

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

**CONTROLES FÍSICOS Y BIOGEOQUÍMICOS DE LA DISTRIBUCIÓN
ESPACIAL DE LOS NUTRIENTES INORGÁNICOS DISUELTOS EN AGUAS
PROFUNDAS DEL GOLFO DE MÉXICO**

T E S I S

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

DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

M. en C. ERIKA LEE SÁNCHEZ

Dr. Víctor Froylán Camacho Ibar

Dr. Francisco Delgadillo Hinojosa

Dr. José Martín Hernández Ayón

Dr. Rubén Castro Valdez

Dr. José Rubén Lara Lara

Ensenada, Baja California, México

Agosto, 2022

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFIA COSTERA

CONTROLES FÍSICOS Y BIOGEOQUÍMICOS DE LA
DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS NUTRIENTES INORGÁNICOS
DISUELTOS EN AGUAS PROFUNDAS DEL GOLFO DE MÉXICO

T E S I S


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

DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

Erika Lee Sánchez

Aprobada por:



Dr. Víctor Froylán Camacho Ibar
Director de tesis




Dr. Francisco Delgadillo Hinojosa
Sinodal



Dr. José Martín Hernández Ayón
Sinodal



Dr. Rubén Castro Valdez
Sinodal



Dr. José Rubén Lara Lara
Sinodal

Familia... el esfuerzo, perseverancia y unión finalmente dio sus frutos.

Maye, gracias por tus palabras siempre tan dulces y escucharme en mis oraciones en este último tramo del viaje. Siempre te recordaremos y amaremos.

Y la personita que llegó para mostrarme la vida... Gracias bebé por enseñarme de lo que soy capaz. Mi motor, mi Emilio.

Te amo hijo

AGRADECIMIENTOS

GRACIAS...

A mi Papá, Mamá y hermano por nunca dejarme decaer y ser apoyo incondicional a lo largo del camino. Gracias por no permitirme perder la fe mami.

A mi querida familia Colombiana-Mexicana y mi querido compañero de vida por estar presentes durante el desarrollo de este trabajo, por ser aliento y apoyo incondicional con la nueva vida que me acompañó durante el doctorado.

A mi estimado director de tesis el Dr. Víctor Camacho por aceptarme de nuevo en otra aventura de aprendizaje, y por haber tenido la paciencia, la dedicación, el tiempo y la confianza en mi.

A mi estimado comité sinodal los doctores Rubén Castro, Martín Hernández, Francisco Delgadillo y Rubén Lara por haber persistido hasta el final en la realización de este trabajo, por sus comentarios y sugerencias siempre tan asertivos y la retroalimentación que me ofrecieron.

A mis amigos compañeros de doctorado, que se convirtieron en mis hermanos y tíos de Emilio por su tiempo, ánimos, palabras de consolación y todos los momentos compartidos.

A la Universidad Autónoma de Baja California, a la Facultad de Ciencias Marinas, al Instituto de Investigaciones Oceanológicas, al Posgrado en Oceanografía Costera y al CONACyT por aceptarme en el programa y darme la oportunidad de realizar mi trabajo doctoral.

Al grupo CiNEMa por tomarse el tiempo durante estos años para escuchar y retroalimentar las ideas.

“Esta investigación ha sido financiada por el Fondo Sectorial CONACYT-SENER-Hidrocarburos, proyecto 201441. Esta es una contribución del Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGoM). Reconocemos a PEMEX por promover ante el Fondo la demanda específica sobre los derrames de hidrocarburos y el medio ambiente.”



CONTENIDO

INTRODUCCIÓN GENERAL -----	1
CAPÍTULO I -----	5
RESUMEN -----	5
Trabajo publicado en Journal of Marine Systems -----	6
CAPÍTULO II -----	26
INTRODUCCIÓN -----	26
MÉTODOS Y ANÁLISIS -----	28
Muestreo hidrográfico -----	28
Análisis de nutrientes inorgánicos disueltos -----	30
Modelo de fracciones de masas de agua y estimación de concentración de nutrientes y de oxígeno disuelto atribuido a procesos biogeoquímicos en el GoM -----	30
RESULTADOS Y DISCUSIONES -----	35
Características y contribución relativa de las masas de agua en el GoM -----	35
Efecto de los procesos biogeoquímicos locales sobre la distribución de los nutrientes inorgánicos disueltos, el oxígeno disuelto y la razón N:P -----	40
Patrones de consumo y remineralización de nutrientes-----	46
CONCLUSIONES -----	51
LITERATURA CITADA -----	53

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I

CAPÍTULO I. Figura 1. Mapa batimétrico del Golfo de México y ubicación de las estaciones hidrográficas en los cruceros XIXIMI-3 y XIXIMI-5 (a). Imágenes de la anomalía del nivel del mar sin efecto estérico (SLAns, escala de color) y velocidades de las corrientes geostroficas superficiales para profundidades >200 m en el Golfo de México para XIXIMI-3 (b) y XIXIMI-5 (c). Los puntos magenta en b y c representan la ubicación de las estaciones de muestreo.

CAPÍTULO I. Figura 2. Concentración de N+N contra la anomalía de densidad potencial para los cruceros XIXIMI-3 (puntos azules) y XIXIMI-5 (puntos rojos). La línea discontinua gris indica la $\sigma_0=25.5$ kg m⁻³.

CAPÍTULO I. Figura 3. Gráfico de dispersión de los valores estandarizados de la altura dinámica calculada entre 1000-50 db contra los valores estandarizados de la profundidad de la isopicna de 25.5 kg m⁻³. El área sombreada representa los datos con >2 SD. El área sombreada en el cuadrante II enmarca la estación H46 de XIXIMI-3 y en el cuadrante IV las estaciones correspondientes a la Corriente de Lazo para XIXIMI-3 (puntos azules; A10 y B18) y el LCE Poseidón para XIXIMI-5 (puntos rojos; A8 y P01).

CAPÍTULO I. Figura 4. Dendrograma obtenido del análisis de clúster para las estaciones del crucero XIXIMI-3 (a) y XIXIMI-5 (b) ubicadas al oeste de 88°W. La agrupación se realizó con datos de la altura dinámica y la profundidad de la isopicna de 25.5 kg m⁻³. El límite de la distancia euclídeana (línea roja punteada) se usó para definir los grupos. Las estaciones sombreadas en azul, rojo y gris son las estaciones seleccionadas para obtener los perfiles promedio que representan los núcleos de remolinos ciclónicos, anticiclónicos y sin remolinos, respectivamente

CAPÍTULO I. Figura 5. Mapa de la profundidad de la isopicna de 25.5 kg m⁻³ (m, barra de colores) y contornos de la altura dinámica (m) para XIXIMI-3 (a) y XIXIMI-5 (b). Se incluye la localización de las estaciones con las que se obtuvieron los perfiles promedio y el color en la etiqueta de cada estación indica la influencia de remolinos anticiclónicos (rojo), remolinos ciclónicos (azul) y sin efecto de remolinos (negro). En el panel c y d se presenta la

temperatura superficial del mar (TSM, °C) tomada del dato del lance de CTD a 15 m de profundidad para XIXIMI-3 (c) y XIXIMI-5 (d). Notar la diferencia de escala entre campañas.

CAPÍTULO I. Figura 6. Perfiles verticales promedio entre 10 y 1000 m de profundidad de las variables hidrográficas conservativas durante XIXIMI-3 (fila superior) y XIXIMI-5 (fila inferior). Para cada campaña se presenta la temperatura conservativa (a, d), salinidad absoluta (b, e) y anomalía de densidad potencial (c, f) para el remolino anticiclónico (LCE; línea roja), el remolino ciclónico (CE; línea azul) y sin efecto de remolino (NE; línea negra). La línea roja punteada indica la estación en el dominio de la Corriente de Lazo (X3: A10; X5: PO1). La línea azul punteada indica la estación H46 en X3 y TS1 en X5. La línea verde punteada indica la diferencia de las medias entre el LCE y CE. Las áreas sombreadas (gris y azul claro) indican la desviación estándar de cada estructura.

CAPÍTULO I. Figura 7. Perfiles verticales promedio de 10 a 250 m como en la Figura 6.

CAPÍTULO I. Figura 8. Perfiles verticales promedio de las variables biogeoquímicas entre 10 y 1000 m de profundidad para XIXIMI-3 (fila superior) y XIXIMI-5 (fila inferior). Para ambas campañas el oxígeno disuelto (a, c) y Nitrato+Nitrito (b, d). El color de las líneas y su categorización por estructuras de mesoescala son descritas en la figura 6.

CAPÍTULO I. Figura 9. Perfiles verticales promedio de oxígeno disuelto (a, d), Nitrato+Nitrito (b, e) y fluorescencia (c, f) entre 10 y 250 m, como en la Figura 8.

CAPÍTULO I. Figura 10. Perfiles verticales promedio de nitrato preformado ($[N+N]_{pre}$) para el remolino anticiclónico (LCE; línea roja), el remolino ciclónico (CE; línea azul) y sin efecto de remolino (NE; línea negra) en XIXIMI-3 (a) y XIXIMI-5 (b). Las líneas punteadas indican la profundidad de la nitraclina en el LCE (roja), CE (azul) y NE (negro) en cada campaña. Las áreas sombreadas (gris y azul claro) indican la desviación estándar de cada estructura caracterizada en las dos campañas.

CAPÍTULO I. Figura 11. Perfiles verticales de nitrato preformado ($[N+N]_{pre}$) (a, c) y fluorescencia (b, d) graficados contra la anomalía de densidad potencial (σ_0 , $kg\ m^{-3}$) (fila superior) y la profundidad (m) (fila inferior) para las estaciones correspondientes al remolino anticiclónico (LCE: B11, B12, C21) y al remolino ciclónico (CE: H46, F37, F38) como se indica en el mapa de XIXIMI-5 (recuadro en 11d).

CAPÍTULO I. Figura S1. Perfiles con los datos discretos (puntos) e interpolados (línea continua) de Nitrato+Nitrito (N+N) para una estación de cada uno de los grupos grupos de estaciones de remolinos anticiclónicos (rojo), remolinos ciclónicos (azul) y sin efecto de remolinos (negro) para XIXIMI-3 (a, b) y XIXIMI-5 (c, d).

CAPÍTULO I. Figura S2. Altura dinámica calculada entre 50-1000 db versus la anomalía del nivel del mar sin efecto estérico (SLAns; a) y topografía dinámica absoluta sin efecto estérico (ADTns; b) para XIXIMI-3 (puntos azules) y XIXIMI-5 (puntos rojos). Se presenta el número de estaciones analizadas (n) en cada campaña y la varianza explicada por el modelo de regresión lineal entre las dos variables (R^2).

CAPÍTULO I. Figura S3. Gráfico de dispersión de los valores estandarizados de la SLAns contra la profundidad de la isoterma de 6°C para XIXIMI-3 (puntos azules) y XIXIMI-5 (puntos rojos).

CAPÍTULO II

CAPÍTULO II. Figura 1. (a) Diagrama de circulación de las principales masas de agua que entran por el Caribe hacia el Golfo de México. Esquema proporcionado por el Dr. Augusto Valencia Gasti basado en Qu et al., 2016; Know and Riser 2004; Hahn et al., 2017; Brandt et al., 2015; Morozov et al., 2010; Osborne et al., 2015; Van de Flierdt et al., 2018; Herrford et al., 2017; Meinen et al., 2013; Álvarez et al., 2014. (b) Mapa de las estaciones muestreadas durante XIXIMI-5 en el Golfo de México (GoM) y la ubicación de las estaciones seleccionadas por Valencia-Gasti et al. (2022) para definir los tipos de agua fuente (SWTs) en el análisis de mezcla OMP. Estas estaciones se eligieron del transecto de RAPID en el Atlántico Norte occidental, de los transectos A22 en el Caribe oriental y de un conjunto de estaciones en el norte del GoM del crucero GOMECC de 2007.

CAPÍTULO II. Figura 2. Gráfico de Temperatura-Salinidad de los datos observados en las muestras discretas durante XIXIMI-5 (puntos azules) y los datos estimados por el modelo (puntos naranja) para cada muestra.

CAPÍTULO II. Figura 3. Gráfico Temperatura-Salinidad que esquematiza un diagrama de mezcla de cinco end-members usado para estimar las fracciones de los tipos de agua (SWTs) en la muestra A (■). Los SWTs en el Golfo de México se representan por puntos grises. Abreviaturas de las masas de agua por sus siglas en inglés: Tropical Surface Water (TSW), Caribbean Surface Water remnant

(rCSW), North Atlantic Subtropical Underwater (NASUW), Eighteen Degree Water (EDW) de RAPID (EDW_Rapid) y del Caribe (EDW_A22), Tropical Atlantic Central Water (TACW), Antarctic Intermediate Water (AAIW), upper Labrador Sea Water (uLSW) y classic Labrador Sea Water (cLSW).

CAPÍTULO II. Figura 4. Distribución vertical de la contribución relativa (escala de color de 0-1) de cada tipo de agua presente en el Golfo de México durante la campaña oceanográfica XIXIMI-5 realizada en junio de 2016. El transecto inicia en la región de la Bahía de Campeche y finaliza en el dominio de la Corriente de Lazo (flecha roja). Los contornos negros indican las anomalías de densidad potencial (σ_0 ; kg m^{-3}) que caracterizan el núcleo de cada masa de agua. Abreviaturas de las masas de agua por sus siglas en inglés: Tropical Surface Water (TSW; a), Caribbean Surface Water remnant (rCSW; b), North Atlantic Subtropical Underwater (NASUW; c), Eighteen Degree Water (EDW; d), Tropical Atlantic Central Water (TACW; e), Antarctic Intermediate Water (AAIW; f), upper Labrador Sea Water (uLSW; g) y classic Labrador Sea Water (cLSW; h).

CAPÍTULO II. Figura 5. Concentración de N+N, PO_4^{3-} , OD (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$) y la razón N:P (mol:mol) graficadas contra la anomalía de densidad potencial (σ_0 , kg m^{-3} ; barra de colores) para los datos observados (a-d), estimados (e-h) y residuales (Δ ; i-l) de la campaña XIXIMI-5 en el Golfo de México. La línea punteada gris en c y g representa la razón N:P de Redfield (16:1). La línea punteada en i-l representan un valor residual igual a cero.

CAPÍTULO II. Figura 6. Distribución vertical de la concentración observada y residual de N+N (a, e), PO_4^{3-} (b, f), la razón N:P (c, g) y OD (d, h) a lo largo de un transecto en el Golfo de México, el cual inicia en la región de la Bahía de Campeche y finaliza en el dominio de la Corriente de Lazo. Los contornos indican la anomalía de densidad potencial (σ_0 ; kg m^{-3}).

CAPÍTULO II. Figura 7. Distribución vertical de la razón N:P (barra de colores) en la sección del Atlántico Norte occidental (a), y del Caribe (b) del transecto A22 del programa World Ocean Circulation Experiment (WOCE) en el crucero 33AT201203 llevado a cabo en primavera de 2012, y la campaña XIXIMI-5 en el Golfo de México (c). Los valores positivos del parámetro N^* ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) se indican en líneas punteadas blancas. Las isolíneas de anomalías de densidad potencial (líneas punteadas negras; σ_0 , kg m^{-3}) indican la presencia de los núcleos del NASUW y el EDW.

CAPÍTULO II. Figura 8. (a) La concentración de PO_4^{3-} ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) graficada contra la concentración de N+N ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) para los datos de las campañas oceanográficas XIXIMI-5,

XIXIMI-6 y XIXIMI-7 en el Golfo de México. La línea punteada roja representa el ajuste lineal de los datos. (b) mismo que (a) pero hasta una concentración de PO_4^{3-} de $0.12 \mu\text{mol kg}^{-1}$.

CAPÍTULO II. Figura 9. La concentración de PO_4^{3-} ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) graficada contra la concentración de N+N ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) para los datos estimados (puntos azules), observados (puntos grises) y residuales (puntos naranja) de la campaña oceanográfica XIXIMI-5 en el Golfo de México. La línea punteada roja representa el ajuste lineal para cada set de datos. (a) Datos para toda la zona de consumo neto ($\sigma_0 < 25.7 \text{ kg m}^{-3}$), (b) Datos para la capa escasa en N+N ($[N+N] < 0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$), (c) Datos para la capa rica en N+N ($[N+N] > 0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$), (d) mismo que (c) pero hasta una concentración de PO_4^{3-} de $0.12 \mu\text{mol kg}^{-1}$.

LISTA DE TABLAS

CAPÍTULO I

CAPÍTULO I. Tabla I. Coeficientes de correlación de Pearson para la relación entre la isopícnica de 25.5 kg m^{-3} y la isoterma de $6 \text{ }^\circ\text{C}$ versus los indicadores de la altura del nivel del mar: altura dinámica (DH) calculada entre 50-1000 db, anomalía del nivel del mar sin efecto estérico (SLAns) y topografía dinámica absoluta sin efecto estérico (ADTns).

CAPÍTULO I. Tabla II. Resumen del análisis de conglomerados con las estaciones seleccionadas para construir los perfiles promedio de los remolinos ciclónicos (CE), anticiclónicos (AE) y sin efecto de remolinos (NE).

CAPÍTULO I. Tabla III. Parámetros estadísticos (promedio, mínimo y máximo) de la altura dinámica (DH), anomalía del nivel del mar no estérica (SLAns) y profundidad de la isopícnica de 25.5 kg m^{-3} ($Z_{\sigma_{0-25.5}}$) en el núcleo de remolinos de la Corriente de Lazo (LCE), remolinos ciclónicos (CE) y estaciones sin influencia de remolinos (NE) en los cruceros XIXIMI-3 y XIXIMI-5. La n representa el número de estaciones con las que se calculó cada perfil promedio.

CAPÍTULO I. Tabla IV. Profundidad de la isopícnica de 25.5 kg m^{-3} ($Z_{\sigma_{0-25.5}}$), concentración de N+N asociada en la $Z_{\sigma_{0-25.5}}$, anomalía de densidad potencial (σ_0) a la que se encontró la nitraclina ($[\text{N+N}] = 0.5 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ ($\sigma_0 @ 0.5$), profundidad de la nitraclina (Z Nitracline), profundidad del máximo profundo de fluorescencia (Z DFM), profundidad de la capa de mezcla (MLD), concentración integrada de N+N (N+Nint) en la zona eufótica intermedia (50-100 m) y en la zona eufótica inferior (100-150 m) para CE, NE y LCE de XIXIMI-3 y XIXIMI-5.

CAPÍTULO II

CAPÍTULO II. Tabla I. Características físicas y químicas (media \pm SD) de los nueve Tipos de Agua Fuente (SWTs) usados para resolver el modelo de mezcla en el Golfo de México (Tabla tomada de Valencia-Gasti et al., 2022).

CAPÍTULO II. Tabla II. Diagramas de mezcla analizados por el método Óptimo Multiparamétrico (OMP) en la región profunda del Golfo de México (Tabla tomada de Valencia-Gasti et al., 2022).

CAPÍTULO II. Tabla III. Descriptores estadísticos de la contribución del CSW_r, NASUW, EDW y TACW en la capa escasa y rica en N+N y el contenido de nutrientes predicho para cada una de estas masas de agua en cada capa.

INTRODUCCIÓN GENERAL

El Golfo de México (GoM) es uno de los 64 ecosistemas marinos más grandes del mundo y se caracteriza por su productividad, biodiversidad y la variedad de servicios ecosistémicos que brinda (Sherman & Hempel, 2008). Uno de los bienes comerciales más importantes del GoM es el petróleo. Dada la escasa información para atender los efectos ambientales en caso de posibles derrames de hidrocarburos de gran escala en aguas mexicanas del GoM, nació la necesidad de crear proyectos multidisciplinarios que generen una línea base ambiental. Así, el Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGoM) desarrolló el proyecto “Implementación de redes de observación oceanográficas (físicas, geoquímicas, ecológicas) para la generación de escenarios ante posibles contingencias relacionadas con la exploración y producción de hidrocarburos en aguas profundas del Golfo de México” (www.cigom.org), a raíz del derrame de petróleo de la plataforma Deepwater Horizon en el 2010. En dicho proyecto, a lo largo de los últimos años se han monitoreado las aguas profundas mexicanas del golfo a través de distintas campañas oceanográficas llamadas XIXIMI, para establecer una línea base de las variables biogeoquímicas, biológicas y ecológicas, entre otras.

Dada la compleja circulación del GoM por la ubicuidad de los remolinos de mesoescala, durante las campañas XIXIMI ha sido posible explorar cómo dicha circulación modula la distribución de las variables físicas y biogeoquímicas (e.g. nutrientes inorgánicos disueltos). El GoM es una cuenca oceánica semicerrada que contiene distintas masas de agua con diferentes características físicas y biogeoquímicas que son importadas a través del Canal de Yucatán (Candela et al., 2019; Rivas, Badan, & Ochoa, 2005). La característica principal de la circulación en el GoM es la Corriente de Lazo (LC; por sus siglas en inglés) que sigue el talud continental de la Península de Yucatán hacia el norte y noroeste, y de la cual se desprenden remolinos anticiclónicos (100-300 km de diámetro y de 800-1000 m de profundidad) en intervalos de tiempo irregulares (Sturges & Leben, 2000). Estos remolinos anticiclónicos de la LC (LCEs; por sus siglas en inglés) transportan agua proveniente del Océano Atlántico y del Mar Caribe, generando variabilidad en las propiedades físicas y biogeoquímicas a lo largo de la columna de agua dentro del GoM (Hamilton, 2007; Jouanno et al., 2016).

En términos biogeoquímicos, son pocos los estudios que han descrito la relación entre la presencia de remolinos de mesoescala y la distribución espacial de los nutrientes en la región de aguas profundas del GoM (e.g. Biggs and Müller-Karger, 1994), y son particularmente escasos dichos estudios para las aguas mexicanas. Algunos estudios dentro del marco del CIGoM han investigado la relación entre la concentración de nitrato y la biomasa fitoplanctónica (Damien et al., 2018; Linacre et al., 2019,

2015; Pasquero De Fommervault, Perez-Brunius, Damien, Camacho-Ibar, & Sheinbaum, 2017). Sin embargo, el efecto de los remolinos de mesoescala sobre la distribución vertical del nitrato no había sido explorado con detalle. La primera parte de la presente tesis doctoral (*Capítulo I*) contribuyó al entendimiento del papel de los remolinos de mesoescala en determinar la distribución espacial del nitrato y de otras variables biogeoquímicas (e.g. el oxígeno disuelto y la fluorescencia) en la región profunda del GoM, cuyos resultados fueron publicados en *Journal of Marine Systems* (Lee-Sánchez, Camacho-ibar, Velásquez-Aristizábal, Valencia-Gasti, & Samperio-ramos, 2022). Este estudio resulta importante como línea base para el entendimiento de la producción primaria ya que en regiones oligotróficas como el GoM, la disponibilidad de nutrientes para dicha producción primaria difiere entre remolinos ciclónicos y remolinos anticiclónicos (Browning, Al-hashem, Hopwood, & Engel, 2021; Dufois et al., 2016; Falkowski, Ziemann, Kolber, & Bienfang, 1991; Huang & Xu, 2018). Además, estos remolinos contribuyen a la modulación espacio-temporal de la profundidad de la capa de mezcla (MLD; por sus siglas en inglés), la cual se ha observado que es más profunda/somera en remolinos anticiclónicos/ciclónicos durante la mezcla invernal (Gaube, McGillicuddy, & Moulin, 2019), teniendo un impacto también en la producción primaria fitoplanctónica.

En el *Capítulo I*, titulado ***“Efecto de los remolinos de mesoescala en la distribución del nitrato en la región de aguas profundas del Golfo de México”***, se evaluó el papel de los remolinos en determinar la distribución vertical del nitrato y el oxígeno disuelto (OD), así como de parámetros conservativos durante dos campañas XIXIMI llevadas a cabo en condiciones de mezcla invernal (XIXIMI-3) y estratificación térmica (XIXIMI-5). En el análisis se encontró que independientemente de la campaña y de la presencia o ausencia de remolinos de mesoescala los primeros 50 m de la columna de agua estaban agotados en nitrato ($< \sim 0.03 \mu\text{mol kg}^{-1}$). Sin embargo, el inicio de la nitraclina en aguas influenciadas por remolinos ciclónicos (~ 56 m), anticiclónicos ($\sim 100-120$ m) y fuera de su influencia (~ 82 m), resultó en diferencias contrastantes en la cantidad de nitrato disponible para el fitoplancton en el máximo profundo de clorofila (DCM por sus siglas en inglés). Además, para la campaña durante el periodo de estratificación se observó la formación de un máximo subsuperficial de oxígeno disuelto entre 30-50 m el cual es característico de regiones oligotróficas durante periodos de estratificación (Billheimer, Talley, & Martz, 2021; Hayward, 1994; Letscher & Villareal, 2018). Esta observación permitió inferir para el GoM la posible actividad del fitoplancton migrante, el cual tiene la capacidad de acarrear nitrato en el interior de la célula hacia aguas más iluminadas, de tal manera que el incremento en las concentraciones de OD subsuperficial se puede deber a la fotosíntesis del fitoplancton migrante en aguas donde el nitrato está agotado.

