

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS



**ESTUDIOS DE LA QUÍMICA DEL CARBONO INORGÁNICO Y FLUJOS DE
CO₂ EN EL GOLFO DE MÉXICO.**

TESIS

**QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE**

DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

GABRIELA Y. CERVANTES DIAZ

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO. _____, 2021

RESUMEN

El calentamiento oceánico disminuye la solubilidad del CO₂ en el agua de mar, retardando la respuesta del océano a las emisiones. El calentamiento también incrementa la estratificación del océano, aislando la superficie de las aguas más profundas. Donde los cambios en la circulación termohalina de los océanos pueden disminuir el transporte de CO₂ disuelto hacia las profundidades del océano. Se sabe que las aguas superficiales del Golfo de México (GoM) están en constante movimiento y que se mezclan rápidamente, lo cual podría generar una pérdida o ganancia de CO₂ hacia la atmósfera. Existen interrogantes sobre la importancia de la Corriente del Caribe en los procesos hidrodinámicos de mesoescala presentes en el GoM, tales como: la variabilidad de la Corriente de Lazo (LC) y los remolinos anticiclónicos desprendidos (LCEs). Así mismo, se desconoce si la variabilidad espacial y temporal de los procesos biogeoquímicos, nutrientes y oxígeno disuelto (DO) están asociados (o regulados) por la hidrodinámica de mesoescala (LCEs) así como por la presencia de las diferentes masas de agua que ingresan al interior del GoM a través de LC. En este trabajo se realizó una reclasificación de las masas de agua presentes a densidades menores a 26 kg·m⁻³, las cuales contienen una mezcla de tipos de agua derivados de las masas de agua del Atlántico Norte y del Mar Caribe, a saber, el Agua Superficial del Caribe (CSW), el Agua Subtropical Subsuperficial (SUW), el Agua Común del Golfo (GCW) y el Agua Central del Atlántico Tropical (TACW). Los resultados del análisis combinado de los diagramas T-S de ocho cruceros y de las climatologías de CARS2009 confirman una señal superficial más clara del CSW durante el verano y muy débil en el invierno. Esta máxima incursión del CSW, se encontró asociada al periodo de mayor extensión de la LC al interior del golfo la cual se puede apreciar en las imágenes de la topografía dinámica absoluta (ADT) con una mayor elevación en la superficie del mar. Para el invierno se observó un decremento en el volumen del CSW debido al retraimiento de LC, lo que permite detectar al GCW cerca de la superficie en algunas regiones del interior del golfo. Por debajo de esta masa de agua al interior del golfo, encontraremos al TACW que se caracteriza por sus altas concentraciones de nutrientes y carbono (carbono inorgánico disuelto: DIC) y su bajo contenido de DO. Los datos obtenidos de los ocho cruceros de las regiones central y meridional del GoM demostraron que el GCW se forma en el lado occidental del GoM a partir de la mezcla del CSW remanente con el TACW principalmente durante el invierno, debido a la presencia de los fuertes vientos provenientes del norte que favorecerán la mezcla y la productividad. Además, en invierno, el remanente del CSW que se mezcló con GCW modifica la

composición biogeoquímica de las aguas superficiales, las cuales se ven afectadas con un aumento en las concentraciones de nitrato, valores positivos de la utilización aparente del oxígeno (AOU), condiciones superficiales de pH_{SW} con valores ~ 8.1 , así como bajos valores de pCO_2 con respecto al valor en equilibrio con la atmósfera, siendo el GoM sumidero de CO_2 . En cuanto al verano, con la incursión del CSW incrementa las aguas oligotróficas, oxigenadas (valores negativos de AOU), pobres en DIC, con valores de $\text{pH}_{\text{SW}} \sim 7.98$ y alto pCO_2 , liberando CO_2 a la atmósfera. Finalmente se encontró que la presencia o ausencia del CSW llega a modular de manera importante la profundidad de la nitraclina y probablemente influye en la productividad primaria. Además, se encontró que la elevación de las isolíneas de carbono, oxígeno y densidad que se observa hacia el interior de Bahía Campeche (BC) es controlada por la advección de las masas agua y la mesoescala (LCE), descartando los procesos biogeoquímicos como los causantes en los aumentos de las concentraciones en las variables químicas hacia el interior de BC.

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGADRO EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

ESTUDIOS DE LA QUÍMICA DEL CARBONO INORGÁNICO Y FLUJOS DE CO₂ EN EL
GOLFO DE MÉXICO.

TESIS

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN CIENCIAS

Presenta

GABRIELA YARELI CERVANTES DIAZ

Aprobada por:



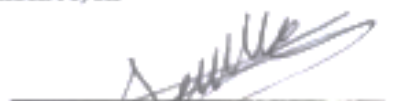
Dr. José Martín Hernández Ayón



Dr. Alberto Zirino Weiss
Sinodal



Dra. Ivonne Montes
Sinodal



Dr. Joel Sudre
Sinodal



Dr. Jose Vinicio Macias Zamora
Sinodal

AGRADECIMIENTOS

Este proyecto esta dedicado a mi familia, amigos, profesores, compañeros, colegas y a todos aquellos que contribuyeron con su apoyo y ejemplo para motivarme a llevarlo a cabo.

Agradezco a mi director Dr. Martín Hernández por ser una persona y líder, por su paciencia y apoyo en la culminación de esta etapa final de mi formación como estudiante. También por ser un ejemplo a seguir, por contribuir con mi desarrollo académico y por mostrarme que con el esfuerzo y dedicación permite lograr nuestras metas. Además, de haber estado al tanto de mi trabajo de tesis, como el tiempo y preocupación de mi persona, muchas Gracias!!..

A los Dres. Joël Südre, Ivonne Montes, Alberto Zirino por la disposición, comprensión y paciencia hacia mi desempeño, Gracias.

A mis amigas de viaje, de estudio y de vida Piñis, Bananil y Chinos y las cuales considero más como mis hermanas!!!. Gracias por su apoyo constante, paciencia, ánimo y fortaleza en todo momento....

A mis amigos y compañeros de laboratorio que también estuvieron presentes a lo largo de este periodo: Jonathan, Juan, Churry que, aunque no estuvieron presentes todo el tiempo, ¡¡¡si estuvieron cuando los necesite Gracias a todos!!!

A mis papas.... Las personas que, aunque han estado lejos, siempre estuvieron apoyándome incondicionalmente...También les agradezco su infinita paciencia.... por su ejemplo y dedicación en darme consejos cuando más flaqueaba en este recorrido... Muchas Gracias papas !!!.

A mi nueva compañera de vida, que llegó en esta última etapa para apoyarme, aconsejarme, escucharme y sobretodo estuvo motivándome cuando menos motivada me sentía para continuar. Gracias Dany por estar presente en las buenas y en las malas, por que solo aquellos que te acompañan en esta ultima etapa, pueden llegar a entender realmente el esfuerzo que pones para lograr lo que te propones. De verdad muchas gracias amor por todo!!..

I. ÍNDICE

Página

Índice General.....	6
Lista de Tablas.....	7
Lista de Figuras.....	8
INTRODUCCIÓN.....	13
JUSTIFICACIÓN.....	18
OBJETIVOS.....	19
♦ Objetivo general	
♦ Objetivos específicos	
 CAPÍTULO I: Understanding upper water mass dynamics in the Gulf of Mexico by linking physical and biogeochemical features	20
 CAPÍTULO II: Variabilidad espacio-temporal de las fracciones de masas de agua ante la incursión de aguas caribeñas en la región central y sur del Golfo de México	40
 CAPÍTULO III: Estudio de los efectos del Agua Caribeña en la dinámica del sistema del Carbono en la región central y sur del GoM	72
 CONCLUSIONES GENERALES	120
 LITERATURA GENERAL CITADA	122

II. LISTA DE TABLAS

Capítulo I. Table 1. General characteristics of the new classification of surface water masses based on thermohaline and biogeochemical variables [potential temperature ($^{\circ}\text{C}$), salinity (S; psu and $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), dissolved oxygen (DO; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), and apparent oxygen utilization (AOU; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$)]. The variability ranges for dissolved inorganic carbon (DIC; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), nitrate ($[\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-]$; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), and depth as a function of each water mass identified in the deep region of the GoM are included. The ranges of the temperature and S variables are presented with both oceanographic conventions (EOS-80 and TEOS-10): potential (θ) and conservative (Θ) temperature and psu and absolute salinity (SA; $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), respectively.

Capítulo II. Table 1. Características de los tipos de agua fuente para cada trazador. Las características se han elegido a partir de la literatura (Cervantes *et al.*, 2021).

Capítulo II. Table 2. Porcentajes de las masas de agua a lo largo de cada sección, con RMS's inferiores al 5%.

III. LISTA DE FIGURAS

Capítulo I Figure 1. Conservative temperature (Θ)-absolute salinity (SA) diagrams of data from the six XIXIMI (2010–2017) and GOMECC-3 (2017) cruises. (a) Distribution of the water masses based on the classification proposed by Portela et al. (2018) using Θ and SA ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$). Water masses: Caribbean Surface Water remnant (CSWr), North Atlantic Subtropical Underwater (NASUW), Gulf Common Water (GCW), Tropical Atlantic Central Water (TACW), TACWn (core), Antarctic Intermediate Water (AAIW), and North Atlantic Deep Water (NADW). (b) Θ -SA diagram and apparent oxygen utilization (AOU, $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) diagram. (c) The stations included are depicted with red and blue dots. The red dots denote the stations where the signal characteristic of NASUW was detected. The black dot outside the GoM denotes the endmember with the unmodified characteristics of Caribbean Water, while the blue dots indicate stations with characteristics of LC incursion. Stations delimited by green lines and black letters constitute fixed transects throughout this paper. The stations covered during the two other Perdido (letter C) and Coatzacoalcos (letter A) cruises are represented by green dots. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

Capítulo I Figure 2. Θ -SA vs. apparent oxygen utilization (AOU; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) diagrams in late fall–winter (a) and summer (b), along with the water mass classification by Portela et al. (2018): CSWr, NASUW, GCW, TACW, TACWn (core), AAIW, and NADW. To generate the Θ -SA vs. AOU ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) diagrams, we used data from the six XIXIMI cruises. The late fall and winter cruises (2010–2013) were separate from the summer cruises (2011, 2105, 2016, and 2017).

Capítulo I Figure 3. Analysis of the Θ -SA diagrams for the Perdido and Coatzacoalcos cruises considering NO_3^- (SUNA sensor) and AOU estimates. (a) Θ -SA vs. AOU ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) and (b) Θ -SA vs. $\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$ (μM) diagrams for data above the $26 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ isopycnal, including the Portela et al. (2018) water mass classification. Water masses: Caribbean Surface Water remnant (CSWr^a), North Atlantic Subtropical Underwater (SUW), Gulf Common Water (GCW), and Tropical Atlantic Central Water (TACW).

Capítulo I Figure 4. Relationships among potential density (σ_θ), apparent oxygen utilization (AOU), and nitrate concentrations for the Perdido, Coatzacoalcos (both CTD and nitrate SUNA data), XIXIMI, and GOMECC-3 cruises (discrete samples at standard depths). Figures a and b represent the data located in the western part of the GoM and are shown in blue in Fig. 1a and c. Figures b and c represent the data located in the portion of the GoM under the influence of the LC and are shown in red in Fig. 1a and c. The red vertical line shows both the zero-nitrate and zero-AOU concentration limits, and the blue lines denote the detection limits of the nitrate and oxygen sensors. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

Capítulo I Figure 5. Reclassification of the thermohaline limits for water masses based on the distribution of biogeochemical characteristics [AOU and $\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$] shown in Fig. 4. (a) Θ -SA diagram and DIC ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). (b) Θ -SA diagram and $\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$ ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). (c) Θ -SA diagram and AOU ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). Water masses: Caribbean Surface Water (CSW), Subtropical Underwater (SUW), and Gulf Common Water (GCW). The classification of intermediate and deep-water masses (i.e., TACW, TACWn, AAIW, and NADW) is from Portela et al. (2018).

Capítulo I Figure 6. The vertical distribution (first 250 m of the water column) of apparent oxygen utilization (AOU, $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) is shown for late fall 2010 (a), winter 2013 (b), and summer 2011 (c), 2015 (d), and 2016 (e). The white contours indicate the lower depth limits of Caribbean Surface Water (CSW; $25.3\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) in all sections. The location of the transect (letters A and D) is shown in Fig. 1c. The blue contours indicate the maximum fluorescence detected at each transect.

Capítulo I Figure 7. Potential temperature (T_θ)-salinity (S), nitrate ($\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$, $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$; a and b), and DIC ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, c, and d) diagrams corresponding to the late fall-winter-spring periods of 2010, 2013, and 2016 and summer 2016 and 2017, respectively. The T_θ -S diagrams include data from the GOMECC-3, XIXIMI, Perdido, and Coatzacoalcos regions.

Capítulo I Figure 8. A comparison of the vertical distributions of potential density (σ_θ , $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) corresponding to the stations for (a) late fall-winter (2010 and 2013) and (d) summer (2011, 2015, 2016, and 2017). (b and e) The Brunt-Väisälä frequency ($\text{cy}\cdot\text{cl}\cdot\text{h}^{-1}$) of the water column was estimated for both seasons of the same years. (c and f) A comparison of vertical fluorescence for the same seasons. The blue, green, and red shaded regions indicate the depths of CSW, GCW, and TACW for both seasons. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

Capítulo I Figure 9. Vertical distribution (250 m) of potential density ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) for summer 2015 (a) and winter 2013 (d). White contours indicate the lower limits of CSW [$25.3\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$; (a)] and GCW [$26.3\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$; (d)] in both sections. The ADT maps show the trajectory of the summer (b) and winter (e) sections of each cruise. The nitrate profiles ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$; c = summer; f = winter) only include the stations found within the trajectory traced in the ADT maps for each cruise. The blue and red dots indicate the stations found outside the areas influenced by anticyclonic eddies and those in the area influenced by anticyclonic gyres, respectively. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

Capítulo I Figure 10. Potential temperature (T_θ)-salinity (S) diagrams of data from the six XIXIMI (2010–2017) cruises, GOMECC-3 (2017) cruise, and two Perdido and Coatzacoalcos (2016) cruises. (a) T_θ -S diagram with blue dots denoting characteristics of the western region of the gulf. (b) T_θ -S diagram with red dots denoting the influence of LC incursion and the characteristic SUW signal. (c) T_θ -S diagram and apparent oxygen utilization (AOU, $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) diagram with characteristics of the gulf (blue dots). (d) T_θ -S diagram and AOU ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) diagram with characteristics of the SUW signal (red dots). The distribution of the upper water masses was based on the new adjustments proposed in this study (water masses: CSW, GCW, and SUW). For deep waters, the classification proposed by Portela et al. (2018) using T_θ and S was used (water masses: TACW, TACWn (core), AAIW, and NADW). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

Capítulo I Figure A1. A comparison of fall (a), winter (c), and summer (b, d, and e) regarding the variability of the depth of $26\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ density field in the GoM (in situ hydrographic data collected in November 2010, July 2011, February/March 2013, August/September 2015, and June 2016).

Capítulo I Figure A2. The vertical distribution (first 250 m) of potential temperature ($^{\circ}\text{C}$) and potential density ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) shown for late fall 2010 (a and f), winter 2013 (b and g), and summer 2011 (c and h), 2015 (d and i), and 2016 (e and j). The location of the transect is shown in Fig. 1c.

Capítulo I Figure A3. Potential temperature (T_{θ})-salinity (S) diagram vs. apparent oxygen utilization (AOU) [$\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$] annual diagrams for February (a) and July (b) showing the newly adjusted thermohaline range limits proposed in this study. Data derived from the CARS-2009 database. Annual vertical sections (-95.5 to -86.5°W , 25°N ; the section shown in Fig. 1c from station C to E) of AOU [$\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$] and nitrate [μM] concentrations for February (c, and d) and July (e, and f) derived from the CARS-2009 database. The AOU and nitrate sections include the $10 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ isopycnal and $10 \mu\text{M}$, respectively. In addition, each section includes the $25 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ isopycnal (white line), denoting the lower limit of CSW.

Capítulo II Figure 1. En los mapas de la Topografía Dinámica Absoluta (ADT) y corrientes se muestran los transectos del (a) verano del 2015 (TS-WE: West-East; TS-NS: North-South) e (b) invierno del 2013 (TW-WE; TW-NS) que se definieron para el análisis de la distribución de las fracciones de las masas.

Capítulo II Figure 2. Se presenta la identificación de las masas de agua mediante diagramas $T_{\theta}\text{S}$, los cuales denotan los cuatro transectos analizados (a) $T_{\theta}\text{S-S-WE}$, (b) $T_{\theta}\text{S-S-NS}$, (c) $T_{\theta}\text{S-W-WE}$, (d) $T_{\theta}\text{S-W-NS}$, con las concentraciones de la UAO en una tercera dimensión (en colores). Las masas de agua presentes son: Agua Superficial Caribe (CSW), Agua Subtropical Subsuperficial (SUW), Agua Común del Golfo (GCW) y Agua Central del Atlántico Tropical (TACW), Agua Intermedia del Antártica (AAIW). Las abreviaciones $T_{\theta}\text{S-S}$ define a los transectos de verano y $T_{\theta}\text{S-W}$ define los transectos invierno.

Capítulo II Figure 3. Distribución vertical de la concentración de la UAO para los transectos de verano [(a) TS-WE y (b) TS-NS] e invierno [(c) TW-WE y (d) TW-NS]. Los contornos en color blanco representan los límites inferiores del CSW ($25.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), el GCW ($26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) y el TACW ($27.2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) al interior del golfo. Además, se indican las regiones afectadas por la presencia de anticiclones (LCE) y por la Corriente del lazo (LC).

Capítulo II Figure 4. Distribución porcentual (% de la solución media) de la sección TS-WE la cual representa la contribución de las diferentes fuentes de tipos de agua: Agua Superficial del Caribe (a, CSW), del Agua Subtropical Subsuperficial (b, SUW), del Agua Común del Golfo (c, GCW) y del Agua Central del Atlántico Tropical (d, TACW). Los contornos blancos representan los límites inferiores de densidad del CSW ($25.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), GCW ($26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) y TACW ($27.2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) al interior del golfo.

Capítulo II Figure 5. Distribución porcentual (% de la solución media) de la sección TS-NS que denota la contribución de las diferentes fuentes de agua tipo: el CSW (a), el SUW (b), el GCW (c) y del TACW (d). Los contornos en color blanco de las líneas discontinuas representan los límites inferiores de densidad del CSW ($25.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), GCW ($26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) y TACW ($27.2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) al interior del golfo.

Capítulo II Figure 6. Distribución porcentual (% de la solución media) de la sección TW-WE asociada a la contribución de las diferentes fuentes de agua tipo: el CSW (a), el SUW (b), el GCW (c) y del TACW (d). Los contornos discontinuos en color blanco representan los límites inferiores de densidad del CSW ($25.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), GCW ($26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) y TACW ($27.2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) al interior del golfo.

Capítulo II Figure 7. Distribución porcentual (% de la solución media) de la sección TW-NS asociada a la contribución de las diferentes fuentes de tipo de agua: CSW (a), SUW (b), GCW (c) y TACW (d). Los contornos blancos representan los límites inferiores de densidad del CSW ($25.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), GCW ($26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) y TACW ($27.2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) al interior del golfo.

Capítulo II Figure 8. Comparación estacional de las concentraciones del DIC de los transectos TS-NS y TW-NS, a partir de las (a, c) mediciones ($\text{DIC}; \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) vs (b, d) lo modelado con el OMP. Los contornos de líneas discontinuas en color blanco muestran los campos de densidad descritos anteriormente.

Capítulo II Figure 9. Composición media de la solución OMP que muestra la concentración (mayor del 52%) de todos los tipos de agua de fuente (SWT) a lo largo de las cuatro secciones. El color gris representa la región de mezcla entre las SWT sin mayor contribución de ningún SWT (los contornos blancos representan valores de densidad neutral).

Capítulo III Figura 1. Área de cobertura de las estaciones analizadas en el GoM del 2010 al 2016 (región denominada XIXIMI).

Capítulo III Figura 2. Mapas promedio de (a) invierno y (b) verano de la Topografía Dinámica Absoluta (ADT; cm; en contornos) y las corrientes (flechas sobrepuestas; $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir de imágenes diarias de 25 años. En los mapas de ADT se delimitaron dos zonas (Z1 y Z2), de las cuales se generaron por separado diagramas T-S vs. AOU (Utilización Aparente del Oxígeno; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) climatológicos correspondientes a (c, d) invierno (TSZ1-I y TSZ2-I; diciembre, enero, febrero) y (e, f) verano (TSZ1-V y TSZ2-V; julio, junio, agosto), con el fin de mostrar la distribución de las masas de agua durante cada temporada. Los diagramas T-S se generaron en tres dimensiones usándose la base de datos climatológica de CARS2009. Los recuadros en los diagramas T-S delimitan los rangos de temperatura y salinidad de las masas de agua: Agua Superficial del Caribe (CSW); Agua Subtropical Subsuperficial (SUW); Agua Común del Golfo (GCW); Agua Central del Atlántico Tropical (TACW); Agua Intermedia del Antártica (AAIW) y el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW).

Capítulo III Figura 3. Campos espaciales de la Topografía Dinámica Absoluta (ADT; en contornos) y corrientes (flechas sobrepuestas; $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) para el mes de a) febrero-marzo 2013 (invierno) y e) agosto-septiembre 2015 (verano). Los mapas de ADT fueron delimitados en dos áreas: 1) las estaciones ubicadas en la región de la influencia de la

Corriente del Lazo (recuadro color negro; LC) y 2) el interior del Golfo (recuadro color verde y naranja). Para estas áreas se generaron perfiles verticales para cada crucero de las variables de (b, f) σ_θ ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), (c, g) oxígeno disuelto (DO; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y (d, h) AOU ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). Los perfiles de las variables están representados de acuerdo a la separación espacial que se muestra en los mapas de ADT para cada crucero (perfiles color negro = Inside the LC; en color verde y amarillo = Out of the LC).

Capítulo III Figura 4. Campos espaciales de la ADT (en contornos) y corrientes (flechas sobrepuestas; $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) para el mes de a) febrero-marzo 2013 (invierno) y e) agosto-septiembre 2015 (verano). Los mapas de ADT fueron delimitados nuevamente en tres regiones: 1) las estaciones ubicadas en la región de la influencia de la LC (recuadro color negro: R1); 2) las estaciones bajo condiciones del mesoescala (LCEs; recuadro color rojo: R2); 3) las estaciones ubicadas fuera de la influencia de los LCEs y la LC (recuadro color azul: R3). En cada región se generaron perfiles verticales para invierno (R1-I; R2-I y R3-I) y verano (R1-V; R2-V y R3-V) de las variables de (b, f) AOU ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), (c, g) Carbón Inorgánico Disuelto (DIC; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y (d, h) nitratos ($\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$; μM). Los perfiles de las variables están representados de acuerdo a la separación espacial que se muestra en los mapas de ADT para cada crucero (perfiles color azul= Out of the LC and LCE; color negro = Inside the LC; color rojo= Inside the LCE).

Capítulo III Figura 5. Comparación de la dinámica superficial representada mediante mapas de ADT (en contornos) y corrientes (flechas sobrepuestas; $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) para los veranos del a) 2011 (Junio; V11), e) 2015 (ago-sep; V15) y i) 2016 (julio; V16). Se trazaron nuevamente tres regiones (R1, R2 y R3) en los mapas de ADT usando los criterios descritos en la figura 3. Para cada región se trazaron perfiles verticales para los tres veranos (V11, V15 y V16) de las variables de (b, f, j) AOU ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), (c, g, k) DIC ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y (d, h) σ_θ ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$). Los perfiles de las variables están representados de acuerdo a los criterios descritos en la figura 3.

Capítulo III Figura 6. Comparación estacional (invierno-2013 y verano-2015) de la distribución espacial de las variables (a, c) AOU ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y (b, d) DIC ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). Se tomó como referencia el nivel de 10 m de profundidad.

Capítulo III Figura 7. Comparación estacional (invierno-2013 (a) y (b) verano-2015) de los campos de distribución espacial del pH_{sw} in-situ. Se tomó como referencia el nivel de 10 m de profundidad.

Capítulo III Figura 8. Distribución superficial (a, b) de la pCO_2 in-situ (μatm) y (c, d) pCO_2 normalizado (pCO_2 at T_{mean}) a una T promedio de 28.49°C . Se tomó como referencia el nivel de 10 m de profundidad.

Capítulo III Figure S1. Comparación anual de la relación entre (a) de la pCO_2 in-situ (μatm), densidad potencial y los años muestreados y de la (b) pCO_2 normalizado (pCO_2 at T_{mean}), densidad potencial y los años muestreados. Los datos de la pCO_2 se normalizaron a una T promedio de 28.49°C . Se consideraron solo aquellos valores menores a 15 m de profundidad.

Capítulo III Figure S2. Comparación entre la $p\text{CO}_2$ in-situ (μatm) y la $p\text{CO}_2$ normalizada ($p\text{CO}_2$ at T_{mean}) correspondiente al invierno del 2013. Los datos de la $p\text{CO}_2$ se normalizaron a una T promedio de $28.49\text{ }^{\circ}\text{C}$. Se consideraron solo aquellos valores menores a 15 m de profundidad.

Capítulo III Figure S3. Comparación entre la $p\text{CO}_2$ in-situ (μatm) y la $p\text{CO}_2$ normalizada ($p\text{CO}_2$ at T_{mean}) correspondiente a los veranos 2011, 2015 y 2016. Los datos de la $p\text{CO}_2$ se normalizaron a una T promedio de $28.49\text{ }^{\circ}\text{C}$. Se consideraron solo aquellos valores menores a 15 m de profundidad.

Capítulo III Figure S4. Comparación entre la $p\text{CO}_2$ in-situ (μatm) y la $p\text{CO}_2$ normalizada ($p\text{CO}_2$ at T_{mean}) correspondiente al otoño tardío del 2010. Los datos de la $p\text{CO}_2$ se normalizaron a una T promedio de $28.49\text{ }^{\circ}\text{C}$. Se consideraron solo aquellos valores menores a 15 m de profundidad.

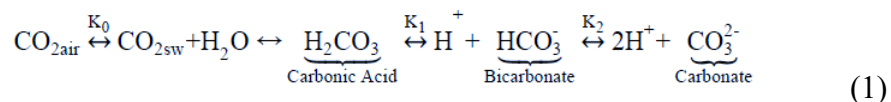
Capítulo III Figure S5. Comparación estacional (invierno-2013 (a) y (b) verano-2015) de los campos de distribución espacial de Omega aragonita (Ω_{Ara}). Se tomó como referencia el nivel de 10 m de profundidad.

Capítulo III Figure S6. Distribución superficial (a) del pH, (b) $p\text{CO}_2$ in-situ (μatm) y (c) Omega aragonita (Ω_{Ara}) correspondientes al otoño tardío del 2010. Se tomó como referencia el nivel de 10 m de profundidad.

1. INTRODUCCIÓN

En México existen pocos estudios relacionados con la química del carbono inorgánico disuelto y como consecuencia, los estudios sobre los flujos de carbono entre océano-atmósfera se limita a pocas regiones como por ejemplo las costas de Baja California, algunas regiones del Golfo de California y en la región tropical (http://pmcarbono.org/pmc/documentos/plan_cientifico.php). Desde el inicio de la Revolución Industrial, los océanos han absorbido más del 30% de todo el dióxido de carbono (CO_2) liberado a la atmósfera por actividades humanas como la combustión de combustibles fósiles, la producción de cemento, la deforestación (Le Quéré *et al.*, 2018), y esto ocurre a través de diversos procesos físicos, químicos y biológicos que promueven el flujo de carbono atmosférico hacia el océano (Volk y Hoffert, 1985). Adicionalmente, el calentamiento oceánico contribuye con el descenso en la solubilidad del CO_2 en el agua de mar, retardando la respuesta del océano a las emisiones. El calentamiento también incrementa la estratificación del océano, aislando la superficie de las aguas más profundas. Donde los cambios en la circulación termohalina de los océanos pueden disminuir el transporte de CO_2 disuelto hacia las profundidades del océano. Sin embargo, la magnitud de estos procesos aún es incierta, impidiendo buenas estimaciones a largo plazo. Se sabe que las aguas superficiales del GoM están en constante movimiento y que se mezclan rápidamente, lo cual podría generar una pérdida o ganancia de CO_2 hacia la atmósfera. Por lo anterior, resulta relevante entender y cuantificar los flujos de carbono entre reservorios de carbono, para así poder predecir los cambios en el CO_2 atmosférico y su efecto sobre el clima del planeta (Falkowski *et al.*, 2000). De ahí que las regiones templadas y polares se consideran sumideros de CO_2 , tales como el océano Atlántico reconocido por su importancia ya que regula la concentración del CO_2 a largo plazo de la atmósfera, moviendo las aguas superficiales cargadas de CO_2 hacia el océano profundo (Bates N. R. *et al.*, 2002). Este proceso de secuestro de CO_2 implica que la concentración de carbono inorgánico disuelto ($\text{DIC } \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) por debajo de la termoclina tienda a incrementar, aunado al efecto de la remineralización de materia orgánica y la disolución del CaCO_3 (Emerson, S.R. and J. Hedges, I., 2009; Fassbender, A.J., *et al.*, 2011). Este proceso de transporte y absorción de CO_2 ha provocado una disminución del pH promedio en la superficie del mar en un 26% desde la Revolución Industrial (Pachauri *et al.*, 2014) con un incremento en la concentración del ión bicarbonato [HCO_3^{2-}]. La reacción química en el que el CO_2 atmosférico (CO_2_{air}) reacciona y se disuelve con el agua ($\text{CO}_{2\text{sw}}$) para producir ácido carbónico (H_2CO_3) se representa en la ecuación 1. El ácido carbónico se disocia rápidamente y

provoca un aumento de los iones de hidrógeno (H^+) y bicarbonato (HCO_3^-), mientras que, simultáneamente provoca una disminución de la concentración de carbonato (CO_3^{2-}) (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001). Las ecuaciones que implican las constantes de disociación (K_0 , K_1 , K_2) y la concentración estequiometría total de las especies del sistema del carbono permiten la derivación completa del sistema de CO_2 (Sarmiento y Gruber, 2006; Dickson et al., 2007) como:



Por otra parte, dentro de la circulación del Atlántico Subtropical Occidental, es importante considerar al Mar Caribe (MaC) y el Golfo de México (GoM), dado que es ahí donde se genera la corriente de deriva del Atlántico Norte (Veron *et. al.*, 1999). La corriente de deriva del Atlántico Subtropical transporta calor a latitudes altas y es fundamental para la circulación termohalina global; ya una vez en el interior del MaC, la corriente ingresa al GoM a través del Estrecho de Yucatán (Fratantoni, 2001), adquiriendo el nombre de Corriente de Yucatán. Esta corriente presenta una gran variabilidad espacio-temporal dado que es el inicio de la Corriente de Lazo (LC), la cual es fundamental en la circulación del GoM. Por lo cual, se vuelve importante estudiar el GoM, debido a que los procesos de mezcla y las diferentes masas de agua que ingresan dentro del golfo no han sido estudiadas en términos físicos y biogeoquímicos. Sin embargo, cabe destacar que se ha observado que las aguas procedentes del MaC que alimentan a la LC, tanto superficiales como subsuperficiales provenientes del Atlántico central y del Caribe son relativamente pobres en oxígeno. En contraste, aguas más profundas provenientes del Atlántico norte tienen mayor concentración de oxígeno (England, 1995). Sin embargo, en términos de información reportada o disponible sobre estudios del carbono inorgánico hay poca o nula información en relación a su distribución desde que es transportado por las corrientes hacia el interior del golfo. Donde es importante recordar, que estas masas de aguas que se formaron en el Atlántico norte han secuestrado CO_2 atmosférico el cual ha sido transportado por las corrientes hacia el fondo, y ha sido modificado en sus concentraciones a través de su recorrido desde el norte hasta el MaC hasta su ingreso al interior del GoM. Por lo cual, es necesario evaluar la dinámica del carbono en conjunto con la oceanografía y variables como el oxígeno desde su entrada al golfo a través del canal de Yucatán, y como estas variables posiblemente se modifican hacia el interior del golfo.

PATRONES DE CIRCULACIÓN DENTRO DEL GOLFO DE MÉXICO

El Golfo de México se considera un mar semi-cerrado, con un área superficial de $\sim 1.5 \times 10^6$ km² y un volumen de agua de 2.5×10^6 m³, con una profundidad máxima de 3800 m (Caso *et al.*, 2004). Está localizado entre 18° y 30°N de latitud y 98° y 82° W de longitud y está conectado con el mar Caribe por el canal de Yucatán (2040 m) y con el Atlántico a través del estrecho de Florida (740 m). El Golfo de México está formado por una plataforma continental variable. Al sureste de la Península de Yucatán la plataforma es angosta, 2 km de ancho, y abrupta. Al norte de la Península de Yucatán se localiza el Banco de Campeche con una anchura de 250 km y pendiente suave. Al suroeste, frente a los estados de Veracruz y Tamaulipas, la plataforma se angosta a 35 km, y en la zona norte vuelve a engrosar hasta 190 km de ancho frente a Mississippi hasta Florida donde su anchura es de hasta 285 km.

La circulación de mesoescala domina la dinámica oceanográfica del golfo de México, especialmente en la región central y profunda. Al entrar por el canal de Yucatán al golfo, la corriente que proviene del Caribe (denominada corriente de Yucatán) se convierte en la corriente del Lazo. Esta hace un pronunciado meandro que sigue el talud continental de Yucatán hacia el norte y noroeste, para luego girar al este y salir por el estrecho de la Florida. Este comportamiento le ha conferido el nombre de corriente del lazo, esta corriente presenta un estrangulamiento en períodos irregulares de tiempo (Romero Centeno *et al.*, 2020), liberando grandes remolinos de 200 a 300 km de diámetro y 800 a 1000 m de profundidad denominados anticiclones. Una vez que estos remolinos se desprenden, derivan hacia el oeste, hasta su arribo al talud continental del golfo occidental, donde finalmente se disipan. La LC no tiene un flujo constante y su incursión hacia el noroeste del GoM oscila a lo largo del tiempo (Bunge *et al.*, 2002), con un máximo de salinidad subsuperficial bien definido (Agua Subsuperficial Subtropical, SUW) con características de salinidad de 36.7 a 36.9 y una temperatura entre 20 a 24.5°C, y aguas menos saladas en superficie. En profundidad, esta masa de agua tiene un valor de salinidad, asociado al agua intermedia antártica (AAIW) y a una profundidad entre 1000-1100m. Por debajo de los 800m todo el intercambio de agua del GoM se realiza con el Caribe a través del canal de Yucatán (Sheinbaum *et al.*, 2002), y se estima que el flujo promedio de retorno al Caribe es de 8 Sv (Ochoa *et al.*, 2001).

Por otro lado, el Agua Común del Golfo (GCW) tiene una distribución bastante homogénea del máximo de salinidad, que se encuentra casi desde la superficie hasta la isopícnica de 26.3, con el mínimo de sal asociado al agua AAIW; aunque este mínimo de salinidad es un poco más salino

que en el Caribe, y se ubica a una profundidad de entre 700-800 m. El agua de fondo (1500-4000 m) es el agua profunda del Atlántico norte, con características similares en ambas masas de agua salvo por pequeñas diferencias en el contenido de oxígeno dentro del GoM (Monreal-Gómez, *et al.*, 2004). Otra de las características que resaltan en la región sur del GoM, es la presencia de un giro ciclónico casi permanente dentro de la bahía de Campeche (Vázquez De La Cerda *et al.*, 2005). Adicionalmente, el GoM se destaca por la presencia casi permanente de otro remolino anticiclónico muy energético en su costa Oeste. Ambos vórtices son generados entre la plataforma continental de Yucatán y Florida, y son determinantes en la dinámica de la región oriental de aguas mexicanas y del mismo golfo. Por su parte, los giros anticiclónicos en su trayectoria hacia el oeste, las aguas de estos remolinos mantienen muchas de sus características biogeoquímicas (oxígeno disuelto, nutrientes, carbono y otros elementos) e hidrográficas (temperatura y salinidad), lo que a su vez ejerce una importante influencia en la productividad biológica y modula la estructura y función de las comunidades tanto en la columna de agua como en los sedimentos (Peters Recagno *et al.*, 2020).

PATRONES DE DISTRIBUCIÓN DE LAS VARIABLES BIOGEOQUÍMICAS

El GoM presenta una alta hidrodinámica dentro de toda la cuenca, lo que promueve que los tiempos de residencia de las masas de aguas presentes sean diferentes. Observaciones de la distribución del oxígeno disuelto (DO) sobre las diferentes isopícnas subsuperficiales muestran un golfo muy activo, con procesos de ventilación y consumo de DO, lo que lo contrasta de las características del MaC. En este sentido se ha observado que tanto el intercambio entre el océano y la atmósfera, así como la mezcla superficial pueden generar un enriquecimiento en DO en las aguas superficiales. Esto podría explicar los altos valores de DO ($210\text{-}220\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) encontrados en aguas superficiales ($24.5\text{-}25.7\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$). Lo anterior particularmente durante el invierno, cuando las capas de aguas superficiales se encuentran relativamente a bajas temperaturas ($21.5\text{-}22^\circ\text{C}$), esto favorece la disolución del oxígeno atmosférico, y además favorece la mezcla de aguas ligeramente más profundas ($25.2\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) con aguas superficiales (Informe final XIXIMI-3).

Por su parte, por debajo del máximo superficial de DO se detecta generalmente el máximo de clorofila profundo. Sin embargo, este máximo superficial del DO tiende a disminuir en las aguas subsuperficiales (25.7 hasta $27.2\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), caracterizadas por agua relativamente frías (6 a 20°C) a poca profundidad (120 hasta 800m). Así mismo, se observó un incremento en los valores DIC, con

valores máximos mayores a $2200 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y valores mínimos de pH de 7.7 (entre 500-1000 m), los cuales se encuentran por debajo de las profundidades del mínimo de oxígeno. Esta condición observada a esta latitud podría estar altamente influenciada por la dinámica superficial y la entrada de la LC. Además, estas características de profundidad y valores de oxígeno concuerdan con aguas que corresponden con SUW, las aguas Tropicales del Atlántico central (TACW), y AAIW (Informe final XIXIMI-3).

En términos de concentraciones de nutrientes se ha reportado que dentro del golfo los patrones de distribución del nitrato, fosfato y silicato se encuentran notoriamente enriquecidos, tanto en la superficie como en el fondo (nitrato=22-24, fosfato=1.4-1.6 y silicato=24-25 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). En contraste con el Atlántico Norte en la región de las Bermudas, donde el enriquecimiento profundo parece ocurrir antes de que las aguas subsuperficiales ingresen al golfo desde el Caribe (Informe final XIXIMI-3). Por otro lado, la distribución de isótopos de carbono en el carbono inorgánico disuelto ($\delta^{13}\text{C}$ DIC) muestra un patrón en la vertical, con un enriquecimiento en superficie (media $0.85 \pm 0.15\text{‰}$), empobreciéndose en la subsuperficie hasta alcanzar los valores más ligeros entre 150-300 m, para enriquecerse gradualmente en profundidad, y estabilizarse desde los 1200 m hasta el fondo. Los valores mínimos se encuentran a profundidades más someras (150-300 m) que el máximo consumo aparente de oxígeno (400-750 m). Ya a profundidades de 200 a 1500 m se reporta un patrón de distribución de los valores del $\delta^{13}\text{C}$ CID, controlado por la circulación de mesoescala, característica del GoM (Quintanilla G., 2015).

Como se mencionó en la sección anterior, con respecto a la hidrodinámica del golfo, los procesos de mesoescala juegan un papel muy importante en la dinámica y distribución de las variables químicas. En donde los giros anticiclónicos muestran un apilamiento de aguas en su interior, y aparentemente favorecen los valores más ligeros $\delta^{13}\text{C}$ DIC en su núcleo. En contraste, el giro ciclónico de la bahía de Campeche eleva las isopícnas subsuperficiales, acercando aguas ricas en nutrientes a la superficie y favorece un aumento de la productividad biológica en esta región. Este proceso posiblemente controla las propiedades biogeoquímicas de la columna de agua, enriqueciéndola con nutrientes y DIC, y empobreciéndola en DO. Esto transportaría valores de $\delta^{13}\text{C}$ carbono más ligeros, el cual se podría utilizar como un trazador de procesos, tanto biológicos (productividad y reciclamiento) como físicos (advección). Además, la biodegradación bacteriana de hidrocarburos en aguas profundas influye en el consumo DO, modificando los ciclos biogeoquímicos del carbono (Hu, X., *et al.*, 2014).

JUSTIFICACIÓN

El GoM presenta una hidrodinámica muy compleja, con procesos de mesoescala que modulan la circulación y los tiempos de residencia de estos grandes volúmenes de agua que ingresan a través del canal de Yucatán. De ahí que la biogeoquímica y el intercambio océano-atmósfera puedan estar sujetos a la regulación de los cambios en renovación de estas masas de agua. Por otro lado, se considera que actualmente el agua subsuperficial en el GoM presenta valores de pH relativamente bajos a lo pronosticado para el océano global. Sin embargo, dentro del GoM existe poca información en relación a la distribución del pH y por consecuencia de la dinámica del DIC y del DO.

Cabe resaltar que se cuenta con una serie de datos (DIC, pH y DO) dentro del golfo, generados posterior al derrame del Deepwater Horizon en el 2010. Sin embargo, poco se sabe de la variabilidad espacial y temporal de los procesos biogeoquímicos, del DO, de los flujos de $p\text{CO}_2$, así como también se desconoce la dinámica del DIC en la columna de agua que están asociados o regulados por la hidrodinámica de mesoescala en el interior y ha procesos como respiración/oxidación de la materia orgánica dentro del golfo. Por otro lado, existen procesos, como el intercambio superficial, que permiten una oxigenación de las capas superficiales con la incorporación (liberación) de CO_2 atmosférico hacia el océano (atmosférico). Por lo cual, la información obtenida en este estudio permitiría caracterizar la dinámica y distribución de las variables del sistema de CO_2 (DIC, Alcalidad Total, pH, $p\text{CO}_2$) y el DO dentro del GoM, lo que representa un área de conocimiento.

OBJETIVOS

Objetivo General

Evaluar la variabilidad espacio-temporal y la influencia de las aguas caribeñas y la LC en la estructura y distribución superficial de la química del carbono, los flujos de $p\text{CO}_2$ y el DO dentro del Golfo de México.

Objetivos Específicos

- Evaluar las condiciones que presentan las masas de agua al ingresar al golfo de México en términos del carbono inorgánico disuelto, pH y DO para conocer cuales procesos podrían modificar su concentración través de su circulación dentro del golfo.
- Analizar la influencia estacional del agua del Caribe en la distribución vertical del DIC y DO.
- Evaluar los flujos de $p\text{CO}_2$ superficiales dentro del GoM, con el objetivo de conocer bajo que condiciones, el sistema se comporta como sumidero o fuente de CO_2 hacia la atmósfera.

CAPITULO I.

Understanding upper water mass dynamics in the Gulf of Mexico by linking physical and biogeochemical features.

Trabajo publicado en la revista Journal of Marine Systems: G.Y. Cervantes-Diaz et al., (2021). Understanding upper water mass dynamics in the Gulf of Mexico by linking physical and biogeochemical features. Journal of Marine Systems: <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103647>

RESUMEN

En el Golfo de México (GoM), los primeros 300 m de la columna de agua contienen una mezcla de tipos de agua derivados de las masas de agua del Atlántico Norte y del Mar Caribe, a saber, el Agua Superficial del Caribe (CSW), el Agua Subtropical Subsuperficial (SUW), el Agua Común del Golfo (GCW) y el Agua Central del Atlántico Tropical (TACW). Éstas se ven alteradas principalmente por los procesos de mesoescala y la evaporación local, que modulan los ciclos biogeoquímicos. En este estudio, mejoramos nuestra comprensión de la dinámica de la masa de agua incluyendo datos biogeoquímicos al evaluar la relación T-S para definir los límites de la masa de agua, particularmente cuando las características termohalinas observadas se superponen. Las variables consideradas fueron la utilización aparente de oxígeno (AOU; por sus siglas en ingles), el nitrato y el carbono inorgánico disuelto (DIC; por sus siglas en ingles). Los datos se obtuvieron a partir de ocho cruceros realizados en las regiones central y meridional del GoM y de un crucero adicional que cubrió toda la región costero-oceánica. Los nuevos límites propuestos fueron fundamentales para aclarar la dinámica de las aguas superficiales. Cabe destacar que el GCW en el lado occidental del GoM no se forma a partir de la mezcla de CSW y SUW, sino por la mezcla de CSW remanente con TACW. En invierno, un remanente de CSW se mezcló con GCW, y la composición biogeoquímica de las aguas superficiales se vio afectada, como se observó a partir de un aumento de las concentraciones de nitrato y DIC y de valores positivos de AOU. Los CSW se detectaron principalmente en la superficie durante el verano con valores negativos de AOU, bajos

valores de DIC y concentraciones de nitrato casi indetectables. La presencia o ausencia de CSW moduló la profundidad de la nitraclina y probablemente influyó en la productividad primaria.

Palabras Clave: Masas de agua, utilización aparente de oxígeno, biogeoquímica, isopicna, eddy anticiclónico, Golfo de México.



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Marine Systems

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jmarsys

Research Paper

Understanding upper water mass dynamics in the Gulf of Mexico by linking physical and biogeochemical features



Gabriela Yareli Cervantes-Díaz^{a,b}, José Martín Hernández-Ayón^{b,*}, Alberto Zirino^c, Sharon Zinah Herzka^d, Víctor Camacho-Ibar^b, Orión Norzagaray^b, Leticia Barbero^e, Ivonne Montes^f, Joël Sudre^g, Juan Antonio Delgado^h

^a Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Transpeninsular Tijuana-Ensenada, No. 3917, Fraccionamiento Playitas, 22860 Ensenada, Baja California, Mexico

^b Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Transpeninsular Tijuana-Ensenada, No. 3917, Fraccionamiento Playitas, 22860 Ensenada, Baja California, Mexico.

^c Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, 9500 Gilman Drive, La Jolla, California 92093, USA

^d Departamento de Oceanografía Biológica, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Baja California, Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918, Zona Playitas, 22860 Ensenada, Baja California, Mexico

^e Cooperative Institute for Marine and Atmospheric Studies Rosenstiel School for Marine and Atmospheric Science University of Miami Miami FL 33149, United States of America

^f Instituto Geofísico del Perú, Lima, Peru

^g LEGOS, CNRS/IRD/UPS/CNES UMR 5566, 18 av. Ed Belin, 31401 Toulouse Cedex 9, France

^h Tecnológico Nacional de México/campus Guaymas, Km 4 S/N, Av. Tecnológico, Sector Playitas, 85480 Guaymas, Sonora, Mexico

ARTICLE INFO

Keywords:

Water mass
Apparent oxygen utilization
Biogeochemistry
Isopycnal
Anticyclonic eddy
Gulf of Mexico

ABSTRACT

In the Gulf of Mexico (GoM), the upper 300 m of the water column contains a mixture of water types derived from water masses from the North Atlantic and the Caribbean Sea, namely Caribbean Surface Water (CSW), Subtropical Underwater (SUW), Gulf Common Water (GCW), and Tropical Atlantic Central Water (TACW). These are mainly altered by mesoscale processes and local evaporation, which modulate biogeochemical cycles. In this study, we improve our understanding of water mass dynamics by including biogeochemical data when evaluating the T-S relationship to define water-mass boundaries, particularly when the observed thermohaline characteristics overlap. The variables considered were apparent oxygen utilization (AOU), nitrate, and dissolved inorganic carbon (DIC). The data were obtained from eight cruises carried out in the central and southern regions of the GoM and an additional cruise that covered the entire coastal-ocean region. The new proposed boundaries were instrumental in clarifying the dynamics of surface waters. Of note, GCW on the western side of the GoM is not formed from the mixing of CSW and SUW but by the mixing of remnant CSW with TACW. In winter, a remnant of CSW mixed with GCW, and the biogeochemical composition of surface waters was affected, as observed from an increase in nitrate and DIC concentrations and positive AOU values. CSW was mainly detected at the surface during summer with negative AOU values, low DIC values, and almost undetectable nitrate concentrations. The presence or absence of CSW modulated the depth of the nitracline and likely influenced primary productivity.

