

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



**Doctorado en Ciencias
en Oceanografía Física**

**Erosión del máximo salino sub-superficial de los
remolinos anticiclónicos de la Corriente de Lazo en
base a simulaciones numéricas y datos obtenidos a
partir de planeadores submarinos**

Tesis

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

Presenta:

Elva Rosmery Sosa Gutiérrez

Ensenada, Baja California, México

2020

Tesis defendida por

Elva Rosmery Sosa Gutiérrez

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Enric Pallàs Sanz
Director de tesis

Dr. Julien Jouanno

Dr. Julio Candela Perez

Dr. Alexis Chaigneau

Dr. Miguel Jose Costa de Almeida Tenreiro



Dr. José Gómez Valdés
Coordinador del Posgrado en Oceanografía Física

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Elva Rosmery Sosa Gutiérrez © 2020

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

Resumen de la tesis que presenta Elva Rosmery Sosa Gutiérrez como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Oceanografía Física

Erosión del máximo salino sub-superficial de los remolinos anticiclónicos de la Corriente de Lazo en base a simulaciones numéricas y datos obtenidos a partir de planeadores submarinos

Resumen aprobado por:

Dr. Enric Pallàs Sanz
Director de tesis

La erosión del máximo subsuperficial de salinidad característico del Agua subsuperficial subtropical del Caribe (SUW, por sus siglas en Inglés) dentro del remolino de la Corriente de Lazo (LCE, por sus siglas en Inglés) Poseidón en el Golfo de México (GoM) y la formación del Agua común del Golfo (GCW, por sus siglas en inglés) durante su propagación hacia el Oeste, fue observado usando datos de gliders y modelación numérica. La mayor dilución del núcleo de alta salinidad de la SUW dentro del LCE Poseidón ocurrió a finales de Otoño e Invierno asociado vientos Nortes y la profundización de la capa de mezcla. Los procesos físicos que contribuyen a la dilución de la sal de la SUW dentro del núcleo de los LCEs son investigados usando un modelo de circulación regional del GoM. La estructura vertical de salinidad y temperatura en el interior de los LCEs numéricos es validada a partir de datos de 32 anclajes instalados en el oeste del GoM y sistema de la Corriente de Lazo. El análisis del balance de sal en un remolino numérico de mayor duración y el compuesto de dieciséis remolinos revelan que la tendencia de salinidad es mayormente explicada por la difusión vertical de salinidad. Los vientos Nortes fríos y secos en el primer invierno conllevan a flujos totales de calor negativos que provocan la inyección turbulenta de salinidad dentro del termostato de los LCEs y la dilución del núcleo de alta salinidad por debajo. La difusión vertical de salinidad continua homogenizando la salinidad en el océano superior hasta que el gradiente vertical de salinidad sea despreciable. Como resultado, la SUW se transforma en precursora de la GCW que finalmente se difundirá en la región del Oeste del GoM conocido como cementerio de remolinos o *eddy graveyard* (por sus siglas en inglés). Aunque la advección no contribuye significativamente en la formación de la GCW, es el proceso más importante que conlleva a la pérdida de salinidad por debajo de la isopícnica de 1026 kg m^{-3} , presumiblemente debido al intercambio horizontal debido a las interacciones remolino-remolino durante la propagación de los LCEs hacia el Oeste, interacciones remolino-talud en el *eddy graveyard*, y el bombeo de remolino positivo (afloramiento) durante el decaimiento de los LCEs a lo largo del talud occidental.

Palabras clave: Golfo de México, Corriente de Lazo, Agua subtropical del Caribe, Agua común del Golfo, gliders, NEMO, vientos Nortes, balance de sal, difusión vertical.

Abstract of the thesis presented by Elva Rosmery Sosa Gutiérrez as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in Physical Oceanography Physical Oceanography.

Erosion of the maximum subsurface saline of the anticyclonic eddies of the Loop Current based on numerical simulations and data obtained from gliders

Abstract approved by:

Dr. Enric Pallàs Sanz
Thesis Director

The erosion of the sub-surface salinity maximum, signature of the Caribbean Subtropical UnderWater (SUW), within the Loop Current Eddy (LCE) Poseidon in the Gulf of Mexico (GoM) and the formation of the Gulf Common Water (GCW) during its journey westward, was observed using glider data and numerical modeling. Most of the dilution of the SUW high-salinity core within the LCE Poseidon occurs during late autumn and winter associated with *Northern* winds and mixed-layer deepening. The physical processes that contribute to salt dilution of the SUW inside the LCEs' core are investigated using a numerical regional model of GoM. The vertical structure of the temperature and salinity inside the numerical LCEs is validated using a set of 32 moorings deployed in the western GoM and Loop Current system. The analysis of the salt budget in a long-lasting numerical LCE and a composite of sixteen LCEs reveal that the salinity trend is mostly explained by the vertical salinity diffusion. Cold and dry *Northern* winds in the first winter drive strong negative net heat fluxes that trigger salinity entrainment into the LCEs' thermostat and dilution of the SUW high-salinity core below. The vertical salinity diffusion continues homogenizing the salinity in the upper ocean until the vertical gradient of salinity is negligible. As a result, SUW is transformed to precursor of GCW that ultimately will be diffused to surrounding waters at the western GoM slope, the so-called graveyard for LCEs. Although the advection does not contribute significantly to formation of GCW, it is the most important process driving loss of salinity below the isopycnal of 1026 kg m^{-3} , presumably due to horizontal exchange on eddy-eddy interactions during the propagation of the LCEs westward, eddy-slope interactions at the eddy graveyard, and positive eddy pumping (upwelling) during the LCEs' decay along the western GoM slope.

Keywords: Gulf of Mexico, Loop Current, Subtropical UnderWater, Common Gulf Water, Northern winds, salt budget, vertical diffusion.

Dedicatoria

A mi compañerito de vida: Aarón; a mis padres: Nelly y Jorge; y a la memoria de una gran amiga: Yohana.

Agradecimientos

Un agradecimiento infinito a tres personas muy especiales, gracias por su ayuda, a Reynaldo (padrino) gracias a usted puedo estar donde estoy ahora; a Alexis, gracias por abrirme las puertas a la ciencia y por tu paciencia durante este proceso de varios años; y a Enric, fuiste quién me dio fuerzas en las etapas más complicadas del doctorado, eres un excelente asesor, un buen amigo y un ser lleno de luz.

Al equipo de sinodales: Julien, Julio y Miguel, gracias por su tiempo, y disposición. En especial, gracias Julien por aceptar ser parte de este trabajo y compartir tus conocimientos de NEMO. Gracias Miguel por toda la chamba que hiciste con los gliders, y gracias Julio por estar en este trabajo desde sus inicios de la maestría.

A Lupita, Alina, Julieta y Pilar, por la ayuda en trámites, soporte técnico y becas. A los excelentes maestr@s del posgrado, por todas las enseñanzas impartidas. A todo el Grupo Oceanográfico con Gliders (GMOG), por el excelente trabajo en las misiones con gliders. Al grupo CANEK, por la recopilación de datos de anclajes.

A los buenos amigos Ensenadenses, por los gratos momentos compartidos, y porque me han ayudado de muchas maneras a lo largo de esta travesía, Caroline, Ixe, Isa, Mauro, Luis, Froy, Marco, René y Gaby. De manera muy especial, a la Sra Elsa, por tan linda amistad :).

A mis amigos de toda la vida Helen y Jaime, por hacerme sentir un poco más cerca a Perú. Y a una amiga muy especial, Anita. A las maestras de Aarón, Nancy, Tere y Jetsi, por ser parte de nuestras vidas en etapas difíciles. A Leonor y familia por tan bonitos momentos entre peques y mamás.

A mis padres Nelly y Jorge por siempre estar presentes a pesar de la distancia. Y a mi compañerito de vida Aarón, gracias por enseñarme día a día que significa el amor, contigo hasta el infinito y más allá.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada y al posgrado de Oceanografía física, por brindar todas las facilidades y comodidades que todo estudiante desearía tener.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de doctorado. Esta investigación ha sido financiada por el Fondo Sectorial CONACYT-SENER-Hidrocarburos, proyecto 201441. Esta es una contribución del Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGoM). Reconocemos a PEMEX por promover ante el Fondo la demanda específica sobre los derrames de hidrocarburos y el medio ambiente.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	ix
Lista de tablas	xiv
Capítulo 1. Introducción	
1.1. Justificación	6
1.2. Objetivos	7
1.2.1. Objetivo general	7
1.2.2. Objetivos específicos	7
Capítulo 2. Datos y métodos	
2.1. Datos	8
2.1.1. Datos de Seaglider	8
2.1.2. Datos de Altimetría	9
2.1.3. Datos del modelo numérico NEMO	10
2.1.4. Datos de anclajes	11
2.2. Metodología	12
2.2.1. Detección de remolinos	13
2.2.2. Datos de glider	15
2.2.3. Anclajes CANEK y validación del modelo numérico	16
2.2.4. Balance de sal	19
Capítulo 3. Resultados	
3.1. Estructura termohalina del LCE Poseidón	22
3.2. Validación de los remolinos numéricos simulados con NEMO: Compuestos verticales 2D y 3D para la región Este y Oeste del GoM	25
3.2.1. Compuestos verticales reales y virtuales 2D para la región Este del GoM	29
3.2.2. Compuestos 3D para la región Oeste del GoM	32
3.3. Balance de salinidad: percepciones de un modelo regional oceánico ..	38
3.3.1. Caso de estudio del LCE de mayor duración	40
3.4. Análisis compuesto de los LCEs modelados	44
3.5. Contenido disponible de la anomalía de calor y sal dentro de los LCEs	47

Tabla de contenido (continuación)

Capítulo 4. Discusión

Capítulo 5. Conclusiones

Literatura citada 58

Lista de figuras

Figura	Página
1. Mapa de la localización de la región de estudio (GoM) y Mar Caribe. El mapa muestra la Corriente del Caribe, la Corriente de Lazo, el remolino anticiclónico que esta corriente desprende y la Corriente del Golfo. Los contornos grises representan las isobatas que se encuentran en metros (Fuente: Oey <i>et al.</i> (2005)).	1
2. Las tres trayectorias preferenciales de los LCEs obtenidas a partir de datos de altimetría entre los años 1976-2003 (Fuente: Vukovich (2007)).	2
3. Patrones de la salinidad superficial subtropical máxima de los cinco regimenes subtropicales. En color se muestra las anomalías máximas de salinidad que fueron obtenidas en base a una climatología: Monthly Isopycnal/ Mixed Layer Ocean Climatology (MIMOC). En contorno negro representa la salinidad máxima de referencia (Fuente: Gordon <i>et al.</i> (2015)). . .	3
4. Salinidad promedia superficial en el Atlántico Norte subtropical del World Ocean Atlas 2013. El contorno negro grueso corresponde a la isohalina de 37 y los contornos blancos representan los contornos de densidad superficial (Fuente: Qu <i>et al.</i> (2016)).	4
5. Sección vertical desde la superficie hasta los 250 m desde el Mar Caribe hasta el Océano Atlántico Norte oriental. Esta sección es construida con perfiles climatológicos del World Ocean Atlas desde el 2009. El contorno grueso negro indica la isohalina de 37 y los contornos discontinuos corresponde a la densidad (Fuente: Schmitt y Blair (2015)).	4
6. Diagrama T-S y del oxígeno disuelto (DO, mL^{-1} , color) a partir de datos de glider. Los recuadros con líneas discontinuas representan los límites de las masas de agua en el GoM al Oeste de 88°W ; las leyendas de las masas de agua están descritas en Portela <i>et al.</i> (2018).	5
7. Trayectoria del movimiento de un SeaGlider a través del océano. Se muestra el patrón de dientes de sierra en su movimiento en la vertical (Fuente: https://auvac.org/newsitems/view/2562).	9
8. Mapa de la altura superficial del mar de NEMO (Sea surface Height, SSH (m)) del dominio extendido para nuestra región de estudio (GoM): 98°W - 78°W y 14°N - 30°N	11
9. Seccion vertical de la temperatura (a, $^{\circ}$) y salinidad (b) a la latitud 24°N a lo largo de toda la longitud del dominio del GoM.	12
10. Mapa batimétrico del Golfo de México. La ubicación de los anclajes CANEK está indicada con puntos rosa oscuro.	13

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
11. Ilustración del algoritmo de seguimiento de remolinos entre el tiempo t (contorno negro continuo C_t) y $t+dt$ (contorno discontinuo C_{t+dt}) y los diferentes casos que existen en el tiempo $t+dt$: (b) no hay intersección entre remolinos, (c) varios remolinos intersectan al contorno C_t , (d) solo un remolino intersecta al contorno C_t , (e) el contorno seguido (C_{t+dt}) está incluido en el C_t , y por último (f) el contorno C_t esta dentro de C_{t+dt} , Fuente: Pegliasco <i>et al.</i> (2015).	14
12. Evolución temporal de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y salinidad en función de la profundidad para el anclaje Lamprea 2000 (LMP2000): real (a, b) y virtual (c, d). La barra de colores representa el rango de temperatura y salinidad observado y los puntos rojos (azules) superiores (a-d) los instantes de tiempo durante los cuales el anclaje estuvo en el interior de RAs (RCs) respectivamente.	18
13. Evolución temporal de la anomalía de temperatura y salinidad en función de la profundidad en el anclaje LMP2000: real (a, b) y virtual (c, d). Sombreado de color rojo (azul) indican anomalías positivas (negativas) asociadas a RAs (RCs). La barra de colores representa el rango de la anomalía de temperatura y salinidad y los puntos rojos (azules) los instantes de tiempo durante los cuales el anclaje estuvo en el interior de RAs (RCs).	18
14. Mapas de la altura dinámica absoluta (Absolute Dynamic Topography, ADT; m) en días seleccionados, desde Agosto 2016 a Julio 2017 con las trayectorias de los glider superpuestas (líneas negras): (a) 23-Ago-2016 (misión 0003), (b) 20-Dic-2016 (misión 0004), (c) 20-Feb-2017 (misión 0005), y (d) 24-Jun-2017 (misión 0006). La localización de los perfiles verticales obtenidos en días seleccionados es indicado con estrellas grises de cinco puntas en cada panel. Las líneas de color en los paneles (a)-(d) indican las ubicaciones donde los gliders salen a la superficie en el LCE Poseidón. Los contornos grises cerrados son los bordes del LCE Poseidón y las flechas negras son las velocidades promedias de la columna de agua (m s^{-1}) obtenidas a partir del vuelo del glider.	23
15. Evolución temporal durante el año de vida útil de Poseidón (a) salinidad, (b) temperatura ($^{\circ}\text{C}$) como función de la profundidad, y (c) velocidad de viento (m s^{-1} ; línea negra) y EKE ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$; línea gris) dentro del LCE Poseidón. En (a,b), la línea discontinua magenta representa la profundidad de la capa de mezcla, los contornos gruesos grises son las isopícnas de 1024.5, 1026, y 1027 kg m^{-3} , los contornos negros representan las isohalinas de 35, 36, 36.5, y 36.8 y las isotermas de 23 y 28 $^{\circ}\text{C}$, respectivamente; y el contorno azul en (a) es la isohalina de 36.9.	24

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
16. Perfiles verticales promedio por misión dentro del LCE Poseidón: (a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y (b) salinidad. Cada misión está codificada por colores: misión 0003 (rojo), misión 0004 (azul), misión 0005 (negro), y misión 0006 (magenta). (c) Diagrama de Temperatura-Salinidad (T-S) dentro del LCE Poseidón de cada misión (puntos codificados por colores como arriba). Las líneas gruesas de colores son el promedio del digrama T-S de cada misión y los diamantes negros representan los valores promedios de T-S para el agua subtropical subsuperficial del Caribe (Caribbean Subtropical UnderWater, SUW) y el agua común del Golfo (Gulf Common Water, GCW).	26
17. Número de estaciones de muestreo para u, v , dentro de un RC (a,c) y RA (b,d) ideal para la región de la LC, obtenidas a partir de anclajes CANEK (a,b) y anclajes virtuales (c,d).	27
18. Número de estaciones de muestreo para T, S, u, v , dentro de un RC (a,c) y RA (b,d) ideal para la región del Oeste del GoM, obtenidas a partir de los anclajes CANEK (a,b) y anclajes virtuales (c,d).	28
19. Compuesto vertical de la anomalía de la rapidez (\mathbf{u}' , m s^{-1}) en la región Este del GoM para RCs (a, b) y RAs (c, d), con intervalos de contorno de 0.05 m s^{-1} . El compuesto construido en base a anclajes CANEK se presentan en a, c; y en base a anclajes virtuales en b, d. La coordenada vertical corresponde a la profundidad (m) y coordenada horizontal distancia normalizada ($r \in [0, 1]$, sin dimensiones, <i>n.d.</i>).	30
20. Compuesto vertical de la anomalía de la temperatura (T' , $^{\circ}\text{C}$) en la región Este del GoM para RCs (a, b) y RAs (c, d), con intervalos de contorno de 0.25°C . El compuesto construido en base a anclajes CANEK se presentan en a, c; y en base a anclajes virtuales en b, d. La coordenada vertical corresponde a la profundidad (m) y coordenada horizontal distancia normalizada ($r \in [0, 1]$, sin dimensiones, <i>n.d.</i>).	31
21. Compuesto vertical de la anomalía de la salinidad (S') en la región Este del GoM para RCs (a, b) y RAs (c, d), con intervalos de contorno de 0.05. El compuesto construido en base a anclajes CANEK se presentan en a, c; y en base a anclajes virtuales en b, d. La coordenada vertical corresponde a la profundidad (m) y coordenada horizontal distancia normalizada ($r \in [0, 1]$, sin dimensiones, <i>n.d.</i>).	33
22. Distribución horizontal ($z = -160 \text{ m}$) y vertical (sección Este-Oeste) de la estructura 3D del compuesto de la T' para RCs en la región Oeste, obtenida a partir de anclajes CANEK (a,c) y virtuales (b,d). La línea discontinua en a, b ilustra la orientación del corte vertical. Los intervalos de contorno para la T' son de 0.25°C .	34

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
23. Distribución horizontal ($z = -160$ m en a; y $z = -260$ m en b) y vertical (sección Este-Oeste) de la estructura 3D del compuesto de la T' para RAs en la región Oeste, obtenida a partir de anclajes CANEK (a,c) y virtuales (b,d). La línea discontinua en a, b ilustra la orientación del corte vertical. Los intervalos de contorno para la T' son de 0.25°C	35
24. Distribución horizontal ($z = -400$ m) y vertical (sección Este-Oeste) de la estructura 3D del compuesto de la S' para RAs en la región Oeste, obtenida a partir de anclajes CANEK (a,c) y virtuales (b,d). La línea discontinua en a, b ilustra la orientación del corte vertical. Los intervalos de contorno para la S' son de 0.025	37
25. Distribución horizontal ($z = -180$ m) y vertical (sección Este-Oeste) de la estructura 3D del compuesto de la S' para RCs en la región Oeste, obtenida a partir de anclajes CANEK (a,c) y virtuales (b,d). La línea discontinua en a, b ilustra la orientación del corte vertical. Los intervalos de contorno para la S' son de 0.025	38
26. Distribución horizontal ($z = -100$ m) y vertical (sección Este-Oeste) de la estructura 3D del compuesto de la \mathbf{u}' para RCs en la región Oeste, obtenida a partir de anclajes CANEK (a,c) y virtuales (b,d). La línea discontinua en a, b ilustra la orientación del corte vertical. Los intervalos de contorno para la \mathbf{u}' en c, d son de 0.02	39
27. Caso de estudio de un LCE numérico de larga vida. Evolución temporal de (a) salinidad, (b) gradiente vertical de salinidad (m^{-1}), (c) temperatura ($^\circ\text{C}$), y (d) Energía cinética del remolino (EKE, m^2s^{-2} ; línea negra), flujos de calor neto Q_{net} (W m^{-2} ; línea azul) y magnitud del esfuerzo del viento ($ \tau $) (N m^{-2} ; línea discontinua negra); promediado dentro de un radio de 30 km. EKE es calculada a lo largo de la periferia del remolino (ver sección 2.2.1) y no sobre la circunferencia de 30 km de radio. Las líneas magenta discontinua en (a)-(c) representan la profundidad de la capa de mezcla y los contornos gruesos grises son las isopicnas de 1024.5, 1026 and 1027 kg m^{-3} . Los contornos negros en (a) y (b) son las isohalinas de 35, 36, y 36.6; y las isotermas de 8, 16 y 23°C , respectivamente. La línea azul en el panel (c) es la profundidad convectiva parametrizada (Ec. 7).	41
28. Evolución de la salinidad del promedio de (a) salinidad y (b) los términos de agua dulce (FLX), difusión vertical de salinidad (ZDF), los términos de la mano derecha (RHS) y el residual (res), de un LCE numérico de larga vida, dentro de un radio de 30 km y desde la superficie hasta los 50 m de profundidad. Los estilos de línea se describen en la leyenda.	43

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
29. Balance de sal dentro de un LCE numérico de larga vida (en meses^{-1}). La evolución temporal de (a) tasa de cambio local de la salinidad ($\partial S/\partial t$; mes^{-1}), (b) residual (Res), (c) advección horizontal (HAD), (d) advección vertical (ZAD), (e) difusión horizontal (HDF), y (f) difusión vertical (ZDF) promediado de un radio de 30 km del LCE numérico en función de la profundidad. La línea negra discontinua en (a)-(c) representa la profundidad de la capa de mezcla y los contornos grises gruesos son las isopícnas de 1024.5 kg m^{-3} , 1026 kg m^{-3} y 1027 kg m^{-3}	44
30. Compuestos mensuales de la evolución temporal de los dieciséis LCEs de (a) esfuerzo del viento ($ \tau (\text{N m}^{-2})$), (b) flujos de calor (W m^{-2}) donde Q_{solar} (línea discontinua gris), $Q_{non-solar}$ (línea de puntos y guiones grises) y Q_{net} (línea negra) son el flujo de calor solar, no-solar, y neto, respectivamente, y (c) Energía cinética del remolino (Eddy Kinetic Energy, EKE, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$). Las áreas grises sombreadas se refieren a la desviación estándar.	45
31. Compuestos mensuales de la evolución temporal de dieciséis LCEs de (a) salinidad, (b) difusión vertical de salinidad (mes^{-1}), y (c) velocidad vertical (m s^{-1}). Contornos negros en (a) son las isohalinas de 36, and 36.7; las líneas negra discontinua en (a-c) representan la profundidad de la capa de mezcla y los contornos grises son las isopícnas de 1024.5, 1026 and 1027 kg m^{-3}	47
32. Compuestos de AHA y ASA calculados a partir de 16 remolinos numéricos para remolinos jóvenes (1 mes desde la fecha del desprendimiento) y maduros (1 mes antes de la fecha de su disipación). (a) Compuesto de la anomalía disponible de calor (AHA, J m^{-1}) en función de la profundidad con superposición del AHA para el Poseidón joven (misión 0003) y maduro (misión 0006) como referencia. (b) Compuesto de la anomalía disponible de sal (ASA, kg m^{-1}) en función de la profundidad. Los estilos de línea son indicados en la leyenda. Las áreas sobreadas grises indican una desviación estándar.	50
33. Compuesto vertical de la temperatura (a, b) y salinidad (c, d) en la región Este del GoM para los RAs (LCEs). En <i>a, c</i> se presenta el compuesto vertical recuperado en base a anclajes CANEK y en (<i>b, d</i>) en base a anclajes virtuales de NEMO. La coordenada vertical corresponde a la profundidad (m) y coordenada horizontal distancia normalizada ($r \in [0, 1]$, sin dimensiones, <i>n.d.</i>).	53

Lista de tablas

Tabla	Página
1. Misiones de los glider de GMOG: ID de la misión, periodo de muestreo y ciclos de buceos totales de cada misión.	16
2. Número de perfiles verticales recuperados de los anclajes reales y virtuales de las dos regiones de instalación: 9 anclajes de la región Este y 23 anclajes de la región Oeste. Los números entre paréntesis corresponde al número de perfiles recuperados para la temperatura.	27
3. Número total de LCEs usados para calular el compuesto para los LCEs. Simbolo # indica el número de los remolinos desprendidos de la LC. Por ejemplo, remolino #1 fue desprendido a principio de primavera y duró alrededor de un año. Notar que todos los 16 LCEs duraron más de 180 días y por lo tanto todos ellos experimentaron un invierno. Promedio mensual para el radio de los LCEs ± 1 desviación estandar (km), valores máximos de salinidad (S_{max}) y su localización (profundidad; m) se muestran cómo referencia.	46
4. Anomalías máximas de temperatura and salinidad, anomalía volumétrica de calor disponible (Available Heat Anomaly, AHA), y anomalía volumétrica de calor disponible (Available Salt Anomaly, ASA) para el remolino joven Poseidón (mission 0003) y para el LCE joven numérico.	49

Capítulo 1. Introducción

El Golfo de México (GoM) es una cuenca oceánica semicerrada que está localizada entre las latitudes de 18° y 30°N y las longitudes de 82° y 98°W y se comunica al Sureste y Este con el océano Atlántico a través del Mar Caribe y el Estrecho de Florida, respectivamente (Fig. 1).

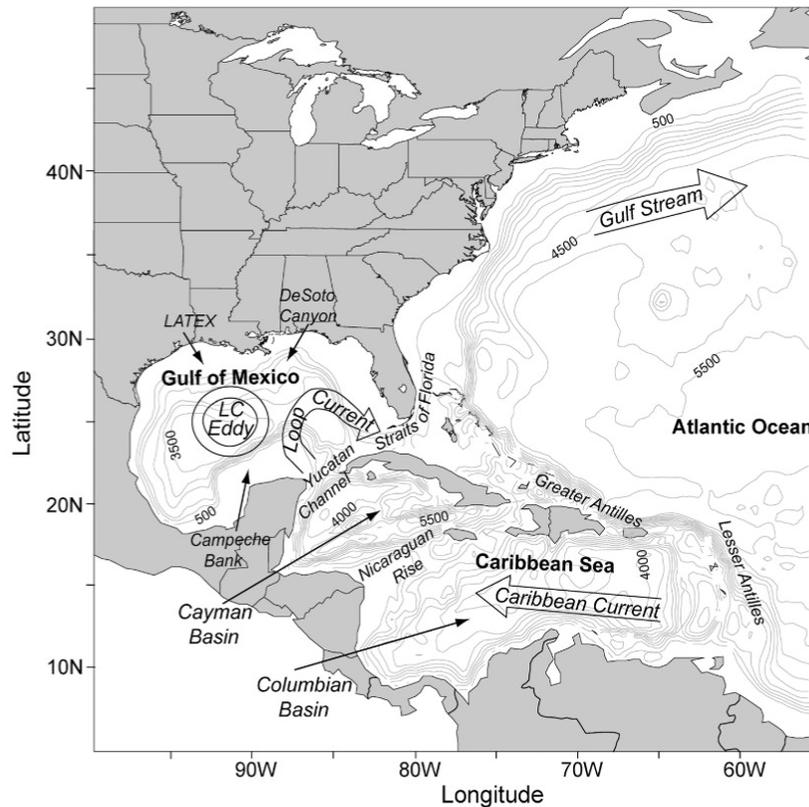


Figura 1. Mapa de la localización de la región de estudio (GoM) y Mar Caribe. El mapa muestra la Corriente del Caribe, la Corriente de Lazo, el remolino anticiclónico que esta corriente desprende y la Corriente del Golfo. Los contornos grises representan las isobatas que se encuentran en metros (Fuente: Oey *et al.* (2005)).

La circulación del GoM esta modulada por el flujo que entra a través del Canal de Yucatán, el cual es impulsado por la variabilidad en el Mar de Caribe y Océano Atlántico Norte. Este flujo de entrada proveniente del Canal de Yucatán es expulsado por el Estrecho de Florida, dando lugar a lo que se conoce como la Corriente de Lazo (CL). La CL desprende aperiodicamente remolinos anticiclónicos de gran tamaño y muy energéticos, conocidos como remolinos anticiclónicos de la Corriente de Lazo

(Loop Current Eddies, LCEs). Estos LCEs se propagan hacia el Oeste a través de tres trayectorias preferenciales (Fig. 2) y se disipan en la frontera Oeste de esta cuenca semi-cerrada (Vukovick y Crissman, 1986; Vukovich, 2007). Una de las características importantes de estos remolinos de mesoescala, es que en su formación, atrapan propiedades biogeoquímicas en su núcleo, como también una masa de agua caliente y salada en subsuperficie proveniente del Caribe, que son advectadas hacia el oeste por grandes distancias y que contribuyen significativamente al balance de calor y sal dentro del GoM.

