)074<2179:ITCFRR>2.0.CO;2)
- Eriksen, C. C. (1978). Measurements and models of fine structure, internal gravity waves, and wave breaking in the deep Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 86(C6), 2989-3009.
<https://doi.org/10.1029/JC083iC06p02989>
- Estrada-Allis, S. N., Barceló-Llull, B., Pallàs-Sanz, E., Rodríguez-Santana, A., Souza, J.M.A. C., Mason, E., McWilliams, J. C., & Sangrà, P. (2019). Vertical Velocity Dynamics and Mixing in an Anticyclone near the Canary Islands. *Journal of Physical Oceanography*, 49(2), 431–451.
<https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0156.1>
- Field, C. B., Behrenfeld, M. J., Randerson, J. T., & Falkowski, P. (1998, julio 10). Primary Production of the Biosphere: Integrating Terrestrial and Oceanic Components. *Science*, 281(5374), 237-240.
10.1126/science.281.5374.237

-
- Forristall, G. Z., Schaudt, K. J., & Cooper, C. K. (1992). Evolution and kinematics of a loop current eddy in the Gulf of Mexico during 1985. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C2), 2173-2184. <https://doi.org/10.1029/91JC02905>
- Gill, A.E., & Clarke, A.J. (1974). Wind-induced upwelling, coastal currents and sea-level changes. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 21(5).
- Griffies, S. M. (2006). Some Ocean Model Fundamentals. In E. P. Chassignet & J. Verron (Eds.), *Ocean Weather Forecasting: An Integrated View of Oceanography*. Physica-Verlag.
- Griffies, S. M., Böning, C., Bryan, F. O., Chassignet, E. P., Gerdes, R., Hasumi, H., Hirst, A., Treguier, A.-M., & Webb, D. (2000). Developments in ocean climate modelling. *Ocean Modelling*, 2(3-4), 123-192.
- Grupo de Interacción Océano-Atmósfera & Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático, UNAM. (2022). *Pronóstico Meteorológico*. Meteorología. Retrieved 2023, from <http://grupo-ioa.atmosfera.unam.mx/pronosticos/index.php/meteorologia/inf-wrf>
- Grupo Interacción Océano-Atmósfera & Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático. (n.d.). *Acerca del Modelo HYCOM*. Modelo de Circulación Oceánica. Retrieved 2023, from <https://pronosticos.atmosfera.unam.mx/hycom/index.php/acerca-de-los-modelos>
- Hasselmann, K. (1970). Wave-driven inertial oscillations. *Geophysical Fluid Dynamics*, 1(3-4), 463-502.
- Higuera-Parra, S. (2022). *Variabilidad de la estratificación en el Canal de Yucatán y su relación con la Corriente del Lazo* [Facultad de Ciencias, UNAM].
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2021). Pesca y acuicultura. *Censos económicos 2019., c2021*.
- Jáuregui-Ostos, E. (1975). Los sistemas de tiempo en el Golfo de México y su vecindad. *Investigaciones geográficas*, (6), 7-36.
- Jiménez Espinosa, M., & Domínguez Morales, L. (2009). Características de las lluvias ocurridas a finales de octubre y principios de noviembre en el estado de Chiapas a consecuencia de los frentes fríos no. 2 y 4. In *Impacto socioeconómico de los principales desastres ocurridos en la República Mexicana en el año 2007* (pp. 257-482). Secretaría de Gobernación, Centro Nacional de Prevención de Desastres.