Abbreviations: absolute salinity, (S_A); absolute dynamic topography, (ADT); apparent oxygen utilization, (AOU); Antarctic Intermediate Water, (AAIW); Caribbean Surface Water, (CSW); Caribbean Water, (CW); Caribbean Surface Water remnant, (CSWr); Campeche Bay, (CB); conservative temperature, (Θ); coefficient of variation, (CV); dissolved inorganic carbon, (DIC); dissolved oxygen, (DO); density anomaly, (σ_θ); Gulf Common Water, (GCW); Gulf of Mexico, (GoM); Loop Current, (LC); Loop Current eddies, (LCEs); North Atlantic Subtropical Underwater, (NASUW, herein referred to as SUW); North Atlantic Deep Water, (NADW); potential temperature, (T_θ); salinity, (S); Tropical Atlantic Central Water, (TACW).

* Corresponding author.

E-mail address: jmartin@uabc.edu.mx (J.M. Hernández-Ayón).

<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103647>

Received 29 November 2020; Received in revised form 18 September 2021; Accepted 23 September 2021

Available online 1 October 2021

0924-7963/© 2021 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Forecasting the effects of global warming on ocean resources depends on a clear understanding of how physical processes, such as the radiation balance, advection, and mixing, interact with local biogeochemical activity.

1.1. Summary of water mass interactions in the Gulf of Mexico (GoM)

The Gulf of Mexico (GoM) contains a mixture of water types derived from the North Atlantic and Caribbean Sea (Schmitz and Richardson, 1991), and its deep waters contain North Atlantic Deep Water (NADW) overlain by Antarctic Intermediate Water (AAIW) and Tropical Atlantic Central Water (TACW; Portela et al., 2018). However, upper surface water in the GoM can be considered a mixture of three main water types that may be identified by temperature (T)-salinity (S) relationships, namely Caribbean Surface Water (CSW), Gulf Common Water (GCW), and North Atlantic Subtropical Underwater (NASUW, hereafter referred to as SUW), which are all found above a sigma-theta level of $\sim 26 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (Fig. 1; Portela et al., 2018). These water types are altered by local evaporation and dilution due to riverine freshwater inputs that mainly stem from the Mississippi-Atchafalaya system and Mexican rivers in the southern region of the GoM. Likewise, GCW is considered to be a mix of only CSW and SUW, as its salinity does not change significantly (Vidal et al., 1992). However, at higher sigma-theta values (relative values of $26.5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$), all three types converge into the TACW water mass with a linear T-S relationship (Fig. 1).

Surface circulation in the central GoM is complex and dominated by the dynamics of the Loop Current (LC) and its associated eddies (Sturges and Leben, 2000; Oey et al., 2005), which transport CSW into the gulf as a remnant of Caribbean Surface Water (CSWr), as classified by Portela

et al. (2018). Unmodified CSW can be found in the Yucatan Strait, LC, and eddies (see Fig. 1a, black T-S line). Upon entering the GoM, CSW is characterized by high S values of ~ 34.5 to 36.6 , potential temperature ($T_\theta \geq 25^\circ\text{C}$), and potential density ($\sigma_\theta \leq 24.5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$), as reported by Carrillo et al. (2016). Anticyclonic Loop Current eddies (LCEs) that are ~ 200 – 300 km in diameter detach from the LC every 4–18 months (Sturges and Leben, 2000; Hall and Leben, 2016) and may reattach (Schmitz, 2005). Other key features of GoM dynamics are the intrusion and variable position of the LC (Bunge et al., 2002; Delgado et al., 2019). The annual intrusion of the LC is statistically more likely during spring and summer when it can extend to $\sim 28^\circ\text{N}$ and 90.5°W , whereas during autumn and winter, there is little LC incursion into the GoM (Delgado et al., 2019).

Near the surface, the chemical and biological properties of CSW are reflected in the spatial variability of T, S, dissolved oxygen (DO), freshwater inputs, the heat flux, evaporation, and wind stress, which are also related to the presence of the LC and LCEs (see Fig. 1a and b; Morey et al., 2003b; Portela et al., 2018; Damien et al., 2018). A major contributing factor to surface thermohaline variability in the northern GoM is the Mississippi-Atchafalaya river system, which influences the upper 50 m of the water column in areas hundreds of kilometers away from its discharge zone (Morey et al., 2003a; Jochens and DiMarco, 2008; Portela et al., 2018). These mechanisms, as mentioned earlier, influence the chemical, biological, and physical water mass characteristics above the $26 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ isopycnal.

In the region influenced by the LC, SUW can be identified by S values between 36.5 and 36.92 at ~ 100 – 150 m , which is below the depth of CSW (Herring, 2010; Hamilton et al., 2018). Properties representative of incoming SUW with maximum S values of >36.92 can be observed in the Yucatan Strait (Fig. 1a and c, black and red dots). However, once inside the GoM, SUW likely loses its thermohaline properties because the GoM

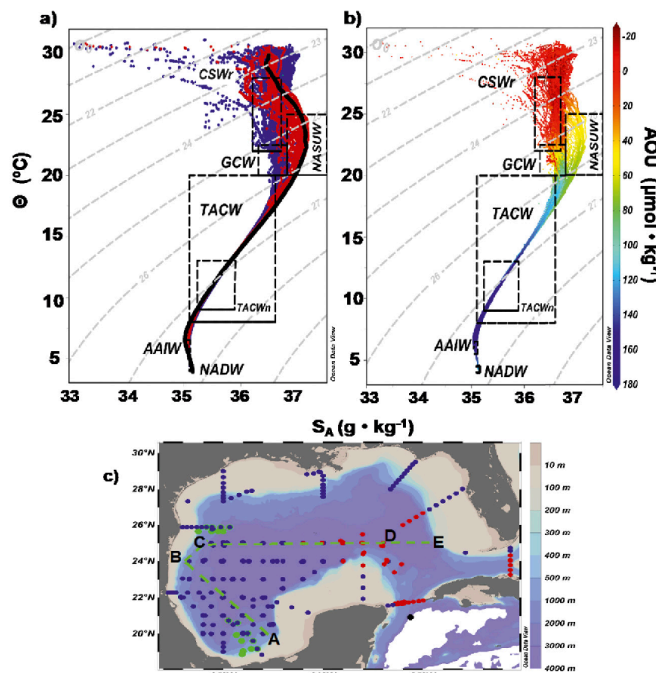


Fig. 1. Conservative temperature (Θ)-absolute salinity (S_A) diagrams of data from the six XIXIMI (2010–2017) and GOMECC-3 (2017) cruises. (a) Distribution of the water masses based on the classification proposed by Portela et al. (2018) using Θ and S_A ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$). Water masses: Caribbean Surface Water remnant (CSWr), North Atlantic Subtropical Underwater (NASUW), Gulf Common Water (GCW), Tropical Atlantic Central Water (TACW), TACWn (core), Antarctic Intermediate Water (AAIW), and North Atlantic Deep Water (NADW). (b) Θ - S_A diagram and apparent oxygen utilization (AOU, $\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$) diagram. (c) The stations included are depicted with red and blue dots. The red dots denote the stations where the signal characteristic of NASUW was detected. The black dot outside the GoM denotes the endmember with the unmodified characteristics of Caribbean Water, while the blue dots indicate stations with characteristics of LC incursion. Stations delimited by green lines and black letters constitute fixed transects throughout this paper. The stations covered during the two other Perdido (letter C) and Coatzacoalcas (letter A) cruises are represented by green dots. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

is an evaporative basin in which convective mixing modifies the characteristics of existing surface waters, and Gulf Common Water (GCW) is supposedly formed within (Vidal et al., 1992). In addition, LC surface water is considered oligotrophic given its relative isolation from the eutrophic waters of the coast and continental shelf (Biggs and Ressler, 2001; Heileman and Rabalais, 2009; Damien et al., 2018; Martínez-López and Zavala-Hidalgo, 2009). Within the LC (0–90 m depth), the concentrations of nitrate, phosphate, and other essential nutrients are usually below the analytical detection limit ($< 0.05 \mu\text{M}$; Biggs and Ressler, 2001). Far from the coast, primary production $< 0.15 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ has been reported (Biggs and Ressler, 2001), while productivity in subsurface waters might be 2- to 3-fold higher when nutrient availability is locally enhanced (El-Sayed, 1972; Biggs and Ressler, 2001).

Previous studies (i.e., Portela et al., 2018; Hamilton et al., 2018) have presented different thermohaline limits for GoM water masses given their primary focus on deep waters ($\sigma_\theta > 26 \text{ kg-m}^{-3}$; Fig. 1a). However, a more detailed classification system for the waters above the 26 kg-m^{-3} isopycnal is necessary, as these waters are significantly modified by various factors like mesoscale structures, river inputs, wind-driven mixing, evaporation, and precipitation. If biogeochemical properties are considered in addition to thermohaline properties when water masses are defined, water mass dynamics would be better understood. A point of concern regarding the water mass dynamics of the GoM is related to the formation of GCW. When only thermohaline properties are considered, it has been proposed that the formation of GCW is mainly due to the mixing of LCE waters and the dilution of SUW (Vidal et al., 1994; Portela et al., 2018).

GCW is distinguished by a relatively homogeneous vertical S distribution, ranging from 36.3–36.49 from ~0–200 m depth (Merrell and Morrison, 1981; Elliott, 1982; Morrison et al., 1983). The apparent oxygen utilization (AOU) shown in Fig. 1b indicates a gradual trend towards negative concentrations above the 26 kg-m^{-3} isopycnal. In addition, the AOU concentrations of GCW and SUW are similar and in the range of 40–70 $\mu\text{mol-kg}^{-1}$, and they differ from those of TACW, which is located below and characterized by DO concentrations of ~3 ml-L^{-1} , T_θ values from 7.9–20°C, and S values between 34.9 and 36.4 around the 27.2 kg-m^{-3} isopycnal (Vidal et al., 1994; Gallegos, 1996; Carrillo et al., 2016; Portela et al., 2018). However, TACW may share properties with both surface water bodies as a result of mixing processes. All of these issues point towards the challenges related to adequately understanding and determining the formation of GCW and evaluating the spatial distributions of GCW and SUW.

This study improves our understanding of how GCW is formed and the spatial distribution of SUW inside the GoM. We suggest a reclassification of surface water mass limits above the 26 kg-m^{-3} isopycnal, particularly when the observed thermohaline characteristics overlap, by including biochemical data to obtain a more precise definition of the boundaries of CSW, SUW, and GCW. In addition, we aimed to identify the biogeochemical implications of thermohaline changes in surface waters due to an increasing extension of the LC, which carries water of Caribbean origin into the GoM, and the potential effects on the depth of the nitracline. Finally, we confirm the role that CSW plays in the biogeochemistry of the GoM by comparing measured seasonal variations in T_θ , S, nitrate, and AOU to those of the CARS2009 climatological database (CSIRO Atlas of Regional Seas; <http://www.marine.csiro.au/~dunn/cars2009>).

2. Materials and methods

2.1. Data collection

Six oceanographic cruises covering the central and southern regions of the Exclusive Economic Zone of Mexico were carried out in November 2010, July 2011, February–March 2013, August–September 2015, July 2016, and August–September 2017 (XIXIMI-01–XIXIMI-06, respectively) onboard the R/V *Justo Sierra* (Fig. 1c). In addition, two

oceanographic cruises (March and September 2016) that covered the Perdido region (~26°N) in the northwestern gulf and the Coatzacoalcas regions in Campeche Bay (CB, ~94°W) were added (Fig. 1c). During these campaigns, 30–51 stations per cruise were sampled, and a total of 519 hydrographic casts were performed to characterize the vertical distribution of T_θ , S, σ_θ , DO, and fluorescence. An SBE 911plus CTD (Sea-Bird Electronics, Inc., Bellevue, USA) was used. The instrument and sensors were regularly serviced and calibrated before the XIXIMI cruises. For the two cruises in Perdido and Coatzacoalcas, an SBE 25plus CTD with a nitrate SUNA Atlantic sensor (Sea-Bird Electronics, Inc.) was used at 19 stations. Finally, data from the third Gulf of Mexico Ecosystems and Carbon Cycle (GOMECC-3) Cruise were included. The GOMECC-3 cruise was funded by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Ocean Acidification Program and took place on board the NOAA Vessel *Ronald H. Brown* (July 18–August 21, 2017). GOMECC-3 covered stations that ran along nine transects within the entire gulf as well as the Yucatan Channel and Florida Straits (Fig. 1c). The GOMECC-3 CTD package consisted of a Sea-Bird Electronics (SBE) 9 plus CTD with dual pumps and the following sensors: dual temperature (SBE3), dual conductivity (SBE4), dual dissolved oxygen (SBE43), reference temperature (SBE35), a Wet Labs CSTAR transmissometer, and a Valeport VA500 altimeter (Barbero et al., 2019).

In addition to CTD casts, water samples were collected with 10- or 20-L Niskin bottles at 12–24 set depths, depending on the cruise, to measure DIC, nutrient, and DO concentrations, among other parameters. Dickson et al. (2007) established protocols that were followed in addition to best practices for DIC sample collection and analysis. To collect nutrient samples, 50 ml of seawater was filtered through Whatman GF/F filters (GE Healthcare, Chicago, USA) that had been previously combusted at 450°C for 2 h. The filtered samples were transferred to centrifuge tubes, frozen, and transported to the laboratory for post-cruise analysis. In the GOMECC-3 cruise, nutrient samples were analyzed onboard, following procedures detailed in the updated GO-SHIP Repeat Hydrography Manual (Becker et al., 2019). During each cruise, seawater was also routinely sampled to determine DO concentrations with the Winkler method as a quality control of the CTD oxygen probe (Baird and Bridgewater, 2017).

Additionally, AOU ($\mu\text{mol-kg}^{-1}$) was calculated from DO, T_θ , and S using the TEOS-2010 equations (Intergovernmental Oceanographic Commission, 2010). However, it must be recognized that the calculation of AOU is affected by processes other than those that are biochemical, such as water mixing, deviations of DO concentrations from instantaneous and complete equilibrium with the atmosphere and other factors (Pytkowicz, 1971; Broecker and Peng, 1982; Garcia and Keeling, 2001; Ito et al., 2004). Thus, AOU calculation involves T and S compensation, producing a value corrected for thermodynamic effects on DO.

2.2. Water mass characterization

An analysis of T_θ -S diagrams was carried out for the six XIXIMI cruises (Fig. 1c), for which T_θ and S were converted to conservative temperature (Θ) and absolute salinity (S_A), as described by McDougall and Barker (2011).

Given that two XIXIMI cruises took place during late fall and winter (2010 and 2013) while the remaining four took place during summer (2011, 2015, 2016, and 2017), we performed separate seasonal analyses of the hydrographic and biogeochemical characteristics of seawater above isopycnals $< 26 \text{ kg-m}^{-3}$ in the Θ - S_A diagrams using the Portela et al. (2018) classification (Fig. 2). In addition, AOU was incorporated into the diagrams to evaluate the role of seasonality on its vertical distribution given the water masses present. The most notable variability in the water column was present above the 26 kg-m^{-3} isopycnal. The depth of this isopycnal varied by more than 100 m during the summer due to the presence of LCEs, while variation was lower during the winter when fewer sampling stations were located within anticyclonic eddies (Fig. A.1).

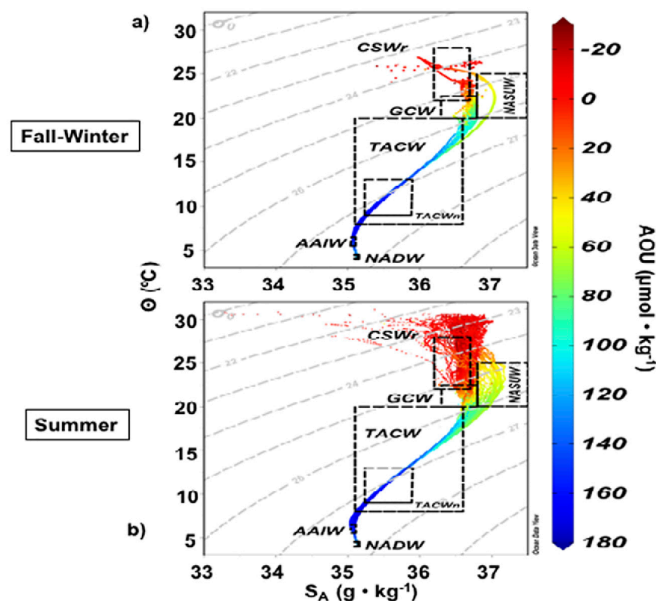


Fig. 2. σ_{θ} - S_A vs. apparent oxygen utilization (AOU; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) diagrams in late fall–winter (a) and summer (b), along with the water mass classification by [Portela et al. \(2018\)](#): CSWf, NASUW, GCW, TACW, TACWn (core), AAIW, and NADW. To generate the σ_{θ} - S_A vs. AOU ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) diagrams, we used data from the six XIXIMI cruises. The late fall and winter cruises (2010–2013) were separate from the summer cruises (2011, 2105, 2016, and 2017).

A separate analysis of the σ_{θ} - S_A diagrams was carried out with the data collected during the Perdido and Coatzacoalcas cruises of spring–summer 2016. CTD-derived NO_3^- concentrations and AOU estimates were incorporated into each decibar of resolution. Also, the samples collected at standard depths corresponding to the XIXIMI and GOMECC-3 cruises (late fall 2010, winter 2013, and summer 2016 and 2017) were incorporated into the analysis of the σ_{θ} - S_A diagrams. Finally, the σ_{θ} - S_A diagrams were compared to the [Portela et al. \(2018\)](#) classification.

Density vs. nitrate concentration graphs were plotted with AOU on a third axis to evaluate the relationships between density fields and 1) oligotrophic waters (values $<1.0\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$); 2) the nitracline (values $>1.0\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$); and 3) AOU (negative values $\pm 20\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). We then readjusted the thermohaline ranges of the water masses based on the combined characteristics of the thermohaline and biogeochemical (nitrate and AOU) variables at $\sigma_{\theta} < 26\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ for each identified water mass. Finally, vertical distribution sections for σ_{θ} , T_{θ} , and AOU were constructed for all nine cruises (Perdido and Coatzacoalcas, XIXIMI-1–6, and GOMECC-3) to evaluate differences arising from different seasonal oceanographic conditions.

2.3. Analysis of chemical variables

Coulometric methods were used following the methodology of [Johnson et al. \(1987\)](#) for determining DIC concentrations. Reference materials were provided by the laboratory of Dr. A. Dickson of the Scripps Institution of Oceanography. The accuracy obtained for the reference material was $\pm 2\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ with a precision of $\pm 1.5\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$. In addition, DIC and nitrate ($\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$) analyses corresponding to the GOMECC-3 cruise were carried out following the GO-SHIP Hydro Manual (<https://www.go-ship.org/HydroMan.html>) and are described in detail in [Barbero et al. \(2019\)](#).

To quantify the concentrations of combined nitrite and nitrate ($\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$, hereafter nitrate) present in the samples from the 2010

and 2013 winter cruises, a Skalar SAN Plus autoanalyzer (Skalar Analytical, Breda, Netherlands) was used. In addition, the reference material for nutrients, MOOS-2 (certified concentration of $24.9 \pm 1\ \mu\text{M}$) obtained from the National Resource Council of Canada, was repeatedly analyzed during runs to evaluate accuracy and precision. As a result, the average recovery for the analyses of the three cruises was $25.1 \pm 0.25\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$. For summer 2015, the samples were analyzed with an AA3-HR SEAL nutrient analyzer (SEAL Analytical Inc., Mequon, USA) according to the GO-SHIP Repeat Hydrography Manual ([Hydes et al., 2010](#)) using seawater lots CC (with a calculated certified value for $\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$ of $30.99 \pm 0.24\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) and CD (with a calculated certified value for $\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$ of $5.52 \pm 0.05\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) from Kanto Co. Ltd. (Kanto Technos, Tokyo, Japan) as reference materials (see description in [Hydes et al., 2010](#)). The average recoveries for $\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$ during the analyses of the three cruises were 30.88 ± 0.10 and $5.50 \pm 0.03\ \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ for RMNS CC and CD, respectively.

In addition, the CTD 25plus included a UV sensor for nitrate determination (SUNA, Satlantic, Halifax, Canada; $\pm 2.4\ \mu\text{M}$). To determine the nitrate concentrations, a factory calibration was used. Nitrate data were coupled to CTD profiles using cast time. Since the SUNA data showed high variability (spectral analysis indicated that the most frequent variability periods were observed between 2 and 6 m in the vertical profiles), a low-pass filter was applied using a 15-m data window. The filter and data window were selected based on the lowest noise to signal ratio and coefficient of variation observed. Filtered nitrate profiles obtained with the SUNA sensor were contrasted with discrete sample profiles using simple linear regressions, obtaining significant models and coefficients ($p < 0.05$; $n = 33$; average $r^2 = 0.97 \pm 0.05$; average slope = 0.94 ± 0.15), which indicated good correspondence between both measurements. This analysis was exclusively conducted for the Perdido and Coatzacoalcas cruises.

To explore possible relationships between the water masses and their nitrate and DIC concentrations, three-phase T_{θ} - S diagrams (in which the

colors indicate nitrate concentrations) were constructed for the late fall–winter–spring period of 2010, 2013, and 2016 and the summers of 2015, 2016, and 2017. Also, T_θ -S vs. DIC diagrams for late fall–winter and summer 2011, 2015, 2016, and 2017 were constructed for a seasonal comparison.

2.4. Absolute dynamic topography (ADT) maps

Absolute dynamic topography (ADT; cm) maps were generated to evaluate the influence of CSW on water mass characteristics during the different cruises, as described by Delgado et al. (2019). The images were products of the AVISO+ database (<https://www.aviso.altimetry.fr/en/data>). The ADT maps only considered the period in which sampling was carried out for each cruise. For simplicity, we present ADT maps for two cruises held during contrasting conditions (Fig. 9b and e): winter (Feb–Mar 2013) and summer (Aug–Sep 2015).

2.5. Climatological data analysis

A comparative analysis of the average T and S data from the CARS 2009 (CSIRO Atlas of Regional Seas; <http://www.marine.csiro.au/~dunn/cars2009>) database was conducted to determine if the climatological data were consistent with the observations made during winter (February) and summer (July). The rationale for this analysis was that CSW was mainly detected during summer at the surface, whereas GCW replaced CSW in winter, which was reflected in the biogeochemical composition near the surface. Diagrams and vertical sections based on 50 years of T_θ and S data for July and February were plotted to confirm the presence of the LC front (Fig. A.3).

3. Results

3.1. New thermohaline and isopycnal limits of near-surface water masses

Our study revealed several important features using the water mass

classification of Portela et al. (2018). Firstly, all data above 28°C and below $23.5\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ were excluded from the classification. Secondly, an overlap region between the limits of CSW_r and GCW was present. It should be noted that within these overlaps, large differences in nitrate and DIC concentrations were observed, ranging from 5 to $0.5\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ and from 2155 to $2020\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, respectively (Fig. 3). Thirdly, at σ_θ lower than $\sim 25\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, AOU values were slightly positive or closer to zero than those above $25\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig. 1b). Similarly, the lowest DIC concentrations and nearly depleted nitrate concentrations were observed at densities lower than $25\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig. 3). Finally, CSW had lower nitrate, AOU, and DIC concentrations than those of SUW and GCW (Figs. 1 and 3 and Table 1).

At σ_θ below $26\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, a clear biogeochemical signal is observed for the three upper water masses of the GoM (Fig. 4). We were able to detect when changes occurred with great precision given that continuous CTD sensor data, including nitrate and oxygen information for two cruises, was utilized. For example, Fig. 4a indicates a difference in nitrate at $25.3\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ while also showing that nitrate concentrations do not exceed $1\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ at sigma theta values $>25\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ and $<25.5\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Therefore, σ_θ below $25.3\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ is a useful boundary between CSW, GCW, and SUW. A nitrate concentration $<1\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (with a detection limit range of $\pm 1\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) and slightly negative or near to zero AOU values (with a detection limit range of $\pm 20\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), acted as tracers for this water mass, indicating the boundaries at which CSW began (Fig. 4a–d). In addition, CSW was found to possess low DIC concentrations, with values less than $2140\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Fig. 3a and Table 1).

These clear patterns also helped simplify the determination of the upper limit of GCW and indicated that the isopycnals between 25.3 and $26.3\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, where the nitracline is found, and positive AOU values were considered characteristic of GCW (Fig. 4a and b and Table 1). A typical increase in nitrate ($>1\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) with increasing depth was observed. This pattern was also observed for AOU concentrations ($>20\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). GCW was also characterized by higher DIC concentrations ($\sim 30\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ higher) than those of CSW (Table 1). In particular, CSW

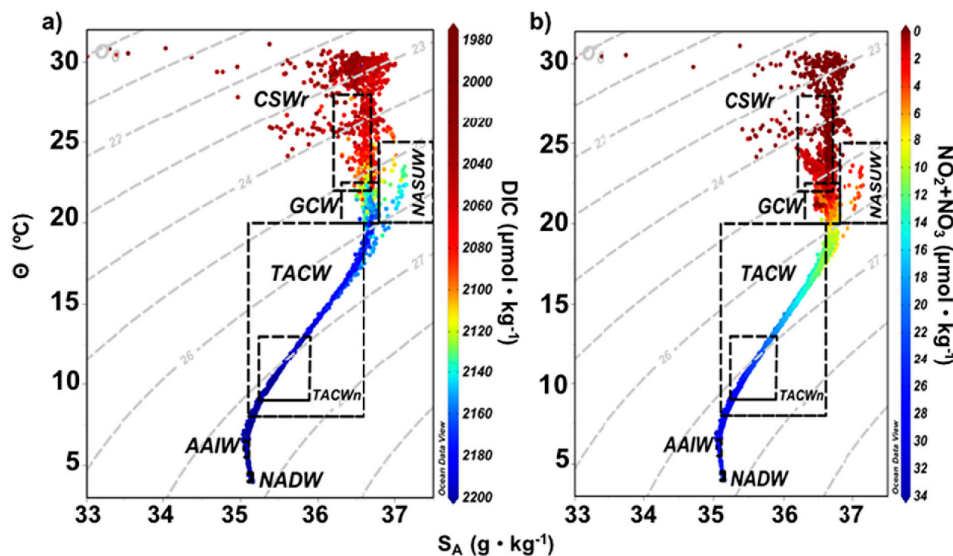


Fig. 3. Analyses of the Θ - S_A diagrams were conducted for spring–summer 2016 of the Perdido, Coatzacoalcas, XIXIMI cruises (late fall 2010, winter 2013, and summer 2016 and 2017), and GOMMEC-3 cruise (summer 2017). This analysis included NO_3^- (SUNA sensor and discrete samples) and inorganic dissolved carbon (DIC) concentrations. (a) Θ - S_A and DIC ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) and (b) Θ - S_A and $\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$ ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) diagrams as well as the Portela et al. (2018) water mass classification.

Table 1

General characteristics of the new classification of surface water masses based on thermohaline and biogeochemical variables [potential temperature ($^{\circ}\text{C}$), salinity (S ; psu and $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), dissolved oxygen (DO ; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), and apparent oxygen utilization (AOU ; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$)]. The variability ranges for dissolved inorganic carbon (DIC ; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), nitrate ($[\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-]$; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), and depth as a function of each water mass identified in the deep region of the GoM are included. The ranges of the temperature and S variables are presented with both oceanographic conventions (EOS-80 and TEOS-10): potential (θ) and conservative (Θ) temperature and psu and absolute salinity (S_A ; $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), respectively.

Water masses	ID	Temperature θ Θ		S psu $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$		Sigma ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)	Mean depth range (m)	DO ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$)	AOU ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$)	Nitrate (μM)	DIC ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$)
Caribbean Surface Water	CSW	>22	>22	36–36.6	36.2–36.8	< 25.3	< 170	160–234	–40 to 50	< 1.5	1970–2140
Subtropical Underwater	SUW	19–26	19–26	36.6–37	36.8–37.2	24.5–26.5	100–350	130–220	–5 to 90	1–8	2050–2156
Gulf Common Water	GCW	18–22	18–22	36.3–36.6	36.5–36.8	25.3–26.3	Winter 0–200 Summer 30–200	110–215	0 to 120	1–14.8	2080–2187
Tropical Atlantic Central Water	TACW	7.9–20	7.9–20	34.9–36.4	35.1–36.6	26.2–27.2	Winter 70–660 Summer 100–780	100–160	73 to 175	8.5–32	2140–2220

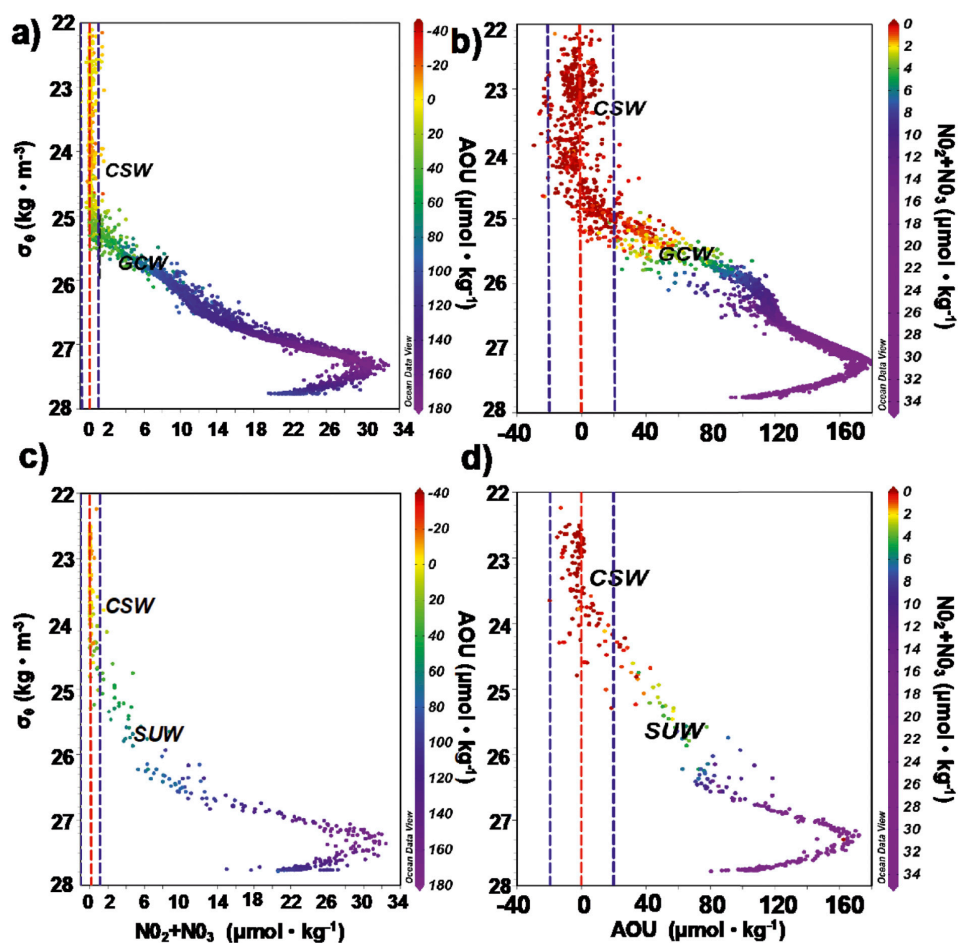


Fig. 4. Relationships among potential density (σ_θ), apparent oxygen utilization (AOU), and nitrate concentrations for the Perdido, Coatzacoalcos (both CTD and nitrate SUNA data), XIXIMI, and GOMECC-3 cruises (discrete samples at standard depths). Figures a and b represent the data located in the western part of the GoM and are shown in blue in Fig. 1a and c. Figures b and c represent the data located in the portion of the GoM under the influence of the LC and are shown in red in Fig. 1a and c. The red vertical line shows both the zero-nitrate and zero-AOU concentration limits, and the blue lines denote the detection limits of the nitrate and oxygen sensors. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

presented the lowest DIC concentrations of all, with values $<2140 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ (Fig. 3a and Table 1).

The limit of SUW is located between the isopycnals of 24.5–26.5 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (Figs. 3 and 4), and the distribution of SUW within the GoM was noted to be linked to LC incursion (Fig. 1a and c). However, the salinity maximum of SUW lies in a separate part of the T-S plot, as it is derived from a well-defined layer (Fig. 1). The biogeochemical signals of SUW also fall in a separate section of the T-S plot, where nitrate values ranged between 1 and 8 $\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ with increasing depth, and AOU values were considered to be characteristic between 0 and 120 $\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$. Thus, SUW presented higher DIC concentrations than those of CSW but lower than those of GCW, with values of $\sim 2100 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ (Fig. 4b and c and Table 1).

We propose adding biogeochemical data to the T-S relationship to better define the boundaries of the water types, particularly when the observed thermohaline characteristics overlap. Based on this, new thermohaline and σ_θ ranges are proposed based on the σ_θ , nitrate, AOU, and DIC criteria (Fig. 5 and Table 1). Firstly, low σ_θ , warm, and oligotrophic waters with negative AOU values defined the limit of CSW (Figs. 4 and 5). In contrast, subsurface waters associated with GCW showed an apparent increase in nitrate, accompanied by positive AOU values closely related to TACW mixing.

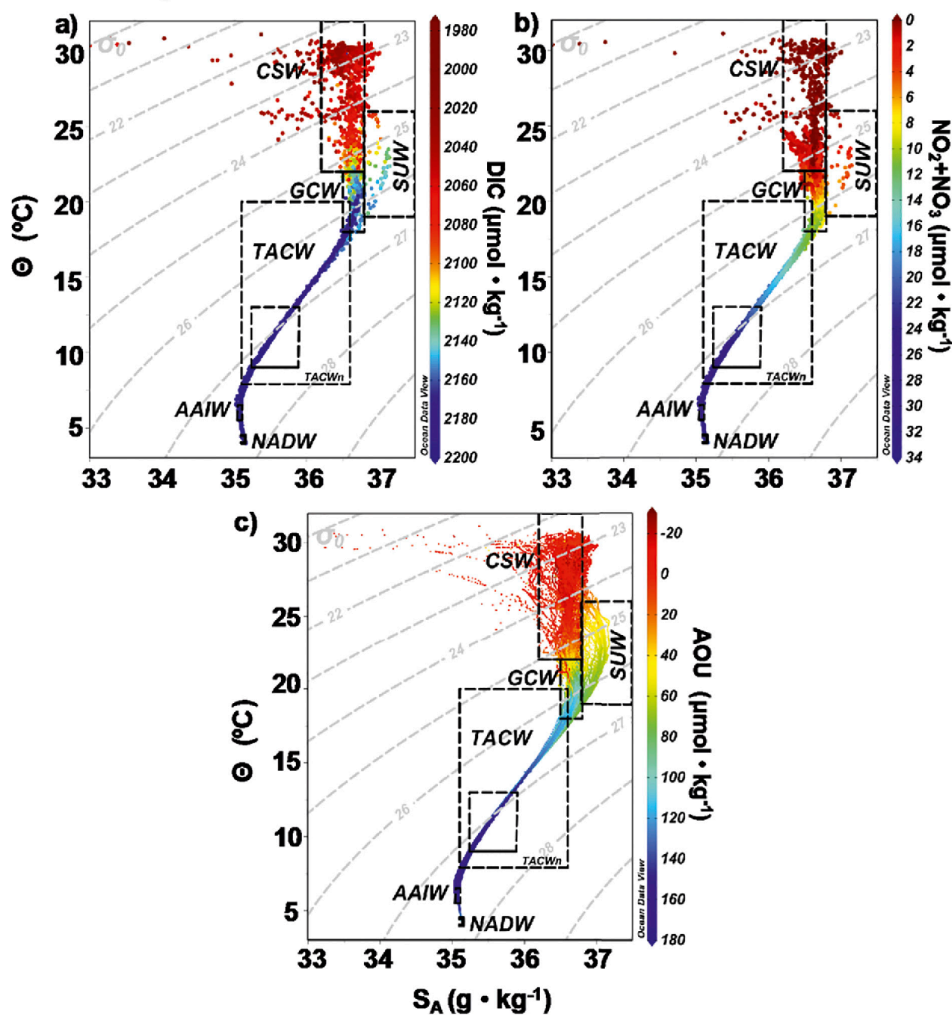


Fig. 5. Reclassification of the thermohaline limits for water masses based on the distribution of biogeochemical characteristics [AOU and $\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$] shown in Fig. 4. (a) Θ - S_A diagram and DIC ($\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$). (b) Θ - S_A diagram and $\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$ ($\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$). (c) Θ - S_A diagram and AOU ($\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$). Water masses: Caribbean Surface Water (CSW), Subtropical Underwater (SUW), and Gulf Common Water (GCW). The classification of intermediate and deep-water masses (i.e., TACW, TACWn, AAIW, and NADW) is from Portela et al. (2018).

3.2. Reasons behind the changes in T_θ and σ_θ in the presence or absence of CSW

Seasonal changes in the vertical sections of T_θ and σ_θ occurred above the $26 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ isopycnal (Fig. A.1). These changes were generally observed with the relatively low temperatures ($25.5 \pm 1.3^\circ\text{C}$) found at isopycnals above $25.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ in November and March ($24.0 \pm 1.0^\circ\text{C}$) and in the presence of mixing in the first 150 m of the water column. Additionally, during these months, an average σ_θ of $\sim 24.8 \pm 0.4 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ was observed in the upper 170 m of the water column. During the summer, the warmer temperatures ($\sim 27.0 \pm 3.0^\circ\text{C}$) and isopycnal structure (22 and $25.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) showed that CSW was widespread (Fig. A.2).

During the winter of 2013, when small CSW remnants were observed inside the GoM, the $\sim 25.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ isopycnal showed high variability within the upper 100 m, while the 24.5°C isotherm was barely detected in the region nearest to the LC front (Fig. A.2). In contrast, water with these characteristics was present during the summer when CSW entered the GoM through the LC and was subsequently transported westward via detached LCEs (Fig. A.2).

3.3. AOU and its association with CSW

During the summer, a subsurface DO maximum can be observed in waters with densities less than $25.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ that was not related to the depth of the fluorescence maximum (Fig. 6). This DO maximum was

considered to be the boundary between CSW and GCW. However, when thermodynamic effects were removed from observed DO by calculating AOU, the subsurface DO maximum nearly disappeared, indicating that this subsurface maximum was only an effect of T and S caused by enhanced oxygen dissolution during winter (Fig. 6c, d, and e). During late fall, when the CSW was barely detectable (November 2010), negative AOU concentrations were observed in surface waters (Fig. 6a). In contrast, wind-induced vertical mixing in winter (February/March 2013) resulted in positive AOU values above $25.3 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ (Fig. 6b).

Additionally, it was observed that the fluorescence maximum in several profiles (< 0.7 units; denoted by blue contours in Fig. 6) during autumn was detected in the Bay of Campeche and the top 100 m of the water column (Fig. 6a). On the other hand, during winter, the fluorescence maximum was located in a more oceanic region and barely reached 0.3 units (denoted by blue contours) within the first 100 m of the water column (Fig. 6b). With regard to the three summers considered in this study, summer 2015 and summer 2016 showed similar trends, with fluorescence maxima of ~ 0.5 units (denoted by blue contours) located between 50 and 100 m depth along the majority of the transect (Fig. 6d and e). The summer of 2011 presented its maximum fluorescence near the shelf of the Bay of Campeche, with values < 0.3 units (denoted by blue contours; Fig. 6c). The maximum fluorescence values detected during the three summers do not correspond to the regions where small nuclei with negative AOU values were observed (Fig. 6c–e).

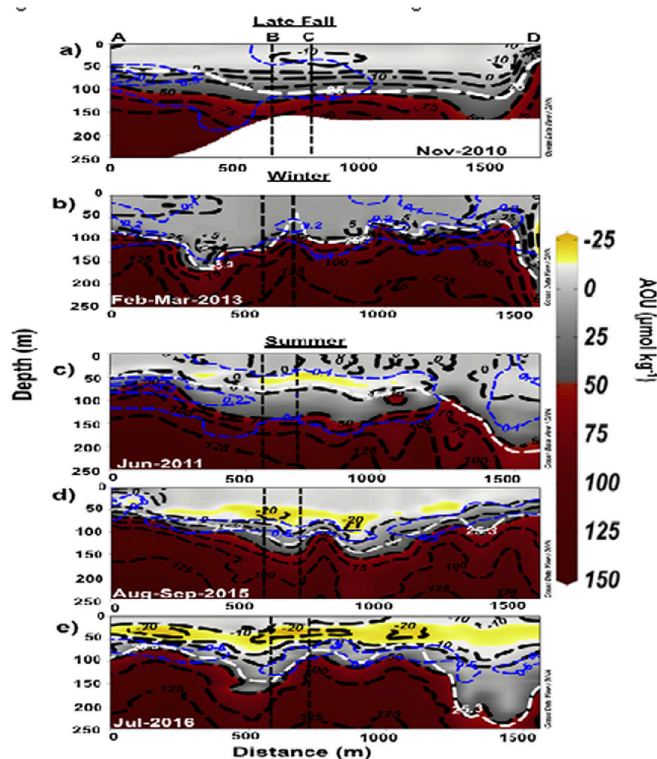


Fig. 6. The vertical distribution (first 250 m of the water column) of apparent oxygen utilization (AOU, $\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$) is shown for late fall 2010 (a), winter 2103 (b), and summer 2011 (c), 2015 (d), and 2016 (e). The white contours indicate the lower depth limits of Caribbean Surface Water (CSW; $25.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) in all sections. The location of the transect (letters A and D) is shown in Fig. 1c. The blue contours indicate the maximum fluorescence detected at each transect.

3.4. Identification of water masses using the new isopycnal field and thermohaline limits used for the reclassification

The thermohaline ranges associated with SUW were not modified because this water mass was only detected inside the LC (Fig. 1a and c and A.3). Nevertheless, the new thermohaline and chemical characteristics of each water mass are shown in Figs. 5 and 7. It is important to highlight that the AOU, nitrate, and DIC ranges presented in Table 1 are considered nominal values. As these variables are measured in shallow waters, they could be affected by several processes, such as biological activity, gas exchange, and the degree of vertical mixing.

3.4.1. Caribbean surface water (CSW)

CSW was detected during the summers of 2011, 2015, 2016, and 2017, in contrast to what was observed during winter. Above the 25.3 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ isopycnal, AOU concentrations varied between -40 and $50 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$. The T_θ and S range proposed for this water mass are temperatures $>22^\circ\text{C}$, S values between 36 and $36.6 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, nitrate concentrations $<1 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, and DIC concentrations between 1970 and $2140 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Table 1 and Figs. 5, 7, and A.3).

3.4.2. Subtropical underwater (SUW)

We found that SUW was typically present in summer between the 24.5–26.5 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ isopycnals at depths between 100 and 350 m, transporting low-oxygen water in regions under the influence of the LC

incursion (Fig. 1 and A.3 and Table 1). Fig. 5 shows typical oceanographic characteristics of water from the Caribbean, including the salinity maximum present in the θ - S_A diagrams that describes SUW. The principal thermohaline characteristic of SUW was the presence of an S maximum (~ 36.9) located between 150 and 250 m that was paired with positive AOU values of $\sim 90 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Fig. 5c).

3.4.3. Gulf common water (GCW)

The new limits for GCW fall between the σ_θ values of 25.3–26.3 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, with temperatures between 18 and 22°C , S values between 36.3 and $36.6 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, AOU values between 0 and $120 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, nitrate values from 1 to $\sim 15 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, and DIC concentrations between 2080 and $2187 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Figs. 7 and A.3 and Table 1). In the GoM, the mixed layer followed a marked seasonal cycle, deepening in winter and shallowing in summer. As such, the Brunt-Väisälä frequency was plotted to evaluate the stability of the water column (Fig. 8b and e). Negative Brunt-Väisälä frequency values correspond to portions of the water column with high stability, which was more apparent in winter than in summer. Thus, a lower presence of CSW can be observed during winter (shaded in gray in the T - S diagrams from Fig. 8a and d) with GCW near the surface. However, the opposite occurs during summer, with a more notable presence of CSW and deeper GCW.

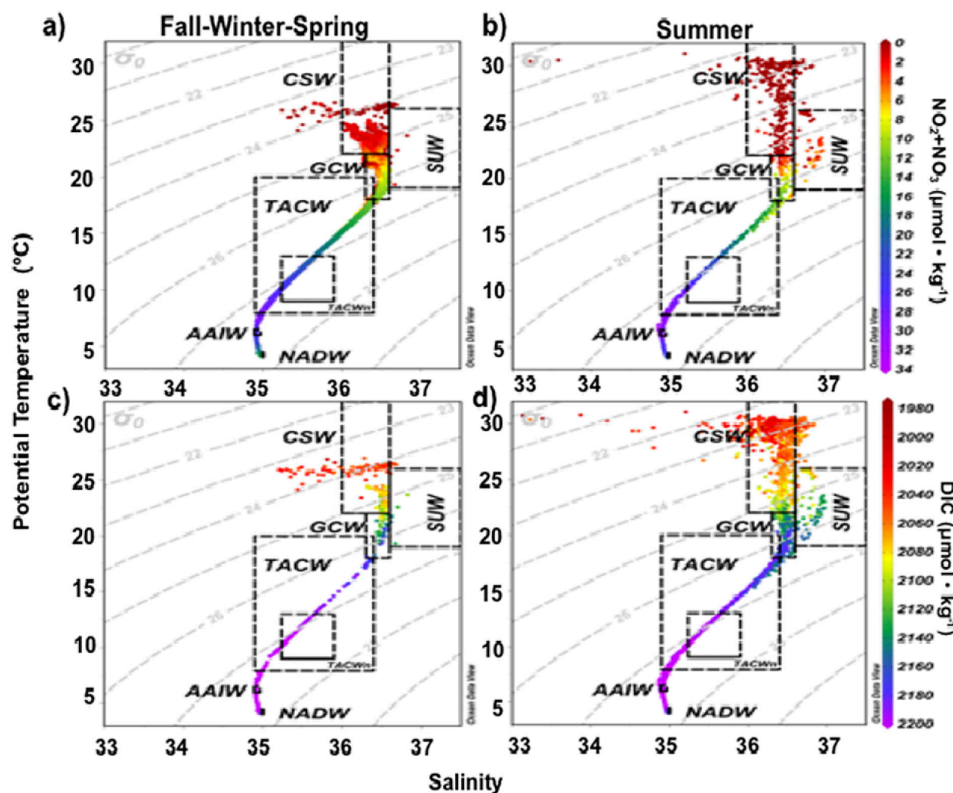


Fig. 7. Potential temperature (T_θ)-salinity (S), nitrate ($\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$, $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$; a and b), and DIC ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$; c, and d) diagrams corresponding to the late fall-winter-spring periods of 2010, 2013, and 2016 and summer 2016 and 2017, respectively. The T_θ - S diagrams include data from the GOMECC-3, XIXIMI, Perdido, and Coatzacoalcas regions.