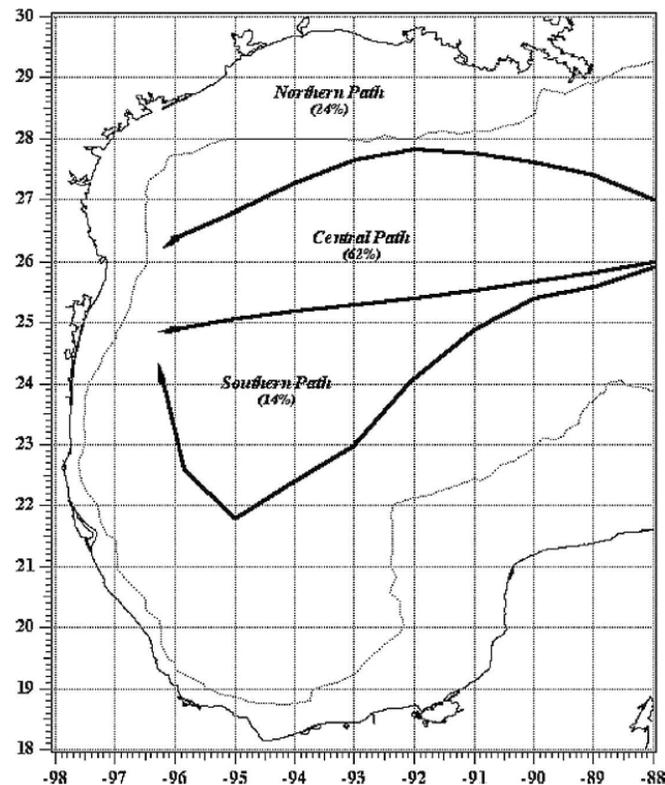


Figura 2. Las tres trayectorias preferenciales de los LCEs obtenidas a partir de datos de altimetría entre los años 1976-2003 (Fuente: Vukovich (2007)).

La masa de agua atrapada por los LCEs en su formación es el el agua subtropical del Caribe (Subtropical UnderWater, SUW; > 36.5 , $\sim 23^\circ\text{C}$, Elliot 1982), que está localizada entre las profundidades de 200 y 300 m dentro de los LCEs. Esta masa de agua está caracterizada por salinidades que exceden los 37, debido al exceso de evaporación sobre precipitación (O'Connor *et al.*, 2005; Qu *et al.*, 2011) y es formada en el Océano subtropical del Atlántico Norte, que es el océano subtropical más salado

en comparación con los otros cuatro regimenes subtropicales (Gordon *et al.*, 2015): el Atlántico Sur, el Pacífico Norte y Sur y el Océano Índico del Sur (Fig. 3).

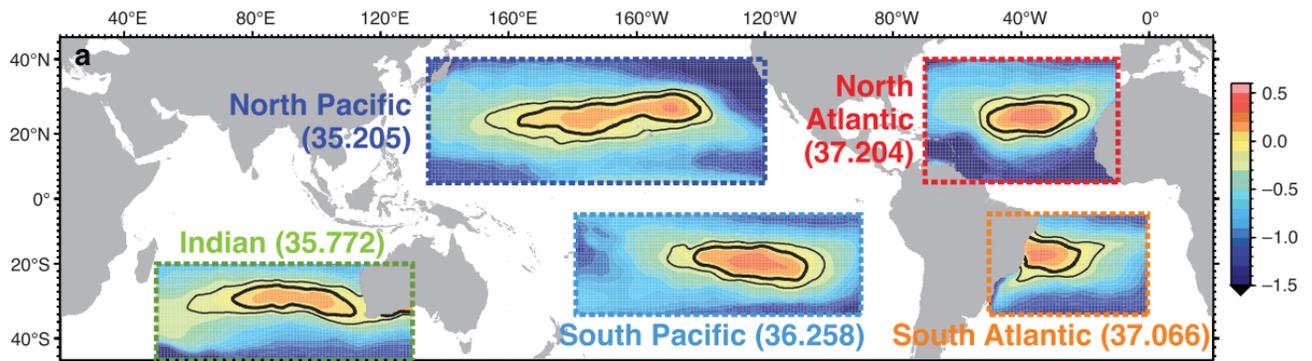


Figura 3. Patrones de la salinidad superficial subtropical máxima de los cinco regimenes subtropicales. En color se muestra las anomalías máximas de salinidad que fueron obtenidas en base a una climatología: Monthly Isopycnal/ Mixed Layer Ocean Climatology (MIMOC). En contorno negro representa la salinidad máxima de referencia (Fuente: Gordon *et al.* (2015)).

Esta masa de agua muy salada en superficie en el Océano subtropical del Atlántico Norte (Fig. 4) es subducida en la termoclina por bombeo de Ekman (Qu *et al.* 2016, Fig. 5) y es entonces transportada en subsuperficie hacia el GoM (Fig. 5), por el sistema tropical de corrientes de borde occidental formada por las corrientes del Caribe y Yucatán, convirtiéndose en la Corriente de Lazo.

El desprendimiento de los LCEs y su propagación hacia el Oeste conllevan al transporte de la SUW al interior del GoM, lo que contribuye a la salinización de la cuenca y posiblemente a la formación del Agua Común del Golfo (Gulf Common Water, GCW; ~ 36.4 , $\sim 22^\circ\text{C}$). Esta masa de agua se encuentra por encima de los 200 m en la región Oeste del GoM. Las otras masas de agua presentes en parte central y Oeste del GoM son: la SUW (> 36.5 , $\sim 23^\circ\text{C}$, Elliot 1982, anteriormente descrita), el agua central del Atlántico tropical (Tropical Atlantic Central Water, TACW; ~ 35.2 , $\sim 10^\circ\text{C}$) entre 300 y 600 m; y por debajo el agua intermedia Antártica (Antartic Intermediate Water, AAIW; ~ 34.9 , $\sim 6^\circ\text{C}$). En la Figura 6 se resume las principales masas de agua en el GoM.

Como se mencionó anteriormente los LCEs atrapan en su núcleo una masa de agua muy salada y caliente; y como consecuencia de que estos remolinos se propagan hacia el Oeste del GoM, transportan calor y sal y en consecuencia participan en el balance

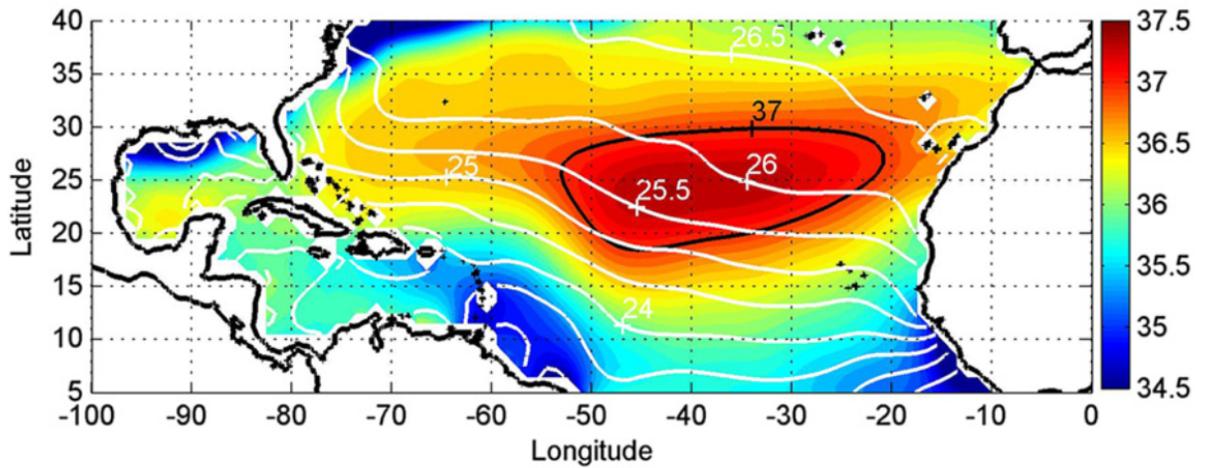


Figura 4. Salinidad promedio superficial en el Atlántico Norte subtropical del World Ocean Atlas 2013. El contorno negro grueso corresponde a la isohalina de 37 y los contornos blancos representan los contornos de densidad superficial (Fuente: Qu *et al.* (2016)).

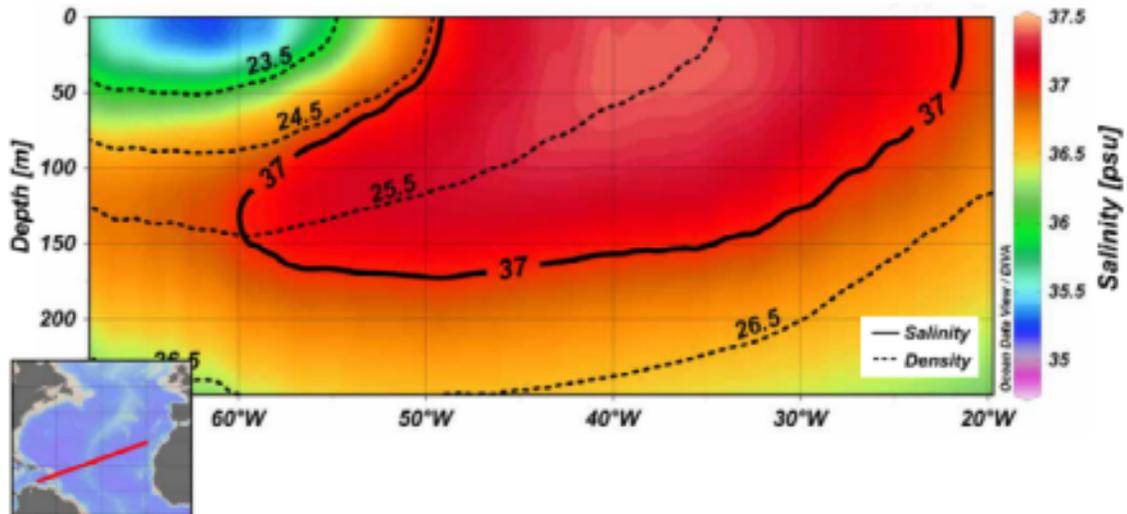


Figura 5. Sección vertical desde la superficie hasta los 250 m desde el Mar Caribe hasta el Océano Atlántico Norte oriental. Esta sección es construida con perfiles climatológicos del World Ocean Atlas desde el 2009. El contorno grueso negro indica la isohalina de 37 y los contornos discontinuos corresponde a la densidad (Fuente: Schmitt y Blair (2015)).

termohalino de esta cuenca semi-cerrada. Debido a que los LCEs pueden afectar las propiedades físicas y biológicas en su región de desprendimiento y a lo largo de su trayectoria de propagación, conocer la estructura termohalina en el interior de estos remolinos y su variabilidad estacional es importante.

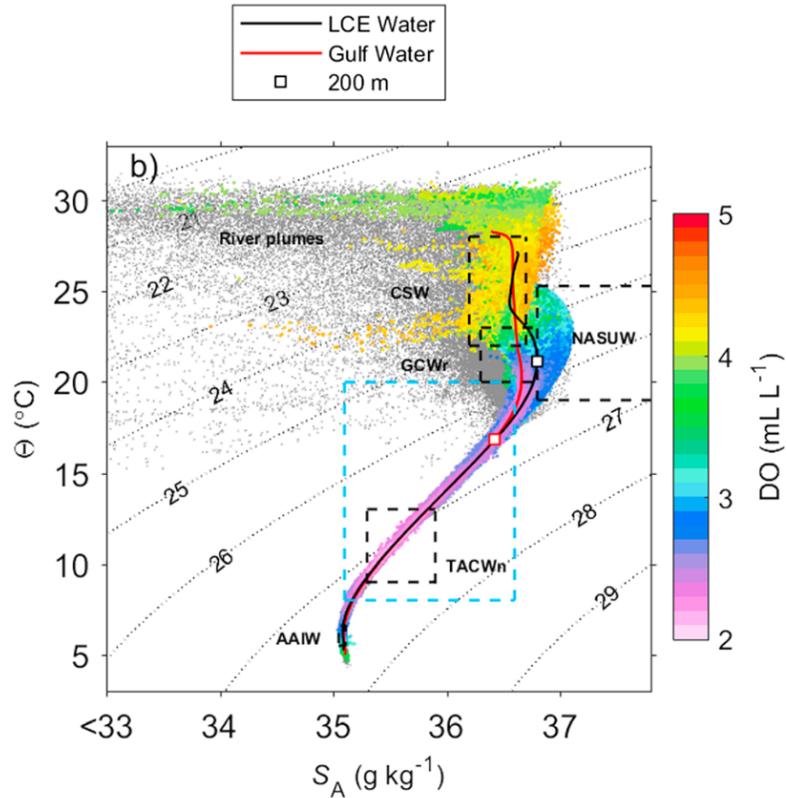


Figura 6. Diagrama T-S y del oxígeno disuelto (DO, mL L^{-1} , color) a partir de datos de glider. Los recuadros con líneas discontinuas representan los límites de las masas de agua en el GoM al Oeste de 88°W ; las leyendas de las masas de agua están descritas en Portela *et al.* (2018).

Diversos autores han investigado la estructura termohalina horizontal y vertical de los LCEs, como propiedades horizontales cinemáticas, en la región central y Oeste del GoM (Elliot, 1982; Vidal *et al.*, 1994; Vukovick y Crissman, 1986; Cooper *et al.*, 1990; Rudnick *et al.*, 2015; Meunier *et al.*, 2018). Ellos revelan que los LCEs tienen un radio típico de 100 – 150 km, que se extiende hasta 1000 m de profundidad, velocidades azimutales máximas de 2 m s^{-1} , velocidades de propagación horizontal de 2-5 km por día y exhiben estructuras termohalinas diferentes que dependen de su localización en el GoM. Por ejemplo Elliot (1982) y Vidal *et al.* (1994) reportaron que la estructu-

ra vertical de los LCEs cerca de su región de formación (sistema de CL), presentan una máxima salinidad subsuperficial > 36.5 a temperatura de 22.5°C . Recientemente Meunier *et al.* (2018) con el uso de datos de gliders de alta resolución confirmó la presencia de un núcleo de alta salinidad subsuperficial mayor a 36.9 dentro de un LCE en la parte central del GoM que contrasta con el agua circundante característica. Por otro lado, en la región Oeste del GoM, región en la cual los LCEs se disipan (región conocida como *eddy graveyard*, Biggs 1992), la estructura termohalina de estos remolinos maduros presentan un núcleo de salinidad diluida y con menor temperatura (< 36.40 y $< 22.5^{\circ}\text{C}$; Vidal *et al.* 1994), valores característicos de la GCW. Esto sugiere que la SUW contenida por los LCEs es progresivamente erosionada y transformada en la precursora del GCW durante la propagación de los LCEs dentro del GoM.

Por lo tanto el propósito de este estudio es analizar con detalle la transformación de la masa de agua de origen Caribeño (SUW) que es contenida en los LCEs jóvenes en GCW que es encontrada en la región Oeste y determinar qué mecanismos físicos contribuyen a la erosión del máximo subsuperficial de salinidad de los LCEs a lo largo de su viaje hacia el Oeste. Para este propósito, 1) aprovechamos un conjunto de 4 misiones de glider designados a muestrear un LCE (llamado Poseidón) desde la parte central hacia el Oeste de GoM en el 2016-2017, dando información sobre el tiempo y la ubicación de la transformación de la SUW y 2) analizamos las salidas de los 20 años de un modelo, Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO), de alta resolución para entender los procesos involucrados en la evolución temporal de la salinidad en el interior de los LCEs. En particular, escogemos el remolino simulado con mayor tiempo de vida (~ 2 años) para tener más detalle acerca de la evolución de la salinidad a lo largo de su viaje hacia el Oeste dentro del GoM.

1.1. Justificación

Una característica de los LCEs en la región Este del GoM es que poseen un núcleo salino muy intenso de ~ 36.8 , pero este núcleo ya no es observado en muchos de los LCEs que arriban a la región Oeste, es por ello que surge la interrogante de que sucede en el interior del núcleo de los LCEs para que su máximo salino se erosione. Debido a que no se cuenta con mediciones termohalinas durante la propagación hacia el Oeste de los LCEs, existe escasez de información acerca de la erosión del máximo

salino dentro de los LCEs y por ende de los procesos físicos que contribuyen a esta erosión. Actualmente, el Grupo de Monitoreo Oceanográfico con Gliders (GMOG) cuenta con mediciones de parámetros físicos como biológicos durante el viaje de ciertos LCEs específicos. Con esta información nos preguntamos, si es posible observar en el interior de los LCEs la erosión del máximo salino subsuperficial característico de la SUW. Además con la herramienta numérica del modelo NEMO, investigamos en detalle la ecuación del balance de sal en el núcleo de los LCEs con el objetivo de identificar los principales procesos físicos que contribuyen a la tendencia de sal.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Estudiar la estructura vertical de la salinidad en el interior de los LCEs desde su formación (región Este, remolinos jóvenes) hasta su disipación en el *eddy graveyard* (región Oeste, remolinos maduros), con el objetivo de obtener información sobre la transformación de la SUW que es contenida en los LCEs jóvenes, en términos del tiempo en el cual se produce la mayor erosión.

1.2.2. Objetivos específicos

- Reconstruir remolinos promedios (“Compuestos”) de las variables medidas por los anclajes CANEK en las regiones Este y Oeste; y repetir la misma metodología utilizando anclajes virtuales obtenidos de la simulación del modelo regional NEMO con el fin de validar los remolinos simulados por NEMO.
- Estudiar los fenómenos físicos involucrados en la erosión del máximo subsuperficial de sal dentro de los LCEs.
- Estudiar los procesos de mezcla y modificación de masas de agua en el interior de los LCEs.
- Estimar los contenidos de calor y sal que los LCEs aportan a la a la cuenca del GoM.

Capítulo 2. Datos y métodos

2.1. Datos

Para llevar a cabo este trabajo, se utilizó información de vehículos submarinos autónomos (gilders), de sensores remotos (altimetría), datos de simulaciones numéricas del modelo numérico NEMO y datos in-situ de anclajes CANEK. A continuación se resume las diferentes fuentes de datos:

2.1.1. Datos de Seaglider

El grupo de Monitoreo Oceanográfico con Gliders (GMOG) utiliza gliders para el monitoreo de estructuras de flujos de mesoescala y submesoescala en la parte central y Oeste del GoM. El GMOG cuenta con una flota de 7 planeadores subamrinos tipo *Kongsberg Seaglider* (SG), que son manufacturos por la Universidad de Washington. Estos SG monitorean la parte central y Oeste del GoM desde Mayo del 2016 hasta la actualidad. Cada SG esta equipado por diferentes sensores oceanográficos para la medición de parámetros físicos, biológicos y químicos:

- CT-sail: Este sensor mide la temperatura y conductividad desde la superficie hasta los 1000 m con una frecuencia de muestreo de 0.1 Hz, y una resolución vertical que varia de [0.5 – 2] m dependiendo de las corrientes ambientales y del ángulo de inmersión así como también de la flotabilidad de los gilders.
- Sensor óptico: Mide la fluorescencia de Clorofila-a, materia orgánica disuelta coloreada (CDOM por sus siglas en inglés) y *Backscatter*.
- Optode: Sensor para medir la concentración de oxígeno disuelto.

El glider sigue el patrón de dientes de sierra en su movimiento a través del océano, entre la superficie hasta una profundidad programada (1000 m) con una velocidad horizontal promedio de 0.15 m s^{-1} . Cada ciclo de buceo del glider tiene un tiempo de duración promedia de 4 h, con una distancia recorrida horizontalmente que varia desde 200 m hasta los 9 km.

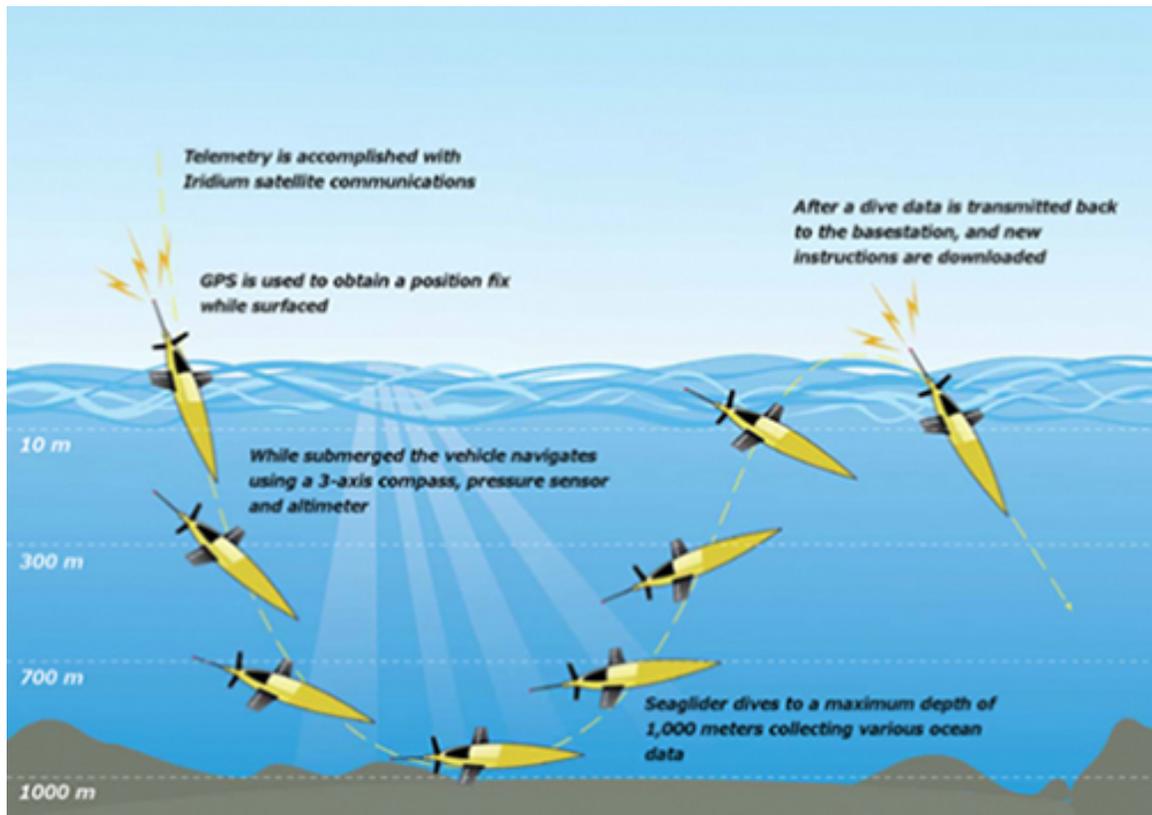


Figura 7. Trayectoria del movimiento de un SeaGlider a través del océano. Se muestra el patrón de dientes de sierra en su movimiento en la vertical (Fuente: <https://auvac.org/newsitems/view/2562>).

2.1.2. Datos de Altimetría

Para este estudio se hace uso de dos bases de datos de altimetría satelital: (i) anomalías del nivel del mar (SLA, por sus siglas en inglés) que proceden del producto altimétrico AVISO que consiste en la combinación de los datos de varios satélites (Topex/Poseidon, ERS-1/2, Jason-1, Envisat, etc.). Estos datos de SLA son producidos por Ssalto/Duacs y distribuidos por AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com>). Tienen una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ y una resolución temporal de 1 día (Le Traon y Ogor, 1998). (ii) Datos de Topografía dinámica absoluta (Absolute Dynamic Topography, ADT) que son distribuidos por Copernicus Marine and Environment Monitoring Service (CMEMS; <https://www.copernicus.eu/en>). Esta base de datos tiene una resolución temporal de 1-día y resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

2.1.3. Datos del modelo numérico NEMO

El modelo de circulación general del océano usado en este estudio es NEMO (*Nucleus for European Modeling of the Ocean*, Madec y the NEMO team (2016)). Utilizamos una configuración regional para GoM. Este modelo resuelve las ecuaciones primitivas sobre un dominio extendido desde 98°W-78°W y 14°N-30°N (Fig. 8). La resolución temporal de las salidas de esta simulación es de 1-día y la resolución horizontal es de 1/12°. Esta resolución es adecuada para resolver la dinámica de mesoescala en la región de estudio, donde el radio de deformación del primer modo baroclínico es de 40-50 km (Chelton *et al.*, 1998). En la vertical posee 75 niveles fijos (12 niveles dentro de los primeros 20 m, 24 niveles por encima de 100 m y 39 niveles por debajo de 100 m). El modelo ha sido integrado desde el 1 de Enero del 1993 al 31 de Diciembre del 2012 (20 años). El esquema de advección horizontal usado para los trazadores (temperatura y salinidad) es el esquema de disipación de varianza total (Total Variance Dissipation, TVD) y la difusión horizontal es parametrizada como una difusión isopical Laplaciana, con un coeficiente de $135 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. El esquema de advección de momento es el esquema de corriente arriba de tercer orden (third-order upstream biased, UP3) con difusión horizontal no explícita. La difusión vertical de momento y de trazadores son calculados con un esquema de escala de longitud genérica (Generic Length Scale, GLS) y para el calculo de los coeficientes, se usa el esquema de turbulencia cerrada ($k-\epsilon$, turbulent closure) de la energía cinética turbulenta (Umlauf y Burchard, 2003; Reffray *et al.*, 2015). En el fondo del océano se aplica una fricción cuadrática con un coeficiente de arraste de 10^{-3} . A modo de ejemplo para observar la distribución vertical de la temperatura y salinidad de las simulaciones numéricas de NEMO, se muestra en la figura 9 el corte vertical a los 24°N a lo largo de toda la longitud del dominio para el GoM.

El modelo es forzado en sus fronteras abiertas con salidas diarias del reanálisis global MERCATOR GLORYSS2V3. En superficie, los flujos atmosféricos de momento, calor y agua dulce son calculados mediante la formulación Bulk (Large y Yeager, 2004a) con el conjunto de forzantes DFS5.2 (Dussin *et al.*, 2016), que consiste en campos de 3-horas de velocidad de viento, temperatura del aire y humedad; campos diarios de radiación de onda corta, larga y precipitación. El modelo usa una climatología mensual

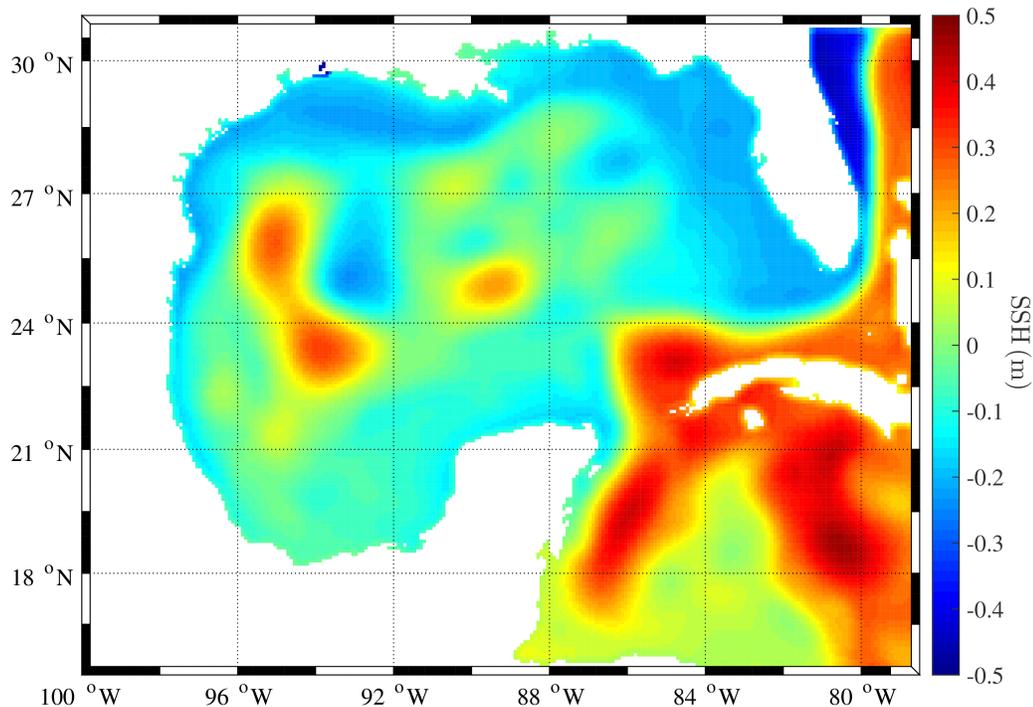


Figura 8. Mapa de la altura superficial del mar de NEMO (Sea surface Height, SSH (m)) del dominio extendido para nuestra región de estudio (GoM): 98°W-78°W y 14°N-30°N.

de descarga de ríos (Dai y Trenberth, 2002) prescrito cerca de las desembocaduras de los ríos como un flujo superficial de agua dulce.