-
- Kundu, P. K., & Beardsley, R. C. (1991). Evidence of a critical Richardson number in moored measurements during the upwelling season off northern California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 96(C3), 4855-4868. <https://doi.org/10.1029/90JC02108>
- Kundu, P. K., Cohen, I. M., & Dowling, D. R. (2015). *Fluid Mechanics*. Elsevier Science.
- Large, W. G., McWilliams, J. C., & Doney, S. C. (1994). Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32(4), 363-403.
- Le Moigne, F. A.C. (2019). Pathways of Organic Carbon Downward Transport by the Oceanic Biological Carbon Pump. *Frontiers in Marine Science*, 6, 634. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00634>
- Marshall, J., & Plumb, R. A. (2008). *Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics: An Introductory Text* (J. Marshall & R. A. Plumb, Eds.). Elsevier Science.
- Martin, A. P., & Richards, K. J. (2001). Mechanisms for vertical nutrient transport within a North Atlantic mesoscale eddy. *Deep-Sea Research Part II*, 48(4-5), 757-773. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(00\)00096-5](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(00)00096-5)
- McGillicuddy Jr., D. J., Anderson, L. A., Bates, N. R., Bibby, T., Buesseler, K. O., Carlson, C. A., Davis, C. S., Ewart, C., Falkowski, P., Goldthwait, S. A., Hansell, D. A., Jenkins, W. J., Johnson, R., Kosnyrev, V. K., Ledwell, J. R., Li, Q. P., Siegel, D. A., & Steinberg, D. K. (2007). Eddy/Wind Interactions Stimulate Extraordinary Mid-Ocean Plankton Blooms. *Science*, 316(5827), 1021-1026. <https://doi.org/10.1126/science.1136256>
- McGuillicuddy Jr., D. J., Anderson, L. A., Bates, N. R., Bibby, T., Buesseler, K. O., Carlson, C. A., Davis, C. S., Ewart, C., Falkowski, P. G., Goldthwait, S. A., Hansell, D. A., Jenkins, W. J., Johnson, R., Kosnyrev, V. K., Ledwell, J. R., Li, Q. P., Siegel, D. A., & Steinberg, D. K. (2007). Eddy/Wind Interactions Stimulate Extraordinary Mid-Ocean Plankton Blooms. *Science*, 316, 1021-1026. [10.1126/science.1136256](https://doi.org/10.1126/science.1136256)
- Meunier, T., Pallás-Sanz, E., Tenreiro, M., Portela, E., Ochoa, J., Ruiz-Angulo, A., & Cusí, S. (2018). The Vertical Structure of a Loop Current Eddy. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123, 6070-6090. <https://doi.org/10.1029/2018JC013801>
- Munk, W. H. (1966). Abyssal recipes. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 13(4), 707-730. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(66\)90602-4](https://doi.org/10.1016/0011-7471(66)90602-4)

-
- Ochoa, J., Badan, A., & Candela, J. (2003). Canek: Measuring Transport in the Yucatan Channel. In J. Sheinbaum (Ed.), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics: A Tribute to the Scientific Work of Pedro Ripa* (pp. 275–286). Springer Netherlands.
https://doi.org/10.1007/978-94-010-0074-1_16
- Ochoa, J., Sheinbaum, J., Badan, A., Candela, J., & Wilson, D. (2001). Geostrophy via potential vorticity inversion in the Yucatan Channel. *Journal of Marine Research*, 59(5), 725–747.
- Oey Jr., L.-H., Ezer, T., & Lee, H.-C. (2005). Loop Current, Rings and Related Circulation in the Gulf of Mexico: A Review of Numerical Models and Future Challenges. In *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models* (Vol. Vol. 161, pp. 31-56). Geophysical Monograph Series.
<https://doi.org/10.1029/161GM04>
- Pallas-Sanz, E., Candela, J., Sheinbaum, J., Ochoa, J., & Jouanno, J. (2016). Trapping of the near-inertial wave wakes of two consecutive hurricanes in the Loop Current. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121, 7431–7454.
- Pedlosky, J. (2013). *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer New York. DOI:
10.1007/978-1-4612-4650-3
- Peña-Peña, L., & Valderá-Figueroa, N. (2022). Variabilidad del anticiclón subtropical del atlántico norte durante los meses de noviembre a abril de 1950 a 2019. *Revista Cubana de Meteorología*, 28(2).
- Riehl, H. (1965). Varying structure of waves in the easterlies.
- Rivas, D., Badan, A., Sheinbaum, J., Ochoa, J., & Candela, J. (2008). Vertical Velocity and Vertical Heat Flux Observed within Loop Current Eddies in the Central Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 38(11), 2461–2481.
- Salby, M. L. (2012). *Physics of the Atmosphere and Climate*. Cambridge University Press.
<https://doi.org/10.1017/CBO9781139005265>
- Salinas-Prieto, J. A., Padilla-Hernández, R., Oropeza-Rosales, F., & Lobato-Sánchez, R. (2012). Operational wind-wave forecasting system. *Tecnología y ciencias del agua*, 3(1), 45-67.
- Schmitz Jr., W.J., Biggs, D.C., Lugo-Fernandez, A., Oey, L.Y., & Sturges, W. (2005). A Synopsis of the Circulation in the Gulf of Mexico and on its Continental Margins. In *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models* (Vol. Vol. 161, pp. 11-29). Geophysical Monograph Series.
<https://doi.org/10.1029/161GM03>