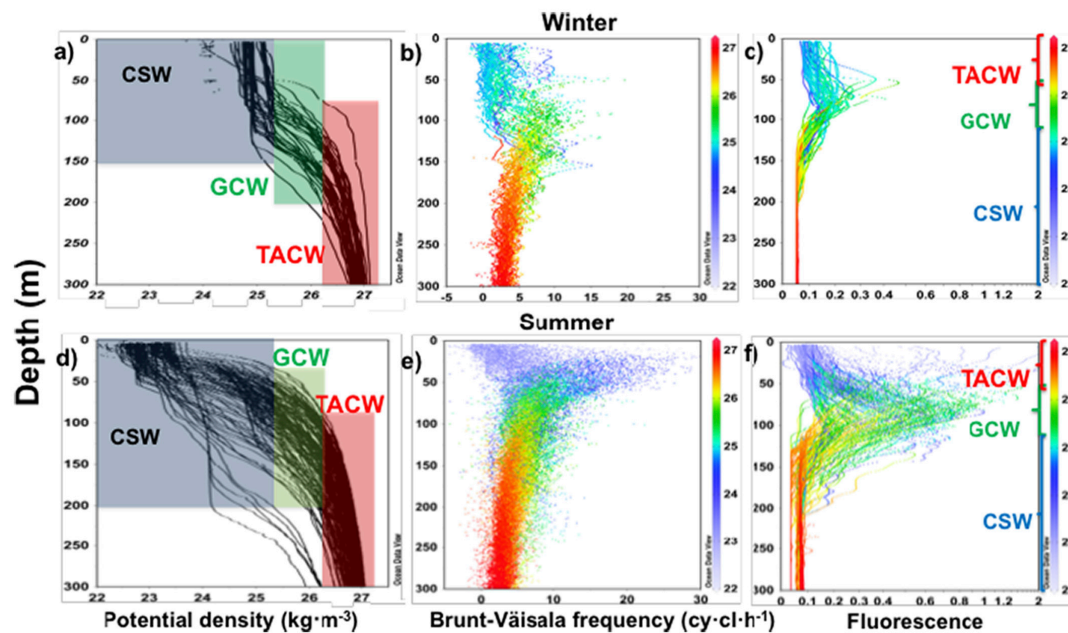


Fig. 8. A comparison of the vertical distributions of potential density (σ_θ , $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) corresponding to the stations for (a) late fall-winter (2010 and 2013) and (d) summer (2011, 2015, 2016, and 2017). (b and e) The Brunt-Väisälä frequency ($\text{cy}\cdot\text{cl}\cdot\text{h}^{-1}$) of the water column was estimated for both seasons of the same years. (c and f) A comparison of vertical fluorescence for the same seasons. The blue, green, and red shaded regions indicate the depths of CSW, GCW, and TACW for both seasons. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

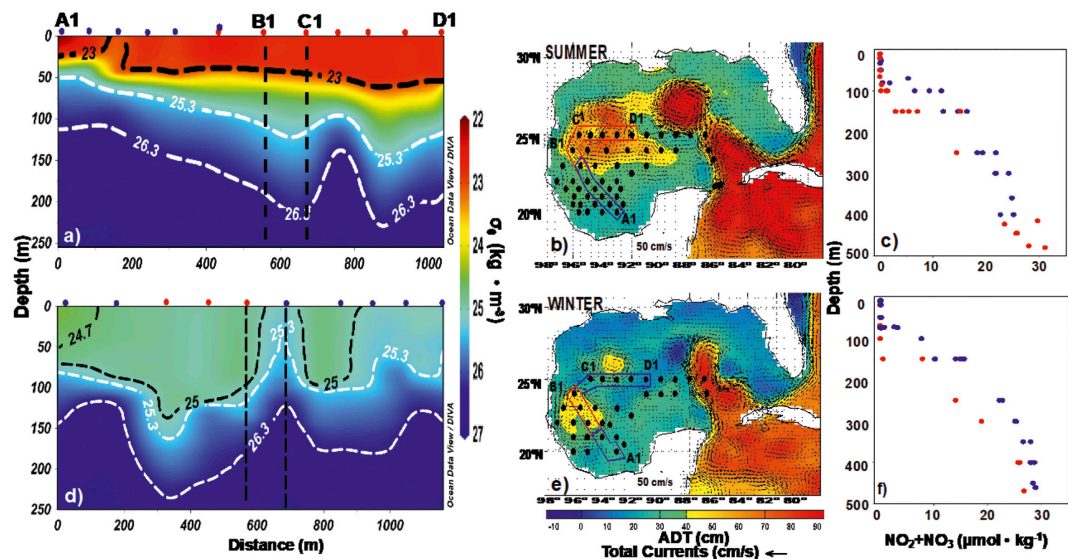


Fig. 9. Vertical distribution (250 m) of potential density ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) for summer 2015 (a) and winter 2013 (d). White contours indicate the lower limits of CSW [$25.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$; (a)] and GCW [$26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$; (d)] in both sections. The ADT maps show the trajectory of the summer (b) and winter (e) sections of each cruise. The nitrate profiles ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$; c = summer; f = winter) only include the stations found within the trajectory traced in the ADT maps for each cruise. The blue and red dots indicate the stations found outside the areas influenced by anticyclonic eddies and those in the area influenced by anticyclonic gyres, respectively. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

3.5. Variability in water mass DIC and nitrate concentrations

In general, the near-surface nitrate concentration in SUW was $0.09 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ at a σ_θ value of $\sim 25.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, which increased to $8.0 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ near its defined T_θ -S lower limit. The DIC concentrations were on average $2125 \pm 25 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$. The highest nitrate and DIC concentrations within the thermohaline limits of SUW were $\sim 8.0 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ and $2156 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, respectively, which were detected around the σ_θ value of $\sim 26.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ and coincided with AOU concentrations of $\sim 90 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Fig. 5 and Table 1).

During summer, CSW was characterized by a low concentration of nitrate ($0\text{--}1.5 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) in the first 100 m of the water column (Figs. 7b and 9c and Table 1). Similarly, DIC concentrations fluctuated between 1978 and $2120 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Fig. 7d and Table 1). During winter, CSW presented slightly higher nitrate ($0.1\text{--}3.8 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) and DIC ($2017\text{--}2118 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) ranges than those detected during summer (Fig. 7a and d and Table 1).

GCW presented relatively higher nitrate concentrations during late fall and winter than those observed during summer, with approximately $2.7 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ near 75 m depth ($\sim 25.4 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$). The highest nitrate concentration above 180 m ($\sim 10 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) was detected during late fall and winter and was observed at the lower limit of GCW and the upper limit of TACW (Fig. 7a and Table 1). Within GCW, the vertical distribution of DIC mimicked that of nitrate. During late fall and winter, DIC concentrations higher than $2080 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ were found below 50 m, and these reached maximum values of $2187 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($\sim 150 \text{ m}$) close to the lower limit of this water mass (Fig. 7b and Table 1). During summer at 50 m ($\sigma_\theta = 25 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), DIC values slightly lower than $2095 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ were observed to increase with depth ($\sim 2176 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ at $\sim 100 \text{ m}$; Fig. 7d). The deepening of the nutricline and carbocline observed during summer was associated with the transport of oligotrophic CSW into the GoM with low nitrate values ($< 1 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) near the surface (Fig. 7b and d and Table 1).

4. Discussion

A lack of understanding has persisted regarding the formation of GCW and the spatial distribution of SUW within the GoM. This work aimed to understand upper water mass dynamics in the GoM by coupling physical and biogeochemical features. We suggest a reclassification of surface water mass limits above the $26 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ isopycnal, particularly when the observed thermohaline characteristics overlap, by including biochemical data to obtain a more precise definition of the boundaries of CSW, SUW, and GCW. While the detailed analysis of water masses recently performed by Portela et al. (2018) improved upon the previous classifications, a characterization of the hydrographic and chemical composition of waters above the $26 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ isopycnal remained deficient. Above this isopycnal, the concentrations of biogeochemical variables, such as AOU, nitrate, and DIC, exhibit significant variation, reflecting water mass origins, mixing, and surface processes.

4.1. Redefinition of the limits between CSW and GCW using T, S, AOU, and nitrate

Our results indicate that the intrusion of CSW was associated with the maximum phase of LC extension and LCE transport and a decrease in the supply of CSW during late fall and winter. Previous studies have consistently shown an asymmetrical biannual variation in the growth and wane of the LC (i.e., strong from summer to fall and weak from winter to spring), with the asymmetry reflecting long-term wind data (Chang and Oey, 2013). Zeng et al. (2015) have shown the existence of three patterns throughout the year that consist of normal LC conditions without extension or shedding (January–May), a transitional period (July–August), and a period of retraction (September–December). Additionally, based on ADT and chlorophyll data, Delgado et al. (2019) reported that CSW is primarily transported into the GoM during the

maximum phase of the extension of the LC in summer, while CSW transport is minimal in winter. Here, we emphasize the critical roles of the LC, the Yucatan Current, and the spread of the LCEs into the GoM when explaining the increase (decrease) of CSW in the GoM.

Portela et al. (2018) defined the T-S limits of CSW within the GoM, renaming it CSW_r and delimiting its range between 50 and 150 m, after excluding surface waters above 50 m depth. However, the overlap in the thermohaline ranges of CSW and GCW was overlooked (Fig. 2) by Portela et al. (2018), and a seasonal analysis of the distribution of water masses was excluded. This is needed to determine when or if these water masses are present. Here, we propose that the top 50 m of the water column should be included in the classification of CSW (Table 1). Also, when the overlap between water mass limits is observed, it must be assumed that mixing is present and that values closer to the core of the water mass (considering sub-surface values) will better define its limits. This may have important implications when using water mass mixing models, as overlapping limits reduce the ability to discriminate between water masses and suggest the presence of diffusive mixing processes, which may lead to a misinterpretation of the mechanisms used to explain biogeochemical processes. Our results show that CSW and GCW can be differentiated by considering nitrate and AOU concentrations at the upper and lower limits of GCW and CSW, respectively. However, this approach assumes that AOU and nitrate behave conservatively (i.e., their concentration and vertical distribution in the gulf are mainly controlled by physical processes). Thus, we suggest the following mechanism to explain the apparent conservative behavior of AOU and nitrate.

During fall and winter, the LC rarely extends into the GoM. At the same time, intense seasonal northerly winds (i.e., Nortes) occur and mix GCW subsurface waters with CSW, spreading inside the gulf through LCEs. As a result, the estimated AOU in GCW during the winter months showed either a trend towards positive values or an equilibrium with the atmosphere due to strong vertical mixing, with subsurface waters with high microbial respiration, remineralization, and nitrate concentrations being transported to the surface (Figs. 6a and b, 9f, and 10a and b). In contrast, during spring–summer, the most significant extension of the LC results in the advection of warm and oligotrophic CSW (nitrate $< 1 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) with negative AOU values to the interior of the GoM by westward-moving LCEs (Biggs and Ressler, 2001; Delgado et al., 2019) above GCW (Figs. 4, 5, 6c and d, and 9c–f).

CSW is always less dense than GCW, mainly due to the higher temperatures acquired in the Caribbean basin. Moreover, CSW has lower DO concentrations than those found in the surface waters of the GoM in winter, which is also due to temperature-related differences in solubility that lead to negative AOU values (up to $\sim -40 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$; Benson and Krause, 1984). The warm temperature of CSW induces stratification that limits the exchange of oxygen with underlying GCW (Figs. 6c and d and 8d). Therefore, AOU ($< 50 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$; Table 1) and nitrate concentrations ($< 1 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) can be used to indicate the boundary between CSW and GCW (Fig. 5 and Table 1).

4.1.1. On the formation of GCW

The presence of GCW near or at the surface during autumn and winter was caused by 1) a weakening of the CSW signal towards the interior of the GoM due to the retraction of the LC and the dissipation of the LCEs, and 2) the strong winds that result in a well-defined and deep (100 m) mixed layer. This last observation has been previously noted by Nowlin and McLellan (1967), Elliott (1982), Vidal et al. (1994), and Portela et al. (2018). It has been suggested that GCW formation takes place on the western slope of the GoM (where the LCEs dissipate) as well as during winter when the wind regime produces a mixed layer of approximately 100 m that dilutes SUW (Vidal et al., 1992, 1994; Portela et al., 2018). New information regarding GCW formation was reported by Sosa-Gutiérrez et al. (2020), who indicated that GCW formation was due to the progressive erosion of the high-salinity cores of LCEs during their westward journeys across the gulf. However, our results suggest

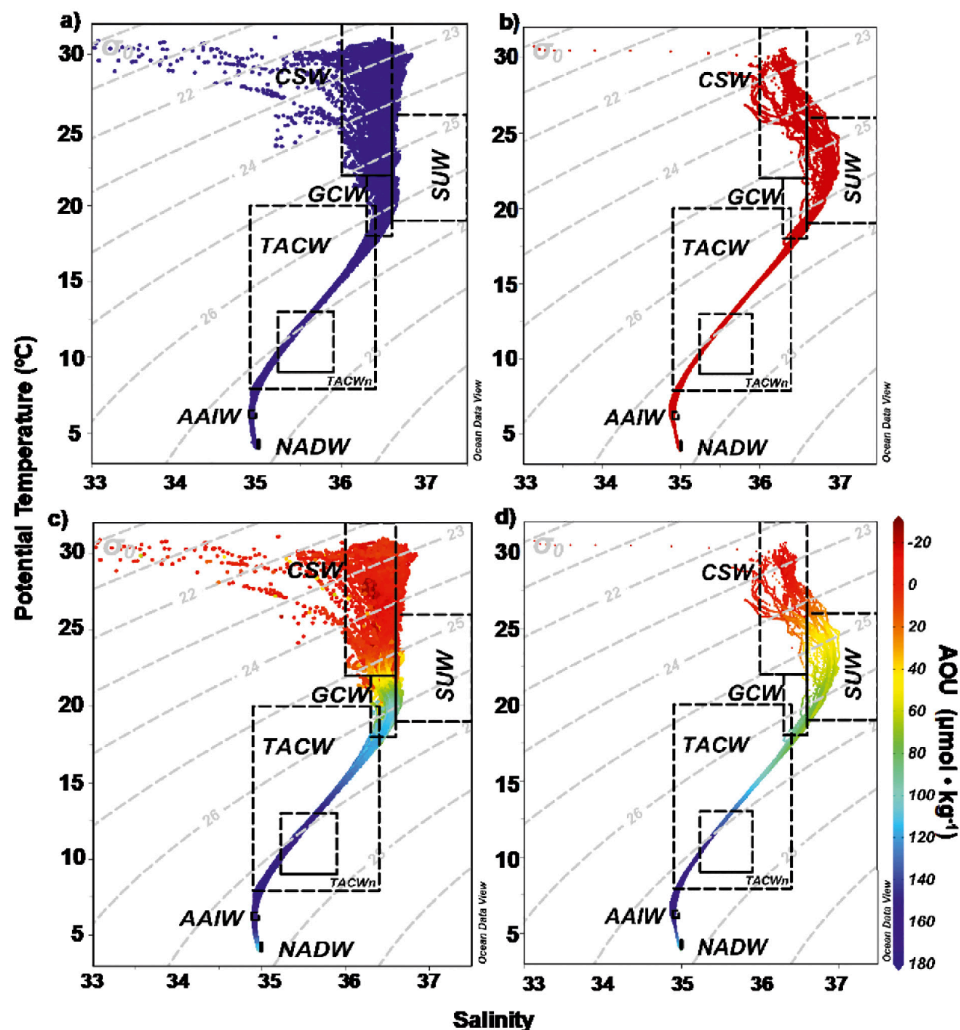


Fig. 10. Potential temperature (T_θ)-salinity (S) diagrams of data from the six XIXIMI (2010–2017) cruises, GOMECC-3 (2017) cruise, and two Perdido and Coatzacoalcos (2016) cruises. (a) T_θ - S diagram with blue dots denoting characteristics of the western region of the gulf. (b) T_θ - S diagram with red dots denoting the influence of LC incursion and the characteristic SUW signal. (c) T_θ - S diagram and apparent oxygen utilization (AOU, $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) diagram with characteristics of the gulf (blue dots). (d) T_θ - S diagram and AOU ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) diagram with characteristics of the SUW signal (red dots). The distribution of the upper water masses was based on the new adjustments proposed in this study (water masses: CSW, GCW, and SUW). For deep waters, the classification proposed by Portela et al. (2018) using T_θ and S was used (water masses: TACW, TACWn (core), AAIW, and NADW). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

GCW formation originates from the mixing of CSW with TACW in the western side of the GoM and not with SUW, as was reported by Vidal et al. (1994). Our conclusion was based on the distribution of SUW-T-S data from all cruises, which shows that SUW occurrence is restricted to the region influenced by the LC (Figs. 1 and 10).

During winter, when CSW was almost undetectable in some of the internal and western regions of the GoM, it was found that TACW (> 70 m; Table 1 and Fig. A.1c) may become shallower compared to its depth during summer (> 100 m; Figs. 8a and d and 9c and f, and Fig. A.1). Thus, the proximity of TACW and GCW will promote an alternating

pattern that will eventually affect biological productivity due to the availability of nutrients in the water column (Figs. 7b and d and 9c; Muller-Karger et al., 2015; Pasqueron et al., 2017; Damien et al., 2018). At the same time, convective mixing leads to low DO concentrations, and thus the positive AOU concentrations that are characteristic of TACW are reflected in GCW. In addition, noticeable increases in nitrate and DIC concentrations and a fluorescence maximum near the surface were observed (Figs. 7 and 8c). In contrast, during summer and in the presence of CSW, the mixed layer lay above the nutricline, and the fluorescence maximum was associated with the depth of GCW (Fig. 8f).

As the LC enters the GoM and LCEs are shed and migrate into the gulf during the summer months, oligotrophic waters dominate the first 100 m of the water column. Some studies have shown that low chlorophyll concentrations accompany the incursion of warm water into the gulf (Muller-Karger et al., 2015; Lorena et al., 2015). In contrast, periods of low temperatures and strong winds coincide with high chlorophyll concentrations and primary productivity (Muller-Karger et al., 2015). Furthermore, satellite observations have detected maximum chlorophyll concentrations in winter (Pasqueron De Fommervault et al., 2017). This agrees with the results of Damien et al. (2018), who explained that the winter increase in the integrated chlorophyll concentration was due to nutrient injections to the euphotic layer, reflecting a deepening of the mixed layer.

4.1.2. Surface water masses modulate the depth of the nutricline

One biological implication of the presence of CSW is that it is oligotrophic. In summer, it can be found at depths up to 100 m, which can be seen in Fig. 9, wherein we compare the vertical distribution of nitrate and potential density with ADT maps for summer 2015 (when mesoscale eddies were abundant) and winter 2013 (when the number and spatial extent of eddies were low). During summer, a near-surface incursion of low-potential density water associated with CSW was observed (isopycnal of 25.3 kg-m^{-3} , white colour; Fig. 9a). This incursion brought water with oligotrophic characteristics to depths shallower than 70 m (nitrate between 0 and $0.5 \text{ } \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$; Fig. 9c). Also, the vertical distribution of the nitrate concentration was reduced by the entrance of the LC and the subsequent shedding of LCEs carrying CSW into the interior of the gulf (Fig. 9). With the winter retraction of the LC and accompanying dissipation of LCEs, the CSW signal decreased, breaking the stratification pattern observed in summer (Fig. 8a and b). This favors a deeper mixed layer with high potential density values in the first 200 m of the water column, in which GCW predominates and nutrients are pumped to surface waters (Fig. 9d).

The results of the analysis carried out using the CARS2009 database to evaluate the temporal changes in CSW and GCW are shown in Fig. A.3, and the climatological averages in winter (February) and summer (July) are contrasted. The T_s -S diagram, in addition to the vertical sections showing the position of the 25.3 kg-m^{-3} isopycnal, indicates a higher volume of CSW occupying the surface layer during summer. During winter, the results show that the volume and presence of CSW were reduced, giving way to a greater dominance of GCW, which was detected in some gulf regions from the surface to ~200 m depth. This independently supports our observation that the extension (retraction) of the LC favors the deepening (shallowing) of the nutricline during summer (winter). Also, the analysis of CARS2009 climatological data confirms the importance of CSW for determining the near-surface biogeochemical characteristics of the GoM. All cruise data, including the CARS2009 climatological data, support that nitrate and AOU can be used to define the lower limit of CSW.

4.1.3. Benefits of the new reclassification

One contribution of the new reclassification is a better understanding of how GCW is formed. Recently, it has been suggested that as of 2003, larger volumes of CSW have invaded the western portion of the GoM

(Delgado et al., 2019), and the addition of biogeochemistry to define the various water masses particularly when the observed thermohaline characteristics overlap. Finally, the new proposed potential density and thermohaline limits of near-surface water masses in the GoM may promote future research efforts focused on the relevance of biogeochemical processes at small scales.

5. Conclusion

In the western region of the GoM, the GCW is not solely formed by the mixing of CSW and SUW but mainly by the mixing of remnant CSW with TACW. In winter, the CSW mixed with GCW, and the biogeochemical composition of surface waters was affected. The presence of GCW near and at the surface during autumn and winter was caused by a weakening of the CSW signal towards the interior of the GoM due to the retraction of the LC and the dissipation of LCEs and because of strong winds that result in a well-defined and deep mixed layer.

GCW and SUW were also redefined and characterized based on differences in AOU, nitrate, and DIC concentrations. The new limits proposed for CSW, SUW, and GCW have been instrumental in clarifying the dynamics of the surface waters of the GoM while allowing for clear separations. This new reclassification of the limits of the waters above the 26 kg-m^{-3} isopycnal has resulted in a modification of the present thermohaline ranges defining CSW, SUW, and GCW.

One of the biogeochemical implications of the presence or absence of CSW was that this modulates the depth of the nutricline and likely influences primary productivity. This water mass was detected mainly during the summer months, with a lower limit marked by negative AOU concentrations.

Declaration of Competing Interest

Jose Martin Hernandez Ayon reports financial support, administrative support, equipment, drugs, or supplies, and travel were provided by National Council on Science and Technology. Leticia Barbero reports financial support, administrative support, equipment, drugs, or supplies, and travel were provided by NOAA Ocean Acidification Program.

Acknowledgments

We thank two anonymous reviewers for their positive criticisms and comments that helped us improve the manuscript significantly. The study was funded by the Mexican National Council for Science and Technology – Mexican Ministry of Energy – Hydrocarbon Fund [project 201441]. This is a contribution of the Gulf of Mexico Research Consortium (CIGoM). We acknowledge PEMEX's specific request to the Hydrocarbon Fund to address the environmental effects of oil spills in the Gulf of Mexico. In addition, LB received support from the NOAA Ocean Acidification Program. This research was carried out in part under the auspices of the Cooperative Institute for Marine and Atmospheric Studies (CIMAS), a Cooperative Institute of the University of Miami and the National Oceanic and Atmospheric Administration, cooperative agreement # NA20OAR4320472

Appendix A. Appendices

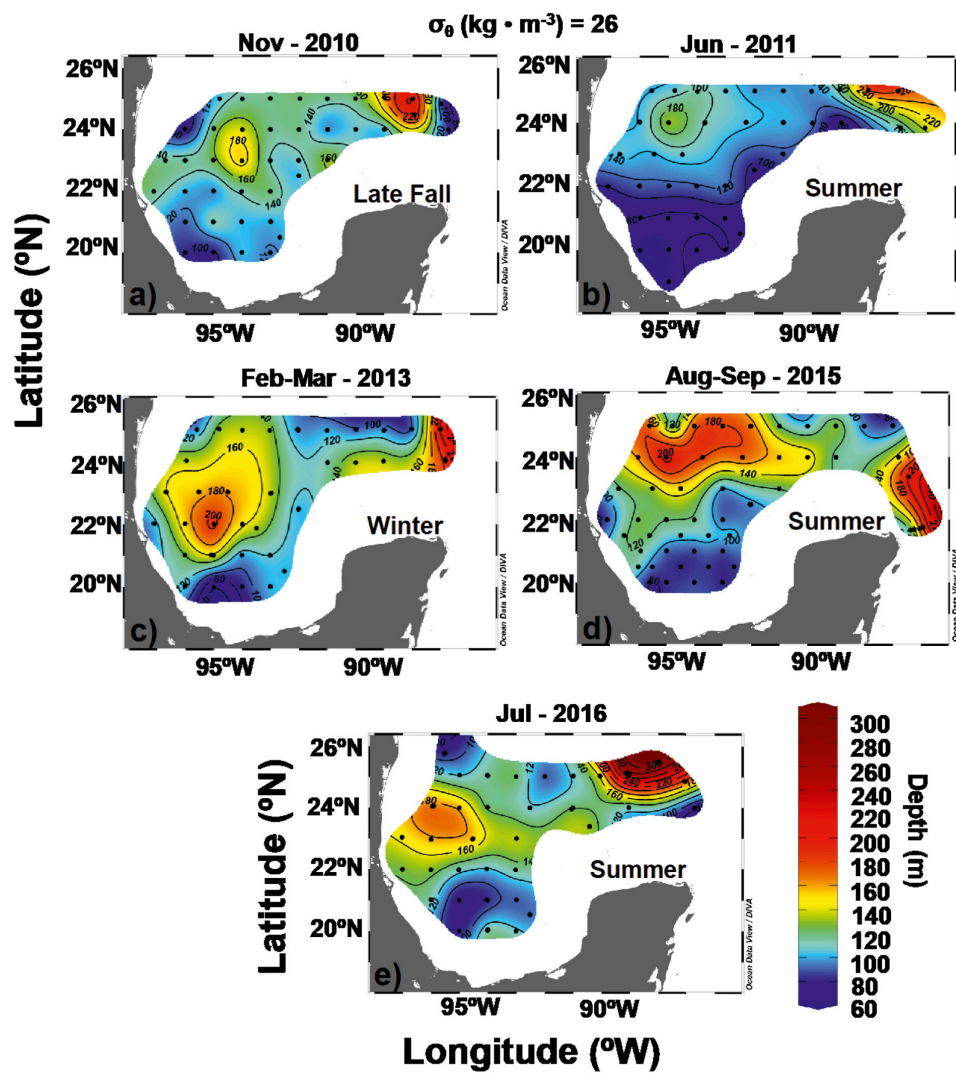


Fig. A.1. A comparison of fall (a), winter (c), and summer (b, d, and e) regarding the variability of the depth of $26 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ density field in the GoM (in situ hydrographic data collected in November 2010, July 2011, February/March 2013, August/September 2015, and June 2016).

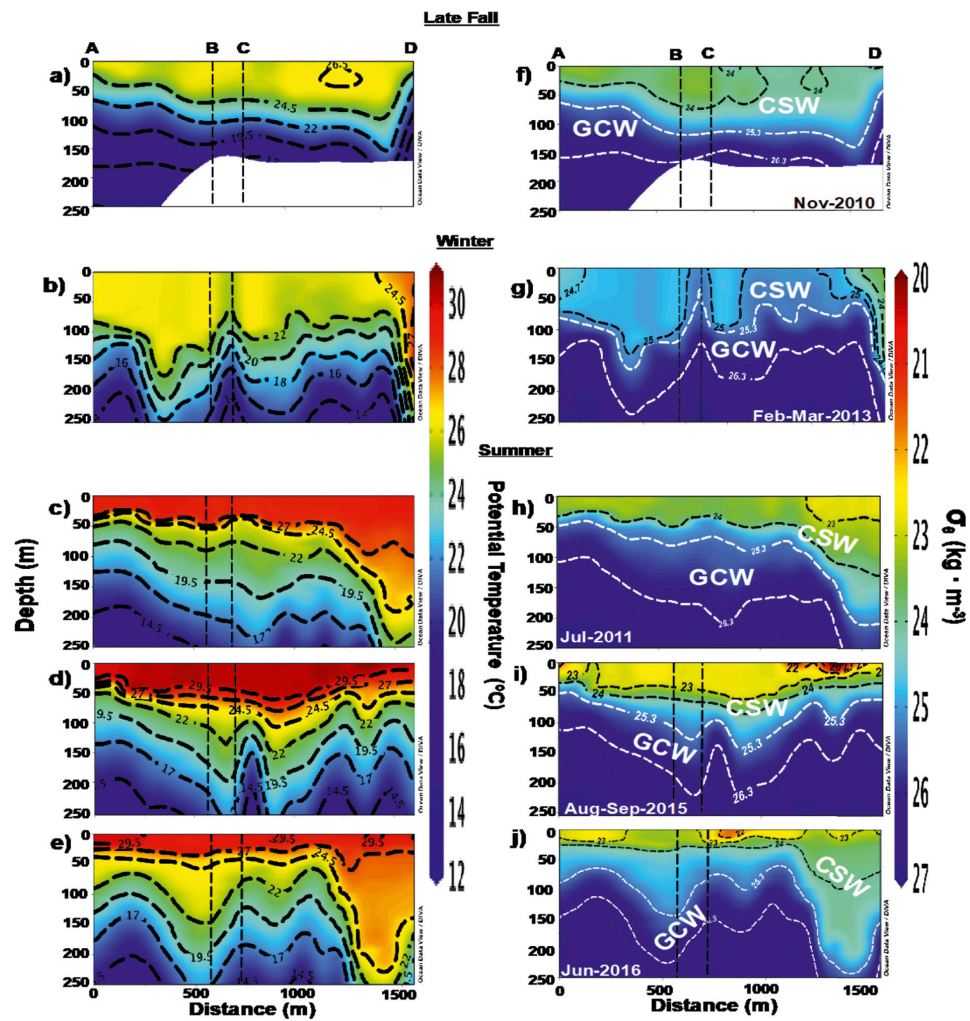


Fig. A.2. The vertical distribution (first 250 m) of potential temperature ($^{\circ}\text{C}$) and potential density ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) shown for late fall 2010 (a and f), winter 2013 (b and g), and summer 2011 (c and h), 2015 (d and i), and 2016 (e and j). The location of the transect is shown in Fig. 1c.

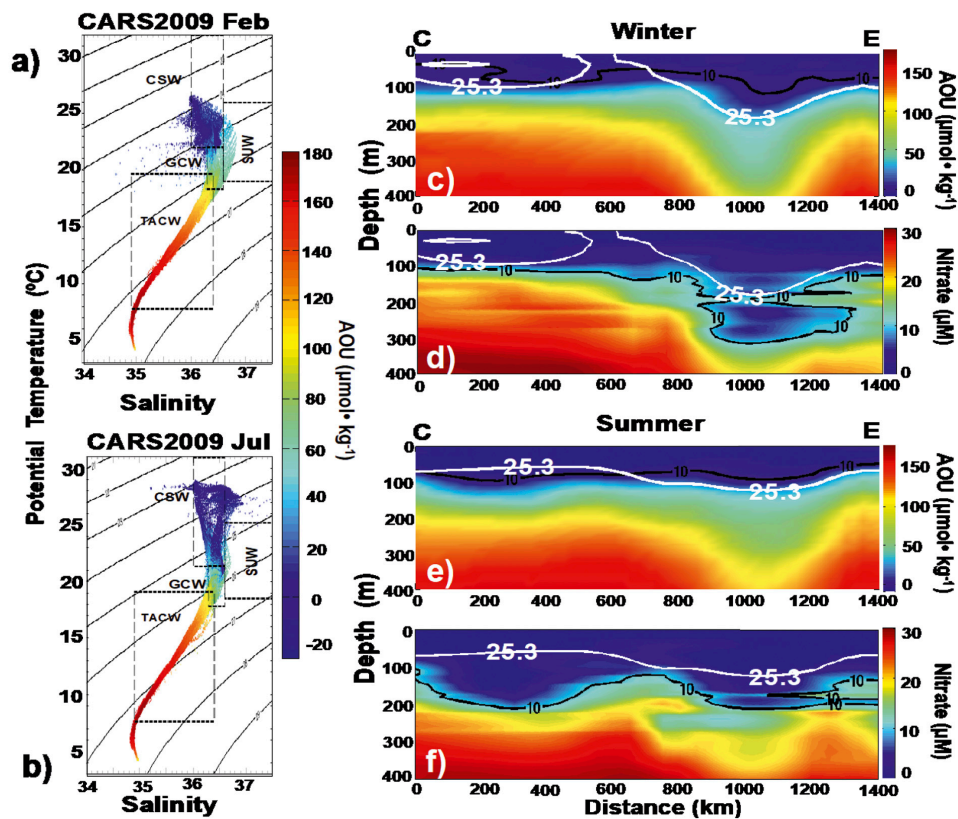


Fig. A.3. Potential temperature (T_0)-salinity (S) diagram vs. apparent oxygen utilization (AOU) [$\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$] annual diagrams for February (a) and July (b) showing the newly adjusted thermohaline range limits proposed in this study. Data derived from the CARS-2009 database. Annual vertical sections (~ 95.5 to $\sim 86.5^\circ\text{W}$, 25°N ; the section shown in Fig. 1c from station C to E) of AOU [$\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$] and nitrate [μM] concentrations for February (c, and d) and July (e, and f) derived from the CARS-2009 database. The AOU and nitrate sections include the $10\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ isopycnal and $10\text{ }\mu\text{M}$, respectively. In addition, each section includes the $25\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ isopycnal (white line), denoting the lower limit of CSW.

References

- Baird, R., Bridgewater, L., 2017. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater, 23rd edition. American Public Health Association, Washington, D.C.
- Barbero, L., Pierrot, D., Wanninkhof, R., et al., 2019. Third Gulf of Mexico Ecosystems and Carbon Cycle (GOMECC-3) Cruise. <https://doi.org/10.25923/y6m9-fy08>.
- Becker, S., Aoyama, M., Woodward, E.M.S., Bakker, K., Coverly, S., Mahaffey, C., Tanhua, T., 2019. GO-SHIP Repeat Hydrography Nutrient Manual: The precise and accurate determination of dissolved inorganic nutrients in seawater, using Continuous Flow Analysis methods. In: The GO-SHIP Repeat Hydrography Manual: A Collection of Expert Reports and Guidelines. Available online at: <http://www.go-ship.org/HydroMan.html>. Doi:10.25607/OBP.555.
- Benson, B.B., Krause, D., 1984. The concentration and isotopic fractionation of oxygen dissolved in freshwater and seawater in equilibrium with the atmosphere. *Limnol. Oceanogr.* 29 (3), 620–632. <https://doi.org/10.4319/lo.1984.29.3.0620>.
- Biggs, D.C., Ressler, P.H., 2001. Distribution and abundance of phytoplankton, zooplankton, ichthyoplankton, and micronekton in the deepwater Gulf of Mexico. *Gulf Mexico Sci.* 2001 (1), 7–29. <https://doi.org/10.18785/goms.1901.02>.
- Broecker, W.S., Peng, T.H., 1982. Tracers in the Sea. Eldigio Press, Palisades, N.Y., 690 pp.
- Bunge, L., Ochoa, J., Badan, A., Candela, J., Sheinbaum, J., 2002. Deep flows in the Yucatan Channel and their relation to changes in the Loop Current extension. *J. Geophys. Res.* 107, C12. <https://doi.org/10.1029/2001JC001256>.
- Carrillo, L., Johns, E.M., Smith, R.H., Lamkin, J.T., Largier, J.L., 2016. Pathways and hydrography in the Mesoamerican Barrier Reef System part 2: water masses and thermohaline structure. *Cont. Shelf Res.* 120, 41–58. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.03.014>.
- Chang, Yu-Lin, Oey, Lie-Yauw, 2013. Loop Current growth and eddy shedding using models and observations: numerical process experiments and satellite altimetry data. *J. Phys. Oceanogr.* 43, 669–689. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0139.1>.
- Damien, P., Pasqueron de Fommervault, O., Sheinbaum, J., Jouanno, J., Camacho-Ibar, V.F., Duteil, O., 2018. Partitioning of the open waters of the Gulf of Mexico based on the seasonal and interannual variability of chlorophyll concentration. *J. Geophys. Res. Oceans* 123 (4), 2592–2614. <https://doi.org/10.1002/2017JC013456>.
- Delgado, J.A., Sudre, J., Tanahara, S., Montes, I., Hernandez-Ayon, J.M., Zirino, A., 2019. Effect of Caribbean Water incursion into the Gulf of Mexico derived from absolute dynamic topography, satellite data, and remotely sensed chlorophyll a. *Ocean Sci.* 15 (6), 1561–1578. <https://doi.org/10.5194/os-2019-58>.
- Dickson, A.G., Sabine, C.L., Christian, J.R. (Eds.), 2007. Guide to Best Practices for Ocean CO₂ Measurements. North Pacific Marine Science Organization, Sidney, Canada. PICES Special Publication.
- Elliott, B.A., 1982. Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* 12, 1292–1309. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<1292:ARITGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<1292:ARITGO>2.0.CO;2).
- El-Sayed, S.Z., 1972. Primary productivity and standing crop of phytoplankton. In: Bushnell, V.C. (Ed.), Chemistry, Primary Productivity, and Benthic Algae of the Gulf of Mexico. American Geographical Society, New York, NY, pp. 8–13.
- Gallegos, A., 1996. Descriptive physical oceanography of the Caribbean Sea. Small Islands: marine science and sustainable development coastal and estuarine studies. *Am. Geophys. Union* 51, 36–55.
- Garcia, H.E., Keeling, R.E., 2001. On the global oxygen anomaly and air-sea flux. *J. Geophys. Res.* 106, 31155–31166.
- Hall, C.A., Leben, R.R., 2016. Observational evidence of seasonality in the timing of loop current eddy separation. *Dyn. Atmos. Oceans* 76, 240–267. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2016.06.002>.

- Hamilton, P., Leben, R., Bower, A., Furey, H., Pérez-Brunius, P., 2018. Hydrography of the Gulf of Mexico using autonomous floats. *J. Phys. Oceanogr.* 48, 773–794. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0205.1>.
- Heileman, S., Rabalais, N., 2009. XV-50 Gulf of Mexico LME# 5. In: Sherman, K., Hempel, G. (Eds.), *The UNEP Large Marine Ecosystem Report: A Perspective on the Changing Condition in LMEs of the World's Regional Seas*. United Nations Environment Program, Nairobi, Kenya, pp. 673–688. UNEP Regional Seas Report and Studies. (182).
- Herring, J.H., 2010. Gulf of Mexico Hydrographic Climatology and Method of Synthesizing Subsurface Profiles from the Satellite Sea Surface Height Anomaly. US Department of Commerce. National Oceanic and Atmospheric Administration. National Ocean Service. Coastal Survey Development Laboratory, pp. 1–63. Report 122.
- Hydes, D.J., Aoyama, M., Aminot, A., Bakker, K., Becker, S., Covelty, S., et al., 2010. Determination of dissolved nutrients (N, P, Si) in seawater with high precision and inter-comparability using das-segmented continuous flow analyzers. In: Hood, E.M., Sabine, C.L., Sioyan, B.M. (Eds.), *The GO-SHIP Repeat Hydrography Manual: A Collection of Expert Reports and Guidelines*, (IOCCP Report 14, ICPO Publication Series Number 134). UNESCO-IOC, Paris, France. <http://www.go-ship.org/HydroMan.html>.
- Intergovernmental Oceanographic Commission, 2010. The international thermodynamic equation of seawater 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. In: *Intergovernmental Oceanographic Commission Manuals and Guides*, 56. UNESCO, 196 pp.
- Ito, T., Follows, M., Boyle, E.A., 2004. Is AOU a good measure of respiration in the oceans? *Geophys. Res. Lett.* 31 <https://doi.org/10.1029/2004GL020900>.
- Jochens, A.E., DiMarco, S.F., 2008. Physical oceanographic conditions in the deepwater Gulf of Mexico in summer 2000–2002. *Deep-Sea Res. II Top. Stud. Oceanogr.* 55 (24–26), 2541–2554. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.07.003>.
- Johnson, K.M., Williams, P.J., Brändström, L., Sieburth, J.M., 1987. Coulometric TCO₂ analysis for marine studies: automation and calibration. *Mar. Chem.* 21, 117–133. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(87\)90033-8](https://doi.org/10.1016/0304-4203(87)90033-8).
- Lorena, Linacre, Lara-Lara, R., Camacho-Ibar, V., Herguera, J.C., Bazán-Guzmán, C., Ferreira-Bartrina, V., 2015. Distribution pattern of picoplankton carbon biomass linked to mesoscale dynamics in the southern Gulf of Mexico during winter conditions. *Deep-Sea Res. I Oceanogr. Res.* 106, 55–67. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.009>.
- Martínez-López, B., Zavala-Hidalgo, J., 2009. Seasonal and interannual variability of cross-shelf transports of chlorophyll in the Gulf of Mexico. *J. Mar. Syst.* 77, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.10.002>.
- McDougall, T.J., Barker, P.M., 2011. Getting Started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox. SCOR/IAPSO WG127.
- Merrell, W.J., Morrison, J.M., 1981. On the circulation of the western Gulf of Mexico with observations from April 1978. *J. Geophys. Res.* 86 (C5), 4181–4185. <https://doi.org/10.1029/JC086iC05p04181>.
- Morey, S.L., Martin, P.J., O'Brien, J.J., Walcraft, A.A., Zavala-Hidalgo, J., 2003a. Export pathways for river discharged fresh water in the northern Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 108 (C10), 3303. <https://doi.org/10.1029/2002JC001674>.
- Morey, S.L., Schroeder, W.W., O'Brien, J.J., Zavala-Hidalgo, J., 2003b. The annual cycle of riverine influence in the eastern Gulf of Mexico basin. *Geophys. Res. Lett.* 30 (16), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2003GL017348>.
- Morrison, J.M., Merrell, W.J., Key, R.M., Key, T.C., 1983. Property distributions and deep chemical measurements within the western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 88 (C4), 2601–2608. <https://doi.org/10.1029/JC088iC04p02601>.
- Muller-Karger, F.E., Smith, J.P., Werner, S., Chen, R., Roffer, M., Liu, Y., Muhling, B., Lindo-Atchati, D., Lamkin, J., Cerdeira-Estrada, S., Enfield, D.B., 2015. Natural variability of surface oceanographic conditions in the offshore Gulf of Mexico. *Prog. Oceanogr.* <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.007>.
- Nowlin, W.D., McLellan, H.J., 1967. A characterization of Gulf of Mexico waters in winter. *Journal of Marine Research* 25 (1), 29–59.
- Oey, L.-Y., Ezer, T., Lee, H.-C., 2005. Loop current, rings and related circulation in the Gulf of Mexico: a review of numerical models and future challenges. In: Sturges, W., Lago-Fernandez, A. (Eds.), *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 31–56.
- Pasqueron De Fommervault, O., Pérez-Brunius, P., Damien, P., Camacho-Ibar, V.F., Sheinbaum, J., 2017. Temporal variability of chlorophyll distribution in the Gulf of Mexico: bio-optical data from profiling floats. *Biogeosciences* 14 (24), 5647–5662. <https://doi.org/10.5194/bg-14-5647-2017>.
- Portela, E., Tenreiro, M., Pallás-Sanz, E., Meunier, T., Ruiz-Angulo, A., Sosa-Gutiérrez, R., Casí, S., 2018. Hydrography of the central and western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res. Oceans* 1–16. <https://doi.org/10.1029/2018JC013813>.
- Pytkowicz, Ricardo M., 1971. On the apparent oxygen utilization and the preformed phosphate in the oceans. *Limnol. Oceanogr.* 16 <https://doi.org/10.4319/lo.1971.16.1.0039>.
- Schmitz, W.J.J., 2005. Cyclones and westward propagation in the shedding of anticyclonic rings from the Loop Current. In: *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*, 161. Amer. Geophys. Union, pp. 241–261. *Geophys. Monogr.*
- Schmitz, W.J.J., Richardson, P.L., 1991. On the sources of the Florida Current. *Deep-Sea Research Part A. Oceanogr. Res. Pap.* 38, 379–409. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(12\)80018-5](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(12)80018-5).
- Sosa-Gutiérrez, R., Pallás-Sanz, E., Jouanno, J., Chaigneau, A., Candela, J., Tenreiro, M., 2020. Erosion of the subsurface salinity maximum of the Loop Current Eddies from glider observations and a numerical model. *J. Geophys. Res. Oceans* 125. <https://doi.org/10.1029/2019JC015397> e2019JC015397.
- Sturges, W., Leben, R., 2000. Frequency of ring separations from the loop current in the Gulf of Mexico: a revised estimate. *J. Phys. Oceanogr.* 30, 1814–1819. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)030<1814:FORSFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<1814:FORSFT>2.0.CO;2).
- Vidal, V.M.V., Vidal, F.V., Pérez-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. Oceans* 97 (C2), 2155–2172. <https://doi.org/10.1029/91JC00486>.
- Vidal, V.M.V., Vidal, F.V., Hernández, A.F., Meza, E., Zambrano, L., 1994. Winter water mass distributions in the western Gulf of Mexico affected by a colliding anticyclonic ring. *J. Oceanogr.* 50 (5), 559–588. <https://doi.org/10.1007/BF02235424>.
- Zeng, Xiangming, Li, Yizhen, He, Ruoying, Yin, Yuqi, 2015. Clustering of loop current patterns based on the satellite-observed sea surface height and self-organizing map. *Remote Sens. Lett.* 6 (1), 11–19. <https://doi.org/10.1080/2150704X.2014.99834>.

CAPITULO II.

Variabilidad espacio-temporal de las fracciones de masas de agua ante la incursión de aguas caribeñas en la región central y sur del Golfo de México.

RESUMEN

Se evaluó la variabilidad temporal y espacial de la distribución de las principales masas de agua superficiales en el Golfo de México (GoM) durante dos temporadas: invierno-2013 y verano-2015. En este estudio se aplicó el método de análisis multiparámetro óptimo (OMP), para evaluar el porcentaje de cada una de las masas de agua presentes en la capa superficial del GoM identificadas como: el Agua Superficial del Caribe (CSW); el Agua Subtropical Subsuperficial (SUW); el Agua Central Tropical del Atlántico (TACW) y el Agua Común del Golfo (GCW). Se encontró que esta última masa de agua se forma durante el invierno en el interior del golfo debido a la mezcla vertical promovida por los vientos Nortes, que diluyen la CSW y el TACW. Los resultados del OMP sugieren que en el verano el CSW domina la capa superficial con una proporción de hasta el 90%. El GCW comienza a visualizarse con pequeños núcleos en la región noroccidental, la cual amplifica su proporción hacia la región sur de Bahía Campeche (BC) de hasta el 80%. Por debajo del CSW se observa el SUW, con una señal de hasta el 60% en la sección este-oeste, desvaneciendo su señal al interior de BC. Por debajo del GCW se encuentra la TACW, con una contribución > 90%. Durante el invierno, el SUW se observa casi ausente al (< 40%) al interior del golfo detectándose solo el CSW (< 70%). Mientras que, el GCW (~ 100%) y el TACW (~ 100%) dominan la región occidental y sur de BC. El análisis conjunto de los resultados del OMP y de los diagramas T-S reafirman la ausencia del SUW en el interior del golfo. Los resultados sugieren que la redistribución y mezcla de las masas de agua en el GoM y sus proporciones son debido a la dinámica superficial dominante de la Corriente de Lazo y los remolinos anticiclónicos. Una de las implicaciones de una mayor presencia de agua de origen caribeño (CSW), será favorecer la presencia de aguas oligotróficas las cuales puede modular la profundidad de la nutriclina y probablemente influir en la productividad primaria.

Palabras clave: Golfo de México, OMP, LCE's, LC, masas de agua.

1. INTRODUCCIÓN

La circulación oceánica global modula la variabilidad climática, debido al intercambio continuo de calor y momentum con la atmósfera (H. Leffanue and M. Tomczak, 2004). Por consiguiente, las propiedades hidrográficas en el océano, como la temperatura (T) del agua y salinidad (S), no son uniformes, pero si únicas en cada región y profundidad (Helland-Hansen, 1916; Montgomery, 1958; Mian Liu and Toste Tanhua, 2019). Las masas de agua son grandes volúmenes cuantificables, que se extienden en el océano (Mian Liu and Toste Tanhua, 2019) y sus propiedades conservativas son únicas que las distinguen entre ellas posibilitando su clasificación. Sverdrup et al. (1942), Emery y Meincke (1986) aprovecharon dichas propiedades para, mediante diagramas T-S, clasificar las masas de agua de todos los océanos. Asimismo, se ha avanzado en el conocimiento, identificación y cuantificación de las masas de agua, mediante herramientas matemáticas como el análisis multiparámetro óptimo (OMP; por sus siglas en inglés), a la par de la implementación de nuevas tecnologías de medición de alta frecuencia, CTD y al contar con una mayor cobertura geográfica.

1.1 Características de la circulación en el Golfo de México

La Corriente del Lazo (LC) y los remolinos anticiclónicos que de ella se desprenden (LCEs) (Sturges and Leben 2000; Hall and Leben, 2016), transportan remanentes del Agua Superficial del Caribe (CSW) hacia el interior del golfo (Portela et al. 2018; Cervantes *et al.*, 2021). El CSW se caracteriza por componerse de agua cálida, $\sim 32^{\circ}\text{C}$, con una S entre 36 a 36.6 y densidades menores a $25.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Cervantes *et al.*, 2021), lo cual le confiere conformar la capa superficial en el GoM. Por debajo de esta masa de agua, en la región influenciada por LC, se ubica una capa subsuperficial dominada por la masa de Agua Subtropical Subsuperficial (SUW) caracterizada por un núcleo de máxima S ~ 36.9 , a profundidades de ~ 100 a 150 m (Herrig, 2010; Hamilton *et al.*, 2018). Sin embargo, la alta evaporación en el GoM, modifica las propiedades termohalinas del SUW; siendo la mezcla convectiva el mecanismo que da origen al Agua Común del Golfo (GCW; Vidal *et al.*, 1992; Portela *et al.*, 2018). El GCW se distingue por una distribución vertical de salinidad relativamente homogénea, que va de 36.3 a 36.6, con T de 18 a 22°C y densidades entre los 25.3 y $26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Cervantes *et al.*, 2021). La masa de agua que se encuentra a profundidad intermedia en el GoM es el Agua Central del Atlántico Tropical (TACW), la cual presenta las mínimas concentraciones de oxígeno disuelto (DO) de $\sim 2.3 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$, altas

concentraciones de nutrientes; con T de 7.9 a 20°C, y S que oscila entre 34.9 y 36.6 alrededor de la isopícnica de los 27.2 kg·m⁻³ (Vidal *et al.*, 1994; Gallegos, 1996; Carrillo *et al.*, 2016; Portela *et al.*, 2018). Por debajo de la TACW, el Agua Intermedia del Antártica (AAIW) presenta características de temperatura que varía entre 5.5-6.5 °C, salinidad absoluta entre 35.05–35.11 g·kg⁻¹, densidad entre 27.4–27.5 kg·m⁻³ y DO entre 3 y 3.5 ml·L⁻¹ (Portela *et al.*, 2018). Por debajo de los 1000 m de profundidad, se encuentra el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW) (Herring, 2010). Se ha reportado que el NADW se encuentra por debajo de la isopícnica de 27.7 kg·m⁻³ con un DO mayor a 4.3 ml·L⁻¹ y $\Theta \sim 4$ °C tanto en el Mar Caribe como dentro del GoM (Morrison and Nowlin, 1982; Rivas *et al.*, 2005; Vidal *et al.*, 1994, Portela *et al.*, 2018).