2.1.4. Datos de anclajes

La última base de datos utilizada en este trabajo son los anclajes CANEK, instalados durante los años 2007-2012 como parte del proyecto de *Medición y Análisis Metoceanico del Golfo de México, etapa 2009-2013*, los cuales están equipados con correntímetros acústicos Doppler, y ocasionales sensores de conductividad y temperatura. La extensión vertical de los anclajes varía desde los ~ 100 m (aguas de la plataforma continental) hasta los ~ 3500 m (aguas profundas), y están instalados siguiendo las líneas batimétricas de ~130, 500, 2000 y 3500 m. La distribución de anclajes instalados en

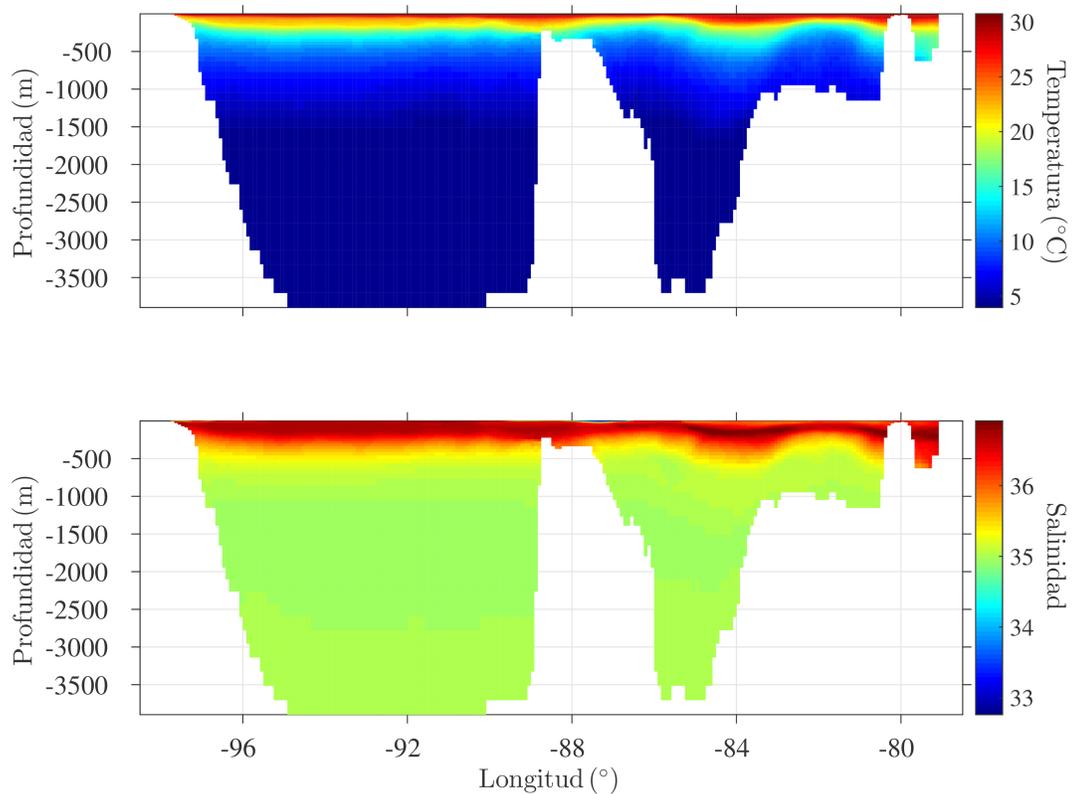


Figura 9. Sección vertical de la temperatura (a,°) y salinidad (b) a la latitud 24°N a lo largo de toda la longitud del dominio del GoM.

el GoM es la siguiente: 23 anclajes en el Oeste del GOM y 9 anclajes región Este del GoM (proximidades de la CL) tal como se muestra en la Fig. 10.

En Sosa-Gutiérrez (2014) (sección 2.1 y sección 2.1.1) se muestra la configuración de los equipos instalados en un anclaje profundo, así como también el procesamiento de datos para las diferentes variables medidas por los anclajes (temperatura, salinidad y velocidad horizontal).

2.2. Metodología

Las dos principales metodologías utilizadas en ésta tesis son (a) identificar y seguir automáticamente los LCEs en las simulaciones del GoM, y (b) proporcionar una estimación exacta (en línea) de los diferentes términos del balance de sal.

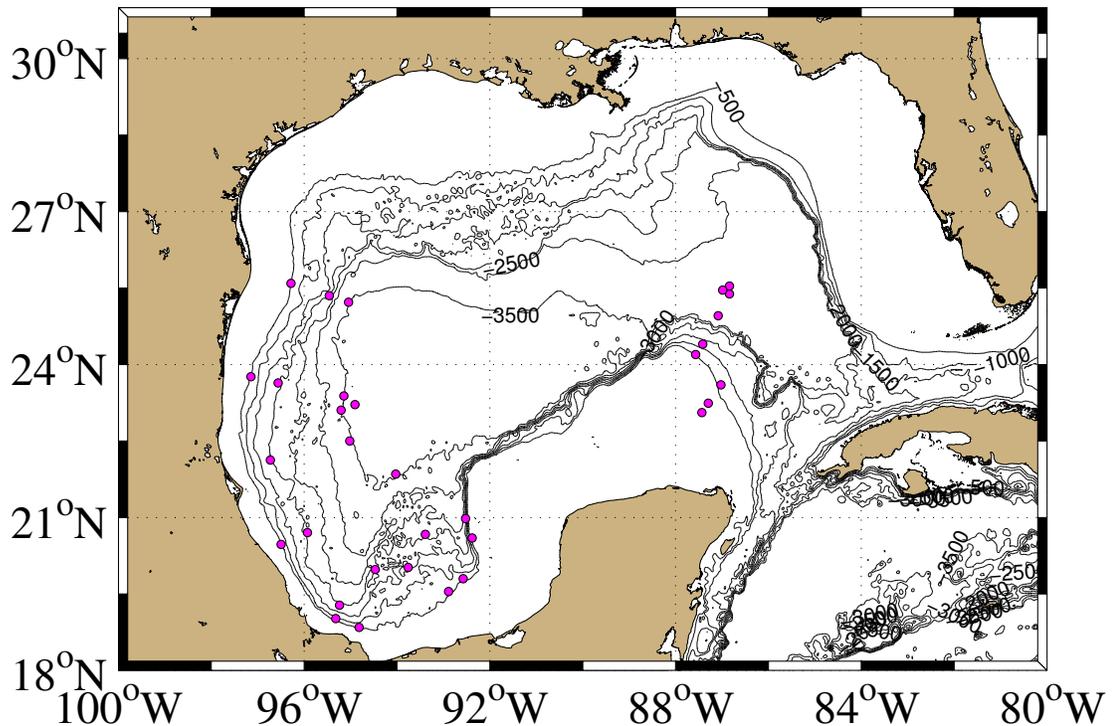


Figura 10. Mapa batimétrico del Golfo de México. La ubicación de los anclajes CANEK está indicada con puntos rosa oscuro.

2.2.1. Detección de remolinos

Para la detección de los LCEs se usa el método de Chaigneau *et al.* (2009) pero con una pequeña modificación. Este algoritmo consiste en la búsqueda sobre mapas diarios de SLA, el máximo y mínimo local que está asociado con los centros de los remolinos anticiclónicos y ciclónicos, respectivamente. Para cada centro detectado, el algoritmo busca el contorno cerrado de SLA más externo que es considerado como la periferia del remolino anticiclónico y/o ciclónico.

La modificación al método de Chaigneau *et al.* (2009) consiste en que la periferia detectada para estos remolinos corresponde al contorno cerrado de SLA/ADT/SSH (anclajes CANEK/gliders/NEMO) a lo largo del cual la velocidad azimutal promedio es máxima. Este método de detección, también es utilizado por Laxenaire *et al.* (2018). Los autores muestran, que el método utilizado reduce el número de identificaciones de remolinos espúreos y combina criterios geométricos (Chaigneau *et al.*, 2009) y dinámicos (Isern-Fontanet *et al.*, 2003).

Los LCEs son seguidos en el tiempo de acuerdo al algoritmo de Pegliasco *et al.* (2015). Este algoritmo de seguimiento de remolinos se hace de acuerdo a su polaridad (cyclónicos y anticiclónicos). El contorno de un remolino identificado al tiempo t es C_t (Fig. 11a). El algoritmo busca en intervalos de tiempo $t+dt$ ($dt = 1$ día) algún contorno del remolino C_{t+dt} que intersecte con C_t (Fig. 11b-f). Si no se encuentra ningún contorno que intersecte, se considera que este remolino ha desaparecido (Fig. 11b). El otro caso es que se encuentre un único contorno C_{t+dt} que intersecte a C_t , entonces se considera que es el mismo remolino detectado entre t y $t + dt$ (Fig. 11d).

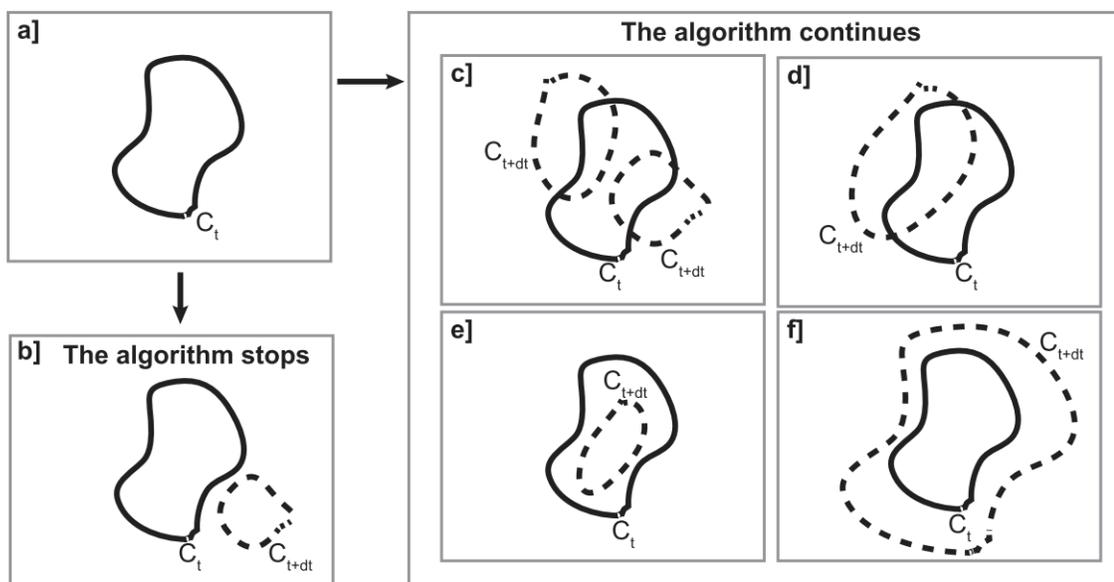


Figura 11. Ilustración del algoritmo de seguimiento de remolinos entre el tiempo t (contorno negro continuo C_t) y $t+dt$ (contorno discontinuo C_{t+dt}) y los diferentes casos que existen en el tiempo $t+dt$: (b) no hay intersección entre remolinos, (c) varios remolinos intersectan al contorno C_t , (d) solo un remolino intersecta al contorno C_t , (e) el contorno seguido (C_{t+dt}) está incluido en el C_t , y por último (f) el contorno C_t esta dentro de C_{t+dt} . Fuente: Pegliasco *et al.* (2015).

Existen otros casos donde hay reducción del tamaño (Fig. 11e) o crecimiento (Fig. 11f) sin una clara translación.

Los lectores interesados en más detalles sobre el algoritmo de seguimiento de remolinos, se referencian en Pegliasco *et al.* (2015). El algoritmo de detección y seguimiento de remolinos fueron aplicados sobre tres bases de datos: (i) mapas diarios de

SLA ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) desde 2007-2012, (ii) mapas diarios de ADT ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) desde 1993-2017 y (iii) mapas diarios de altura del nivel del mar (Sea Surface Height, SSH) obtenidos de NEMO (1993-2012). En este estudio, solo conservamos los remolinos con radio mayor a 40 km y duración mayor a 180 días en el GoM (para el caso de seguimiento con simulaciones numéricas).

Adicionalmente, con la metodología de Chaigneau *et al.* (2011), se estima el contenido de anomalía de calor y sal disponible (Available Heat and Salt content Anomalies, AHA y ASA, respectivamente) que los LCEs transportan hacia el Oeste del GoM.

$$AHA = \int \rho C_p \theta' dA, \quad (1)$$

y

$$ASA = 0.001 \int \rho S' dA, \quad (2)$$

donde $\rho = 1026 \text{ kg m}^{-3}$ es la densidad promedio, $C_p = 4200 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ es la capacidad calorífica, θ' y S' son las anomalías de temperatura y salinidad, respectivamente, que son integradas sobre el área del remolino delimitado por la periferia del contorno de mayor velocidad azimutal. Para el cálculo de AHA y ASA en base a observaciones de glider, las anomalías de temperatura y salinidad fueron calculadas con un perfil vertical promedio de temperatura y salinidad (1993-2017) obtenido de la climatología actualizada del GoM reportada en Portela *et al.* (2018), mientras que para el cálculo de AHA y ASA con el modelo, se usa la climatología de los 20 años de simulación de NEMO.

2.2.2. Datos de glider

El GMOG logró el monitoreo de un LCE llamado Poseidón a través de cuatro misiones de glider (0003-0006) con tres diferentes planeadores submarinos (SG623, SG624 y SG625). La primera campaña comenzó el 06 de Agosto del 2016 (4 meses después de la liberación del Poseidón de la CL) y la última terminó en en la región Oeste del GoM (25 de Julio del 2017). Durante el año de muestreo, se tiene un total de 1834 inmersiones/emersiones con una resolución espacial de 2 – 5 km y una resolución ver-

tical de 0.5 – 2 m que depende de las corrientes ambientales, del ángulo de inmersión y de la flotabilidad de los gliders.

Los perfiles verticales de temperatura y salinidad fueron verticalmente interpolados (linealmente) cada 0.5 m de profundidad a lo largo de la trayectoria de dientes de sierra hecha por los gliders. Debido que los SG usan CT-sail sin bombear, la salinidad es corregida en base al método de Garau *et al.* (2011) con la finalidad de eliminar los picos de salinidad espúreos debido a los efectos termales sobre la celda de conductividad. Este efecto es especialmente importante a lo largo de los gradientes verticales de temperatura cómo por ejemplo la base de la termoclina. La velocidad promedio en la columna de agua para cada ciclo de inmersión/emersión es calculada por la diferencia del desplazamiento del glider a través del agua y el desplazamiento medido por el GPS al principio y al final de la inmersión/emersión (Rudnick *et al.*, 2015). Los datos de gliders usados en este trabajo se pueden visualizar y contextualizar con imágenes satelitales en el sitio web del GMOG <https://gliders.cicese.mx/>.

Hacemos uso de la detección diaria de remolinos (sección 2.2.1) en base a la ADT, con el objetivo de tener la trayectoria, centro y periferia del LCE Poseidón, y clasificar los perfiles de las cuatro misiones de glider que estuvieron en el interior del LCE Poseidón. En la tabla 1 se resume el periodo de observaciones de cada mision de glider así como también el número de ciclos de inmersión/emersión.

Tabla 1. Misiones de los glider de GMOG: ID de la misión, periodo de muestreo y ciclos de buceos totales de cada misión.

SG – ID de de las misiones Gilder	Periodo de la misión	Ciclos de inmersión/emersión
623-0003	06-Ago-2016 a 07-Nov-2016	582
623-0004	09-Dic-2016 a 11-Mar-2017	429
624-0005	12-Feb-2017 a 01-May-2017	483
625-0006	27-May-2017 a 25-Jul-2017	340

2.2.3. Anclajes CANEK y validación del modelo numérico

Las simulaciones numéricas de NEMO para el GoM fueron contrastadas con los datos de los anclajes CANEK, con la finalidad de tener confiabilidad en la estructura vertical termohalina de los LCEs simulados con NEMO que vamos utilizar para estudiar la erosión del maximo salino de la SUW.

Los anclajes del grupo CANEK están instalados tanto en la parte Este del GoM (en las proximidades de la CL) como en la región Oeste, con un total de 9 anclajes en el Este y 23 en el Oeste a lo largo de las isóbatas de 500 m, 2000 m, y 3500 m de profundidad (Fig. 10). De los anclajes CANEK se tienen observaciones de temperatura (T), salinidad (S) y velocidad horizontal $\mathbf{u} = (u, v)$ (donde u, v son las componentes zonal y meridional). El periodo de medición de los instrumentos varía en cada anclaje y de anclaje en anclaje. El periodo total de estudio abarca desde noviembre del 2007 hasta noviembre del 2012.

Con estos datos de anclajes en las regiones Este y Oeste se caracterizó la estructura vertical de la anomalía de T, S y \mathbf{u} de los remolinos ciclónicos y anticiclónicos del GoM (Sosa-Gutiérrez, 2014). Para validar las simulaciones de NEMO, se utiliza la misma configuración y metodología de los anclajes CANEK, es decir, se consideran anclajes virtuales en las posiciones de los anclajes reales, para así obtener la estructura vertical de las anomalías de T, S y \mathbf{u} . La metodología para la construcción de la estructura vertical de las anomalías de variables termohalinas y cinemáticas esta descrita en (Sosa-Gutiérrez, 2014). A continuación se resume los pasos principales:

1. Con la detección diaria de los remolinos anticiclónicos (RAs) y ciclónicos (RCs) (SLA de AVISO o SSH de NEMO, Sección. 2.2.1) se identifican los periodos en que los anclajes (reales como virtuales) estuvieron dentro de RCs o dentro de RAs, i.e., anclajes contenidos dentro de la periferia de RCs o RAs. En la figura. 12 se muestra a modo de ejemplo los periodos de tiempo en los cuales el anclaje Lamprea 2000 (LMP2000) estuvo en el interior de RAs (RCs) con puntos rojos (puntos azules) respectivamente. Los instantes sin puntos representan los periodos en los cuales los el anclaje estuvo fuera de remolinos.
2. Para el calculo de las anomalías de las variables medidas en los anclajes (reales y virtuales), se calcula un perfil promedio durante los periodos que el anclaje estuvo fuera de remolinos ($\overline{T_{fuera}}$).
3. Las anomalías de temperatura (T') y salinidad (S') dentro de un ciclón (T'_{ciclo}) y anticiclón (T'_{anti}) se calculan extrayendo el perfil promedio a los perfiles instantáneos dentro de ciclones (T_{ciclo}) y anticiclones (T_{anti}):

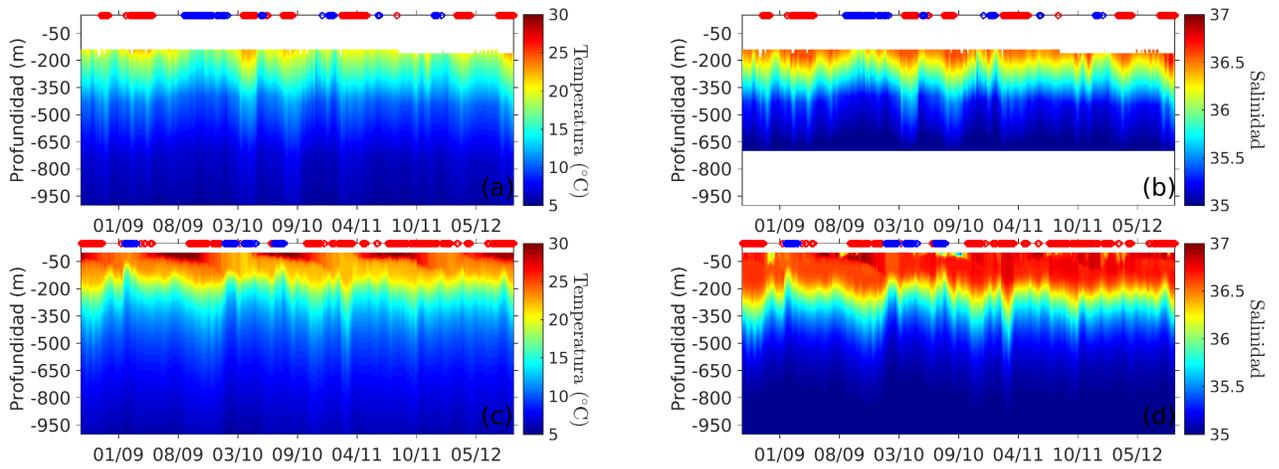


Figura 12. Evolución temporal de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y salinidad en función de la profundidad para el anclaje Lamprea 2000 (LMP2000): real (a, b) y virtual (c, d). La barra de colores representa el rango de temperatura y salinidad observado y los puntos rojos (azules) superiores (a-d) los instantes de tiempo durante los cuales el anclaje estuvo en el interior de RAs (RCs) respectivamente.

$$T'_{\text{anti}} = T_{\text{anti}} - \overline{T_{\text{fuera}}} \quad (3)$$

$$T'_{\text{ciclo}} = T_{\text{ciclo}} - \overline{T_{\text{fuera}}} \quad (4)$$

A modo de ejemplo se muestra la evolución temporal de la anomalía de T y S en función de la profundidad para el anclaje LMP2000 (real y virtual, Fig. 13). El mismo procesado se aplica para las demás variables y para todos los anclajes.

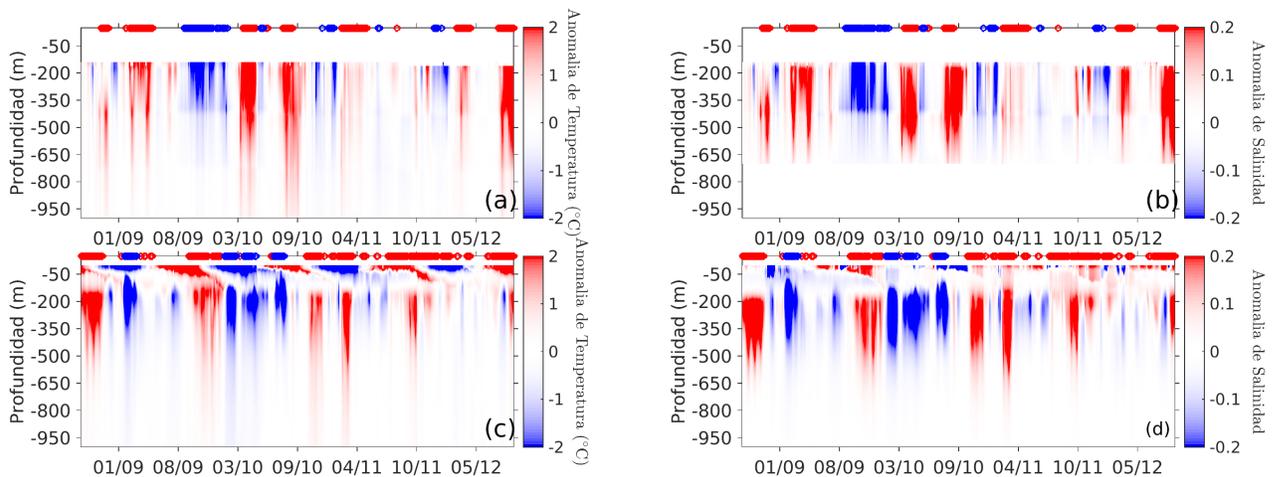


Figura 13. Evolución temporal de la anomalía de temperatura y salinidad en función de la profundidad en el anclaje LMP2000: real (a, b) y virtual (c, d). Sombreado de color rojo (azul) indican anomalías positivas (negativas) asociadas a RAs (RCs). La barra de colores representa el rango de la anomalía de temperatura y salinidad y los puntos rojos (azules) los instantes de tiempo durante los cuales el anclaje estuvo en el interior de RAs (RCs).

4. El siguiente paso es conocer el posicionamiento y ángulo (en sentido horario) relativo de cada anclaje con relación al radio del remolino, es decir, la distancia del anclaje respecto al centro dB se normaliza en relación al radio del remolino dA .

$$r = dB/dA \quad (5)$$

Con el fin de tener remolinos normalizados de radio 1, cada posición del anclaje dentro de un remolino se considera como una estación de observación. Al aplicar esta metodología a todos los anclajes disponibles durante todo el periodo de estudio, se obtiene un conjunto de perfiles verticales de las variables distribuidos irregularmente en el interior de un RA y RC típico (característico) del GoM.

5. Se interpolan los perfiles verticales distribuidos irregularmente en los RAs y RCs para poder reconstruir un compuesto bidimensional (2D) y tridimensional (3D) de un remolino típico ciclónico y anticiclónico para las regiones de la CL y del Oeste del GOM, mediante un método de interpolación objetiva Bretherton *et al.* (1976) en una malla regular. Más detalles de la interpolación objetiva ver Sosa-Gutiérrez (2014).

2.2.4. Balance de sal

Las simulaciones numéricas de NEMO para la región del GoM nos proporcionaron todos los términos del balance de sal, cuya ecuación Eurliana es descrita a continuación:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = - \underbrace{u \frac{\partial S}{\partial x} - v \frac{\partial S}{\partial y}}_{HAD} - \underbrace{w \frac{\partial S}{\partial z}}_{ZAD} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x} \left(k_h \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_h \frac{\partial S}{\partial y} \right)}_{HDF} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial S}{\partial z} \right)}_{ZDF} + \underbrace{(E - P - R)S}_{FLX}, \quad (6)$$

donde S es la salinidad del modelo, (u, v, w) son las componentes de la velocidad en

la dirección zonal, meridional y vertical, respectivamente, $k_h = 135 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ es el coeficiente de la difusión horizontal, k_z es el coeficiente de la difusión vertical (k - ϵ scheme; Umlauf y Burchard (2003); Reffray *et al.* (2015)), E es la evaporación, P es la precipitación, y R es la descarga de ríos. El lado izquierdo de la ecuación 6 representa la razón de cambio (local) de la salinidad, mientras los términos de forzamiento de la salinidad se indican en el lado derecho (right-hand side, RHS) que corresponden: (1) la advección horizontal (HAD) y vertical (ZAD) de la salinidad, (2) la difusión horizontal (HDF) y vertical (ZDF) de la salinidad, y (3) los procesos de agua dulce (FLX). Estos diferentes términos son calculados por el modelo en "línea" (*on-line*) para garantizar la estimación exacta de los términos no lineales. El balance de salinidad ha sido ampliamente usado por muchos autores, en base a observaciones y modelos, para determinar los procesos físicos más importantes que impulsan la tasa local de cambio de la salinidad (Foltz *et al.*, 2004; Qu *et al.*, 2011; Da-Allada *et al.*, 2013, 2017; Akhil *et al.*, 2014; Camara *et al.*, 2015). El balance de sal (ecuación 6) no contiene explícitamente un término de abordamiento de sal (*salinity entrainment*), sin embargo, el abordamiento de sal está implícitamente incluido en los términos de advección/difusión.