Tomando en cuenta el control que tiene la dinámica de mesoescala en el GoM sobre la distribución vertical de las variables físicas y biogeoquímicas, la segunda parte de esta tesis (*Capítulo II*) se enfocó en evaluar el papel que juega la advección y mezcla de las masas de agua provenientes del Mar Caribe en el contenido de nutrientes para poder, a su vez, evaluar la contribución de los procesos biogeoquímicos en el GoM a dicho contenido de nutrientes. Para esto es necesario conocer las masas de agua que ingresan al GoM, las cuales han sido identificadas con base en las características extremas de los diagramas de temperatura-salinidad, así como en las concentraciones de oxígeno disuelto y de nutrientes (Cervantes-Díaz et al., 2022; Morrison, Merrell, Key, & Key, 1983; Portela et al., 2018). La reciente caracterización de las masas de agua que llenan la cuenca del GoM propuesta por Portela et al. (2018), comprende la siguiente distribución vertical. El agua en la capa de mezcla (0-30 m) que presenta gradientes termohalinos como resultado de la descarga de ríos sobre la plataforma y la intrusión de aguas superficiales más cálidas y saladas provenientes del Caribe, donde se presentan el Agua Remanente Superficial del Caribe (CSWr) y el Agua Superficial Tropical (TSW). Las masas de agua que componen la termoclina en el GoM son el Agua Subtropical Subsuperficial del Atlántico Norte (NASUW), el Agua de 18°C (EDW) y el Agua Central del Atlántico Tropical (TACW). Las masas de agua ubicadas por debajo de la termoclina permanente son el Agua Intermedia de la Antártida (AAIW) y el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW). La contribución relativa de cada una de estas masas de agua ha sido estimada recientemente a través de un modelo de mezcla multiparamétrico (Valencia-Gasti et al., 2022).

El *Capítulo II* se titula ***“Efecto del consumo y remineralización sobre el contenido de nutrientes y el oxígeno disuelto en la zona eufótica y mesopelágica (<600 m) del Golfo de México durante verano de 2016”***. Los resultados del *Capítulo II* se basan en las fracciones de masas de agua calculadas por Valencia-Gasti et al. (2022) para las muestras obtenidas durante la campaña XIXIMI-5, con el objetivo de evaluar la contribución a la concentración de nitrato, fosfato y OD observada en cada una de estas muestras por el consumo por fotosíntesis y por la remineralización de la materia orgánica. Las fracciones de las masas de agua reportadas por Valencia-Gasti et al. (2022) indican que el EDW presenta una contribución importante (hasta 85%) en la zona mesopelágica superior que ha sido pasada por alto en la mayoría de los estudios sobre masas de agua en el GoM. Los cálculos en el presente estudio indican que esta masa de agua y el NASUW, abastecen con nitrato y fosfato a la capa donde se presenta el DCM e incluso por encima de la nitraclina, lo que se refleja en residuales negativos de nitrato con valores de hasta $\sim -4 \mu\text{mol kg}^{-1}$ alrededor de la isopicna de 25 kg m^{-3} (Fig. 5i; Cap. II). Además, el análisis reflejó el enriquecimiento de nitrato con respecto al fosfato en aguas subsuperficiales del GoM, que también se ha observado en el Caribe y en el Atlántico Norte en densidades propias del EDW (i.e. Hansell et al., 2007). Dicho enriquecimiento en el GoM se debe en

parte a la alta contribución de esta masa de agua, sin embargo, aumenta por adición por remineralización de materia orgánica en el GoM como lo indica el máximo relativo de los residuales de nitrato y fosfato alrededor de la isopicna de 26.24 kg m^{-3} (Fig. 5i, j; Cap. II). Al igual que en el Atlántico Norte, es probable que la formación del exceso de N subsuperficial en el golfo se deba a la remineralización de materia orgánica rica en N formada en la superficie a partir de la fijación de N_2 , lo cual se reflejó en valores altos en la razón N:P que se desvían del valor canónico de Redfield (16:1). Un análisis de pendientes en la relación entre el nitrato y el fosfato (i.e. N/P) en dos capas de la zona eufótica delimitadas por la profundidad del inicio de la nitraclina, reveló que en aguas por arriba de la nitraclina ($< \sim 25.2 \text{ kg m}^{-3}$) la fuente principal de N para el fitoplancton es probablemente el nitrógeno reciclado (NH_4^+ y/o nitrógeno orgánico disuelto). El análisis para aguas por debajo de la nitraclina reflejó una razón N/P casi Redfieldiana (17.2 vs. 16). Sin embargo, las muestras ubicadas en el DCM presentaron una alta razón N/P (26.3), sugiriendo que probablemente *Prochlorococcus* es la comunidad fitoplanctónica que domina el consumo de nitrato y fosfato en el DCM, dada la alta razón estequiométrica N:P que presentan estas cianobacterias.

CAPÍTULO I

Efecto de los remolinos de mesoescala sobre la distribución del nitrato en aguas de la región profunda del Golfo de México

RESUMEN

Los remolinos de mesoescala juegan un papel modulador importante en la distribución vertical de los nutrientes y la productividad primaria en el océano. En este estudio analizamos el papel de los remolinos en la distribución vertical de nitrato+nitrito (N+N), oxígeno disuelto (DO), temperatura conservativa y salinidad absoluta, en aguas de la región profunda del Golfo de México (GoM). Comparamos los perfiles de las variables hasta 1000 m de profundidad y calculamos el stock de N+N en la capa eufótica de estaciones en remolinos ciclónicos (CE), en remolinos anticiclónicos de la Corriente de Lazo (LCE) y sin influencia de remolinos (NE). Las estaciones fueron muestreadas en una malla fija durante dos campañas oceanográficas realizadas en condiciones de mezcla invernal y de estratificación térmica, y se clasificaron como CE, LCE o NE a partir de un análisis de clúster basado en la altura dinámica y la profundidad de la isopicna de 25.5 kg m^{-3} . De las estaciones más cercanas al núcleo de los remolinos (aquellas con mayor/menor altura dinámica y profundidad de la isopicna de 25.5 kg m^{-3}) y de algunas estaciones NE se obtuvieron perfiles promedio para la comparación entre estructuras. Se observaron diferencias entre estructuras en las variables hasta 1000 m, aunque las diferencias más notorias se presentaron en la zona eufótica y zona mesopelágica superior ($< 250 \text{ m}$). La concentración promedio de N+N entre 0-50 m fue $\sim 0.03 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y cercana al límite de detección, independientemente de la presencia o no de remolinos. El inicio de la nitraclina, definido como la profundidad donde se observó una concentración de $\text{N+N} = 0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$, en los CEs se ubicó en $\sim 56 \text{ m}$, en los NEs en $\sim 82 \text{ m}$ y en los LCE entre $\sim 100\text{-}120 \text{ m}$, lo que resultó en stocks contrastantes de N+N en la capa eufótica intermedia (50-100 m) en CE ($158\text{-}208 \text{ mmol m}^{-2}$), LCE ($6\text{-}9 \text{ mmol m}^{-2}$) y NE ($\sim 28 \text{ mmol m}^{-2}$). Como resultado, la fluorescencia en el máximo profundo de clorofila fue notoriamente mayor en los CE que en NE y LCE. En la campaña de verano se observó un máximo subsuperficial de OD entre 30-50 m característico de regiones oligotróficas, producto de la fotosíntesis y asociado con una anomalía positiva de N+N preformado, posicionado alrededor de la isopicna de 24.3 kg m^{-3} . En subsuperficie, en las tres estructuras se observó una anomalía negativa de N+N preformado en diferentes profundidades, pero entre las mismas isopicanas ($24.8\text{-}26.2 \text{ kg m}^{-3}$) de hasta $-3.4 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en CE. Esta anomalía podría deberse a la captación de N+N por fitoplancton migrante sin producción de OD, a la utilización de N+N por bacterias heterotróficas limitadas en

nitrógeno orgánico disuelto, a la remineralización de partículas exopoliméricas transparentes con una alta razón C:N, o a una combinación de estos procesos que aún no han sido estudiados en el GoM.

Trabajo publicado en *Journal of Marine Systems*

Lee-Sánchez E. et al. (2022). Impacts of mesoscale eddies on the nitrate distribution in the deep-water region of the Gulf of Mexico. J. Mar. Syst. (10.1016/j.jmarsys.2022.103721)



Impacts of mesoscale eddies on the nitrate distribution in the deep-water region of the Gulf of Mexico

Erika Lee-Sánchez^{a,b}, Víctor F. Camacho-Ibar^{a,*}, Jorge A. Velásquez-Aristizábal^{a,b}, José A. Valencia-Gasti^a, Guillermo Samperio-Ramos^a

^a Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, Mexico

^b Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, Mexico

ARTICLE INFO

Keywords:

Nitrate + nitrite
Mesoscale eddies
Preformed nitrate
Nutrient stocks
Gulf of Mexico

ABSTRACT

Mesoscale eddies play an important role in modulating the vertical distributions of nutrients and primary productivity in the ocean. In this study, we evaluated the role that eddies play in determining the vertical distributions of Nitrate + Nitrite (N + N), dissolved oxygen (DO), conservative temperature (CT), and absolute salinity (S_A) in the deep-water region of the Gulf of Mexico (GoM). We compared water-column profiles up to 1000 m depth and calculated the N + N stock in the euphotic layers within cyclonic eddies (CEs), anticyclonic Loop Current eddies (LCEs), and waters free of eddy influence (NOE). Stations were sampled based on a fixed grid during two oceanographic campaigns carried out under winter mixing and thermal stratification conditions and were classified as CE, LCE, or NOE stations based on a cluster analysis using dynamic height (DH) and the depth of the 25.5 kg m⁻³ isopycnal. Average profiles of the stations closest to the eddy cores (those with the highest or lowest dynamic heights and isopycnal depths of 25.5 kg m⁻³) were compared with those of NOE stations. Differences between structures were observed in multiple variables up to 1000 m, although the most notable differences occurred in the euphotic and upper mesopelagic zones (< 250 m). The average concentration of N + N between 0 and 50 m was ~0.03 μmol kg⁻¹, which was close to the detection limit, regardless of the presence or absence of eddies. The onset of the nitracline, defined as the depth at which the N + N concentration was 0.5 μmol kg⁻¹, was observed at ~56 m, ~82 m, and between ~100–120 m in CE, NOE, and LCE waters, respectively, which resulted in contrasting N + N stocks in the intermediate euphotic layer (50–100 m) among CE (158–208 mmol m⁻²), LCE (6–9 mmol m⁻²), and NOE (~28 mmol m⁻²) stations. As a result, fluorescence in the deep chlorophyll maximum was markedly higher in CE waters compared to that in NOE and LCE waters. In the summer campaign, a subsurface DO maximum between 30 and 50 m, which is characteristic of oligotrophic regions, was observed as a product of photosynthesis most likely associated with a positive anomaly of preformed N + N and positioned around the 24.3 kg m⁻³ isopycnal. In subsurface CE, LCE, and NOE waters, negative anomalies of preformed N + N were observed at different depths that remained between the same isopycnals (24.8–26.2 kg m⁻³), reaching up to -3.4 μmol kg⁻¹ in CEs. As has been suggested for other oligotrophic regions, this anomaly could be due to the uptake of N + N by migrating phytoplankton without DO production, the use of N + N by heterotrophic bacteria that are limited by dissolved organic nitrogen, the remineralization of transparent exopolymeric particles (TEPs) with high C:N ratios, or to a combination of these processes, which remain to be studied within the GoM.

Abbreviations: ALOHA, A Long-Term Oligotrophic Habitat Assessment; S_A , absolute salinity; AOU, apparent oxygen utilization; AEs, anticyclonic eddies; AAIW, Antarctic Intermediate Water; BATS, Bermuda Atlantic Time-series Study; CRM, Certified Reference Material; CT, conservative temperature; CEs, cyclonic eddies; DCM, deep chlorophyll maximum; DFM, deep fluorescence maximum; $Z_{\sigma_0-25.5}$, depth of the 25.5 kg m⁻³ isopycnal; T6, depth of the 6 °C isotherm; DH, dynamic height; DO, dissolved oxygen; GoM, Gulf of Mexico; LC, Loop Current; LCEs, Loop Current eddies; MLD, mixed layer depth; NCP, net community production; N + N, Nitrate + Nitrite; NOE, free of eddy influence; σ_0 , potential density anomaly; PRO-LL, low-light *Prochlorococcus*; SLANs, non-steric sea level anomaly; ADTns, non-steric absolute dynamic topography; NASUW, North Atlantic Subtropical Underwater; [N + N]_{pre}, Preformed N + N; SST, sea surface temperature; $R_{O_2:N}$, stoichiometric ratio of oxygen consumed per mole of inorganic nitrogen; TEPs, transparent exopolymer particles; TACW, Tropical Atlantic Central Water; uNADW, upper North Atlantic Deep Water; X3, XIXIMI-3; X5, XIXIMI-5.

* Corresponding author at: Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Carretera Ensenada-Tijuana No. 3917, Fraccionamiento Playitas, C.P. 22860 en Ensenada, Baja California, Mexico.

E-mail address: vcamacho@uabc.edu.mx (V.F. Camacho-Ibar).

<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2022.103721>

Received 2 October 2021; Received in revised form 9 February 2022; Accepted 17 February 2022

Available online 22 February 2022

0924-7963/© 2022 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The Gulf of Mexico (GoM) is one of 64 Large Marine Ecosystems in the world and is characterized by its productivity, biodiversity, and wide range of ecosystem services (Sherman and Hempel, 2008). The GoM is a semi-closed ocean basin that contains multiple water masses with different physical and biogeochemical characteristics that are imported into the gulf through the Yucatan Channel by the upper component of the Atlantic Meridional Overturning Circulation, which is formed by the Caribbean and Yucatan Currents (Candela et al., 2019; Jochens and DiMarco, 2008; Portela et al., 2018; Rivas et al., 2005). The principal feature of the circulation in the GoM is the Loop Current (LC) that originates in the Yucatan Channel and from which anticyclonic eddies (100–300 km in diameter) are released every 3–17 months (Sturges and Leben, 2000). These anticyclonic LC eddies (LCEs) transport water with Caribbean properties into the gulf and generate physical and biogeochemical variability within the water column by interacting with other smaller cyclonic and anticyclonic eddies (Hamilton, 2007; Jouanno et al., 2016). The primary mesoscale characteristics of the GoM include: (i) the presence of the LC east of 88°W; (ii) LCEs that move towards the western region of the basin where they dissipate (Vidal et al., 1992; Vukovich and Waddel, 1991), transporting excess heat and salt (Hamilton et al., 1999; Meunier et al., 2018), phytoplankton species (e.g., *Prochlorococcus* spp.; Linacre et al., 2019), and organic and inorganic nutrients (Kelly et al., 2021) involved in biogeochemical processes within the GoM as they travel; and (iii) the semi-permanent cyclonic eddy present in the Bay of Campeche (Pérez-Brunius et al., 2012).

Although the coastal region of the GoM shows moderately high primary productivity (150–300 g C m⁻² yr⁻¹; Heileman and Rabalais, 2009), the waters of the deep region (> 1000 m) present oligotrophic conditions (~57–91 g C m⁻² yr⁻¹; Damien et al., 2018; Müller-Karger et al., 2015). This productivity gradient is associated with the availability of dissolved inorganic nitrogen, which is determined by river discharge (Redalje et al., 2019). Nonetheless, in a recent study of nitrate isotopes in the northern gulf, Howe et al. (2020) concluded that most of the nitrate discharged from the Mississippi-Atchafalaya River System is retained in the nearshore and not exported to the deep-water region, as has been suggested by other studies (Kim et al., 2020). In studies of N-limited oligotrophic regions (e.g., Sedwick et al., 2018), high primary productivity associated with a greater availability of nutrients and their efficient utilization has been observed within cyclonic eddies (Benitez-Nelson et al., 2007; Browning et al., 2021; Falkowski et al., 1991; Johnson et al., 2010; Li and Hansell, 2008) when compared to what is observed in waters outside of eddy influence (Gaubé et al., 2014; Huang and Xu, 2018). In cyclonic eddies, pycnocline shoaling pumps nutrients towards the euphotic zone, whereas a deepening of the pycnocline displaces nutrient-depleted surface waters to deeper layers in anticyclonic eddies, which is reflected in low productivity (McGillicuddy, 2016; McGillicuddy et al., 2007). Nonetheless, in anticyclonic eddies, nutrients can be supplied to the euphotic zone from greater depths via eddy-Ekman pumping induced by wind-eddy interactions (Dufois et al., 2016; Huang and Xu, 2018; McGillicuddy, 2016). Mesoscale eddies also contribute to the spatio-temporal modulation of the mixed layer depth (MLD), with deeper/shallower mixed layers being observed in anticyclonic/cyclonic eddies during winter mixing. In anticyclonic eddies, a deepening of the mixed layer has also been found to affect the nutrient flux between the subsurface layer and euphotic zone (Gaubé et al., 2019 and references therein).

A few studies conducted in the 1980s and 1990s related the presence of mesoscale eddies with the spatial distribution of nutrients in the deep-water region of the GoM (21–27°N, 86–96°W), although much remains to be understood and little information is available for Mexican waters (e.g., Biggs, 1992; Biggs and Müller-Karger, 1994; Morrison et al., 1983). Biggs (1992) evaluated the first 100 m of the water column in the western region of the GoM and found that LCE waters were depleted with regard to nitrate concentrations (< 0.1 μmol kg⁻¹), chlorophyll

concentrations, primary productivity, and zooplankton biomass when compared to the waters found on eddy peripheries. Biggs and Müller-Karger (1994) studied pairs of cyclonic and anticyclonic eddies and observed that nitrate concentrations in cyclonic eddies at 100 m depth exceeded 11 μmol kg⁻¹, whereas lower nitrate concentrations (< 0.7 μmol kg⁻¹) were observed at the same depths or were at times undetectable in anticyclonic eddies. Moreover, the integrated chlorophyll stock from 0 to 100 m in cyclonic eddies was approximately double that of anticyclonic eddies. High nitrate availability in cyclonic eddies favors the development of large phytoplankton, especially in the deep chlorophyll maximum (DCM). However, in oligotrophic regions like the GoM where autotrophic biomass is dominated by picocyanobacteria like *Prochlorococcus* and *Synechococcus* spp. (Linacre et al., 2019, 2015), the nitrate availability in subsurface waters, which is induced by cyclonic eddies, also favors the development of the deepest *Prochlorococcus* ecotype located below the deep fluorescence maximum (DFM; Linacre et al., 2019).

In the present study, we evaluated the role that mesoscale eddies play in determining the spatial distribution of Nitrate + Nitrite (N + N) and biogeochemical variables (i.e., dissolved oxygen and fluorescence) and the conservative properties of the water column in the deep-water region of the GoM for two contrasting stratification conditions, with an emphasis on the first 250 m of the water column. This study was carried out via the Gulf of Mexico Research Consortium (CIGoM), which conducted a series of oceanographic campaigns in Mexican waters that are collectively referred to as the XIXIMI campaigns. Although the general objective of the XIXIMI campaigns was to generate baseline hydrographic, biological, and chemical data for a standardized sampling grid following the Deep Water Horizon oil spill, the ubiquity of mesoscale eddies during each campaign has allowed for an exploration of how these eddies affect the distributions of various variables (e.g., inorganic nutrients). Within the CIGoM framework, the relationship between the concentrations of N + N and phytoplankton biomass has been investigated (Damien et al., 2018; Linacre et al., 2019, 2015; Pasquero De Fommervault et al., 2017), although the effect of mesoscale eddies on the vertical distribution of N + N has not yet been explored in detail.

The objectives of this study were to (1) estimate the N + N inventory within the euphotic zone (~ 150 m) in waters affected by cyclonic and anticyclonic eddies and in those free of these effects, (2) analyze the relationship between N + N and fluorescence (chlorophyll) within the euphotic zone in different mesoscale structures, and (3) infer which physical and biological mechanisms may supply N + N to the surface layer where the majority of net community production (NCP) occurs. The results of this study further our understanding of the mechanisms and physical and biogeochemical processes that control primary production in the euphotic and upper mesopelagic zones within oligotrophic ecosystems dominated by mesoscale eddies. In this way, the results of our study may be used to feed the existing physical-biogeochemical coupling models of the GoM (Damien et al., 2018; Pasquero De Fommervault et al., 2017; Yingling et al., 2021).

2. Materials and methods

2.1. Data

2.1.1. Hydrographic sampling

The oceanographic data were obtained during two campaigns conducted aboard the R/V Justo Sierra (National Autonomous University of Mexico, UNAM) in the deep-water region (> 1000 m) of the Mexican Exclusive Economic Zone of the GoM (Fig. 1a; 20–25°N, 97–87°W). The XIXIMI-3 (X3) campaign covered a total of 34 stations and was carried out at the end of winter, from 19 February to 10 March 2013. The XIXIMI-5 (X5) campaign covered a total of 35 stations and was carried out at the beginning of summer, from 9 to 23 June 2016. Vertical water-column profiles were obtained for all stations with a Seabird 9 Plus CTD

(Sea-Bird Scientific, Bellevue, USA) equipped with conductivity, temperature, dissolved oxygen (DO; SBE43), pressure, and chlorophyll fluorescence (Seapoint-SCF) sensors coupled to a rosette equipped with twelve 10-L Niskin bottles. Fluorescence intensity (in relative units) was assumed to reflect changes in the chlorophyll concentration, whereas the DFM was used as a proxy for maximum phytoplankton biomass. For the X3 campaign, 20 deep casts (from the surface to nearly the bottom) and 14 shallow casts (from the surface to 1000 m depth) were performed, whereas 18 deep casts and 17 shallow casts were conducted during the X5 campaign. Seawater samples were collected during each cast at 12 depths (shallow casts: 10, 20, 50, chlorophyll maximum, 100, 150, 250, 300, DO minimum, 600, 800, and 1000 m; deep casts: 10, 50, chlorophyll maximum, 150, DO minimum, 600, 800, 1000, 1200, 2000, 2500 m, and bottom) for dissolved inorganic nutrient analysis. In this study, only N + N data are presented. Seawater samples collected in the first 250 m of the water column were filtered through Whatman GF/F filters (GE Healthcare, Chicago, USA) and combusted at 450 °C for 4 h, whereas samples collected below 250 m were not filtered. The Gibbs-SeaWater (GSW) oceanographic toolbox v. 3.05 (IOC et al., 2010) was

used to calculate absolute salinity (S_A) and conservative temperature (CT). The MLD was determined from the density profiles derived from the hydrographic data of the CTD using the criterion of an increase in density of 0.03 kg m^{-3} with regard to the density at 10 m (de Boyer Montégut et al., 2004).