Se han hecho esfuerzos para entender la respuesta de los procesos biológicos y de los ecosistemas marinos ante cambios en la circulación, por ejemplo: Delgado *et al.* (2019) mostraron a partir de un análisis de climatologías mensuales de la Topografía Dinámica Absoluta (ADT) y corrientes e imágenes de Chl-a y recientemente Cervantes *et al.* (2021) con un análisis de masas de agua. Estos autores muestran que existe una estacionalidad de aguas caribeñas a través de la LC. Esta incursión hacia el interior del golfo comienza en primavera, alcanzando su punto máximo en el verano (28°N y 90.45°W), lo que se refleja en las mínimas concentraciones de Chl-a en la superficie (< 0.08 mg·m⁻³; Delgado *et al.*, 2019) en respuesta a las bajas concentraciones de carbono inorgánico disuelto (DIC) y nitratos (Cervantes *et al.*, 2021). Posteriormente, durante el invierno se observa un retraimiento de la LC (26.5°N y 88.3°W), esto se evidenció con las máximas concentraciones de Chl-a (Delgado *et al.*, 2019). Adicionalmente, se ha mostrado que las aguas superficiales transportadas por la LC, son consideradas aguas oligotróficas, dado a su relativo aislamiento de las aguas eutróficas de la costa y de la plataforma continental (Biggs y Ressler, 2001; Heileman y Rabalais, 2009; Damien *et al.*, 2018; Martínez-López y Zavala-Hidalgo, 2009, Cervantes *et al.*, 2021). Otros estudios, han reportado por su parte tendencias temporales positivas en la temperatura, los vientos, el nivel del mar y un mayor número de remolinos desprendidos de la LC, a partir de esto se puede esperar que estos fenómenos afecten a la productividad primaria e indirectamente, a la concentración de Chl-a en la superficie (Polovina *et al.*, 2008; Laffoley and Baxter, 2016), como lo han demostrado con evidencias otros autores (Delgado *et al.*, 2019, Damien *et al.*, 2021). Estos cambios en el transporte de agua del Caribe a través de LC, pueden llegar a transportar otro tipo de especies de algas invasivas, tal es el caso del Sargassum la cual se ha

llegado a rastrear en los remolinos (LCEs) en su recorrido hacia el norte, cuando se mueven a través de los estrechos de Yucatán y entran en la LC (Webster and Linton, 2013).

Por su parte, en la región sur del GoM se encuentra la Bahía de Campeche (BC), la cual se caracteriza por presentar una dinámica de circulación tipo ciclónica con un remolino ciclónico dominante y cambiante estacionalmente en diámetro y en posición (Pérez-Brunius *et al.*, 2013). Otros estudios, como el de Monreal-Gómez y Salas de León (1990), asocian este tipo de circulación a variaciones en el transporte a través del canal de Yucatán. Se ha reportado que en la región de BC se observan ciertos patrones en la distribución de oxígeno, por ejemplo: un descenso mayor en los valores del mínimo de DO de la entrada del Canal de Yucatán hacia la costa de BC; además este mínimo se expande a isopícnas de menor densidad cercas de la costa (Informe final XIXIMI-3, 2014). Este mismo patrón termohalino se observó en la distribución vertical del nitrato, fosfato, silicato y DIC con un someramiento de las clinas hacia la región costera de BC (Informe final XIXIMI-3, 2014). Sin embargo, se desconoce si este escenario oceanográfico se debe a procesos físicos o biológicos que serían los que promueven los patrones observados.

El análisis de las proporciones de las masas de agua es una herramienta que permite grandes alcances en el campo de la oceanografía, ya que, de inicio, nos permite analizar de forma cuantitativa las fracciones de las masas de agua en el océano. Esto resulta de mucha utilidad ya que se puede determinar el papel de los procesos físicos en la distribución de las variables termohalinas y biogeoquímicas. Una ventaja adicional es que en el caso de encontrar diferencias entre lo modelado y lo esperado, nos permite atribuirlo a otros procesos bien sean químicos o biológicos. El presente trabajo tiene como objetivos: 1) cuantificar las proporciones de las masas de agua por arriba de los $26 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ para evaluar las implicaciones ante la incursión/retracción de la LC y sus remolinos anticiclónicos desprendidos de ella; 2) relacionar los procesos físicos y sus implicaciones en las variables biogeoquímicas y; 3) se pretende determinar cuál es el mecanismo que promueve la elevación de las clinas (e.g. carboclina, nutriclina y oxíclina) hacia el interior de BC.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. *Colecta de datos*

Los datos analizados en este trabajo fueron muestreados siete campañas oceanográficas que cubrieron la región central y sur de la Zona Económica Exclusiva de México (XIXIMI-01 a XIXIMI-0,7 respectivamente) a bordo del R/V Justo Sierra (Fig. 1). El primer crucero se realizó en el otoño de 2010 (noviembre) e invierno del 2013 (febrero-marzo) y los cuatro restantes en los veranos: junio 2011, agosto-septiembre de 2015, julio de 2016 y agosto-septiembre de 2017, respectivamente. Durante estas campañas se muestrearon entre 30 y 51 estaciones por crucero para sumar un total de 206 lances hidrográficos de los cuales, solo fueron utilizados 32 lances para caracterizar la distribución vertical de la temperatura potencial (T_θ), la salinidad (S), la densidad potencial (σ_θ), el oxígeno disuelto (DO) y la fluorescencia. Para este estudio solo se analizaron los datos de invierno del 2013 y verano del 2015.

Se utilizó un CTD SBE 911plus (Sea-Bird Electronics, Inc., Bellevue, EE.UU.), cuyos instrumentos y sensores fueron revisados y calibrados regularmente antes de cada crucero. También, en cada crucero se tomaron muestras de agua de mar de forma rutinaria para determinar las concentraciones de DO con el método Winkler como control de calidad de la sonda de oxígeno del CTD (Baird y Bridgewater, 2017). Adicionalmente, se calculó la utilización aparente del oxígeno (AOU; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$; por sus siglas en ingles) a partir del DO, T_θ y S utilizando las ecuaciones TEOS-2010 (Intergovernmental Oceanographic Commission, 2010). Sin embargo, debe reconocerse que el cálculo de AOU se ve afectado en los procesos biogeoquímicos, así como con la mezcla de agua y las desviaciones en la concentración de DO en equilibrio instantáneo y completo con la atmósfera debido a la inyección de burbujas de gas y otros factores (Pytkowicz, 1971; Broecker y Peng, 1982; García y Keeling, 2001; Ito, 2004). Sin embargo, el uso de AOU corrige los cambios en T y S y es superior al DO como trazador de masa de agua.

2. 2. *Análisis de las secciones verticales de utilización aparente del oxígeno (AOU)*

Se graficaron secciones verticales (< 600 m), con el objetivo de comparar las diferencias de la AOU derivadas de las condiciones oceanográficas observadas durante verano (2015) vs el invierno (2013). Las secciones se dividen en cuatro subsecciones que describen cada temporada (Fig.1): la sección de verano consiste en un transecto este-oeste (en adelante, TS-WO), otro transecto con dirección norte-sur (en adelante, TS-NS). En invierno, los transectos son muy similar

a los de verano, que consiste en una sección este-oeste (en adelante, TW-WO) y norte-sur (en adelante, TW-NS). Las secciones se extienden de este-oeste, sobre la latitud 25°N (~ 1000 km) y de norte-sur, sobre la longitud 95°W (~ 650 km), hacia el interior de Bahía Campeche (BC). Las secciones este-oeste están sobre las rutas preferenciales del tránsito de los LCEs (Vukovich, 2007).

2. 3. Mapas de la Topografía Dinámica Absoluta (ADT)

Se usaron mapas diarios de la Topografía Dinámica Absoluta (ADT; por sus siglas en inglés) combinados con los campos horizontales de las corrientes superficiales para inferir la influencia estacional del agua caribeña (CSW), según su huella estérica y geostrófica durante los diferentes cruceros según Delgado *et al.* (2019). Los mapas son productos de la base de datos AVISO + (Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic data) disponibles en la web <https://www.aviso.altimetry.fr/en/data>. En este trabajo se representa la circulación superficial del GoM con condiciones superficiales diferentes que se pueden observar en los mapas de ADT y corrientes. En particular se muestran dos escenarios: uno con una mayor actividad de mesoescala (LCEs y LC; verano del 2015) y, un segundo con poca actividad de mesoescala y con una mayor retracción de LC (invierno del 2013).

2. 4. Caracterización de las masas de agua

Se generaron diagramas T_θ -S utilizando los cruceros del 2013 y 2015 para la identificación de las masas de agua. Los diagramas T_θ -S se presentaron de manera individual usando los datos contenidos en cada transecto descritos en las sección 2.2 (TS-WO, TS-NS, TW-WO y TW-NS). Para la identificación de las masa de agua, utilizamos los límites descritos por Cervantes *et al.* (2021) para las masas de agua superficiales ($< 26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) y para las aguas profundas se usó la clasificación de Portela *et al.* (2018).

2. 5. Análisis multiparamétrico óptimo (OMP)

El OMP, fue desarrollado por Tomczak y Large (1981), Tomczak (1981) y mejorado por Mackas *et al.* (1987), se define como una técnica numérica de modelación inversa. Cuyo fin, es determinar la distribución espacial de las fracciones de las masas de agua como resultado de la mezcla entre ellas (Tomczak and Large, 1989). En este estudio se utilizó el OMP para calcular la proporción de masas de agua en los primeros 600 m dentro del GoM. El método utiliza propiedades

hidrográficas como la temperatura y salinidad, además de algunas variables biogeoquímicas, para determinar cuantitativamente las proporciones de cada variable en la columna de agua. Se proponen N tipos de agua y, M variables físicas que forman un sistema de ecuaciones, matriz A , lineales independientes de $[N \times M]$ con restricciones. El sistema de ecuaciones llega a ser un problema de optimización resuelto con técnicas numéricas. El análisis se basó en la metodología descrita por Sudre *et al.* (2011).

El análisis OMP requiere de la selección adecuada de los tipos de agua origen para obtener resultados robustos. En este estudio utilizamos cuatro variables clave para definir los tipos de agua fuente (Source water type; SWT) en el GoM. Dos de las cuatro variables utilizadas son conservativas, la temperatura potencial (T_θ) y la salinidad (S), y dos variable no conservativas como el DO y el carbono inorgánico disuelto (DIC). En este análisis se tiene en cuenta, la variabilidad tanto espacial como temporal de las propiedades de las distintas SWT.

Por lo tanto, las propiedades independientes de las SWT's se obtuvieron de nuestro conjunto de datos para conformar la Tabla 1. En este estudio, se determinaron las proporciones de cuatro masas de agua utilizando todas las muestras de agua con T_θ , S , DO y DIC. En la Tabla 1, se presentan las diferentes fuente de tipo de agua: CSW (Agua del Mar Caribe), SUW (Agua Subtropical Submarina), GCW (Agua Común del Golfo) y TACW (Agua Central del Atlántico Tropical), cuatro parámetros (T_θ - en adelante mencionaremos simplemente la temperatura, S , DO y DIC) y la restricción de conservación de la masa.

Tabla 1. Características de los tipos de agua fuente para cada trazador. Las características se han elegido a partir de la literatura (Cervantes *et al.*, 2021).

SW TRACERS	CSW	SUW	GCW	TACW
T ($^{\circ}\text{C}$)	30.5	22	22	7.9
S (ups)	36.4	36.9	36.4	35.1
O_2 (ml L^{-1})	5.0	3.5	3.0	2.7
DIC ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	1990	2145	2170	2220
$\sum_i X_i = 1$	1	1	1	1

La estabilidad y consistencia de las soluciones del OMP se comprobó mediante experimentos de perturbación numérica (Maamaatuaiahutapu *et al.*, 1992), y la solución media se comparó con la solución nominal, sin perturbación, para estimar la solidez de la solución. Se

realizaron cien experimentos de perturbación, variando aleatoriamente cada parámetro del SWT dentro de un margen de más o menos su desviación estándar. En la Tabla 2 se sintetiza la solidez de los resultados. En dicha tabla se muestran el porcentaje de las muestras de agua analizadas que presentaron valores de desviación estándar inferiores al 5% y 10%, para los SWT.

3. RESULTADOS

3.1. Descripción superficial de la mesoescala

Durante el verano se presentó una mayor actividad de mesoescala (LCEs) en comparación con el invierno (Fig. 1). En ambas temporadas se observó la incursión hacia el noroeste de la LC, siendo menor durante el invierno en comparación con el verano. En la figura 1a, se llega a observar una mayor dinámica asociada con dos LCEs activos, uno de ellos desprendiéndose de la LC, Olympus con un periodo de vida de junio 2015 a junio de 2016, y el otro disipándose en la región de Perdido, Nautilus II con un periodo de vida de mayo 2015 a enero 2016 (<https://www.horizonmarine.com/loop-current-eddies>). A diferencia del verano, durante el invierno (Fig. 1b) se observó una mínima actividad de LCEs. Solo se aprecia un pequeño anticiclón en proceso de disipación, frente a las costas de Perdido, el LCE-Jumbo (junio 2012 a febrero 2013) y un fragmento del mismo de menor tamaño, localizado entre los 24 a 25°N y 94 a 92°W (Fig. 1b).

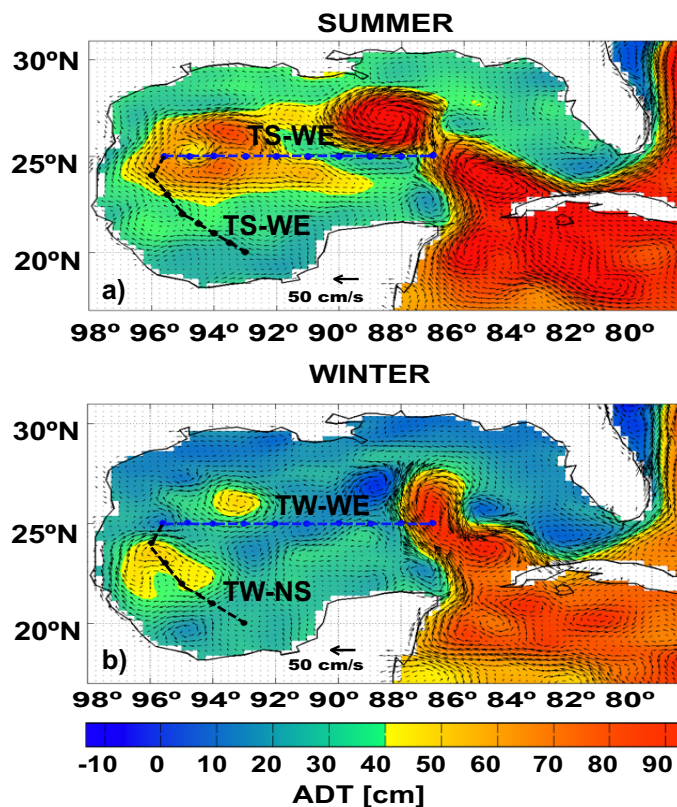


Figura 1. En los mapas de la Topografía Dinámica Absoluta (ADT) y corrientes durante el (a) verano del 2015 (TS-WE: West-East; TS-NS: North-South) e (b) invierno del 2013 (TW-WE; TW-NS) que se definieron para el análisis de la distribución de las fracciones de las masas.

3.2. Descripción de las masas de agua identificadas mediante diagramas T_{θ} -S

En la figura 2 se muestran los diagramas T_{θ} -S vs AOU representativos de los transectos trazados en los mapas de ADT en los cuales se pueden observar dos escenarios: 1) un escenario con características de mayor actividad de LCE's y con una mayor extensión de la LC y, 2) otro escenario con una menor incursión de LC y menor actividad de LCE's (T_{θ} -S-W-WE y T_{θ} -S-W-NS). El primer escenario se desarrollo durante el verano (T_{θ} -S-S-WE y T_{θ} -S-S-NS), donde se detectaron superficialmente aguas cálidas, cercanas a los 31°C, salinas, con valores < 36.7 , y saturadas en oxígeno ($\sim 110\%$) con valores de AOU de $\sim -20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ características del CSW (Fig. 2a, b). Subsuperficialmente en el diagrama T_{θ} -S-S-WE se puede observar la señal del SUW, con un máximo subsuperficial de S de ~ 36.8 . Asimismo, se observan aguas subsaturadas en oxígeno ($\sim 60\%$) con valores de AOU de hasta $80 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Fig. 2a). Dichas características no se aprecian en el diagrama T_{θ} -S-S-NS.

En el segundo escenario, se observaron diferencias entre los diagramas T_{θ} -S-W-NS y T_{θ} -S-W-WE. El diagrama T_{θ} -S-W-NS se caracterizó por presentar una menor variabilidad en las capas subsuperficiales a diferencial del diagrama T_{θ} -S-W-WE. Además, se observaron, en ambos diagramas, la presencia de GCW, la cual presenta un rango pequeño de S (36.3 a 33.6) y T (18 a 22°C). Por debajo de la capa de GCW, encontramos al TACW que se caracteriza por presentar aguas subsaturadas en oxígeno ($\sim 40\%$; $AOU \sim 170 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). Ya en aguas más profundas mayores a ~ 600 m, por debajo del TACW observamos el Agua Intermedia del Antártica (AAIW) con un ligero incremento en los valores AOU de $\sim 155 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ acompañadas con un claro descenso de S de ~ 34.89 (Fig. 2).

De la comparación entre los diagramas T_{θ} -S de los dos escenarios antes descritos, representativos de verano e invierno se resumen tres características: 1) se observó en el invierno una menor señal del CSW y del SUW, 2) también se observó una menor variabilidad en la distribución vertical de los datos comparadas con lo observado en el verano y, 3) las temperaturas de invierno, en las secciones TW-WE y TW-NS, son más bajas, 26°C y 24°C, comparadas con el verano, $\sim 31^{\circ}\text{C}$ como era de esperarse. Esta última característica, solo se aprecia en el diagrama T_{θ} -S-W-WE, donde las concentraciones máximas de AOU fueron de $\sim 70 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$. Por último, es importante mencionar que en el diagrama T_{θ} -S-S-NS no está presente el SUW, pero si están presentes, el CSW y GCW (Fig. 2c, d). Nuevamente en los diagramas T_{θ} -S-W-WE y T_{θ} -S-W-NS en aguas subsuperficiales y profundas, bajo la masa GCW, se observan las masas TACW y AAIW con similares valores de AOU y S a las observados en los diagramas T_{θ} -S-S-WE y T_{θ} -S-S-NS (Fig. 2c, d).

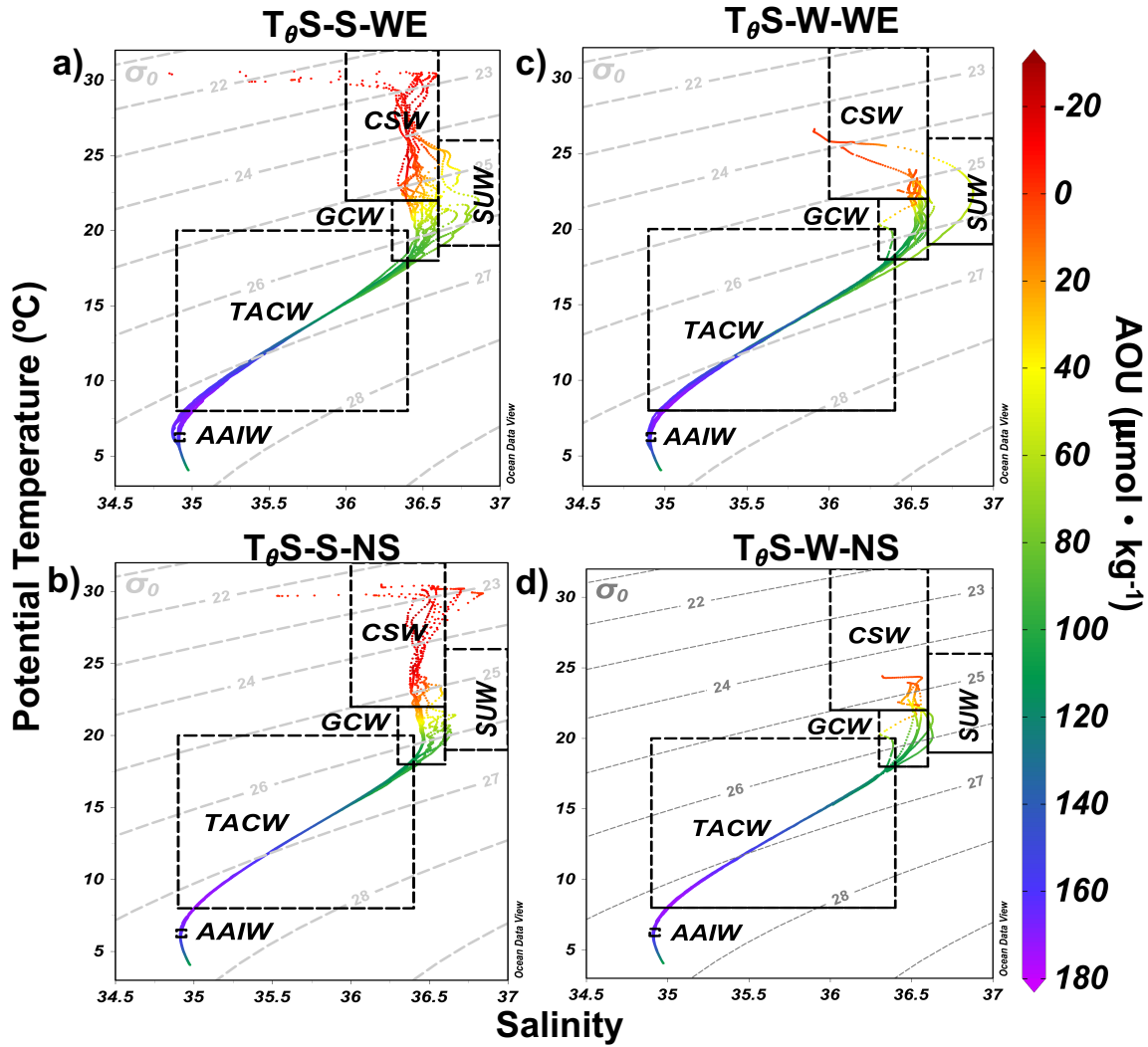


Figura 2. Se presenta la identificación de las masas de agua mediante diagramas T_θ -S, los cuales denotan los cuatro transectos analizados (a) T_θ -S-S-WE, (b) T_θ -S-S-NS, (c) T_θ -S-W-WE, (d) T_θ -S-W-NS, con las concentraciones de la AOU en una tercera dimensión (en colores). Las masas de agua presentes son: Agua Superficial Caribe (CSW), Agua Subtropical Subsuperficial (SUW), Agua Común del Golfo (GCW) y Agua Central del Atlántico Tropical (TACW), Agua Intermedia del Antártica (AAIW). Las abreviaciones T_θ -S-S define a los transectos de verano y T_θ -S-W define los transectos invierno.

3.3. Efectos de la mesoescala sobre la distribución vertical de la densidad y de la AOU

Las condiciones de mesoescala detectadas durante los periodos de muestreo tuvieron una relación notable sobre la distribución vertical de la densidad y la AOU (Fig. 3). En las secciones de verano (TS-WE, TS-NS) se observa la presencia en superficie del LCE-Nautillus II, causando un hundimiento de las isolíneas de $\sigma_\theta = 25.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ y $\text{AOU} = 50 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ cerca de los 100 m. En las regiones extremas de cada sección (TS-WE, TS-NS), se observan las isolíneas de σ_θ y AOU cercanas a la superficie dentro de los primeros 50 m de profundidad (Fig. 3a, b). Sin embargo, en

la región subsuperficial la AOU presenta un patrón diferente, por ejemplo: la isolínea de $AOU = 125 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ muestra una tendencia a elevarse desde los 300 m en la región más oceánica hasta llegar a los 150 m de profundidad al interior de BC (Fig. 3a, b).

En invierno, las secciones presentaron una mayor variabilidad en sus isóclinas en los primeros 100 m a lo largo del transecto TW-WE (Fig. 3c). Se puede apreciar en la región más oceánica (Fig. 3c), la isopícna de $25.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ cerca de los 200 m y se eleva hasta llegar a la superficie sobre la línea de los 25°N . Posteriormente, esta misma isopícna se profundiza cerca de los 170 m para volver a elevarse cerca de la superficie a ~ 70 m al interior de BC (TS-NS; Fig. 3d). De igual manera, la AOU siguió el patrón de la densidad, donde la isolínea de $50 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ se hunde en la región cercana a la LC desde los 200 m, para elevarse y mantenerse entre los 95 y 110 m a lo largo de los 25°N . Mientras que, en el transecto TW-NS las isolíneas de $50 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ presenta un pequeño hundimiento hasta los 170 m causado por el LCE-Jumbo. Posteriormente al interior de BC, esta isolínea de $150 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ asciende hasta ~ 70 m de profundidad (Fig. 3c, b).

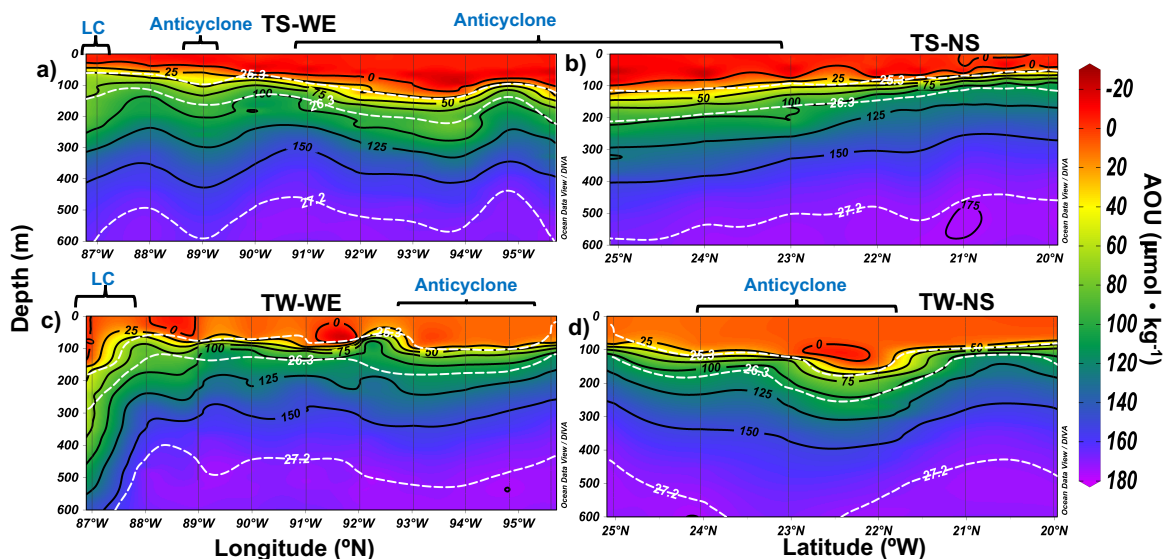


Figura 3. Distribución vertical de la concentración de la AOU para los transectos de verano [(a) TS-WE y (b) TS-NS] e invierno [(c) TW-WE y (d) TW-NS]. Los contornos en color blanco representan los límites inferiores del CSW ($25.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), el GCW ($26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) y el TACW ($27.2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) al interior del golfo. Además, se indican las regiones afectadas por la presencia de anticiclones (LCE) y por la Corriente del lazo (LC).

3.4. Descripción de las fracciones de las masas de agua

Los resultados de las fracciones de las masas de agua presentados se generaron a partir del OMP utilizando los valores de las variables termohalinas, el DO y el DIC propuestos en la Tabla 1. A partir de este análisis, se obtuvieron las proporciones promedio o media de cada fracción de

masas de agua: el CSW, el GCW, el SUW y el TACW que se muestran en los transectos denominados TS-WE, TS-NS, TW-WE y TW-NS (Fig. 4, 5, 6, 7; respectivamente). En el análisis del OMP se calculó tanto el porcentaje promedio como el nominal. Sin embargo, en este trabajo solo se presentan los resultados de las fracciones promedio (% de la solución media), debido a que la solución nominal y media fueron muy similares.

Las proporciones de las masas de agua estimadas para el transecto de TS-WE de verano se presentan en la figura 4. En este transecto se muestra una capa homogénea con una contribución superior al 60% asociada a la fracción del CSW, de ~ 100 m de espesor a lo largo de toda la sección TS-WE. Por su parte la fracción del CSW se encontró limitada a densidades menores de $25.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (Fig. 4a). Por debajo de la capa de CSW, encontramos al SUW en forma de una delgada lengüeta, entre 24.2 y $26.7 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, que mantiene una proporción $> 40\%$ y se distribuye de este-oeste, entre 290 y los 50 m de profundidad (Fig. 4b). En relación al GCW, se observa otra pequeña lengüeta en la región occidental, la cual representa un porcentaje $> 60\%$ entre los 180 y 300 m. Asimismo, se observan dos pequeños núcleos del GCW que representan proporciones $> 40\%$ de la fracción de esta masa de agua (Fig. 4c). Para finalizar, el TACW presentó una capa gruesa con un espesor de ~ 350 m con una alta composición que va del 60% al 90% a lo largo de toda la sección, entre las densidades de 26.8 y $27.2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (Fig. 4d).

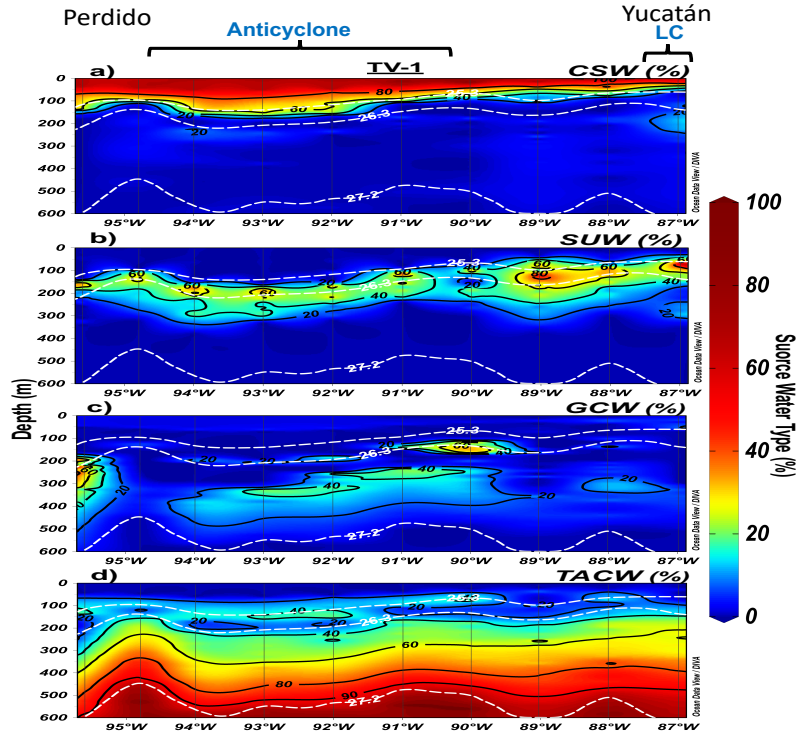


Figura 4. Distribución porcentual (% de la solución media) de la sección TS-WE la cual representa la contribución de las diferentes fuentes de tipos de agua: Agua Superficial del Caribe (a, CSW), Agua Subtropical Subsuperficial (b, SUW), Agua Común del Golfo (c, GCW) y Agua Central del Atlántico Tropical (d, TACW). Los contornos blancos representan los límites inferiores de densidad de CSW ($25.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), GCW ($26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) y TACW ($27.2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) al interior del golfo.

La sección TS-NS: presentó valores similares de la fracción del CSW detectados en la sección TS-WE. Cabe notar, el volumen asociado a la fracción del CSW presentó una elevación y un adelgazamiento al interior de BC (Fig. 5a). Por su parte, el SUW presentó una pequeña franja con una cobertura de $\sim 100 \text{ m}$ y una aportación $> 40\%$ en la región más norteña. En tanto en la región sur, la franja asociada al SUW se adelgaza hasta $\sim 30 \text{ m}$ de grosor (Fig. 5b). En lo que respecta a la fracción del GCW, se puede observar una lengüeta con un grosor de $\sim 100 \text{ m}$ con una contribución $> 60\%$ en la región norte. Mientras que, al interior de BC esta franja se expande hasta $\sim 150 \text{ m}$, elevándose cercas de la plataforma hasta $\sim 60 \text{ m}$ de profundidad (Fig. 5c). Por su parte, el TACW presentó una franja gruesa con un espesor de $\sim 350 \text{ m}$ y con un aporte $> 60\%$. De la misma manera, esta masa de agua presenta una tendencia similar a la observada en las otras masas de agua, elevándose cercas de la costa hasta $\sim 260 \text{ m}$ (Fig. 5d).

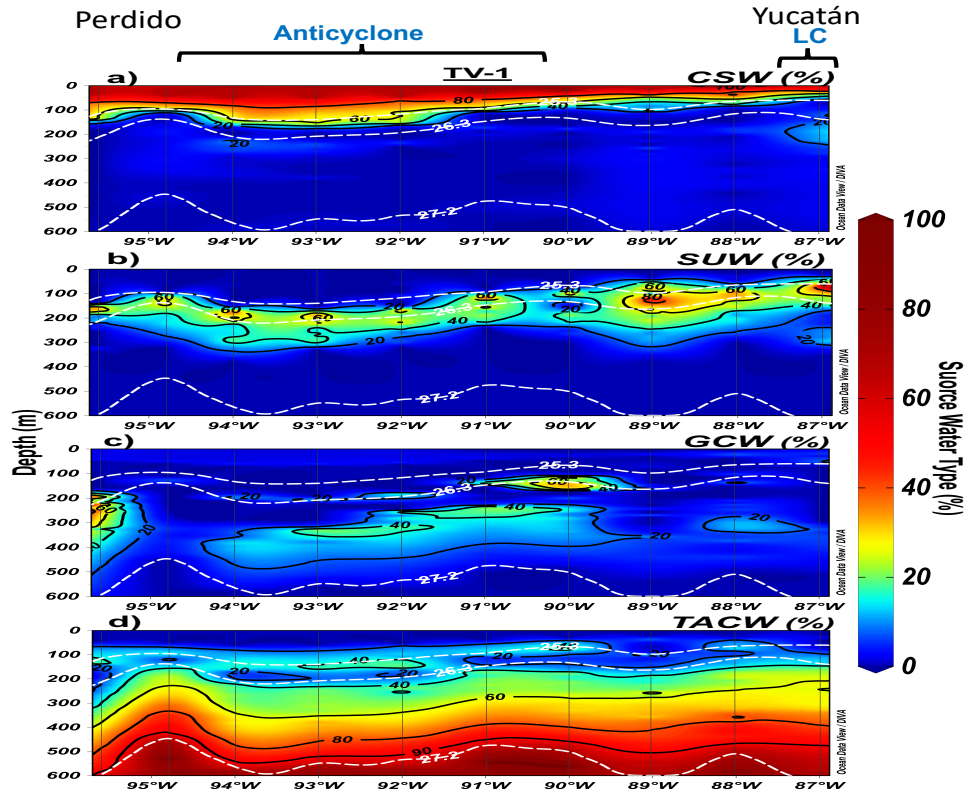


Figura 5. Distribución porcentual (% de la solución media) de la sección TS-NS que denota la contribución de las diferentes fuentes de agua tipo: el CSW (a), el SUW (b), el GCW (c) y del TACW (d). Los contornos en color blanco de las líneas discontinuas representan los límites inferiores de densidad del CSW ($25.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$), GCW ($26.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) y TACW ($27.2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) al interior del golfo.

En el transecto de invierno, TW-WE, a diferencia del verano, se aprecia una franja delgada restringida hacia la región oriental, que representa más del 60% de la fracción del CSW en los primeros 100 m (Fig. 6a). Cabe notar, en la región oriental la fracción del CSW es $> 80\%$ dentro de los primeros 200 m (Fig. 6a). En tanto, el SUW presentó dos núcleos oscilando entre los 50 y 250 m, representando una contribución $> 60\%$. La fracción del SUW destacó por presentar una capa delgada y semi-continua a lo largo del transecto cercas de la superficie a ($\sim 100 \text{ m}$), con una proporción cercana al 40% (Fig. 6b). Por su parte, la fracción del GCW, se permite ver en forma de lengüeta entre los 95 a 87°W , con un grosor de $\sim 180 \text{ m}$ y con una contribución $> 60\%$ (Fig. 6c). Una particularidad asociada a la fracción del GCW fue una nula/mínima señal hacia la región oriental de esta masa de agua, observándose una alta contribución del CSW ($> 60\%$) y del SUW ($> 60\%$; Figs. 6a, b y c). Con respecto al TACW, se observa una franja con un grosor de $\sim 180 \text{ m}$, con proporciones $> 60\%$ hasta el 90% en profundidades de 240 y 420 m en la región occidental. Sin embargo, en la sección oriental hay un descenso en la capa de esta fracción (TACW), la cual

llego a hundirse por debajo de los 600 m (Fig. 6d). Es importante resaltar que dentro de la ruta de influencia de la LC en cada sección el SUW y el TACW presentan un hundimiento, causado por la LC en cada fracción de las masas de agua asociadas a las isopícnas de los 26.3 y 27.2 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, respectivamente (Figs. 6b y d).

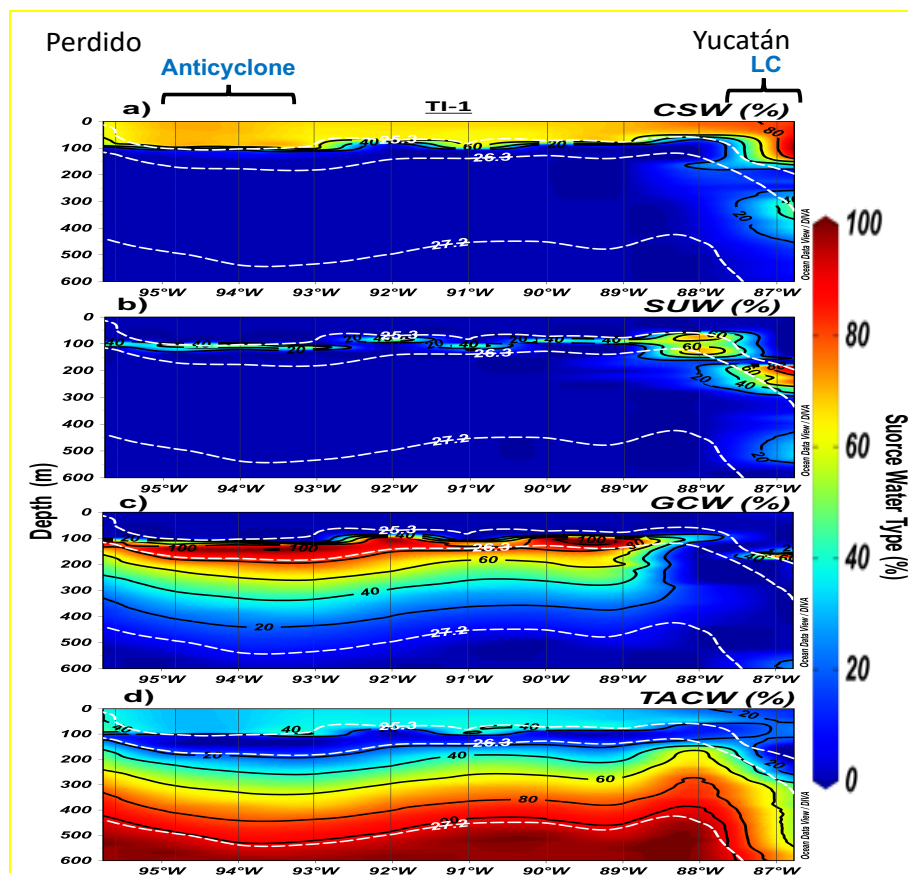


Figura 6. Distribución porcentual (% de la solución media) de la sección TW-WE asociada a la contribución de las diferentes fuentes de agua tipo: el CSW (a), el SUW (b), el GCW (c) y del TACW (d). Los contornos discontinuos en color blanco representan los límites inferiores de densidad del CSW ($25.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), GCW ($26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) y TACW ($27.2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) al interior del golfo.

El transecto TW-NS; presentó ciertas diferencias a lo observado en el transecto TW-WE. Nuevamente domina la fracción del CSW la capa superficial (< 100 m) con un aporte > 60% (Fig. 7a). La fracción del SUW presentó núcleos pequeños con una aportación cercana al 40 y 60%, los cuales se distribuyen a lo largo de toda la sección. Cabe notar que la fracción del SUW fue desvaneciéndose hacia el interior del golfo, en comparación con las otras secciones asociadas a esta masa de agua (Fig. 4b, 5b, 6b y 7b). En tanto, la fracción de GCW domino subsuperficialmente entre los 100 y 200 m a lo largo de toda la sección, con una aportación cercana al 100%. Es

importante resaltar, que las isopícnas de los 25.3 y $26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ delimitan a la fracción del GCW. Al igual que la fracción del GCW, el TACW presentó una estructura diferente a las observadas en las figuras 4d y 5d. En este último transecto se observan contribuciones $> 60\%$ y hasta el 90% , las cuales oscilaron desde los 250 a 400 m en la región occidental, respectivamente. Mientras que, en la región oriental fluctuaron entre los 280 y 485 m de profundidad, respectivamente (Fig. 7d). De manera similar a lo observado en la figura 6d, esta sección también presenta un hundimiento de la isopícnas de $27.2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ por debajo de los 600 m . Dicho hundimiento no afectó a las isopícnas superficiales. Cabe destacar, que la fracción del TACW se detectó más cerca de la superficie en los transectos de invierno versus verano (Figs. 4d, 5d, 6d y 7d).

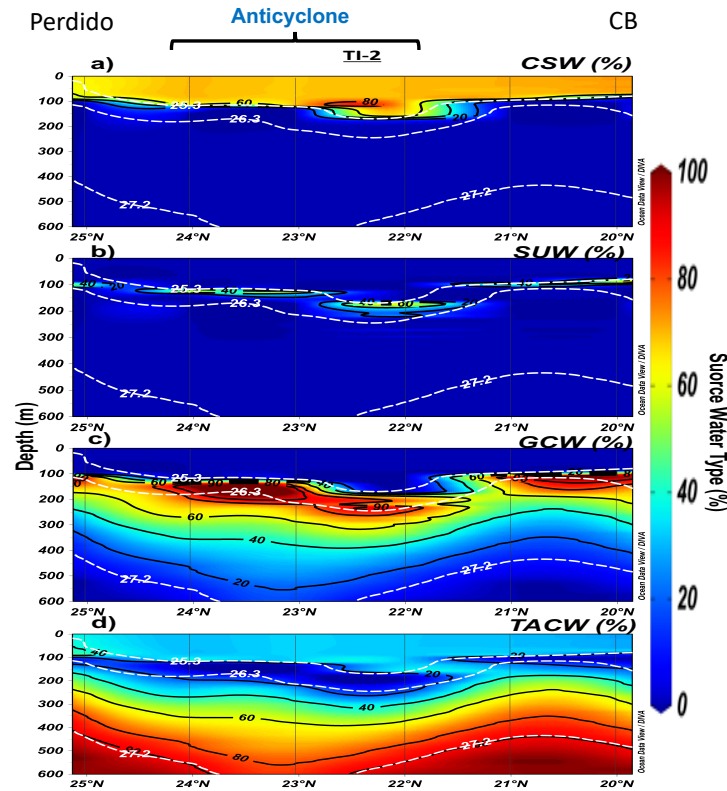


Figura 7. Distribución porcentual (% de la solución media) de la sección TW-NS asociada a la contribución de las diferentes fuentes de tipo de agua: CSW (a), SUW (b), GCW (c) y TACW (d). Los contornos blancos representan los límites inferiores de densidad del CSW ($25.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), GCW ($26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) y TACW ($27.2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) al interior del golfo.

En resumen, la secciones para las masas de agua (TS-WE y TS-NS) presentaron un porcentaje superior al 99% para las masa de gua CSW, SUW, GCW y TACW con una desviación estándar inferior al 5% (Tabla 2). La solución media de esta SWT fue bastante solida y estable. Sin embargo, tanto para las SWT en las secciones TW-WE y TW-NS (Tabla 2), el porcentaje

medio de muestras es superior al 99.5% para el criterio del 5%, lo que implica resultados suficientemente sólidos.

Tabla 2. Porcentajes de las masas de agua a lo largo de cada sección, con RMS's inferiores al 5%.

Matrix	%	CSW	SUW	GCW	TACW
TS-WE	< 5	100	99.9	99.9	100
TS-NS	< 5	100	99.9	99.9	100
TW-WE	< 5	100	99.9	99.9	100
TW-NS	< 5	100	99.5	99.6	100

3.5. Comparación de las mediciones de DIC vs las salidas del OMP

Los cálculos del DIC que debería de haber con base a las proporciones estimadas de las masas de agua a partir del análisis del OMP, presentaron tendencias similares a lo medido. Se presentan resultados únicamente de las secciones norte-sur tanto de verano como de invierno. En la sección TS-NS en la región más norteña, se puede apreciar como las isolíneas de concentración de 2100 y 2150 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ se detectaron aprox. entre los 100 y 200 m tanto en el DIC modelado como el medido, respectivamente. Entre tanto, al interior de BC, estas isolíneas de carbono (2100 y 2150 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) se elevaron cerca de los 50 y 100 m de profundidad, respectivamente. Algo semejante se observó con las isopícnas de los 25.3 y 26.3 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, la cuales siguieron las mismas tendencias que la isolínea de DIC (Fig. 8a y b). De manera similar, se observa la misma tendencia en la región subsuperficial entre las mediciones y lo modelado. Por ejemplo, la isolínea de carbono de 2200 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ en la medición se observa entre los 400 m en la región norte elevándose cerca de los 250 m hacia la región sur. Se observó en general una mayor similitud en la región norte. Hacia la zona sur se observa una diferencia de ~ 50 m más profundo en lo modelado vs lo medido (Fig. 8a y b).

Por otro lado, en el transecto de TW-NS se observaron concentraciones mayores de DIC cerca de la superficie en comparación con el transecto TS-NS. Tal es el caso de la isolínea de carbono de 2150 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, la cual se encontró ~ 75 m más somera durante el invierno vs el verano en la región más norteña (Fig. 8a y c). En cuanto a las concentraciones de DIC en el transecto de invierno, en la región sureña asociado a esta misma isolínea de carbono (2150 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), se

observó un desplazamiento similar durante ambos transectos (~ 100 m; Fig. 8c y d). En resumen, el transecto TW-NS refleja menores diferencias ($\sim 45 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) entre el DIC modelado vs lo medido, en comparación con el transecto TS-NS ya que en este último se subestiman los valores de DIC medidos hasta en $\sim 80 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ cerca de la superficie. Sin embargo, lo obtenido a partir del análisis del OMP simula características y tendencias muy parecidas a las mediciones del DIC para ambas temporadas (Fig. 8).