La detección de remolinos se aplicó a la base de datos de SSH de las simulaciones numéricas, con las restricciones de detectar remolinos que se despredieron de la CL (LCEs) con radio $r \geq 40 \text{ km}$ y duración de propagación mayor a 180 días. Con estas restricciones se obtuvieron 16 trayectorias de LCEs de un total de 34 LCEs liberados por la CL en los 20 años de simulación numérica. El balance de sal se calculó para estos 16 LCEs numéricos que se propagaron hacia el Oeste.

Cada término del balance de sal es promediado horizontalmente dentro de un radio de 30 km desde el centro del LCE (que es considerado como su núcleo). Este promedio se realiza para todos los niveles verticales disponibles. Para determinar la variabilidad temporal de los términos del balance de sal en el núcleo de los LCEs, el proceso de promediado es repetido con un paso de tiempo diario a lo largo de cada una de las 16 trayectorias de LCEs. Nótese que un radio de 30 km es consistente con el radio de deformación de Rossby del primer modo baroclínico observado en el GoM (Chelton *et al.*, 1998) y es apropiado para el estudio de la dinámica de mesoescala. El término residual (Res) es definido como la diferencia entre la tendencia de sal ($\partial S / \partial t$) y la suma de los términos de forzamiento:

$$Res = \frac{\partial S}{\partial t} - RHS,$$

donde

$$RHS = (HAD + ZAD + HDF + ZDF + FLX),$$

e informa sobre el error en la ecuación del balance de sal asociado con la deformación de los LCEs (y el cambio del volumen de control) durante su propagación hacia el Oeste. Nótese que el calculo del balance de sal dentro de un radio de 30 km desde los centros de remolinos, reduce en gran medida el efecto de la variabilidad de la forma de los LCEs en la conservación de sal en el interior de los remolinos.

Capítulo 3. Resultados

3.1. Estructura termohalina del LCE Poseidón

Primero, con el uso de datos de glider se describe la evolución de la estructura termohalina de un LCE dado (Poseidón), enfocandonos en su estructura vertical de salinidad. El LCE Poseidón se separó de la CL el 15 de Abril del 2016 (Meunier *et al.*, 2018). Este remolino ha sido muestreado durante 4 misiones de glider desde Agosto 2016 hasta Julio 2017 (Fig.14; Tabla 1). Se utilizaron tres planeadores diferentes de la flota de GMOG (SG623, SG624 y SG625) para realizar ocho secciones a través de Poseidón desde la región central (misión 0003; Fig. 14a) hasta la región occidental del GoM (misiones 0004, 0005, y 0006; Figs. 14a-c). Los esfuerzos de los pilotos de glider aseguraron que los planeadores cruzaran Poseidón a lo largo de sus intensos gradientes termohalinos o perpendicularmente a la corriente geostrófica superficial observada de la altimetría diaria. La misión 0004 fue una excepción porque la brújula del glider dejó de funcionar, y el glider comenzó a rotar en sentido de las agujas del reloj con la corriente media, pero aún perfilando verticalmente a lo largo de una trayectoria de dientes de sierra. Por lo tanto, la corriente promedia de la columna de agua durante la misión 0004 no pudo ser calculada porque los datos de cabeceo, balanceo y dirección geográfica no se pudieron obtener.

La evolución temporal de la salinidad y temperatura en función de la profundidad, la velocidad del viento a 10 m de la superficie del mar sobre Poseidón y la energía cinética geostrófica del remolino (Eddy Kinetic Energy, EKE) calculada a partir de la velocidad geostrófica obtenida de altimetría a lo largo del contorno de máxima velocidad azimutal, son mostradas en la Fig. 15. Solo se muestran los perfiles dentro de la periferia de Poseidón. La estructura vertical termohalina de Poseidón durante su ciclo de vida temprana (Agosto 2016; Fig.15a, b-0003) está caracterizada por una fuerte señal de la SUW Caribeña localizada entre las isopicnas de 1024.5 y 1026 kg m⁻³, con un núcleo de alta salinidad > 36.9 y temperatura de ~ 23 °C (Figs. 15a, b-0003 y 16). Este remolino es consistente con un intenso LCE en su fase joven, con una EKE máxima que alcanza hasta 0.1 m² s⁻² (Fig. 15c-0003). En esta fase del remolino, una capa con temperatura homogénea (termostato) y salinidad (salinostato) es observada entre la termoclina estacional localizada cerca de los 30 m y la termoclina permanente localizada cerca a los 200 m. Por encima de los 30 m observamos una capa de agua más

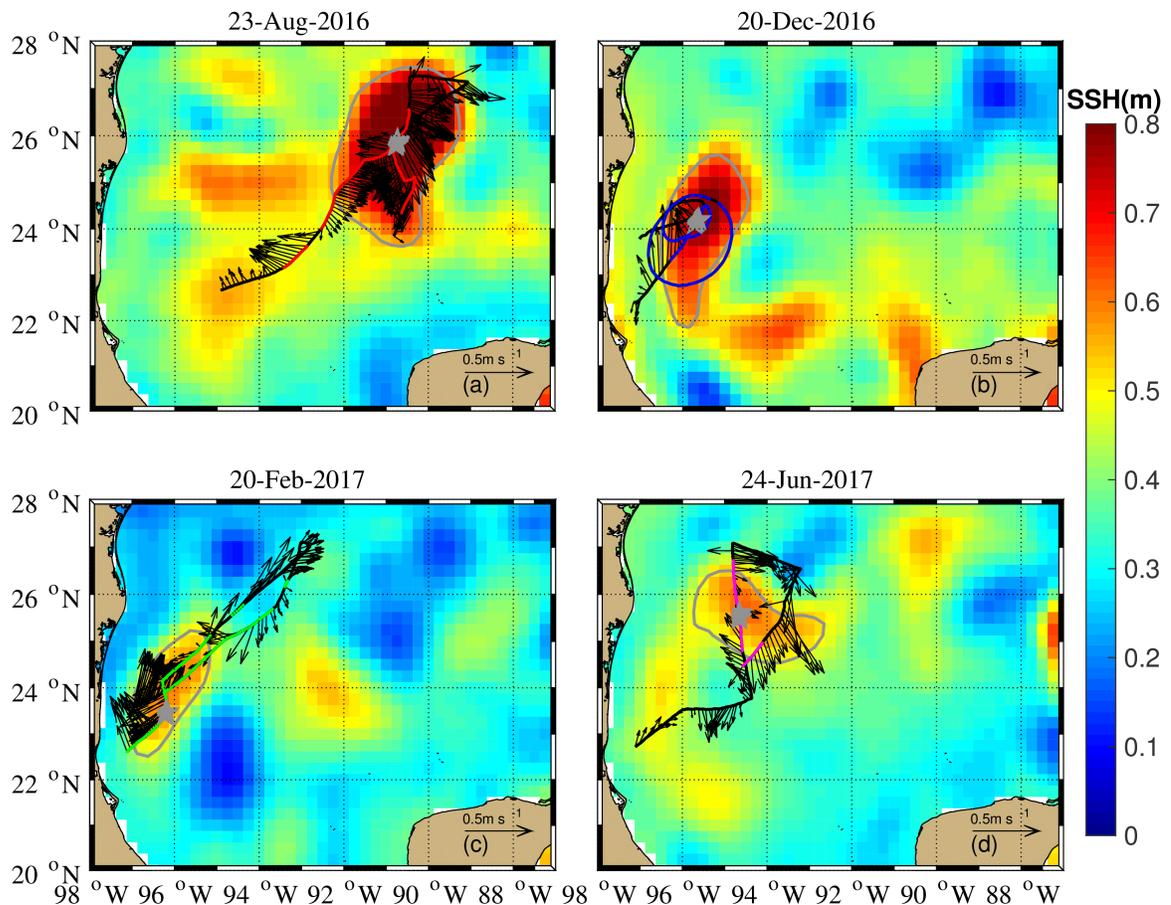


Figura 14. Mapas de la altura dinámica absoluta (Absolute Dynamic Topography, ADT; m) en días seleccionados, desde Agosto 2016 a Julio 2017 con las trayectorias de los glider superpuestas (líneas negras): (a) 23-Ago-2016 (misión 0003), (b) 20-Dic-2016 (misión 0004), (c) 20-Feb-2017 (misión 0005), y (d) 24-Jun-2017 (misión 0006). La localización de los perfiles verticales obtenidos en días seleccionados es indicado con estrellas grises de cinco puntas en cada panel. Las líneas de color en los paneles (a)-(d) indican las ubicaciones donde los gliders salen a la superficie en el LCE Poseidón. Los contornos grises cerrados son los bordes del LCE Poseidón y las flechas negras son las velocidades promedio de la columna de agua (m s^{-1}) obtenidas a partir del vuelo del glider.

cálida ($> 28^{\circ}\text{C}$) y más salada mantenida por fuertes flujos de calor aire-mar y mayor evaporación durante el mes de agosto (verano). Al final de la misión 0003 (finales de octubre), la capa de mezcla del Poseidón se profundiza a ~ 75 m (Fig. 15a-0003; línea magenta discontinua) la cual está asociada con el paso de los primeros vientos Nortes de la temporada en el GoM (Fig. 15c-0003) y su EKE comienza a disminuir a lo largo de su propagación hacia el Oeste (Fig. 15c-0003).

A fines de otoño (noviembre, comienzo de la misión 0004, Fig. 15), las aguas super-

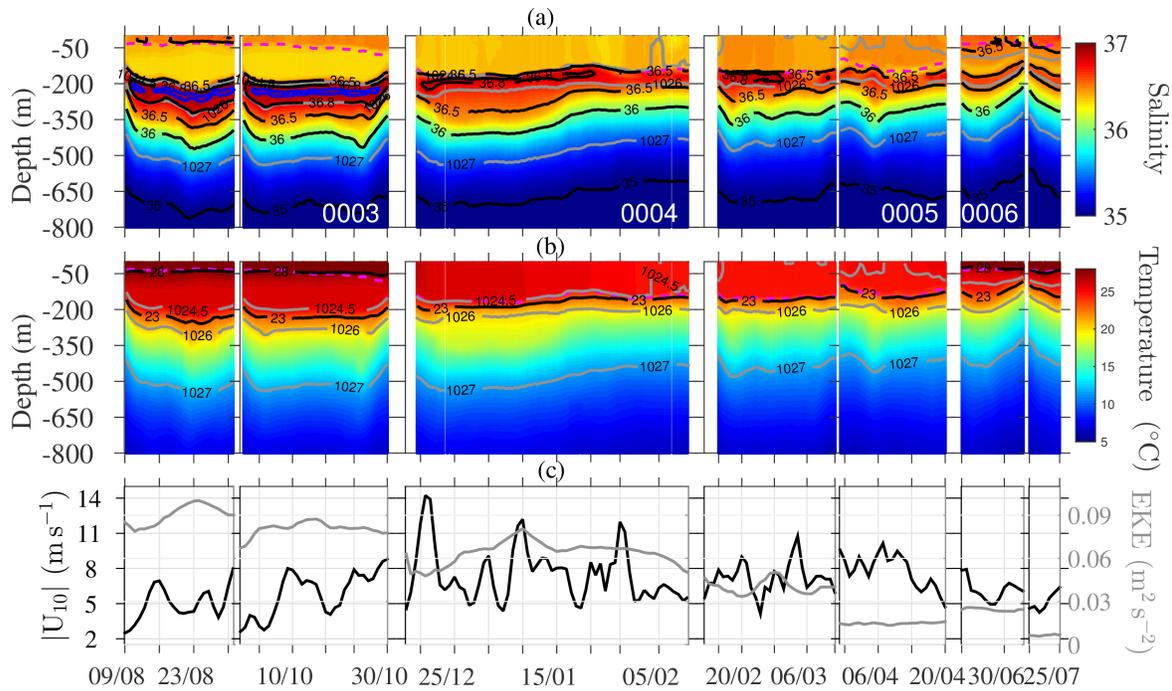


Figura 15. Evolución temporal durante el año de vida útil de Poseidón (a) salinidad, (b) temperatura ($^{\circ}\text{C}$) como función de la profundidad, y (c) velocidad de viento (m s^{-1} ; línea negra) y EKE ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$; línea gris) dentro del LCE Poseidón. En (a,b), la línea discontinua magenta representa la profundidad de la capa de mezcla, los contornos gruesos grises son las isopícnas de 1024.5, 1026, y 1027 kg m^{-3} , los contornos negros representan las isohalinas de 35, 36, 36.5, y 36.8 y las isotermas de 23 y 28 $^{\circ}\text{C}$, respectivamente; y el contorno azul en (a) es la isohalina de 36.9.

ficiales se vuelven más frías y frescas, y los vientos Nortes son intensos (Fig.15c-0004, línea negra). La termoclina estacional está erosionada y la capa de mezcla del Poseidón se profundiza hasta 150 m, cerca de la base del termostato (Fig. 15b-0004). Simultáneamente, hay una disminución de la salinidad en el núcleo de alta salinidad junto con un aumento de la salinidad dentro del termostato entre 30 y 200 m (Figs. 15a, b-0004 y 16), lo que sugiere que se produce una mezcla entre aguas de la capa de mezcla y del termostato generando una capa de salinidad y temperatura casi homogénea. En promedio, la mayor erosión por salinidad de hasta 0.4 ocurre dentro del núcleo de la SUW caribeña entre 200 y 300 m de profundidad (Fig. 16b).

El núcleo de alta salinidad de la SUW del Caribe continúa diluyéndose durante el invierno (diciembre a marzo, misión 0004 y primera mitad de la misión 0005; figs 15a y 16b), y primavera (abril, segunda mitad de la misión 0005). En el verano de 2017 (junio, misión 0006), el máximo de salinidad se reduce a ~ 36.7 (Fig. 15a-0006) con una reducción promedio de ~ 0.2 entre la misión 0005 (Fig. 16b; línea negra) y 0006 (Fig.

16b; línea magenta). Esta diferencia de salinidad es más débil que la disminución de la salinidad observada entre las misiones 0003 y 0004 (Fig. 16b; líneas rojas y azules). En el verano de 2017, el calentamiento superficial restratifica el océano superior, lo que lleva a la formación de la termoclina estacional a unos 30 m de profundidad (Fig. 15a-0006; línea magenta).

Los diagramas T-S para las 4 misiones muestran claramente una transformación de la SUW del Caribe a GCW a lo largo del año entre las misiones 0003 y 0006 (Fig. 16c; diamantes negros). También notamos que la termoclina permanente de Poseidón se vuelve más somera a lo largo de su viaje en el interior del Golfo (Figs. 15a, b, y 16a, b). Este desplazamiento hacia arriba de los isopícnas sugiere un debilitamiento del remolino. El debilitamiento del remolino se apoya en la reducción de la velocidad promediada de la columna de agua obtenida de los datos de vuelo del glider (ver flechas negras en la Fig. 14) y la reducción de EKE (Fig. 15c).

En resumen, la dilución del núcleo de alta salinidad durante la vida de Poseidón es muy pronunciada en la transición de la misión 0003 a la 0004 que ocurre en invierno (diciembre a febrero), periodo en el cual ocurren vientos Nortes muy intensos sobre el GoM (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2014). Los procesos físicos que podrían conducir a la erosión del máximo de salinidad profunda, y en especial el rol de los vientos, se investigan en base a la simulación numérica de NEMO del GoM de 20 años.

3.2. Validación de los remolinos numéricos simulados con NEMO: Compuestos verticales 2D y 3D para la región Este y Oeste del GoM

Como se mencionó en la sección 2.2.3, se utilizan anclajes virtuales para la reconstrucción de compuestos verticales de las anomalías de T, S y \mathbf{u} , con la finalidad de validar la estructura vertical termohalina y cinemática de los remolinos numéricos de NEMO. Esta validación consiste en comparar los compuestos verticales obtenidos a partir: anclajes CANEK (Sosa-Gutiérrez, 2014) y anclajes virtuales. La reconstrucción se realiza sobre un círculo unitario (radio = 1), donde $r = 0$ representa el centro del remolino y $r = 1$ la periferia del mismo. El círculo es representativo de un remolino típico del GoM tanto para RAs y RCs en la dos regiones de estudio. En la tabla 2 se resume la cantidad de perfiles verticales recuperados: de los 9 anclajes reales como

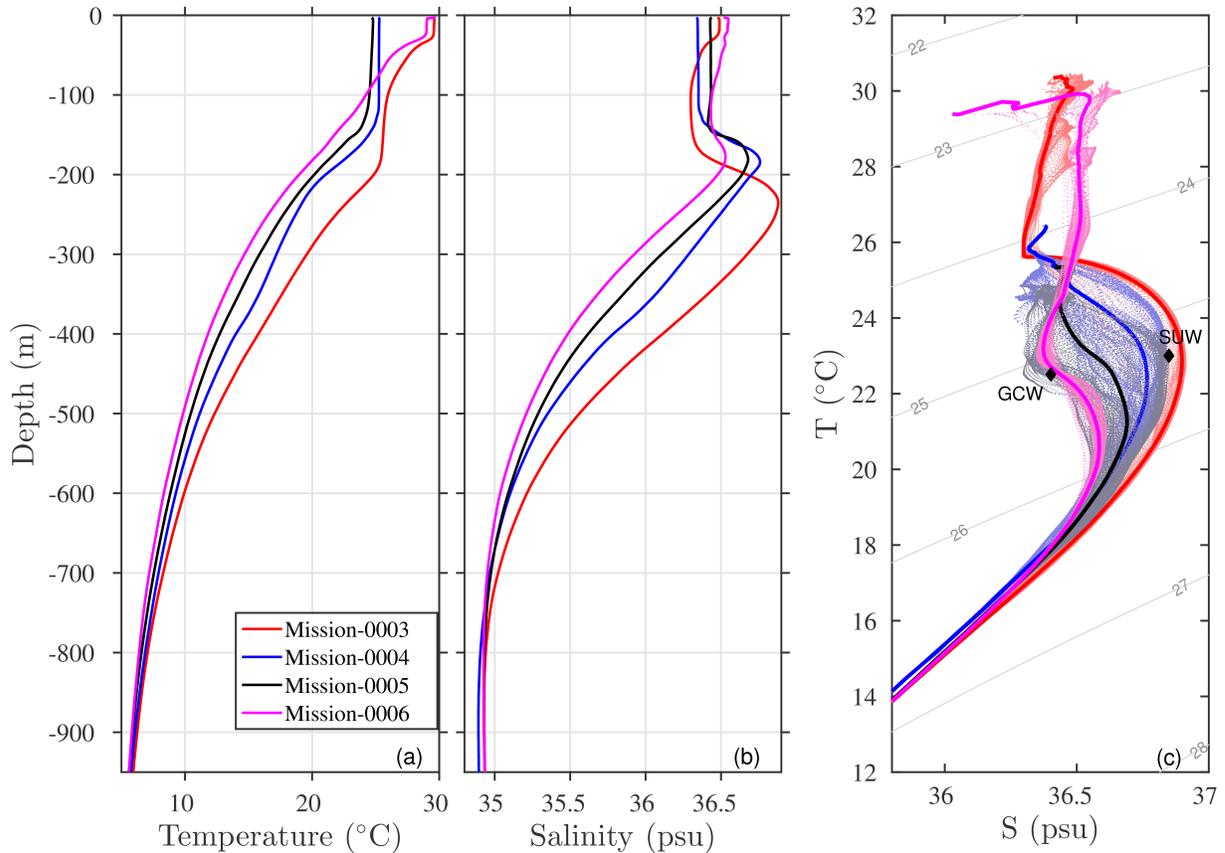


Figura 16. Perfiles verticales promedio por misión dentro del LCE Poseidón: (a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y (b) salinidad. Cada misión está codificada por colores: misión 0003 (rojo), misión 0004 (azul), misión 0005 (negro), y misión 0006 (magenta). (c) Diagrama de Temperatura-Salinidad (T-S) dentro del LCE Poseidón de cada misión (puntos codificados por colores como arriba). Las líneas gruesas de colores son el promedio del digrama T-S de cada misión y los diamantes negros representan los valores promedio de T-S para el agua subtropical subsuperficial del Caribe (Caribbean Subtropical UnderWater, SUW) y el agua común del Golfo (Gulf Common Water, GCW).

virtuales en la región Este y de los 23 anclajes reales y virtuales en la región Oeste. La diferencia de la cantidad de perfiles de temperatura y salinidad para la región Este, se debe a la escases de sensores de temperatura y conductividad por debajo de los 500 m de profundidad en los anclajes CANEK.

Debido a la baja resolución de muestreo para la obtención de compuestos verticales para las T' , S' y u' en el interior de los RAs y RCs promedios en la zona Este del GoM (Fig. 17), únicamente se obtuvieron compuestos bidimensionales o secciones radiales que pasan por el origen, por lo cual se toman en cuenta las siguientes consideraciones: (i) se consideran que todos los remolinos que contribuyen al compuesto

Tabla 2. Número de perfiles verticales recuperados de los anclajes reales y virtuales de las dos regiones de instalación: 9 anclajes de la región Este y 23 anclajes de la región Oeste. Los números entre paréntesis corresponde al número de perfiles recuperados para la temperatura.

	CANEK		NEMO	
	RA	RC	RA	RC
Oeste	2582	3066	6497	3448
Este	1517 (1126)	1064 (690)	1930 (1419)	230 (113)

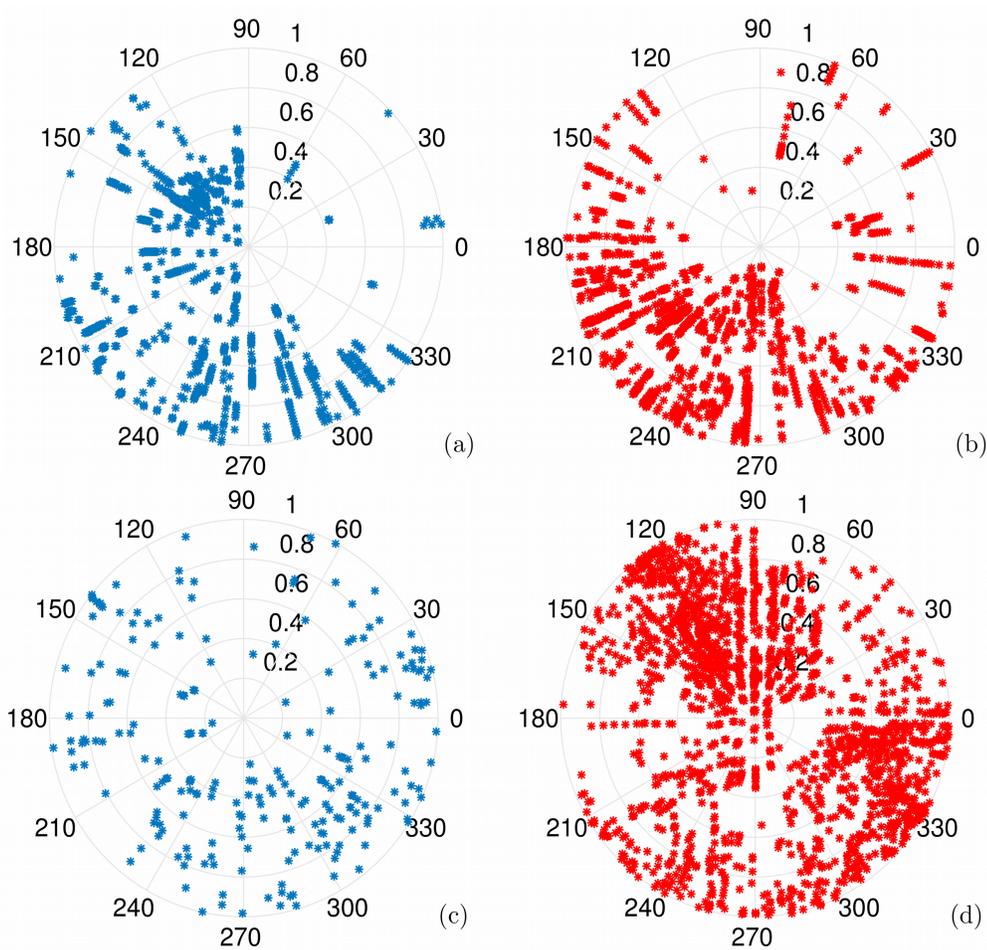


Figura 17. Número de estaciones de muestreo para u , v , dentro de un RC (a,c) y RA (b,d) ideal para la región de la LC, obtenidas a partir de anclajes CANEK (a,b) y anclajes virtuales (c,d).

tienen una estructura vertical similar para poder agrupar todos los perfiles verticales.

(ii) Se considera que los remolinos son isotrópicos, i.e. el cambio de salinidad (u otra propiedad) es independiente de la dirección azimutal, como consecuencia se pueden

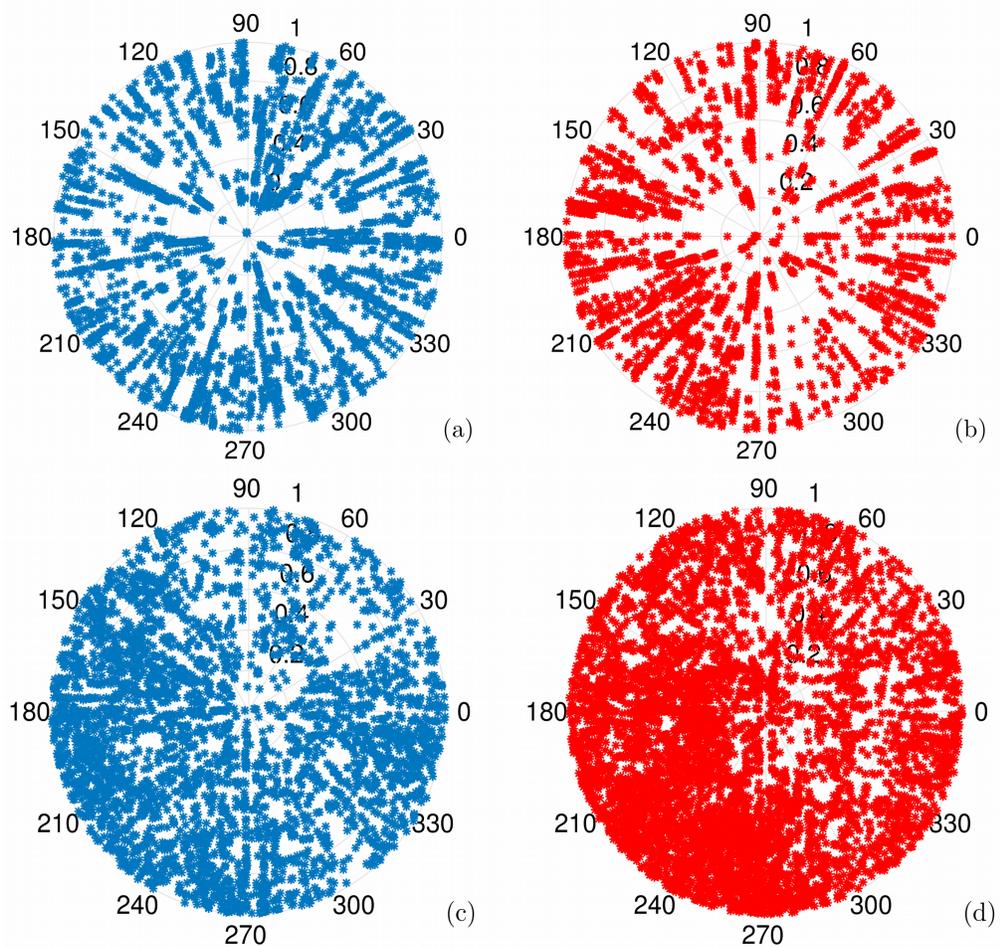


Figura 18. Número de estaciones de muestreo para T, S, u, v , dentro de un RC (a,c) y RA (b,d) ideal para la región del Oeste del GoM, obtenidas a partir de los anclajes CANEK (a,b) y anclajes virtuales (c,d).

colapsar todos los perfiles verticales sobre una sección vertical que pasa por el origen $r = 0$, es decir, todas las estaciones son agrupadas de 0 a 1 independientemente de la dirección azimutal θ .