-
- Sheinbaum, J., Candela, J., Badan, A., & Ochoa, J. (2002). Flow structure and transport in the Yucatan Channel. *Geophysical Research Letters*, 29(3), 10-1.
<https://doi.org/10.1029/2001GL013990>
- Stewart, R. H. (2008). *Introduction To Physical Oceanography*. Texas A & M University.
- Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., & Swift, J. H. (2011). *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-24322-4>
- Tarback, E. J., & Lutgens, F. K. (2013). *Ciencias de la Tierra*. Pearson Educación.
- Vaillancourt, R. D., Marra, J., Seki, M. P., Parsons, M. L., & Bidigare, R. R. (2003). Impact of a cyclonic eddy on phytoplankton community structure and photosynthetic competency in the subtropical North Pacific Ocean. *Deep Sea Research I*, 50(7), 829-847.
[https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(03\)00059-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(03)00059-1)
- Valencia-Gasti, J. A., Camacho-Ibar, V. F., & Herguera, J. C. (2022). Water Mass Structure and Mixing Fractions in the Deepwater Region of the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(e2021JC017705). <https://doi.org/10.1029/2021JC017705>
- Vallis, G. K. (2017). *Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics: Fundamentals and Large-Scale Circulation*. Cambridge University Press.
- Wallcraft, A. J., Metzger, E. J., & Carroll, S. N. (2009). Software Design Description for the HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) Version 2.2. *Naval Research Laboratory*.
- Xu, G., Liu, Y., Gaube, P., & Yang, J. (2019). Chlorophyll Rings around Ocean Eddies in the North Pacific. *Scientific Reports*, 9(1), 2056.
- Zavala-Hidalgo, J., & Fernández-Eguiarte, A. (2006). Propuesta para la regionalización de los mares mexicanos desde el punto de vista de los procesos físicos: el caso del Golfo de México. In *Ordenamiento ecológico marino: visión temática de la regionalización* (pp. 21-32). Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales.
- Zavala-Hidalgo, J., Gallegos-García, A., Martínez-López, B., Morey, S. L., & O'Brien, J. J. (2006). Seasonal upwelling on the Western and Southern Shelves of the Gulf of Mexico. *Ocean Dynamics*, 56, 333-338. Springer-Verlag. DOI 10.1007/s10236-006-0072-3
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., & O'Brien, J. J. (2003). Cyclonic Eddies Northeast of the Campeche Bank from Altimetry Data. *Journal of Physical Oceanography*, 33(3), 623–629.

-
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., & O'Brien, J. J. (2003). Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C12), 3389. <https://doi.org/10.1029/2003JC001879>
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., & O'Brien, J. J. (2003). Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C12).
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., O'Brien, J. J., & Zamudio, L. (2006). On the Loop Current eddy shedding variability. *Atmósfera*, 19(1), 41-48.
- Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno, R., Mateos-Jasso, A., Morey, S. L., & 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.
[https://doi.org/10.1016/S0187-6236\(14\)71119-1](https://doi.org/10.1016/S0187-6236(14)71119-1)
- Zhang, Y., Hu, C., Barnes, B. B., Liu, Y., Kourafalou, V. H., McGillicuddy Jr., D. J., Cannizzaro, J. P., English, D. C., & Lembke, C. (2023). Bio-Optical, Physical, and Chemical Properties of a Loop Current Eddy in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 128(3), e2022JC018726. <https://doi.org/10.1029/2022JC018726>