2.1.2. N + N analysis

The N + N concentrations were studied together for the purposes of analytical expediency, and no significant information was lost by not resolving the two forms separately given that nitrite typically constitutes a minor fraction (< 5%, Gruber, 2008) of the N + N pool in oxic, oceanic waters, except within the primary nitrite maximum (Wan et al., 2021). For the X3 campaign, the N + N concentration was determined with a Skalar San-Plus segmented flow automated nutrient analyzer (Skalar Analytic BV, De Breda, The Netherlands), following the protocols described by Gordon et al. (1993) in which the N + N concentration was determined according to the modification proposed by Armstrong et al. (1967). Accuracy and precision were determined by repeated measurements of the MOOS-2 Certified Reference Material (CRM) for

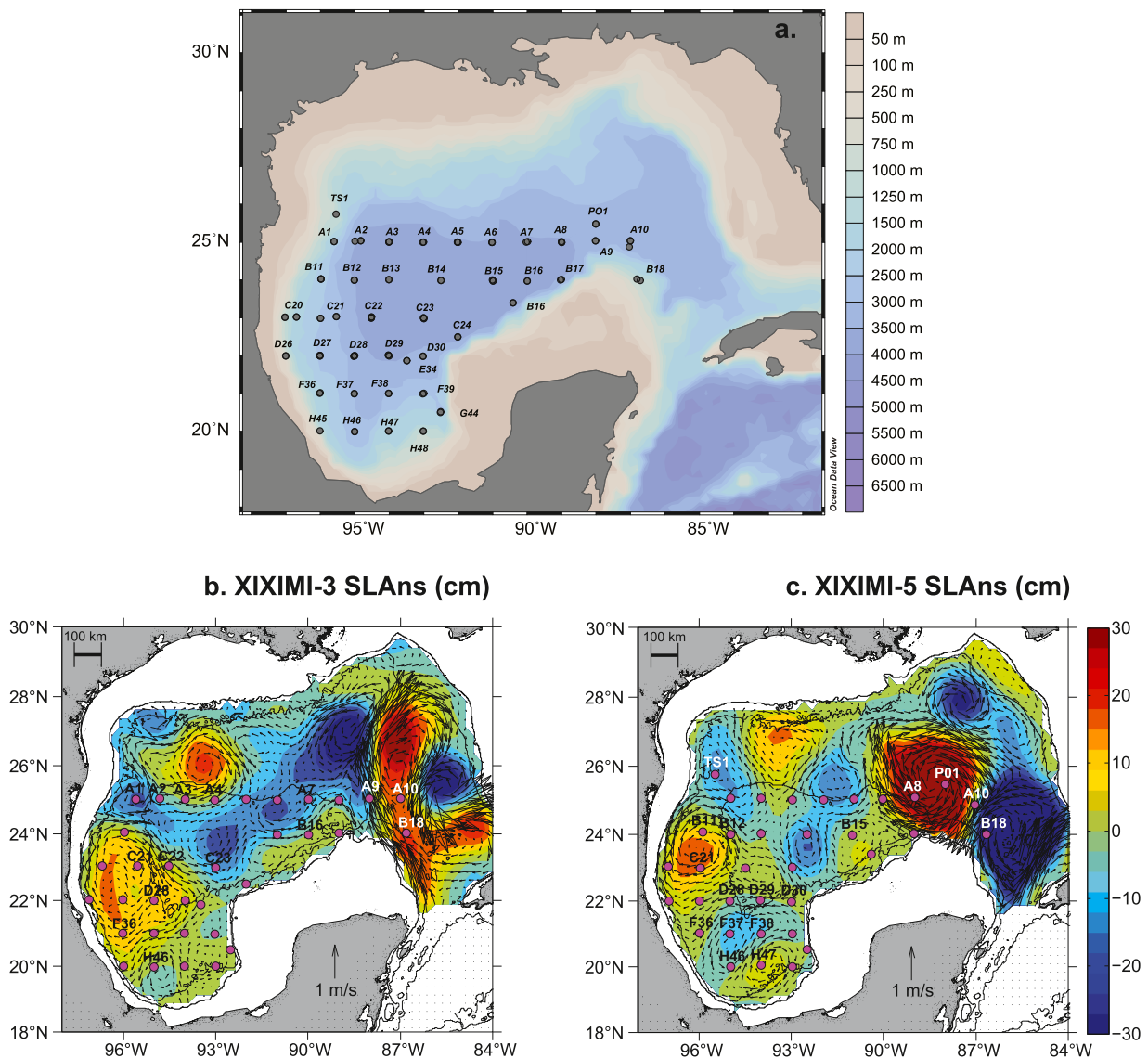


Fig. 1. Bathymetric map of the Gulf of Mexico (GoM) and locations of the hydrographic stations sampled during the XIXIMI-3 and XIXIMI-5 (a) campaigns. Images of the non-steric sea level anomalies (SLANs, colour scale) and surface geostrophic current velocities (> 200 m) in the GoM for the XIXIMI-3 (b) and XIXIMI-5 (c) campaigns. The magenta points in (b) and (c) indicate the locations of the sampling stations. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Nutrients in Seawater of the Canadian Research Council. For the analysis of the concentration of N + N in the X5 campaign, a SEAL AA3-HR segmented flow autoanalyzer (SEAL Analytical Ltd., Norderstedt, Germany) was used, following the guidelines described in the GO-SHIP Repeat Hydrography Manual (Hydes et al., 2010). The N + N concentration was determined according to the modified method proposed by Armstrong et al. (1967). Analytical precision and accuracy were obtained by repeated measurements of the SCOR-JAMSTEC CRM (Lots CD and CC; Kanso Co. Ltd., Osaka, Japan). The detection limit of both analyzers was $0.03 \mu\text{mol kg}^{-1}$. To construct a continuous N + N profile, a meter-by-meter interpolation of the discrete data using the Piecewise Cubic Hermite Interpolating Polynomial (PCHIP) method in Matlab (MathWorks, Inc., Natick, USA) was employed (Fig. S1). Additionally, the euphotic zone was divided into three layers, and the integrated concentration of N + N was calculated to evaluate the N + N stock in each layer. The upper layer consisted of the top 50 m of the euphotic zone, which was depleted in N + N regardless of the influence of mesoscale eddies (Biggs and Müller-Karger, 1994; Linacre et al., 2015; Williams et al., 2015). The intermediate layer was defined between 50 and 100 m, the depth range at which the nitracline and the DCM are commonly observed (Biggs and Müller-Karger, 1994; Linacre et al., 2019). The lower euphotic layer was defined from 100 to 150 m where surface irradiance percentages between 0.83% and 0.1% (defined as the bottom of the euphotic zone) are observed (Linacre et al., 2019).

2.1.3. Satellite altimetry data

For the GoM region with depths greater than 200 m isobaths ($18\text{--}30^\circ \text{N}$, $98\text{--}89^\circ \text{W}$), the geostrophic currents and non-steric sea level anomaly (SLANs) were calculated from daily satellite images obtained from the Copernicus Marine Environment Monitoring Service database (<http://marine.copernicus.eu/>) using a gridded (L4) mesh with a spatial resolution of $\frac{1}{4}^\circ$ ($\sim 25 \text{ km}$; Fig. 1b–c). For each coordinate, daily images showing the average 6 weeks before and after each respective day were obtained. To compare the oceanographic campaigns, the steric effect was subtracted from the daily SLA images. The steric effect is the bias in sea level height caused by warming and cooling in the upper ocean (Dukhovskoy et al., 2015) and represents the average daily SLA value across the entire GoM (Weisberg and Liu, 2017).

2.2. Categorization of stations according to the influence of mesoscale eddies

The parameters that have been repeatedly used to characterize mesoscale eddies in the GoM are the depth of the 6°C isotherm (T6) and the SLANs (Bunge et al., 2002; Hamilton et al., 2018; Linacre et al., 2019; Pasqueron De Fommervault et al., 2017). However, to classify X3 and X5 hydrographic stations according to the influence of cyclonic eddies (CEs) or anticyclonic eddies (AEs) or stations free of eddy influence (NOEs), the magnitude of the eddy effect on each station was determined by exploring the correlations between dynamic height (DH), non-steric absolute dynamic topography (ADTNs), and SLANs (as indicators of sea level height) and the depths of the 6°C isotherm (T6) and 25.5 kg m^{-3} isopycnal ($Z_{\sigma_0-25.5}$).

Given that our research aimed to understand the effects of mesoscale eddies on the availability of nutrients in the upper layer of the GoM, $Z_{\sigma_0-25.5}$ was included to categorize stations, as this isopycnal is found relatively close to the upper limit of the nitracline (Fig. 2; Pasqueron De Fommervault et al., 2017). Its position was expected to be particularly sensitive to eddy effects. In this study, the nitracline was considered the depth at which the concentration of N + N was $0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$, which has been used by other authors to define the upper limit of the nitracline in oligotrophic waters (Cianca et al., 2007; Letscher and Villareal, 2018; Linacre et al., 2019).

In addition, DH ($10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ in dynamic m) is related to geostrophic circulation in the upper layer of the ocean and is calculated from CT and S_A , which are derived from CTD data. In the GoM, this hydrographic

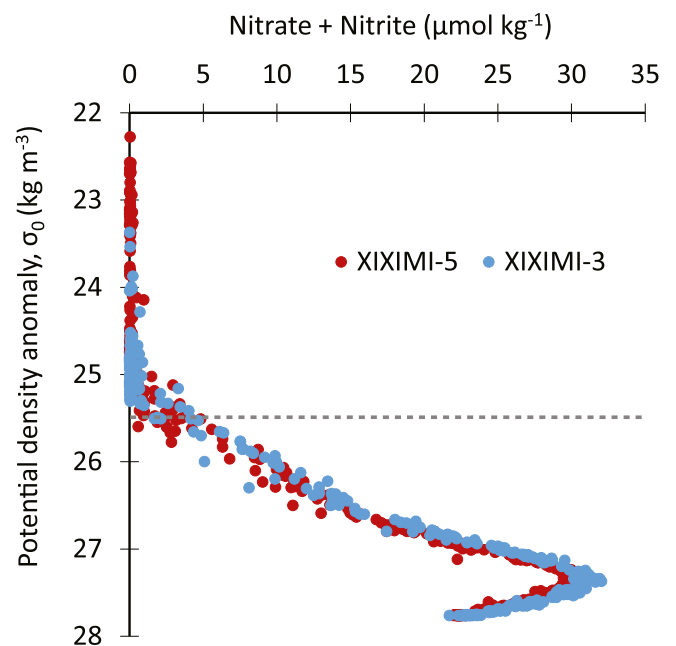


Fig. 2. The N + N concentration plotted against the potential density anomaly for the XIXIMI-3 (blue points) and XIXIMI-5 (red points) campaigns. The gray dashed line indicates $\sigma_0 = 25.5 \text{ kg m}^{-3}$. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

variable is comparable with sea level height (Hamilton et al., 2018) and can thus be used as a descriptor of the effects of mesoscale eddies in a station at the time of sampling. For each hydrographic station included in the X3 and X5 campaigns, DH was calculated by integrating from 1000 to 50 db. The lower limit for integration was set to 1000 db, as this value corresponds to the pressure in the deepest samples collected from the shallow hydrographic casts in both campaigns, with the exception of station E34 of the X3 campaign (cast $<1000 \text{ m}$). The upper integration limit was set to 50 db, as effects related to the mixed layer and seasonal heating are excluded at this pressure (Hamilton et al., 2018). Details of this analysis are presented in the Supplementary Materials (Fig. S2).

2.3. Calculation of preformed N + N

Preformed N + N ($[N + N]_{\text{pre}}$; Eq. 1) is defined as the nitrate plus nitrite present during the formation of a water parcel sinking:

$$[N + N]_{\text{pre}} = [N + N]_m - \text{AOU} / R_{-O_2:N} \quad (1)$$

where $[N + N]_m$ is the measured nitrate plus nitrite concentration, AOU is the apparent oxygen utilization calculated as the difference between the oxygen concentration in equilibrium with the atmosphere at in situ temperature and salinity and the observed oxygen concentration, and $R_{-O_2:N}$ is the stoichiometric ratio of oxygen consumed per mole of inorganic nitrogen regenerated from the mineralization of organic matter. When calculating this parameter, it is assumed that particulate organic matter remineralization occurs in a known and constant stoichiometric relationship (Abell et al., 2005; Broecker, 1974). Given the low sensitivity of $[N + N]_{\text{pre}}$ to variations in $R_{-O_2:N}$ (Emerson and Hayward, 1995) and that these values occur within a relatively narrow range (9.2–10.8) within the main ocean basins (Abell et al., 2005), a constant value of 10.63 was used for $R_{-O_2:N}$ in this study (Anderson and Sarmiento, 1994; Takahashi et al., 1985).

3. Results and discussion

3.1. Categorization of stations according to the influence of mesoscale eddies

The degree to which the standardized values of $Z_{\sigma_0-25.5}$ and the depth of T6 versus the standardized values of DH, ADTns, and SLAns were linearly associated was calculated for the X3 ($n = 33$) and X5 ($n = 35$) campaigns. The values of the aforementioned variables were standardized with a Z-score, which was calculated as the value of the variable minus the mean divided by the standard deviation, assuming that the positive/negative anomalies of DH and satellite altimetry data reflect the influence of anticyclonic/cyclonic eddies, which in turn induce negative/positive anomalies of the 25.5 kg m^{-3} isopycnal and T6 (i.e., a downward/upward displacement). All Pearson correlation coefficients obtained in the analysis were significant ($p < 0.05$; Table 1).

Taking into consideration both campaigns, the greatest associations occurred between DH and $Z_{\sigma_0-25.5}$. Based on the scatter plot of the standardized anomalies of these two variables for both campaigns (Fig. 3), it was possible to differentiate the stations that were potentially influenced by CEs (quadrant II) and AEs (quadrant IV). The stations within the cyclonic field were characterized by negative DH values, indicating a sinking of the sea surface, while positive $Z_{\sigma_0-25.5}$ values indicated a rise of the nitracline. The stations within the anticyclonic field were characterized by positive DH values, indicating a rise of the sea surface, and negative $Z_{\sigma_0-25.5}$ values, indicating a sinking of the nitracline. Although the degree of association between the standardized anomalies of T6 and SLAns was statistically significant ($p < 0.05$) for both campaigns (Table 1), the dispersion of the data did not allow for a clear separation to be observed between stations under the effects of cyclonic eddies versus those under the effects of anticyclonic eddies (Fig. S3). Therefore, to objectively categorize the stations and identify those that were not under the influence of any eddy, a cluster analysis was carried out with DH and $Z_{\sigma_0-25.5}$ data from stations west of 88°W for each campaign (Fig. 4). The cluster analysis was performed using the Ward method in Statgraphics Centurion 18® (Statgraphics Technologies, Inc., The Plains, USA), and the groups were defined at a Euclidean distance of 6. Stations with standardized values greater than two standard deviations or that were found within the domain of the LC were excluded. For the X3 and X5 campaigns, the H46, B18, and A10 stations and A8, A10, B18, and PO1 stations, respectively, were excluded from the analysis.

The cluster analysis for the X3 campaign yielded seven groups (Fig. 4a). Cluster 1 included the four stations under the greatest CE influence that presented the lowest DH values ($\sim 97 \text{ cm}$) and shallowest $Z_{\sigma_0-25.5}$ values (71–82 m) during this campaign, excluding station H46 (DH = 85 cm and $Z_{\sigma_0-25.5} = 50 \text{ m}$). Stations A1, A7, and A9 were located within two cyclonic eddies located around the 25° N parallel (Transect A; Fig. 1b). In contrast, the two stations that made up cluster 6 and station C21 that made up cluster 7 were located in the core of the LCE Jumbo/Icarus (Loop Current Eddy names were obtained from the

Table 1

Pearson correlation coefficients for the relationships of the 25.5 kg m^{-3} isopycnal and 6° C isotherm (T6) versus the sea level height indicators of dynamic height (DH) between 50 and 1000 db, non-steric sea level anomaly (SLAns), and non-steric absolute dynamic topography (ADTns).

		σ_0 depth	Isotherm depth
		25.5 kg m^{-3}	6° C
X3	SLAns	-0.70	-0.74
	ADTns	-0.77	-0.87
	DH	-0.89	-0.90
X5	SLAns	-0.84	-0.72
	ADTns	-0.95	-0.70
	DH	-0.98	-0.74

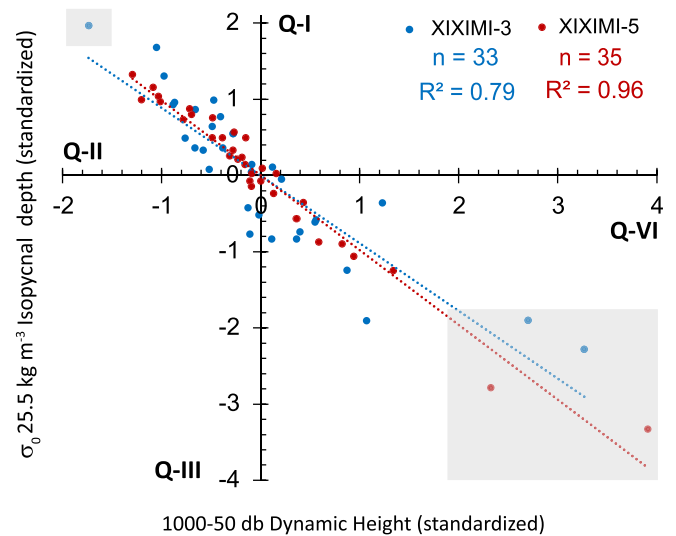


Fig. 3. Scatter plot of the standardized dynamic height values calculated between 1000 and 50 db versus the standardized values of the 25.5 kg m^{-3} isopycnal depth. The shaded area represents data $>2 \text{ SD}$. The shaded area in quadrant II (Q-II) includes station H46 of XIXIMI-3 and the shaded area in quadrant IV (Q-IV) includes the stations under the influence of the Loop Current during XIXIMI-3 (blue points; A10 and B18) and the LCE Poseidon during XIXIMI-5 (red points; A8 and P01). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Horizon Marine Group; <https://www.horizonmarine.com/loop-current-eddies>) and thus presented relatively high DH values (123–128 cm) and deep $Z_{\sigma_0-25.5}$ values (123–172 m). Cluster 5 stations were also located in the LCE Jumbo/Icarus, but these were far from the core, as indicated by DH values of 115 to 118 cm and $Z_{\sigma_0-25.5}$ values between 130 and 138 m. The stations influenced by the LC (B18 and A10) that were not included in the cluster analysis presented maximum DH ($> 150 \text{ cm}$) and $Z_{\sigma_0-25.5}$ ($> 172 \text{ m}$) values. Cluster 2 grouped the stations under the influence of CEs located in the northern region of the sampling grid (i.e., A5, A6, A8, and B15) with relatively shallow $Z_{\sigma_0-25.5}$ values (80–109 m) and the stations close to the continental slope in the Bay of Campeche (i.e., C24, D26, G44, H45, and H48) with shallow $Z_{\sigma_0-25.5}$ (87–101 m) values. Three of the four stations in cluster 3 (A2, A3, and A4) with intermediate DH (109–112 cm) and $Z_{\sigma_0-25.5}$ (107–113 m) values were found between AEs and CEs. The four stations in cluster 4 also presented intermediate conditions with DH values similar to those in cluster 3 (108–112 cm) and deeper $Z_{\sigma_0-25.5}$ values (125–138 m). Fig. 5a and b show maps of the spatial distributions of DH and $Z_{\sigma_0-25.5}$, including the stations used to obtain the average AE, CE, and NOE profiles.

Five groups were obtained from the cluster analysis of the X5 campaign (Fig. 4b). Cluster 1 included stations under the influence of three CEs that presented the lowest dynamic heights ($< 103 \text{ cm}$) and the shallowest depths of the 25.5 kg m^{-3} isopycnal (65–73 m) of the campaign, with the exception of station B18, which was located in the intense CE east of 88° W (not included in the analysis). This cluster included stations H46, F37, and F38, which were located in the CE of the Bay of Campeche and presented DH and $Z_{\sigma_0-25.5}$ values of 95–98 cm and 70–73 m, respectively. This cluster also incorporated stations under the influence of CEs along transect A (Fig. 1c), such as station TS1 that was influenced by an apparently intense CE of relatively small diameter (DH of 97 cm and $Z_{\sigma_0-25.5}$ of 65 m) and stations A5 and A6 (DH values from 102 to 103 cm and $Z_{\sigma_0-25.5}$ values from 76 to 82 m). Cluster 2 included 11 stations with relatively homogeneous DH values (107–112 cm) and $Z_{\sigma_0-25.5}$ values between 81 and 107 m. Most of these stations were NOE stations, although two stations (i.e., H47 and B15) were

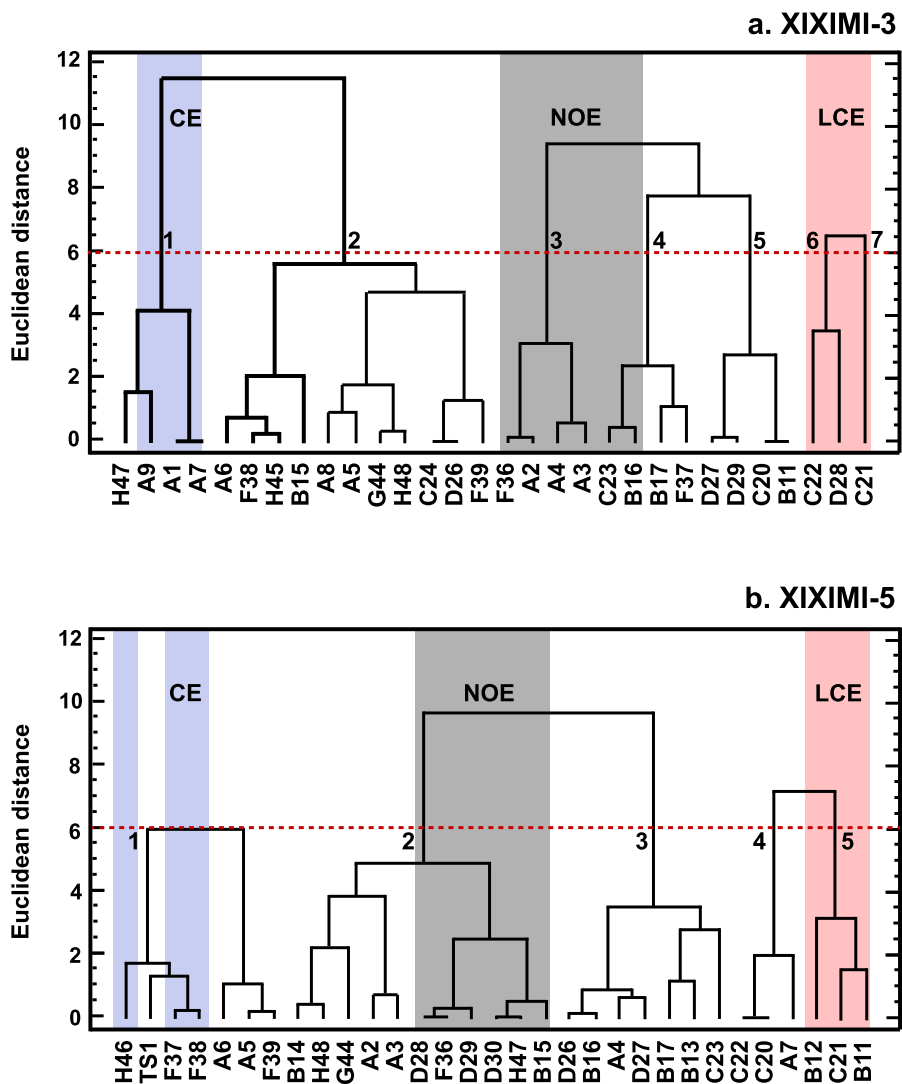


Fig. 4. Dendrogram obtained from the cluster analysis for XIXIMI-3 (a) and XIXIMI-5 (b) stations located to the west of 88° W. The grouping was based on dynamic height (DH) data and the depth of the 25.5 kg m⁻³ isopycnal. The Euclidean distance limit (dotted red line) was used to define the groups. The stations shaded in blue, red, and gray are those used to obtain the average profiles and represent the cores of cyclonic eddies, anticyclonic eddies, and areas without eddies, respectively. The numbers in each subplot indicate the cluster. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

apparently affected by small AEs. The stations in cluster 3 (except B13 and C23) were located near the margins of AEs (Fig. 1c). Clusters 4 and 5 grouped the stations located in the LCE Nautilus/Olympus, and three stations (B12, C20, and C22) were far from the core, as reflected in DH values of 121–124 cm and $Z_{\sigma_0-25.5}$ values between 137 and 150 m. Two stations (B11 and C21) were found close to the core, as indicated by DH values of 128–130 cm and $Z_{\sigma_0-25.5}$ values of 151–158 m. Cluster 4 also included station A7, which was located on the margin of the LCE Poseidon, which had just detached from the LC. The highest DH values of the campaign (137, 153, and 178 cm) were observed in stations influenced by this LCE (A8, PO1, and A10), and the $Z_{\sigma_0-25.5}$ values were noticeably deeper than those of the remaining stations (166, 230, and 256 m). Station B18, which was influenced by an intense CE that strangled the LC and resulted in the detachment of the LCE Poseidon 2 months prior to sampling (Fig. 1c), presented the lowest DH (94 cm) and shallowest $Z_{\sigma_0-25.5}$ (58 m) values of this campaign.

To compare the effects of mesoscale eddies on hydrographic properties and the N + N concentration, average profiles were obtained using the stations in which the greatest eddy effects were observed (i.e., greater sinking or rise of $Z_{\sigma_0-25.5}$) in each campaign. The stations used to define the average profiles for each campaign are presented in Table 2. Given that the group of AEs corresponds to stations located near the cores of LCEs for both campaigns, hereinafter, AEs will be referred to as LCEs.

3.2. Oceanographic conditions and eddy effects

Common features of the mesoscale circulation in the SLANs and geostrophic current maps were observed during the two oceanographic campaigns (Fig. 1b, c). In the X3 campaign, the region east of 88° W, which is commonly dominated by the presence of the LC (Delgado et al., 2019), showed an extension of the LC up to 27°N, covering stations B18 and A10, which presented the greatest sea surface heights during the campaign (SLANs = 19–22 cm, Fig. 1b) that resulted in the deepening of $\sigma_0-25.5$ to ~180 m depth (Fig. 5a). In contrast, during the X5 campaign, the LC appeared completely retracted, and an intense CE covered station B18 (SLANs = -47 cm). In addition, the LCE Poseidon was also present, as it had detached from the LC in April 2016. Station PO1 was located at the core of the LCE Poseidon. In this eddy, the highest sea level height (SLA = +55 cm) and greatest deepening of the $\sigma_0-25.5$ depth (~250 m) were observed. The LCE Poseidon was exceptional due to its large size (180-km radius) and intensity (greatest intensity in the last 20 years; Sosa-Gutiérrez et al., 2020). In addition, the LCE Poseidon was found to influence stations A8 (SLA = +40 cm) and A7 (SLA = +5 cm).