A diferencia de la región Este, en la región Oeste se tiene una densidad de estaciones de muestreo muy elevada (Fig. 18), por lo cual no fue necesario tomar en cuenta las condiciones antes mencionadas para la región Este. Se realizó una interpolación objetiva 3D, capa por capa, para la reconstrucción del compuesto de remolinos típicos ciclónicos y anticiclónicos.

3.2.1. Compuestos verticales reales y virtuales 2D para la región Este del GoM

El compuesto vertical de la anomalía de la rapidez ($|\mathbf{u}'|$) para RAs y RCs obtenidos a partir de anclajes reales y virtuales se muestra en la figura 19. Los compuestos para la $|\mathbf{u}'|$ (RAs y RCs) presentan intensas anomalías en superficie de $\sim [0.5 - 0.6] \text{ m s}^{-1}$, localizadas en su nivel más superficial disponible (70 m y 0 m en caso de anclajes CANEK y NEMO, respectivamente) y en $r = 1$ que representa la periferia del remolino. Debido a que los RAs de la región Este son aquellos que se desprendieron de la CL, poseen velocidades intensas al iniciar su propagación hacia el Oeste. Sin embargo la rapidez en los compuestos (Fig. 19 c, d) es menor a la rapidez de la CL, debido al proceso de suavizado del cálculo de un remolino promedio. Los RCs de esta región (Fig. 19 a, b) también están influenciados por la CL y la topografía en su proceso de formación, y es por ello que también presentan velocidades elevadas.

Los compuestos obtenidos por anclajes CANEK (19 a, c) carecen de información en los primeros 70 m, donde se esperaría las velocidades máximas, tal y como se observa en los compuestos obtenidos por anclajes virtuales (19 b, d).

De manera similar se muestra el compuesto vertical de la anomalía de temperatura y salinidad para RCs y RAs (20 y 21) a partir de anclajes reales y virtuales. En la Fig. 20 (a, c) se observa el compuesto vertical de T' a partir de anclajes CANEK, en donde se observa que los RAs (RCs) poseen anomalía positiva (negativa) muy intensa $\sim 3.5^\circ\text{C}$ (-8°C) que se localizan a $z \simeq -450 \text{ m}$ ($z \simeq -160 \text{ m}$), respectivamente. A diferencia de los compuestos obtenidos a partir de anclajes virtuales, los compuestos difieren en intensidad para el caso del RCs, donde la intensidad de la T' es mucho menor -5°C , pero en el caso del RAs es mayor $\sim 4^\circ\text{C}$.

Lo mismo ocurre con el compuesto de la salinidad para los RAs (RCs). Por ejemplo el compuesto del RC obtenido de anclajes CANEK presentan S' intensas de ~ -1 , mientras que los obtenidos con NEMO, su anomalía es mucho menor ~ -0.5 , pero ambas a la misma profundidad de $z = -250 \text{ m}$. El compuesto para los RAs con anclajes CANEK (NEMO) presentan una S' de $\sim +0.3$ ($+0.6$) localizadas a $z \simeq -350 \text{ m}$ ($z \sim -300 \text{ m}$). La resolución vertical para este compuesto es baja debido a falta de sensores de conductividad instalados en los anclajes CANEK de la región Este, por lo tanto para

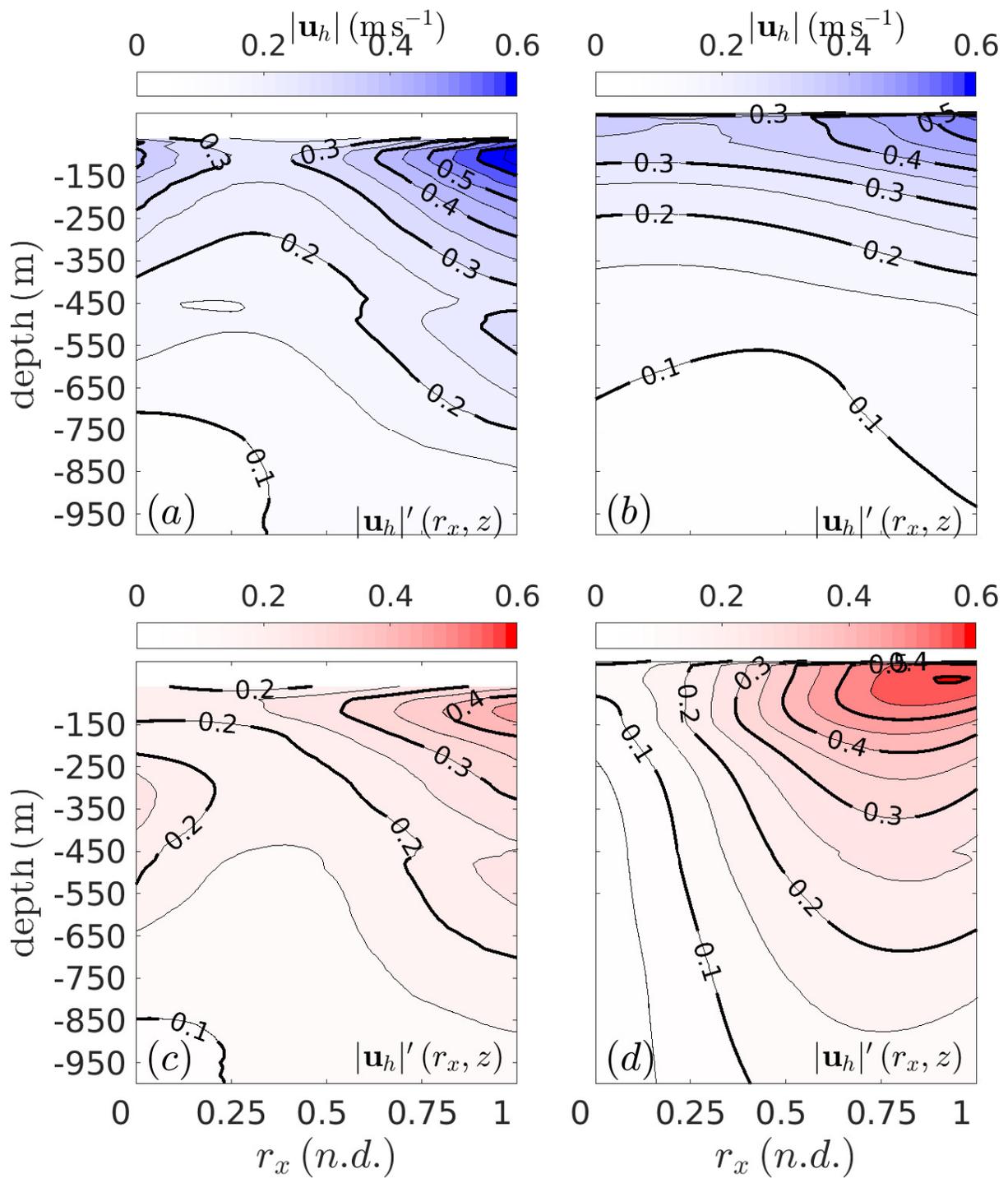


Figura 19. Compuesto vertical de la anomalía de la rapidez (\mathbf{u}' , m s^{-1}) en la región Este del GoM para RCs (a, b) y RAs (c, d), con intervalos de contorno de 0.05 m s^{-1} . El compuesto construido en base a anclajes CANEK se presentan en a, c; y en base a anclajes virtuales en b, d. La coordenada vertical corresponde a la profundidad (m) y coordenada horizontal distancia normalizada ($r \in [0, 1]$, sin dimensiones, *n.d.*).

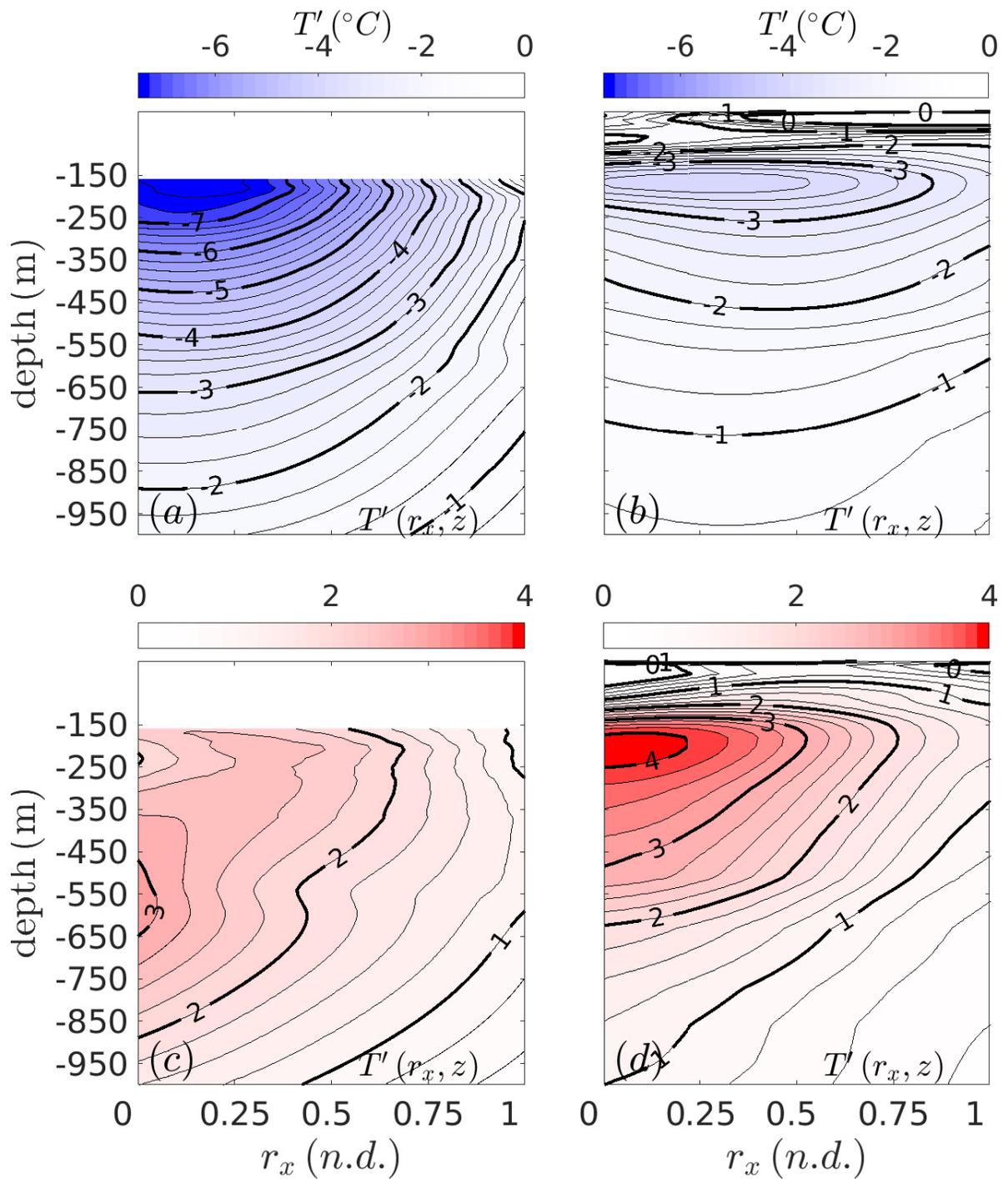


Figura 20. Compuesto vertical de la anomalía de la temperatura (T' , °C) en la región Este del GoM para RCs (a, b) y RAs (c, d), con intervalos de contorno de 0.25°C . El compuesto construido en base a anclajes CANEK se presentan en a, c; y en base a anclajes virtuales en b, d. La coordenada vertical corresponde a la profundidad (m) y coordenada horizontal distancia normalizada ($r \in [0, 1]$, sin dimensiones, *n.d.*).

estos compuestos de S' solo se muestran compuestos hasta los 500 m de profundidad.

Las diferencias que existen con respecto a las anomalías de T y S en RAs y RCs (Figs. 20 y 21) en la región Este, indican que estos remolinos tienen mecanismos y regiones de formación diferentes. Los RAs poseen en su núcleo aguas muy salinas, ya que estos remolinos atrapan la masa de agua SUW, cuyo máximo salino de ~ 36.7 se encuentra entre los 200 y 300 m. Hay que indicar que los compuestos virtuales para T' y S' (20 y 21) presentan anomalías extremas sobreestimadas (subestimadas) para el caso de RAs (RCs), probablemente debido al perfil promedio utilizado para el cálculo de las anomalías (Ecs.3 y 4), a errores en la detección de la periferia de los remolinos, y a errores del modelo NEMO. El perfil promedio que utilizamos para este cálculo se basa en un perfil promedio fuera de remolinos $\overline{T_{fuera}}$, el cuál se ve afectado por el método de detección de la periferia. Por ejemplo, existen instantes de tiempo en que el método indica que el anclaje estuvo fuera de remolinos (ausencia de puntos azules y rojos Fig. 12), pero se puede observar aún aguas cálidas (frías) que son típicas de los RAs (RCs).

3.2.2. Compuestos 3D para la región Oeste del GoM

Para esta región se pudo realizar interpolación objetiva en una malla regular 3D. Esta malla tiene una extensión horizontal de $L_x = L_y = 2r$ ($r \in [-1, 1]$) y una resolución horizontal de $\Delta x = \Delta y = 0.02$ ($n_x = n_y = 101$ puntos de malla). La interpolación objetiva se realiza por capas (resolución $\Delta z = 10$ m) desde el nivel más superficial disponible hasta los 800 – 1000 m de profundidad, esto va a depender de la variable considerada. La región Oeste del GoM es la región donde arriban los RAs de la CL también llamada *eddy graveyard* (Biggs, 1992), por lo cual en esta región los RAs son remolinos maduros, a diferencia de los RCs que son formados localmente.

La reconstrucción de la estructura tridimensional de la temperatura, salinidad y rapidez en base a anclajes CANEK y virtuales (NEMO) se muestra en las figuras 22, 23, 24, 25, y 26. En la figura 22 (a,b) se muestra un corte horizontal en el nivel de $z = -160$ m del compuesto 3D de T' en RC; y en figura 22(c,d) se muestra el corte en profundidad para sección Este-Oeste de la estructura 3D. En la figura 22(a,b), se observan anomalías mínimas de -3°C ($\sim -2.5^\circ\text{C}$) en anclajes CANEK (NEMO). En ambos casos los mínimos están presentes a $z = -160$ m de profundidad y en centro del remolino compuesto (Fig.22 c, d). Para esta variable, el modelo reproduce adecuadamente

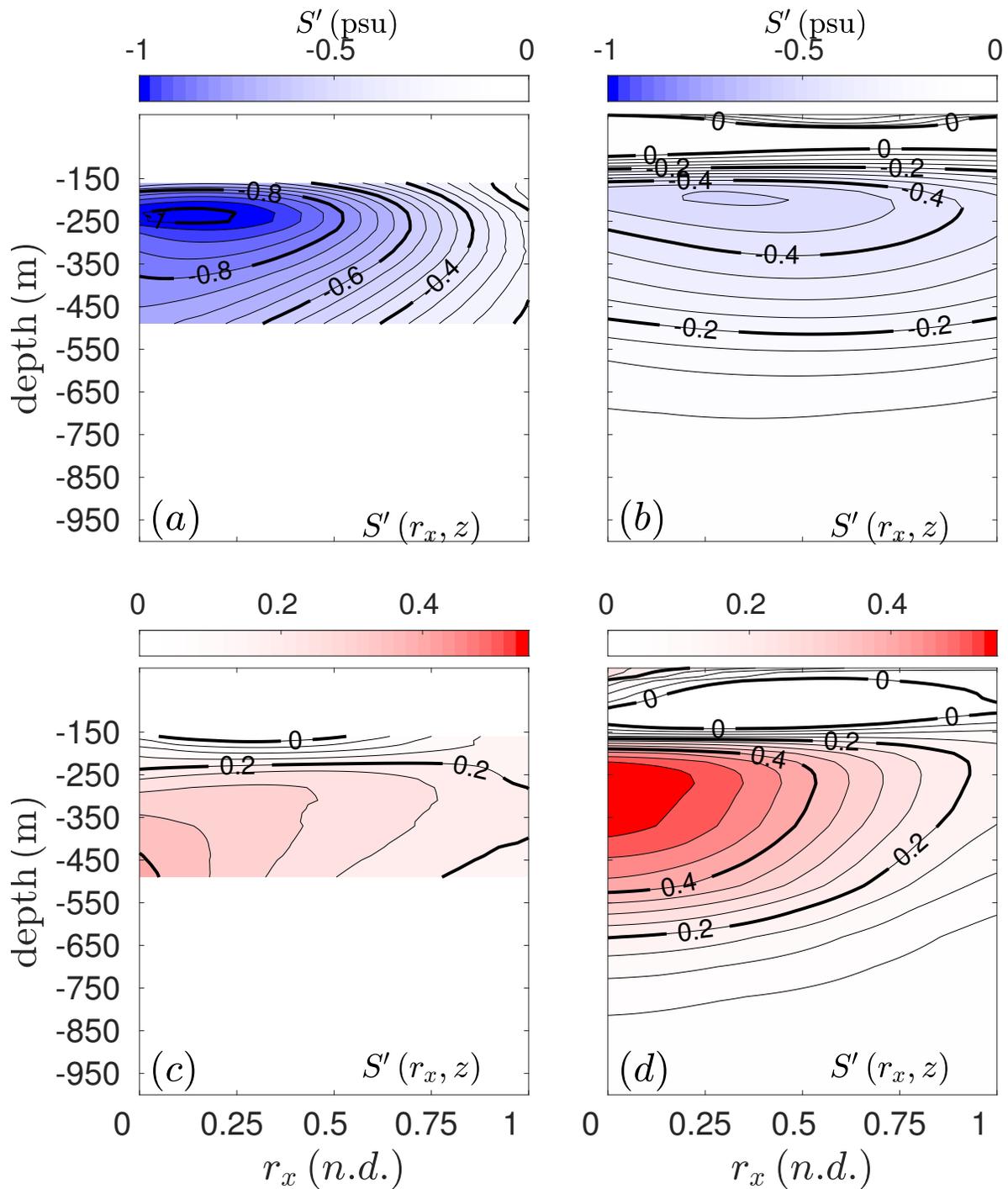


Figura 21. Compuesto vertical de la anomalía de la salinidad (S') en la región Este del GoM para RCs (a, b) y RAs (c, d), con intervalos de contorno de 0.05. El compuesto construido en base a anclajes CANEK se presentan en a, c; y en base a anclajes virtuales en b, d. La coordenada vertical corresponde a la profundidad (m) y coordenada horizontal distancia normalizada ($r \in [0, 1]$, sin dimensiones, *n.d.*).

la localización del mínimo de anomalía aunque subestima su valor, como se mencionó anteriormente, debido a la sensibilidad del método al perfil promedio considerado. En

la sección Este-Oeste, se ratifica que la mínima anomalía (representa el núcleo) está ubicada en el centro del remolino ($r = 0$), aunque para el caso de la reconstrucción con NEMO se muestran anomalías más débiles.

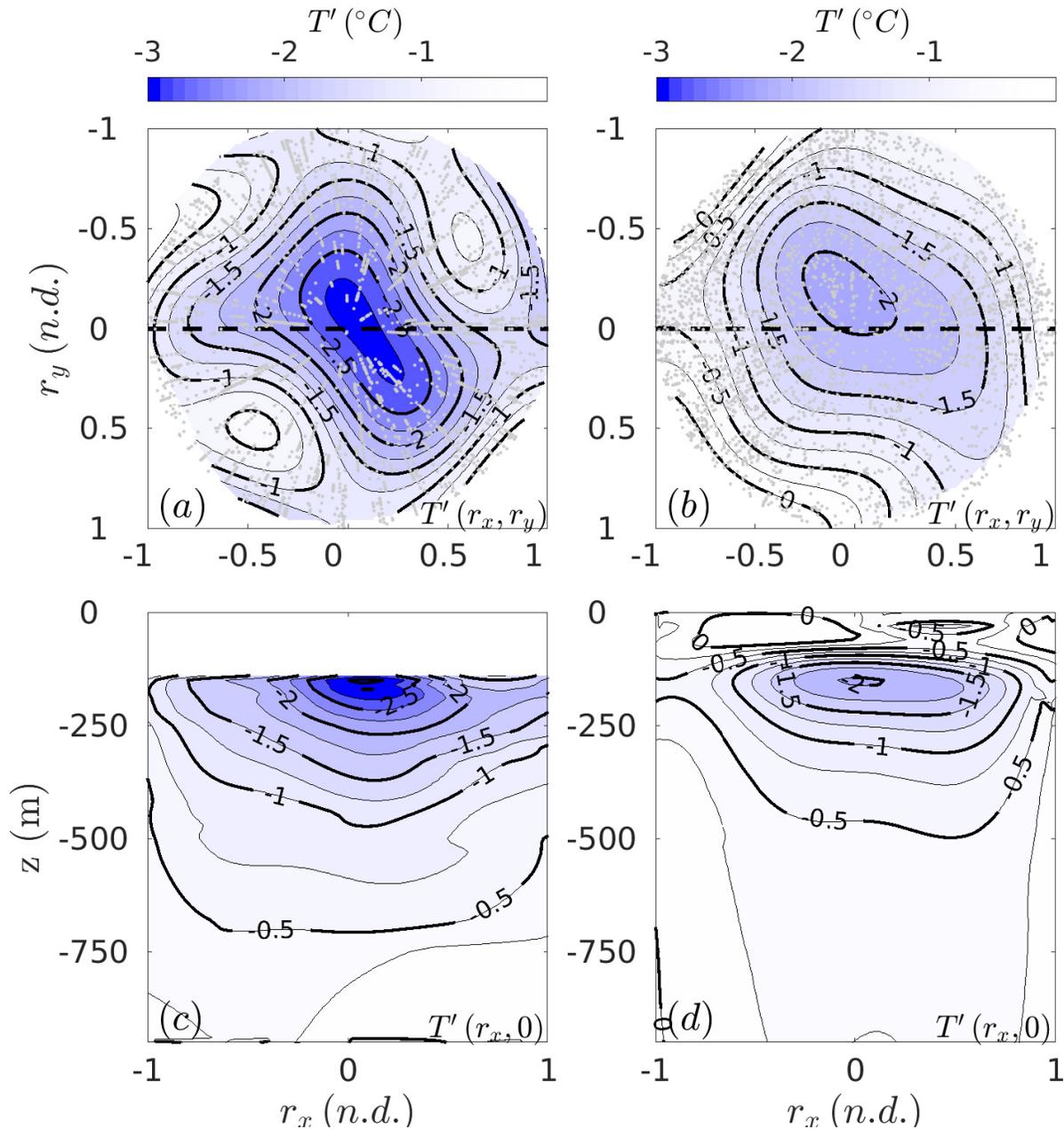


Figura 22. Distribución horizontal ($z = -160\text{ m}$) y vertical (sección Este-Oeste) de la estructura 3D del compuesto de la T' para RCs en la región Oeste, obtenida a partir de anclajes CANEK (a,c) y virtuales (b,d). La línea discontinua en a, b ilustra la orientación del corte vertical. Los intervalos de contorno para la T' son de 0.25°C .

El compuesto para el RA respecto a las dos bases de datos, muestran un máximo

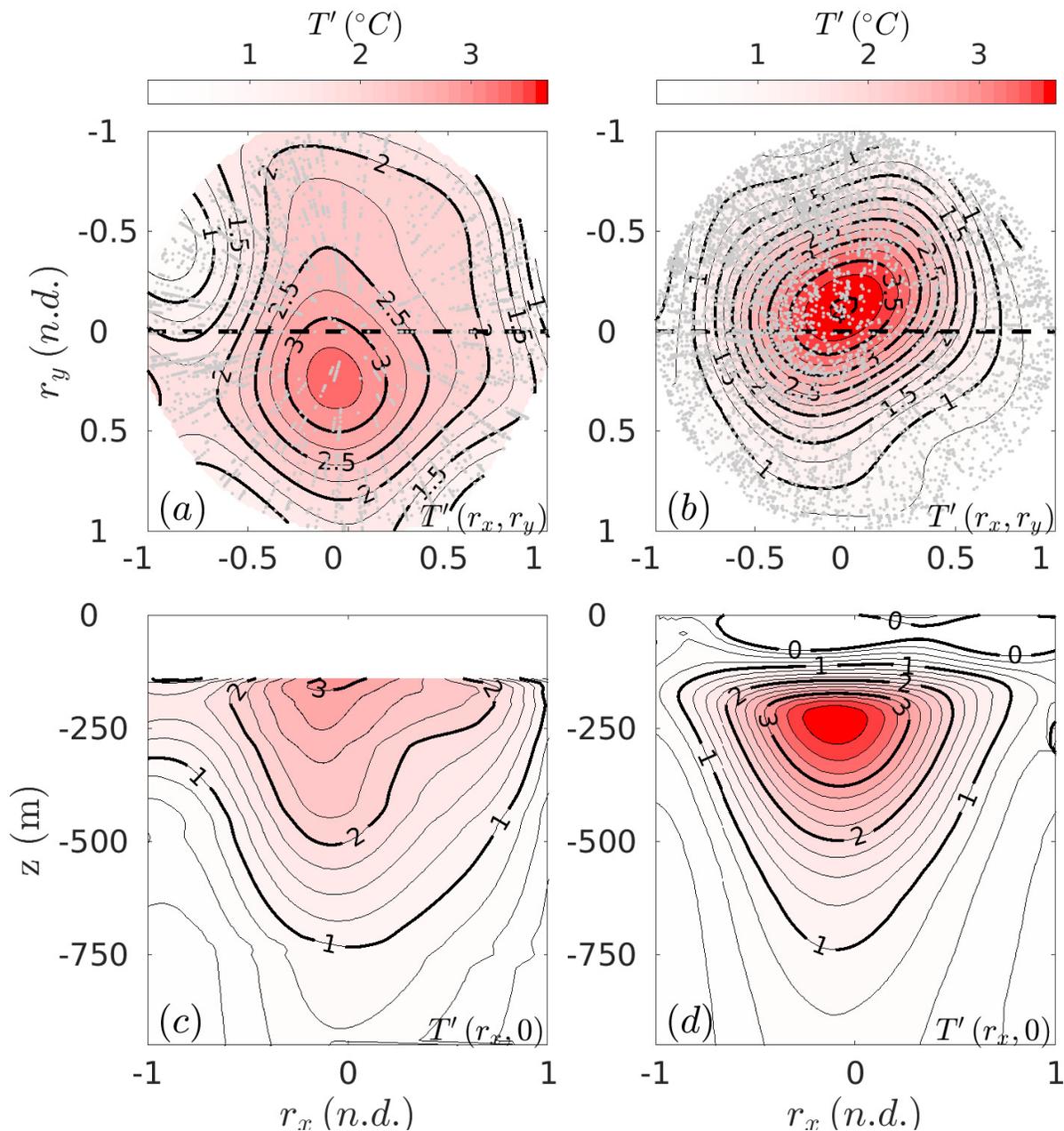


Figura 23. Distribución horizontal ($z = -160$ m en a; y $z = -260$ m en b) y vertical (sección Este-Oeste) de la estructura 3D del compuesto de la T' para RAs en la región Oeste, obtenida a partir de anclajes CANEK (a,c) y virtuales (b,d). La línea discontinua en a, b ilustra la orientación del corte vertical. Los intervalos de contorno para la T' son de 0.25°C .

absoluto de T' de $+3^\circ\text{C}$ ubicado a $z = -160$ m (CANEK), que para el caso de NEMO su máximo de T' es ligeramente mayor y más profundo de: $+3.5^\circ\text{C}$ a los $z = -250$ m. Para esta región Oeste, los RAs y RCs reconstruidos muestran que las anomalías similares de $+3^\circ\text{C}$ y -3°C).

Los compuestos de las anomalías de salinidad de RAs reconstruidos con anclajes virtuales de NEMO, muestran que sus núcleos de S' son subsuperficiales y tienen magnitudes parecidas a las anomalías de los compuestos reconstruidos con anclajes CANEK (Figs. 23 y 24). Existe, sin embargo, una ligera sobreestimación de la anomalía máxima por parte del modelo.