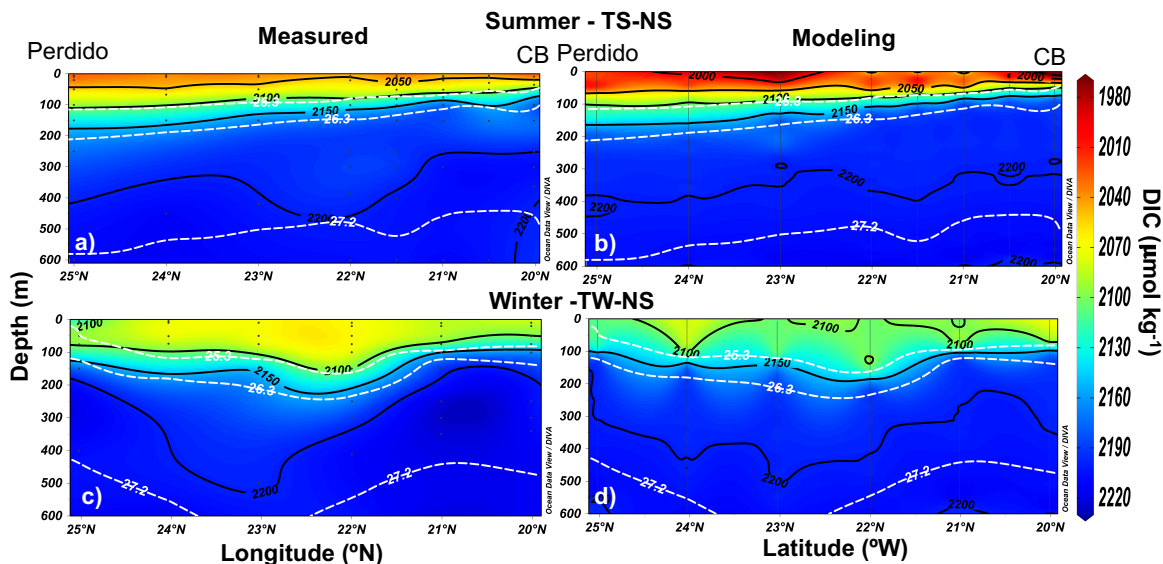


Figura 8. Comparación estacional de las concentraciones del DIC de los transectos TS-NS y TW-NS, a partir de las (a, c) mediciones (DIC; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) vs (b, d) lo modelado con el OMP. Los contornos de líneas discontinuas en color blanco muestran los campos de densidad descritos anteriormente.

4. DISCUSIÓN

El conocimiento de las fracciones de las masas de agua en el golfo de México es nulo y, para su análisis, se requiere de observaciones thermohalinas y biogeoquímicas. Además, en el análisis y su evaluación, se requiere considerar la dinámica de mesoescala que caracteriza al GoM, la cual es más activa durante el verano y en menor grado en el invierno (Chan and Oey, 2013; Delgado *et al.*, 2019; Cervantes *et al.*, 2021). Los resultados obtenidos en este trabajo, muestran escenarios temporales de distribución de las fracciones de las masas de agua validado vía análisis de T-S y validado vía la correlación obtenida entre los datos medidos y calculados. A continuación, se discute la distribución de las fracciones de las cuatro masas de agua (CSW, SUW, GCW y TACW) durante las épocas de verano e invierno. La discusión se centrará en: 1) si las diferencias espaciales en la distribución de las fracciones de las masas de agua se deben a la advección de estas a través

de la mesoescala (LCE's) y/o a la influencia de la LC ($\sigma_\theta < 27.2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$); 2) si los cambios en las fracciones de las masas de aguas hacia el interior del golfo están asociados a una estacionalidad y, 3) entender cuál es el mecanismo que controla esta tendencia que se observó con el someramiento de las clinas en los transectos hacia el interior de BC.

4.1 *Efectos de la LC y de los remolinos desprendidos en la distribución vertical de las fracciones de las masas de agua*

La LC es un flujo intenso de agua cálida y salina proveniente del Caribe que ingresa a través del Canal de Yucatán y sale por el Estrecho de Florida (Austin, 1955; Leipper, 1970). Se ha documentado que la LC puede presentar periodos de retracción hacia el sur encontrándose confinada al sureste del GoM; y de incursión cuando se extiende hacia el Norte del mismo, promoviendo el desprendimiento de los LCE's por un balance zonal de momentum (Pichevin *et al.*, 1997; Leben, 2005; Lugo-Fernández and Leben, 2010; Cardona and Bracco, 2016). Se ha reportado que los LCE's, con diámetros entre los 200 y 300 km, llega a afectar la estabilidad de la columna de agua hasta aproximadamente los 1000 m de profundidad (Oey *et al.*, 2005). Además, se ha observado que durante la propagación hacia el oeste, los LCE's pueden reducir su diámetro hasta un 55 % así como su rapidez tangencial (Vukovich, 2007). Dichas características de estas estructuras (LCEs), pueden llegar a modificar de manera importante la distribución vertical y horizontal de las variables físico-químicas de la columna de agua.

Los resultados de este trabajo muestran que hubo un efecto de los LCE's y de la LC sobre la distribución vertical de las masas de agua y, que esto modificó los campos de densidad en las capas superficiales ($\sigma_\theta < 27.2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$). Por ejemplo, en la sección TS-WE se observa el efecto del LCE-Nautillus II (95.5 a 91°W, 25°N; Fig. 4a) sobre la distribución de la fracción del CSW, el cual promovió una expansión del volumen en la vertical (> 80%; 60 m más profunda) asociada a esta fracción en comparación con la región de influencia de la LC (Fig. 4a). Por su parte, la fracción asociada al SUW presentó un hundimiento en la columna de agua (~ 100 m), en conjunto con un adelgazamiento en el volumen y un descenso (< 50%) en la señal de esta fracción en la región de la influencia del LCE vs la región de LC (Fig. 4b). De manera similar, la fracción del TACW presentó un patrón similar a lo observado con la fracción del SUW. Este resultado es consistente con lo reportado por Meunier *et al.* (2018), estos autores explican que la formación de los LCE's pueden afectar las propiedades termohalinas en los primeros 200 m de la columna de agua. Por

otro lado, también se ha reportado el hundimiento de las clinas debajo del domo del Frente del Agua Caribeña (Delgado *et al.*, 2019), el cual pudiese ser debido al efecto hidráulico del núcleo de la Corriente de Yucatán fluyendo hacia el norte con una rapidez de hasta $120 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ (Candela *et al.*, 2019). Este efecto hidráulico sobre las clinas en la región del Frente del Agua Caribeña, se puede apreciar en el transecto TW-WE (Fig. 6a) con su influencia desde la superficie hasta aproximadamente debajo de los 600 m (Fig. 6). Este mencionado proceso, favoreció un aumento en la fracción del CSW ($> 80\%$) en la región de la influencia de la LC en comparación con el resto del transecto (Fig. 6a). Además, también se observa a la LC modulando la profundidad de la isopícnica de los $\sigma_\theta = 25.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, la cual se detectó $\sim 120 \text{ m}$ más profunda en comparación con la sección de verano (TS-WE). De manera similar se observa un efecto de LC sobre la fracción del SUW, la cual se mantuvo restringida sobre el área de influencia de LC en junto con un adelgazamiento de la proporción de su señal. Estos resultados concuerdan con lo reportado por Cervantes *et al.* (2021).

Se ha reportado que durante el desplazamiento de los LCEs hacia el oeste pueden llegar a interactuar con otras estructuras (como la circulación ciclónica de BC) o colisionar con la plataforma continental (Zavala-Sansón y Van Heijst, 2000; Sutyrin y Grimshaw, 2010). Estos procesos físicos contribuyen a suplir grandes cantidades de calor y sal al golfo (Meunier T. *et al.*, 2018). Por ejemplo, Meunier T. *et al.* (2018) demostraron que, el núcleo salino de origen caribeño (SUW), se detecta a través de la cuenca de Yucatán, dentro de la LC y, al menos 7 meses después del desprendimiento de un remolino; el Poseidón del 2016. Esto podría explicar los pequeños núcleos asociados a la fracción del SUW que se observan con bajo porcentaje de su señal ($< 40\%$; entre los 100-200 m) en las áreas de influencias de los LCE- Jumbo durante el verano (Figs. 4b y 5b). Este patrón observado también es consistente por lo reportado por Hamilton *et al.* (2018); estos autores reportan la presencia del SUW, la cual varía desde el 70% en la LC hasta el 30% a 40% a través de una franja del centro y oeste del Golfo, hasta menos del 10% en las esquinas del noroeste y suroeste. También, mencionan que la fuente principal de SUW es la Corriente de Yucatán, donde su máximo espesor se presenta al noreste por las extensiones hacia el norte de la LC y en la cuenca central occidental en las trayectorias medias de los LCE (Elliott, 1982; Vukovich y Crissman, 1986; Hamilton *et al.*, 1999).

Una característica sobresaliente en la sección TW-WE y TS-NS es la alternancia de estructuras ciclónicas y anticiclónicas (LCEs) en proceso de disipación al interior del golfo, como se mencionó anteriormente, además de una evidente influencia de la LC en el extremo oriental (Figs. 6 y 7). Estas estructuras de mesoescala modularon de manera sustancial la distribución de los diferentes fuentes de tipos de agua (SWT), así como la incursión de agua caribeña al interior del golfo. Estas características descritas anteriormente, se puede apreciar en los transectos de verano (TS-WE y TS-NS) en los cuales se observa una mayor fracción del CSW de hasta casi el 90% a lo largo de ambas secciones desde superficie hasta los 100 m, siendo más amplio el grosor de esta fracción en las regiones de los LCEs. En contraste con el invierno, donde el porcentaje de la fracción del CSW disminuye hasta el 60% de su presencia. No obstante, esta fracción se mantiene su dominio dentro de los primeros 100 m (Figs. 6a y 7a). Estos resultados concuerdan con lo reportado por Delgado *et al.* (2019) y Cervantes *et al.* (2021), estos autores reportan una mayor incursión de agua caribeña (CSW) al golfo durante el verano y disminuye hacia el invierno. Adicionalmente, se ha descrito que los LCEs que arriban al norte de BC son mayores al remolino ciclónicos de BC (Tenreiro et al., 2018). Por lo cual, los LCEs podrían transportar agua de origen caribeño (CSW y SUW) hacia el interior de BC.

Previamente se ha reportado que la isopícnica de los $25.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ se caracteriza como el límite inferior del CSW. Dicha isopícnica se observó más somera en el transecto TW-NS, en comparación con el verano. Lo que da lugar a una mayor proporción en la formación y en el espesor del GCW cercas de la superficie (Fig. 9b, d). Este patrón puede deberse a que durante la transición hacia el invierno por la baja insolación ocurre un enfriamiento superficial ($\sim 6 \text{ }^{\circ}\text{C}$ menos; Fig. 2) en conjunto con la temporada de Nortes. Ambas condiciones promueven la pérdida de calor, tornándose el agua superficial más densa. Además, otros mecanismos tales como los remolinos, las aportaciones fluviales, la incursión de la LC, pueden alterar la distribución vertical y espacial de las propiedades químicas y biológicas de las aguas superficiales del GoM (Linacre et al., 2015; Damien et al., 2018; Cervantes et al., 2021). Por lo cual, aún faltan más estudios sobre la dinámica de las masas de agua del GoM que describan su temporalidad, extensión y la profundidad de la capa de mezcla y su efecto en la producción primaria.

4.2 Variabilidad temporal de los tipos de masas de agua

Durante los meses de verano a invierno, dentro del GoM, se detectó un desvanecimiento de la señal del SUW hacia el interior del golfo, siendo más notorio durante el invierno. Autores como Delgado *et al.* (2019), sugieren que esto puede estar asociado a la retracción de la LC durante el invierno, lo que promueve una reducción en la advección tanto del CSW como del SUW hacia el interior del golfo. Por su parte, Halmiton *et al.* (2018) describen un proceso de dilución del máximo subsuperficial de salinidad de 36.8 del SUW dentro de la LC, descendiendo hasta 36.65 en el límite occidental. Esto sugiere la dilución o mezcla entre el núcleo del SUW con el GCW circundante (Halmiton *et al.*, 2018). Esto contribuiría a que la huella del SUW se desvanezca hacia al interior del golfo (Figs. 4, 5, 6, 7 y 9). Adicionalmente, se ha reportado que estas estructuras (LCE) no solo transportan masa y calor, sino también distribuyen plancton y larvas de peces (Lobel and Robinson, 1988; Sánchez-Velasco *et al.*, 2013; Condie y Condie, 2016).

Características similares descritas en el párrafo anterior, se observaron en el transecto TS-WE, donde la fracción de SUW se detectó más somera (cerca de los 50 m) en la región de influencia de la LC y se profundiza hacia el interior fuera de la influencia de la LC (cerca de los 150 m; Figs. 4b, 9a). Mientras que, en el transecto TW-WE de invierno solo se detectada en la región influenciada por LC (Figs. 6b, 9c). En estas secciones (TW-WE) podemos observar durante el invierno solo al CSW, al GCW y al TACW. Mientras que, en el verano (TS-WE) observamos al CSW, al SUW y al TACW. Por su parte los transectos TS-NS y TW-NS presentaron un patrón diferente. En el transecto TS-NS, se observa la presencia de las cuatro fracciones de masas (CSW, SUW, GCW y TACW). Donde solo tres de estas fracciones de masas de agua se elevan y se detectan hacia el interior de BC (CSW, GCW y TACW; Fig. 9b). Además, también podemos observar un incremento en la fracción del GCW (> 80%) hacia la región más interna como se puede apreciar en el transecto TS-NS en comparación con el transecto TS-WE (Figs. 4c y 5c). Recientemente, se ha descrito que la formación del GCW se genera en extremo occidental y hacia el interior del golfo mismo, producto de la mezcla de las diferentes masas de agua tales como: el CSW y el TACW (Fig. 9 c-d; Cervantes *et al.*, 2021).

Es importante resaltar que, durante el invierno las diferentes fracciones de las masas de agua se detectaron más someras en comparación a lo observado durante el verano, como se puede observar en la figura 9. Este patrón de solo tres de las cuatro fuentes de tipos de agua podría deberse a: 1) al retraimiento hacia el sur de la LC que limita la incursión de aguas caribeñas hacia la región

noreste (SUW y CSW), 2) la disipación de los LCEs que pierden sus propiedades originales mezclándose con las aguas circundantes y, 3) la transición hacia la temporada de invierno que conlleva un enfriamiento superficial junto con la presencia de los vientos Nortes. Este último mecanismo en combinación con el retraimiento de la LC, juegan un papel importante para la formación del GCW y la permanencia de tres masas de agua en el interior de BC. En relación a la formación del GCW se ha sugerido que se genera a partir de la mezcla del CSW y el TACW. A diferencia de cómo lo han reportado anteriormente Vidal *et al.* (1994) y recientemente Portella *et al.* (2018), estos autores mencionan que el GCW se forma a partir de la mezcla del SUW y CSW. Además, se observa una elevación de la fracción del TACW (Fig. 9d), la cual, no solo contribuye a la formación de GCW sino también pudiera enriquecer de nutrientes a la capa subsuperficial (Fig. 8c-d), lo que estimularía la productividad primaria y el aumento de la concentración de Clorofila-a durante el invierno (Muller-Karger *et al.*, 2015; Damien *et al.*, 2018). En contraste con los reportados para la plataforma norte del GoM, donde señalan que la fracción del SUW se encuentra estrechamente ligada a la extensión de LC y a la distribución de LCEs y que puede afectar de manera importante en el aporte de nutrientes a la región (Kim and D.-H. Min, 2013).

En la Figura 9, se presenta la composición y distribución vertical - horizontal de las fracciones de las masas de agua en los meses de verano e invierno. Se aprecian las proporciones de cada masa de agua (valores > 52%) y la zona de mezcla entre cada una de ellas (denota en color gris con valores < al 48%). Aquí se puede observar de una manera más detallada que fuentes de tipos de agua conforma la columna de agua (< 600 m). Donde destacan las fracciones asociadas al CSW y SUW, contribuyendo con más del 50% cada una y dominando los primeros 200 m de la columna de agua durante el verano. Mientras que la fracción que menor presencia tuvo fue el GCW, la cual presenta un pequeño núcleo a la altura de los 90°W. Posteriormente esta fracción de masa de agua comienza a tener una mayor presencia hacia la región de BC (Fig. 9a-b). En contraste con el invierno, donde las fracciones que mayor presencia y contribución (> 50%) en la superficie fueron el CSW y el GCW dominando los primeros 300 m (Fig. 9c-d). Por último el TACW, siempre se encontró presente con altas contribuciones de hasta ~ 99%, y se detectó más somera durante el invierno en comparación con el verano.

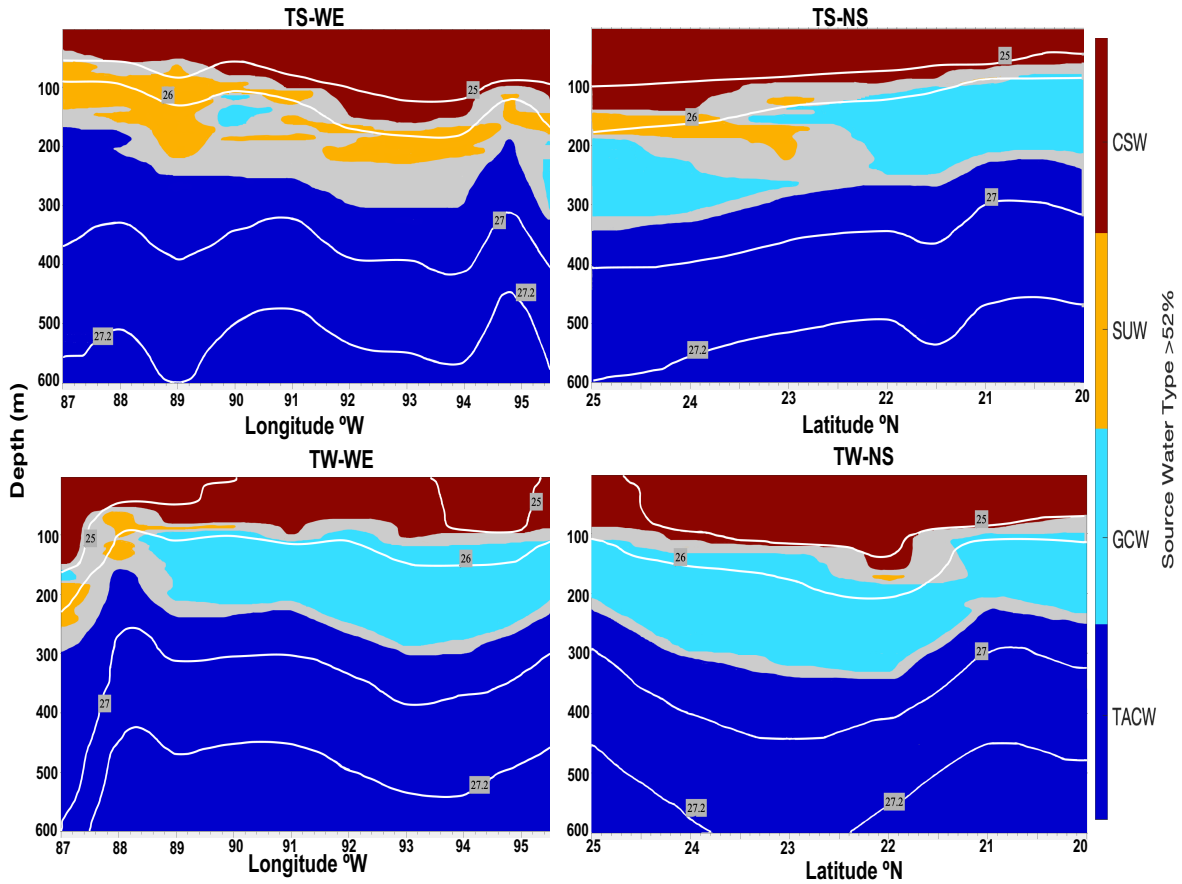


Figura 9. Composición media de la solución OMP que muestra la concentración (mayor del 52%) de todos los tipos de agua de fuente (SWT) a lo largo de las cuatro secciones. El color gris representa la región de mezcla entre las SWT sin mayor contribución de ningún SWT (los contornos blancos representan valores de densidad neutral).

Diversos estudios han reportado una circulación predominante ciclónica en BC (DiMarco *et al.*, 2005; Monreal-Gómez y Salas-de León, 1990; Weatherly *et al.*, 2002). Por lo cual, este tipo de circulación puede promover la elevación de las clinas cercas de la superficie (Figs. 5, 9). Sin embargo, en el mapa de ADT de verano no se aprecia una circulación ciclónica como tal (Fig. 1a). En comparación con invierno, donde la circulación observada es ciclónica y esta confinada en las costas de BC (Fig. 1b). Diversos autores mencionan que esta circulación ciclónica se encuentra asociada a variaciones en el transporte a través del Canal de Yucatán (Monreal-Gómez y Salas de León, 1990), así como, por la interacción con LCEs. Por lo cual se ha sugerido, que está estructura de característica baroclínica es determinada por la interacción topográfica de la región, la cual determinaría la localización y el tamaño del giro (Pérez-Brunius *et al.*, 2013). Recientemente, Tenreiro *et al.* (2018) propusieron modificaciones en la estructura de los remolinos ciclónicos de BC dentro de la zona profunda, esto momento de incursionar un LCE. En resumen, la elevación

de las clinas al interior de BC como se observa en la figura 9b y d podría deberse no solo a la circulación ciclónica cuasi-permanente, sino también al efecto de la topografía, a los cambios en la advección de las masas de agua. Estos factores antes mencionados en conjunto con la incursión de la LC pueden modificar la estructura espacial y temporal de las fracciones de las masas de agua. Sin embargo, un factor que no se ha considerado es el tiempo de residencia, el cual también influye en la composición química de las masas de agua y del cual poco se sabe al respecto.

Cabe resaltar que hay pocos estudios sobre las diferentes fracciones de las masas de agua en el GoM. Por lo cual, se torna relevante la determinación de las diferentes fracciones de las masas de agua y su dinámica. Por último, se determinó que la advección y la mesoescala (LCE, LC) son los mecanismos que controlaron la distribución de las fracciones de las masas de agua. Aunado a esto, se observó un patrón de someramiento de las fracciones de la masa de agua al interior de BC, similar a lo observado en las isolíneas de carbono, de la capa con bajo contenido de oxígeno (AOU) y, de la densidad (Figs. 3b, 8a y 9b). Por lo cual se descartan que los procesos biológicos sean la principal causa del incremento y elevación de la carboclina y de la capa de bajo oxígeno hacia el interior de BC; como se muestra en la figura 8, donde las mediciones de DIC vs lo modelado presentan tendencias similares, excepto dentro de la zona fótica.

5. CONCLUSIONES

El análisis multiparamétrico (OMP) de las dos temporadas (verano-invierno) proporciono la distribución espacial y vertical de las diferentes fracciones de las masas de agua. Se encontró que:

- Durante las dos temporadas analizadas la masa SUW solo se encuentra presente durante el verano asociada a la LC (~ 90%) y a los LCE (< 50%), desapareciendo hacia el interior del GoM.
- Se identificó la presencia del CSW en ambas temporadas, con una mayor señal durante el verano de hasta el 90%. Mientras que, su menor contribución, < 80%, se presenta durante la transición hacia el invierno, particularmente en la región de BC.
- Se confirmó que durante el invierno se da la formación del GCW a partir de la mezcla del CSW y del TACW.
- Este trabajo muestra que el principal modulador de las masas de agua son los mecanismos físicos tales como: la advección y la mesoescala (LCE).

- La elevación de las isolíneas de carbono, oxígeno y densidad hacia el interior de BC se debe a la combinación de varios factores tales como: la circulación ciclónica cuasi-permanente en combinación con la topografía de la región y la advección de las masas de agua. Descartando a los procesos biogeoquímicos como los causantes en los aumentos de las concentraciones en las variables químicas.

Para finalizar, este trabajo es una de las primeras aproximaciones para cuantificar y determinar la distribución de las fracciones de las masas de agua en la región central y sur de GoM, en dos épocas diferentes. Esto ha permitido resaltar la variabilidad superficial bajo características de circulación superficial diferente que indujeron cambios en la distribución vertical de las masas de agua y sus proporciones.

REFERENCES

- Broecker, W. and T. Takahashi (1985): Sources and flow patterns of deep-ocean waters deduced from potential temperature, salinity, and initial phosphate concentration. *J. Geophys. Res.*, **90**, 6925– 6939.
- Cardona, Y., y Bracco, A. (2016): Predictability of mesoscale circulation throughout the water column in the Gulf of Mexico. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **129**, 332-349. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.01.008>.
- Carrillo, L., Johns, E. M., Smith, R. H., Lamkin, J. T., & Largier, J. L. (2016): Pathways and hydrography in the Mesoamerican Barrier Reef System Part 2: Water masses and thermohaline structure. *Continental Shelf Research*, **120**, 41–58. <http://doi.org/10.1016/j.csr.2016.03.014>
- Candela J., Ochoa J., Sheinbaum J., López M., Pérez-Brunius P., Tenreiro M., Pallàs-Sanz E., Athié G., Arriaza-Oliveros L. (2019): The Flow through the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* (2019) **49** (6): 1381–1401. [/doi.org/10.1175/JPO-D-18-0189.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0189.1)
- Damien, P., Pasqueron de Fommervault, O., Sheinbaum, J., Jouanno, J., Camacho-Ibar, V. F., & Duteil, O. (2018): Partitioning of the Open Waters of the Gulf of Mexico Based on the Seasonal and Interannual Variability of Chlorophyll Concentration. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **123**(4), 2592–2614. <http://doi.org/10.1002/2017JC013456>
- Delgado, J. A., Sudre, J., Tanahara, S., Montes, I., Hernandez-Ayon, J. M., & Zirino, A. (2019): Effect of Caribbean Water incursion into the Gulf of Mexico derived from absolute dynamic topography, satellite data, and remotely sensed chlorophyll a. *Ocean Science*, **15**(6), 1561-1578. <https://doi.org/10.5194/os-2019-58>.
- Di Marco, S. F., Nowlin, J. W. D., y Reid, R. O. (2005): A statistical description of the near-surface velocity field from drifters in the Gulf of Mexico. *Circulation in the Gulf of Mexico: observations and models*, p 101-10.
- Defant, A. (1929). *Dynamische Ozeanographie*. Springer.

- Emery, W.J., Meincke, J. (1986): Global water masses: summary and review. *Oceanológica Acta* 9 (4), 383–391.
- Expósito-Díaz, G., Salas-de León, D., Monreal-Gómez, M. A., Salas-Monreal, D., y Vázquez-Gutiérrez, F. (2009): Inertial currents in the southern Gulf of Mexico Corrientes inerciales en el sur del Golfo de México. *Ciencias Marinas*, 35, 287- 296.
- Gallegos, A. (1996): Descriptive physical oceanography of the Caribbean Sea. Small Islands: Marine Science and Sustainable Development Coastal and Estuarine Studies. *American Geophysical Union*, 51, 36–55.
- Hamilton, P., Leben, R., Bower, A., Furey, H., & Pérez-Brunius, P. (2018): Hydrography of the Gulf of Mexico using autonomous floats. *Journal of Physical Oceanography*, 48, 773–794. doi.org/ 10.1175/JPO-D-17-0205.1.
- Herring, J. H. (2010): Gulf of Mexico hydrographic climatology and method of synthesizing subsurface profiles from the satellite sea surface height anomaly. US Department of Commerce. National Oceanic and Atmospheric Administration. National Ocean Service. Coastal Survey Development Laboratory (Report 122, pp. 1-63).
- Helland-Hansen, B.R. (1916): Nogen hydrografiske metoder. Scand. Naturforsker Mote. Kristiana. Oslo.
- H. Leffanue & M. Tomczak. (2004): Using OMP analysis to observe temporal variability in water mass distribution. *Journal of Marine Systems* 48 (2004) 3–14. doi: 10.1016/j.jmarsys.2003.07.004.
- Karstensen, J. and M. Tomczak (1998): Age determination of mixed water masses with CFC and oxygen data. *J. Geophys. Res.*, 103, 18,599–18,610.
- Mian Lou and Tanhua, Toste. (2019): Characteristics of Water Masses in the Atlantic Ocean based on GLODAPv2 data. *Ocean Science Discussions*. 1-43. 10.5194/os-2018-139.
- Linacre, L., Lara-Lara, R., Camacho-Ibar, V., Herguera, J. C., Bazán-Guzmán, C., & Ferreira-Bartrina, V. (2015): Distribution pattern of picoplankton carbon biomass linked to mesoscale dynamics in the southern Gulf of Mexico during winter conditions. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 106, 55-67. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.009>
- Lugo-Fernández, A., & Leben, R. R. (2010): On the linear relationship between Loop Current retreat latitude and eddy separation period. *Journal of Physical Oceanography*, 40, 2778–2784. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4354.1>
- Oey, L., Ezer, T., y Lee, C. H. (2005): Loop Current, Rings and Related Circulation in the Gulf of Mexico: A Review of Numerical Models and Future Challenges. *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*, 161, 31-56. <https://doi.org/10.1029/161GM04>.
- Ojeda, E., Appendini, C. M., y Mendoza, E. T. (2017): Storm-wave trends in Mexican waters of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(8), 1305-1317. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1305-2017>
- Pérez-Brunius, P., García-Carrillo, P., Dubranna, J., Sheinbaum, J., y Candela, J. (2013): Direct observations of the upper layer circulation in the southern Gulf of Mexico. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 85, 182- 194. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.07.020>.
- Pichevin T., D. N. (1997): The momentum imbalance paradox, *Tellus*, 298–319.
- Portela, E., Tenreiro, M., Pallàs-Sanz, E., Meunier, T., Ruiz-Angulo, A., Sosa-Gutiérrez, R., & Cusí, S. (2018): Hydrography of the central and western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1–16. <http://doi.org/10.1029/2018JC013813> 2018.

- Maamaatuaiahutapu, K., Garçon, V.C., Provost, C., Boulhadid, M., Osiroff, A.P. (1992): Brazil-Malvinas Confluence: water mass composition. *Journal of Geophysical Research* 97, 9493-9505.
- Mackas, D.L., Denman, K.L., Bennett, A.F. (1987): Least squares multiple tracer analysis of water mass composition. *Journal of Geophysical Research* 92, 2907-2918.
- Meunier, T., Pallàs-Sanz, E., Tenreiro, M., Portela, E., Ochoa, J., Ruiz-Angulo, A., & Cusí, S. (2018): The Vertical Structure of a Loop Current Eddy. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123. <https://doi.org/10.1029/2018JC013801>
- Montgomery, R.B. (1958): Water characteristics of Atlantic Ocean and of world ocean. *Deep Sea Research* (1953) 5, 134-148.
- Monreal-Gómez, M. A., y Salas-de León, D. A. (1990): Simulación de la circulación en la Bahía de Campeche. *Geofísica Internacional*.
- Muller-Karger, F.E., Smith, J.P., Werner, S., Chen, R., Roffer, M., Liu, Y., Muhling, B., Lindo-Atichati, D., Lamkin, J., Cerdeira-Estrada, S., Enfield, D. B. (2015): Natural Variability of Surface Oceanographic Conditions in the Offshore Gulf of Mexico. *Prog. Oceanogr.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.007>
- Schaffer, A.J., JACOBSEN, A.W. (1927): Mikulicz's syndrome: a report of ten cases. *American Journal of Diseases of Children* 34, 327-346.
- Sutyrin, G. G., Y Grimshaw, R. (2010): The long-time interaction of an eddy with shelf topography. *Ocean Modelling*, 32(1–2), 25–35 <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.08.001>
- Sudre, J., *et al.* (2011): Short-term variations of deep-water masses in Drake Passage revealed by a multiparametric analysis of the ANT-XXIII/3 bottle data. *Deep-Sea Research II* doi:10.1016/j.dsr2.2011.01.005
- Sverdrup, H.U., Johnson, M.W., Fleming, R.H., (1942): *The Oceans, their Physics, Chemistry and General Biology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 1087 pp.
- Tapanes, J. J., y González-Coya, F. (1980): *Hidrometeorología del Golfo de México y Banco de Campeche*. Geofísica Internacional.
- Tenreiro, M., J. Candela, E. Pallàs-Sanz, J. Sheinbaum, y J. Ochoa. (2018): Near surface and deep circulation coupling in the western Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 48, 145–161.
- Tomczak, M. (1981a): A multi-parameter extension of temperature/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing. *Prog Oceanogr* 10, 147-171.
- Tomczak, M. (1981b): An analysis of mixing in the frontal zone of South and North Atlantic Central Water off North-West Africa. *Progr. Oceanogr.*, 10, 173–191.
- Tomczak, M., Large, D.G.B., (1989): Optimum multiparameter analysis of mixing in the Thermocline of the Eastern Indian-Ocean. *Journal of Geophysical Res-Oceans* 94, 16141-16149, 1989
- Tomczak, M., & Godfrey, J.S., (1994): *Regional Oceanography: An introduction*. 422 pp, Elsevier, Oxford.
- Tomczak, M., (1999): Some historical, theoretical and applied aspects of quantitative water mass analysis. *Journal of Marine Research*, 57,275-303, 1999.
- Vidal, V. M. V, Vidal, F. V, & Pérez-Molero, J. M. (1992): Collision of a loop current anticyclonic ring against the continental shelf slope of the western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C2), 2155–2172. <http://doi.org/10.1029/91JC00486>

- Vidal, V. M. V., Vidal, F. V., Hernández, A. F., Meza, E., & 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. <http://doi.org/10.1007/BF02235424>
- Vukovich, F. M. (2007): Climatology of ocean features in the Gulf of Mexico. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(2), 156-157. <https://doi.org/10.1175/JPO2989.1>
- Weatherly, G. L., Wienders, N., Romanou, A., Xue, Z. (2002). Intermediate-Depth Circulation in the Gulf of Mexico Estimated from Direct Measurements.
- Webster, R. K. and Linton T. (2013): Development and implementation of *Sargassum* Early Advisory System (SEAS) Shore & Beach, 81 (3) pp. 1-6
- You, Y. and M. Tomczak. (1993). Thermocline circulation and ventilation in the Indian Ocean derived from water mass analysis. *Deep-Sea Res.*, 40, 13–56.
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., y O'Brien, J. J. (2003). Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model. *Journal of Geophysical Research*, 108(C12), 1-19. doi.org/10.1029/2003JC001879
- Zavala Sansón, Luis & Van Heijst, Gertjan. (2000). Interaction of Barotropic Vortices with Coastal Topography: Laboratory Experiments and Numerical Simulations. *Journal of Physical Oceanography*. 30. 2141-2162. [10.1175/1520-0485\(2000\)030<2141:IOBVWC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<2141:IOBVWC>2.0.CO;2).

SUPPLEMENTARY MATERIAL

ANNEX 1: The Multiparametric Method

To deconvolve the source water types, Tomczak (1981) and Mackas et al. (1987) have developed a multiparametric analysis based on the mathematical inversion method for an overdetermined system. Because this technique is a classical method, we do not fully detail it here but we just provide a summary.

Considering a water sample where n water types contribute to the mixing and assuming the knowledge of $p-1$ independent tracers ($p > n$), oceanic mixing between the source water types (SWT) can be obtained by p linear conservation equations (adding mass conservation):

$$AX - Y = R \quad (1)$$

Where A is the SWT matrix, X is the vector of all X_i , X_i being the fraction of each SWT in the sample (the unknown), Y is the observed values of tracers' vector and R is the residual vector of the fit. To solve Equation 1, it is necessary to normalize it to make all parameters comparable. Because some parameters are difficult to measure and have different accuracy, it is necessary to weight all parameters. The weighting procedure based on covariance between tracers can be found in Mackas et al. (1987). Finally, Equation 1 can be solved by minimizing the sum of the squared residuals:

$$D^2 = (AX - Y)^T W^{-1} (AX - Y) \quad (2)$$

where T is the transpose vector, -1 the inverse matrix and W the weighting matrix. The mass conservation expressed as $\sum_i X_i = 1$ can be introduced in this system. Because each X_i needs to be non-negative, the D^2 minimization requires to be solved in a non-negative least square (NNLS) sense following the work of Lawson and Hanson (1974). The NNLS solution for X is obtained using the iterative algorithm described by Menke (1989).

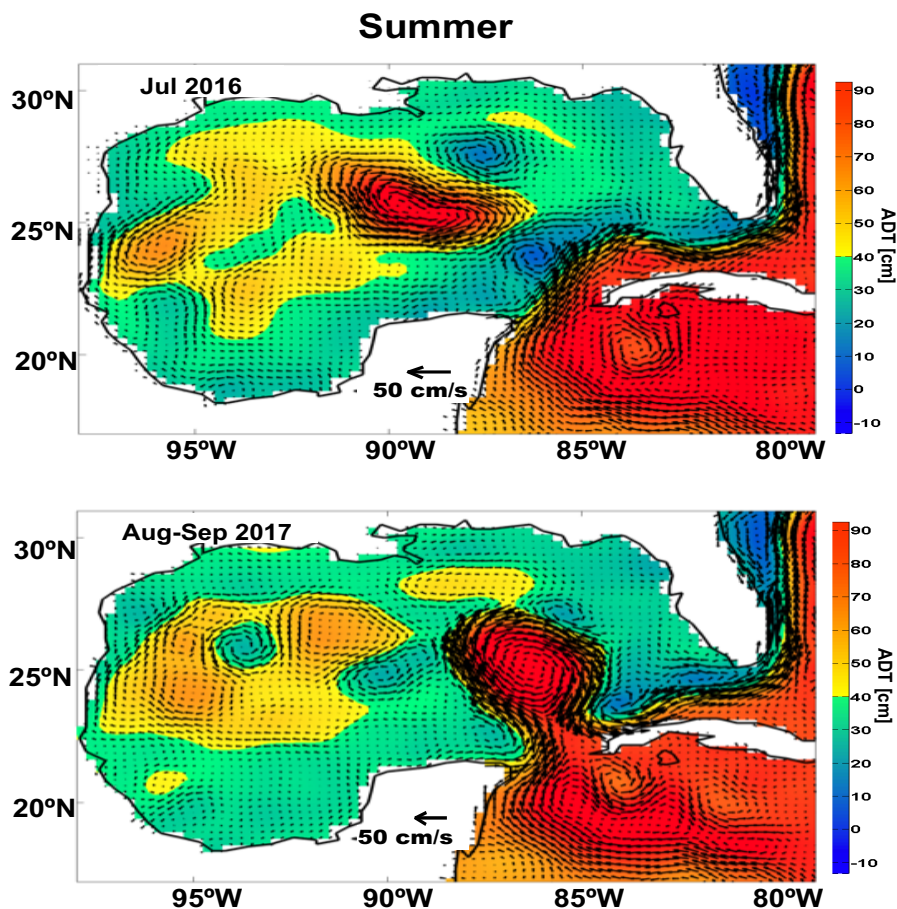
Numerical perturbation experiments are used to test the stability of the NNLS solution for X . One hundred random perturbations are made on each SWT of the matrix A . One hundred solutions are thus obtained with one hundred different matrices A . The SWT characteristic fluctuate with values bounded by standard deviations specified in the matrix W around values specified in the matrix A . The mean value of these 100 solutions is compared to the nominal solution (which is computed directly from data without any perturbation). This allows to assess the robustness of the solution.

ANNEX 2: RESIDUALS

Elements of the tracer error vector show high values for some stations, which indicate a poor fit of the inversion method. The criterion of goodness of the fit to the model defined in terms of χ^2 for each sample. Residuals ($D^2/(p+1)$) are distributed as χ^2/ν (Maamaatuaiahutapu *et al.* 1992) and values greater than 1.4 are considered as showing a poor fit.

For all transects (TV-1, TV-2, TI-1, ad TI-2), residuals are lower than 1.4 above 600 m, below 700 m the residuals increase because only the surface layers are evaluated. Indeed, biological activity, intense in the euphotic zone, acts as a sink for nutrients and as a source for dissolved O₂. In the near sea surface, temperature, salinity, and oxygen parameters of SWT fluctuate in function of sea state controlled by air-sea exchange and of heat and freshwater fluxes.

Figura S1. Mapas de la Topografía Dinámica Absoluta (ADT) y corrientes totales correspondientes al (a) verano 2016 (julio) y (b) 2017 (agosto-septiembre).



CAPITULO III.

Cambios en la biogeoquímica del sistema del carbono, oxígeno y nitratos debido a la incursión del Agua Caribeña al interior del Golfo de México

RESUMEN

El Agua superficial del mar Caribe (CSW) es transportada al interior del Golfo de México (GoM) por la Corriente de Lazo (LC) y los remolinos anticiclónicos desprendidos (LCEs). En verano el CSW tiene tendencia a incursionar hasta la región occidental del GoM y por su baja densidad se posiciona superficialmente sobre el Agua Común del Golfo (CGW) y el Agua Central del Atlántico Tropical (TACW). En invierno, generalmente la incursión del CSW al interior de golfo es mínima, quedando remanentes que se mezclan con las aguas circundantes para formar parte del GCW. La TACW se caracteriza por aguas ricas en nutrientes y con bajas concentraciones de oxígeno disuelto (DO). En este trabajo se evaluó el rol de la presencia y ausencia del Agua Caribeña sobre la biogeoquímica del sistema del carbono, oxígeno y nitratos dentro del GoM. Se relacionaron imágenes de la topografía dinámica absoluta (ADT) con las distribuciones espaciales de las variables termohalinas (Temperatura= T , Salinidad= S , densidad= σ_θ), así como DO, nitratos, Carbón Inorgánico Disuelto (DIC), pH_{sw} y el pCO_2 . También, se combinaron análisis de bases de datos independiente como son ADT, DIC, DO, nitratos, la base climatológica CARS2009 y las observaciones de campo del programa denominado XIXIMI (2010 a 2016), para comparar los cambios físicos y biogeoquímicos en el espacio y el tiempo. Se observó durante el verano la incursión del agua superficial CSW con características oligotróficas, cálidas, oxigenadas, lo que favorece la estratificación. Por otro lado, los resultados del análisis combinado de los diagramas T-S de cinco cruceros y de las climatologías de CARS2009 confirman una señal superficial más clara del CSW durante el verano y muy débil en el invierno. Se sugiere que las estructuras de mesoescala, (LCEs) y la LC, controlan la distribución de las variables termohalinas y químicas en el GoM. La incursión del CSW, en el verano, incrementa la presencia de agua pobre en DIC y nutrientes pero oxigenada. En invierno, el CSW tiene baja presencia y el TACW tiene oportunidad de manifestarse muy cerca de la superficie. Esta condición cerca de los nutrientes a la capa fótica (100 m) y dados los fuertes vientos (Nortes), promueven la mezcla vertical favoreciendo la productividad, lo cual se observa en las imágenes de satelitales de clorofila-a (Delgado eta 2019).

En cuanto a las relaciones químicas de los carbonatos, los resultados mostraron que la incursión del CSW juega un doble papel, por un lado incorpora agua más oxigenada al interior del GoM, con pH_{SW} más alto, valores de pCO_2 por abajo del valor en equilibrio con la atmósfera y concentración de nitratos por debajo de $1\mu M$. Dados los bajos valores de pCO_2 en las aguas superficiales, es claro que el golfo es un sumidero de CO_2 en el invierno, y paralelamente, contribuye con aguas saturadas en carbonatos en respuesta a un pH más alcalino. Sin embargo, en el verano, debido a las altas temperaturas, $> 30^\circ C$ en el interior del golfo, se incrementan los valores de pCO_2 estimulando una exportación de CO_2 hacia la atmósfera y volviendo al golfo una fuente.

Palabras clave: LC, CSW, DIC, nutrientes, AOU, pCO_2 , pH, temperatura.

1. INTRODUCCIÓN

En los últimos 250 años las emisiones atmosféricas de dióxido de carbono (CO_2_{gas}) se han incrementado en $\sim 40\%$, alterando los gradientes atmósfera - océano (Doney and Schimel, 2007; Le Quéré *et al.*, 2018). El océano se considera uno de los reservorios más importante de carbono del planeta, absorbiendo $\sim 25\%$ de las emisiones antropogénicas de CO_2_{gas} (Le Quéré *et al.*, 2018), y esto ocurre a través de diversos procesos físicos, químicos y biológicos que promueven el flujo de carbono atmosférico hacia el océano (Volk y Hoffert, 1985). Por lo anterior, es relevante cuantificar los flujos de carbono entre reservorios con el fin de mejorar la precisión del balance de CO_2_{gas} y predecir los cambios de las variaciones climáticas del planeta (Falkowski *et al.*, 2000). En este sentido, el Golfo de México (GoM) se encuentra sujeto a una fuerte presión antropogénica que puede llegar a deteriorar la estabilidad de estos flujos de carbono, incluyendo su interacción con ecosistemas que forman parte de este balance. Con respecto a estas presiones antropogénicas se han enlistado la eutrofización, la hipoxia, los derrames de hidrocarburos, el calentamiento superficial, la acidificación y la somerización de la zona del mínimo de oxígeno (ZMO; Scavia *et al.*, 2002; Laurent *et al.*, 2017). Algunos de estas presiones ocurren a escalas regionales dentro del GoM, por ejemplo, se han observado condiciones de hipoxia en la región norteña del GoM principalmente en primavera, y es promovida por una excesiva carga de nutrientes de origen antropogénico en agua dulce del sistema de los ríos Mississippi y Atchafalaya. Estos dos sistemas primarios, combinado con la estratificación de la columna de agua, pueden impedir la oxigenación por mezcla de las aguas de fondo (Rabalais *et al.*, 2002; Bianchi *et al.*, 2010). Además, la producción de CO_2_{gas} por procesos de respiración de la materia orgánica producida causan un descenso del pH en las aguas de fondo (Cai *et al.*, 2011). Se prevé que la hipoxia y la acidificación se intensifiquen en las aguas profundas, debido al aumento del flujo de nutrientes y la eutrofización (Turner and Rabalais, 1994; Rabalais *et al.*, 2002). Adicionalmente, se han reportado una disminución decadal del pH en las capas subsuperficiales (100-250 m) en la plataforma continental exterior del golfo, atribuido a la absorción de CO_2 antropogénico, en conjunto con la demanda de oxígeno por respiración (Xu *et al.*, 2018).

La circulación en el GoM se caracteriza por ser dominada por la Corriente del Lazo (LC) y de los remolinos que de ella se desprenden (LCEs; Sturges and Leben, 2000; Hall and Leben, 2016). La LC es un flujo intenso de agua cálida y salina proveniente del Caribe que ingresa a través del Canal de Yucatán (CY), forma un lazo y sale por el Estrecho de Florida. Se ha documentado

que la LC puede presentar periodos de retracción, hacia el sur, y de incursión, hacia el norte, promoviéndose el desprendimiento de los LCEs (Pichevin *et al.*, 1997; Leben, 2005; Lugo-Fernández and Leben, 2010; Cardona y Bracco, 2016). Los LCEs tienen un diámetro cercano a 300 km, con una extensión vertical entre ~ 800 a 1200 m, una velocidad tangencial de hasta de $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, y una velocidad de traslación de 2 a $5 \text{ km}\cdot\text{d}^{-1}$ (Austin, 1955; Leipper, 1970; Brooks, 1984). Su dinámica es compleja, ya que en ocasiones colisionan con la plataforma continental y forman sistemas de remolinos ciclónicos y anticiclónicos (Brooks, 1984), lo cuales pudieran estar modificando las propiedades físico-químicas de la región.

Se ha reportado que la LC y los LCEs transportan Agua Superficial del Caribe [CSW: temperaturas (T) máximas de 32°C ; salinidad (S) = 36 a 36.6; densidad (σ_{θ}) $< 25.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$] hacia el interior del golfo (Portela *et al.*, 2018, Cervantes *et al.*, 2021). Por debajo del CSW (~ 100 a 150 m), en la región influenciada por LC, se ubica el Agua Subtropical Subsuperficial (SUW) caracterizada por un núcleo de máxima S ~ 36.9 (Herring, 2010; Hamilton *et al.*, 2018). La elevada tasa de evaporación dentro del GoM en conjunto con la mesoescala y la mezcla convectiva, promueven la erosión del SUW modificando sus propiedades físico-químicas al interior del GoM (Sosa-Gutierrez *et al.*, 2020; Cervantes *et al.*, 2021). En la región oeste al interior del GoM, se encuentra el Agua Común del Golfo (GCW; S = 36.3 a 36.6, T = 20 a 22.5°C y $\sigma_{\theta} = 25.3$ a $26.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) la cual se forma a partir de la mezcla del CSW y el Agua Central del Atlántico Tropical (TACW) producto de los fuertes vientos (“Nortes”) que resultan en una capa de mezcla bien definida y profunda (100 m; Cervantes *et al.*, 2021). En las regiones de profundidad intermedia dentro del GoM se encuentra el TACW, y presenta la concentración mínima de oxígeno disuelto ($\text{DO} \sim 2.3 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$), una elevada concentración de nutrientes, con T = 7.9 a 20°C , S = 34.9 a 36.4, y $\sigma_{\theta} \sim 27.1 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Vidal *et al.*, 1994; Carrillo *et al.*, 2016; Portela *et al.*, 2018). Debajo del TACW, se encuentra el Agua Intermedia del Antártica (AAIW) caracterizada por una baja S (~ 34.9) y T (6 a 6.5°C), y concentraciones de DO de $\sim 3.5 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$ (Portela *et al.*, 2018). Finalmente, en las zonas más profundas (> 1200 m) se encuentra el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW), que se caracteriza por presentar aguas frías (T $\sim 4^{\circ}\text{C}$) con altos niveles de DO de hasta $5 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$ (Portela *et al.*, 2018).