In both campaigns, the region west of 88° W, in which LCEs travel and eventually dissipate (Vukovich and Waddel, 1991), contained LCEs adjacent to the continental slope. In the X3 campaign, an LCE was observed that was the result of the fusion of the LCEs Jumbo and Icarus (Fig. 1b). The three stations near the resulting core (C21, C22, and D28) presented an average (\pm SD) SLANs value of 12 ± 4 cm and an average

σ_0 25.5 kg m⁻³ Isopycnal depth (m)

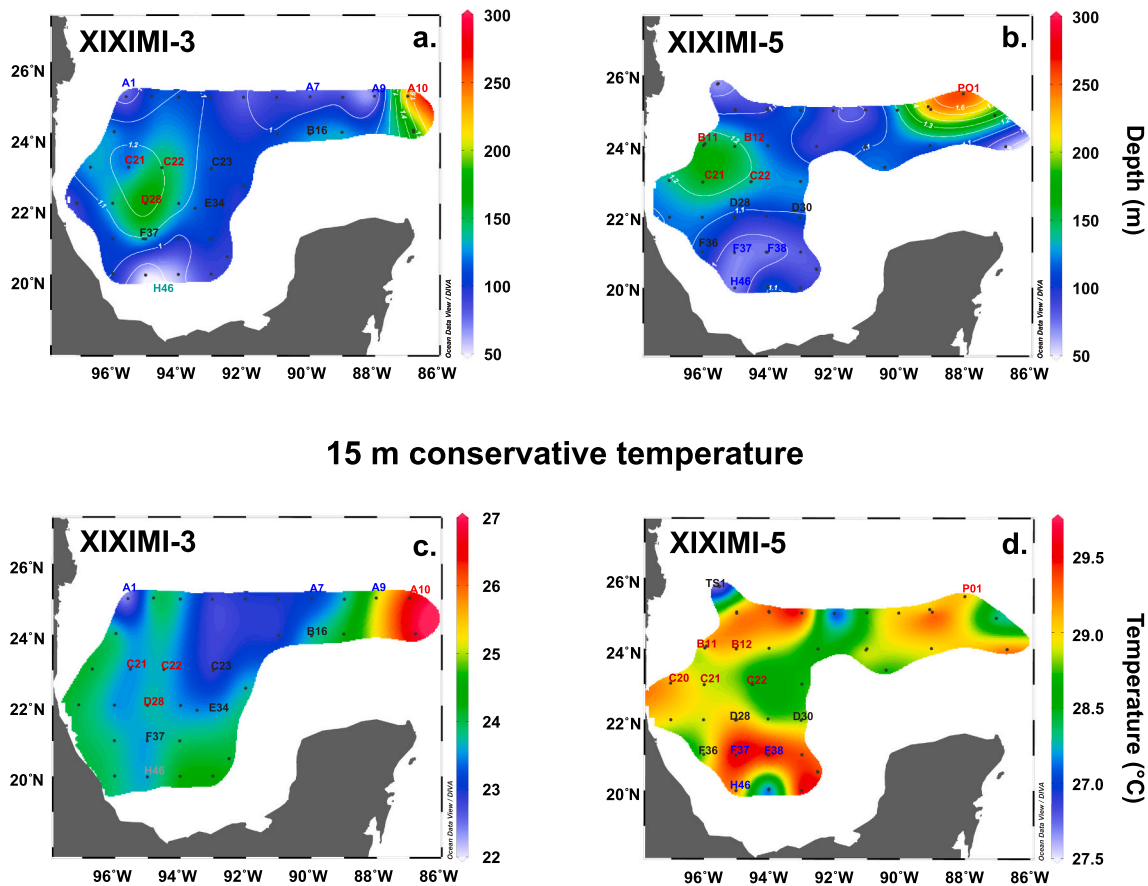


Fig. 5. Map of the 25.5 kg m⁻³ isopycnal depth (m, colour bar) and dynamic height contours (m) for the XIXIMI-3 (a) and XIXIMI-5 (b) campaigns. The locations of the stations from which the average profiles were obtained are included, and the colour of each station label indicates the influence of anticyclonic eddies (red) or cyclonic eddies (blue) or the effects of no eddies (black). Panels (c) and (d) show sea surface temperature (SST, °C) from the CTD data at 15 m depth for the XIXIMI-3 (c) and XIXIMI-5 (d) campaigns. Note the differences in scale between campaigns. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Table 2

Summary of the cluster analysis of the stations selected to construct the average profiles of cyclonic eddies (CE), anticyclonic eddies (AE), and those without eddy effects (NOE).

	XIXIMI-3			XIXIMI-5		
	Stations	Cluster	Eddy	Stations	Cluster	Eddy
CE	A1-A7-A9	1	Transect A	F37-F38-H46	1	Bay of Campeche
NOE	A2-A3-A4-F36	3	-	B15-D28-D29	2	-
	B16-C23	4	-	D30-F36-H47	-	-
AE	C21-C22-D28	6-7	Jumbo/Icarus	B11-B12-C21	5	Nautilus/Olympus

σ_0 -25.5 depth of 149 ± 24 m (Fig. 5a; Table 3). In the X5 campaign, an LCE was observed that was the result of the fusion of the LCEs Nautilus and Olympus (Fig. 1c). The three stations near the resulting core (B11, B12, and C21) presented an average SLAns value of 9 ± 3 cm and an average σ_0 -25.5 depth of 153 ± 4 m (Fig. 5b; Table 3). In both campaigns, the LCEs had detached from the LC approximately 1 year before sampling (<https://www.horizonmarine.com/loop-current-eddies>).

The NOE waters in the X3 campaign were observed in multiple stations within the sampling grid and presented an average SLAns value of

0 ± 8 cm and an average σ_0 -25.5 depth of 115 ± 9 m (Fig. 5a; Table 3). In the case of the X5 campaign, the stations with NOE water characteristics were found in the central region of the sampling grid and presented an average SLAns value of 2 ± 4 cm and an average σ_0 -25.5 depth of 103 ± 3 m (Table 3). The semi-permanent cyclonic eddy that is characteristic of the Bay of Campeche (< 22°N; Pérez-Brunius et al., 2012) was observed in both campaigns, although it influenced a greater number of stations during the X5 campaign (F37, F38, and H46) than during the X3 campaign (H46). During the X5 campaign, CE waters were characterized by stations in the Bay of Campeche, as the lowest SLAns values (-5 ± 1 cm; Fig. 1c) were observed in this region, resulting in a rise of the σ_0 -25.5 depth to 71 ± 2 m (i.e., 31 m shallower than in NOE waters; Fig. 5b). In contrast, during the X3 campaign, stations representative of CEs were found in transect A (A1, A7, and A9) and presented an average SLAns value of -12 ± 2 cm (Fig. 1b) that resulted in a rise of the σ_0 -25.5 depth to 78 ± 7 m (i.e., 37 m shallower than in NOE waters; Fig. 5a).

One of the most notable differences between the oceanographic campaigns in this study with regard to hydrographic conditions can be observed with SST. The contrast in SST between campaigns (Fig. 5c, d) reflects the effects of warming/cooling in the upper layer of the ocean that occurs in the GoM during a seasonal cycle (Portela et al., 2018). During the X3 campaign, LC intrusion was characterized by relatively warm water (SST ~ 26–27 °C) from the Caribbean Sea, which contrasts with the cooler water temperatures (23–25 °C) in the western region of

Table 3

Statistical parameters (average, minimum, and maximum) of dynamic height (DH), non-steric sea level anomaly (SLAs), and depth of the 25.5 kg m⁻³ ($Z_{\sigma_0-25.5}$) isopycnal in Loop Current eddy (LCE) cores, cyclonic eddy (CE) cores, and stations free of eddy influence (NOE) during the XIXIMI-3 (X3) and XIXIMI-5 (X5) campaigns.

		LCE (n = 3)			NOE (n = 6)			CE (n = 3)		
		DH (cm) (cm)	SLA _{ns} (cm)	$Z_{\sigma_0-25.5}$ (m)	DH (cm)	SLA _{ns} (cm)	$Z_{\sigma_0-25.5}$ (m)	DH (cm)	SLA _{ns} (cm)	$Z_{\sigma_0-25.5}$ (m)
X3	Mean	126	12	149	110	0	115	97	-12	78
	Min.	123	7	123	108	-11	107	96	-15	71
	Max.	128	14	172	113	12	128	97	-11	82
X5	Mean	128	9	153	111	2	103	97	-5	71
	Min.	124	6	150	110	-1	99	95	-6	70
	Max.	130	12	158	112	6	107	98	-4	73

The n value indicates the number of stations used to calculate each average profile.

the GoM that reached a minimum of 22 °C in station A1, which was under the CE influence (Fig. 1b). In contrast, during the X5 campaign, seasonal warming resulted in an increase in SST and relatively homogeneous temperatures (27.5–29.5 °C) throughout the GoM. Relatively high SSTs (~ 29 °C) were observed in the LCE Poseidon, although they were slightly lower than those observed in the Bay of Campeche (~ 29.5 °C), despite the dominance of cyclonic circulation (Fig. 1c). In the GoM, heat gain and evaporation in the warm season stratify the water column, resulting in a warm and saline surface layer and an intensification of the thermocline (Meunier et al., 2018). As a result, during the X5 campaign, the surface waters of the CEs in the southern portion of the GoM did not show the “cold core” signal that is commonly observed at the surface in CEs in other oceanic regions (e.g., Fernández et al., 2005; Li and Hansell, 2008).

NOE water [“gulf water” in Portela et al., 2018] was not subject to the effects of vertical transport induced by mesoscale eddies at the time of sampling. The history of NOE water begins with young water being imported into the gulf via LCEs. The properties of this water are subsequently modified due to winter mixing after the LCEs detach and/or dissipate due to collisions with the continental slope in the western GoM, which gives rise to the formation of Gulf Common Water (Sosa-Gutiérrez et al., 2020; Vidal et al., 1994). CE water also represents “gulf water,” with its origin being similar to that of NOE water. However, this water was additionally trapped by cyclonic circulation prior to sampling, which modified the distribution of both conservative and non-conservative properties. In the X3 campaign, the stations selected to characterize CE water were located within eddies in the central region of the GoM (along transect A), while the stations used to characterize CE water during the X5 campaign were located in the cyclonic eddy of the Bay of Campeche. Thus, the genesis and histories of these waters differ. In contrast, in both campaigns, AE water was representative of eddies that conserved hydrographic characteristics that markedly contrasted with those of the surrounding water at the time of sampling, despite having detached from the LC at least 1 year prior and despite following different trajectories. Some characteristics of the distributions of the conservative properties of the three structure types are highlighted below.

3.2.1. Effect of mesoscale eddies on the conservative properties of the water column

An evaluation of the effects of mesoscale eddies on the vertical distribution of conservative (CT, S_A , and σ_0 ; Figs. 6 and 7) and biogeochemical (DO, N + N, and fluorescence; Figs. 8 and 9) properties was conducted by analyzing their characteristic profiles in LCE, CE, and NOE waters in the first 1000 m of the water column during both campaigns. The greatest variation in these variables occurred in the first 250 m.

In the domain of the LC, the water in the first 1000 m during both campaigns (station A10 in the X3 campaign and the LCE Poseidon in the X5 campaign; dotted red lines in Fig. 6) was warmer and less dense compared to what was observed in the profiles from the interior of the GoM, including those of LCEs (Fig. 6). In turn, when contrasting the

average profiles of LCE, NOE, and CE waters, it was observed that the greatest difference between LCE and CE (green dotted line in Fig. 6) waters was located at ~150 m, which coincides with the base of the euphotic zone. At this depth, the CT of the LCEs in both campaigns was ~21 °C, approximately 2.5 °C warmer than in NOE water. In CEs, the CT was ~16 °C, which was around 2.5 °C colder than in NOE water (Fig. 6a, d). On the other hand, the S_A values in the profiles of the LC (Fig. 6b) and LCE Poseidon (Fig. 6e) coincided with those of the profiles obtained within the GoM at ~800 m, and thus the S_A and CT mean profiles from 0 to 1000 m in our study are similar to those reported for the GoM by Portela et al. (2018; see their Fig. 7). Below 60 – 75 m, when compared to NOE water the CT and σ_0 profiles of the LCEs Jumbo/Icarus and Nautilus/Olympus indicate that LCEs close to the continental slope retain characteristics of the LC despite having detached more than a year prior. The differences in CT and S_A between LCEs and CEs were maintained up to 800 m, with notable differences at 600 m of ~1.73 °C and ~0.14 g kg⁻¹ in the average profiles of both campaigns (dotted green lines in Fig. 6).

The presence of cyclonic and anticyclonic eddies in the GoM and their interactions with the surrounding waters can change the positions of the salinity maximum and minimum. In the GoM, the salinity maximum is an indicator of the presence of North Atlantic Subtropical Underwater (NASUW), the water mass most representative of LCEs that is characterized by salinities >36.8 g kg⁻¹ (Portela et al., 2018). In both campaigns, a maximum S_A value around the 25.5 kg m⁻³ isopycnal was observed in the stations influenced by the LC, with values of up to 37.05 g kg⁻¹ in station A10 (X3 campaign; Fig. 6b) and 37.06 g kg⁻¹ at station PO1 (X5 campaign; Fig. 6e). It should be noted that Hamilton et al. (2018) reported that the average depths of the salinity maximum in the LC oscillate between 150 and 180 m, whereas in station PO1 in our study, this maximum was observed at 250 m, reflecting the strong intensity of this eddy. In the X3 campaign, in contrast to the LC profile in which a maximum S_A value is clearly observed, a homogeneous vertical distribution of S_A (36.71 g kg⁻¹) was observed in the first 200 m of the water column in the LCE Jumbo/Icarus, indicating that the salinity maximum had probably eroded in this eddy due to winter mixing, giving rise to the formation of Gulf Common Water (Elliott, 1982; Morrison et al., 1983; Fig. 6b). In addition to winter mixing, the erosion of the salinity maximum observed in the LCE Jumbo/Icarus could also be due to internal mixing processes operating after eddy detachment that resulted in the LCE dividing in half only to merge again prior to our sampling (see Hamilton et al., 2018). In contrast, in the X5 campaign, the LCE Nautilus/Olympus showed a subsurface salinity maximum of 36.74 g kg⁻¹ at 170 m (Fig. 6e) in the 25.77 kg m⁻³ isopycnal, indicating that the NASUW signal was still present in this eddy. In turn, the salinity minimum present in the GoM profiles is an indicator of the core of Antarctic Intermediate Water (AAIW), which usually presents the highest N + N and phosphate concentrations (Jochens and DiMarco, 2008; Morrison et al., 1983; Portela et al., 2018; Vidal et al., 1994). The minimum S_A value observed for both campaigns was 35.08 g kg⁻¹, and its position ranged between ~700–950 m depth ($\sigma_0 = 27.4$ and 27.5 kg

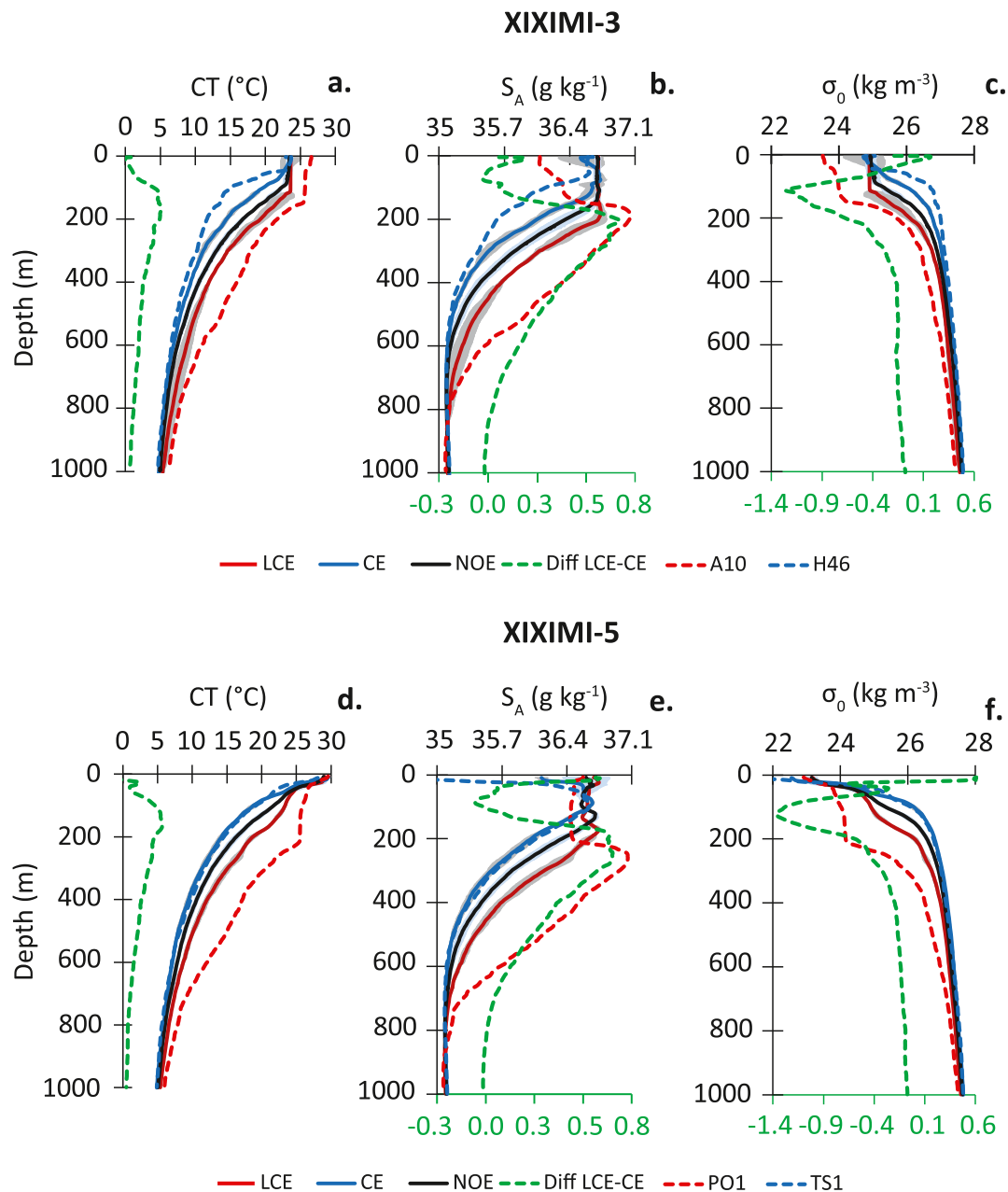


Fig. 6. Average vertical profiles of conservative hydrographic variables between 10 and 1000 m depth during the XIXIMI-3 (X3; upper row) and XIXIMI-5 (X5; lower row) campaigns. For each campaign, conservative temperature (a, d), absolute salinity (b, e), and the potential density anomaly (c, f) are presented for an anti-cyclonic eddy (LCE; red line), cyclonic eddy (CE; blue line), and an area free of the influence of eddies (NOE; black line). The dotted red lines indicate the stations in the Loop Current (LC) domain (X3: A10; X5: PO1). The dotted blue lines indicate stations H46 and TS1 of the X3 and X5 campaigns, respectively. The dotted green lines indicate the differences between Loop Current eddy (LCE) and cyclonic eddy (CE) means. Shaded areas (gray and light blue) indicate the standard deviation associated with each structure. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

m^{-3}), which coincides with the values that have been reported in other studies of the GoM (Morrison et al., 1983; Portela et al., 2018; Vidal et al., 1994; Wüst, 1963).

Cold winds from the north of the American Continent that blow over the GoM (Elliott, 1982) remove heat from the ocean surface (Fig. 7a) and promote winter mixing by deepening the mixed layer and eroding the subsurface salinity maximum (~ 150 m; Fig. 7b). During the X3 campaign, these winds resulted in an increase in density in the upper layer (Fig. 7c). In contrast, the X5 campaign water-column profiles reflect stratification during the summer that induced a shallow and warm mixed layer (Fig. 7f). In the annual MLD cycle for the entire GoM, maximum values between 50 and 75 m have been reported during the winter months, while minimum values between 9 and 27 m have been

reported in the summer months (Damien et al., 2018; Hamilton et al., 2018). Nonetheless, the ubiquitous presence of mesoscale eddies in the GoM generates high variability in the MLD during the winter months (Damien et al., 2018; Linacre et al., 2019; Pasqueron De Fommervault et al., 2017). Our results, particularly those obtained from the X3 campaign, indicate a strong modulation of the MLD by mesoscale dynamics. In this campaign, MLD values of ~ 85 m, 17 m, and 115 m were observed in NOE, CE, and LCE waters. When compared with that of NOE water, the MLD rose 68 m in CEs and sank 30 m in LCEs (Fig. 7c, Table 4). As discussed further on, the deepening of the mixed layer during winter and its rise and sinking due to mesoscale eddies holds important implications for the supply of nutrients to the euphotic layer in the deep-water region of the GoM. During the X3 campaign, the MLD

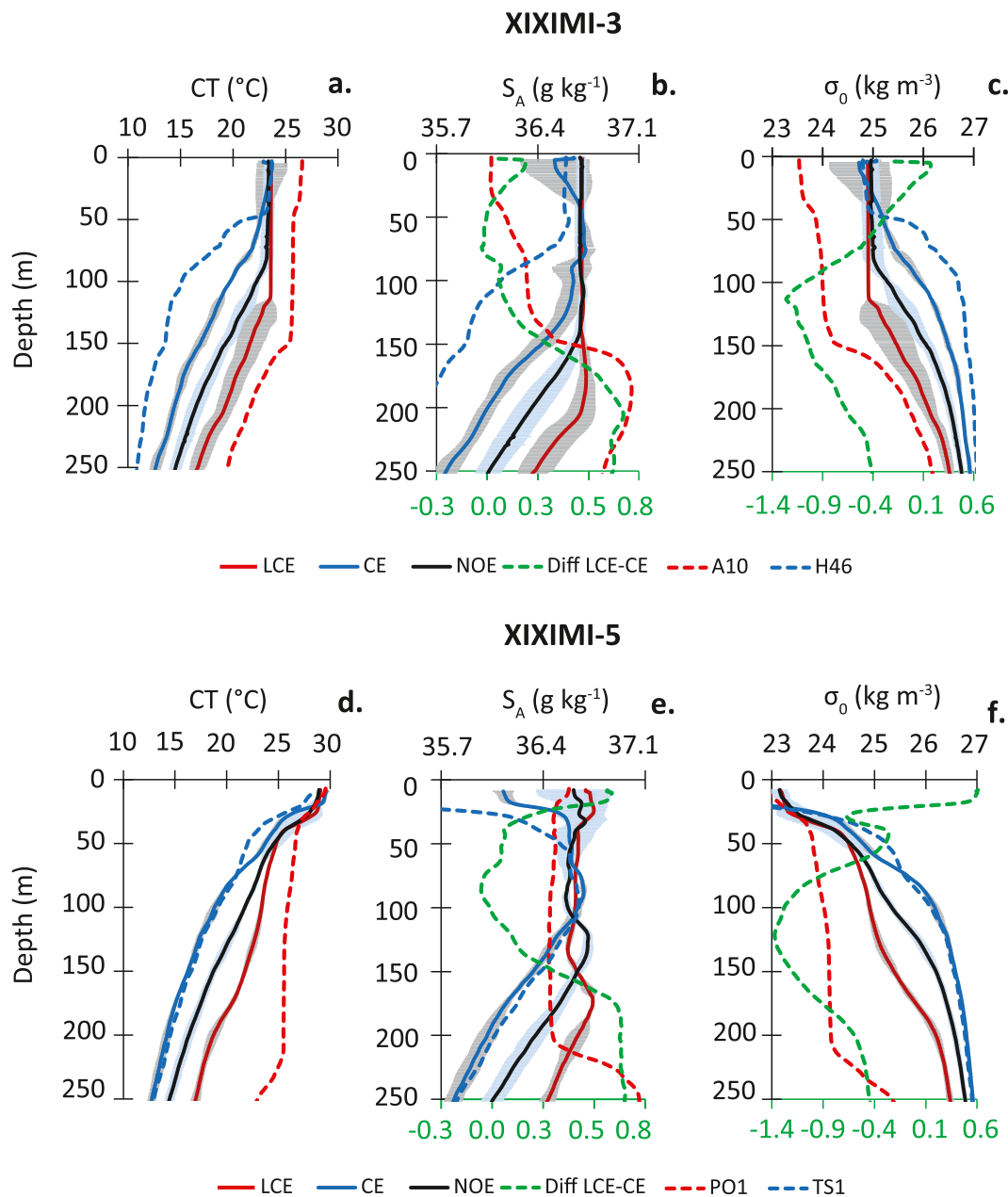


Fig. 7. Average vertical profiles from 10 to 250 m during the XIXIMI-3 (X3; upper row) and XIXIMI-5 (X5; lower row) campaigns. For each campaign, conservative temperature (a, d), absolute salinity (b, e), and the potential density anomaly (c, f) are presented for an anticyclonic eddy (LCE; red line), cyclonic eddy (CE; blue line), and an area free of the influence of eddies (NOE; black line). The dotted red lines indicate the stations in the Loop Current (LC) domain (X3: A10; X5: PO1). The dotted blue lines indicate stations H46 and TS1 of the X3 and X5 campaigns, respectively. The dotted green lines indicate the differences between Loop Current eddy (LCE) and cyclonic eddy (CE) means. Shaded areas (gray and light blue) indicate the standard deviation associated with each structure. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

of LCE, NOE, and CE waters generally coincided with the nitracline depth. However, during the X5 campaign, the MLD of LCE (25 m), NOE (15 m), and CE (20 m) water was shallower (95, 64 and 36 m, respectively) than the corresponding nitracline depth (Table 4).