Contrariamente, los compuestos de S' en RCs de la región Oeste obtenidos a partir de anclajes virtuales de NEMO (Figs. 25b,d) subestiman la anomalía máxima (Figs. 25a,c).

En termino cinéticos, nos enfocamos en los RCs. Para realizar la validación para esta variable, se muestra un corte horizontal a 70 m y un corte Este-Oeste de la anomalía de rapidez obtenida con anclajes CANEK (Figs. 26a,c) y anclajes virtuales de NEMO (Figs. 26b,d). Claramente existe una subestimación de la velocidad de los LCEs por parte de NEMO de $\sim 50\%$.

En resumen los remolinos simulados por el modelo numérico NEMO reproducen adecuadamente la estructura vertical termohalina y cinemática de los RAs y RCs, la posición de sus núcleos de máxima y mínima anomalía, pero sobreestiman las anomalías máximas termohalinas y subestiman las de rapidez. Se debe tener en cuenta que el modelo numérico utilizado en este estudio no es un modelo asimilado, por lo cual no va a representar exactamente la realidad, además en las simulaciones numéricas se debe de considerar los forzantes en los límites laterales del modelo, como entradas de agua dulce que intervienen en un ligero sesgo de las variables estudiadas de la simulación respecto a los resultados obtenidos con anclajes CANEK. También se debe de tener en cuenta los errores asociados al método de detección de la periferia, ya que el perfil promedio utilizado para calcular las anomalías se obtiene de estaciones fuera de la periferia de los LCEs detectada con el método de Chaigneau *et al.* (2009). Otra fuente de error es el número de perfiles dentro de un remolino ideal utilizados para la reconstrucción de los compuestos (Tabla. 2); con anclajes sintéticos de NEMO se obtiene un muestreo muy denso de perfiles (Figs. 17 y 18 c, d) a comparación de la densidad de perfiles obtenida con los anclajes CNK (Figs. 17 y 18 a, b).

En base a ésta validación cualitativa podemos usar las simulaciones de NEMO, con el objetivo de estudiar a mayor detalle la erosión del máximo de salinidad en el interior

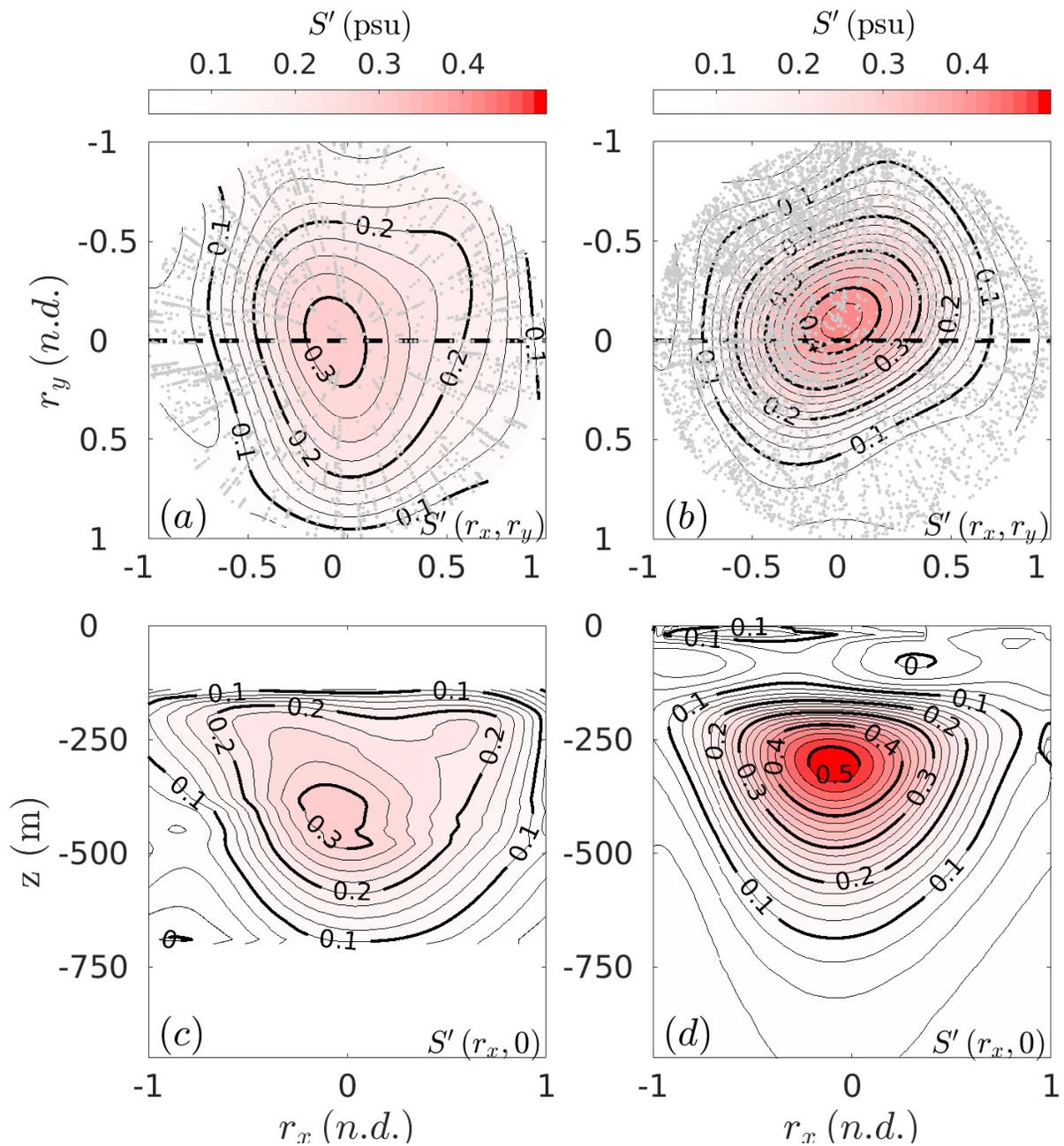


Figura 24. Distribución horizontal ($z = -400$ m) y vertical (sección Este-Oeste) de la estructura 3D del compuesto de la S' para RAs en la región Oeste, obtenida a partir de anclajes CANEK (a,c) y virtuales (b,d). La línea discontinua en a, b ilustra la orientación del corte vertical. Los intervalos de contorno para la S' son de 0.025.

de RAs de la CL.

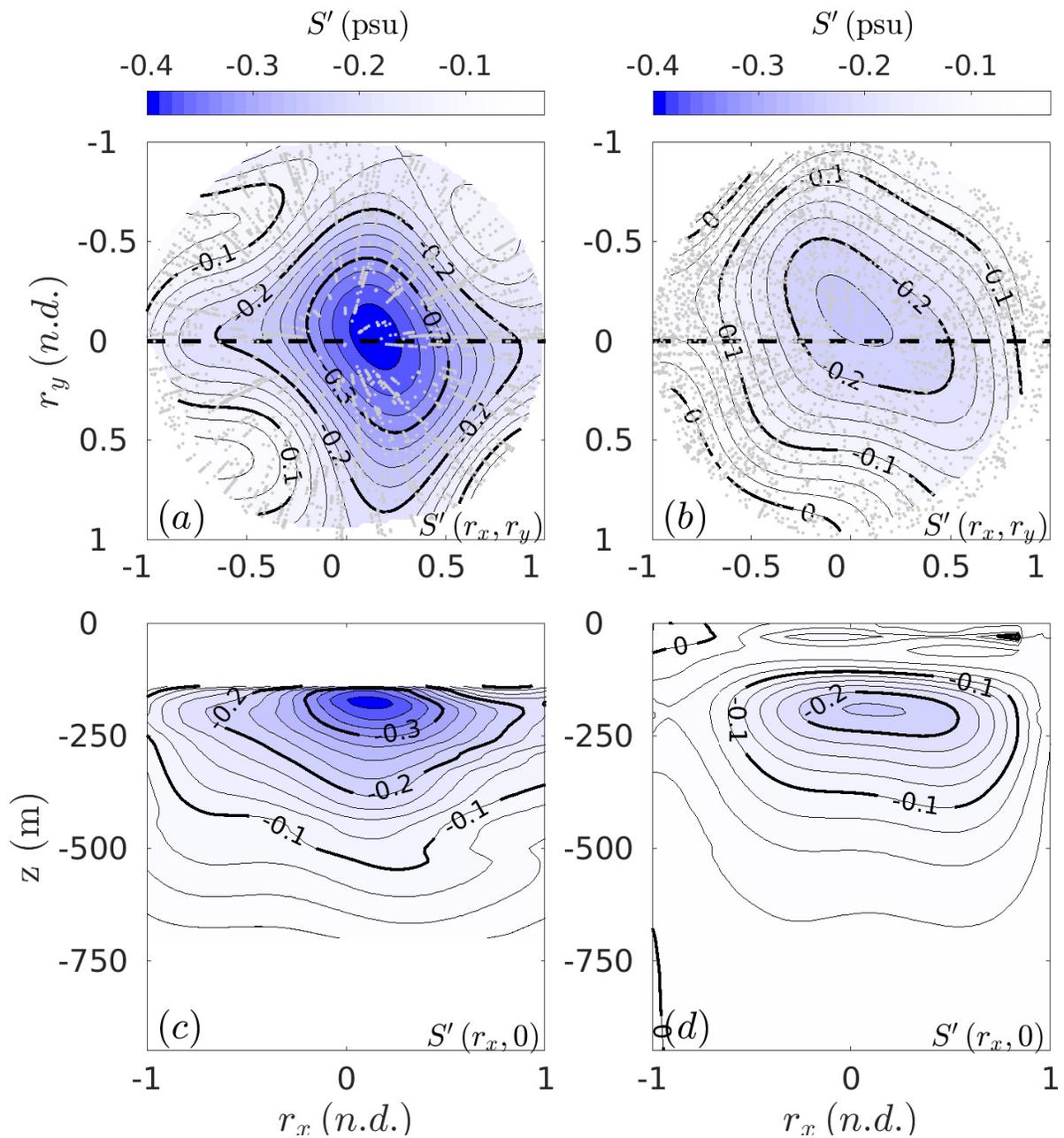


Figura 25. Distribución horizontal ($z = -180$ m) y vertical (sección Este-Oeste) de la estructura 3D del compuesto de la S' para RCs en la región Oeste, obtenida a partir de anclajes CANEK (a,c) y virtuales (b,d). La línea discontinua en a, b ilustra la orientación del corte vertical. Los intervalos de contorno para la S' son de 0.025.

3.3. Balance de salinidad: percepciones de un modelo regional oceánico

La simulación regional de 20 años de NEMO es ahora usada i) para determinar si el máximo subsuperficial de salinidad que se observó en el remolino Poseidón, es una

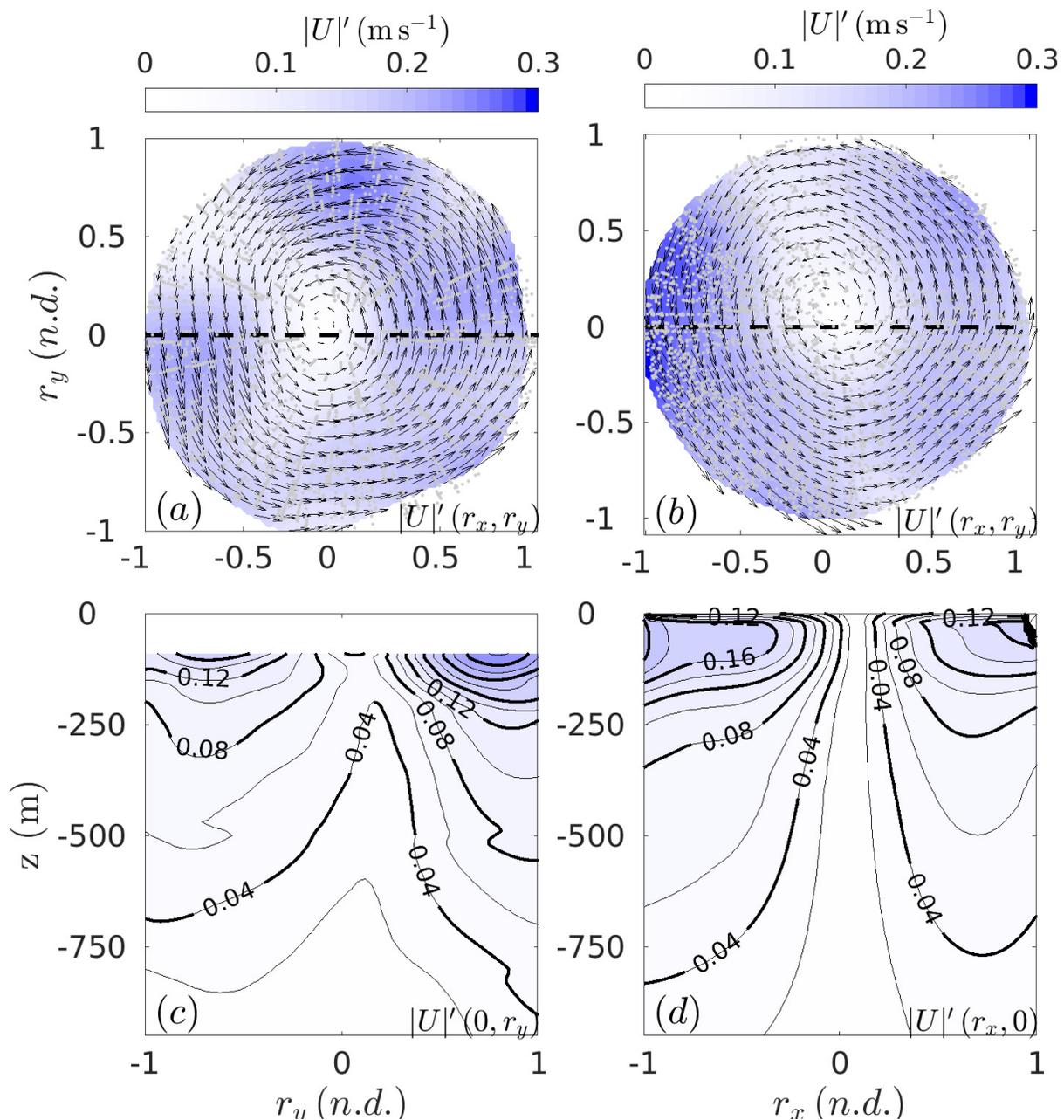


Figura 26. Distribución horizontal ($z = -100$ m) y vertical (sección Este-Oeste) de la estructura 3D del compuesto de la \mathbf{u}' para RCs en la región Oeste, obtenida a partir de anclajes CANEK (a,c) y virtuales (b,d). La línea discontinua en a, b ilustra la orientación del corte vertical. Los intervalos de contorno para la \mathbf{u}' en c, d son de 0.02.

de las características de la mayoría de los remolinos anticiclónicos que se desprenden de la CL y ii) comprender mejor los procesos físicos que conllevan a la erosión de la SUW y el periodo del año en que esta sucede. El periodo de simulación es desde 1993 al 2012, durante el cual se identificaron 16 LCEs que duraron más de 180 días y con

radio > 40 km. La evolución de la salinidad y el balance de sal dentro del núcleo de los LCEs se presenta para: (1) caso de estudio de un LCE de larga vida (~ 2 años) y (2) un LCE compuesto calculado a partir del promedio estacional de los 16 LCE analizados.

3.3.1. Caso de estudio del LCE de mayor duración

De acuerdo con las observaciones, el LCE simulado de muy larga vida se caracteriza al inicio de su ciclo de vida por un máximo local subsuperficial (> 36.6) asociado con la SUW Caribeña (Fig. 27a). El máximo de salinidad, centrado a ~ 200 m está ligeramente más superficial que el observado durante la vida temprana de Poseidón (240 m; Fig. 15 a-0003). Estas diferencias pueden estar atribuidas a un ligero sesgo de la masa de agua subtropical del Atlántico Norte prescrita en los límites laterales del modelo regional. Además, la estructura vertical termohalina de los LCEs desprendidos de la CL puede variar de un remolino a otro. Existen también diferencias significativas de la EKE, con valores iniciales máximos de 0.1 y $0.15 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ para el Poseidón y el caso de estudio del LCE numérico, respectivamente. La razón de decaimiento (reducción de la EKE) es similar para ambos inicialmente ($4 - 5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) (Figs. 15d y 27d). El máximo de salinidad permanece bien definido hasta febrero-marzo en el LCE simulado. Durante este periodo, la capa de mezcla se profundiza y alcanza el límite superior del núcleo de salinidad máxima de la SUW del Caribe (isohalina de 36.6 en la Fig. 27a).

El periodo durante el cual el máximo de salinidad comenzó a erosionarse (alrededor de diciembre) coincide con un fuerte esfuerzo por viento (Fig. 27d; línea negra discontinua) y enfriamiento superficial debido a flujos negativos de calor océano-atmósfera (Fig. 27d; línea azul continua). El mayor enfriamiento neto de -300 W m^{-2} y un fuerte esfuerzo del viento ($> 0.11 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) ocurrió en diciembre, al comienzo de la erosión del máximo subsuperficial de la salinidad. En respuesta al enfriamiento superficial, la capa de mezcla se profundiza progresivamente y alcanza su profundidad máxima de ~ 200 m a finales de febrero, y el núcleo de alta salinidad de la SUW del Caribe ya está completamente erosionado. Esta erosión que ocurre en el invierno conlleva a la mezcla de la SUW con aguas superficiales y a la formación del agua precursora de la GCW (con salinidad más débil de 36.6 at $\sim 22^\circ \text{ C}$; Figs. 27a,c).

Durante la primavera (abril a junio), el flujo de calor neto océano-atmósfera se

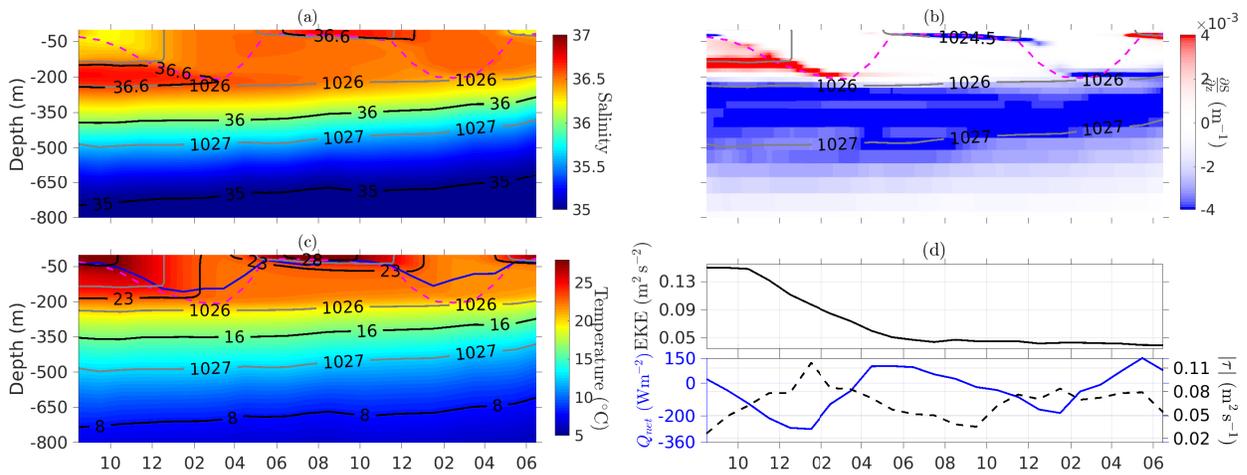


Figura 27. Caso de estudio de un LCE numérico de larga vida. Evolución temporal de (a) salinidad, (b) gradiente vertical de salinidad (m^{-1}), (c) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), y (d) Energía cinética del remolino (EKE, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$; línea negra), flujos de calor neto Q_{net} (W m^{-2} ; línea azul) y magnitud del esfuerzo del viento ($|\tau|$) (N m^{-2}); línea discontinua negra); promediado dentro de un radio de 30 km. EKE es calculada a lo largo de la periferia del remolino (ver sección 2.2.1) y no sobre la circunferencia de 30 km de radio. Las líneas magenta discontinua en (a)-(c) representan la profundidad de la capa de mezcla y los contornos gruesos grises son las isopicnas de 1024.5, 1026 and 1027 kg m^{-3} . Los contornos negros en (a) y (b) son las isohalinas de 35, 36, y 36.6; y las isotermas de 8, 16 y 23 $^{\circ}\text{C}$, respectivamente. La línea azul en el panel (c) es la profundidad convectiva parametrizada (Ec. 7).

vuelve positivo y el esfuerzo del viento se debilita (Fig.27d), por lo que el océano superior se restratifica y la capa de mezcla se someriza alrededor de 30 m (Fig.27a-c). El siguiente verano (junio a agosto), la evaporación excede la precipitación y se incrementa el contenido de sal de la capa de mezcla (Figs. 27a y 28a). Tanto la temperatura como la salinidad en el núcleo del LCE siguen un ciclo estacional en el océano superior (0 – 50 m) con temperaturas (Fig. 27c) y salinidades (Figs. 27a y 28a) más cálidas y saladas (frías y frescas) en verano (invierno). La profundidad de la capa de mezcla también sigue un ciclo estacional, que sigue una tendencia similar a la profundidad convectiva (h_c) que es estimada en función de los flujos de calor neto y la tasa de cambio local de la temperatura (Fig.27c; línea azul continua) cómo:

$$h_c = \frac{Q_{net}}{\rho C_p \partial T / \partial t}, \quad (7)$$

donde Q_{net} es el flujo de calor neto y T es la temperatura de la capa de mezcla. Es interesante observar que la profundización de la capa de mezcla (pendiente de la línea discontinua magenta en la Fig. 27a) es 2.5 veces más rápida (grande) durante el

segundo invierno en comparación con el primer invierno. Esto puede ser asociado al bajo contenido de calor (ver sección 3.5) y a las condiciones mucho más estratificadas del océano superior observadas en el verano para el LCE al final de su ciclo de vida (LCE “maduro”, Fig. 27c). Durante el segundo invierno del ciclo de vida del remolino, no se observa dilución significativa de la salinidad subsuperficial debido a que los gradientes verticales subsuperficiales de la salinidad fueron debilitados durante el primer invierno (Fig. 27b).

Dado que se observó la erosión del máximo salino subsuperficial en el LCE Poseidón y del LCE simulado en la temporada de invierno, época donde ocurren vientos secos e intensos (Nortes) y flujos de calor muy negativos, ahora se investiga el balance de sal dentro del núcleo del LCE de larga vida con el fin de identificar cuál de los términos forzantes es el que más contribuye a la dilución de la sal (Ec.6) en los primeros 250 m. Separamos el análisis en dos diferentes capas: (i) de 0 – 50 m y (ii) de 50 – 250 m. La evolución estacional de cada término del balance de sal en las dos capas de estudio son mostradas en las Figs. 28 y 29.

En los primeros 50 m (Fig. 28), la salinidad estacional está principalmente explicada por la suma de los términos de agua fresca (FLX) y los términos difusión vertical de salinidad (ZDF) (Ec.6). El término de FLX (E-P-R)S es siempre positivo, lo que indica que la evaporación es siempre mayor que la precipitación, pero en invierno el efecto de la salinización es más fuerte debido a la ausencia de precipitación sobre el GoM. El término ZDF extrae salinidad de los primeros 50 m y compensa en gran medida el término FLX. La contribución de los términos de advección (HAD y ZAD) y de difusión horizontal (HDF) en esta capa es despreciable durante la mayor parte del tiempo, pero se vuelve el término más importante al final del ciclo de vida del LCE.

La tendencia de sal entre 50 – 250 m (Fig. 29a) está principalmente explicada por el término de difusión vertical de salinidad (ZDF; Fig.29f). En las capas profundas (por debajo de la isopícnica de 1026 kg m^{-3}), la advección de salinidad es el término más importante y tanto la advección horizontal (HAD; Fig.29c) como la advección vertical (ZAD; Fig.29c) se cancelan una a la otra en gran medida. La contribución de la difusión horizontal de salinidad (HDF; Fig.29e) sobre la tendencia de sal es despreciable. Consistente con la profundización de la capa de mezcla en otoño (Fig.27a) y el incremento del gradiente vertical de salinidad en la base de la capa de mezcla (Fig.27b), la

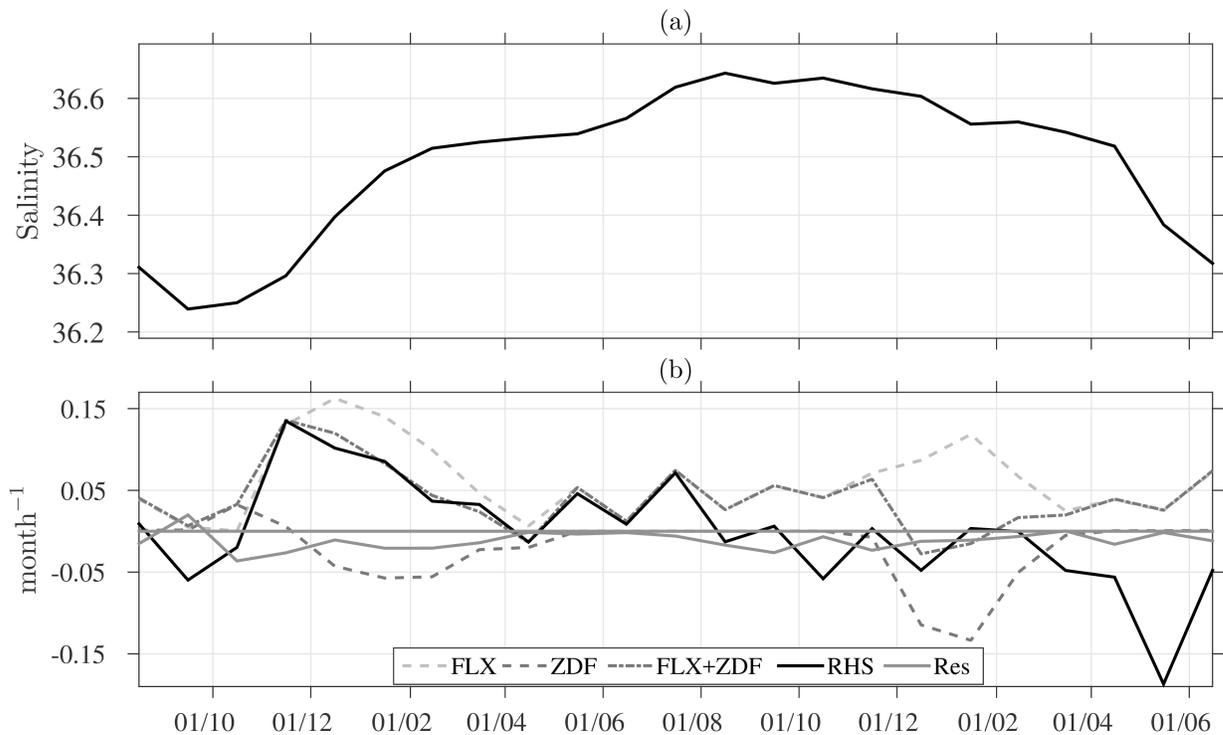


Figura 28. Evolución de la salinidad del promedio de (a) salinidad y (b) los términos de agua dulce (FLX), difusión vertical de salinidad (ZDF), los términos de la mano derecha (RHS) y el residual (res), de un LCE numérico de larga vida, dentro de un radio de 30 km y desde la superficie hasta los 50 m de profundidad. Los estilos de línea se describen en la leyenda.

difusión vertical incrementa la salinidad ($ZDF > 0$) en la capa de mezcla y disminuye justo por debajo dentro de una capa delgada de difusión vertical negativa de salinidad (Fig.29f).