Se ha reportado que los LCEs pueden redistribuir masa y calor por la propagación del agua del Caribe hacia el interior del Golfo (Vukovich, 2007). A la fecha, existen un gran número de estudios sobre la oceanografía del GoM que se enfocan en explicar la complejidad de las corrientes

y la dinámica de los LCEs y su influencia en la circulación del GoM. Sin embargo, recientemente se han reportado cambios en la incursión hacia el norte de la LC desde 2002 (Lindo-Atichat, 2013), en donde Delgado *et al.* (2019) han reafirmado que desde 2003 ha ingresado más agua del Caribe al GoM, patrón que coincide con una tendencia negativa en el tiempo de las concentraciones de clorofila A (Chl-a) superficial. Además, también se ha detectado una mayor ocurrencia anual de remolinos anticiclónicos de mayor diámetro (Delgado *et al.*, 2019). Por lo tanto, se vuelve relevante evaluar si ha habido cambios en el transporte de propiedades biogeoquímicas en la región superficial y subsuperficial derivados de una mayor o menor incursión de la LC y más ocurrencia de LCEs (controles de la circulación superficial), junto con las tendencias temporales de la temperatura superficial del mar (SST; °C). Lo anterior gana relevancia en el contexto del calentamiento global, ya que no se conocen las implicaciones que tienen estos procesos de circulación modificados sobre la variabilidad de procesos biogeoquímicos en la región. Por lo cual, es importante generar conocimiento de línea base sobre los cambios biogeoquímicos que ocurren en el presente y predecir tendencias de las propiedades en el GoM. En este trabajo se evalúan las observaciones de campo de cinco cruceros con información de dos temporadas (verano e invierno) de variables físicas y biogeoquímicas a fin de explicar las tendencias espaciales y temporales de las variables físico-químicas debido al incremento de volúmenes de agua transportada al golfo, y además caracterizar los mecanismos que modifican la biogeoquímica en las regiones central y sur del GoM.

2. METODOLOGÍA

2.1. *Colecta de muestras*

En noviembre de 2010, julio de 2011, febrero-marzo de 2013, agosto-septiembre de 2015 y julio de 2016 se realizaron cinco campañas oceanográficas (cruceros nombrados XIXIMI-01-XIXIMI-05, respectivamente) que cubrieron las regiones central y meridional de la Zona Económica Exclusiva de México a bordo del R/V Justo Sierra (Fig. 1). Durante estas campañas se muestrearon de 30 a 51 estaciones por crucero y se realizaron un total de 271 caladas hidrográficas para caracterizar la distribución vertical de la temperatura potencial (T_θ), salinidad (S) y densidad potencial (σ_θ), así como dos variables no conservativas, el oxígeno disuelto (DO) y fluorescencia. Se utilizó un CTD SBE 911plus (Sea-Bird Electronics, Inc., Bellevue, EE.UU.), y sus sensores fueron calibrados antes de cada crucero.

Adicionalmente se colectaron muestras discretas de agua de mar en botellas de Niskin de 10 o 20 litros a 12 profundidades estándar para estimar la concentración del carbono inorgánico disuelto (DIC, $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), alcalinidad total (AT, $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), nutrientes y DO ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). Para la recolección de muestras de DIC se siguieron los protocolos especificados en el manual de las buenas prácticas (Dickson *et al.*, 2007). Para la colecta de las muestras de nutrientes, se filtraron 50 mL de agua de mar a través de filtros Whatman GF/F (GE Healthcare, Chicago, EE.UU.) que previamente fueron calcinados a 450 °C durante 2 h. Las muestras filtradas se transfirieron a tubos de centrífuga, se congelaron y se transportaron al laboratorio para su análisis. En cada crucero, se tomaron muestras de agua de mar de forma rutinaria para determinar las concentraciones de DO con el método Winkler como control de calidad del sensor de oxígeno del CTD (Baird y Bridgewater, 2017). Además, se calculó la utilización aparente del oxígeno (AOU, $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) a partir del DO medido, T_θ y S, utilizando las ecuaciones TEOS-2010 (Comisión Oceanográfica Intergubernamental, 2010). Sin embargo, debe reconocerse que el cálculo de AOU se ve afectado en los procesos biogeoquímicos, así como con la mezcla de agua y las desviaciones en la concentración de DO en equilibrio instantáneo y completo con la atmósfera debido a la inyección de burbujas de gas y otros factores (Pytkowicz, 1971; Broecker y Peng, 1982; García and Keeling, 2001; Ito, 2004). Sin embargo, el uso de la AOU corrige los cambios en T y S y es superior al DO como trazador de masa de agua.

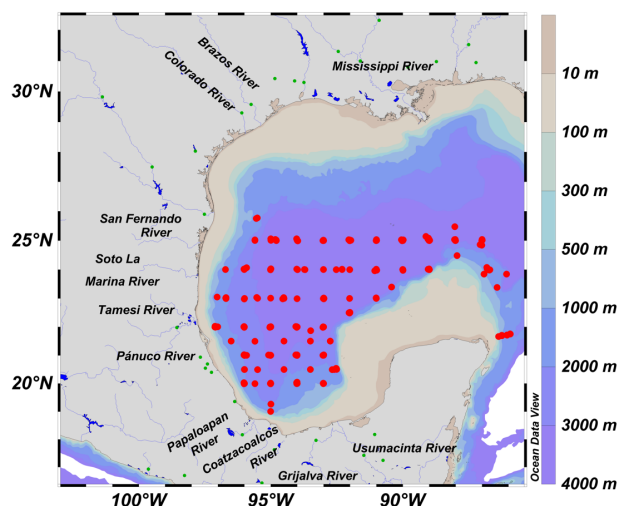


Figura 1. Área de cobertura de las estaciones analizadas en el GoM del 2010 al 2016 (región denominada XIXIMI).

2. 2. Mapas de topografía dinámica absoluta (ADT)

Se generaron mapas climatológicos de la topografía dinámica absoluta (ADT, cm) usando un banco de datos diarios de 25 años (1993 a 2017); se promediaron los meses de verano (julio, junio y agosto), así como los meses de invierno (diciembre, enero y febrero). Las imágenes de ADT son productos de la base de datos AVISO + (Archivo, Validación e Interpretación de datos oceanográficos de satélite) del sitio web <https://www.aviso.altimetry.fr/en/data>. Los campos vectoriales de las corrientes totales son los productos de GEKCO (Geostrophic Ekman Current Observatory) con resolución de 0.25° (Sudre J. *et al.*, 2013). En cada mapa climatológico se seleccionaron dos regiones: a) Zona 1 (Z1; 22° - 25°N ; -97° a -92°W) frente a las costas de Perdido y que muestra el área de disipación de los LCEs; y b) Zona 2 (Z2; 21.5° - 25°N ; -88.5° a -82.5°W), la cual muestra la presencia de la LC durante los dos periodos estacionales (verano-invierno). Estas regiones se seleccionaron para mostrar la presencia de la LC y LCEs, considerada en este trabajo como variable proxy de la presencia, e incursión, del CSW al interior del GoM.

Adicionalmente, se generaron mapas de ADT por cada periodo correspondiente a cada crucero. En este trabajo se muestra la dinámica superficial basada en los mapas de ADT, particularmente para los cruceros de invierno (Feb-Mar) 2013, y verano del (junio) 2011, (Aug-Sep) 2015 y (julio) 2016.

2. 3. Análisis de los datos climatológicos thermohalinos y biogeoquímicos

Se realizó un análisis de los datos de T_θ , S y DO de la base de datos CARS 2009 (Atlas de los mares regionales de la CSIRO; <http://www.marine.csiro.au/~dunn/cars2009>), para mostrar la distribución estacional de estas variables. Se trazaron diagramas T-S basados en datos de 50 años de T_θ y S y AOU para invierno (diciembre, enero y febrero) y verano (julio, junio y agosto), exclusivamente de las zonas Z1 y Z2, con la finalidad de identificar las masas de agua presentes en cada zona.

2. 4. Análisis de la hidrografía

Se realizaron perfiles de la distribución vertical de σ_θ , DO y AOU para cada crucero (2011, 2013, 2015 y 2016), hasta la isobata de 700 y 1200 m. Los perfiles más someros se realizaron con la finalidad de observar a detalle la variabilidad presente en las capas superficiales de cada

muestreo. Mientras que los perfiles profundos, aquellos que alcanzaban más de 1000 m, fueron presentados ya que presentan menor fluctuación de las variables físico-químicas.

4.3 *Análisis de variables químicas*

Para determinar la concentración de DIC en el agua de mar se utilizó el método coulométrico, siguiendo la metodología descrita por Johnson *et al.* (1987). Los materiales de referencia fueron proporcionados por el laboratorio del Dr. A. Dickson del Scripps Institution of Oceanography. La precisión obtenida con respecto al material de referencia fue de $\pm 2 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ con una precisión de $\pm 1.5 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$. Para las mediciones de AT se utilizó el método potenciométrico descrito por Hernández-Ayón *et al.* (1999). Se usaron materiales estándar de referencia para las mediciones, y las diferencias relativas al valor certificado fueron $\pm 3.5 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, con un error de medición del 0.2%. A partir de los resultados obtenidos se generaron perfiles verticales de las concentraciones de DIC de los cruceros del 2011, 2013, 2015 y 2016. Adicionalmente, se trazaron mapas de la distribución superficial de DIC exclusivamente para el invierno del 2013 y verano del 2015, con la finalidad de verificar diferencias en la concentración de DIC de las diferentes masas de agua identificadas para cada periodo.

Adicionalmente, se derivaron las variables de pH a escala de agua de mar (pH_{SW}) y la presión parcial de CO_2 ($\text{pCO}_{2\text{-in-situ}}$, μatm) con el programa CO_2Sys (Lewis and Wallace, 1998), alimentado con las variables de DIC y AT, y las constantes de disociación propuestas por Lueker *et al.* (2000) y Lee *et al.* (2010). Para calcular los valores superficiales de pH_{SW} y $\text{pCO}_{2\text{-in-situ}}$ correspondientes al crucero de invierno, se estimó una AT promedio de $2396 \pm 14.5 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ basada en mediciones superficiales ($< 15 \text{ m}$) correspondientes al crucero de otoño ($n = 58$). Este procedimiento se realizó debido a que en el crucero de invierno no se contó con mediciones de AT, pero sí de DIC. De esta forma, para los cruceros de invierno (2013) y verano (2015) se obtuvieron valores superficiales de pH_{SW} y $\text{pCO}_{2\text{-in-situ}}$, que muestran los cambios estacionales en las diferentes masas de agua superficiales.

Para cuantificar las concentraciones de nitrito y nitrato combinados ($\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$, en adelante nitrato) de las muestras de los cruceros de otoño (2010) e invierno (2013), se utilizó un autoanalizador Skalar SAN Plus (Skalar Analytical, Breda, Netherlands). Los controles de calidad analítica de estos cruceros incluyeron el análisis del material de referencia para los nutrientes MOOS-2, obtenido del Consejo Nacional de Recursos de Canadá. La precisión analítica fue mejor

que el 5% para el nitrato. Las muestras del verano (2015), fueron evaluadas con un analizador de nutrientes AA3-HR SEAL (SEAL Analytical Inc., Mequon, EE.UU.) de acuerdo al Manual de Hidrografía de Repetición del GO-SHIP (Hydes *et al.*, 2010) utilizando lotes de agua de mar CC y CD de Kanto Co. Ltd. (Kanto Technos, Tokio, Japón) como materiales de referencia (véase la descripción en Aoyama and Hydes, 2010). La precisión es expresada como el coeficiente de variación (CV) y fue del 0.2% para el nitrato. Con base a los resultados de estos análisis se pudieron construir perfiles verticales de las concentraciones de los nitratos para los cruceros del 2013 y 2015.

2.6. Control de la temperatura en la normalización de la pCO_2

El pCO_2 en el agua de mar es afectada tanto por procesos físicos como biológicos, en donde se incluyen: la mezcla vertical y horizontal, producción-respiración de materia orgánica, disolución-precipitación de carbonato de calcio, así como cambios estacionales en la temperatura superficial del mar (TSM, °C). Todos estos procesos en conjunto influyen en las variaciones del CO_2 gas en el agua de mar (Takahashi *et al.*, 2002; Barron *et al.*, 2006). Para eliminar el efecto de la temperatura del pCO_2 observada (pCO_2 obs), los valores de pCO_2 obs fueron normalizados a una T media anual de 28.49 °C (pCO_2 T_{mean}), valor promedio usando los cinco cruceros (2010 al 2016) dentro de la región XIXIMI (Fig. 1), siguiendo el método de Takahashi *et al.* (2002):

$$(pCO_2 T_{mean}) = pCO_2 obs * \exp [0.0423 (T_{mean} - T_{obs})] \quad (1)$$

Los cambios en este parámetro ($pCO_2 T_{mean}$) representan las variaciones en la presión parcial del CO_2 debido al efecto combinado de mezcla y procesos biológicos.

Adicionalmente, se calculó el efecto de la T sobre la pCO_2 ($pCO_2 T_{obs}$) siguiendo el procedimiento propuesto por Takahashi *et al.* (2002):

$$(pCO_2 T_{obs}) = pCO_2 mean * \exp [0.0423 (T_{obs} - T_{mean})] \quad (2)$$

donde la pCO_2 obs es la media anual del área observada de pCO_2 a la temperatura media del agua de mar in situ para cada mes durante el período de muestreo, y el pCO_2 mean es la media anual del área observada pCO_2 fue de 433 μatm . Los valores resultantes indican la distribución espacial de la pCO_2 que se esperaría debido a cambios de temperatura, esto es, si una parcela de agua con una

media de $p\text{CO}_2$ ($433\mu\text{atm}$) se sometiera a cambios estacionales de temperatura en condiciones isoquímicas.

3. RESULTADOS

A partir del análisis de los datos de los cruceros de verano se observó una mayor variación de las propiedades termohalinas (T_θ , S , σ_θ), y de las concentraciones del AOU, DIC y nutrientes con respecto a las otras temporadas del año, variabilidad atribuida a la influencia del agua del Caribe. Las variaciones termohalinas son principalmente inducidas por la mezcla de las masas de agua, en particular con agua de la LC y de los LCEs que transportan CSW al interior del Golfo. En este sentido, la incursión de aguas cálidas provenientes del Caribe, en conjunto con el aumento de la temperatura durante la temporada de verano, jugaron un rol importante en los resultados de los valores superficiales del pH_{sw} y la $p\text{CO}_{2\text{-in-situ}}$.

3.1. Descripción superficial de la mesoescala

El análisis de los mapas promedio de las condiciones superficiales de ADT y corrientes geostóficas para los meses de invierno (diciembre a febrero) y verano (junio a agosto), en las dos zonas evaluadas seleccionadas (Z1 y Z2; mapas climatológicos) mostraron que, durante el invierno, se observó una mínima actividad de LCEs (Fig. 2a). Sin embargo, se observaron dos estructuras ciclónicas semi-permanentes: una confinada en la región de Bahía Campeche (BC) y otra frente a la península de Yucatán, en los límites de la región de influencia de la LC. Además, también se observa la LC retraída (Fig. 2a). Mientras que en verano se observa una mayor actividad en la ADT, asociada a la presencia de los LCEs y a la LC (Fig. 2b). En esta temporada destacan tres características: 1) la presencia de LCEs dentro de la Z1 (ausente en invierno), 2) una extensión e intensificación en la cobertura de la LC incursionado hacia el noreste del GoM en la Z2, y 3) la disipación del giro ciclónico que se observaba en el invierno en la región de BC (Fig. 2b).

Otra característica que resalta en el mapa de ADT y de corrientes durante el verano, es una corriente, alineada paralelamente a las costas de Yucatán y Campeche, con dirección oeste hacia el interior del golfo (Fig. 2b). La dirección de dicha corriente sugiere que se originó a partir de la interacción con giro ciclónico localizado en el límite oeste de la LC. Si consideramos que la dirección de corrientes geostóficas sugiere un transporte asociado, cobra sentido que este sea un

mecanismo de entrada de agua de origen caribeño hacia la BC, agua con una distinta composición con respecto a sus propiedades biogeoquímicas de la región de BC.

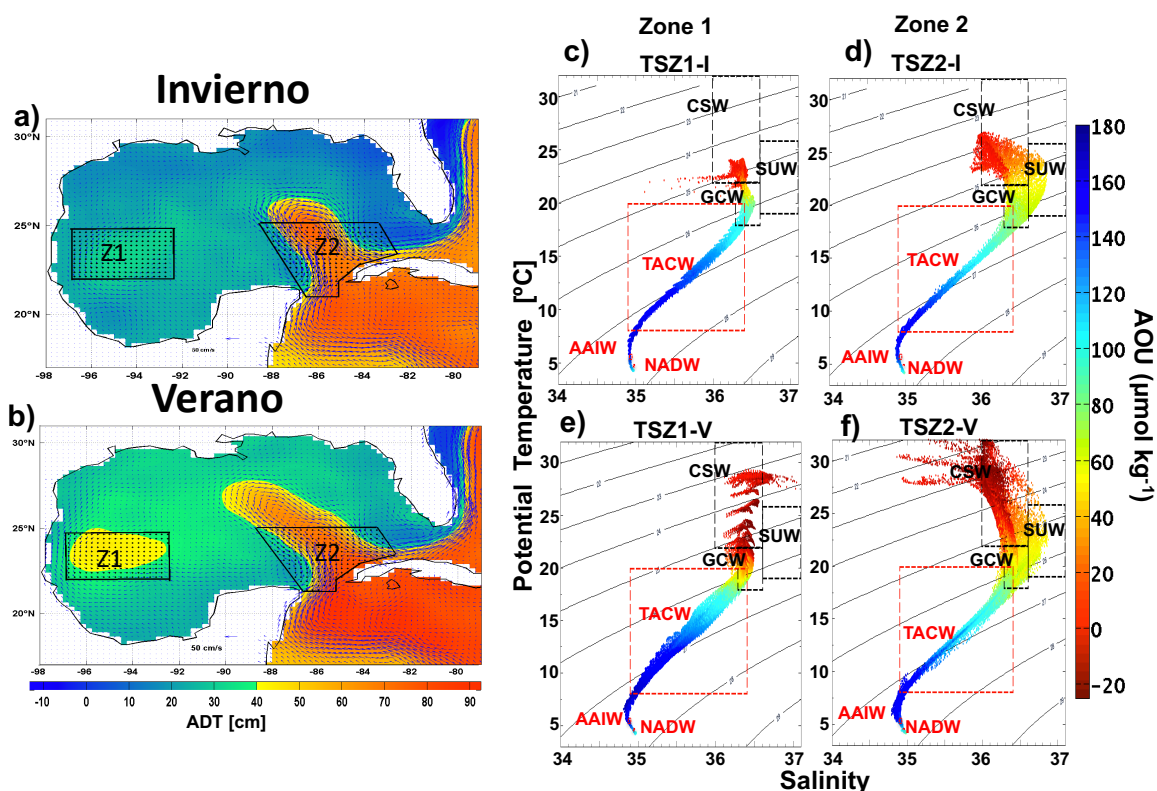


Figura 2. Mapas promedio de (a) invierno y (b) verano de la Topografía Dinámica Absoluta (ADT; cm; en contornos) y las corrientes (flechas superpuestas; $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) a partir de imágenes diarias de 25 años. En los mapas de ADT se delimitaron dos zonas (Z1 y Z2), de las cuales se generaron por separado diagramas T-S vs. AOU (Utilización Aparente del Oxígeno; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) climatológicos correspondientes a (c, d) invierno (TSZ1-I y TSZ2-I; diciembre, enero, febrero) y (e, f) verano (TSZ1-V y TSZ2-V; julio, junio, agosto), con el fin de mostrar la distribución de las masas de agua durante cada temporada. Los diagramas T-S se generaron en tres dimensiones usándose la base de datos climatológica de CARS2009. Los recuadros en los diagramas T-S delimitan los rangos de temperatura y salinidad de las masas de agua: Agua Superficial del Caribe (CSW); Agua Subtropical Subsuperficial (SUW); Agua Común del Golfo (GCW); Agua Central del Atlántico Tropical (TACW); Agua Intermedia del Antártica (AAIW) y el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW).

3.2. Identificación de masas de agua a partir de datos históricos

Se construyeron diagramas T_{θ} -S para invierno y verano con los datos climatológicos (CARS 2009) con la finalidad de identificar las siete principales masas de agua reportadas para GoM dentro las áreas Z1 y Z2. En la Figura 2c-f, se muestran diagramas T_{θ} -S con las concentraciones de AOU para el verano y el invierno y las masas de agua identificadas. Durante el invierno (Fig. 2c) se observó una menor dispersión de las variables termohalinas en superficie, con temperaturas máximas de 25.5°C , $\sigma_{\theta} < 24 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, S máximas de 36.6 y concentraciones de AOU entre -20 a $5 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, características asociadas a la presencia del CSW. Subsuperficialmente se encontró al

GCW con rangos de T y S restringidos (18 a 22 °C y 36 a 36.6, respectivamente) y un intervalo positivo con respecto a la concentración de AOU (0 a 90 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). Mientras que, en aguas intermedias se detectó al TACW, la cual presentó un intervalo de T_θ entre 8 a 20°C, y S entre 34.9 a 36.4, con concentraciones máximas positivas de AOU de $\sim 180 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$. Cabe destacar, que esta masa de agua se caracteriza por presentar los valores mínimos de DO, con una concentración $\sim 100 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($< 2.3 \text{ mL}\cdot\text{L}^{-1}$). Por debajo de esta masa de agua, se detectó el AAIW y el NADW, que presentaron concentraciones de AOU de ~ 140 y $\sim 110 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, respectivamente. Una característica observada en esta región y temporada fue la ausencia del SUW (Fig. 2c). Se puede observar en los diagramas T-S el contraste espacial de la distribución de las masas de agua que se presenta dentro del golfo dentro de las capas superficiales. Donde estas diferencias en la distribución de las masas de agua pueden promover características biogeoquímicas diferentes al interior del golfo.

Por su parte, para la zona localizada en la región de influencia de la LC, en superficie se presentaron características de aguas ligeramente más cálidas (~ 27.5 °C), salinas (< 36.6) y menos densas ($\sigma_\theta < 23.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), las cuales fueron asociadas al CSW. Además, se pudo observar una mayor distribución de los datos, permitiendo detectar dentro de la Z2 un mayor volumen del CSW, acompañada de concentraciones positivas de AOU ($\sim 50 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). También se observó la señal del SUW, identificada por un máximo subsuperficial de S (~ 36.9) y con concentraciones de AOU que oscilan entre los 20 a 80 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$. Asimismo, en aguas subsuperficiales, intermedias y profundas se observó al GCW, TACW, AAIW y NADW, respectivamente, con concentraciones de AOU similares a la zona 1 (Fig. 2d).

Los diagramas de verano presentaron una mayor variabilidad en la distribución de T y S, en comparación a lo observado durante el invierno. En la figura 2e se muestran superficialmente aguas cálidas (29.5 °C), salinas (37), y oxigenadas, con valores negativos de AOU ($-25 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$; Fig. 2c), características del CSW. Debajo del CSW, observamos al GCW con concentraciones de AOU en un intervalo positivo (-10 a $80 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). Además, se puede observar un descenso en los valores de S (~ 0.1 unidades) dentro de los rangos que delimitan al GCW. Esto también, se vio reflejado en un descenso general en los valores de la S de hasta 36.1, como se puede apreciar en la figura 2e, característica ausente en los otros diagramas T_θ -S para invierno. Mientras que, en aguas intermedias, el TACW presentó en su límite superior concentraciones de AOU $> 40 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Fig. 2e), implicando la presencia de agua menos oxigenadas se encuentren ligeramente

más profundas en comparación con el invierno. Cabe destacar que en la Z1 no se detectó la señal del SUW, tanto en invierno como verano, posiblemente debido a que esta masa de agua se mezcla con aguas circundantes conforme ingresa al golfo. Finalmente, el AAIW y NADW presentaron características similares a las descritas previamente.

Por último, el diagrama TSZ2-V de verano, que representa el área de mayor influencia de la LC y presenta una mayor dispersión en la T y S, destaca en superficie un mayor volumen del CSW con T cercanas a los 32°C, S entre 36 a 36.6, $\sigma_\theta < 21 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ con concentraciones de AOU entre -28 a 60 $\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ (Fig. 2f). Al mismo tiempo, en superficie podemos observar aguas de menor salinidad (~ 34.9) asociadas a aportes por ríos, con concentraciones de AOU entre 0 a -20 $\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$, con T y σ_θ similares al CSW. Mientras que, subsuperficialmente se puede observar al GCW con características de AOU que van de 10 a 85 $\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$, S y T muy similares a las observadas durante el invierno. Por otro lado, el SUW vuelve a detectarse (Fig. 2f), la cual se distingue por su máximo subsuperficial de S de ~ 36.82 (ligeramente menor al observado en invierno), acompañados de aguas más respiradas con un rango de concentración de AOU entre 20 a 80 $\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$. Cabe resaltar, que el volumen asociado al SUW que se observa en el diagrama TSZ2-V, es menor al observado durante el invierno, TSZ2-I, en la misma región. Por debajo de esta masa de agua, encontramos al TACW, AAIW y NADW con características similares a las descritas anteriormente (Fig. 2f).

3.3. Descripción de la σ_θ , DO y AOU de las campañas XIXIMI's del 2013 y 2015

En esta sección se evaluó la correspondencia entre las estructuras detectadas con las climatologías de ADT y la distribución vertical de la σ_θ , DO y AOU (CTD) durante el invierno del 2013 y verano del 2015 (Fig. 3). En la figura 3a y 3e se muestran los mapas de ADT correspondientes a dos periodos en los cuales se observa la incursión de la LC. Además, se observa en el mapa de ADT de invierno, enfrente de las costas de Perdido ($\sim 25^\circ\text{N}$), un pequeño anticiclón en proceso de disipación, llamado LCE-Jumbo (junio 2012 a febrero 2013), y otro de menor tamaño, localizado entre los 24 a 25°N y -94 a -92°W. También se observa un sistema de pequeñas estructuras ciclónicas y los LCEs, de las cuales, una se encuentra confinada en la BC y otra frente a las costas de Yucatán (Fig. 3a). Dichas estructuras concuerdan con lo observado en los mapas climatológicos de ADT de invierno (Figs. 2a y 3a). Durante el verano (Fig. 3e), el mapa promedio de ADT muestra dos LCEs activos, uno de ellos desprendiéndose de la LC (Olympus, junio 2015

a junio de 2016) y un segundo disipándose en la región de Perdido (Nautillus II, mayo 2015 a enero 2016 (<https://www.horizonmarine.com/loop-current-eddies>)). En la misma figura se observa la incursión de la LC al GoM durante los meses de verano, lo cual concuerda con Delgado et al. (2019), reflejando en una mayor variabilidad en la ADT asociada a estructuras de mesoescala de LCEs. Considerando lo anterior, se esperaría que dichas estructuras superficiales, LCEs, lleguen a modular la distribución vertical de las variables termohalinas y las concentraciones del DO, AOU, DIC y nutrientes dentro del GoM.

Con base a lo descrito con anterioridad, para mostrar el efecto de la mesoescala espacial y en el tiempo (invierno vs. verano) sobre la distribución de las variables hidrográficas, se trazaron perfiles verticales de las variables de σ_θ , DO y AOU. La distribución vertical de dichas variables asociadas al periodo de invierno presentó dos características principales:

- 1) En las figuras 3b-c se aprecia un conjunto de perfiles (color verde) con aguas más densas con un rango entre 24.5 a 25.3 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ y oxigenadas (190 a 210 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) cercas de la superficie. Mientras que, los mínimos valores observados en σ_θ fueron de 27.1 a 27.5 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ y DO entre 105 a 120 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ detectados ~ 700 y 400 m de profundidad, respectivamente.
- 2) Un segundo conjunto de perfiles (color negro) de menor σ_θ (23.3 a 24 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) y bajas concentraciones de DO ($\sim 190 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) ubicados cercanos a la superficie. Entre tanto, los mínimos valores de σ_θ y DO asociados a estos perfiles fueron de 27.1 a 27.3 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ y de $\sim 120 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ cercas de los 700 m (Figs. 3b-c). Cabe destacar, que estos perfiles de menor densidad ubicados en el área de influencia de la LC, no presentaron un mínimo de oxígeno dentro de los primeros 700 m, tal y como se observó en los perfiles más densos ubicados hacia la región noroccidental (Figs. 3b-c).

En cuanto a la distribución de las concentraciones del AOU, esta presentó un patrón similar al observado en la σ_θ . Donde aguas con características de mayor σ_θ (Fig. 3b, perfiles color verde) presentan concentraciones de AOU entre 0 a 15 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ en los primeros 100 m, y aumentan sus concentraciones hasta $\sim 170 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ cercas de los 650 m de profundidad (perfil color verde; Fig. 3d). Por el contrario, aguas de menor σ_θ se caracterizaron por presentar concentraciones de AOU cercanas a cero (Figs. 3b y d, perfil color negro), que representaría valores de oxígeno en equilibrio con la atmósfera. En cambio, conforme la profundidad se incrementa, los perfiles en color negro que presentan una menor densidad mostraron sus mayores concentraciones de AOU de $\sim 165 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ cercas de los 700 m de profundidad (Fig. 3b y d). Una de las características

que destacaron en las variables físico-químicas, fue esta separación que se puede apreciar en la distribución de las variables hidrográficas. Esta segregación antes mencionada, puede ser causada por una separación espacial resultado de las características internas que distinguen al propio golfo. En contraste con las propiedades que se observaron en el área de influencia de la LC, la cual presenta características thermohalinas parecidas a las aguas del caribe (Figs. 3b-d).

Durante el verano la σ_θ , el DO y la AOU no presentaron esta separación espacial entre los perfiles tal y como se observó en el invierno. Sin embargo, se llegaron a observar aguas más ligeras ($\sigma_\theta = 22$ a $23.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) en conjunto con altas concentraciones de DO ($\sim 230 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$) y valores negativos de AOU (-40 a $0 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$) dentro de los primeros 100 m de la columna de agua (Figs. 3f-h). Los valores negativos de AOU como los que se observaron durante el verano cercas de la superficie, implican aguas sobresaturadas en oxígeno. Entre los 100 y 200 m, se observó también una pequeña separación entre los perfiles más densos (26.1 a $27 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) ubicados al interior del golfo (Fig. 3f; perfiles color amarillos). Mientras que, los de menor σ_θ (25.9 a $26.5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) se ubicaron en la región de influencia de la LC (perfiles color negro; Fig. 3f). En cuanto a la distribución del DO y la AOU, también se observó el mismo patrón que la σ_θ . Esta separación de los perfiles del DO y el AOU se observó entre los 200 a 600 m, donde aquellos perfiles que presentaron las mayores concentraciones de DO (125 a $160 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$) y las menores concentraciones de AOU (50 a $160 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$) se encontraron ubicados dentro de la región de influencia de la LC (Fig. g-h; perfiles color negro). Por el contrario, aquellos perfiles que presentaron las mínimas concentraciones de DO, $\sim 110 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$, y máximas concentraciones de AOU, $\sim 160 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$, se encontraron ubicados hacia el interior del golfo (Figs. 3g-h).

En resumen, las observaciones muestran que durante el invierno se presenta una separación regional delimitada por las características asociadas a las estaciones en la zona de influencia de la LC, que se evidencia en los perfiles de la σ_θ , DO y la AOU. En cambio, en el verano, esta separación regional no es tan evidente como en el invierno, esto debido al periodo de mayor incursión de la LC hacia el interior del GoM. Esto se ve reflejado en características asociadas a aguas de origen caribeño (CSW) tales como: aguas menos densas ($\sim 22 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$), oxigenadas ($\sim 230 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$) y en equilibrio con la atmósfera (AOU $\sim -35 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$). Por lo contrario, durante el invierno se observan aguas más densas ($> 23 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) acompañadas de menores concentraciones de DO ($< 210 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$) dominado aguas con valores positivos de AOU ($> 0 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$; Fig. 3).

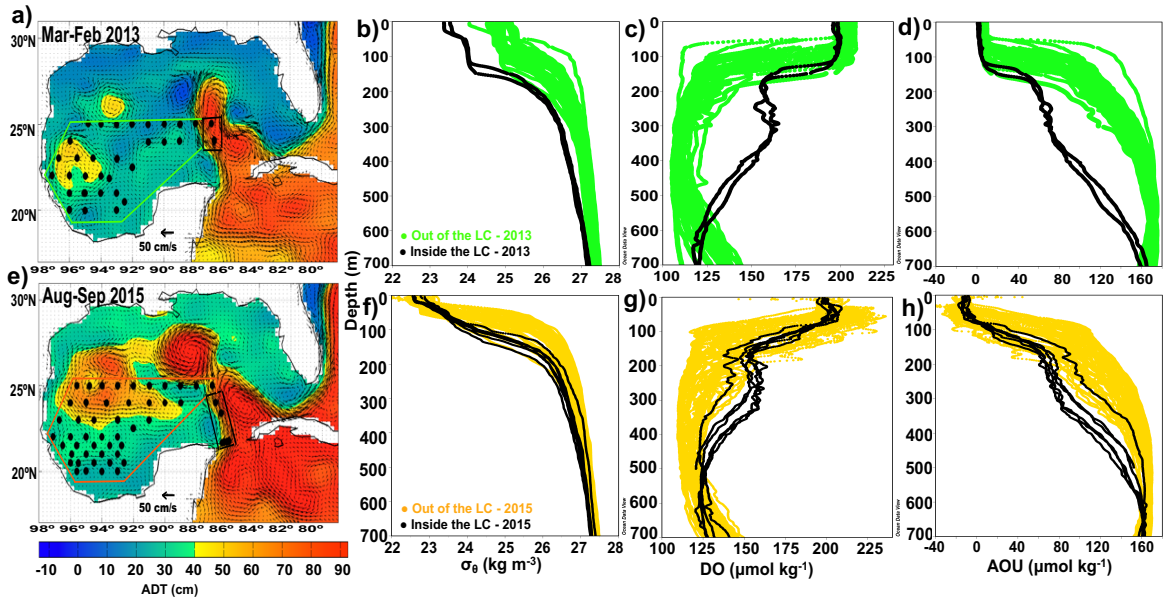


Figura 3. Campos espaciales de la Topografía Dinámica Absoluta (ADT; en contornos) y corrientes (flechas sobrepuestas; $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) para el mes de a) febrero-marzo 2013 (invierno) y e) agosto-septiembre 2015 (verano). Los mapas de ADT fueron delimitados en dos áreas: 1) las estaciones ubicadas en la región de la influencia de la Corriente del Lazo (recuadro color negro; LC) y 2) el interior del Golfo (recuadro color verde y naranja). Para estas áreas se generaron perfiles verticales para cada crucero de las variables de (b, f) σ_θ ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), (c, g) oxígeno disuelto (DO; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y (d, h) AOU ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). Los perfiles de las variables están representados de acuerdo a la separación espacial que se muestra en los mapas de ADT para cada crucero (perfiles color negro = Inside the LC; en color verde y amarillo = Out of the LC).

3.4. Efectos de la mesoescala (LCEs) y la LC sobre la distribución vertical del DIC, nitrato y AOU

En esta sección se describen los efectos de los LCEs y la LC sobre la distribución vertical y espacial de las variables químicas durante el invierno del 2013 y verano del 2015. Para ello se usaron mapas de ADT (descritos en la sección 3.3) que muestran la dinámica superficial observada en cada muestreo (Figs. 4a, 4e). Los mapas de ADT fueron divididos en tres regiones: 1) región 1 (R1-I y R1-V) la cual engloba a aquellas estaciones localizadas en el área de influencia de la LC (delimitadas en color negro), y donde la distribución de las variables químicas esta representado con perfiles en color negro; 2) región 2 (R2-I y R2-V) esta constituida por aquellas estaciones que se encuentran ubicadas bajo el efecto de un LCE (delimitada en color rojo) donde los perfiles de distribución de las variables químicas se muestran en color rojo; 3) región 3 (R3-I y R3-V) esta representada por aquellas estaciones que se encuentran fuera de las zonas de influencia de los LCEs y de la LC (delimitadas en color azul), su distribución en la vertical se presentan en color azul (Fig. 4).

Como se describió en la sección 3.3, las condiciones de mesoescala (LCEs) detectadas

durante los periodos de muestreo, tuvieron una relación notable sobre la distribución vertical de las variables termohalinas así como en los nitratos, DIC y AOU (Fig. 4). Por ejemplo, durante el invierno se observó en la R1-I (Fig. 4a, perfiles en color negro) las menores concentraciones de AOU ($< 5 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), DIC ($< 2050 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y nitratos ($< 1 \mu\text{M}$) dentro de los primeros 200 m de profundidad (Figs. 4b-c). En la R2-I se observaron mayores concentraciones AOU de $\sim 15 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, DIC de $\sim 2090 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y nitratos de $\sim 1.5 \mu\text{M}$ en comparación a las observadas en la R1-I. Dichas características pudieron estar moduladas por el remanente del LCE-Jumbo, el cual se disipaba frente a las costas de Perdido. Este proceso de disipación genera una mayor mezcla y por ende un enriquecimiento con las aguas circundantes. Esto modificará las propiedades de las aguas caribeñas, que fueron transportadas por el LCE, en contraste con la R3-I, donde no hay influencia de los LCEs. La ausencia de estas estructuras y la presencia de pequeños ciclones, pueden promover altas concentraciones de AOU (0 a $90 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), DIC (2060 a $2200 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y nitratos (0.5 a $16 \mu\text{M}$), en comparación a los observado con la R1-I y R2-I dentro de los primeros 200 m de profundidad (Figs. 4b-d).

Otra característica que resalta entre las R1-I y R3-I, es la separación en la distribución de las variables químicas que se observa en los perfiles de dichas regiones a profundidades de entre 200 a 700 m. En particular, la R1-I la cual presentó las menores concentraciones AOU ($< 160 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), DIC ($< 2200 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y nitratos ($< 28.8 \mu\text{M}$) entre los 200 a 700 m. En cambio, la R3-I nuevamente presentó mayores concentraciones de AOU ($\sim 175 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), DIC ($\sim 2226 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y nitratos ($\sim 32.8 \mu\text{M}$) a las mismas profundidades (Figs. 4b-d). Por último, la R2-I se caracterizó por presentar concentraciones intermedias entre la R1-I y R3-I de las variables químicas. Dicha zona (R2-I) se puede considerar como una región de transición, de las aguas caribeñas transportadas por la LC y las aguas internas del golfo (Figs. 4b-d).

Por otro lado, los perfiles de verano de las diferentes regiones (R1-V, R2-V y R3-V) en general presentaron una menor variación en las distribuciones de las variables del AOU, DIC y nutrientes versus lo observado en el invierno (Figs. 4f-h). Durante el verano las mayores diferencias se presentaron en los primeros 100 m y posteriormente entre los 200 a 600 m de profundidad. Por ejemplo, la R1-V presentó concentraciones de AOU que oscilaron entre -17 a $20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, acompañadas de bajas concentraciones de DIC (1998 a $2030 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y nitratos ($< 0.5 \mu\text{M}$), en los primeros 100 m. Con respecto a la R2-V en la cual se observa el LCE-Nautillus II, se detectaron concentraciones sobresaturadas de oxígeno (~ 113 % de saturación; AOU = -26.5

a $20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) en comparación a la observado en la R1-V. Además, se detectaron mayores concentraciones de DIC y nitratos las cuales fluctuaron entre los 2014 a $2100 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y 0 a $1.5 \mu\text{M}$, respectivamente (Figs. 4f-h). La R3-V, se caracterizó por presentar condiciones de mayor sobresaturación de oxígeno ($\sim 116.4 \%$; $\text{AOU} = -35$ a $110 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), en comparación con lo detectado en la R2-V. Además, también presentó altas concentraciones de DIC que oscilaron entre 2010 a $2190 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ y nitratos con un rango de 0 a $4.3 \mu\text{M}$ en los primeros 100 m. Subsuperficialmente entre los 200 a 600 m, se pueden apreciar diferencias en las concentraciones de la AOU y los nitratos. Donde la R1-V presentó menores concentraciones de AOU (60 a $160 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y nitratos (8 a $30 \mu\text{M}$), en comparación a la R3-V ($\text{AOU} = 80$ a $160 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$; nitratos = 21 a $32.8 \mu\text{M}$). Por su parte, la R2-V presentó un patrón similar a lo observado durante el invierno (R2-I), donde las concentraciones AOU, DIC y nitratos se encontraron distribuidas entre la R1-V y R3-V.

Recapitulando, durante el invierno se observaron aguas con características más densas ($> 24.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), con mayores concentraciones de DIC ($> 2060 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), nutrientes ($> 1 \mu\text{M}$) y concentraciones positivas de AOU (Figs. 3b, 4b-d). Dichas características demuestran la ausencia de aguas de origen caribeño (CSW). En cuanto al verano, se observaron principalmente aguas de menor densidad ($> 22 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), sobresaturadas en oxígeno (valores negativos de AOU), con menores concentraciones de DIC ($> 1998 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y nutrientes ($< 1 \mu\text{M}$; Figs. 3f, 4f-h). Por último, se puede observar que las áreas influenciadas por LCEs (R2-V) presentan características de transición entre la R1-V y R3-V.

En resumen, se observaron grandes diferencias en la distribución y concentraciones de variables física y químicas durante verano e invierno. Además, se observó que la mesoescala (LCEs) y la LC, presentan un rol importante en los cambios de estas variables hacia el interior del golfo.

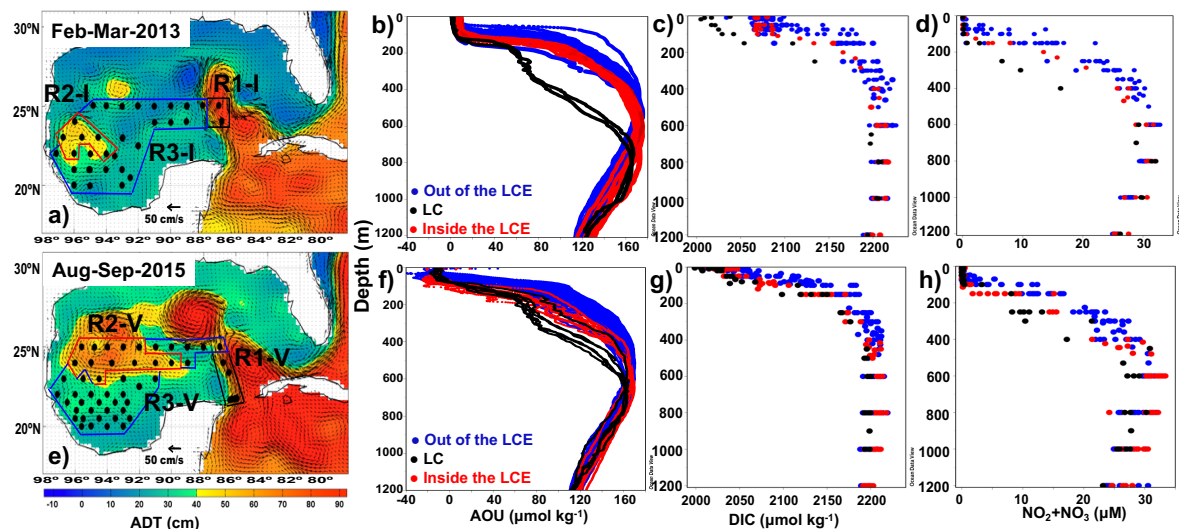


Figura 4. Campos espaciales de la ADT (en contornos) y corrientes (flechas sobrepuestas; $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) para el mes de a) febrero-marzo 2013 (invierno) y e) agosto-septiembre 2015 (verano). Los mapas de ADT fueron delimitados nuevamente en tres regiones: 1) las estaciones ubicadas en la región de la influencia de la LC (recuadro color negro: R1); 2) las estaciones bajo condiciones del mesoescala (LCEs; recuadro color rojo: R2); 3) las estaciones ubicadas fuera de la influencia de los LCEs y la LC (recuadro color azul: R3). En cada región se generaron perfiles verticales para invierno (R1-I; R2-I y R3-I) y verano (R1-V; R2-V y R3-V) de las variables de (b, f) AOU ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), (c, g) Carbono Inorgánico Disuelto (DIC; $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y (d, h) nitratos ($\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$; μM). Los perfiles de las variables están representados de acuerdo a la separación espacial que se muestra en los mapas de ADT para cada crucero (perfiles color azul= Out of the LC and LCE; color negro = Inside the LC; color rojo= Inside the LCE).

3.5. Comparación de la distribución vertical de la σ_θ , DIC y AOU durante tres veranos bajo condiciones de mesoescala diferentes

Para determinar, la existencia de diferencias en la distribución de las variables hidrográficas producto de la estacionalidad, se realizó una comparación de las variables físico-químicas durante tres veranos (2011, 2015 y 2016). Las principales diferencias que se observaron entre cada verano fueron, las características de mesoescala (LCEs) y la etapa de incursión de la LC, como se puede apreciar en los mapas de ADT (Figs. 5a, e, i). Dichos mapas fueron divididos siguiendo los criterios descritos en la sección 3.4. definiendo nuevamente tres regiones: 1) R1-V11, R1-V15 y R1-V16 asociadas a la región 1 (Fig. 5a, e, i; delimitadas en color negro); 2) R2-V11, R2-V15 y R2-V16 presentan la región 2 (delimitadas en color rojo); 3) R3-V11, R3-V15 y R3-V16 las cuales representan la región 3 (delimitadas en color azul). Para cada región se trazaron perfiles verticales de la AOU, DIC y σ_θ con la finalidad de evaluar las diferencias entre cada verano (2011, 2015 y 2016).

Durante el 2011 se observó la presencia de dos pequeños LCEs en proceso de disipación, y un tercero que esta en proceso de desprenderse de la LC, como se puede apreciar en el mapa de

ADT (Fig. 5a). El LCE-Ekman presentó un periodo de vida de julio-2009 a marzo-2011 (<https://www.horizonmarine.com/loop-current-eddies>), el cual en su trayectoria hacia el noroeste se dividió formando estas dos pequeñas estructuras ubicadas una frente a las costas de Perdido y otra, en la parte central del golfo por arriba de la latitud 25°N, ambas en proceso de disipación. La tercera estructura corresponde al LCE-Hadal, en proceso de separación como se aprecia en la figura 5a. Esta estructura tuvo un periodo de vida de septiembre-2011 a marzo-2013. En cuanto a la actividad de mesoescala superficial durante el 2014, los mapas de ADT muestran dos LCEs activos, uno de ellos desprendiéndose de la LC, Olympus (junio-2015 a junio-2016) y el otro disipándose en la región de Perdido, Nautilus II (mayo-2015 a enero-2016; Fig. 5e). Por último, durante el 2016 estuvieron presentes dos LCEs coexistiendo, el LCE-Olympus (junio-2015 a junio-2016) el cual se disipó en la zona de Perdido, y el LCE-Poseidón el cual se presentó de abril-2016 a abril-2017 y que apenas iniciaba su ciclo de vida con una trayectoria hacia las costas de Perdido (Fig. 5i). Finalmente, se puede apreciar la incursión al norte de la LC durante el verano del 2011 y 2015, mientras que el verano del 2016 solo se observa el LCE que fue previamente desprendido de la LC. Este desprendimiento del LCE-Poseidón en el 2016, causó una retracción en el flujo de la LC hacia el interior del GoM (Fig. 5i).

En relación a las condiciones de mesoescala expuestas anteriormente, se encontró que la distribución de las variables de AOU, DIC y σ_θ no dependen exclusivamente de la estación del año. Por lo contrario, esta variabilidad en la distribución de las variables físico-químicas puede estar fuertemente controlada por la mesoescala (LCEs) en conjunto con la incursión de la LC. Por ejemplo, durante el verano del 2011 se observaron superficialmente concentraciones de oxígeno ($\sim -8 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) en equilibrio con la atmósfera, bajas concentraciones DIC (2000 a 2025 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y aguas más ligeras ($\sigma_\theta = 22.5$ a 23.5 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$; dentro de los primeros 50 m) ubicadas sobre la zona de influencia de la LC (R1-V11; perfiles en color negro; Figs. 5b-d). Por el contrario, en las zonas R2- V11 y R3- V11 (Figs. 5a-d, perfiles color rojo y azul, respectivamente) superficialmente presentaron aguas sobresaturadas en oxígeno ($\sim -20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), acompañadas con un incremento en las concentraciones del DIC (2025 a 2150 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y aguas más densas (22.9 a 25 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), con respecto a lo observado en la zona de la LC (R1-V11; Figs. 5b-d). Esta separación en la distribución vertical de las variables químicas y físicas es consistente hasta aproximadamente los 650 m. Esto refleja las diferencias de circulación entre la zona de influencia de la LC vs las regiones internas del golfo. Además, cabe resaltar que este verano presentó una menor actividad de

mesoescala (LCEs) pareciéndose a las condiciones observadas durante un invierno. Sin embargo, esta similitud en la circulación superficial entre el verano e invierno, no afectó la distribución vertical de las propiedades thermohalinas.