In addition to winter mixing, other physical mechanisms have been proposed to explain the erosion of the saline core of NASUW within the GoM. One of these mechanisms is the interaction of LCEs with the western slope of the GoM (Vidal et al., 1992) and the cyclonic circulation of the Bay of Campeche, which facilitates eddy dissipation (Pérez-Brunius et al., 2017). However, Meunier et al. (2020) showed that LCEs lose $\sim 2/3$ of their heat and salt content through lateral diffusion 2 months before reaching the so-called eddy graveyard (located in the western portion of the GoM). For their part, Sosa-Gutiérrez et al. (2020)

pointed out that in the center of the LCEs, the erosion of the maximum salinity core located between 50 and 250 m is mainly due to the vertical diffusion of salt during the first winter of the life cycle of the eddy. Even so, in the case of the X5 campaign, a subsurface salinity maximum was also observed in NOE and CE waters. This maximum was found in NOE stations at a depth of 123 m with an average S_A of 36.71 g kg^{-1} in the 25.81 kg m^{-3} isopycnal and at 87 m with an average S_A of 36.68 g kg^{-1} in the 25.98 kg m^{-3} isopycnal of CE stations (Fig. 6e). The maximum salinity depth in CE waters of the X5 campaign was similar to the maximum salinity depth ($\sim 80 \text{ m}$) reported by Hamilton et al. (2018) for CE waters (SSH < 10 cm). The contrast observed between the X3 and X5 campaigns in the absence or presence of the salinity maximum suggests that a remnant of NASUW may or may not persist in the deep-water

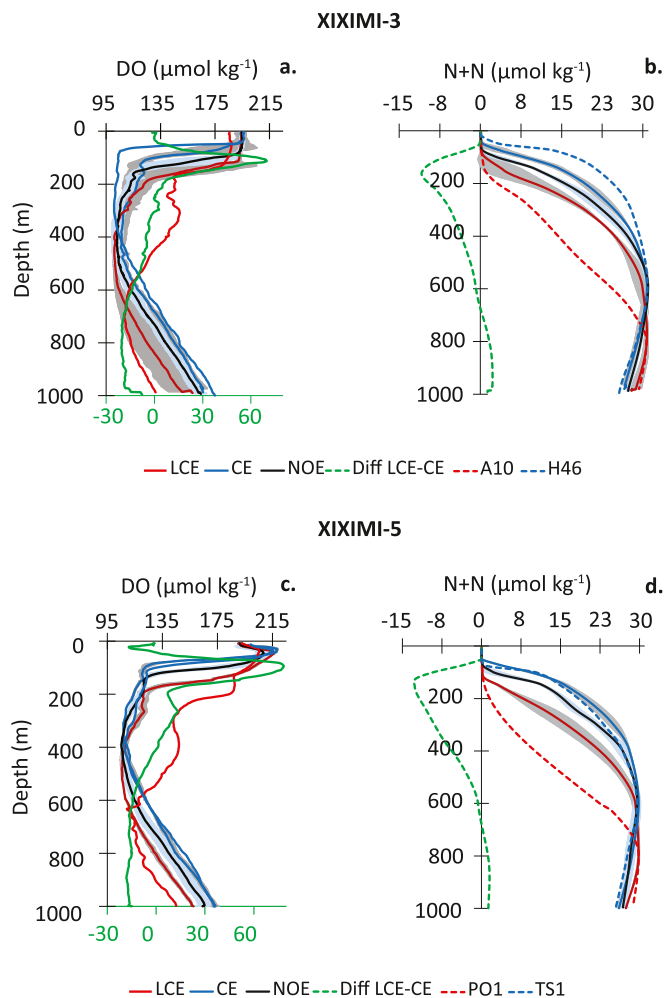


Fig. 8. Average vertical profiles of the biogeochemical variables between 10 and 1000 m depth for the XIXIMI-3 (X3; upper row) and XIXIMI-5 (X5; lower row) campaigns. For both campaigns, dissolved oxygen (a, c) and Nitrate + Nitrite (b, d) data are shown. The dotted red lines indicate the stations in the Loop Current (LC) domain (X3: A10; X5: PO1). The dotted blue lines indicate stations H46 and TS1 of the X3 and X5 campaigns, respectively. The dotted green lines indicate the differences between Loop Current eddy (LCE) and cyclonic eddy (CE) means. Shaded areas (gray and light blue) indicate the standard deviation associated with each structure. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

region of the GoM, as observed in the map of the average distribution of NASUW reported by Hamilton et al. (2018; see their Fig. 8). It should be noted that the salinity maximum observed in the X5 campaign is located in the 25.5, 25.77, 25.82, and 25.98 kg m^{-3} isopycnals in PO1, LCE Nautilus/Olympus, NOE waters, and CE waters, respectively. This increase in density (and decrease in S_A) of the position of the salinity maximum observed in this study suggests that NASUW mixed with underlying dense water during the erosion of the salinity maximum, which likely resulted in an increase in the nutrient content present at that depth. Hamilton et al. (2018) also indicated that a deepening of the NASUW maximum salinity core towards the west of the deep-water region implies downward mixing adjacent to the continental slope in the presence of LCEs.

3.2.2. Effect of mesoscale eddies on the biogeochemical properties of the water column

As in the case of conservative variables, mesoscale eddies exert substantial control over the vertical distribution of biogeochemical

properties. For example, differences between LCE, CE, and NOE waters up to 1000 m depth were observed for DO and the N + N concentration (Fig. 8), with these being particularly noticeable in the first 250 m (Fig. 9).

3.2.2.1. Dissolved oxygen. At 1000 m in the DO profiles, it was observed that the position of the DO minimum, which is an indicator of the position of the core of Tropical Atlantic Central Water (TACW; Morrison et al., 1983), was strongly modulated by mesoscale eddies (Fig. 8a, c). In the LC and PO1 profiles, the DO minimum was located at ~700 m, whereas its depth was at least 220 m shallower in the profiles from the interior of the gulf. In the LCE of the western gulf, minimum DO concentrations for the X3 and X5 campaigns were located at 450 m (~101 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) and 480 m (~106 $\mu\text{mol kg}^{-1}$), respectively. In agreement with what has been reported in other studies of the GoM (Morrison et al., 1983; Portela et al., 2018; Vidal et al., 1994), the minimum concentration observed in the mean DO profile (~106 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) in the CE of the X3 campaign was positioned between 370 and 450 m, in contrast to the minimum concentration observed in station H46 (~101 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) that was located at a depth of 300 m in the Bay of Campeche (20°N). This difference in the depth of the oxygen minimum between the average CE profile and the profile of station H46 was probably due to the high intensity of the eddy in the Bay of Campeche given the notable DH (85 cm) and $Z\sigma_0-25.5$ (50 m) values [note that the SLAns value at this station was only -0.31 cm because this eddy was not well characterized by altimetry; Fig. 1b]. In the X3 campaign, the minimum DO concentration in the NOE profile (~103 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) was found between 340 and 460 m (Fig. 8a). In the NOE profile of the X5 campaign, the minimum DO concentration (~105 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) was located around 390 m, while in the CE profile, the depth of the DO minimum (~107 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) was 80 m shallower than in the NOE profile (Fig. 8c). Regardless of depth, the DO minimum generally coincided with the ~27.1 kg m^{-3} isopycnal.

The average vertical distribution of DO in the upper water column (< 250 m) over both campaigns reflects the combined effects of mesoscale dynamics and seasonal variation on thermal stratification and the MLD (Fig. 9a, c). Although surface DO values indicating near saturation with the atmosphere were present in both campaigns, the DO concentration was slightly lower in the X5 campaign (~192 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) compared to that of the X3 campaign (~196 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) due to differences in sea surface temperatures (Fig. 9a, d). During the X3 campaign, a homogenization of the surface DO maximum was observed that reached 75 m in NOE waters and 30 m in CE waters and that deepened to 110 m in LCE waters (Fig. 8a). However, during the X5 campaign, a DO maximum was observed below the mixed layer at 45, 50, and 30 m depth in LCE (216 $\mu\text{mol kg}^{-1}$), NOE (208 $\mu\text{mol kg}^{-1}$), and CE (218 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) waters, respectively. These values were 8, 2, and 11 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ greater than the saturation concentrations calculated for LCE, NOE, and CE waters, respectively, indicating a net addition of oxygen by biogeochemical processes.

This oxygen supersaturation was found where the N + N concentrations were almost undetectable (< 0.02 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) at depths that were below the mixed layer but shallower than the DFM (Table 3) where the “high light” ecotype of *Prochlorococcus* (PRO-HL) exhibits maximum biomass (Linacre et al., 2019). The presence of a layer of maximum DO concentrations just below the mixed layer has also been observed at the BATS (Bermuda Atlantic Time-series Study) station in the Subtropical Northwest Atlantic and ALOHA (A Long-Term Oligotrophic Habitat Assessment) station in the North Pacific during periods of stratification, suggesting the occurrence of photosynthetic oxygen production supported by an influx of new nutrients (Hayward, 1994; Letscher and Villareal, 2018). Billheimer et al. (2021) reported that a subsurface maximum with supersaturated DO values in the Sargasso Sea region is formed below the mixed layer but above the compensation depth (where the net production of the community is zero) during spring-summer. This subsurface DO maximum was also observed at station PO1 (205

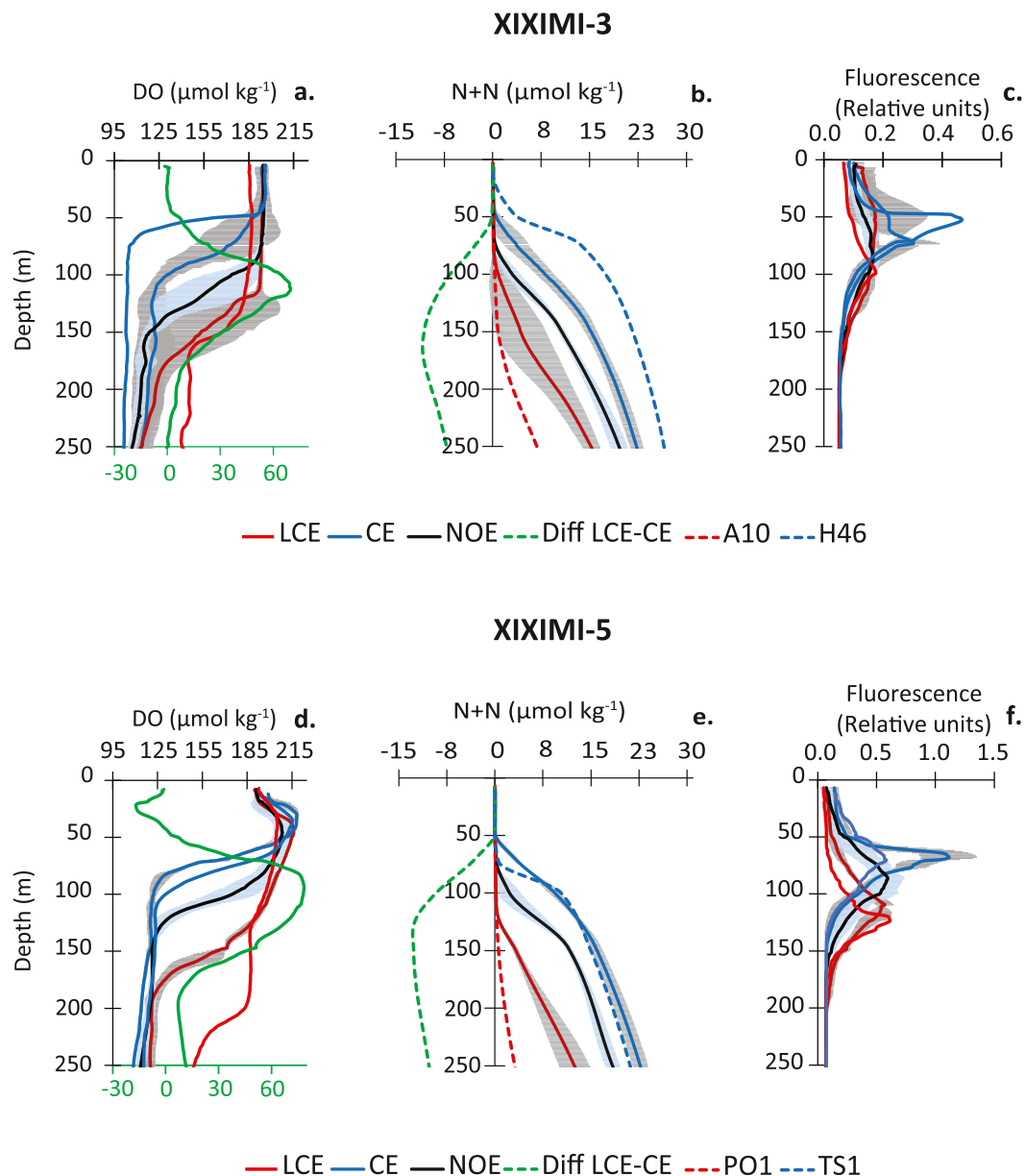


Fig. 9. Average vertical profiles of dissolved oxygen (a, d), Nitrate + Nitrite (b, e), and fluorescence (c, f) between 10 and 250 m for the XIXIMI-3 (X3; upper row) and XIXIMI-5 (X5; lower row) campaigns. The dotted red lines indicate the stations in the Loop Current (LC) domain (X3: A10; X5: PO1). The dotted blue lines indicate stations H46 and TS1 of the X3 and X5 campaigns, respectively. The dotted green lines indicate the differences between Loop Current eddy (LCE) and cyclonic eddy (CE) means. Shaded areas (gray and light blue) indicate the standard deviation associated with each structure. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

$\mu\text{mol kg}^{-1}$) between ~ 35 and 45 m depth and at station TS1 ($215 \mu\text{mol kg}^{-1}$) at 35 m. The net production of DO in station TS1 was approximately half that of the CE waters of the Bay of Campeche. This could suggest differences in productivity between mesoscale structures, further reinforcing the idea that the circulation induced by the cyclonic eddy of the Bay of Campeche promotes greater primary production (Durán-Campos et al., 2017) when compared with that of other cyclonic eddies in the GoM.

3.2.2.2. Nitrate + nitrite. The influence of mesoscale eddies on the vertical distribution of $N + N$ in the GoM was observed up to 1000 m depth (Fig. 8b, d). In the X3 campaign, the concentration of $N + N$ at 1000 m was $\sim 0.6 \mu\text{mol kg}^{-1}$ higher in the LCE and $\sim 0.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ lower in CE waters with respect to that of the NOE profile (Fig. 8b). In the X5 campaign, the average $N + N$ concentration at 1000 m was ~ 0.7

$\mu\text{mol kg}^{-1}$ higher in the LCE and $\sim 0.1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ lower in CE waters with respect to that of NOE waters (Fig. 8d). The $N + N$ concentration observed at a depth of 1000 m in LCE waters corresponded to the 27.58 kg m^{-3} isopycnal, whereas the $N + N$ concentrations in CE and NOE waters corresponded to the 27.65 and 27.63 kg m^{-3} isopycnals, respectively. The lower density observed at 1000 m in the LCEs indicates that this water presents a greater contribution of AAIW due to mixing when compared to those of CE and NOE water. The AAIW core in the western portion of the GoM has been associated with the 27.50 kg m^{-3} isopycnal (Chapman et al., 2017; Portela et al., 2018), which is close to the position of the $N + N$ maximum, as discussed below.

A maximum $N + N$ concentration was observed between 600 and 800 m (Fig. 8b, d) in the deep-water region of the GoM, which is a feature that has been commonly associated with AAIW (Morrison et al., 1983). In studies conducted in waters adjacent to the GoM, such as those

Table 4

Depth of the 25.5 kg m⁻³ ($Z_{\sigma_0-25.5}$) isopycnal, N + N concentration associated with $Z_{\sigma_0-25.5}$, potential density anomaly (σ_0) at which the nitracline was present ($[N + N] = 0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ($\sigma_0 @ 0.5$)), nitracline depth (Z Nitracline), depth of deep fluorescence maximum (Z DFM), mixed layer depth (MLD), and integrated concentration of N + N (N + Nint) in the intermediate euphotic zone (50–100 m) and lower euphotic zone (100–150 m) for cyclonic eddy (CE) and anticyclonic eddy (LCE) waters and water free of eddy influence (NOE) for the XIXIMI-3 (X3) and XIXIMI-5 (X5) campaigns.

	X3			X5		
	CE	NOE	LCE	CE	NOE	LCE
$Z_{\sigma_0-25.5}$ (m)	78	115	149	71	103	153
N + N ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	2.8	4.4	4.2	3.1	2.3	3.4
$\sigma_0 @ 0.5$ (kg m ⁻³)	25.20	25.13	24.91	24.91	25.07	25.03
Z Nitracline (m)	56	82	97	57	83	120
Z DFM (m)	73	–	–	70	94	119
MLD (m)	17	85	115	20	15	25
N + Nint (mmol m ⁻²) ₅₀	158	29	9	208	28	6
N + Nint (mmol m ⁻²) _{100m}	573	313	118	643	325	58
N + Nint (mmol m ⁻²) _{150m}	731	342	127	851	353	64

of the Caribbean basins and the western part of the North Atlantic, maximum nitrate concentrations at intermediate depths (700–900 m) have also been associated with the AAIW core (Álvarez-Salgado et al., 2014; Artigue et al., 2020; Wüst, 1963). In the GoM, the maximum N + N concentrations observed in LCE, NOE, and CE waters were positioned around the same isopycnal (27.3 kg m⁻³) where the average concentration was $\sim 30.3 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in both campaigns (Fig. 8b, d), which is similar to the maxima reported by Morrison et al. (1983) for the western portion of the GoM. The maximum concentrations in the LCEs were observed at ~ 800 m, while in CE and NOE waters, these were observed at ~ 600 m. However, unlike the waters in the western North Atlantic and eastern Caribbean in which the position of the N + N maximum coincides with the salinity minimum (i.e., located in the AAIW core), the N + N maximum is located slightly above the salinity minimum in the GoM.

The salinity minimum which characterizes the AAIW core in the GoM (Wüst, 1963) was located in the $\sim 27.5 \text{ kg m}^{-3}$ isopycnal during both campaigns, although this was located at greater depths (840–960 m) in LCE waters compared to the depths observed in NOE (730–830 m) and CE (650–800 m) waters. The difference between the position of the salinity minimum and that of the N + N maximum in the GoM was previously documented by Morrison et al. (1983). However, these authors did not discuss the reasons behind this difference. Inside the GoM, the N + N concentration in the AAIW core is diluted due to mixing with adjacent water masses (TACW and upper North Atlantic Deep Water; uNADW), as indicated by the increased salinity values observed in the core (Hamilton et al., 2018). In the Caribbean Sea, where the intermediate and deep waters in the GoM proceed, TACW and uNADW present N + N concentrations lower than those of AAIW, and thus simple mixing between AAIW and neighboring water masses does not explain the decoupling of the N + N maximum with the salinity minimum that is observed in the GoM. Therefore, it is likely that biogeochemical processes contribute additional N + N to waters above the AAIW core in the interior of the gulf. Nonetheless, to comprehensively understand N + N dilution due to mixing with AAIW and enrichment due to the remineralization of organic matter, a more detailed study is required that quantitatively evaluates these processes.

Another prominent feature of the vertical distribution of N + N in the GoM is a top layer of ~ 50 m that is almost depleted with respect to N + N, regardless of the influence of mesoscale eddies (Fig. 9b, e). The average concentration of N + N in this upper euphotic layer was $\sim 0.03 \mu\text{mol kg}^{-1}$, which is similar to the value reported by Williams et al. (2015; see their Supplementary Tables S1 and S2) who studied the

effects of mesoscale eddies in surface waters (< 30 m) in the northern GoM. In our study, the N + N concentration was below the detection limit ($0.02 \mu\text{mol kg}^{-1}$) in some samples from this surface layer. The nitrate and phosphate content in the surface waters of oligotrophic environments are often present in nanomolar concentrations (Villareal et al., 2014), and thus traditional colorimetric methods cannot be used for their quantification (Li and Hansell, 2008). The oligotrophic conditions of the offshore waters of the GoM are characterized by a scarcity of N + N in the upper 50 m, which favors the development and predominance of picophytoplankton ($< 2 \mu\text{m}$) communities and species with low inorganic nitrogen requirements, such as *Prochlorococcus* and *Synechococcus* spp. (Linacre et al., 2019, 2015). Recently, it has been shown that *Prochlorococcus* is the dominant genus of the picophytoplankton community in the GoM with regard to abundance ($> 90\%$) and carbon biomass ($> 70\%$; Linacre et al., 2019). On the other hand, as in other oligotrophic environments, the scarcity of N + N in the upper layer of the euphotic zone suggests that primary production in the GoM is mainly sustained by recycled N (Armengol et al., 2019; Sigman and Hain, 2012; Villareal et al., 2014). However, the results of a few direct measurements of N₂ fixation rates in offshore waters (Holl et al., 2007), modeling studies (Yoshikawa et al., 2013), and evaluations of the isotopic compositions ($\delta^{15}\text{N}$) of organisms at the base of the pelagic food web in the GoM (Dorado et al., 2012) suggest that new production in the deep-water region of the GoM must be at least partially supported by new N that enters the system through N₂ fixation.

Although a balance has not been determined for N sources that sustain primary production in the deep-water region of the GoM, even though N + N concentrations in the upper layer of the euphotic zone appear in nanomolar quantities, a contribution to the primary production of the upper layer due to N + N imported from the subsurface layer cannot be ruled out (Kelly et al., 2021). As has been reported for other oligotrophic seas, different mechanisms may contribute to primary production by supplying N + N from subsurface waters to the upper euphotic zone (Johnson et al., 2010; Letscher and Villareal, 2018). Johnson et al. (2010) balanced the N contributions that support NCP near the ALOHA station in the subtropical North Pacific gyre and found that the contributions of N due to N₂ fixation and N + N due to vertical diffusive fluxes were insufficient to fully explain the NCP values observed in summer. These authors suggested that short-lived episodic contributions (< 10 d) associated with the passage of mesoscale eddies connect the subsurface N + N stock with the nutrient-poor upper layer in the ALOHA station. However, the elevation of the isopycnals during these events did not reach the mixed layer, although diapycnal mixing was favored. Thus, additional mechanisms besides eddy pumping are responsible for carrying N + N towards the mixed layer, where most of the NCP occurs in the ALOHA station. Johnson et al. (2010) proposed that nitrate that is episodically injected by cyclonic eddies may be carried by phytoplankton migrating from subsurface waters to the mixed layer. In a similar study that aimed to explain NCP at the BATS and ALOHA stations, Letscher and Villareal (2018) concluded that migrating phytoplankton can likely carry nutrients from the nitracline to the mixed layer, thus balancing the N required to sustain NCP in these oligotrophic seas. Other studies have also suggested that the role that migrant phytoplankton play in vertical nutrient fluxes, and thus in the biological pump, has been underestimated (Villareal et al., 2014; Villareal and Lipschultz, 1995; Wirtz and Smith, 2020). The role of migrant phytoplankton in the vertical transport of N + N has not been investigated within the GoM and needs to be addressed in future studies given that this source may contribute up to 50% of the net primary production in the ocean (Wirtz and Smith, 2020).

3.2.2.3. Relationship between the N + N stock and the DFM in the euphotic zone. The greatest effect of mesoscale eddies on the vertical distribution of N + N in the GoM, which was reflected in the difference in the N + N concentrations present between LCE and CE waters (see dotted green

line in Fig. 9b, e), was observed between 50 and 250 m, with the maximum differences located at 170 and 140 m in the X3 and X5 campaigns, respectively. Noticeable differences in the depths at which the nitracline begins ($0.5 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{N} + \text{N}$; Cianca et al., 2007; Letscher and Villareal, 2018) were observed between mesoscale structures, which were located at 56 and 57 m in the CE profiles, at 82 and 83 m in the NOE profiles, and at 97 and 120 m in the LCE profiles in the X3 and X5 campaigns, respectively (Table 3). Differences in the onset of the nitracline between LCE and CE waters reflected large differences in nutrient availability for primary producers in the euphotic zone.

The integrated $\text{N} + \text{N}$ concentration in the intermediate euphotic zone (50–100 m) was higher in CE waters compared to the concentrations present in NOE or LCE waters for both campaigns. The CEs presented values of 158 to 208 mmol m^{-2} , which were notably higher than those observed in NOE waters (28 to 29 mmol m^{-2}), while in LCEs, the stock of $\text{N} + \text{N}$ (6–9 mmol m^{-2}) did not exceed 6% of the stock observed in the CEs. These results indicate that an important injection of $\text{N} + \text{N}$ to the intermediate area of the euphotic zone occurs at CE cores in the GoM, which results in an enrichment that is 5.4- and 7.4-fold greater than that observed in waters under no influence of mesoscale eddies (Table 4). The effects of CEs on the $\text{N} + \text{N}$ stock in the upper layers of oligotrophic seas are variable and depend on several factors, including the intensity and developmental stage of the eddies, the depth of the mixed layer, and the depth of the nitracline. Huang and Xu (2018) evaluated the impact of mesoscale eddies on subsurface chlorophyll concentrations in the subtropical North Pacific and reported that the integrated $\text{N} + \text{N}$ concentration in the first 100 m of the water column (i. e., the depth of the euphotic zone) near ALOHA station was only 1.23-fold higher in cyclonic eddies than in water free of eddy influence. Moreover, the $\text{N} + \text{N}$ stock calculated for the euphotic zone in ALOHA station ($5.2 \pm 0.2 \text{mmol N m}^{-2}$) was much lower than that observed in the CEs in our study. Huang and Xu (2018) also indicated that the relatively low integrated concentrations of $\text{N} + \text{N}$ in CE waters were the result of averaging observations from a great diversity of cyclonic eddies, including both high- and low-intensity eddies. In contrast, for the same Central Pacific region, Rii et al. (2008) reported integrated $\text{N} + \text{N}$ concentrations of 45 and 71 mmol m^{-2} for the euphotic zones (100–115 m) within CE Noah and CE Opal, respectively. These values were 3.7- and 2.7-fold higher than the values recorded in the waters outside of the eddies. Although these eddies were relatively strong, the integrated $\text{N} + \text{N}$ concentrations in the first 100 m of the Noah and Opal CEs were also lower than those in the GoM CEs. The higher availability of $\text{N} + \text{N}$ observed in our study may be due to the nitracline in the water surrounding the eddies being deeper in the Central Pacific (~ 120 m) than in the GoM (Rii et al., 2008).