Durante el final del primer invierno y principios de primavera la tasa de cambio de la salinidad dentro de la capa de mezcla es despreciable ($\frac{\partial S}{\partial t} \approx 0$; Fig. 29a), de acuerdo con un océano superior homogéneo en salinidad (Fig. 27a), temperatura (Fig. 27c) y gradientes verticales de salinidad despreciables (Fig. 27b). Durante el segundo verano, la termoclina estacional localizada cerca de los 30 m separa la capa mezclada poco profunda de la capa de termostato bien mezclada (Figs.27a,c). Consecuentemente la salinidad en la capa de mezclada poco profunda es incrementada debido a que incrementa la evaporación (Fig.28b). El siguiente otoño e invierno, la salinidad decrece en los primeros ~ 30 m (Fig.28a) e incrementa por debajo (Fig.27a), consistente con el incremento del esfuerzo del viento y los flujos totales negativos (Fig.27d).

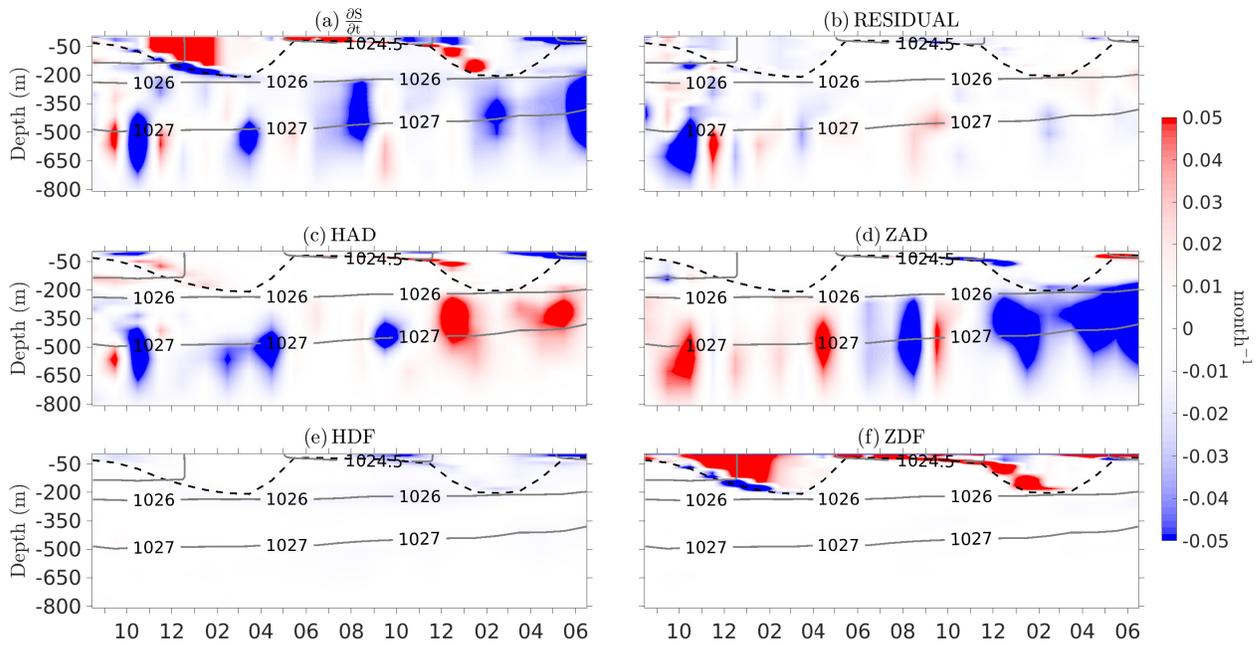


Figura 29. Balance de sal dentro de un LCE numérico de larga vida (en meses^{-1}). La evolución temporal de (a) tasa de cambio local de la salinidad ($\partial S/\partial t$; mes^{-1}), (b) residual (Res), (c) advección horizontal (HAD), (d) advección vertical (ZAD), (e) difusión horizontal (HDF), y (f) difusión vertical (ZDF) promediado de un radio de 30 km del LCE numérico en función de la profundidad. La línea negra discontinua en (a)-(c) representa la profundidad de la capa de mezcla y los contornos grises gruesos son las isopícnas de 1024.5 kg m^{-3} , 1026 kg m^{-3} y 1027 kg m^{-3} .

El término de residual Res es pequeño desde la superficie hasta los 250 m (Figs. 28b y 29b) y grande por debajo de la isopícnas de 1027 kg m^{-3} , durante los primeros meses del ciclo de vida del remolino. Después, el término se mantiene pequeño en toda la columna de agua, lo que indica un balance de sal casi cerrado dentro del núcleo del remolino durante la mayor parte de la vida útil del LCE.

3.4. Análisis compuesto de los LCEs modelados

Para verificar si el destino del LCE Poseidón y el caso de estudio del LCE numérico descrito en la sección anterior son estadísticamente relevantes, ahora realizamos un análisis compuesto de los 16 LCEs de larga duración desprendidos de la LC durante los 20 años de simulación. La evolución temporal del compuesto ha sido calculada para el esfuerzo del viento, flujos de calor y EKE (Fig.30); para la salinidad, difusión vertical de la salinidad y velocidad vertical (Fig.31). El promedio es calculado mensualmente

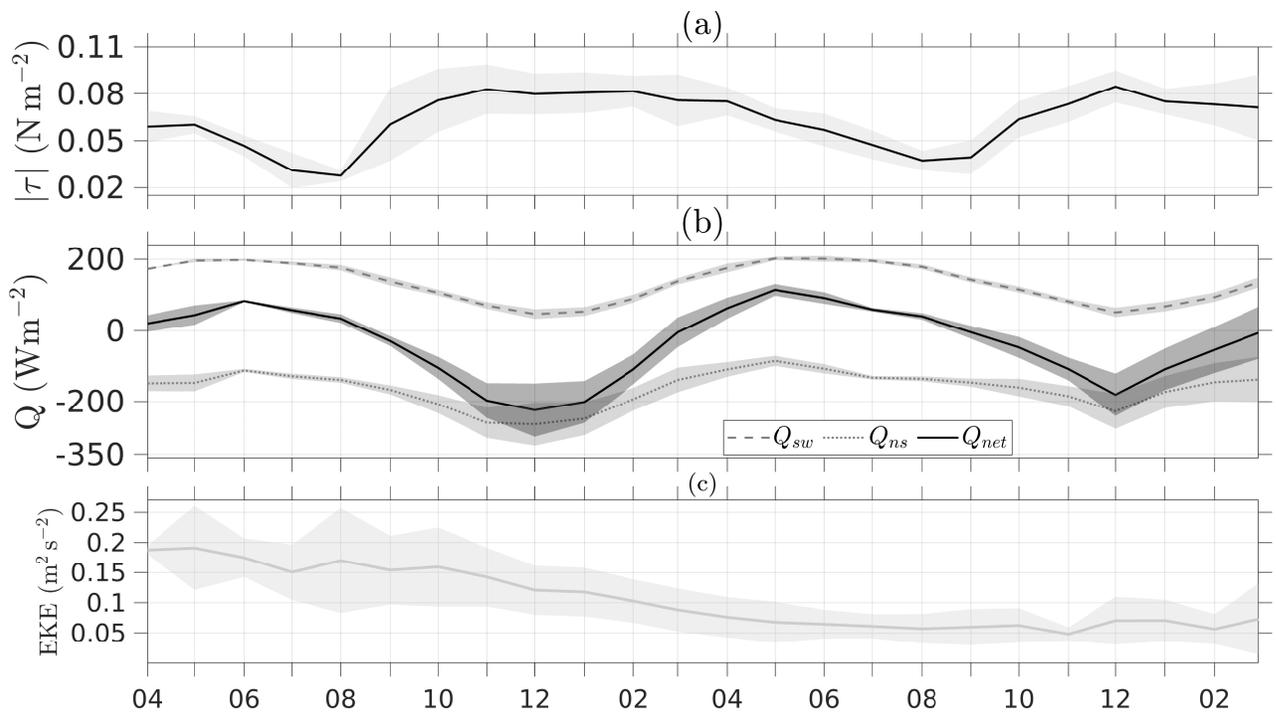


Figura 30. Compuestos mensuales de la evolución temporal de los dieciséis LCEs de (a) esfuerzo del viento ($|\tau|$ (N m^{-2})), (b) flujos de calor (W m^{-2}) donde Q_{solar} (línea discontinua gris), $Q_{non-solar}$ (línea de puntos y guiones grises) y Q_{net} (línea negra) son el flujo de calor solar, no-solar, y neto, respectivamente, y (c) Energía cinética del remolino (Eddy Kinetic Energy, EKE, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$). Las áreas grises sombreadas se refieren a la desviación estándar.

clasificando los 16 remolinos a lo largo de 1 año climatológico. Detalles sobre las características de los LCEs desprendidos durante los 20 años de simulación son mostradas en la tabla 3. Los LCEs jóvenes (etapa joven) que se desprendieron entre primavera y otoño muestran una fuerte señal subsuperficial de la SUW del Caribe con un máximo de salinidad por encima de los 36.7 localizado entre 180 y 250 m (Fig.31a) y con una EKE intensa ($0.2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \pm 0.05 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$; Fig. 30c). Este núcleo de alta salinidad dentro de los LCEs en el Este del GoM esta siempre presente sin importar la estación del año en que se separan (no mostrado). Además estos remolinos presentan propiedades relativamente parecidas en términos de la magnitud de sus máximos de salinidad y la profundidad donde se localizan (Tabla 3).

El análisis del compuesto de salinidad (Fig.31a) revela que la dilución del núcleo de alta salinidad (etapa de erosión) empezó en promedio a finales del primer otoño y continuo hasta finales del invierno (ver isohalina de 36.7), la estación del año con

Tabla 3. Número total de LCEs usados para calcular el compuesto para los LCEs. Símbolo # indica el número de los remolinos desprendidos de la LC. Por ejemplo, remolino #1 fue desprendido a principio de primavera y duró alrededor de un año. Notar que todos los 16 LCEs duraron más de 180 días y por lo tanto todos ellos experimentaron un invierno. Promedio mensual para el radio de los LCEs ± 1 desviación estándar (km), valores máximos de salinidad (S_{max}) y su localización (profundidad; m) se muestran cómo referencia.

Estación								Características		
Primavera	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Verano	Otoño	Invierno	Radio (km)	S_{max}	Profundidad (m)
# 1	# 1	# 1	# 1					156.0 \pm 29.4	36.86	222
# 2	# 2	# 2	# 2					141.3 \pm 24.7	36.81	222
	# 3	# 3	# 3	# 3	# 3			180.2 \pm 32.1	36.82	222
	# 4	# 4	# 4	# 4				126.5 \pm 26.7	36.88	201
	# 5	# 5	# 5	# 5				130.3 \pm 22.7	36.76	222
		# 6	# 6	# 6	# 6	# 6	# 6	125.63 \pm 38.63	36.73	200
		# 7	# 7	# 7	# 7	# 7	# 7	149.8 \pm 44.2	36.79	222
		# 8	# 8	# 8	# 8	# 8	# 8	155.7 \pm 31	36.92	246
		# 9	# 9	# 9	# 9	# 9		131.0 \pm 26.7	36.82	164
		# 10	# 10	# 10				111.3 \pm 19.1	36.83	201
		# 11	# 11	# 11	# 11	# 11		173.4 \pm 52.1	36.88	182
		# 12	# 12	# 12	# 12	# 12		125.0 \pm 20.8	36.81	222
		# 13	# 13	# 13	# 13	# 13	# 13	144.7 \pm 31.8	36.92	222
		# 14	# 14	# 14	# 14	# 14		153.1 \pm 33.9	36.88	223
		# 15	# 15	# 15	# 15			173.2 \pm 22.5	36.88	222
		# 16	# 16	# 16	# 16	# 16		144.3 \pm 13.2	36.81	182

intensos esfuerzos del viento y flujos netos de calor océano-atmósfera muy negativos (Fig. 30a,b). Los flujos de calor no-solar (Q_{ns} que incluye radiación infraroja de onda larga, flujos de calor sensible y latente) y radiación de onda corta (Q_{sw}) tienen un claro ciclo estacional con máximos durante verano-primavera y mínimos durante invierno, asociado al incremento del enfriamiento superficial debido los fuertes flujos negativos de calor sensible y latente. Este gran enfriamiento de invierno se debe al paso de intensos frentes fríos y secos sobre el GoM (Fig. 30a). Nótese que el compuesto de los flujos resultantes netos de calor océano-atmósfera alcanzan -200 W m^{-2} en diciembre, aunque la desviación estándar indica que eventualmente alcanzan -300 W m^{-2} (Fig. 30b). Entre el final de otoño e invierno, la convección debida a la pérdida de flotabilidad superficial en respuesta al enfriamiento, aumenta y disminuye la salinidad en los primeros 200 m y por debajo, respectivamente (Fig.31b). En la segunda primavera, el núcleo de alta salinidad del compuesto está completamente erosionado (etapa madura) y el máximo de salinidad disminuyó a los 36.5. La convección de invierno da lugar a la formación de una capa verticalmente homogénea (capa de mezcla gruesa) con salinidad (Fig. 31a) y temperatura (no mostrada) casi constante. Esta capa homogénea o “agua modal” está aislada de la atmósfera por la termoclina estacional en verano y es la precursora de la GCW.

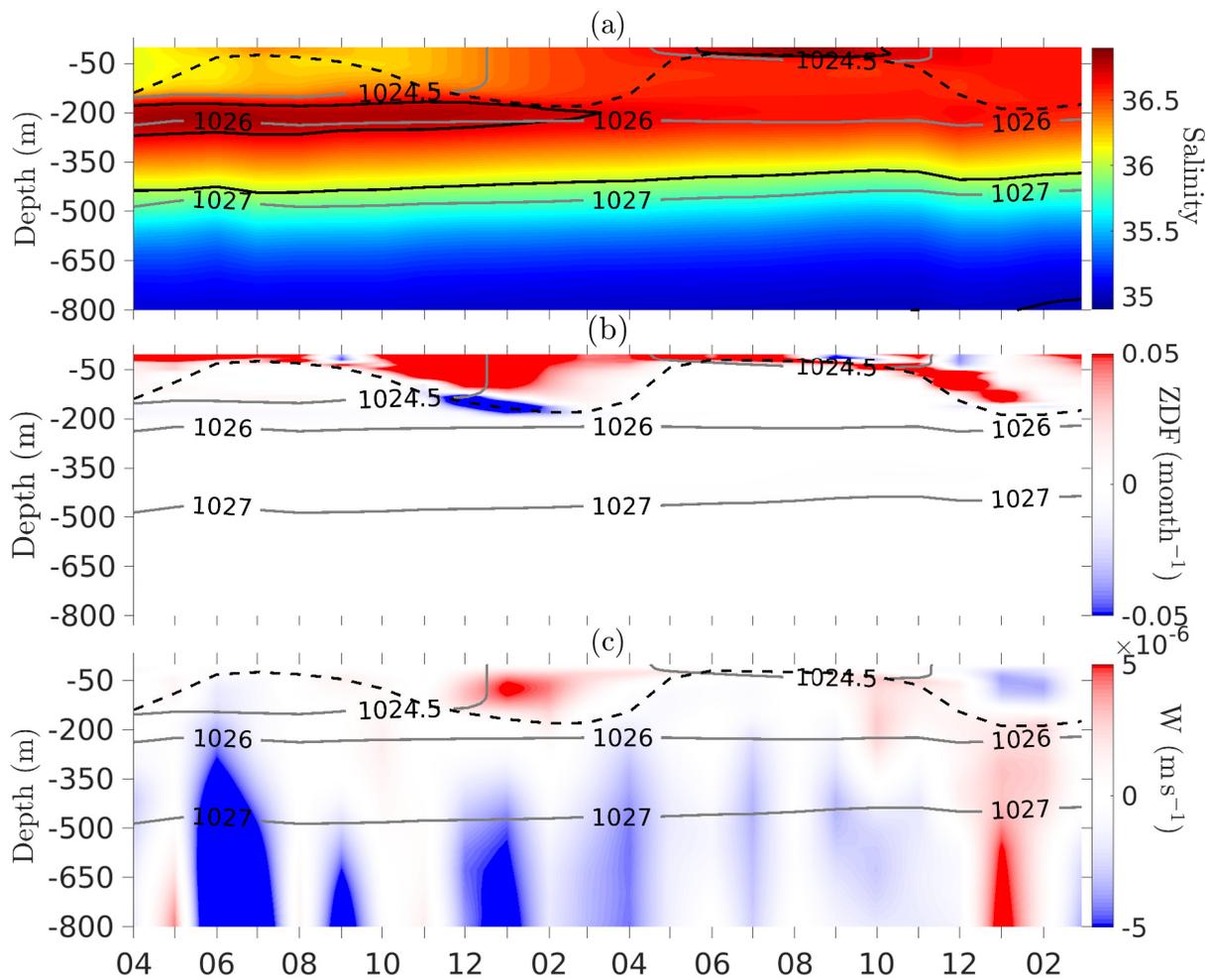


Figura 31. Compuestos mensuales de la evolución temporal de dieciséis LCEs de (a) salinidad, (b) difusión vertical de salinidad (mes^{-1}), y (c) velocidad vertical (m s^{-1}). Contornos negros en (a) son las isohalinas de 36, and 36.7; las líneas negra discontinua en (a-c) representan la profundidad de la capa de mezcla y los contornos grises son las isopicnas de 1024.5, 1026 and 1027 kg m^{-3} .

3.5. Contenido disponible de la anomalía de calor y sal dentro de los LCEs

En las secciones 3.2.1 y 3.2.2 se mostró compuestos verticales 2D y 3D de las anomalías de T , S y $|\mathbf{u}|$ en base a datos in situ de anclajes CANEK y anclajes virtuales de NEMO. Como resultado se observó características diferenciadas entre los compuestos de la T' , S' y $|\mathbf{u}|$ de los remolinos anticiclónicos de la región Este (jóvenes) y Oeste (maduros). Una de las características sobresalientes de los compuestos de las variables termohalinas para los remolinos jóvenes son las intensas anomalías de T' y S' que estos poseen en su núcleo de $\sim 3^\circ\text{C}$ y $+0.3$ subsuperficialmente. Estas anomalías significativas de temperatura y salinidad contenidas en el interior de los LCEs son re-

distribuidas en el GoM central y occidental, debido a la translación de estos remolinos hacia el Oeste. En esta región del Oeste los compuestos de T' y S' generalmente presentan anomalías débiles, lo que muestra que estos remolinos, contribuyen durante su propagación al balance de calor y sal de la cuenca.

Las observaciones de gliders y datos numéricos de NEMO pueden ser usadas para cuantificar el contenido total de las anomalías disponibles de calor y sal que los LCEs llevan durante su viaje hacia el Oeste. Consistente con Meunier *et al.* (2018), la AHA y ASA en los primeros 1000 m, durante la misión 0003 fue de 1.1×10^{21} J (el valor reportado en Meunier *et al.* (2018) debería ser incrementado por un factor de 100, comunicación personal de T. Meunier, Junio 2019) y 2.1×10^{13} kg (Tabla. 4), asociado con anomalías promedias de T/S de $6.44^\circ\text{C}/0.75$ a 200/310 m (no mostrado). Estos contenidos volumétricos de AHA y ASA son mucho más grandes que los asociados con los remolinos anticiclónicos subsuperficiales del Sistema de Corriente de Perú-Chile (8.7×10^{18} J and 23.8×10^{10} kg; Chaigneau *et al.* (2011)), la Corriente de California (0.36×10^{18} J y 1.58×10^{10} kg; Pelland *et al.* (2013)), y del Atlántico subtropical del noreste (2.9×10^{18} J y 14.3×10^{10} kg; Barceló-Llull *et al.* (2017)). Estas diferencias en contenido de calor y sal dentro de los LCEs en comparación los con remolinos anticiclónicos del Océano Pacífico y del Atlántico subtropical del noreste están asociadas a sus respectivos tamaños y anomalías T/S que contienen los remolinos. En particular el Poseidón fue un LCE intenso y de gran tamaño con un radio promedio de 180 km, extensión vertical de 1000 m y anomalías máximas T/S en sus núcleos de $9.7^\circ\text{C}/1.22$ que exceden significativamente en tamaño y anomalías de los remolinos encontrados en otras regiones del océano mundial (Chaigneau *et al.*, 2011; Pelland *et al.*, 2013; Barceló-Llull *et al.*, 2017).

Los altos contenidos volumétricos de AHA y ASA sugieren que los LCE contribuyen significativamente al calentamiento y salinización del GoM. Esta contribución puede variar, ya que depende de la estructura vertical termohalina de cada remolino individual. Por lo tanto el modelo es usado para estudiar la variabilidad entre remolinos del contenido de AHA y ASA en función de la profundidad (Fig. 32). El contenido volumétrico de AHA y ASA para el compuesto del remolino joven (promedio de 1 mes desde su desprendimiento) son $6.55 \pm 3.58 \times 10^{19}$ J y $1.41 \pm 1.09 \times 10^{12}$ kg, respectivamente. Estos valores integrados de AHA y ASA son de 2-3 veces más débiles en comparación

Tabla 4. Anomalías máximas de temperatura and salinidad, anomalía volumétrica de calor disponible (Available Heat Anomaly, AHA), y anomalía volumétrica de calor disponible (Available Salt Anomaly, ASA) para el remolino joven Poseidón (mission 0003) y para el LCE joven numérico.

	Observaciones de glider (mision623 – 0003)	Remolino Joven compuesto
anomalías T/S	9.7°C/1.22	4°C/0.4
AHA (J)	1.1×10^{21}	6.55×10^{19}
ASA (kg)	2.1×10^{13}	1.41×10^{12}

con los obtenidos para Poseidón (Fig.32), debido a que las anomalías de T/S son más débiles ($\sim 4^\circ\text{C}/\sim 0.4$) que las del LCE Poseidón. Sin embargo, debe enfatizarse nuevamente que Poseidón fue un LCE excepcional en tamaño e intensidad. El compuesto de las anomalías de T/S fueron calculados con una combinación de datos de anclajes y datos de altimetría como se mostró en la sección 3.2.1, en estos compuestos se encontraron anomalías de T/S de $\sim +4.^\circ\text{C}/\sim +0.5$ (Figs. 20, 21), que está de acuerdo con las anomalías de T/S para el compuesto de los 16 LCEs NEMO.

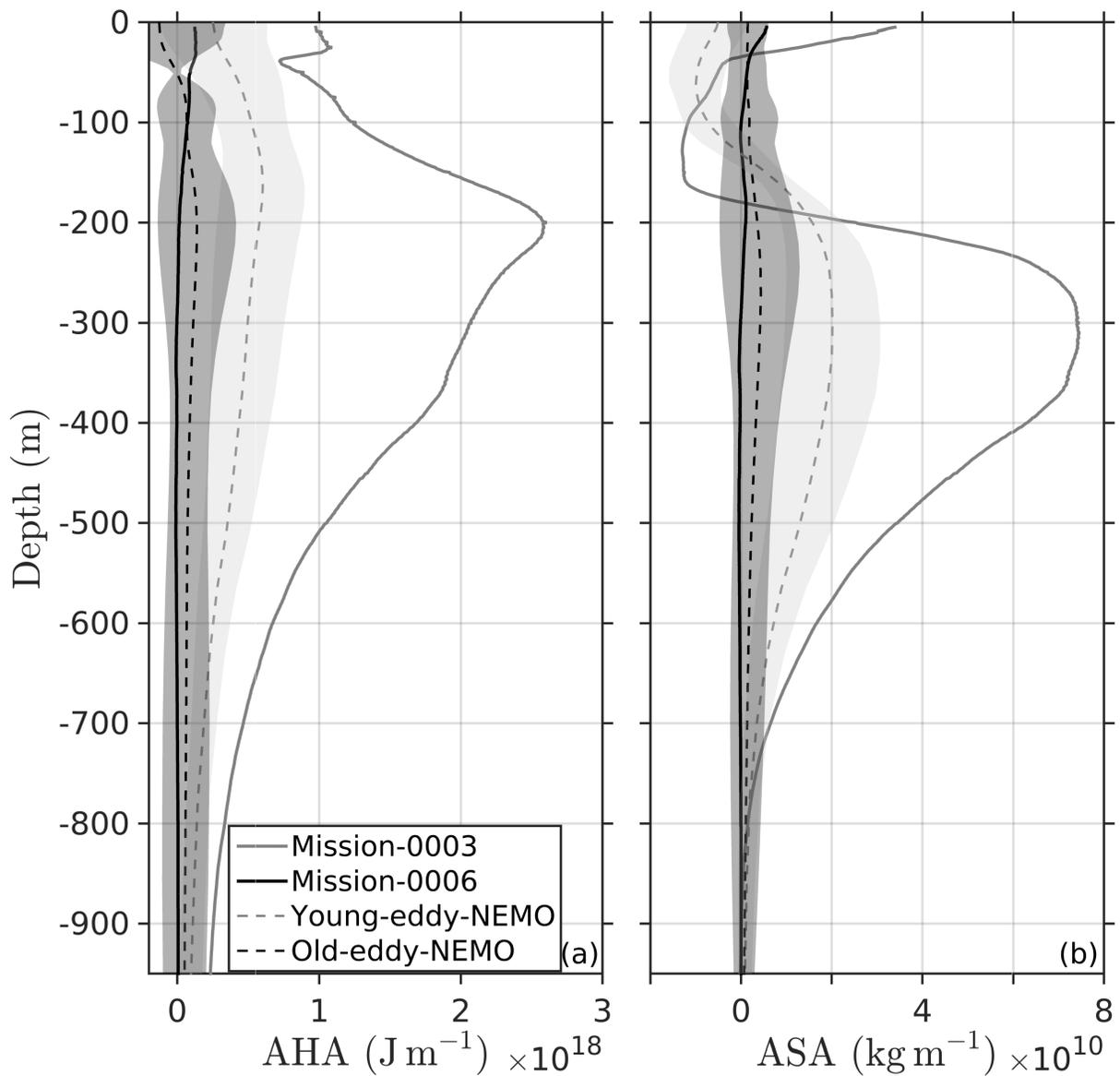


Figura 32. Compuestos de AHA y ASA calculados a partir de 16 remolinos numéricos para remolinos jóvenes (1 mes desde la fecha del desprendimiento) y maduros (1 mes antes de la fecha de su disipación). (a) Compuesto de la anomalía disponible de calor (AHA, J m^{-1}) en función de la profundidad con superposición del AHA para el Poseidón joven (misión 0003) y maduro (misión 0006) como referencia. (b) Compuesto de la anomalía disponible de sal (ASA, kg m^{-1}) en función de la profundidad. Los estilos de línea son indicados en la leyenda. Las áreas sobreadas grises indican una desviación estandar.

Capítulo 4. Discusión

Las observaciones de gliders, anclajes CANEK y simulaciones numéricas de un modelo regional, permitieron comparar los LCEs en términos de su estructura vertical de temperatura y salinidad en la región Este y Oeste del GoM, y durante su propagación, y se encontraron diferencias significativas y los factores que modulan la estructura vertical de la salinidad.

En base a observaciones de glider se encontró que la característica sobresaliente en los LCEs recién desprendidos de la CL (región Este) es el núcleo subsuperficial salino (~ 36.8 entre 200 – 300 m). El núcleo salino contenido en los LCEs proviene de la SUW, la cual es atrapada por los LCEs en su formación. Estos LCEs transportan la SUW del Caribe caliente y salada hacia el Oeste del GoM y juega un rol significativo en el balance de calor y sal (Meunier *et al.*, 2018) y modulan la distribución de masas de agua a través de la parte central y Oeste del GoM (Portela *et al.*, 2018). Tras el decaimiento de los LCEs sobre la pendiente occidental (i.e. en el *eddy graveyard*), estos remolinos difunden el contenido total de calor y sal hacia las aguas circundantes del GoM.