En cuanto al verano del 2015, en la región de influencia de la LC (R1-V15) se observaron superficialmente concentraciones de oxígeno en equilibrio con la atmósfera ($\text{AOU} \sim -10 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), acompañadas de bajas concentraciones de DIC ($< 2030 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y aguas menos densas (22.5 a $23.8 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$; los primeros 50 m). Mientras que, las condiciones observadas en la R2-V15, fueron de aguas sobresaturadas en oxígeno ($\sim -25 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), bajas concentraciones de DIC ($< 2060 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y aguas con σ_θ entre 22.8 a $23.4 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Figs. 5f-h). Con respecto a la R3-V15, presento las concentraciones más negativas de AOU ($\sim -40 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), mayores concentraciones de DIC ($\sim 2100 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y σ_θ entre 22 a $25 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, dentro de los primeros 50 m (Figs. 5f-h). Esta separación entre las tres regiones basado en la distribución de las variables físico-químicas es consistente hasta aproximadamente los 650 m (Figs. 5f-h), tal y como se observó durante el 2011. Por debajo de esta profundidad, las tres regiones presentan poca variabilidad debido a que la circulación es más lenta lo que favorece la homogeneidad de las variables físico-químicas en aguas profundas.

Por su parte, el verano del 2016 presento características muy similares al verano del 2011 en las tres regiones en relación a la AOU (Figs. 5b y j). Sin embargo, en relación a la σ_θ y el carbono (DIC), se puede observar que la R1-V16 presentó aguas más densas ($\sigma_\theta = 22.9$ a $23.8 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) y con mayores concentraciones de DIC (2030 a $2060 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$; en los primeros 50 m), en comparación a la R1-V11 y la R1-V15. De manera similar, la R2-V16 presentó también mayores concentraciones de DIC (2057 a $2075 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y aguas más densas ($\sigma_\theta = 23$ a $24.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) en contraste con el verano del 2011 y 2015 para la misma región. Por último, la R3-V16 mostró menores concentraciones de DIC (2029 a $2085 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y aguas con una mayor variabilidad en σ_θ , que van desde los 22 hasta los $25.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ en los primeros 50 m de profundidad (Figs. 5k y l).

Cabe destacar que, al comparar los perfiles de distribución de DIC de los tres veranos, se observó en el 2011 las máximas concentraciones de carbono (DIC $\sim 2225 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) localizadas a $\sim 400 \text{ m}$. Mientras que en el 2016, se detectaron 200 m más profundas (Figs. 5c y k) a lo observado en el 2011. En cuanto al verano del 2015, no se observaron estos máximos de DIC. Sin embargo, si presentaron concentraciones cercanas a los $2220 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ a profundidades de $\sim 800 \text{ m}$ (Fig. 5g). Finalmente, una característica que también resalto en los tres veranos fue un

incremento en las concentraciones de DIC cercas de la superficie. Dicha característica se detectó particularmente dentro del área de BC.

Resumiendo, se observó en el verano del 2011 una mínima actividad de LCEs. Dicha condición no modificó la distribución de las variables thermohalinas y químicas en comparación con los otros veranos. El verano del 2015 fue el que presentó una mayor actividad de LCEs, así como una mayor extensión de la LC hacia el interior del GoM. Esto promovió un mayor ingreso de aguas de origen caribeño con características oligotróficas (bajas concentraciones de DIC). Por último, en el verano del 2016 se observó un retraimiento en la LC causado posiblemente por el desprendimiento reciente del LCE-Poseidón. Esta estructura presentó características thermohalinas y biogeoquímicas similares a las de la LC.

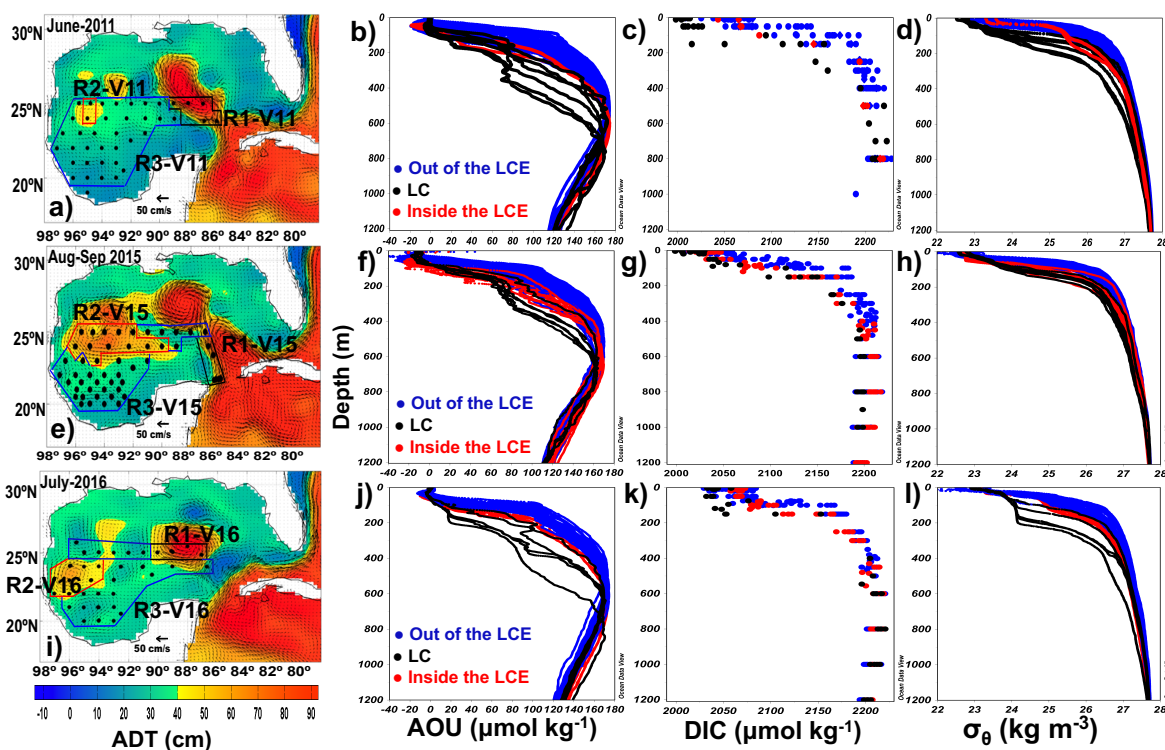


Figura 5. Comparación de la dinámica superficial representada mediante mapas de ADT (en contornos) y corrientes (flechas sobrepuestas; $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$) para los veranos del a) 2011 (Junio; V11), e) 2015 (ago-sep; V15) y i) 2016 (julio; V16). Se trazaron nuevamente tres regiones (R1, R2 y R3) en los mapas de ADT usando los criterios descritos en la figura 3. Para cada región se trazaron perfiles verticales para los tres veranos (V11, V15 y V16) de las variables de (b, f, j) AOU ($\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$), (c, g, k) DIC ($\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$) y (d, h) σ_θ ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$). Los perfiles de las variables están representados de acuerdo a los criterios descritos en la figura 3.

3.6. Variabilidad superficial del DIC y AOU

La Figura 6 muestra los mapas de la distribución superficial (10 m) del DIC y AOU correspondientes al invierno 2013 y verano 2015 en el GoM. En secciones anteriores (3.3) se describió para el invierno una menor señal de aguas de origen caribeño (CSW) la cual es reemplazada por el GCW. Además, también se observó una menor actividad de LCEs y una mínima incursión de la LC. Estas características se vieron reflejas en aguas subsaturadas en oxígeno (valores positivos de AOU) a lo largo de toda la región central y sur de golfo. A partir de estas características, se detectaron las mayores concentraciones de AOU ($\sim 9.2 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) frente a las costas de Perdido, y se observa un descenso gradual en las concentraciones de AOU ($\sim 1 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) hacia la región sur y oriente del golfo (Fig. 6a). También durante esta temporada, se detectaron en general altas concentraciones de DIC ($> 2017 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) a lo largo de toda la región muestreada. Particularmente, las área de BC y frente a la plataforma de Yucatán, donde se detectaron dos núcleos máximos de DIC ($\sim 2085 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) en comparación al resto del golfo (Fig. 6b). Además, también se observó una franja de altas concentraciones de DIC ($> 2070 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) que va desde BC hasta los 25°N . Dicha franja saturada de DIC coincide con la presencia de un grupo de pequeños ciclones localizados desde BC hasta la región de la plataforma norte del GoM (Figs. 4a, 6b).

En el verano se observa una mayor incursión de aguas provenientes del Caribe,. La iso-superficie de la distribución de AOU presentó en general concentraciones saturadas en oxígeno ($< -5 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) o en equilibrio con el oxígeno atmosférico. Destacaron las áreas donde se ubicaron los LCEs ($\sim -23 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), así como la región de influencia de la LC ($\sim -20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$; Figs. 4e, 6c). En cuanto a la distribución del carbono, se observaron en general menores concentraciones de DIC ($> 1990 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) en comparación al invierno. Nuevamente la región de BC, presentó las mayores concentraciones de DIC ($\sim 2050 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) en comparación con el resto del golfo (Fig. 6d).

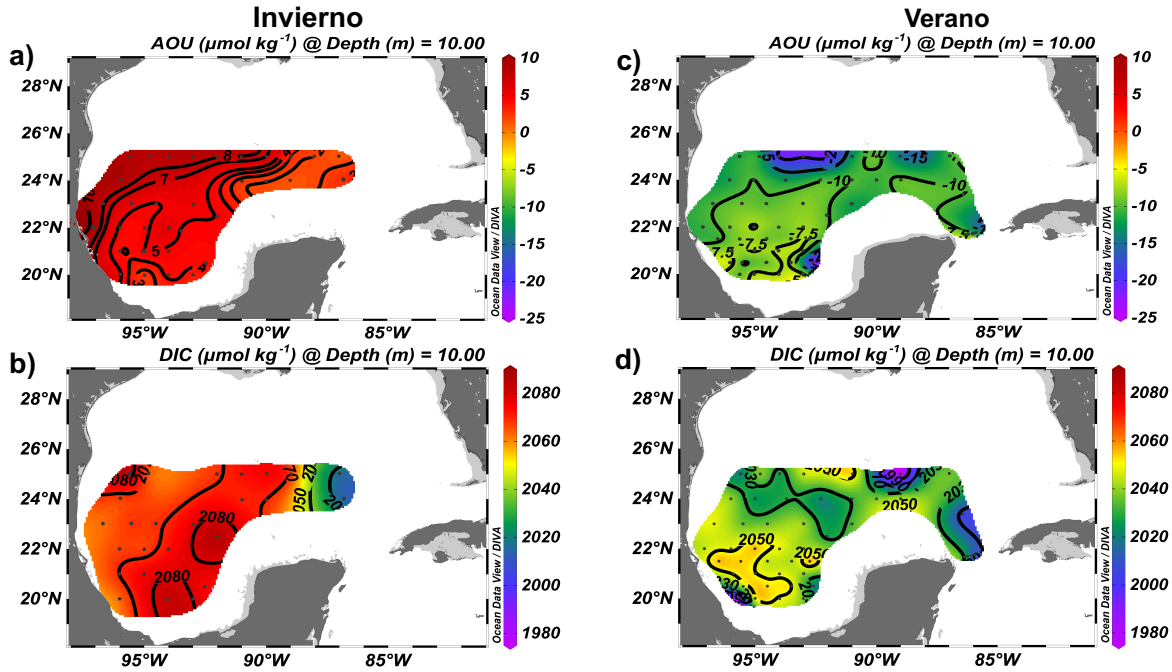


Figura 6. Comparación estacional (invierno-2013 y verano-2015) de la distribución espacial de las variables (a, c) AOU ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y (b, d) DIC ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$). Se tomó como referencia el nivel de 10 m de profundidad.

3.7. Variabilidad superficial del pH_{sw} asociados a la incursión de agua caribeña

La figura 7 muestra las características del pH_{sw} , a 10 m de profundidad, observadas durante invierno (2013) vs verano (2015). En general, se observó durante el invierno valores mínimos de pH_{sw} de 8.0 localizados en el área de BC, mientras que los máximos de pH_{sw} de 8.12 se ubicaron en la región nororiental donde se observa cierta influencia de la LC. El resto del área muestreada, presenta un patrón de altos valores de pH_{sw} de sureste al noroeste frente a las costas de Perdido ($\text{pH}_{\text{sw}} = 8.07$; Fig. 7a). En verano se observa una mayor variabilidad en la distribución de los valores del pH_{sw} , encontrando los mayores valores de pH_{sw} en las áreas de los LCEs ($\text{pH}_{\text{sw}} \sim 8.07$) así como a lo largo de la región de influencia de la LC ($\text{pH}_{\text{sw}} \sim 8.02$). También, se observan dos núcleos de altos valores de pH_{sw} localizados entre BC (~ 8.02) y frente a la zona interna de la plataforma de Yucatán (~ 8.02 ; Fig. 7b). Sin embargo, durante esta temporada también se detectaron los menores valores de pH_{sw} de ~ 7.97 , los cuales se localizaron dentro de BC (Fig. 7b). Cabe resaltar, que los máximos/mínimos valores de pH_{sw} concuerdan con las mínimas/máximas concentraciones de DIC detectadas durante esas temporadas.

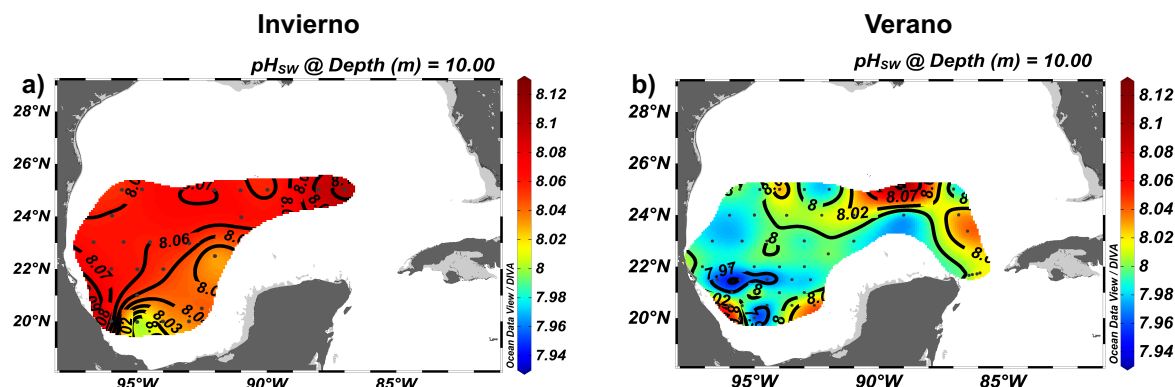


Figura 7. Comparación estacional (invierno-2013 (a) y (b) verano-2015) de los campos de distribución espacial del pH_{sw} in-situ. Se tomó como referencia el nivel de 10 m de profundidad.

3.8. Iso-superficies de la presión parcial del CO₂ (pCO₂)

La figura 8 muestra la distribución superficial de la pCO₂-in-situ pCO₂ normalizado (T_{mean}), a 10 m de profundidad, siguiendo el método de Takahashi et al. (2002). Durante el invierno (2013) se observaron en general bajos valores de pCO₂-in-situ (335 a 418 μatm) a lo largo de toda el área muestreada. Cabe destacar que los mínimos valores de pCO₂-in-situ ($\sim 335 \mu\text{atm}$) se detectaron en la región nororiental, área donde se observa una mínima influencia de la LC. Mientras que los máximos valores de pCO₂-in-situ ($\sim 418 \mu\text{atm}$), se detectaron en la región suroeste de golfo, entre BC y la plataforma de Yucatán (Fig. 8a). Estos resultados obtenidos durante esta temporada, sugiere que la superficie del océano se encontraba en equilibrio con la atmósfera y/o se comportaba como un sumidero de CO₂ (valor promedio de la atmósfera para ese año fue de 395.1 μatm ; “ftp://aftp.cmdl.noaa.gov/products/trends/co2/co2_annmean_gl.txt”). Para el verano (2015), se observaron mayores valores de pCO₂-in-situ ($\sim 509 \mu\text{atm}$) superficiales localizados dentro del área de BC, mientras que los mínimos valores de pCO₂-in-situ ($\sim 390 \mu\text{atm}$) se observaron en las áreas de influencia de los LCEs y LC (Fig. 8b). También podemos observar una mayor variabilidad del pCO₂-in-situ. Además, este presentó una distribución similar a la observada en el pH_{sw}, con un gradiente en los valores de mayor a menor del pCO₂-in-situ (pH_{sw}) de sur a norte (Figs. 7b y 8b). Estas observaciones obtenidas durante esta temporada, sobrepasan el promedio anual atmosférico ($\sim 402.8 \mu\text{atm}$ en el 2015), indicando que la superficie del océano esta exportando CO₂ hacia la atmósfera (Fig. 8b).

Mediante el método de Takahashi *et al.* (2002) se obtuvo el pCO₂ normalizado (pCO₂ at T_{mean}) en función de los cambios de la temperatura. Al normalizar los valores de pCO₂ de invierno, se observó un incremento considerable en valores superficiales del pCO₂ a T_{mean} (350 a 525 μatm)

en comparación a los estimados in-situ (335 a 418 μatm ; Figs. 8a y c). Esto sugiere, que solo por efecto de la temperatura ($\text{pCO}_2 \text{ at } T_{\text{mean}} - \text{pCO}_{2\text{-in-situ}}$) observaríamos un incremento del pCO_2 en promedio de $\sim 81 \mu\text{atm} \pm 22 \mu\text{atm}$, exclusivamente para esta temporada (Figs. 8a y c).

Por último, en el verano se observó una uniformidad en la distribución de los valores del pCO_2 normalizados (T_{mean}) con valores que van desde los 364 a 475 μatm (Fig. 8d). Al comparar estos resultados con los obtenidos en in-situ, se puede apreciar una reducción en los máximos valores detectados en el $\text{pCO}_{2\text{-in-situ}}$ de 509 μatm versus el pCO_2 normalizado 475 μatm (T_{mean}). Dichas variaciones en la pCO_2 , se deben sólo por cambios en temperatura, que en promedio se estimaron de $\sim -30 \mu\text{atm} \pm 5 \mu\text{atm}$ exclusivamente para esta temporada (Figs. 8b y d).

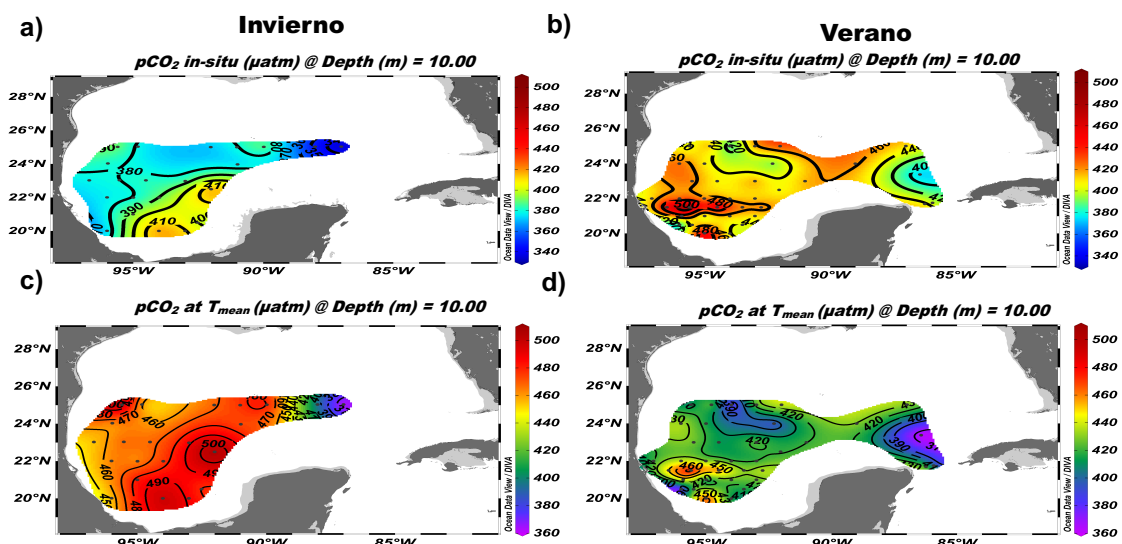


Figura 8. Distribución superficial (a, b) de la pCO_2 in-situ (μatm) y (c, d) pCO_2 normalizado ($\text{pCO}_2 \text{ at } T_{\text{mean}}$) a una T promedio de 28.49°C . Se tomó como referencia el nivel de 10 m de profundidad.

4. DISCUSIONES

La circulación oceánica desplaza las diferentes masas de agua superficiales y subsuperficiales lejos de su región de formación y en su recorrido se mezclan y modifican sus propiedades originales formando aguas con características únicas en cada región (Mian Liu and Toste Tanhua., 2019). De ahí, que es importante evaluar la distribución de las masas de agua y el afecto en la distribución vertical y espacial de las variables químicas. En este trabajo se discuten los cambios de la química el carbono, el oxígeno y nitratos asociados a la presencia o atenuación de las aguas caribeñas al interior del GoM. Sin olvidar, a los LCEs que se desprenden de la LC y que son responsables de transportar las aguas caribeñas con sus características hacia el interior del

golfo. La discusión se centrará en: 1) las diferencias observadas durante la incursión de LC y los LCEs en los datos climatológicos de las diferentes masas de aguas, 2) el contraste temporal que se observa en la distribución vertical y espacial de las propiedades físico- químicas hacia el interior del GoM y, 3) se compara el efecto de las aguas caribeñas (presencia-atenuación) en la distribución superficial de las variables químicas (DIC, pH_{sw}, pCO₂, AOU).

4.1. Identificación de las masas de agua basada en datos climatológicos

Los resultados del análisis realizado a los datos climatológicos de CARS2009 confirman la presencia de seis principales masas de agua en el GoM durante verano e invierno (CSW, SUW, GCW, TACW, AAIW y NADW; Portela *et al.*, 2018; Cervantes *et al.*, 2021) y particularmente para la Z2 en ambas temporadas (Fig. 2). Por lo contrario, la distribución de los datos en el diagrama T_θ-S localizados en la Z1 frente a las costas de Perdido, muestran la ausencia del SUW. Se ha sugerido que la ausencia del SUW hacia el interior del golfo, es causada por la mezcla convectiva que diluye y modifica las propiedades thermohalinas del SUW para dar origen al GCW (Vidal *et al.*, 1992; Portela *et al.*, 2018). Recientemente se ha reportado que esta masa de agua (SUW) se encuentra restringida a la región de la influencia de LC (Cervantes *et al.*, 2021) y en los LCE recién desprendidos de LC (Sosa-Gutiérrez *et al.*, 2020). Además, nuestros resultados muestran que la formación de GCW tiene lugar en la vertiente occidental del GoM (donde se disipan los LCEs, Z1), así como durante el invierno cuando el intenso régimen de vientos produce una capa mezcla de aproximadamente 100 m. Esto concuerda con lo reportado por Cervantes *et al.* (2021), estos autores mencionan que la formación del GCW se origina a partir de la mezcla de CSW con TACW en el lado occidental del Golfo y no con SUW, como lo han reportado Vidal *et al.* (1994) y Portela *et al.* (2019).

El CSW se forma en el Mar Caribe y se encuentra típicamente entre los 50 y 75 m de profundidad con valores de salinidad menores a 35.5 (Morrison and Nowlin, 1982; Schroeder *et al.*, 1974). Dentro del golfo, esta masa de agua ha sido detectada particularmente en la región norte de la LC (Morrison and Nowlin, 1977). Autores como Portela *et al.* (2018), en su análisis de la clasificación de las masa de agua dentro del golfo, se refiere al CSW como un remanente de Agua Superficial del Caribe (CSWr) y delimita su cobertura entre 50 y 150 m excluyendo las aguas superficiales por encima de los 50 m de profundidad. Recientemente Cervantes *et al.*, (2021) propuso un reajuste de los rangos thermohalinos ($< 25.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$; $< 170 \text{ m}$) propuestos

anteriormente por Portela *et al.* (2018), esto para mejorar la identificación del CSW. Los resultados obtenidos en el diagrama T_θ -S de los datos climatológicos de CARS2009 (Fig. 2), presentaron una distribución de la T, S y AOU que concuerda con la características propuestas por Cervantes *et al.* (2021).

Los resultados de este trabajo confirman la asociación entre la señal del CSW y la incursión de la LC y el desprendimiento de los LCEs durante el verano, reportado anteriormente por Delgado *et al.* (2019) y Cervantes *et al.* (2021). Mientras que durante el otoño e invierno, se observa un descenso en el suministro del CSW debido al retraimiento de LC (Fig. 2). La figura 2b, e y f muestran evidencias climatológicas del periodo de la fase de máxima extensión de la LC así como de la propagación de los LCEs al interior del GoM (Chang and Oey, 2013; Delgado *et al.*, 2019). Esto explicaría una mayor presencia del CSW durante el verano. En contraste con invierno, un descenso en el suministro del CSW se atribuye a la mínima extensión de la LC y una menor presencia de LCEs debido a que se encuentran en proceso de disipación (Figs. 2a, c y d). Además, durante el invierno se presenta la temporada de intensos vientos del norte ("Nortes"), que mezclan las aguas subsuperficiales asociadas al GCW con los remanentes del CSW que fueron esparcidos dentro del golfo por los LCEs. Estudios previos han mostrado de manera consistente, una variación bianual en el crecimiento y el descenso de la LC, es decir, fuerte en verano a otoño y débil de invierno a primavera (Chang y Oey, 2013). Otros autores como Zeng *et al.* (2015), han demostrado la existencia de tres patrones a lo largo del año que consisten en condiciones normales de la LC sin extensión ni desprendimiento (P1: enero a mayo), un período de transición (P2: julio a agosto) y un período de retracción (P3: septiembre a diciembre). Recientemente, Delgado *et al.* (2019), basándose en análisis de 25 años de datos de ADT y de 15 años de datos satelitales de clorofila, reportaron que estadísticamente la señal del CSW al interior del GoM es máxima durante el verano cuando se presenta la máxima fase de extensión de la CL, mientras que el transporte del CSW es mínimo en invierno. Con base a lo anterior, se enfatiza que la presencia (ausencia) de la LC, la Corriente de Yucatán, y la extensión de la LC en el GoM explicaría el aumento (disminución) del CSW en el GoM que se muestra en los resultados.

4.2. Comparación estacional de la distribución vertical de las variables físico-químicas

Las masas de agua en el GoM han sido estudiadas de manera consistente por varios autores, esto con la finalidad de poderlas identificar con base a su estructura en cuanto a T, S y AOU como

se mostró en los diagramas T_θ -S climatológicos (Fig. 2). La dinámica superficial observada en los mapas de ADT para el verano 2015 e invierno 2013 (Figs. 3a y e), confirman la máxima incursión de la LC durante el verano y la retracción durante el invierno (Chang y Oey, 2013; Zeng *et al.*, 2015; Delgado *et al.*, 2019; Cervantes *et al.*, 2021).

Durante los meses de verano e invierno, dentro del GoM, se observaron cambios en la distribución vertical de la σ_θ , DO y AOU (Fig. 3), detectándose superficialmente aguas menos densas durante el verano y más densas hacia el invierno (Figs. 3b y f). Este patrón puede deberse a que, durante la transición hacia el invierno, por la baja insolación ocurre un enfriamiento superficial en conjunto con la temporada de Nortes, vientos fríos. Ambas condiciones promueven la pérdida de calor, tornándose el agua superficial más densa. Por su parte, durante el verano con la presencia del CSW se observaron aguas oligotróficas, menos densas y cálidas (Delgado *et al.*, 2019; Cervantes *et al.*, 2021). Dichas características favorecen la estratificación de la columna de agua, debido a que, los vientos son débiles en el verano y difícilmente mezclan la columna de agua para facilitar la disponibilidad de los nutrientes del fondo (Müller-Karger *et al.*, 2001; Fig. 3b y f). Otra característica que destaca del CSW, son las menores concentraciones de DO en comparación con las que se encuentran en las aguas superficiales durante el invierno dentro golfo (Figs. 3c, g). Esto se debe a las diferencias de solubilidad relacionadas con la temperatura, que se confirman en el momento de que las concentraciones de DO se transforman a valores de AOU. Además, las altas temperatura del CSW favorecen la estratificación lo que limita el intercambio de oxígeno con las capas subyacentes. En contraste con el invierno, donde se observa la presencia del GCW cerca o en la superficie causada por: 1) un descenso en el suministro del CSW hacia el interior del GoM debido a la retracción de la LC y una mayor disipación de los LCEs (Figs. 2c, 3a) y; 2) los fuertes vientos que dan como resultado una capa de mezcla bien definida y profunda (100 m; Fig. 3b). Esta última observación ha sido señalada previamente por Nowlin y McLellan (1967), Elliott (1979, 1982), Vidal *et al.* (1994), Portela *et al.* (2018) y recientemente por Sosa-Gutiérrez *et al.* (2020).

Otra característica que resulta importante en el GoM es la presencia de aguas con mínimas concentraciones de oxígeno, la cual corresponde con la profundidad donde se localiza la masa de agua TACW, la cual se encuentra aproximadamente entre 200 y 600 m. Nuestros resultados muestran que esta masa de agua presenta los valores de concentraciones más bajos de DO, $\sim 2.0 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$, en el noroeste del golfo, y valores $< 3.0 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$ ($< 130 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$; Figs. 3c y g) cerca de

600 m de profundidad en la región de la LC los cuales corresponde a lo reportado por Morrison and Nowlin (1977). Además, esta capa mínima de oxígeno que se observa también en el interior del golfo (Nowlin, 1971; El-Sayed *et al.*, 1972) puede variar en su grosor el cual depende de los factores climáticos, de la amplitud de las características de la circulación local; la cual se puede elevar debido a los giros ciclónicos o hundirse en presencia de giros anticiclónicos (Vidal *et al.*, 1990). Por su parte en la región noroeste del golfo, los remolinos ciclónicos transportan aguas subsuperficiales con un contenido de DO de $\sim 4.5 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$, estas concentraciones sugieren estar asociadas a procesos de fotosíntesis (Vidal *et al.*, 1990). También, se ha reportado sobresaturación en la plataforma de Yucatán, con 112% ($\text{DO} = 6.1 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$) a 20 metros de profundidad debido a una alta productividad estimulada por procesos de surgencia que se presentan en esa zona (Signoret *et al.*, 2006).

4.3. *Implicaciones de los LCEs y la LC en la distribución espacial y vertical de las variables químicas*

La actividad de mesoescala se encuentra dominada por los LCEs que se desprenden de la LC (Weisberg y Liu, 2017) los cuales contribuyen con las principales características de circulación en el GoM (Sheinbaum *et al.*, 2016; Sturges & Leben, 2000). De ahí, que la estructura thermohalina en la zona profunda del GoM este determinada en gran medida por la variabilidad de mesoescala debida a la presencia de remolinos ciclónicos y anticiclónicos.

Se ha reportado que durante el desplazamiento de los LCEs hacia el oeste pueden llegar a interactuar con otras estructuras (como la circulación ciclónica de BC) o colisionar con la plataforma continental, provocando propagación meridional y la reflexión de los remolinos, así como generación de remolinos secundarios y de chorros de agua costeros (Zavala-Sansón and Van Heijst, 2000; Sutyrin y Grimshaw, 2010). Estos procesos agregan al sistema interior del GoM grandes cantidades de calor y sal (Meunier T. *et al.*, 2018). Damien *et al.* (2021) reportan que, dentro del núcleo de los LCEs, la masa de agua denominada SUW es transportada desde el este hacia el oeste del GoM, donde su salinidad disminuye de 36.9 a 36.7. Al comparar los valores de la salinidad dentro del núcleo del LCE, en promedio es más baja (~ 36.8 en el golfo oriental), lo que indicaría que el SUW más reciente pudiera coexistir con la señal del SUW más antigua lo que produciría máximos de salinidad erosionados (Damien *et al.*, 2021). A medida que los LCEs se desplazan hacia el oeste a través del GoM, la salinidad en el LCEs decae rápidamente hasta

alcanzar valores similares a los valores de referencia del GoM (~ 36.6 ; Sosa-Gutiérrez *et al.*, 2020), donde dicha salinidad es característica del GCW. Dichas características se pueden observar en los diagramas T-S climatológicos de CARS (Fig. 2), donde el máximo subsuperficial de salinidad que se asocia al SUW que se observa en la Z2, la cual se encuentra delimitada a la región de influencia de la LC. Mientras que, en la Z1 no se observa esta característica de este máximo de salinidad lo que confirma la ausencia del SUW hacia la región occidental o que este máximo fue erosionado con forme el LCE fue disipándose hacia la vertiente occidental para adquirir las características internas del golfo. Sin embargo, en la figura 5 se puede apreciar perfiles de densidad, los cuales presentan un gradiente horizontal de menor a mayor densidad de este a oeste que pudieran estar asociadas a este proceso de erosión, el cual pudiera estar asociado a la presencia de los diferentes LCEs detectados durante los tres veranos analizados.

Se ha descrito que los LCEs pueden impactar la estratificación de las capas superiores en el océano, y la profundidad de la nutriclina y, en consecuencia, el suministro de nutrientes hacia la capa eufótica (McGillicuddy *et al.*, 2015). Los resultados muestran que la mesoescala (LCEs) en conjunto con la incursión de la LC modulan de manera importante la distribución de las variables químicas. Por ejemplo, durante el invierno se observaron bajas concentraciones de DIC, nitratos y altos valores de AOU asociados a las estaciones localizadas en la región de influencia de la LC (R1-I; perfiles color negro; Figs. 4a-d). En comparación con las estaciones ubicadas al interior del golfo (R3-I; perfiles color azul) fuera de la influencia de los LCEs y la LC, presentaron un enriquecimiento de DIC ($\sim 2226 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) y nitratos ($\sim 32.8 \mu\text{M}$) acompañado de aguas más respiradas (valores positivos de AOU de $\sim 175 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$; ~ 200 a 600 m). Esto concuerda con lo reportado por Damien *et al.* (2018) para la región sur y centro del GoM. Estos autores detectan valores de nitratos menores a $0.3 \mu\text{M}$ dentro de los primeros 50 m. Mientras que, por debajo de la capa superficial, las concentraciones se incrementan abruptamente hacia un máximo subsuperficial situado a ~ 650 m con concentraciones de nitratos que superan los $30 \mu\text{M}$ (Damien *et al.*, 2018). Por su parte, las estaciones localizadas bajo la influencia del LCE-Jumbo (R2-I) presentaron valores intermedios de DIC, nitratos y AOU entre la R1-I y R3-I. Este gradiente en la horizontal que se observa en la distribución del DIC y nitratos sugieren un enriquecimiento de estos hacia el interior del golfo. Este aumento se puede explicar como una variación estacional asociada a un descenso en la estratificación debido al enfriamiento en la capa superficial en el GoM, así como a

procesos de mezcla vertical por viento y por la difusión en invierno en el suministro de nutrientes hacia la capa eufótica (Damien *et al.*, 2021).

Adicionalmente, se ha reportado un aumento de nitratos en las zonas de influencia de los LCE durante el invierno, el cual se debe probablemente al enfriamiento superficial en el núcleo cálido de los LCEs a través de la interacción aire-mar. Este enfriamiento dentro de los núcleos de los remolinos favorecerá la convección y, por tanto, el suministro de nutrientes hacia la superficie (Damien *et al.*, 2021). Esto podría contribuir con una lluvia de material orgánico a capas intermedias y/o profundas, favoreciendo procesos como respiración y remineralización causando un aumento de DIC y nitratos y un descenso en el oxígeno en capas subsuperficiales. Además, algunos estudios han descrito periodos de alta productividad casi-permanente al sur de GoM durante las temporadas de otoño, verano e invierno (Farber-Lorda *et al.*, 2019). Autores como Farber-Lorda *et al.* (2019), atribuyen este incremento en la productividad debido a la presencia del giro ciclónico cuasi-permanente que está presente en la parte suroeste de BC (al sur de 21°N y al oeste de 94°W). Esta característica de circulación dentro de BC ya ha sido reportada previamente por Pérez-Brunius *et al.* (2013), la cual presenta una mayor intensidad en invierno y otoño. Además, se ha mencionado que la presencia de giros anticiclónicos y ciclónicos en la región de BC contribuye a la difusión de aguas ricas en nutrientes hacia el océano abierto, aumentando su productividad primaria (Farber-Lorda *et al.*, 2019; L. Guerrero *et al.*, 2020). Esto podría explicar el aumento en las concentraciones de DIC y nitratos que se observa durante el invierno en las estaciones ubicadas bajo condiciones ciclónicas y en la región de BC.

Durante la temporada de verano, se observa nuevamente esta separación espacial en la distribución de las variables analizadas, el cual está asociado principalmente a la mesoescala (LCEs-LC). Es importante señalar que, en el verano cuando se presenta el CSW, se detectan las mínimas concentraciones de nutrientes ($< 0.05 \mu\text{M}$) lo que la caracteriza como una de las más oligotróficas del mundo dado a su relativo aislamiento de las aguas eutróficas de la costa y de la plataforma continental (Biggs y Ressler, 2001; Heileman y Rabalais, 2009; Martínez-López and Zavala-Hidalgo, 2009; Aguirre-Gómez and Salmerón-García, 2015). Estudios realizados en la plataforma norte del GoM, han reportado que la señal del SUW se encuentra estrechamente ligada a la extensión de LC y a la distribución de LCEs, la cual puede afectar de manera importante en el aporte de nutrientes a la región (Kim and D.-H., 2013). Esto explicaría por que las estaciones ubicadas en la zona de la LC presenten las menores concentraciones de DIC y nitratos, y aguas

más oxigenadas cercas de la superficie. Estos resultados apoyan el poco suministro de nutrientes en la capa eufótica y la baja producción primaria durante los meses de verano y otoño (Damian *et al.*, 2021). Se ha mencionado que este patrón estacional se ha descrito como característico de entornos oligotróficos, similar al observado en las aguas abiertas del GoM (Wawrik *et al.*, 2004; Linacre *et al.*, 2015).

Por otro lado, se ha reportado que los remolinos anticiclónicos que se desprenden de la LC en la región occidental del GoM, son responsables de la propagación de las características del agua del Caribe hacia el interior del Golfo (Vukovich, 2007; Delgado *et al.*, 2019; Meunier *et al.*, 2020). Esto explicaría por que las estaciones ubicadas bajo el LCE-Nautillus II (-95.5 a 91°W, 25°N; Fig. 4e) presentan características ligeramente mayores o similares en nitrato y DIC a las detectadas en la zona de la LC. Dichas características se verían reflejadas en un descenso de las concentraciones superficiales de la Chl-a, particularmente durante los meses de verano causado por la presencia del agua oligotrófica del Caribe (Delgado *et al.*, 2019; Damien *et al.*, 2021). Adicionalmente, se sabe que dentro de la ruta de la LC se presentan hundimientos de las clinas (nutriclina, carboclina, oxiclina) debajo del domo del Frente del Agua Caribeña (Delgado *et al.*, 2019), el cual pudiese ser por efecto hidráulico del núcleo de la Corriente de Yucatán fluyendo hacia el norte (Candela *et al.*, 2019). Particularmente, de seguir esta tendencia de un mayor volumen de incursión de agua del Caribe al interior del GoM en conjunto con el calentamiento global, podría seguir acentuándose en el tiempo la disminución de Chl-a superficial con un efecto negativo en la cadena trófica (Delgado *et al.*, 2019). Sin embargo, estudios recientes describen un claro ciclo estacional de productividad primaria total (PP_{tot}) tanto en los núcleos de LCEs como en el interior del golfo. Donde los valores más bajos de PP_{tot} se presentan de octubre a noviembre, con un fuerte aumento a partir de noviembre, un máximo en febrero y un descenso gradual desde marzo hasta octubre (Damien *et al.*, 2021).

Por lo contrario, se ha reportado que durante el verano, en la región de BC existe un aumento en el aporte de nutrientes el cual puede ser causado por las descargas fluviales que coinciden con las mayores precipitaciones que se presentan de julio a octubre (Martínez-López y Zavala-Hidalgo, 2009). Esto concuerda con la alta productividad que reportan para el verano en la parte sur del BC, la cual está aparentemente apoyada por un mayor aporte fluvial, derivado de las fuertes de lluvias (Farber-Lorda *et al.*, 2019). Esto explicaría el aumento en las concentraciones superficiales de nitratos y DIC en la región de BC y en las estaciones de la R3-V. Además, nuevamente se observó

este gradiente horizontal con tendencias a un incremento en las concentraciones de nitratos y DIC y un descenso en el oxígeno hacia el interior del golfo en las capas subsuperficiales y profundas (Figs. 4f-h). Uno de los mecanismos que pudieran incorporar nutrientes y oxígeno al golfo sería la advección de masas de agua que ingresan por el Canal de Yucatán a través de la LC. Sin embargo, no se descarta que procesos como respiración y oxidación de materia orgánica sean mayores en la región más interna del golfo en comparación con las recién advectadas. Esto se explicaría por la poca ventilación de las aguas internas y el posible alto tiempo de residencia que poco se sabe al respecto.

4.4. Comparación de la incursión del agua del Caribe durante tres veranos en la variabilidad del DIC y AOU

El GoM ha experimentado cambios en la circulación evidenciando una mayor incursión de agua del Caribe al interior del GoM después del 2002, con consecuencias en la concentración superficial de la Chl-a (Lindo-Atichati, 2013; Delgado *et al.*, 2019).

Los resultados del análisis de los mapas de ADT, tres veranos, muestran diferencias en la extensión e incursión de la LC, así como el tamaño y la presencia de los LCEs. Aunque las tres temporadas analizadas fueron en verano, cada crucero presentó características muy particulares. Por ejemplo, el verano del 2011 hubo mínima actividad de LCEs, sin embargo, la extensión de la LC hacia el noroeste fue bastante pronunciada ($\sim 28^\circ\text{N}$; Fig. 5a). Dicha circulación es muy parecida a la que se observa durante el invierno (Fig. 4a), con baja actividad de mesoescala (LCEs). Mientras que el verano del 2015 y 2016 presentan una dinámica más compleja, asociada a una serie de anticiclones de gran tamaño en fases diferentes en conjunto con la incursión y retracción de la LC (Figs. 5e, i). Esta circulación observada en el 2011, parece ser efecto de una menor incursión de LC la cual se vio reflejada en la distribución vertical de DIC y resultó ser muy similar a la observada en el invierno, con una marcada separación entre las estaciones influenciadas por la LC y el interior del Golfo (Figs. 4c, 5c). No obstante, la distribución vertical de la AOU y la densidad no se vieron modificadas en gran medida, ya que presentan un patrón distribución vertical similar al de los veranos 2015 y 2016. Sin embargo, al analizar el diagrama T-S de los tres veranos, se observa una menor incursión de agua caribeña durante el 2011 (figura no mostrada). En cuanto al verano del 2016, se observan aguas más sobresaturadas en oxígeno ($\sim 115\%$ a $\sim 50\text{ m}$; $\sim 45\%$

a ~ 600 m), pero con menores concentraciones de DIC a lo largo de todo el perfil, en comparación con los otros dos veranos (Figs. 5c, g, k).

Finalmente, el verano del 2016 en la estructura del perfil de DIC presentó someramiento entre los 100 y 200 m. Esta característica se observó en las estaciones ubicadas en la región de BC y frente a las costas de Perdido (Fig. 5k; perfiles color azul). Al respecto, en la región de BC se ha reportado la existencia de un ciclón semipermanente inducido por viento (Perez-Brunius *et al.*, 2013). Además, se ha descrito que la influencia de los remolinos ciclónicos durante el verano, pueden producir elevaciones de las clinas favoreciendo la productividad y concentraciones altas de Chl-a (Yao y Hoteit, 2015). Este mecanismo podría explicar el bombeo de aguas con alto DIC y subsaturadas en oxígeno (~56%; AOU ~ 96 $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) a capas menos profundas en las regiones de BC y Perdido. Por lo contrario, las regiones influenciadas por los LCEs presentaron características similares a las aguas del caribe (agua cálida, menos densa, saturada en oxígeno y oligotrófica), donde estas estructuras profundizan la nutriclina (Delgado *et al.*, 2019). Además, se ha reportado que, entre los meses de julio y octubre, la nutriclina tiende a aplanarse en ~ 200 m (Linacre *et al.*, 2015, 2019); en el occidente se hunde mientras que en la región de la LC se eleva. Esta condición recurrente durante los veranos con características de alta estratificación, bajos nutrientes y aguas cálidas, forzarían al fitoplancton a migrar a mayores profundidades con condiciones óptimas para fotosintetizar. Por lo tanto, se asume que los principales mecanismos que controlan la disponibilidad de nutrientes y oxígeno dentro del golfo, son la LC y los LCEs y, en segundo lugar, la estación del año.

4.5. Implicaciones del agua Caribeña en la distribución superficial de las variables del DIC, pH, $p\text{CO}_2$ y AOU

De manera general, las concentraciones de las variables del CO_2 son diferentes tanto en superficie como en el fondo, debido a los procesos que predominan en la zona fótica y afótica. Sin embargo, en las capas superficiales la mezcla turbulenta llega a homogenizar las propiedades físico-químicas de la columna de agua (Millero, 1996). Además, la reciente y rápida acumulación de CO_2 en la atmósfera es una de las mayores preocupaciones ambientales debido a sus potenciales efectos en el clima global. El ya previsto calentamiento y los cambios ambientales conexos, incluido el aumento del nivel del mar, afectarían negativamente la estabilidad de los ecosistemas terrestres y marinos, así como la sociedad y economía humana (Takahashi *et al.*, 2009).

Una de las características que destacan de la LC, son sus bajos valores de $p\text{CO}_2$ y DIC que son transportados hacia el interior del GoM (Gledhill D. K., 2008, Wang Z. A. *et al.*, 2013). Dichas propiedades concuerdan con nuestros resultados, donde no solo se observan bajos valores de DIC y $p\text{CO}_2$ en la región de desplazamiento de la LC, si no también, se observaron altos valores de pH y aguas sobresaturadas de oxígeno (Figs. 6c-d, 7b, 8b). Estas características también se pueden apreciar en las áreas de influencia de los LCEs. Mientras que, en el interior del golfo hacia la región sur se observa un ligero aumento del DIC, $p\text{CO}_2$, y un descenso en el pH con aguas más equilibradas con la atmósfera en termino de oxígeno. Durante el invierno, cuando la incursión de la LC es mínima, y con una menor señal del CSW al interior del golfo y una mayor presencia del GCW cerca de la superficie, se observan mayores concentraciones de DIC, bajo $p\text{CO}_2$, pH con valores entre 8 a 8.07 y aguas ligeramente subsaturadas en oxígeno (Figs. 6a-b, 7a, 8a).

Estudios relacionados a flujos de CO_2 , han clasificado al GoM como una fuente neta anual de CO_2 que se libera hacia la atmósfera (Chávez *et al.*, 2007). Sin embargo, estudios recientes caracterizan al GoM como un sumidero anual de CO_2 (Xue *et al.*, 2016; Coble *et al.*, 2010; Robbins L. *et al.*, 2014). Por otro lado, Chen *et al.* (2016) y Cai *et al.* (2010) caracterizaron a la plataforma norte del GoM y el oeste de Florida como sumideros de CO_2 durante el invierno y primavera. En tanto al verano y otoño se refiere, lo catalogaron como fuente de CO_2 atmosférico, debido a los ciclos estacionales de temperatura y de carga de nutrientes. Nuestros resultados concuerdan con lo reportado por Chen *et al.* (2016) y Cai *et al.* (2010), donde la región central y sur del GoM sugieren actuar como fuente de CO_2 a la atmósfera durante el verano y sumidero de CO_2 durante el invierno. Además, Xue *et al.* (2003) reportan que la región de influencia de la LC presenta tendencias de ser un fuerte sumidero de CO_2 durante todo el año. Esto concuerda con lo observado en este trabajo, donde se encontró que la región de incursión de la LC y los LCEs muestran valores de $p\text{CO}_2$ en equilibrio con la atmósfera. Además, recientemente otros autores han reportado que el $p\text{CO}_2$ de las aguas superficiales en la región noroeste ($1.63 \pm 0.63 \mu\text{atm} \cdot \text{año}^{-1}$) y sureste ($1.70 \pm 0.14 \mu\text{atm} \cdot \text{año}^{-1}$) del GoM está aumentando a tasas comparables a las que se miden en las estaciones de series temporales oceánicas de largo plazo (Kealoha *et al.*, 2020).