Our results suggest that the combination of greater light availability and $\text{N} + \text{N}$ enrichment in the intermediate euphotic zone induced by CE activity in both campaigns could stimulate the production of phytoplankton communities around the DFM. In the X5 campaign, the magnitude of the DFM was 1.9-fold greater in CEs than in NOE waters (Fig. 9f). In the X3 campaign, the vertical redistribution of chlorophyll in LCE and NOE waters was typical of winter (Pasqueron De Fommervault et al., 2017), yet it was observed that CE stations presented better defined maxima with greater magnitudes between 50 and 75 m (Fig. 9c). In a study of pairs of anticyclonic-cyclonic eddies in the western GoM, Biggs and Müller-Karger (1994) reported a chlorophyll stock in the first 100 m that was 1.7-fold higher in CEs than in waters outside the eddy. Moreover, they reported a concentration of $\text{N} + \text{N}$ at 100 m of $11.6 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in a CE and a concentration of only $1.66 \pm 0.9 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in water outside the eddy. In our study, the average concentration of $\text{N} + \text{N}$ at 100 m in CEs during the X3 campaign was $6.8 \pm 1.6 \mu\text{mol kg}^{-1}$. At station H46, which was under strong cyclonic influence in the Bay of Campeche, this value was $17.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$. These values contrast with the concentrations observed in the NOE profiles ($2.1 \pm 1.0 \mu\text{mol kg}^{-1}$). The apparent stimulus provided to primary production from the injection of nutrients to the intermediate area of the euphotic zone by

cyclonic eddies that is suggested by our results and by those reported by Biggs and Müller-Karger (1994) does not agree with what has been suggested by Pasqueron De Fommervault et al. (2017). These authors proposed that the increase in surface chlorophyll content during winter is the result of a vertical redistribution of subsurface chlorophyll and/or acclimatization processes and not the result of a net increase in biomass given that the nutrient quantities supplied to the surface by the deepening of the mixed layer during winter in the Bay of Campeche region are insufficient to allow for notable biomass accumulation (Damien et al., 2018).

With regard to the available $\text{N} + \text{N}$ stock in the lower euphotic zone (100–150 m), a noticeable difference was observed between oceanographic campaigns when considering the LCEs. In the X3 campaign, in the LCE Jumbo/Icarus, a $\text{N} + \text{N}$ stock of 118mmol m^{-2} was observed, which was double that observed in the LCE Nautilus/Olympus during the X5 campaign (58 mmol m^{-2}). In the X3 campaign, near the core of the LCE Jumbo/Icarus, winter mixing increased the depth of the mixed layer to 115 m, exceeding the nitracline depth (97 m; Table 4). In contrast, in the X5 campaign, the onset of the nitracline was observed to be 95 m, well below the MLD (25 m). The difference between campaigns in the available $\text{N} + \text{N}$ stock in the lower euphotic zone of the LCE could explain the considerable presence of low-light *Prochlorococcus* (PRO-LL) in the LCE during winter. The biomass of this cyanobacterium was 2- to 3-fold higher than that detected in the LCEs during summer (Linacre et al., 2019, 2015).

3.2.3. Preformed $\text{N} + \text{N}$

As mentioned above, migrating phytoplankton can be a source of subsurface $\text{N} + \text{N}$ to the upper part of the euphotic zone. The consumption of $\text{N} + \text{N}$ by migrating phytoplankton, when it is below the compensation depth (i. e., the depth where the light available for photosynthetic production is matched by the energy lost through cellular respiration), does not lead to an increase in the DO concentration given that the accumulation of dissolved oxygen only occurs in shallow depths in which photosynthesis is greater than respiration. A decoupling between $\text{N} + \text{N}$ consumption and DO production was suggested by Johnson et al. (2010) and by Letscher and Villareal (2018) to partially explain the vertical distribution of preformed $\text{N} + \text{N}$ ($[\text{N} + \text{N}]_{\text{pre}}$). These authors observed that during the period of greatest stratification in the BATS and ALOHA stations, the $[\text{N} + \text{N}]_{\text{pre}}$ consistently showed negative values in the upper mesopelagic layer and positive values in the euphotic zone, which were also observed in the GoM during the summer X5 campaign of our study (Fig. 10b).

In the X3 campaign, as in the case of the BATS station in winter (Letscher and Villareal, 2018), no positive $[\text{N} + \text{N}]_{\text{pre}}$ surface anomaly was observed in the GoM, and a negative subsurface anomaly was also not evident in most profiles (Fig. 10a). In the oligotrophic regions around the BATS and ALOHA stations, it has been observed that positive and negative $[\text{N} + \text{N}]_{\text{pre}}$ values are eroded by winter mixing (Johnson et al., 2010; Letscher and Villareal, 2018). Thus, it is probable that this process may have also erased the $[\text{N} + \text{N}]_{\text{pre}}$ signal during the X3 campaign in the GoM. In contrast, the vertical distribution of $[\text{N} + \text{N}]_{\text{pre}}$ in the first 250 m of the water column during the X5 campaign showed negative values in subsurface waters, with a minimum of -2.8 , -3.2 , and $-3.4 \mu\text{mol kg}^{-1}$ observed below the nitracline and located at 171 (LCE), 115 (NOE), and 82 m (CE), respectively (Fig. 10b). It is evident that mesoscale eddies modify the position of the minimum value of $[\text{N} + \text{N}]_{\text{pre}}$. However, in the three types of structures, this minimum was located around the 25.8kg m^{-3} isopycnal (Fig. 11a) and the negative values extended between the same isopycnal range of 24.8 – 26.2kg m^{-3} , which was located between 45 and 100 m, 45–130 m, and 80–210 m in CE, NOE, and LCE waters. Apparently, the LCEs in the GoM show conditions that are similar to those observed in the BATS station where Letscher and Villareal (2018) reported negative $[\text{N} + \text{N}]_{\text{pre}}$ values between 80 and 160 m during summer and autumn.

Given that $[\text{N} + \text{N}]_{\text{pre}}$ is calculated based on the assumption that the

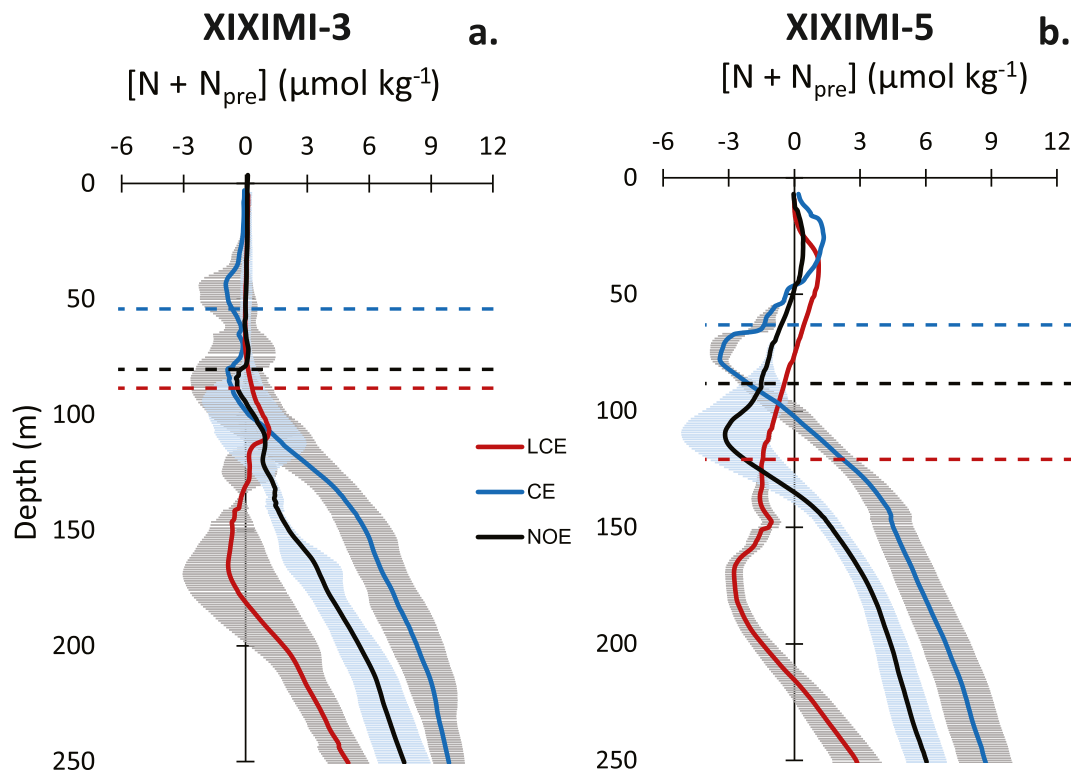


Fig. 10. Average vertical profiles of preformed nitrate ($[N + N]_{pre}$) for a Loop Current eddy (LCE; red line), cyclonic eddy (CE; blue line), and water with no eddy effects (NOE; black line) in the XIXIMI-3 (a) and XIXIMI-5 (b) campaigns. The dotted lines indicate the nitracline depth in LCE (red), CE (blue), and NOE (black) waters in each campaign. The shaded areas (gray and light blue) indicate the standard deviation of each structure characterized in the two campaigns. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

decomposition of organic matter occurs at the constant $-O_2:N$ ratio of 10.63 (modified Redfield ratio; Anderson and Sarmiento, 1994), it was originally suggested that negative $[N + N]_{pre}$ values are the result of the decomposition of dissolved organic matter which presents a relatively high C:N ratio that deviates from Redfield stoichiometry in oligotrophic seas (i.e., Abell et al., 2005). However, even considering non-Redfield stoichiometry of the total (bulk) dissolved organic matter when calculating $[N + N]_{pre}$, the negative anomalies observed in oligotrophic seas indicate that the complete remineralization of this organic matter is insufficient to explain the observed values of $[N + N]_{pre}$. Thus, additional mechanisms have been proposed to explain these negative anomalies, including (1) the vertical migration of phytoplankton, (2) consumption of $N + N$ by heterotrophic bacteria, and (3) formation and remineralization of transparent exopolymer particles (TEPs; Letscher and Villareal, 2018).

There is insufficient information to estimate the relative contributions of the mechanisms that may have possibly led to the observed $[N + N]_{pre}$ values in the GoM. However, considering that the deep-water region of the GoM is an oligotrophic system, we can speculate that the mechanisms that have led to the formation of positive and negative $[N + N]_{pre}$ values in the GoM are the same as those leading to the formation of positive and negative $[N + N]_{pre}$ values in the oligotrophic regions around the BATS and ALOHA stations. Letscher and Villareal (2018) and Johnson et al. (2010) concluded that the vertical migration of phytoplankton constitutes the main form of control over $[N + N]_{pre}$ anomalies. Phytoplankton cells that are capable of migrating in the water column are generally large ($> 100 \mu\text{m}$) and ubiquitous yet rare (Villareal et al., 2014; Villareal and Lipschultz, 1995). These cells avoid competing for nutrients with smaller cells ($< 3 \mu\text{m}$), which dominate the phytoplankton community in oligotrophic regions (Linacre et al., 2019; Zubkov et al., 1998), by storing $N + N$ that was taken up from the subsurface pool in their interiors. This is reflected in the negative $[N + N]_{pre}$ values obtained below the nitracline (Fig. 10b). Phytoplankton migrate to the

surface and internally reduce $N + N$, assimilating it into biomass and producing photosynthetic oxygen (Letscher and Villareal, 2018; Villareal et al., 2014; Villareal and Lipschultz, 1995). This oxygen release is reflected in the positive $[N + N]_{pre}$ values observed for the LCE ($1.1 \mu\text{mol kg}^{-1}$), NOE ($0.4 \mu\text{mol kg}^{-1}$), and CE ($1.3 \mu\text{mol kg}^{-1}$) waters of the X5 campaign at 40, 32, and 29 m, respectively (Fig. 10b), where the subsurface oxygen maximum is located for each profile (Fig. 9d). It has been suggested that the vertical migration of phytoplankton can explain between 87 and 95% of the formation of positive $[N + N]_{pre}$ signals (Letscher and Villareal, 2018).

It is important to mention that for the BATS station, Letscher and Villareal (2018) estimated that the consumption of $N + N$ by migrating phytoplankton contributes between 90 and 93% of the formation rate of negative $[N + N]_{pre}$ values, while the consumption of $N + N$ by heterotrophic bacteria only contributes 0.5–3.5%, and the remineralization of TEPs contributes 5.1–7.0%. However, for the same region, Fawcett et al. (2018) proposed that the assimilation of nitrate by heterotrophic bacteria that degrade N-poor organic matter during sporadic events can explain $\sim 40\%$ of the “missing” nitrate (i.e., the negative $[N + N]_{pre}$ anomaly). These authors suggest that gel-like organic matter, which is rich in C but poor in N and P, slowly sinks and remineralizes below the euphotic zone. Given the low content of N in this organic matter, heterotrophic bacteria are N-limited and thus need to consume $N + N$ from the medium.

As in the case of the Sargasso Sea, the production and remineralization of TEPs in the GoM can also contribute to the vertical distribution of $[N + N]_{pre}$ (Fawcett et al., 2018). Compounds rich in polysaccharides represent an important pool of N-deficient organic matter, which can be actively released by picophytoplankton under conditions of stress induced by nutrient depletion (Engel et al., 2020; Ortega-Retuerta et al., 2019). *Prochlorococcus*, the dominant group of autotrophic biomass in the GoM (Linacre et al., 2019, 2015), constitutes an important source of polymeric extracellular substances, including the precursors of TEPs

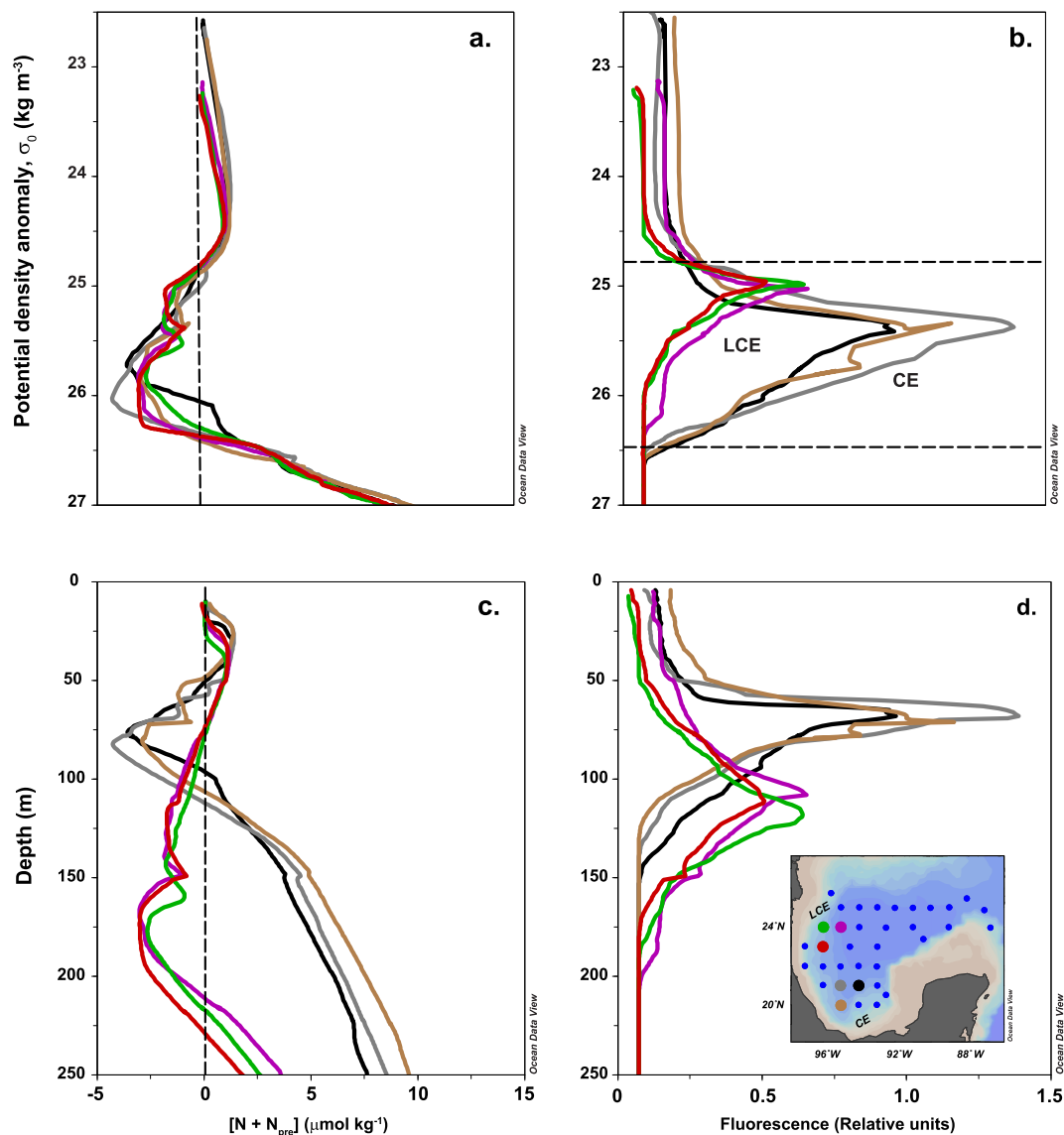


Fig. 11. Vertical profiles of preformed nitrate ($[N + N]_{\text{pre}}$) (a, c) and fluorescence (b, d) plotted against the potential density anomaly (σ_0 , kg m^{-3} ; top row) and depth (m; bottom row) for the stations corresponding to a Loop Current eddy (LCE: B11, B12, and C21) and cyclonic eddy (CE: H46, F37, F38) as indicated in the map of XIXIMI-5 (box in 11d).

(Iuculano et al., 2017) in oligotrophic seas, and thus the cycle of these marine gels can be analogous to the cycle described by Letscher and Villareal (2018) for the oligotrophic region around the BATS station. It is interesting to note that the negative $[N + N]_{\text{pre}}$ anomaly ($\sim 24.8\text{--}26.4$ kg m^{-3}) coincides with the layer in which the greatest presence of chlorophyll (fluorescence) occurs in CE waters and in the LCE of the X5 campaign (Fig. 11a, b). Given the low rate of TEP sinking, it is likely that bacterial consumption of $N + N$ is promoted by the remineralization of TEPs, which results in DO consumption without the concomitant regeneration of N typically associated with the decomposition of marine biomass (Fawcett et al., 2018).

4. Conclusions

The results of this study show that mesoscale eddies play a strong modulating role in the vertical distribution of $N + N$ throughout the water column (up to 1000 m depth) in the deep-water region of the GoM. This is particularly noticeable in the first 250 m, which encompass both the euphotic and upper mesopelagic zones. The nitracline depth (0.5 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ of $N + N$) was located around the $\sigma_0 \sim 25.0$ kg m^{-3} isopycnal.

In the cores of recently detached LCEs, the nitraclines were located at maximum depths (e.g., in the LCE Poseidon, the nitracline depth was located at 150 m and $\sigma_0 \sim 24.1$ kg m^{-3}). As LCEs journey to the west, the nitracline depth rises and can be observed up to ~ 97 m in LCE cores near the continental slope. This depth is shallower than the MLD in winter, suggesting that winter mixing may promote vertical $N + N$ fluxes in these eddies. In the CE cores, the nitracline depth rises to ~ 57 m on average, and an $N + N$ stock of 158–208 mmol m^{-2} may be observed in the intermediate layer of the euphotic zone. This $N + N$ stock is 5- to 7-fold higher than the values observed in waters with no eddy influence, whereas the values observed in LCEs range from 6 to 9 mmol m^{-2} . As a result of the supply of $N + N$, the chlorophyll content in the DCM in CEs is relatively high. Although the deep-water region is considered to be oligotrophic, the $N + N$ stock in the CEs of the GoM is higher than those of CEs in other oligotrophic regions, such as those in the Central Tropical Pacific, which probably allows the subsurface waters of the GoM to be comparably more productive.

Although the $N + N$ value was almost zero in the upper euphotic zone (0–50 m), the use of $N + N$ for photosynthesis in that layer cannot be ruled out. As has been suggested for the oligotrophic waters of the BATS

and ALOHA stations, the positive $[N + N]_{pre}$ anomaly, which coincides with the subsurface DO maximum in the GoM in summer, may be due to primary production by migrant phytoplankton that captured $N + N$ within the nitracline and assimilated it during photosynthesis in the upper euphotic zone. The uptake of $N + N$ without photosynthesis (i.e., without DO production) by migrating phytoplankton may also result in the negative $[N + N]_{pre}$ anomaly observed between the 24.8–26.2 kg m^{-3} isopycnals in CE, LCE, and NOE waters. It has also been proposed that the negative $[N + N]_{pre}$ anomaly may be due to the consumption of $N + N$ by heterotrophic bacteria and/or the subsurface degradation of N-poor TEPs. However, no information on these mechanisms is available for the deep-water region of the GoM. To deepen our understanding of the role that mesoscale eddies play in the distribution of nutrients within the GoM and their impacts on primary production and the mechanisms of nutrient addition and removal in the upper layer of the ocean, further studies are required that specifically focus on these mechanisms, including those that require an eddy-centric sampling approach.

Funding

This research 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 (GIGOM). We acknowledge PEMEX's specific request to the Hydrocarbon Fund to address the environmental effects of oil spills in the Gulf of Mexico. The XIXIMI-3 cruise and corresponding nutrient analyses were funded by INECC-SEMARNAT and FOINS-CONACYT. E. Lee-Sánchez was supported by a CONACYT fellowship while completing the PhD program "Doctorado en Ciencias en Oceanografía Costera de la Universidad Autónoma de Baja California" (August 2017 – July 2020).

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

We thank Mauricio Muñoz-Anderson and María del Carmen Ávila-López for nitrate + nitrite analyses during the XIXIMI-5 campaign. Dissolved oxygen data were kindly provided by Dr. Juan Carlos Herguera (CICESE-Mexico). We thank the crew and scientists of the R/V Justo Sierra (UNAM) involved in sampling campaigns and sample processing onboard. Satellite altimeter data was provided by Ssalto/Duacs with the support of Cnes and distributed by the Copernicus Marine and Environment Monitoring Service (CMEMS). We dedicate this manuscript to the memory of Eduardo Ortiz-Campos who performed the nitrate + nitrite analyses during the XIXIMI-3 campaign.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2022.103721>.