Entender la erosión de las masas de agua contenidas dentro de los LCEs y su difusión es importante. La literatura apunta a dos procesos principales de intercambio de masa entre los LCEs y las aguas circundantes: decaimiento viscoso e interacciones con la pendiente (Biggs, 1992; Vidal *et al.*, 1992, 1994), interacciones remolino-remolino que dividen, estiran y comprimen los LCEs (ver Lipphardt *et al.* (2008), y referencias en su interior). Al seguir a Flierl (1981), la SUW en los LCEs aislados se mantendría en el remolino, es decir, el intercambio de masas con las aguas circundantes sería despreciable, si la velocidad de translación del LCE es menor que la velocidad de azimutal. Esta condición no se cumple en la región del *eddy graveyard*, debido a que en esta región los LCEs decaen y su velocidad de translación supera su velocidad azimutal. Los eventos de mezcla y la erosión de salinidad debido a la interacción de los LCEs con el campo de remolinos mesoesalar ha sido observado cerca 92 – 94°W antes de que los LCEs encuentren el *eddy graveyard* (Lipphardt *et al.*, 2008). La erosión del máximo de salinidad subsuperficial en la pendiente Oeste del GoM ha sido analizada por Vidal *et al.* (1992).

Además de las observaciones reportadas en Meunier *et al.* (2018), el LCE Poseidón fue muestreado desde el fin de la misión 0003 hasta la misión 0006 durante su traslación hasta el *eddy graveyard*. Un análisis detallado de la altimetría mostró que el LCE Poseidón no interactuó con otros remolinos de mesoescala durante su viaje hacia el oeste, lo que indica que prácticamente no hubo un intercambio de masa horizontal durante la misión 0003. Sin embargo, a mediados de diciembre de 2016 (inicio de la misión 0004), la parte sur del LCE Poseidón fue estrangulada por dos remolinos ciclónicos cerca de [22 N, 94 W] y un nuevo remolino anticiclónico se forma al noreste. Sin embargo, el núcleo del LCE Poseidón se mantuvo inalterado. Los resultados con las simulaciones numéricas confirma que existe una débil contribución de los procesos advectivos (horizontal + vertical) en el balance de sal dentro del núcleo de los remolinos numéricos, es decir que los LCEs simulados conservan la masa dentro de sus núcleos, definidos aquí como círculos de radio de 30 km.

Con el objetivo de validar la estructura vertical termohalina y cinemática de los remolinos numéricos de las simulaciones numéricas de NEMO se comparó desde, las simulaciones numéricas con respecto a la base de datos de 32 anclajes CANEK, y se obtuvo que el modelo reproduce adecuadamente pero con ciertas discrepancias la estructura vertical termohalina y cinemática, en terminos de la localización del núcleo de máxima y mínima anomalía. Las discrepancias pueden estar atribuidas a un ligero sesgo de la masa de agua subtropical del Atlantico Norte prescrita en las fronteras del modelo regional. En general existe una sobreestimación de la magnitud de las anomalías de T y S en el interior de los LCEs por parte del modelo mientras que la anomalía de rapidez es subestimada.

Al estudiar la evolución de la distribución de la salinidad en los remolinos numéricos de mayor duración y el análisis compuesto de 16 LCEs numéricos se observó que la máxima dilución del del núcleo de alta salinidad ocurrió durante el primer invierno del ciclo de vida de los LCEs. Se encontró que el proceso físico más importante que controla el balance de salinidad en el núcleo de los LCE es la difusión vertical de salinidad que está en fase con el incremento del esfuerzo del viento en invierno y los flujos de calor negativos asociados, debido al paso de frentes fríos y secos sobre el GoM e intensos positivos gradientes verticales de salinidad en la base del termostato. La estratificación de la salinidad en el núcleo de los LCEs está determinada por los procesos

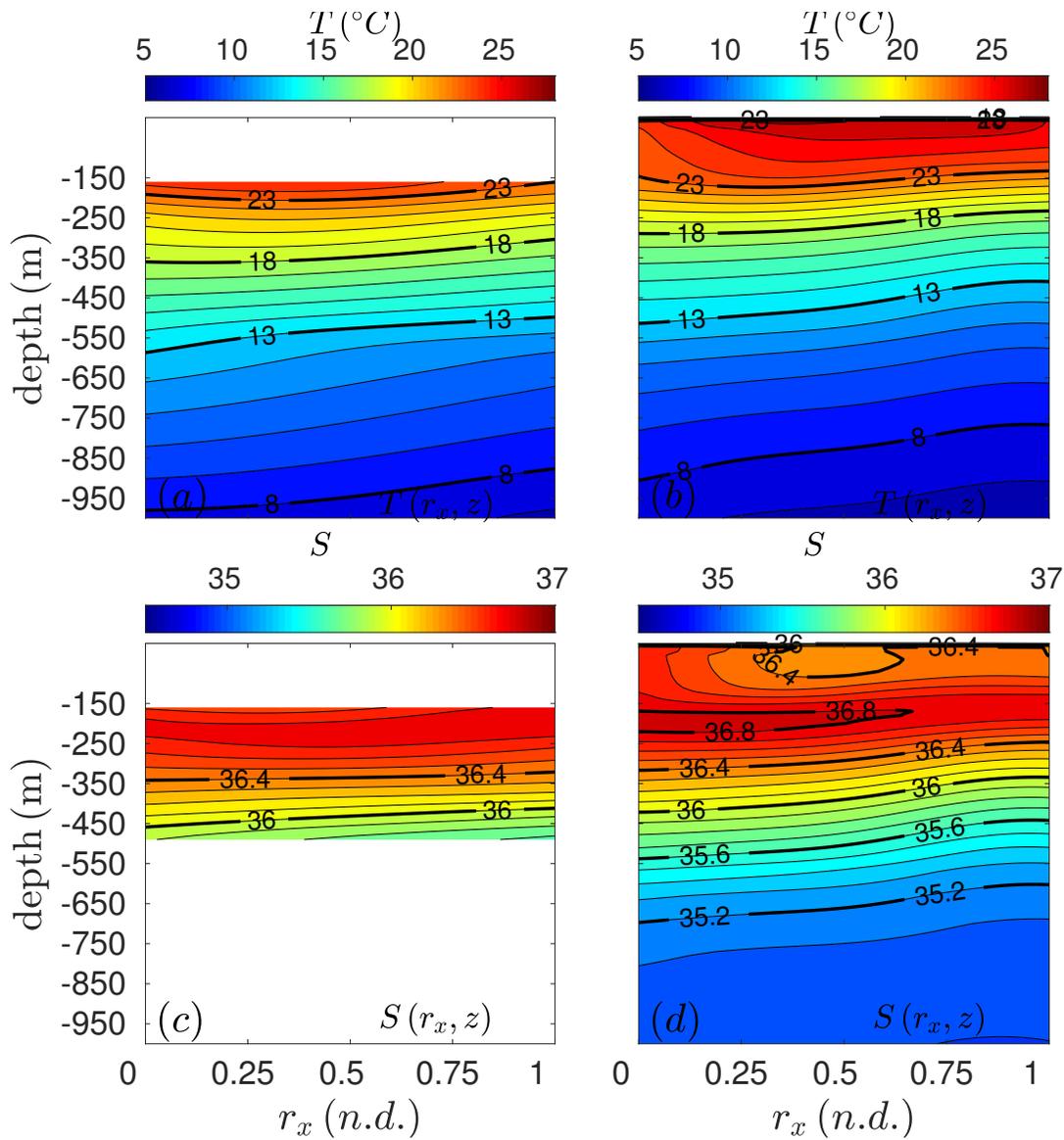


Figura 33. Compuesto vertical de la temperatura (a, b) y salinidad (c, d) en la región Este del GoM para los RAs (LCEs). En a, c se presenta el compuesto vertical recuperado en base a anclajes CANEK y en (b, d) en base a anclajes virtuales de NEMO. La coordenada vertical corresponde a la profundidad (m) y coordenada horizontal distancia normalizada ($r \in [0, 1]$, sin dimensiones, *n.d.*).

de formación del agua subtropical del Atlántico Norte en el NorOeste del Atlántico Norte y la transformación de masas de agua durante su advección hacia el Oeste a través de las Antillas menores, Mar Caribe y Canal de Yucatán. Independientemente de la variabilidad intrínseca de las características de masas de agua en el Atlántico Norte, el análisis compuesto de la salinidad de los LCEs muestra una estructura vertical coherente con una capa de 100 m subsuperficial de alta salinidad (> 36.7) centrada cerca de la isopícnica de 1026 kg m^{-3} y masa de agua menos salina en el océano superior.

Cualitativamente, basado en resultados numéricos, la estructura vertical de la salinidad es similar de un remolino joven a otro a otro, sin importar el mes del año en que los LCEs fueron desprendidos de la CL.

Camara *et al.* (2015) y Da-Allada *et al.* (2017) concluyen que los cambios de la salinidad en la capa de mezcla en el Atlántico tropical Ecuatorial están también dominados por la difusión vertical de salinidad. Sin embargo, opuesto a nuestro trabajo, el ciclo estacional de la difusión esta en fase opuesta con el coeficiente de difusión vertical (o esfuerzo del viento). Las diferencias son debidas a la estacionalidad de la estratificación vertical de la salinidad y el corte vertical de las corrientes regionales. Los intensos picos de estratificación de salinidad en Mayo-Abril son debidos a que el océano superior se refresca por una fuerte precipitación (Camara *et al.*, 2015) y advección de agua de baja salinidad del Golfo de Guinea (Da-Allada *et al.*, 2017). Similarmente, el corte vertical es grande como resultado del fuerte flujo hacia el Oeste de la Corriente Sur Ecuatorial sobre la Contra-Corriente Ecuatorial hacia el Este en primavera (Camara *et al.*, 2015; Da-Allada *et al.*, 2017). En nuestro trabajo, el gradiente vertical de salinidad de los LCEs no sigue un ciclo estacional y su magnitud depende de cuantos meses los LCEs han estado en el GoM bajo el efecto de forzantes atmosféricos, interacciones con otros remolinos o la topografía. Dado que el balance de sal se calcula en el núcleo de los LCE (región de baja velocidad), no se espera una fuente de corte vertical de mesoescala que pueda desencadenar mezcla. Otra posible fuente de inestabilidad por cizallamiento es el corte vertical inducido por oscilaciones cercanas a la inercial atrapadas en la capa de mezcla. El incremento de la transferencia de energía de viento a las oscilaciones cercanas a la inercial en la capa de mezcla ocurre debido al paso de frentes fríos en otoño/invierno y huracanes en verano. Sin embargo, dentro de regiones de vorticidad anticiclónica (i.e. LCEs) tiene lugar una gran dispersión vertical hacia abajo de energía cercana a la inercial (Kunze, 1985; Pallàs-Sanz *et al.*, 2016), que reduce la cantidad disponible de energía cinética cercana a la inercial para el abordamiento de agua de la termoclina en la base de la capa de mezcla (Jaimes *et al.*, 2011). Consecuentemente este mecanismo no se toma en cuenta para explicar erosión subsuperficial del núcleo de alta salinidad de la SUW, pero podría ser eventualmente importante durante verano, debido a la coalescencia de los vientos huracanados y la capa de mezcla poco profunda.

Capítulo 5. Conclusiones

En este estudio se ha investigado la erosión del máximo salino subsuperficial que esta presente en los LCEs al desprenderse de la CL a partir de datos de gliders y simulaciones numéricas, como también los procesos físicos que intervienen en esta erosión. En base a los datos obtenidos de las 4 misiones de glider, se logró muestrear exitosamente el remolino Poseidón en su estadio joven (4 meses después de su desprendimiento) en el cual se observó el núcleo de alta salinidad (SUW), y una dilución continua de este núcleo de la SUW caribeña en todo el Golfo y durante todo el tiempo transcurrido durante su propagación. La mayor erosión se produjo durante el invierno 2016 entre las misiones 0003 y 0004, época en la cual se registraron vientos intensos fríos y secos, conocidos como *Nortes*. La evolución de la distribución de la salinidad en los remolinos numéricos de mayor duración y el análisis compuesto de remolinos refuerza esta imagen de dilución del núcleo de alta salinidad durante el primer invierno del ciclo de vida de los LCEs. El proceso físico más importante que controla el balance de salinidad en el núcleo de los LCE es entonces la difusión vertical de salinidad, la cual está en fase con los flujos de calor negativos asociados al paso de frentes fríos sobre el GoM e intensos (positivo) gradientes verticales de salinidad en la base de la capa de temperatura homogénea (termostato).

La coexistencia durante el primer invierno de un fuerte esfuerzo del viento y fuerte gradiente vertical de sal en los LCE jóvenes, aumenta la eficiencia de la difusión vertical para incorporar agua salada a la capa mezclándose y agua menos salina dentro del núcleo de alta salinidad de la SUW, lo que reduce el gradiente subsuperficial de sal a través de la erosión de esta última. La profundización de la capa de mezcla y la homogeneización de la salinidad previenen la difusión vertical, incluso si el forzamiento atmosférico aumenta nuevamente durante el segundo otoño e invierno.

Por debajo de la isopícnica de 1026 kg m^{-3} los procesos advectivos controlan totalmente la tasa de cambio de salinidad $\partial S/\partial t$. La advección vertical (horizontal) de la salinidad es positiva (negativa) durante el mayor tiempo de vida de los LCEs y negativa (positiva) en el *eddy graveyard*. La velocidad vertical en el núcleo de los LCEs puede surgir a través del mecanismo de bombeo por remolino (Klein y Lapeyre, 2009). Si un remolino anticiclónico decae (o se fortalece), la ecuación de conservación de la densidad indica que la velocidad vertical positiva (o negativa) puede ocurrir dentro

del remolino. Durante la mayor parte de la vida de los LCEs, existen gradientes negativos verticales de salinidad ($\partial S/\partial z < 0$) junto con el hundimiento ($w < 0$; Fig. 31c) que saliniza el océano interior a través de la advección vertical positiva de salinidad ($w\partial S/\partial z > 0$). En el *eddy graveyard* ocurre lo opuesto con la desalinización del océano interior a través de la advección vertical negativa ($w\partial S/\partial z < 0$) debido al decaimiento del remolino y un bombeo positivo ($w > 0$; Fig. 31c). En general, la advección horizontal y vertical se cancelan en gran medida entre sí, lo que indica una conservación volumétrica de salinidad dentro del núcleo de los LCEs, es decir, $\partial S/\partial t + \mathbf{u} \cdot \nabla S = 0$. Sin embargo, hay periodos específicos dentro de la vida útil de los LCEs, que la adición de ambas contribuciones en su mayoría resulta en una pérdida de sal ($\partial S/\partial t < 0$) impulsado por la advección horizontal, durante la mayor parte de la vida de los LCEs, y por la advección vertical en el *eddy graveyard*; lo que sugiere que existe un intercambio de masa con aguas circundantes (ver por ejemplo Lipphardt *et al.* (2008)) además de la difusión vertical por convección de invierno.

La contribución de la propagación hacia el Oeste de los LCEs en modular el contenido de calor y sal es muy importante debido a las grandes anomalías de T/S que ellos transportan en relación con otros remolinos de los océanos mundiales. Al asumir que todo el contenido volumétrico de calor y sal transportado por el LCE compuesto de NE-MO, $6.55 \pm 3.58 \times 10^{19}$ J y $1.41 \pm 1.09 \times 10^{12}$ kg es difundido en los 1000 m de profundidad, la temperatura y salinidad del GoM podría incrementar por $0.15 \pm 0.085 \times 10^{-1}$ °C y $1.41 \pm 1.1 \times 10^{-3}$, respectivamente. Estos valores son pequeños en relación al contenido de calor y sal del Poseidón (2.4×10^{-1} °C and 2.3×10^{-2}) en los 1000 m debido a que el LCE Poseidón fue un remolino excepcional con un gran exceso de calor y sal.

Aunque el estudio anual del balance calor y sal en la cuenca del GoM está fuera de nuestro alcance en este trabajo, concluimos que la convección de invierno dentro de LCEs jóvenes (que ocupan una importante superficie del GoM) es un mecanismo efectivo para la producción de del precursor de la GCW que finalmente será liberado cuando los LCEs se disipen. Como trabajo futuro queremos comprender la erosión de las propiedades termohalinas (especialmente la sal) en el interior de LCEs por interacciones remolino-remolino, y remolino-topografía. Estas interacciones son complejas e importantes para remolinos que se desprenden en invierno tardía y primavera y alcanzan el talud continental del Oeste del GoM sin experimentar un invierno, es decir,

todavía presentan un máximo de la SUW subsuperficial significativo.

Literatura citada

- Akhil, V. P., Durand, F., Lengaigne, M., Vialard, J., Keerthi, M. G., Gopalakrishna, V. V. Deltel, C., Papa, F., y de Boyer Montégut, C. (2014). A modeling study of the processes of surface salinity seasonal cycle in the Bay of Bengal. *J. Geophys. Res. Oceans*, **119**.
- Barceló-Llull, B., Sangrà, P., Pallàs-Sanz, E., Bartond, E., Estrada-Allis, S., Martínez-Marreroa, A., Aguiar-González, B., Grisolíá, D., Gordo, C., Rodríguez-Santana, A., Marrero-Díaz, A., y Arístegui, J. (2017). Vertical structure of mesoscale eddies in the eastern South Pacific Ocean: a composite analysis from altimetry and Argo profiling floats. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **124**: 126–139.
- Biggs, D. C. (1992). Nutrients, plankton, and productivity in a warm-core ring in the western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.*, **97**: 2143–2154.
- Bretherton, F. P., Davis, R. E., y Fandry, C. B. (1976). A technique for objective analysis and design of oceanographic experiment applied to MODE-73. *Deep-Sea Research*, **23**: 559–582.
- Brooks, D. A. y Legeckis, R. V. (1982). A ship and satellite view of hydrographic features in the western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.*, **87**: 4195–4206.
- Camara, I., Kolodziejczyk, N., Mignot, J., Lazar, A., y Gaye, A. T. (2015). On the seasonal variations of salinity of the tropical Atlantic mixed layer. *J. Geophys. Res. Oceans*, **120**: 4441–4462.
- Chaigneau, A., Eldin, G., y Dewitte, B. (2009). Eddy activity in the four major upwelling systems from satellite altimetry (1992–2007). *Prog. Oceanogr.*, **83**: 117–123.
- Chaigneau, A., Le Texier, M., Eldin, G., Grados, C., y Pizarro, O. (2011). Vertical structure of mesoscale eddies in the eastern South Pacific Ocean: a composite analysis from altimetry and Argo profiling floats. *J. Geophys. Res.*, **116**.
- Chelton, D. B., DeSzoeko, R. A., Schlax, M. G., El Naggar, K., y Siwertz, N. (1998). Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *J. Phys. Oceanogr.*, **28(3)**: 433–460.
- Cooper, C., Forristall, G. Z., y Joyce, T. M. (1990). Velocity and hydrographic structure of two Gulf of Mexico warm-core rings. *J. Geophys. Res.*, **95(C2)**: 1663–1679.
- Da-Allada, C. Y., Alory, G., du Penhoat, Y., Kestenare, E., Durand, F., y Hounkonnou, N. M. (2013). Seasonal mixed-layer salinity balance in the tropical Atlantic Ocean: Mean state and seasonal cycle. *J. Geophys. Res. Oceans*, **118**: 332–345.
- Da-Allada, C. Y., Jouanno, J., Gaillard, F., Kolodziejczyk, N., Maes, C., Reul, N., y Bourlès, B. (2017). Importance of the Equatorial Undercurrent on the sea surface salinity in the eastern equatorial Atlantic in boreal spring. *J. Geophys. Res. Oceans*, **122**.
- Dai, A. y Trenberth, k. E. (2002). Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations. *J. Hydrometeorol.*, **3**: 660–687.
- Dong, C., McWilliams, J., y Chen, D. (2013). Global heat and salt transports by eddy movement. *Nat. Commun.*, **5:3294**.
- Dussin, R., Barnier, B., y Brodeau, L. (2016). Up-dated description of the DFS5 forcing data set: The making of Drakkar forcing set DFS5. Drakkar/myocean rep. 01-04-16, Lab. of Glaciol. and Environ. Geophys., Grenoble, France.

- Elliot, B. A. (1982). Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, **12(11)**: 1292–1309.
- Eriksen, C. C., Osse, T. J., Light, R. D., Wen, T., Lehman, T. W., Sabin, P. L., y Chiodi, A. M. (2001). Seaglider: A Long-Range Autonomous Underwater Vehicle for Oceanographic Research. *IEEE J. Oceanic Eng.*, **26(4)**: 424–436.
- Flierl, G. R. (1981). Particle motions in large amplitude wave fields. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, **18**: 39–74.
- Foltz, G. R., Grodsky, S. A., Carton, J. A., y McPhaden, M. J. (2004). Seasonal salt budget of the northwestern tropical Atlantic Ocean along 38°W. *J. Geophys. Res.*, **109**: C03052.
- Garau, B., Ruiz, S., Zhang, W. F. G., Pascual, A., Heslop, E., Kerfoot, J., y Tintore, J. (2011). Thermal lag correction on slocum CTD glider data. *Atmos. Oceanic Technol.*, **28(9)**: 1065–1071.
- Gordon, A., Giulivi, C., Busecke, J., y Bingham, F. (2015). Differences among subtropical surface salinity patterns. *Oceanography.*, **28(1)**: 32–39.
- Hine, R., Willcox, S., Hine, G., y Richardson, T. (2009). The wave glider: A wave-powered autonomous marine vehicle. *In OCEANS 2009-IEEE.*, pp. 1–6.
- Isern-Fontanet, J., García-Ladona, E., y Font, J. (2003). Identification of marine eddies from altimetric maps. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology.*, **20(5)**: 772–778.
- Jaimes, B., Shay, L. K., y Halliwell, G. R. (2011). The response of quasigeostrophic oceanic vortices to tropical cyclone forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **40(10)**: 1965–1985.
- Jouanno, J., Ochoa, J., Pallàs-Sanz, E., Sheinbaum, J. Andrade, F., y Candela, J. (2016). Loop Current Frontal Eddies: Formation along the Campeche Bank and impact of coastally trapped waves. *J. Phys. Oceanogr.*, **46(11)**: 3339–3363.
- Klein, P. y Lapeyre, G. (2009). The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, **1**: 351–375.
- Kunze, E. (1985). Near-inertial wave propagation in geostrophic shear. *J. Phys. Oceanogr.*, **15(5)**: 544–565.
- Large, W. y Yeager, S. (2004a). The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set. *Climate Dynamics*, **33**: 341–364.
- Large, W. y Yeager, S. (2004b). Diurnal to decadal global forcing for ocean sea ice models: The data sets and flux climatologies. Rep. ncar/tn-4601str, Natl. Cent. for Atmos. Res, Boulder, Colo.
- Laxenaire, R., Speich, S., Blanke, B., Chaigneau, A., Pegliasco, C., y Stegner, A. (2018). Anticyclonic eddies connecting the western boundaries of Indian and Atlantic Oceans. *J. Geophys. Res. Oceans.*, **123**.
- Le Traon, P. y Ogor, F. (1998). ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/Poseidon: The 2 cm challenge. *J. Geophys. Res.*, **103**: 8045–8057.

- Leclair, M. y Madec, G. (2009). Diurnal to decadal global forcing for ocean sea ice models: The data sets and flux climatologies. *Ocean Modell*, **30**: 88–94.
- Lipphardt, B. L., A., P., Kirwan, A., Kantha, L., y Zweng, M. (2008). Death of three Loop Current rings. *J. Mar. Res.*, **66**: 25–60.
- Madec, G. y the NEMO team (2016). *NEMO ocean engine*, Vol. 60. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL). p. 396.
- Merino, M. (1997). Upwelling on the Yucatan shelf: hydrographic evidence. *Journal of Marine Systems.*, **13(1)**: 101–121.
- Meunier, T., Pallàs-Sanz, E., Tenreiro, M., Portela, E. Ochoa, J., Ruiz-Angulo, A., y Cusí, S. (2018). The Vertical Structure of a Loop Current Eddy. *J. Geophys. Res. Oceans*, **123**.
- O'Connor, B. M., Fine, R. A., y Olson, D. B. (2005). A global comparison of subtropical underwater formation rates. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research*, **52**: 1569–1590.
- Oey, L., Ezer, T., y Lee, H. (2005). Loop Current, rings and related circulation in the Gulf of Mexico: A review of numerical models and future challenges. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union.*, **161**: 31–56.
- Pallàs-Sanz, E., Candela, J., Sheinbaum, J., y Ochoa, J. (2016). Mooring observations of the near-inertial wave wake of Hurricane Ida (2009). *Dyn. Atmos. Oceans.*, **76**: 325–344.
- Pegliasco, C., Chaigneau, A., y Morrow, R. (2015). Main eddy vertical structures observed in the four major Eastern Boundary Upwelling Systems. *J. Geophys. Res. Oceans*, **120**.
- Pelland, N., Eriksen, C., y Lee, C. (2013). Subthermocline Eddies over the Washington continental slope as observed by Seagliders. *J. Phys. Oceanogr.*, **43**: 2025–2053.
- Portela, E., Tenreiro, M., Pallàs-Sanz, E., Meunier, T., Ruiz-Angulo, A., Sosa-Gutiérrez, R., y Cusí, S. (2018). Hydrography of the central and western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res. Oceans*, **123**.
- Qu, T., Gao, S., y Fukumori, I. (2011). What governs the North Atlantic salinity maximum in a global GCM?. *Geophys. Res. Lett.*, **38**: L07602.
- Qu, T., Gao, S., y Fukumori, I. (2013). Formation of salinity maximum water and its contribution to the overturning circulation in the north atlantic as revealed by a global general circulation model. *J. Geophys. Res. Oceans*, **118**: 1982–1994.
- Qu, T., Zhang, L., y Schneider, N. (2016). North Atlantic subtropical underwater and its year-to-year variability in annual subduction rate during the Argo period. *Journal of Physical Oceanography*, **46**: 1901–1916.
- Reffray, G., Bourdalle-Badie, R., y Calone, C. (2015). Modelling turbulent vertical mixing sensitivity using a 1-D version of NEMO. *Geosci. Model. Dev.*, **8**: 69–86.
- Rivas, D., Badan, A., y Ochoa, J. (2005). The ventilation of the deep Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, **35(10)**: 1763–1781.

- Rudnick, D. L., Gopalakrishnan, G., y Cornuelle, B. D. (2015). Cyclonic eddies in the Gulf of Mexico: Observations by underwater gliders and simulations by numerical model. *J. Phys. Oceanogr.*, **45**: 313–326.
- Schmitt, R. y Blair, A. (2015). A river of salt. *Oceanography*, **28(1)**: 40–45.
- Sherman, J., Davis, R. E., Owens, W. B., y Valdes, J. (2001). The autonomous underwater glider “Spray”. *IEEE J. Oceanic Eng.*, **26**: 437–446.
- Sosa-Gutiérrez, R. (2014). Caracterización de la estructura vertical de los remolinos de mesoescala en el Golfo de México. *Tesis de maestría en ciencias. Centro de Investigación Científica de Educación Superior de Ensenada, Baja California.*
- Umlauf, L. y Burchard, H. (2003). A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. *J. Mar. Res.*, **61**: 235–265.
- Vidal, V. M., Vidal, F. V., Hernández, A. F., Meza, E., y Zambrano, L. (1994). Winter water mass distributions in the western Gulf of Mexico affected by a colliding anticyclonic ring. *Journal of Oceanography*, **50(5)**: 559–588.
- Vidal, V. M. V., V., V. F., y Perez-Molero, J. M. (1992). Collision of a Loop Current anticyclonic ring against the continental-shelf slope of the western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.*, **97**: 2155–2172.
- Vukovich, F. M. (2007). Climatology of Ocean Features in the Gulf of Mexico Using Satellite Remote Sensing Data. *J. Phys. Oceanogr.*, **37**: 689–707.
- Vukovich, M. y Crissman, B. W. (1986). Aspects of warm rings in the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.*, **91(C2)**: 2645–2660.
- Webb, D. C., Simonetti, P., y Jones, C. P. (2001). SLOCUM: An underwater glider propelled by environmental energy. *IEEE J. Oceanic Eng.*, **26**: 447–452.
- Zavala-Hidalgo, J., Parés-Sierra, A., y Ochoa, J. (2002). Seasonal variability of the temperature and heat fluxes in the Gulf of Mexico. *Atmósfera*, **15**: 81–104.
- Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno, R., Mateos-Jasso, A., Morey, S. L., y Martínez-López, B. (2014). The response of the Gulf of Mexico to wind and heat flux forcing: What has been learned in recent years?. *Atmósfera*, **27(3)**: 317–334.