Por otro lado, las características químicas y la extensión espacial de la LC a influido en la variabilidad del CO_2 en el océano abierto. Recientemente, Kealoha A. K. *et al.* (2020) nos muestran que las aguas dentro y al norte del Estrecho de Yucatán, liberan a la atmósfera anualmente CO_2 . Además, estos autores mencionan que la incursión de la LC hacia la plataforma norte del golfo y

los LCEs pueden arrastrar la descarga del Río Mississippi-Atchafalaya hacia el océano abierto. Esto facilita el intercambio entre las plataformas y, el transporte de aguas costeras con valores bajos de $p\text{CO}_2$ y DIC a la cuenca interior y al exterior a través del Estrecho de Florida (Kealoha A. K. *et al.*, 2020). Por lo tanto, la variabilidad espacial en la extensión de la LC, así como la variabilidad estacional e interanual de la química del carbonato en la plataforma, influirán de manera importante en el balance del carbono inorgánico en océano abierto en el GoM (Kealoha A.K., *et al.*, 2020). Esto se puede ver reflejado en la figura S1a, la cual muestra como los veranos presentan valores mayores de $p\text{CO}_2$ en comparación con el otoño e invierno. Además, también se pueden observar pequeñas diferencias en los valores del $p\text{CO}_2$ entre los tres veranos, los cuales podrían estar asociados a la variabilidad de la incursión de LC durante esos periodos.

En este contexto, el océano abierto ha sido clasificado como un sumidero de CO_2 atmosférico durante la mayor parte del año, excepto durante el verano cuando las temperaturas son altas (Xue *et al.*, 2016; Coble P. G. *et al.*, 2010). Por lo cual, la variabilidad del CO_2 puede ser impulsada por la temperatura. En este sentido, el efecto de calentamiento durante el verano sobre el CO_2 en océano abierto puede ser parcialmente compensado, por la reducción fotosintética ($<$ productividad) del CO_2 (Kealoha A. K. *et al.*, 2020). Cai *et al.* (2020) presentó una comparación de las distribuciones de $p\text{CO}_2$ y pH a Temperatura Superficial del Mar in situ y normalizados a 25 °C. Estos autores encontraron un gradiente de sur a norte con altos valores de $p\text{CO}_2$ normalizados a 25 °C y bajos de pH normalizados a 25 °C en las regiones frías del norte golfo. Nuestros resultados mostraron un patrón diferente al normalizar los valores de $p\text{CO}_2$ para el invierno ($T_{\text{mean}} = 28.49^\circ\text{C}$). Se observó un incremento del $p\text{CO}_2$ en promedio de $\sim 81 \mu\text{atm}$ ($\pm 22 \mu\text{atm}$), con un gradiente de este a oeste, siendo menores los valores observados vs los normalizados (Figs. 8a,c, S1b, S2). En tanto el patrón de $p\text{CO}_2$ normalizado para el verano ($T_{\text{mean}} = 28.49^\circ\text{C}$), fue ligeramente menor al observado in-situ ($\sim -20 \pm 11.4 \mu\text{atm}$; Figs. 8b,d, S1b, S3), pero con el mismo patrón de distribución al reportado por Cai *et al.* (2020). Finalmente, al analizar la temporada del otoño tardío (Nov-2010), se observó un ligero incremento en los valores de $p\text{CO}_2$ normalizados en promedio de $\sim 42 \mu\text{atm}$ ($\pm 8.3 \mu\text{atm}$; Fig. S1b, S4).

Esto revela el importante papel de la temperatura en el equilibrio termodinámico del sistema de carbonato de agua de mar en el GoM, sino, quizás más importante, también el papel del intercambio de gases en la eliminación del desequilibrio aire-océano inducido por la temperatura (Cai W. J. *et al.*, 2020). En otras palabras, existe una captación de CO_2 en las aguas frías del norte,

inducido por la baja TSM. Mientras que en las regiones de latitud media, la baja $p\text{CO}_2$ observada y el alto pH observado aparecen en zonas de alto porcentaje de DO, lo que sugiere una eliminación biológica de CO_2 en ellas (Townsend D. W. *et al.*, 2015; Cai W. J. *et al.*, 2020). Esta tendencia es el resultado del efecto de la temperatura en la solubilidad del CO_2 (es decir, una temperatura más alta disminuye la solubilidad del CO_2). Lo anterior se vuelve relevante, debido a que se han reportado cambios en la penetración de la LC al interior del golfo en la última década (Lindo-Atichati, 2013; Delgado *et al.*, 2019). Esto puede promover un mayor transporte de aguas de origen caribeño (CSW), que resulte con un efecto positivo en términos de saturación en omega aragonita (Ω_{Ara}), $p\text{CO}_2$, pH y oxígeno pero un efecto negativo en la disponibilidad de DIC y nutrientes que limitaría la productividad biológica (Figs. 6, 7, S1, S5). Sin embargo, como se mostró previamente en la sección 3.8, la temperatura puede controlar de manera importante la distribución superficial de la $p\text{CO}_2$ y pH, particularmente durante el verano. Es decir, a pesar de que existe una advección de aguas de bajo $p\text{CO}_2$ y DIC, el resultado figura contradictorio, ya que la temperatura controla realmente la distribución superficial de la $p\text{CO}_2$ al interior del golfo. Por lo tanto, en escenarios con un aumento en la temperatura superficial del mar, no solo promovería una mayor estratificación, si no también, mayores flujo de $p\text{CO}_2$ hacia la atmósfera durante un mayor tiempo como se puede observar en la figura S1a. Por lo contrario, en términos de acidificación se observarían aguas favorables para aquellos organismos que calcifiquen ya que se observarían aguas con alto pH y saturadas en Ω_{Ara} (Fig. S5b).

5. CONCLUSIONES

Los resultados de este trabajo sugieren que los mecanismos de circulación tales como la CL y los LCE's son los principales transportadores de aguas del Caribe (CSW) al interior del GoM y por diversos procesos de mezcla se forma el GCW. EL CSW se caracterizó por presentar aguas oligotróficas, cálidas, oxigenadas y menos densas al interior del golfo promoverá una mayor estratificación durante el verano disminuyendo el transporte vertical de nutrientes, lo que puede inducir cambios biogeoquímicos importantes. Adicionalmente, las climatologías de CARS2009 confirmaron una mayor presencia del CSW durante el verano (se atenúa en invierno) asociada a la incursión de la LC y los LCEs. Dicha característica también se observó en cruceros de XIXIMI. Además, se observó que la mesoescala (LCEs) y la LC controlan de manera importante la distribución de las variables termohalinas y químicas en el golfo. Donde la incursión de la LC

sugiere estar incorporando más oxígeno al golfo, pero no nutrientes (superficialmente). Una de las implicaciones positivas de la incursión de aguas caribeñas al golfo, es el suministro de aguas con bajos valores de $p\text{CO}_2$, alto pH y saturadas en Ω_{Ara} lo que contribuye con un menor aporte de CO_2 hacia la atmósfera y al mismo tiempo, se reduce el efecto a la acidificación dentro del golfo. Sin embargo, las altas temperaturas que se presentan al interior del golfo durante el verano hacen del golfo una fuente de CO_2 , ya que los valores observados de $p\text{CO}_2$ sugieren un flujo hacia la atmósfera. En tanto en el invierno, el golfo es un sumidero de CO_2 , se observa un comportamiento inverso donde los valores observados de $p\text{CO}_2$ sugieren una importación de CO_2 atmosférico.

REFERENCES

- Aguirre-Gómez, R. and Salmerón-García, O.: Characterization of the western Caribbean Sea waters through in vivo chlorophyll fluorescence, *Rev. Mar. Cost.*, 7, 9–26, <https://doi.org/10.15359/revmar.7.1>, 2015.
- Baird R. & Bridgewater L. (2017). *Standard methods for the examination of water and wastewater*. 23rd edition. Washington, D.C.: American Public Health Association.
- Benson, B.B. & Krause, D. (1984) The concentration and isotopic fractionation of oxygen dissolved in freshwater and seawater in equilibrium with the atmosphere. *Limnology and Oceanography*, 29(3), 620–632. <https://doi.org/10.4319/lo.1984.29.3.0620>
- Biggs, D. C. & Ressler, P. H. (2001) Distribution and abundance of phytoplankton, zooplankton, ichthyoplankton, and micronekton in the deepwater Gulf of Mexico. *Gulf of Mexico Science*, 2001(1), 7–29. <http://doi.org/10.18785/goms.1901.02>
- Bianchi, T. S. *et al.* (2010): The science of hypoxia in the northern Gulf of Mexico: are view. *Sci. Total Environ.* **408**, 1471–1484
- Brooks, D. A. (1984). Current and hydrographic variability in the northwest Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.*, **89**, 8022–8033.
- Carrillo, L., Johns, E. M., Smith, R. H., Lamkin, J. T., & Largier, J. L. (2016) Pathways and hydrography in the Mesoamerican Barrier Reef System Part 2: Water masses and thermohaline structure. *Continental Res.*
- Cardona, Y., y Bracco, A. (2016). Predictability of mesoscale circulation throughout the water column in the Gulf of Mexico. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 129, 332–349. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.01.008>.
- Cai, W.-J. *et al.* (2010): Alkalinity distribution in the western North Atlantic Ocean margins. *J. Geophys. Res.* 115, C08014.
- Cai W. J. *et al* (2011): Acidification of subsurface coastal waters enhanced by eutrophication. *Nat. Geosci.* **4**, 766–770.
- Cai, WJ., Xu, YY., Feely, R.A. *et al.* (2020): Controls on surface water carbonate chemistry along North American ocean margins. *Nat Common* **11**, 2691 <https://doi.org/10.1038/s41467-020-16530-z>
- Caldeira, K. & Wickett, M. E. (2003). Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature* **425**, 365
- Chavez F. *et al.* (2007). Chapter 15: the coastal ocean. In the First State of the Carbon Cycle Report (SOCCR): The North American Carbon Budget and Implications for the Global Carbon Cycle (eds King, A. *et al.*) (U.S. Climate Change Science Program, Washington. <https://doi.org/10.1007/s10856-008-3473-7>.
- Chang, Y.-L., & Oey, L.-Y. (2013): Coupled response of the Trade Wind, SST Gradient, and SST in the Caribbean Sea, and the potential impact on Loop Current's Interannual variability*. *Journal of Physical Oceanography*, **43**(7), 1325– 1344. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0183.1>
- Chen, S., Hu, C., Byrne, R. H., Robbins, L. L. & Yang, B. (2016). Remote estimation of surface pCO₂ on the West Florida Shelf. *Cont. Shelf Res.* **128**, 10–25
- Coble P. G. *et al* (2010). Preliminary carbon budget for the Gulf of Mexico. *Ocean Carbon Biogeochem. News* 3, 1–4
- Candela J., Ochoa J., Sheinbaum J., López M., Pérez-Brunius P., Tenreiro M., Pallàs-Sanz E., Athié G., Arriaza-Oliveros L. (2019). The Flow through the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* (2019) 49 (6): 1381–1401. doi.org/10.1175/JPO-D-18-0189.1

- Damien, P., Sheinbaum, J., Pasqueron De Fommervault, O., Jouanno, J., Linacre, L., & Duteil, O. (2021): Do Loop Current eddies stimulate productivity in the Gulf of Mexico? *Biogeosciences*, 18(14), 4281–4303. <https://doi.org/10.5194/bg-18-4281-2021>
- Delgado, J. A., Sudre, J., Tanahara, S., Montes, I., Hernandez-Ayon, J. M., & Zirino, A. (2019) Effect of Caribbean Water incursion into the Gulf of Mexico derived from absolute dynamic topography, satellite data, and remotely sensed chlorophyll a. *Ocean Science*, 15(6), 1561-1578. <https://doi.org/10.5194/os-2019-58>
- Dickson, A.G., Sabine, C.L., & Christian, J.R. (Eds.) (2007) *Guide to Best Practices for Ocean CO2 Measurements*, PICES Special Publication. Sidney, Canada: North Pacific Marine Science Organization.
- Di Marco, S. F., Nowlin, J. W. D., y Reid, R. O. (2005). A statistical description of the near-surface velocity field from drifters in the Gulf of Mexico. *Circulation in the Gulf of Mexico: observations and models*, p 101-10.
- Doney, S. C. and Schimel, D. S. (2007). Carbon and climate system coupling on time scales from the Precambrian to the Anthropocene. *Annual Review of Environment and Resources*, 32: 31–66.
- El-Sayed, S. Z. (1972) Primary productivity and standing crop of phytoplankton. In: Bushnell, V. C. (Ed.), *Chemistry, primary productivity, and benthic algae of the Gulf of Mexico* (pp. 8–13 pp.) New York, NY: American Geographical Society.
- Elliott, B. A. (1979) *Anticyclonic rings and the energetics of the circulation of the Gulf of Mexico* (Doctoral Dissertation). College Station, TX: Texas A & M University.
- Elliott, B. A. (1982) Anticyclonic Rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 12, 1292-1309. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<1292: ARITGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<1292: ARITGO>2.0.CO;2)
- Emerson, S. R. and J. Hedges, I. (2009). *Chemical Oceanography and the Marine Carbon Cycle*. Cambridge, Inglaterra, Cambridge.
- Färber-Lorda, J., Athié, G., Camacho-Ibar, V., Daessle, L.W. & Molina, O. (2019). The relationship between zooplankton distribution and hydrography in oceanic waters of the Southern Gulf of Mexico. *Journal of Marine Systems*, 192: 28-41.
- Fassbender, A.J., C.L. Sabine, R.A. Feely, C. Langdon, C.W. Mordy. (2011). Inorganic carbon dynamics during northern California coastal upwelling. *Continental Shelf Research*, 31(11): 1180-1192.
- Gledhill, D. K., Wanninkhof, R., Millero, F. K. & Eakin, M. (2008). Ocean acidification of the Greater Caribbean Region 1996–2006. *J. Geophys. Res. Ocean* 113, 1–11
- Hamilton, P., Leben, R., Bower, A., Furey, H., & Pérez-Brunius, P. (2018) Hydrography of the Gulf of Mexico using autonomous floats. *Journal of Physical Oceanography*, 48, 773–794. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0205.1>
- Hall, C. A. & R. R. Leben. (2016) Observational evidence of seasonality in the timing of Loop Current eddy separation. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 76, 240–267. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2016.06.002>
- Herring, J. H. (2010) *Gulf of Mexico hydrographic climatology and method of synthesizing subsurface profiles from the satellite sea surface height anomaly*. US Department of Commerce. National Oceanic and Atmospheric Administration. National Ocean Service. Coastal Survey Development Laboratory (Report 122, pp. 1-63)
- Hu, X. et al. (2018): Seasonal variability of carbonate chemistry and decadal changes in waters of a marine sanctuary in the North western Gulf of Mexico. *Mar. Chem.* <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2018.07.006>

- Intergovernmental Oceanographic Commission (2010). The international thermodynamic equation of seawater 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission Manuals and Guides 56, UNESCO, 196 pp.
- Johnson, K. M., Williams, P. J., Brändström, L. & Sieburth, J. M. (1987) Coulometric TCO₂ analysis for marine studies: Automation and calibration. *Marine Chemistry*, 21, 117–133, [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(87\)90033-8](https://doi.org/10.1016/0304-4203(87)90033-8)
- Kealoha, A.K., Shamberger, K.E.F., DiMarco, S.F., Thyng K. M., Hetland R. D., Manzello D. P., Slowey N. C., Enochs I. C. (2020): Surface Water CO₂ variability in the Gulf of Mexico (1996–2017). *Sci Rep* 10, 12279 <https://doi.org/10.1038/s41598-020-68924-0>
- Kim, I.-N., and D.-H. Min (2013): Temporal variation of summertime denitrification rates in the Texas-Louisiana inner shelf region in the Gulf of Mexico: a modeling approach using the extended OMP analysis. *Continental Shelf Research* 66: 49–57.
- Laurent, A. et al. (2017): Eutrophication-induced acidification of coastal waters in the northern Gulf of Mexico: insights into origin and processes from a coupled physical-biogeochemical model. *Geophys. Res. Lett.* 44, 946–956.
- Le Quéré, C. et al. (2018): Global Carbon Budget 2018, *Earth Syst. Sci. Data*, 10, 2141–2194. <https://doi.org/10.5194/essd-10-2141-2018>.
- Leben, R. R. (2005). Altimeter-derived Loop Current metrics. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 161, 181–201. <https://doi.org/10.1029/161GM15>
- Leipper, D. F. (1970). A sequence of current patterns in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 75(3), 637–657.
- Linacre, L., Lara-Lara, R., Camacho-Ibar, V., Herguera, J. C., Bazán-Guzmán, C., & Ferreira-Bartrina, V. (2015). Distribution pattern of picoplankton carbon biomass linked to mesoscale dynamics in the southern Gulf of Mexico during winter conditions. *Deep- Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 106(October), 55–67. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.009>.
- Linacre, L., Durazo, R., Camacho-Ibar, V. F., Selph, K. E., Lara-Lara, J. R., Mirabal-Gómez, U., et al. (2019). Picoplankton carbon biomass assessments and distribution of Prochlorococcus ecotypes linked to loop current eddies during summer in the southern Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124. <https://doi.org/10.1029/2019JC015103>.
- Lugo-Fernández, A., & Leben, R. R. (2010). On the linear relationship between Loop Current retreat latitude and eddy separation period. *Journal of Physical Oceanography*, 40, 2778–2784. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4354.1>
- Lueker, T.J., Dickson, A.G., Keeling, C.D. (2000): Ocean pCO₂ calculated from dissolved inorganic carbon, alkalinity, and equations for K₁ and K₂: validation based on laboratory measurements of CO₂ in gas and seawater at equilibrium. *Mar. Chem.* 70(1–3), 105–119.
- Martínez-López B. and J. Zavala-Hidalgo. (2009) Seasonal and interannual variability of cross-shelf transports of chlorophyll in the Gulf of Mexico. *Journal of Marine Systems*, 77, 1–20. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2008.10.002
- Martínez-López, B., and Zavala-Hidalgo, J. (2009). Seasonal and interannual variability of cross-shelf transports of chlorophyll in the Gulf of Mexico. *Journal of Marine Systems*, 77(1–2), 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.10.002>.
- Millero F. J. (1996). Chemical Oceanography. CRS Press London. 469.

- Mian Liu & Tanhua, Toste (2019). Characteristics of Water Masses in the Atlantic Ocean based on GLODAPv2 data. *Ocean Science Discussions*. 1-43. 10.5194/os-2018-139.
- Meunier, T., Pallàs-Sanz, E., Tenreiro, M., Portela, E., Ochoa, J., Ruiz-Angulo, A., & Cusí, S. (2018). The Vertical Structure of a Loop Current Eddy. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123. <https://doi.org/10.1029/2018JC013801>
- Morrison, J. M., & Nowlin, W. D. (1982). General distribution of water masses within the eastern Caribbean Sea during the winter of 1972 and fall of 1973. *Journal of Geophysical Research*, 87(C6), 4207–4229. <https://doi.org/10.1029/JC087iC06p04207>
- Monreal-Gómez, M. A., y Salas-de León, D. A. (1990). Simulación de la circulación en la Bahía de Campeche. *Geofísica Internacional*.
- Morrison, J. M., & Nowlin, W. D. (1977). Repeated nutrient, oxygen, and density sections through the Loop Current. *Journal of Marine Research*, 35, 105–128.
- Muller-Karger, F.E., Smith, J.P., Werner, S., Chen, R., Roffer, M., Liu, Y., Muhling, B., Lindo-Atichati, D., Lamkin, J., Cerdeira-Estrada, S., Enfield, D.B. (2015). Natural Variability of Surface Oceanographic Conditions in the Offshore Gulf of Mexico. *Prog. Oceanogr.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.007>.
- Nowlin, W. D., Jr. and H. J. McLellan (1967). A characterization of the Gulf of Mexico waters in winter. *J. Mar. Res.*, 25, 29–59.
- Nowlin, W. D. Jr. (1972) Winter circulation patterns and property distributions. In: Capurro, L. R. A. & Reid, J. L. (Eds.) *Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico* (3-51). College Station, TX: Texas A & M University Oceanographic Studies.
- Oey, L., Ezer, T., y Lee, C. H. (2005). Loop Current, Rings and Related Circulation in the Gulf of Mexico: A Review of Numerical Models and Future Challenges. *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*, 161, 31-56. <https://doi.org/10.1029/161GM04>.
- Orr, J. C., V. J. Fabry, O. Aumont, L. Bopp, S. C. Doney, R. A. Feely, A. Gnanadesikan, N. Gruber, A. Ishida, F. Joos, R. M. Key, K. Lindsay, E. Maier-Reimer, R. Matear, P. Monfray, A. Mouchet, R. G. Najjar, G.-K. Plattner, K. B. Rodgers, C. L. Sabine, J. L. Sarmiento, R. Schlitzer, R. D. Slater, I. J. Totterdell, M.-F. Weirig, Y. YamanakayA. Yool (2005). "Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms." *Nature* 437(7059): 681-686.
- Pichevin T., D. N. (1997). The momentum imbalance paradox, *Tellus*, 298–319.
- Pérez-Brunius, P., García-Carrillo, P., Dubranna, J., Sheinbaum, J., y Candela, J. (2013). Direct observations of the upper layer circulation in the southern Gulf of Mexico. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 85, 182- 194. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.07.020>.
- Portela, E., Tenreiro, M., Pallàs-Sanz, E., Meunier, T., Ruiz-Angulo, A., Sosa-Gutiérrez, R., & Cusí, S. (2018) Hydrography of the central and western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1–16. <http://doi.org/10.1029/2018JC013813> 2018.
- Rabalais, N. N., Turner, R.E. & Wiseman, W. J. (2002). Gulf of Mexico hypoxia, A. K. A. "The dead zone". *Annu. Rev. Ecol. Syst.* 33, 235–263
- Robbins, L. et al. (2014): Chapter 4: air-sea exchange. In *Report of the Gulf of Mexico Coastal Carbon Synthesis Workshop*, pp 17–23 (eds Benway, H. & Coble, P.). Ocean Carbon and Biogeochemistry Program and North American Carbon Program, Washington.
- Scavia, D., Field, J.C., Boesch, D.F. et al. (2002): Climate change impacts on U.S. Coastal and Marine Ecosystems. *Estuaries* 25, 149–164 <https://doi.org/10.1007/BF02691304>

- SECRETARÍA DE MARINA (1982). Comportamiento físico químico del agua en el arrecife de Isla Verde, Ver., Dirección General de Oceanografía, Secretaría de Marina, Veracruz, 70 pp.
- Signoret, M., Monreal-Gómez, M. A., Aldeco, J., & Salas-de-León, D. A. (2006). Hydrography, oxygen saturation, suspended particulate matter, and chlorophyll-a fluorescence in an oceanic region under freshwater influence. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 69(1-2), 153-164. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2006.04.011>
- Sturges, W. & Leben, R. (2000) Frequency of ring separations from the Loop Current in the Gulf of Mexico: A revised estimate, *Journal of Physical Oceanography*, 30, 1814–1819. DOI: 10.1175/1520-0485(2000)030<1814: FORSFT>2.0.CO2
- Sutyrin, G. G., Y Grimshaw, R. (2010). The long-time interaction of an eddy with shelf topography. *Ocean Modelling*, 32(1–2), 25–35. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.08.001>.
- Schroeder, W. W., Berner, L. Jr., & Nowlin, W. D. Jr. (1974). The oceanic waters of the Gulf of Mexico and Yucatan Strait during July 1969. *Bulletin of Marine Science*, 24(1), 1– 19.
- Takahashi, T. *et al.* (2002): Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 1601–1622
- Takahashi T. *et al.* (2009): Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 56, 554–577
- Townsend, D. W. *et al.* (2015): Water masses and nutrient sources to the Gulf of Maine. *J. Mar. Res.* 73, 93–122.
- Vidal, V. M. V., F. V. Vidal, and A. F. Hernandez (1990). Atlas Oceanográfico del Golfo de México, vol. 2, 707 pp., Instituto de Investigaciones Eléctricas, Cuernavaca, México.
- Vidal, V. M. V, Vidal, F. V, & Pérez-Molero, J. M. (1992) Collision of a loop current anticyclonic ring against the continental shelf slope of the western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C2), 2155–2172. <http://doi.org/10.1029/91JC00486>
- Vidal, V. M. V., Vidal, F. V., Hernández, A. F., Meza, E., & 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. <http://doi.org/10.1007/BF02235424>
- Volk, T., and M.I. Hoffert (1985): Ocean carbon pumps: Analysis of relative strengths and efficiencies in ocean-driven atmospheric CO₂ changes. In: *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present* [Sundquist, E.T., and W.S. Broecker (eds.)]. Geophysical Monograph Vol. 32, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 99–110. <https://doi.org/10.1029/GM032p0099>
- Vukovich, F. M. (2007). Climatology of ocean features in the Gulf of Mexico using satellite remote sensing data. *Journal of Physical Oceanography*, 37(3), 689–707. <https://doi.org/10.1175/JPO2989.1>
- Weatherly, G. L., Wienders, N., Romanou, A., Xue, Z. (2002). Intermediate-Depth Circulation in the Gulf of Mexico Estimated from Direct Measurements.
- Wang Z.A. *et al.* (2013): The marine inorganic carbon system along the Gulf of Mexico and Atlantic coasts of the United States: insights from a transregional coastal carbon study. *Limnol. Oceanogr.* 58, 325–342.

- Wawrik B. and J.H. Paul (2004): Phytoplankton community structure and productivity along the axis of the Mississippi River plume in oligotrophic Gulf of Mexico waters. *Aquat. Microb. Ecol.*, 35, pp. 185-196. doi:10.3354/ame035185
- X. Hu, W.-J. Cai, N.N. Rabalais, J. Xue. (2016). Coupled oxygen and dissolved inorganic carbon dynamics in coastal ocean and its use as a potential indicator for detecting water column oil degradation. *Deep-Sea Research* 129, 311-318. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.01.010>.
- Xue, Z. *et al.* (2016). Modeling pCO₂ variability in the Gulf of Mexico. *Biogeosci. Discuss.* 11, 12673–12695
- Yao, F., and Hoteit, I. (2015). Thermocline regulated seasonal evolution of surface chlorophyll in the Gulf of Aden. *PLoS ONE*, 10(3). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0119951>.
- Zavala Sansón, Luis & Van Heijst, Gertjan. (2000). Interaction of Barotropic Vortices with Coastal Topography: Laboratory Experiments and Numerical Simulations. *Journal of Physical Oceanography*. 30. 2141-2162. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)030<2141:IOBVWC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<2141:IOBVWC>2.0.CO;2)
- Zeng, X., Li, Y., He, R., & Yin, Y. (2015). Clustering of Loop Current patterns based on the satellite-observed sea surface height and self-organizing map. *Remote Sensing Letters*, 6(1), 11–19. <https://doi.org/10.1080/2150704X.2014.998347>

SUPPLEMENTARY MATERIAL

Figura S1. Comparación anual de la relación entre (a) de la $p\text{CO}_2$ in-situ (μatm), densidad potencial y los años muestreados y de la (b) $p\text{CO}_2$ normalizado ($p\text{CO}_2$ at T_{mean}), densidad potencial y los años muestreados. Los datos de la $p\text{CO}_2$ se normalizaron a una T promedio de 28.49°C . Se consideraron solo aquellos valores menores a 15 m de profundidad.

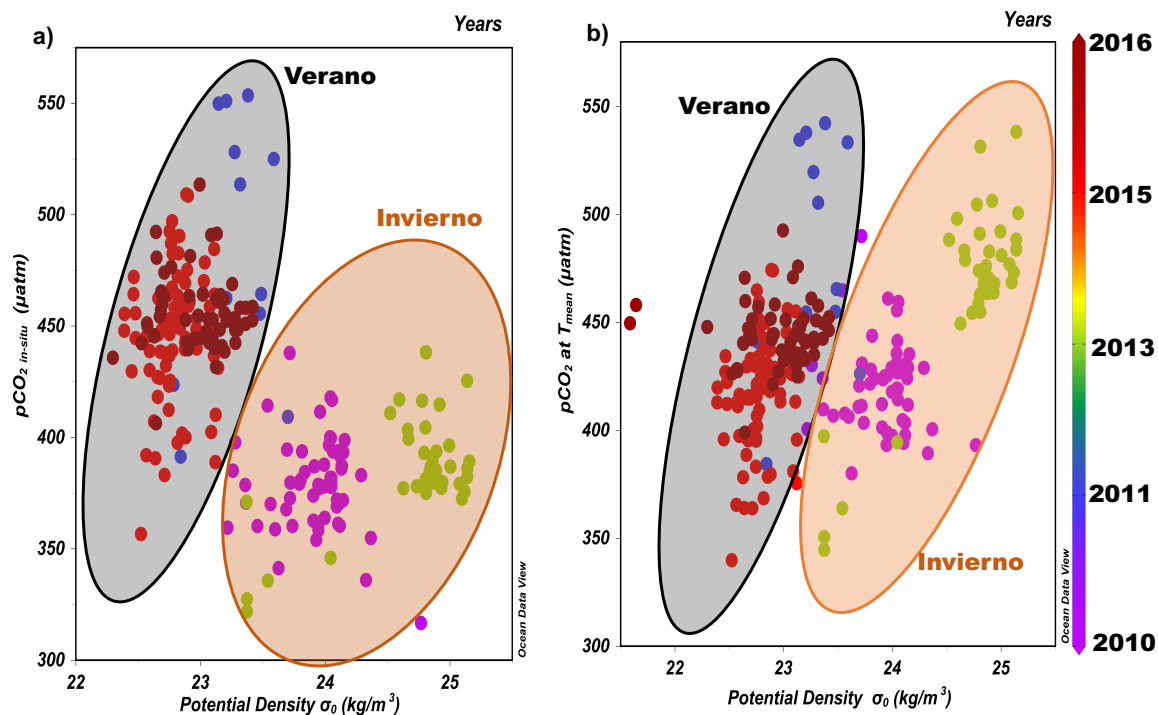


Figura S2. Comparación entre la $p\text{CO}_2$ in-situ (μatm) y la $p\text{CO}_2$ normalizada ($p\text{CO}_2$ at T_{mean}) correspondiente al invierno del 2013. Los datos de la $p\text{CO}_2$ se normalizaron a una T promedio de 28.49°C . Se consideraron solo aquellos valores menores a 15 m de profundidad.

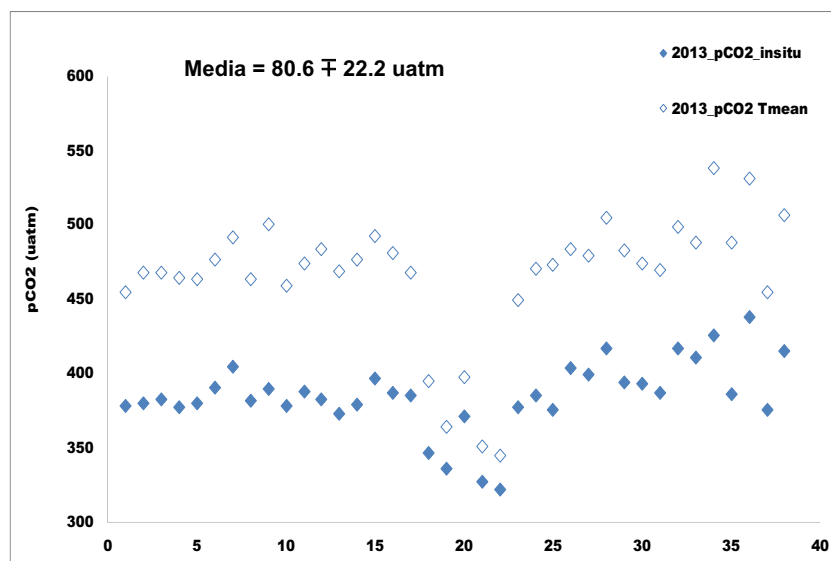


Figura S3. Comparación entre la pCO₂ in-situ (µatm) y la pCO₂ normalizada (pCO₂ at T_{mean}) correspondiente a los veranos 2011, 2015 y 2016. Los datos de la pCO₂ se normalizaron a una T promedio de 28.49 °C. Se consideraron solo aquellos valores menores a 15 m de profundidad.

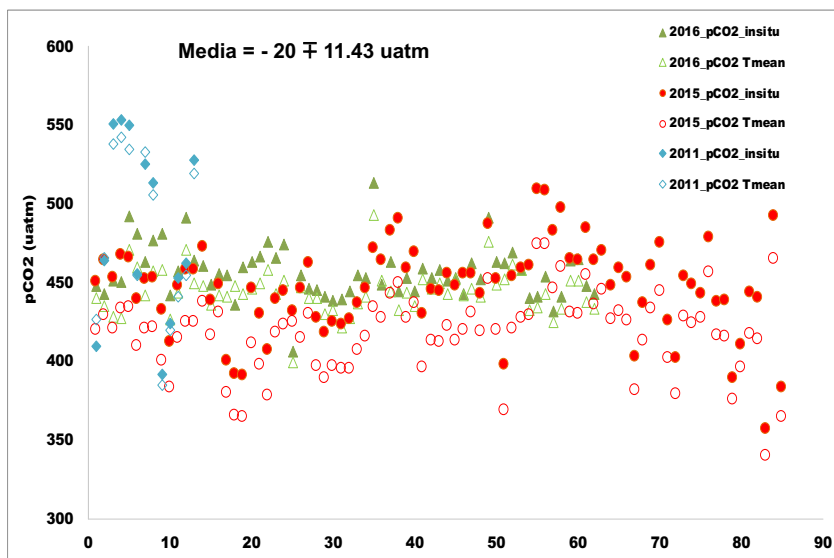


Figura S4. Comparación entre la pCO₂ in-situ (µatm) y la pCO₂ normalizada (pCO₂ at T_{mean}) correspondiente al otoño tardío del 2010. Los datos de la pCO₂ se normalizaron a una T promedio de 28.49 °C. Se consideraron solo aquellos valores menores a 15 m de profundidad.

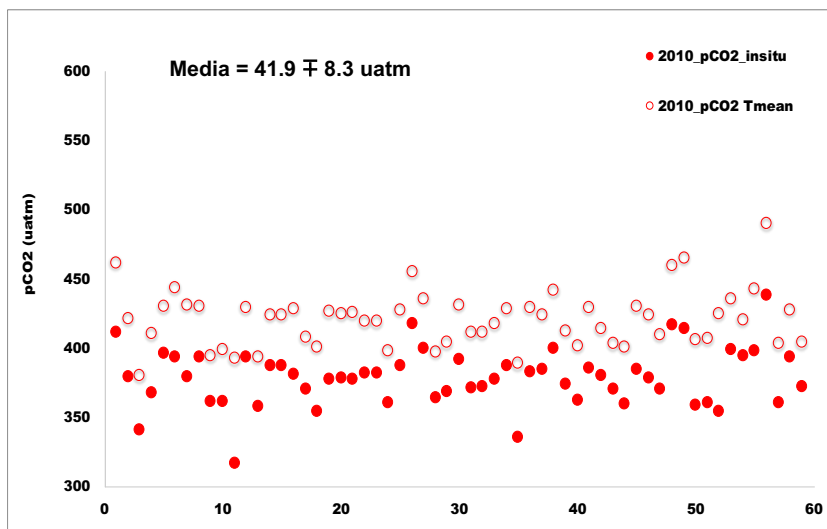


Figura S5. Comparación estacional (invierno-2013 (a) y (b) verano-2015) de los campos de distribución espacial de Omega aragonita (Ω_{Ara}). Se tomó como referencia el nivel de 10 m de profundidad.

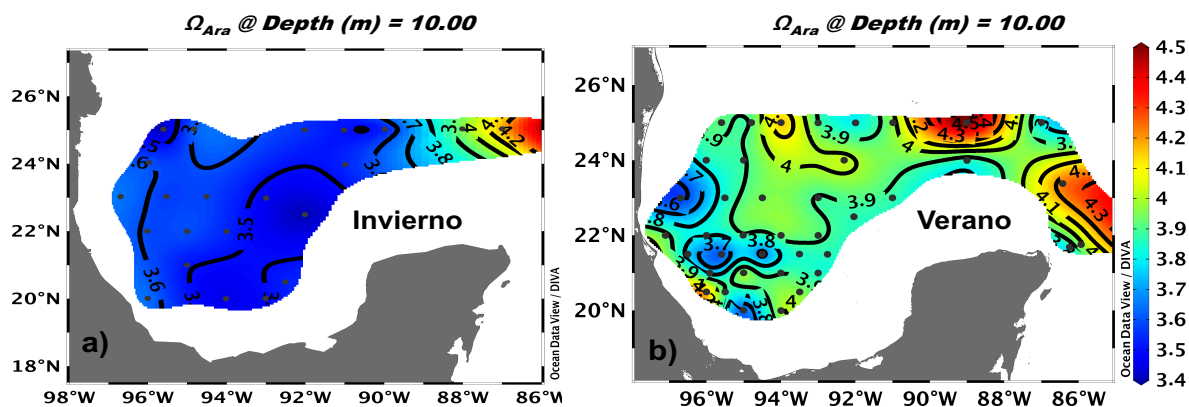
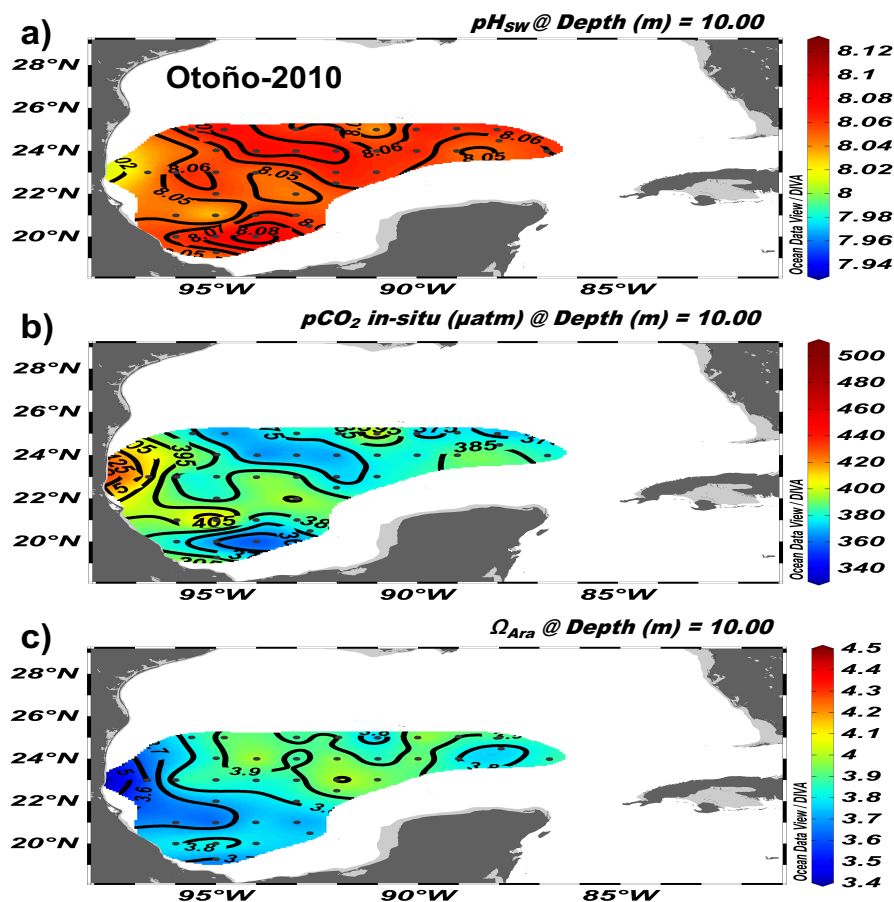


Figura S6. Distribución superficial (a) del pH, (b) pCO_2 in-situ (μatm) y (c) Omega aragonita (Ω_{Ara}) correspondientes al otoño tardío del 2010. Se tomó como referencia el nivel de 10 m de profundidad.



CONCLUSIONES GENERALES

Se encontró que la dinámica superficial en el Golfo de México es modulada por la Corriente de Lazo y los remolinos desprendidos (LCE). Este trabajo reporta por primera vez el efecto de dicha dinámica sobre las masas de agua superficiales y su efecto en los ciclos biogeoquímicos en la región de las aguas profundas del GoM. También analizo el efecto de la incursión de las aguas del Caribe sobre las variables del carbono (DIC, pH, pCO₂) y el oxígeno (DO) para entender la relación de su distribución tanto espacial como vertical hacia el interior del golfo.

Con base al análisis de bases independientes de datos fue posible entender que:

Capítulo I

- 1- Se presentó una nueva clasificación de los rangos termohalinos de las aguas superficiales ($< 26 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) actuales que definen la CSW, la SUW y la GCW.
- 2- Las observaciones satelitales de topografía dinámica absoluta (ADT) nos permitió confirmar la asociación de la Corriente de Lazo, con un mayor ingreso de agua origen caribeño (CSW) al interior del golfo durante el verano y un descenso durante otoño e invierno.
- 3- Se confirmó que durante el invierno el GCW se forma en la región occidental del GoM, producto de los fuertes vientos que mezclan los remanentes del CSW con el TACW y no por la mezcla de CSW y SUW como se había reportado por otros autores.
- 4- Se definieron y se caracterizaron los límites del GCW y SUW con base a las diferencias en las concentraciones de AOU, nitrato y DIC.
- 5- Se confirmó mediante los diagramas T-S y la base climatológica de CARS2009 que el SUW se encuentra limitada a la región de la influencia de LC.

Capítulo II

- 1- El análisis multiparamétrico (OMP) de las dos temporadas (verano-invierno) proporcionó la distribución espacial y vertical de las diferentes fracciones de las masas de agua superficiales ($< 26 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$).
- 2- Este trabajo muestra que el principal modulador de las masas de agua son la advección a través de LC y los procesos de mesoescala (LCE).
- 3- Se encontró que la elevación de las isolíneas de carbono, oxígeno y densidad hacia el interior de Bahía Campeche (BC), se debe a la dinámica de la masa de agua controlada

por la mesoescala. Lo que descarta a los procesos biogeoquímicos como los causantes en el incremento de las concentraciones en las variables químicas hacia el interior de BC.

Capítulo III

- 1- Los resultados de este trabajo confirman que los mecanismos de circulación tales como la LC y los LCE's son los principales transportadores aguas de origen caribeños (CSW) con características cálidas, oligotróficas, oxigenadas, con altos valores de pCO_2 observados promoviendo que el golfo sea una fuente de CO_2 hacia la atmósfera durante el verano.
- 2- En el invierno con la retracción de la LC y un descenso en el volumen del CSW, se observó un incremento superficial en las concentraciones de los nitratos, DIC, valores positivos de AOU, bajos valores de pH_{sw} y pCO_2 lo que contribuye con un menor aporte de CO_2 hacia la atmósfera.

Finalmente, una de las principales implicaciones biogeoquímicas con la presencia o ausencia de CSW fue que, ésta modula la profundidad de la nutriclina y probablemente influye en la productividad primaria a interior del Golfo de México.

LITERATURA GENERAL CITADA

- Bates, N. R., Pequignet, A. C., Johnson, R. J., & Gruber, N. (2002): A short-term sink for atmospheric CO₂ in subtropical mode water of the North Atlantic Ocean. *Nature*, 420(6915), 489-493.
- Bunge, L., Ochoa, J., Badan, A., Candela, J., y Sheinbaum, J. (2002): Deep flows in the Yucatan Channel and their relation to changes in the Loop Current extension. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107, NO. C12, 3233, doi:10.1029/2001JC001256
- Dickson, A.G., C.L. Sabine, and J.R. Christian, Guide to best practices for ocean CO₂ measurements. 2007: North Pacific Marine Science Organization. 176.
- England, M. H. (1995). The age of water and ventilation timescales in a global ocean model. *Journal of Physical Oceanography*, 25(11), 2756-2777
- Emerson, S. R. and J. Hedges, I. (2009). *Chemical Oceanography and the Marine Carbon Cycle*. Cambridge, Inglaterra, Cambridge.
- Fassbender, A.J., C.L. Sabine, R.A. Feely, C. Langdon, C.W. Mordy. (2011). Inorganic carbon dynamics during northern California coastal upwelling. *Continental Shelf Research*, 31(11): 1180-1192.
- Falkowski, P., Scholes, R. J., Boyle, E. E. A., Canadell, J., Canfield, D., Elser, J., y Steffen, W. (2000). The global carbon cycle: a test of our knowledge of earth as a system. *Science*, 290 (5490), 291-296
- Fratantoni, D.M. (2001): North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters. *Journal of Geophysical Research*, 106, 22067-22093. <https://doi.org/10.1029/2000JC000730>
- Quintanilla Terminel J. Gerardo. 2015. Variación espacial de la composición isotópica $\delta^{13}\text{C}$ del carbono inorgánico disuelto en la región de aguas profundas del golfo de México. Tesis de M.C. CISECE.
- Le Quéré, C. et al. (2018): Global Carbon Budget 2018, *Earth Syst. Sci. Data*, 10, 2141–2194. <https://doi.org/10.5194/essd-10-2141-2018>.
- Monreal-Gómez, M. A., D. Salas-de-León, H. Velazco-Mendoza (2004): The hydrodynamics of the Gulf of México. *Environmental Analysis of the Gulf of México*. Edit by Caso, M. *et al.* SEMARNAT, INE, Instituto de Ecología A.C. Harte Research Institute for Gulf of México Studies. Texas A & M University. Pag: 2-16.
- Ochoa, J., Sheinbaum, J., Badan, A., Candela, J., y Wilson, D. (2001): Geostrophy via potential vorticity inversion in the Yucatan Channel. *Journal of Marine Research*, 59(5), 725-747.
- Pachauri, R. K. et al. (2014): *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Geneva, Switzerland, IPCC, 151 p., ISBN: 978-92-9169-143-2. [10013/epic.45156](https://doi.org/10.10013/epic.45156)
- Peters Recagno, Eduardo; Zaragoza Álvarez, Rigel Alfonso; Romero Centeno, Rosario de Lourdes; Zavala Hidalgo, Jorge; Osuna Cañedo, José Pedro; Herguera García, Juan Carlos; Herzka, Sharon Z.; Díaz Asencio, Misaël; Zepeda Morales Jushiro, Carlos Adolfo; Árcaga Cabrera, Flor Elisa del Rosario; Dótor Almazán, Azucena; Vidal Martínez, Víctor Manuel; Gallegos Martínez, Margarita E.; Hernández Cárdenas, Gilberto; Liceaga Correa, María de los Ángeles; García Aguilar, María de la Concepción; Sosa Nishizaki, Oscar; Pardo López, Liliana; Gutiérrez Ríos, Rosa María (2020): *Atlas de Línea Base Ambiental del Golfo de México*. Editorial: Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de

- Ensenada, Baja California Materia: Atlas de América del Norte y Central. ISBN 978-607-95688-9-4
- Quintanilla Terminel J. Gerardo. 2015. Variación espacial de la composición isotópica $\delta^{13}\text{C}$ del carbono inorgánico disuelto en la región de aguas profundas del golfo de México. Tesis de M.C. CISECE.
- Romero Centeno, R., Zavala Hidalgo, J. y Osuna Ca.edo, J. P. (Eds.) (2020): Circulación oceánica y oleaje. Ensenada: CIGoM.
- Sarmiento, J., & Gruber, N. (2006). Carbon Cycle, CO_2 , and Climate. In Ocean Biogeochemical Dynamics (pp. 392–457). Princeton University Press.
- Sheinbaum, J., Candela, J., Badan, A., y Ochoa, J. (2002). Flow structure and transport in the Yucatan Channel. *Geophysical Research Letters* 29, 10-1.
- Vázquez De La Cerda, A. M., Reid, R. O., DiMarco, S. F., y Jochens, A. E. (2005). Bay of Campeche circulation: An update. *Circulation in the Gulf of Mexico: observations and models*, 279-293.
- Veron A.J., T. M. Church, I. Rivera-Duarte, y A.R. Flegal (1999): Stable lead isotopic ratios trace thermohaline circulation in the subarctic North Atlantic. *Deep-Sea Research II*, **46**, 919-935.
- Volk, T., y Hoffert, M. I. (1985). Ocean carbon pumps: Analysis of relative strengths and efficiencies in ocean-driven atmospheric CO_2 changes. *The Carbon Cycle and Atmospheric CO_2 : Natural Variations Archean to Present*, 99-110.
- Hu, X. et al. (2014): Coupled oxygen and dissolved inorganic carbon dynamics in coastal ocean and its use as a potential indicator for detecting water column oil degradation. *Deep-Sea Res. II* <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.01.010>
- Zeebe, R. E., & Wolf-Gladrow, D. (2001). CO_2 in seawater: equilibrium, kinetics, isotopes (No. 65). Gulf Professional Publishing.