References

- Abell, J., Emerson, S., Keil, R.G., 2005. Using preformed nitrate to infer decadal changes in DOM remineralization in the subtropical North Pacific. *Glob. Biogeochem. Cycles* 19, 1–16. <https://doi.org/10.1029/2004GB002285>.
- Álvarez-Salgado, X.A., Álvarez, M., Brea, S., Mémery, L., Messias, M.J., 2014. Mineralization of biogenic materials in the water masses of the South Atlantic Ocean. II: stoichiometric ratios and mineralization rates. *Prog. Oceanogr.* 123, 24–37. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.12.007>.
- Anderson, L.A., Sarmiento, J.L., 1994. Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis. *Glob. Biogeochem. Cycles* 8, 65–80.
- Armengol, L., Calbet, A., Franchy, G., Rodríguez-Santos, A., Hernández-León, S., 2019. Planktonic food web structure and trophic transfer efficiency along a productivity gradient in the tropical and subtropical Atlantic Ocean. *Sci. Rep.* 1–19. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-38507-9>.
- Armstrong, F.A.J., Stearns, C.R., Strickland, J.D.H., 1967. The measurement of upwelling and subsurface biological processes by means of the Technicon Autoanalyzer and associated equipment. *Deep. Res.* 14, 381–389.
- Artigue, L., Lacan, F., Van Gennip, S., Lohan, M.C., Wyatt, N.J., Woodward, M.S., Mahaffey, C., Hopkins, J., Drillet, Y., 2020. Water mass analysis along 22 °N in the subtropical North Atlantic for the JC150 cruise (GEOTRACES, GApr08). *Deep. Res. Part I* 103230. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2020.103230>.
- Benitez-Nelson, C.R., Bidigare, R.R., Dickey, T.D., Landry, M.R., Leonard, C.L., Brown, S.L., Nencioli, F., Rii, Y.M., Maiti, K., Becker, J.W., Bibby, T., Black, W., Carlson, C.A., Chen, F., Kuwahara, V.S., Mahaffey, C., McAndrew, P.M., Quay, P.D., Rappé, M.S., Shelp, K.E., Simmons, M.P., Yang, E.J., 2007. Mesoscale eddies drive increased silica export in the subtropical Pacific Ocean. *Science* (80-) 316, 1017–1021.
- Biggs, D.C., 1992. Nutrients, plankton, and productivity in a warm-core ring in the Western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 97, 2143–2154.
- Biggs, D.C., Müller-Karger, F.E., 1994. Ship and satellite observations of chlorophyll stocks in interacting cyclone-anticyclone eddy pairs in the western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 99, 7371–7384.
- Billheimer, S.J., Talley, L.D., Martz, T.R., 2021. Oxygen seasonality, utilization rate, and impacts of vertical mixing in the eighteen degree water region of the Sargasso Sea as observed by profiling biogeochemical floats. *Glob. Biogeochem. Cycles* 35, 1–19. <https://doi.org/10.1029/2020GB006824>.
- Broecker, W.S., 1974. "NO", a conservative water-mass tracer. *Earth Planet. Sci. Lett.* 23, 100–107.
- Browning, T.J., Al-hashem, A.A., Hopwood, M.J., Engel, A., 2021. Iron regulation of North Atlantic eddy phytoplankton productivity. *Geophys. Res. Lett.* 1–11. <https://doi.org/10.1029/2020GL091403>.
- 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. <https://doi.org/10.1029/2001JC001256>.
- 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.* 49, 1381–1401. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0189.1>.
- Chapman, P., DiMarco, S.F., Key, R.M., Previtii, C., Yvon-Lewis, S., 2017. Age constraints on Gulf of Mexico deep water ventilation as determined by 14C measurements. *Radiocarbon* 1–16. <https://doi.org/10.1017/RDC.2017.80>.
- Cianca, A., Helmke, P., Mourião, B., Rueda, M.J., Llinás, O., Neuer, S., 2007. Decadal analysis of hydrography and in situ nutrient budgets in the western and eastern North Atlantic subtropical gyre. *J. Geophys. Res.* 112, 1–18. <https://doi.org/10.1029/2006JC003788>.
- 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. Ocean.* 123, 2592–2614. <https://doi.org/10.1002/2017JC013456>.
- de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A.S., Lazar, A., Iudicone, D., 2004. Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res.* 109, 1–20. <https://doi.org/10.1029/2004JC002378>.
- Delgado, J.A., Sudre, J., Tanahara, S., Montes, I., Hernández-Ayón, 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, 1561–1578.
- Dorado, S., Rooker, J.R., Wissel, B., Quigg, A., 2012. Isotope baseline shifts in pelagic food webs of the Gulf of Mexico. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 464, 37–49. <https://doi.org/10.3354/meps09854>.
- Dufois, F., Hardman-Mountford, N.J., Greenwood, J., Richardson, A.J., Feng, M., Matear, R.J., 2016. Anticyclonic eddies are more productive than cyclonic eddies in subtropical gyres because of winter mixing. *Sci. Adv.* 2, 1–6.
- Dukhovskoy, D.S., Leben, R.R., Chassignet, E.P., Hall, C.A., Morey, S.L., Nedbor-gross, R., 2015. Characterization of the uncertainty of loop current metrics using a multidecadal numerical simulation and altimeter observations. *Deep. Res. Part I* 100, 140–158. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.01.005>.
- Durán-Campos, E., Salas-de-León, D.A., Monreal-Gómez, M.A., Coria-Monter, E., 2017. Patterns of chlorophyll-a distribution linked to mesoscale structures in two contrasting areas Campeche Canyon and Bank, Southern Gulf of Mexico. *J. Sea Res.* 123, 30–38. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2017.03.013>.
- Elliott, B.A., 1982. Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* [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., Hayward, T.L., 1995. Chemical tracers of biological processes in shallow waters of North Pacific: preformed nitrate distributions. *J. Mar. Res.* 53, 499–513.
- Engel, A., Endres, S., Galgani, L., Schartau, M., 2020. Marvelous marine microgels: on the distribution and impact of gel-like particles in the oceanic water-column. *Front. Mar. Sci.* 7, 1–15. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00405>.
- Falkowski, P.G., Ziemann, D., Kolber, Z., Bienfang, P.K., 1991. Role of eddy pumping in enhancing primary production in the ocean. *Nature* 352, 55–58.
- Fawcett, S.E., Johnson, K.S., Riser, S.C., Van Oostende, N., Sigman, D.M., 2018. Low-nutrient organic matter in the Sargasso Sea thermocline: a hypothesis for its role, identity, and carbon cycle implications. *Mar. Chem.* 207, 108–123. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2018.10.008>.
- Fernández, C., Raimbault, P., Caniaux, G., Garcia, N., Rimmelín, P., 2005. Influence of mesoscale eddies on nitrate distribution during the POMME program in the Northeast Atlantic Ocean. *J. Mar. Syst.* 55, 155–175. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.08.007>.
- Gaube, P., McGillicuddy, D.J., Chelton, D.B., Behrenfeld, M.J., Strutton, P.G., 2014. Regional variations in the influence of mesoscale eddies on near-surface chlorophyll.

- J. Geophys. Res. Ocean. 119, 8195–8220. <https://doi.org/10.1002/2014JC010111>. Received.
- Gaube, P., McGillicuddy, D.J., Moulin, A.J., 2019. Mesoscale eddies modulate mixed layer depth globally. *Geophys. Res. Lett.* 46, 1505–1512. <https://doi.org/10.1029/2018GL080006>.
- Gordon, L.I., Jennings, J.C., Ross, A.A.J., Krest, J.M., 1993. A Suggested protocol for continuous flow automated analysis of seawater nutrients (Phosphate, Nitrate, Nitrite and Silicic Acid) in the WOCE Hydrographic Program and the Joint Global Ocean Fluxes Study. In: *WOCE Oper. Man.*
- Gruber, N., 2008. The marine nitrogen cycle: overview and challenges. In: Capone, D.G., Bronk, D.A., Mulholland, M.R., Carpenter, E.J. (Eds.), *Nitrogen in the Marine Environment*, 2nd edition, pp. 186–192. <https://doi.org/10.1128/microbe.3.186.1>.
- Hamilton, P., 2007. Eddy statistics from Lagrangian drifters and hydrography for the northern Gulf of Mexico slope. *J. Geophys. Res.* 112, 1–16. <https://doi.org/10.1029/2006JC003988>.
- Hamilton, P., Fargion, G.S., Biggs, D.C., 1999. Loop current eddy paths in the western Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* 29, 1180–1207. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<1180:LCEPIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<1180:LCEPIT>2.0.CO;2).
- 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>.
- Hayward, T.L., 1994. The shallow oxygen maximum layer and primary production production. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 41, 559–574.
- 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 Changing Conditions in LMEs of the World's Regional Seas*. United Nations Environment. United Nations Environ. Program, Nairobi, Kenya.
- Holl, C.M., Villareal, T.A., Payne, C.D., Clayton, T.D., Hart, C., Montoya, J.P., 2007. Trichodesmium in the western Gulf of Mexico: stable isotope evidence. *Limnol. Oceanogr.* 52, 2249–2259.
- Howe, S., Miranda, C., Hayes, C., Letscher, R., Knapp, A.N., 2020. The Dual Isotopic Composition of Nitrate in the Gulf of Mexico and Florida Straits. <https://doi.org/10.1029/2020JC016047>.
- Huang, J., Xu, F., 2018. Observational evidence of subsurface chlorophyll response to mesoscale eddies in the North Pacific. *Geophys. Res. Lett.* 45, 8462–8470. <https://doi.org/10.1029/2018GL078408>.
- Hydes, D.J., Aoyama, M., Aminot, A., Bakker, K., Becker, S., Coverly, S., Daniel, A., Dickson, A.G., Grosso, O., Kerouel, R., van Ooijen, J., Sato, K., Tanhua, T., Woodward, E.M.S., Zhang, J.Z., 2010. Determination of dissolved nutrients (N, P, Si) in seawater with high precision and inter-comparability using gas-segmented continuous flow analysers. In: *The GO-SHIP Repeat Hydrography Manual IOCCP Report*.
- Iuculano, F., Mazuecos, I.P., Reche, I., Agustí, S., 2017. Prochlorococcus as a possible source for Transparent Exopolymer Particles (TEP). *Front. Microbiol.* 8, 1–11. <https://doi.org/10.3389/fmicb.2017.00709>.
- Jochens, A.E., DiMarco, S.F., 2008. Physical oceanographic conditions in the Deepwater Gulf of Mexico in summer 2000–2002. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 55, 2541–2554. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.07.003>.
- Johnson, K.S., Riser, S.C., Karl, D.M., 2010. Nitrate supply from deep to near-surface waters of the North Pacific subtropical gyre. *Nature* 465, 1062–1065. <https://doi.org/10.1038/nature09170>.
- Jouanno, J., Ochoa, J., Pallás-Sanz, E., Sheinbaum, J., Andrade-Canto, F., Candela, J., Molines, J.M., 2016. Loop current frontal eddies: formation along the Campeche Bank and impact of coastally trapped waves. *J. Phys. Oceanogr.* 46, 3339–3363. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0052.1>.
- Kelly, T.B., Knapp, A.N., Landry, M.R., Selph, K.E., Shropshire, T.A., Thomas, R.K., Stukel, M.R., 2021. Lateral advection supports nitrogen export in the oligotrophic open-ocean Gulf of Mexico. *Nat. Commun.* 1–7. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-23678-9>.
- Kim, J., Chapman, P., Rowe, G., Dimarco, S.F., Thornton, D.C.O., 2020. Implications of Different Nitrogen Input Sources for Potential Production and Carbon Flux Estimates in the Coastal Gulf of Mexico (GOM) and Korean Peninsula Coastal Waters 45–63.
- Letscher, R.T., Villareal, T.A., 2018. Evaluation of the seasonal formation of subsurface negative preformed nitrate anomalies in the subtropical North Pacific and North Atlantic. *Biogeosciences* 15, 6461–6480. <https://doi.org/10.5194/bg-15-6461-2018>.
- Li, Q.P., Hansell, D.A., 2008. Nutrient distributions in baroclinic eddies of the oligotrophic North Atlantic and inferred impacts on biology. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 55, 1291–1299. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.01.009>.
- 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 Res. Part I Oceanogr. Res.* 106, 55–67. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.009>.
- Linacre, L., Durazo, R., Camacho-Ibar, V., Selph, K.E., Lara-Lara, J.R., Mirabal-Gómez, U., Bazán-Guzmán, C., Lago-Lestón, A., Fernández-Martín, E.M., Sidón-Cesena, K., 2019. Picoplankton carbon biomass assessments and distribution of Prochlorococcus ecotypes linked to Loop Current Eddies during summer in the southern Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res. Ocean.* 124. <https://doi.org/10.1029/2019JC015103>.
- McGillicuddy, D.J., 2016. Mechanisms of Physical-Biological-Biochemical Interaction at the Oceanic Mesoscale. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015606>.
- McGillicuddy, D.J., Anderson, L.A., Bates, N.R., Bibby, T., Buesseler, K.O., Carlson, C.A., Davis, C.S., Ewart, C., Falkowski, P.G., Goldthwait, S.A., Hansell, D.A., Jenkins, W.J., Johnson, R., Kosnyrev, V.K., Ledwell, J.R., Li, Q.P., Siegel, D.A., Steinberg, D.K., 2007. Eddy/wind interactions stimulate extraordinary mid-ocean plankton blooms. *Science* (80-) 316, 1021–1026. <https://doi.org/10.1126/science.1136256>.
- Meunier, T., Pallás-Sanz, E., Tenreiro, M., Portela, E., Ochoa, J., Ruiz-Angulo, A., Cusí, S., 2018. The vertical structure of a loop current Eddy. *J. Geophys. Res. Ocean.* 123, 6070–6090. <https://doi.org/10.1029/2018JC013801>.
- Meunier, T., Sheinbaum, J., Pallás-Sanz, E., Tenreiro, M., Ochoa, J., Ruiz-Angulo, A., Carton, X., de Marez, C., 2020. Heat content anomaly and decay of warm-core rings: the case of the Gulf of Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 47. <https://doi.org/10.1029/2019GL085600>.
- Morrison, J.M., Merrell, W.J., Key, Robert, M., Key, T.C., 1983. Property distributions and deep chemical measurements within the Western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 88, 2601–2608.
- Müller-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.* 134, 54–76. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.007>.
- Ortega-Retuerta, E., Mazuecos, I.P., Reche, I., Gasol, J.M., Álvarez-Salgado, X.A., Alvarez, M., Montero, M.F., Aristegui, J., 2019. Transparent exopolymer particle (TEP) distribution and in situ prokaryotic generation across the deep Mediterranean Sea and nearby North East Atlantic Ocean. *Prog. Oceanogr.* 173, 180–191. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2019.03.002>.
- Pasqueron De Fommervault, O., Perez-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, 5647–5662. <https://doi.org/10.5194/bg-14-5647-2017>.
- Pérez-Brunius, P., Garcia-Carrillo, P., Dubranna, J., Sheinbaum, J., Candela, J., 2012. Direct observations of the upper layer circulation in the southern Gulf of Mexico. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.07.020>.
- Pérez-Brunius, P., Furey, H., Bower, A., Hamilton, P., Candela, J., García-Carrillo, P., Leben, R., 2017. Dominant circulation patterns of the deep Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0140.1>. JPO-D-17-0140.1.
- Portela, E., Tenreiro, M., Pallás-Sanz, E., Meunier, T., Ruiz-Angulo, A., Sosa-Gutiérrez, R., Cusí, S., 2018. Hydrography of the central and Western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res. Ocean.* 123, 5134–5149. <https://doi.org/10.1029/2018JC013813>.
- Redalje, D.G., Ammerman, J.W., Herrera-Silveira, J.A., Knapp, A.N., Krause, J.W., Valdes, D.S., Hayward, A.S., 2019. Nutrients in the Gulf of Mexico: Distributions, cycles, sources, sinks and processes. In: Bianchi, T.S. (Ed.), *Gulf of Mexico: Origins, Waters, Biota: Vol 5 Chemical Oceanography*. Texas A&M University Press, pp. 44–92.
- Rii, Y.M., Brown, S.L., Nencioli, F., Kuwahara, V., Dickey, T., Karl, D.M., Bidigare, R.R., 2008. The transient oasis: nutrient-phytoplankton dynamics and particle export in Hawaiian lee cyclones. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 55, 1275–1290. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.01.013>.
- Rivas, D., Badan, A., Ochoa, J., 2005. The ventilation of the deep Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* 35, 1763–1781. <https://doi.org/10.1175/JPO2786.1>.
- Sedwick, P.N., Bernhardt, P.W., Mulholland, M.R., Najjar, R.G., Blumen, L.M., Sohst, B. M., Sookhdeo, C., Widner, B., 2018. Assessing phytoplankton nutritional status and potential impact of wet deposition in seasonally oligotrophic waters of the Mid-Atlantic Bight. *Geophys. Res. Lett.* 45, 3203–3211. <https://doi.org/10.1002/2017GL075361>.
- Sherman, K., Hempel, G., 2008. The UNEP Large Marine Ecosystem Report: a perspective on changing conditions in LMEs of the world's Regional Seas. In: *UNEP Regional Seas Report and Studies No. 182.*, United Nations Environment Programme, Nairobi, Kenya.
- Sigman, D.M., Hain, M.P., 2012. The biological productivity of the ocean. *Nat. Educ.* 3, 1–16.
- 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. Ocean.* 1–28. <https://doi.org/10.1029/2019JC015397>.
- 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.
- Takahashi, T., Broecker, W.S., Langer, S., 1985. Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces. *J. Geophys. Res.* 90, 6907–6924.
- 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.* 97, 2155–2172.
- 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, 559–588. <https://doi.org/10.1007/BF02235424>.
- Villareal, T.A., Lipschultz, F., 1995. Internal nitrate concentrations in single cells of large phytoplankton from the Sargasso Sea. *J. Phycol.* 31, 689–696. <https://doi.org/10.1111/j.0022-3646.1995.00689.x>.
- Villareal, T.A., Pilskaln, C.H., Montoya, J.P., Denneft, M., 2014. Upward nitrate transport by phytoplankton in oceanic waters: balancing nutrient budgets in oligotrophic seas. *PeerJ* 1–31. <https://doi.org/10.1007/peerj.302>.
- Vukovich, F.M., Waddell, E., 1991. Interaction of a warm ring with the Western slope in the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* 21, 1062–1074.
- Wan, X.S., Sheng, H., Dai, M., Church, M.J., Zou, W., Hutchins, D.A., Ward, B.B., Ji-Kao, S., 2021. Phytoplankton-nitrifier interactions control the geographic distribution of nitrite in the Upper Ocean global biogeochemical cycles. *Glob. Biogeochem. Cycles* 1–19. <https://doi.org/10.1029/2021GB007072>.
- Weisberg, R.H., Liu, Y., 2017. On the loop current penetration into the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res. Ocean.* 122, 9679–9694. <https://doi.org/10.1002/2017JC013330>.

- Williams, A.K., McInnes, A.S., Rooker, J.R., Quigg, A., 2015. Changes in microbial plankton assemblages induced by mesoscale oceanographic features in the Northern Gulf of Mexico. *PLoS One* 10. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0138230>.
- Wirtz, K., Smith, S.L., 2020. Vertical migration by bulk phytoplankton sustains biodiversity and nutrient input to the surface ocean. *Sci. Rep.* 10, 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-57890-2>.
- Wüst, G., 1963. On the stratification and the circulation in the cold water sphere of the Antillean-Caribbean basins. *Deep. Res.* 10, 165–187.
- Yingling, N., Kelly, T.B., Shropshire, T.A., Landry, M.R., Selph, K.E., Knapp, A.N., Kranz, S.A., Stukel, M.R., 2021. Taxon-specific phytoplankton growth, nutrient utilization, and light limitation in the oligotrophic Gulf of Mexico. *J. Plankton Res.* doi. <https://doi.org/10.1101/2021.03.01.433426>.
- Yoshikawa, C., Coles, V.J., Hood, R.R., Capone, D.G., Yoshida, N., 2013. Modeling how surface nitrogen fixation influences subsurface nutrient patterns in the North Atlantic. *J. Geophys. Res. Ocean.* 118, 2520–2534. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20165>.
- Zubkov, M.V., Sleigh, M.A., Tarran, G.A., Burkill, P.H., Leakey, R.J.G., 1998. Picoplanktonic community structure on an Atlantic transect from 50°N to 50°S. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res.* 45, 1339–1355. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00015-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00015-6).

CAPÍTULO II

Efecto del consumo y remineralización sobre el contenido de nutrientes y de oxígeno disuelto en la zona eufótica y mesopelágica (<600 m) del Golfo de México durante verano de 2016

INTRODUCCIÓN

La compleja circulación por remolinos de mesoescala en el Golfo de México (GoM) genera diferencias en la distribución de las propiedades físicas y químicas a lo largo de la columna de agua. El efecto de los remolinos de mesoescala (e.g. ciclónicos y anticiclónicos) en la distribución vertical de dichas propiedades se ha observado hasta 1000 m de profundidad, aunque las diferencias son más notables en la zona eufótica (~150 m) y mesopelágica superior (<250m; Lee-Sánchez et al., 2022; Velásquez-Aristizábal et al., 2022). Aunado a esto, la contribución relativa de las distintas masas de agua que llenan la cuenca del GoM muestra una variación vertical en los núcleos de las masas de agua asociada a los remolinos de mesoescala (Valencia-Gasti et al., 2022) y por tanto en las propiedades físicas y químicas. Dado al dominio de los procesos físicos (e.g. advección y mezcla) en la distribución de las variables (e.g. nutrientes inorgánicos y oxígeno disueltos) resulta pertinente analizar la distribución de éstas en términos de densidad y no en profundidad.

El modelo de mezcla Óptimo multiparamétrico (OMP) implementado en el GoM por Valencia-Gasti et al. (2022) es una herramienta utilizada recurrentemente en la oceanografía, el cual constituye una extensión del análisis clásico de Temperatura-Salinidad para analizar la mezcla de las masas de agua a través de un sistema de ecuaciones lineales (Tomczak, 1981; Tomczak & Large, 1989). Con el análisis OMP se determinan las fracciones de mezcla de diferentes tipos de agua fuente (SWTs, source water types) que representan a una masa de agua a partir de un conjunto de observaciones de características termohalinas y químicas en la muestra y en los SWTs. De la versión original del análisis OMP se derivó la versión extendida (OMP_e) en la que se incorporan las relaciones estequiométricas entre los nutrientes y el oxígeno disuelto (e.g. -O₂/N) para evaluar el cambio en la concentración de oxígeno con la remineralización de la materia orgánica, (Álvarez-Salgado, Álvarez, Brea, Mèmerly, & Messias, 2014; Karstensen & Tomczak, 1998; Valencia-Gasti et al., 2022).

El análisis OMP (incluyendo el OMP_e) se ha implementado en el Océano Atlántico para evaluar la circulación de las masas de agua (Álvarez, Brea, Mercier, & Álvarez-Salgado, 2014; Jenkins, Smethie, Boyle, & Cutter, 2015), los efectos de los procesos biogeoquímicos sobre la distribución de

los nutrientes y los metales traza (R. Middag, de Baar, & Bruland, 2019; Rob Middag, Heuven, Bruland, & Baar, 2018), y la composición de la materia orgánica particulada (Álvarez-Salgado et al., 2014). En el GoM en particular, el OMPe se ha implementado para evaluar la contribución del Agua Subtropical Subsuperficial del Atlántico Norte (NASUW) y del agua proveniente de los ríos Mississippi y Atchafalaya, así como el papel de la desnitrificación en la formación de la zona hipóxica sobre la plataforma de Louisiana-Texas (Kim & Min, 2013). En el análisis OMP implementado en la región profunda del GoM (Valencia-Gasti et al., 2022) se incorporaron parámetros semiconservativos con el propósito de evaluar el papel de la advección lateral y la mezcla en la variabilidad de las concentraciones de nitrato ($NO_3^- + NO_2^-$; N+N) y de OD en la zona mesopelágica. La reciente caracterización de las masas de agua que llenan la cuenca del GoM propuesta por Portela et al. (2018), comprende el Agua remanente Superficial del Caribe (CSWr), el Agua Superficial Tropical (TSW), el Agua Subtropical Subsuperficial del Atlántico Norte (NASUW), el Agua de 18°C (EDW), el Agua Central del Atlántico Tropical (TACW), el Agua Intermedia de la Antártida (AAIW) y el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW). Las fracciones de las masas de agua reportadas por Valencia-Gasti et al. (2022) indican que el EDW presenta una contribución importante (hasta 85%) en la zona mesopelágica superior, la cual ha sido pasada por alto en la mayoría de los estudios sobre masas de agua en el GoM. Dicha contribución se refleja en un aporte de cerca del 63% de la concentración total de N+N en el máximo profundo de clorofila (DCM), por lo que su papel en los procesos biogeoquímicos locales resulta ser importante (Valencia-Gasti et al., 2022).

En la termoclina del giro subtropical del Atlántico Norte se ha observado un exceso de N con respecto al P, que caracteriza al EDW, el cual se ha evaluado a través de trazadores geoquímicos como el parámetro N^* ($N^* = NO_3^- - 16PO_4^{3-}$) que indica la producción o el consumo del NO_3^- por parte del fitoplancton con una razón estequiométrica N:P diferente de 16:1 (D A Hansell et al., 2007). De manera general, el valor de N^* aumenta con la fijación de N_2 ($N^* > 0$) a medida que los diazótrofos incorporan N nuevo (N reactivo) al océano, y disminuye con la desnitrificación/anammox ($N^* < 0$) a medida que los microbios consumen N fijado (NO_3^-) para oxidar la materia orgánica cuando el oxígeno es bajo. La formación del exceso de N en el Atlántico Norte ($> 1 \mu M$; Deutsch and Weber, 2012) se ha explicado por medio de la exportación y subsecuente remineralización de material orgánico derivado de organismos fijadores de N_2 (Anderson & Sarmiento, 1994; Redfield, Ketchum, & Richards, 1963; Takahashi, Broecker, & Langer, 1985), los cuales presentan una razón N:P alta (Karl et al., 1992). Sin embargo, los patrones del trazador N^* también reflejan la influencia de otros procesos como el consumo selectivo de nutrientes (Karl et al., 1992), la variabilidad estequiométrica del fitoplancton (Weber & Deutsch, 2010), la depositación atmosférica (D A Hansell et al., 2007), la

remineralización preferencial del P orgánico y las variaciones en el transporte físico de la materia orgánica rica en N (Monteiro & Follows, 2012). Por lo que ignorar la contribución de estos procesos podría resultar en errores sistemáticos al estimar las desviaciones del exceso o déficit de N en relación a la razón de Redfield (Gruber & Sarmiento, 1997; Landolfi, Oschlies, & Sanders, 2008).

El presente capítulo tiene como objetivo principal evaluar la contribución a la concentración de N+N, PO_4^{3-} y OD observada en cada muestra de XIXIMI-5 por el consumo por fotosíntesis y por la remineralización de la materia orgánica en los primeros ~600 de la columna de agua a partir de las fracciones de masas de agua calculadas por Valencia-Gasti et al. (2022). En este trabajo primero se describen las características termohalinas de las masas de agua y la distribución vertical de aquellas con contribuciones >40% en sus núcleos. Posteriormente se examinan los patrones en la distribución de las concentraciones de N+N, PO_4^{3-} , OD y la razón N:P observadas, predichas por el modelo y residuales a lo largo de isopícnas. Por último, se evalúa la razón de consumo de nutrientes (N+N y PO_4^{3-}) en dos capas de la zona eufótica delimitadas por la profundidad del inicio de la nitraclina a través de un análisis de pendientes en la relación entre el nitrato y el fosfato (i.e. N/P). A través de este análisis se infieren los grupos fitoplanctónicos que dominan la razón N/P de consumo en la zona eufótica del GoM.

MÉTODOS Y ANÁLISIS

Muestreo hidrográfico

Los datos oceanográficos fueron obtenidos durante la campaña XIXIMI-5 (X5) a bordo del B/O Justo Sierra (Universidad Nacional Autónoma de México), en la región profunda (fondo >1000 m) de la zona Económica Exclusiva mexicana del GoM. En la región de muestreo (20°-26°N, 86°-97°W) se cubrió un total de 35 estaciones del 9 al 23 de junio de 2016 (Fig. 1b). En todas las estaciones se realizaron perfiles con un CTD (Seabird 9 Plus, Seabird Electronics Inc., Bellevue, WA) equipado con sensores de conductividad, temperatura, oxígeno disuelto (OD; SBE43), fluorescencia (Seapoint-SCF) y presión, acoplado a una roseta para 12 botellas de 10 L cada una. Los sensores del CTD fueron calibrados previamente por el fabricante y la precisión de las mediciones fue $\pm 0.001^\circ\text{C}$ para la temperatura, ± 0.002 para la salinidad y 2% para el OD. Durante la campaña se realizaron 15 lances profundos (muestreo desde la superficie hasta cerca del fondo) y 20 lances someros (muestreo desde la superficie hasta 1000 m de profundidad). En cada lance se colectaron muestras de agua de mar en 12 profundidades (lance somero: 10, 20, 50, máximo profundo de clorofila (DCM), 100, 150, 250, 300, mínimo de OD, 600, 800 y 1000 m; lance profundo: 10, 50, DCM, 150, mínimo de OD, 600, 800, 1000, 1200, 2000, 2500 m y fondo) para el análisis en laboratorio del N+N y PO_4^{3-} . Las muestras

descritas en el GO-SHIP Repeat Hydrography Manual (Hydes et al., 2010). El N+N se determinó de acuerdo con la modificación del método de Armstrong et al. (1967), mientras que el PO_4^{3-} se determinó de acuerdo con el procedimiento de Murphy & Riley (1962). La precisión y exactitud analítica se obtuvo mediante mediciones repetidas del material de referencia certificado SCOR-JAMSTEC (Lotes CD y CC; Kanso Co. Ltd., Osaka, Japón). El límite de detección del equipo para el N+N fue de $0.04 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y para el PO_4^{3-} de $0.03 \mu\text{mol kg}^{-1}$.

Modelo de fracciones de masas de agua y estimación de concentración de nutrientes y oxígeno disuelto atribuido a procesos biogeoquímicos en el GoM

En el presente trabajo se estimó la adición/consumo biogeoquímico de N+N, PO_4^{3-} y OD en los primeros 600 m de la columna de agua durante X5, a partir de las fracciones de masas de agua calculadas por Valencia-Gasti et al. (2022). Para esto, primero se obtuvo la concentración de N+N, PO_4^{3-} y OD atribuida a la mezcla conservativa de los SWTs, mediante la multiplicación de las fracciones de cada masa de agua con las concentraciones de dichas variables químicas asignadas para cada SWT ($Dato_{est}$; Valencia-Gasti et al., 2022). Posteriormente, se calculó la concentración de nutrientes y de OD asociada a procesos biogeoquímicos en el área de estudio, mediante la diferencia entre la concentración observada ($Dato_{obs}$) y la concentración estimada por el modelo ($Dato_{est}$). A esta diferencia se le denomina el residual ($\Delta = Dato_{obs} - Dato_{est}$) (e.g. Álvarez-Salgado et al., 2014). Dado que los datos de las propiedades físicas y químicas de los SWTs no provienen del área de formación de cada masa de agua sino que se obtuvieron de una sección en el este del Caribe (sección A22 de CLIVAR), el valor del Δ ($\Delta\text{N+N}$, ΔPO_4^{3-} y ΔOD) refleja cambios en las concentraciones de N+N, PO_4^{3-} y OD debidos a procesos de consumo y/o remineralización durante el tránsito de las masas de agua a través del Caribe hasta llegar al punto de recolecta en la cuenca profunda del GoM.

Las fracciones de masas de agua en el GoM se obtuvieron a través del análisis Óptimo Multiparamétrico (OMP) implementado por Valencia-Gasti et al. (2022). Una masa de agua es un cuerpo de agua con una historia de formación común, que tiene su origen en una región particular del océano y con propiedades físicas y químicas relativamente homogéneas y distintas a las del entorno (Tomczak & Large, 1989). Un volumen oceánico determinado, por ejemplo el GoM, lo pueden compartir distintas masas de agua, las cuales pueden mezclarse entre sí (Tomczak & Large, 1989). Para resolver dicha mezcla en una muestra de agua de mar, a cada masa de agua presente en el área de estudio se le asigna un tipo de agua fuente (SWT, Source Water Types), el cual es un punto teórico definido a partir de n parámetros y se considera como la fuente (Tomczak & Large, 1989). Brevemente, el método OMP consiste en calcular la contribución de los SWTs (Tabla I) en una

muestra de agua de mar, encontrando la mejor combinación de mezcla lineal en un espacio multiparamétrico (e.g. temperatura, salinidad y trazadores semiconservativos) que da como resultado los datos estimados (Fig. 2). El resultado se alcanza minimizando los residuales (R) entre las predicciones y las observaciones en un ajuste por mínimos cuadrados no negativos, donde la solución considera dos restricciones: 1) la suma de todas las contribuciones debe ser igual a uno (conservación de masa) y 2) todas las contribuciones deben ser positivas (Karstensen & Tomczak, 1998; Tomczak, 1981).

Tabla I. Características físicas y químicas (media \pm SD) de los nueve Tipos de Agua Fuente (SWTs) usados para resolver el modelo de mezcla en el Golfo de México (Tabla tomada de Valencia-Gasti et al., 2022).

SWT	S _A (g/kg)	Θ (°C)	DO ($\mu\text{mol/kg}$)	NO ₃ ⁻ ($\mu\text{mol/kg}$)	PO ₄ ($\mu\text{mol/kg}$)	Fuente de los Datos
CSW _r	36.856 \pm 0.177	31.222 \pm 2.286	206.661 \pm 10.324	0.032 \pm 0.078	0.038 \pm 0.037	[GOMECC-2007; sta. 21]
TSW	34.318 \pm 0.394	29.697 \pm 0.195	194.658 \pm 1.949	0.064 \pm 0.039	0.013 \pm 0.005	[A22-Caribe]
NASUW	37.271 \pm 0.108	23.545 \pm 0.731	177.492 \pm 13.064	1.871 \pm 1.176	0.103 \pm 0.068	[A22-Caribe]
EDW_A22	36.662 \pm 0.121	18.007 \pm 0.570	157.157 \pm 15.859	8.747 \pm 2.496	0.485 \pm 0.160	[A22-Caribe]
EDW_Rapid	36.497 \pm 0.049	16.717 \pm 0.287	183.579 \pm 6.552	7.525 \pm 0.951	0.410 \pm 0.059	[RAPID]
TACW	35.162 \pm 0.077	9.067 \pm 0.470	120.685 \pm 1.932	28.287 \pm 1.085	1.820 \pm 0.077	[A22-Caribe]
AAIW	34.947 \pm 0.027	6.416 \pm 0.510	133.709 \pm 8.522	31.431 \pm 0.736	2.087 \pm 0.043	[A22-Caribe]
uLSW	35.233 \pm 0.023	5.427 \pm 0.614	220.366 \pm 19.425	20.263 \pm 1.543	1.334 \pm 0.094	[RAPID]
cLSW	35.157 \pm 0.019	3.958 \pm 0.231	259.833 \pm 5.420	17.919 \pm 0.640	1.189 \pm 0.034	[RAPID]

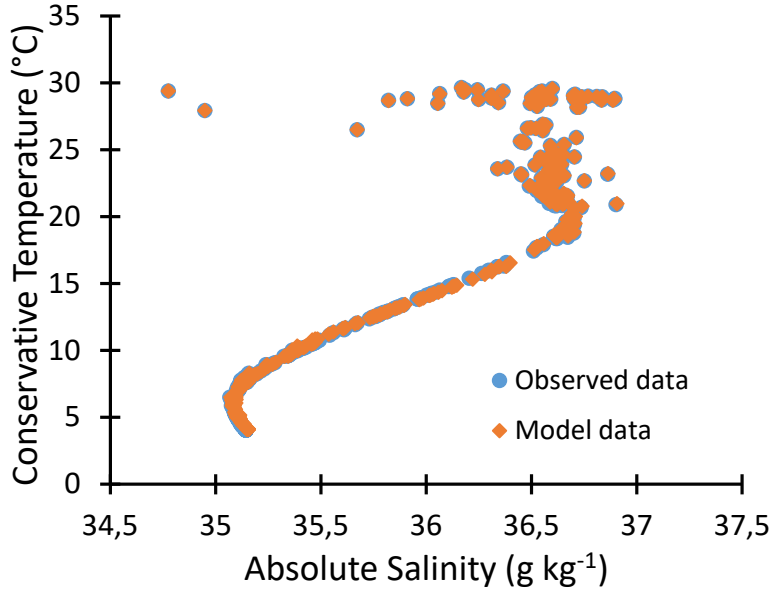


Figura 2. Gráfico de Temperatura-Salinidad de los datos observados en las muestras discretas durante XIXIMI-5 (puntos azules) y los datos estimados por el modelo (puntos naranja) para cada muestra.

Las características que definen los SWTs empleados en el estudio de Valencia-Gasti et al. (2022) para desarrollar el OMP fueron la temperatura conservativa (TC), la salinidad absoluta (S_A) y los parámetros semiconservativos NO y P^* (Broecker, 1974). El parámetro NO se define en la ecuación (1) como:

$$NO = [OD] + R_{O/N} \times [NO_3^-] \quad (1)$$

donde el [OD] es la concentración del oxígeno disuelto ($\mu\text{mol kg}^{-1}$), $[NO_3^-]$ es la concentración de $N+N$ ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) y $R_{O/N}$ es la razón estequiométrica entre el consumo de OD y la remineralización del $N+N$ durante la respiración de la materia orgánica ($R_{O/N} = 9.7$). El parámetro P^* se define en la ecuación (2) como:

$$P^* = [PO_4^{3-}] + \frac{[OD]}{R_{O/P}} \quad (2)$$

donde el [OD] es la concentración del oxígeno disuelto ($\mu\text{mol kg}^{-1}$), $[PO_4^{3-}]$ es la concentración de fosfato ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) y $R_{O/P}$ es la razón estequiométrica entre el consumo de OD y la remineralización del PO_4^{3-} durante la respiración de la materia orgánica ($R_{O/P} = 165$). La asignación de coeficientes estequiométricos (e.g. 9.7 para el NO y 165 para el P^*) en estos trazadores biogeoquímicos de masas de agua *cancela* el efecto de la respiración, de tal manera que el incremento en los parámetros NO y

P^* es resultado de la adición por remineralización durante la respiración de la materia orgánica, balanceando el consumo de OD (Broecker, 1974).

A partir de los parámetros de TC, S_A , NO y P^* , Valencia-Gasti et al. (2022) propusieron diagramas de mezcla para calcular las contribuciones de los SWTs en cada muestra de agua colectada durante X5 en el GoM (Tabla II; Fig 3; ver detalles del análisis en Valencia-Gasti et al., 2022). La Figura 3 presenta la TC contra la S_A y en la cual se esquematiza, a manera de ejemplo, un diagrama de mezcla para la muestra colectada en la estación F36 a 151 db (muestra A (■) en figura 3). Dicha muestra fue colectada entre la capa de mezcla y la termoclina estacional (0-200 m aproximadamente) que corresponde al diagrama de mezcla 1 (Tabla II). En el esquema se observa que la muestra A se encuentra dentro del polígono formado por la unión de los puntos de los SWTs (diagrama 1, polígono en Fig. 3) y cercana al EDW, por lo que se espera que la mezcla presente una mayor proporción de este SWT. El análisis OMP indica que la muestra A es el resultado de mezclar ~81% de EDW, 14% de NASUW, 3% de TACW, 2% de TSW y 0% de CSWr. La contribución de los SWTs en cada muestra de agua se resolvió a partir de un sistema de ecuaciones lineales de mezcla. A continuación se presenta el ejemplo del sistema de ecuaciones lineales utilizado para la muestra A:

$$TC_{CSWr}X_1 + TC_{TSW}X_2 + TC_{NASUW}X_3 + TC_{EDW_{A22}}X_4 + TC_{TACW}X_5 = TC_{obs} + R_{TC}$$

$$S_{ACSWr}X_1 + S_{ATSW}X_2 + S_{ANASUW}X_3 + S_{AEDW_{A22}}X_4 + S_{ATACW}X_5 = S_{Aobs} + R_{SA}$$

$$NO_{CSWr}X_1 + NO_{TSW}X_2 + NO_{NASUW}X_3 + NO_{EDW_{A22}}X_4 + NO_{TACW}X_5 = NO_{obs} + R_{NO}$$

$$P^*_{CSWr}X_1 + P^*_{TSW}X_2 + P^*_{NASUW}X_3 + P^*_{EDW_{A22}}X_4 + P^*_{TACW}X_5 = P^*_{obs} + R_{P^*}$$

$$X_1 + X_2 + X_3 + X_4 + X_5 = 1 + R_{CM}$$

donde la sumatoria de cada fracción, X_n , de cada SWT en cada parámetro de TC, S_A , NO y P^* debe ser igual al dato observado más un residual. Las primeras dos filas son las ecuaciones de mezcla para los dos parámetros conservativos, temperatura y salinidad, las siguientes dos filas son las ecuaciones de mezcla para los parámetros semiconservativos, NO y P^* , y la última fila expresa la condición de la conservación de masa.

Tabla II. Diagramas de mezcla analizados por el método Óptimo Multiparamétrico (OMP) en la región profunda del Golfo de México (Tabla tomada de Valencia-Gasti et al., 2022).

	Diagrama	SWT	Parámetros	<i>n</i>
Capa de mezcla y termoclina estacional	1 (ver Fig.3)	CSW _r , TSW, NASUW, EDW _{A22} , TACW	TC, S _A , NO, P*	166
Termoclina permanente	2	EDW _{A22} , TACW	TC, S _A , NO, P*	37
Aguas intermedias	3	EDW _{Rapid} , TACW, AAIW, uLSW	TC, S _A , NO, P*	72
Aguas profundas y de fondo	4	EDW _{Rapid} , AAIW, uLSW, cLSW	TC, S _A , NO, P*	122
Total	4	9		397

Nota: El promedio de observaciones (*n*) de cada diagrama es el resultado de la “mejor solución” obtenida a partir de 100 perturbaciones aleatorias de las características de los tipos de agua fuente (SWTs), con una razón estequiométrica R_{O/N}=9.7 y R_{O/P}=165.

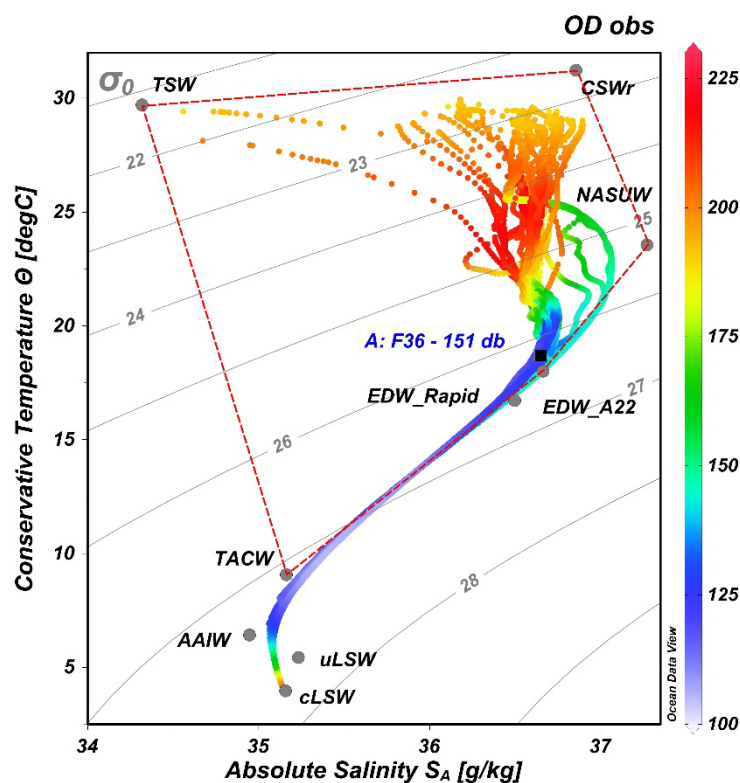


Figura. 3. Gráfico Temperatura-Salinidad que esquematiza un diagrama de mezcla de cinco end-members usado para estimar las fracciones de los tipos de agua (SWTs) en la muestra *A* (■). Los SWTs en el Golfo de México se representan por puntos grises. Abreviaturas de las masas de agua por sus siglas en inglés: Tropical Surface Water (TSW), Caribbean Surface Water remnant (rCSW), North Atlantic Subtropical Underwater (NASUW), Eighteen Degree Water (EDW) de RAPID (EDW_Rapid) y del Caribe (EDW_A22), Tropical Atlantic Central Water (TACW), Antarctic Intermediate Water (AAIW), upper Labrador Sea Water (uLSW) y classic Labrador Sea Water (cLSW).

Una vez calculadas las fracciones de mezcla de los SWTs, y por lo tanto, la concentración de N+N, PO_4^{3-} y OD correspondiente a la mezcla conservativa de las masas de agua en el GoM, la concentración de dichas variables atribuida a procesos biogeoquímicos se obtiene de la resta entre los datos observados y estimados por el modelo (Δ). Valores negativos (positivos) en los residuales de N+N y PO_4^{3-} y valores positivos (negativos) en los residuales del OD sugieren un consumo (adicción) neto de nutrientes y producción (consumo neto) de oxígeno por fotosíntesis (remineralización) durante el tránsito de las masas de agua a través del Caribe hacia el GoM.

RESULTADOS Y DISCUSIONES

En el presente estudio se analiza la concentración de los nutrientes inorgánicos disueltos y el OD en los primeros ~600 m de la columna de agua en el GoM, separando la señal esperada por la advección lateral y mezcla de las masas de agua provenientes del Caribe y por el efecto de procesos biogeoquímicos en la cuenca durante el crucero oceanográfico X5. Para esto se utilizaron los datos de las contribuciones de los SWTs calculadas para cada muestra de agua por Valencia-Gasti et al. (2022). A continuación se presentan los resultados y la discusión en tres secciones. En la primera sección (3.1) se describen las características termohalinas de las masas de agua, su origen y posibles rutas de ingreso al Caribe, y su contribución relativa a las muestras recolectadas durante la campaña. Dado que los tipos de agua se mezclan durante su transporte, la descripción de las fracciones se enfocó en las contribuciones >40% que en este estudio se está suponiendo que representan el núcleo de las masas de agua. En la segunda sección (3.2) se presentan las concentraciones de los nutrientes, el OD y la razón N:P de los datos observados (obs), los datos predichos con el modelo (est), y los datos residuales (Δ). En la tercera sección (3.3) se presenta el análisis de patrones de consumo y de remineralización de nutrientes con base en la pendiente de la relación entre el N+N y el PO_4^{3-} estimada para los datos observados, los datos predichos y los residuales.

Características y contribución relativa de las masas de agua en el GoM

Las masas de agua que llenan el GoM provenientes del Caribe y que entran a través del Canal de Yucatán han sido descritas por varios autores utilizando como indicadores las variables conservativas y biogeoquímicas (Cervantes-Díaz et al., 2022; Metcalf, 1976; Morrison et al., 1983; Morrison & Nowlin, 1982; Portela et al., 2018; V. M. V Vidal, Vidal, Hernández, Meza, & Zambrano, 1994). Sin embargo, la contribución relativa de cada una de las masas de agua presentes en el GoM no había sido cuantificada previamente. Valencia-Gasti et al. (2022) calcularon la contribución de nueve tipos de agua (SWTs) presentes en el GoM durante la campaña X5 a través del análisis OMP; la contribución de cada SWT (Tabla I) se muestra en la Figura 4. Los SWT incluyen el agua tropical

superficial (TSW), el agua remanente superficial del Caribe (CSWr), el agua subtropical subsuperficial del Atlántico Norte (NASUW), el agua de 18°C del Mar de los Sargazos ($EDW_{\text{Rapid}} + EDW_{\text{A22}}$), el agua central del Atlántico tropical (TACW), el agua intermedia de la Antártida (AAIW), el componente superior del agua del Mar del Labrador (uLSW) y el agua clásica del Mar del Labrador (cLSW). De los ocho SWTs, para cada estación hidrográfica seis (CSW, NASUW, EDW, TACW, AAIW y cLSW) presentaron contribuciones de más del 40% en alguna(s) de las muestras, mientras que los dos tipos de agua restantes, el TSW (Fig. 4a) y el uLSW (Fig. 4g), presentaron contribuciones máximas <30% que se observaron en las muestras de ~20 m y 600-800 m, respectivamente.

Aguas de la zona eufótica y mesopelágica superior ($\sigma_0 < \sim 26.5 \text{ kg m}^{-3}$)

Los SWTs que presentaron una contribución >40% en muestras de agua en la zona eufótica y mesopelágica superior (< 250-300 m) son el CSWr, el NASUW y el EDW (Fig. 4b, c, d). Las muestras con >40% del CSWr se restringen a los primeros 20 m de la columna de agua y presentan una contribución promedio \pm SD de $61 \pm 10\%$ (41-74%; $n=52$) alrededor de la isopícnica de 23.18 kg m^{-3} ($22.57\text{-}24.2 \text{ kg m}^{-3}$; Fig. 4b). Antes de ingresar al GoM el CSW presenta temperatura relativamente elevada (>25°C) en la superficie del Mar Caribe, y se compone de aguas superficiales del Atlántico mezcladas con agua del Río del Amazonas y de escorrentía local de agua dulce de América del Sur (Morrison & Nowlin, 1982). Durante la campaña X5 el núcleo del CSWr se caracterizó por presentar aguas cálidas y saladas con un valor promedio de TC y S_A de 28.66°C y 36.53 g kg^{-1} , respectivamente. Vale la pena mencionar que uno de los rasgos característicos de las aguas superficiales del GoM durante el verano es la formación de un máximo subsuperficial de OD que ha sido asociado al CSWr por Portela et al. (2018). Sin embargo, los valores altos de OD (>190 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) durante X5 se observaron en densidades entre 24 y 25 kg m^{-3} (Fig. 6d), lo cual indica que dicho máximo se presenta en la capa de dominio del NASUW. El máximo subsuperficial de OD se refleja en una sobresaturación de oxígeno producto de la fotosíntesis, que corresponde con los valores positivos de nitrato preformado durante verano (X5) como resultado de la producción de OD sin la concomitante disminución en la concentración de nitrato (Lee-Sánchez et al., 2022), en vez de un efecto causado por un aumento en la disolución del oxígeno durante el invierno, como lo sugieren Cervantes-Díaz et al. (2022).

Por debajo del CSWr, el NASUW se ha caracterizado en el GoM por su máximo de salinidad erosionado mayor que 36.8 g kg^{-1} , comúnmente observado en la región este del golfo y en LCEs en la isopícnica de 25.5 kg m^{-3} (Cervantes-Díaz et al., 2022; Portela et al., 2018), mas puede persistir en otras regiones de la cuenca como en la Bahía de Campeche (Hamilton, Leben, Bower, Furey, & Pérez-

Brunius, 2018; Lee-Sánchez et al., 2022). Aunque puede ingresar por diversos pasajes, el mayor volumen del NASUW ingresa al Caribe a través del pasaje de Anegada-Jungfern (Morrison and Nowlin, 1982; Wüst, 1963; Fig. 1). En el GoM durante la campaña X5 se estimó una contribución entre el 40 y 70% (máxima contribución) del NASUW ($48 \pm 8\%$; $n=61$) ocurriendo entre las superficies isopícnas de 24.5-25.5 kg m^{-3} con profundidades entre 50 y 150 m (Fig. 4c). La distribución vertical de la contribución de esta masa de agua está fuertemente controlada por la dinámica de mesoescala en la cuenca. Las muestras con una contribución del NASUW $>50\%$ que presentan salinidades promedio de $\sim 36.6 \text{ g kg}^{-1}$ en $\sigma_0 \sim 24.82 \text{ kg m}^{-3}$, se ubicaron alrededor de ~ 120 m en estaciones bajo la influencia de remolinos anticiclónicos (*Nautilus/Olympus* y *Poseidon*), y a ~ 65 m en estaciones bajo la influencia del remolino ciclónico de la Bahía de Campeche (Fig. 4c).

Para la parte oriental del GoM la presencia del EDW se ha asociado a las superficies isopícnas entre 26.4-26.5 kg m^{-3} (300-400 m; Chapman et al., 2017; Portela et al., 2018). Se ha sugerido que esta agua modal se origina por procesos de mezcla a finales del invierno en el norte del Mar de los Sargazos, y se distingue principalmente un máximo relativo en las concentraciones de OD asociado a la isoterma de 18°C (Worthington, 1959). Es importante aclarar que la contribución del EDW reportada para el interior del GoM en este estudio representa la suma de la contribución de dos SWTs (Tabla I; Fig. 1b); un SWT definido en la parte occidental de la sección de Rapid en el Atlántico Norte ($\text{EDW}_{\text{Rapid}}$) cercano al lugar de formación, y otro SWT definido en la sección de la línea A22 dentro del Caribe (EDW_{A22}). La mayor parte de esta agua (EDW_{A22}) entra hacia la cuenca de Venezuela a través del Pasaje de Anegada-Jungfern (Metcalf, 1976), aunque también puede entrar a través del pasaje de Windward ($\text{EDW}_{\text{Rapid}}$; Morrison and Nowlin, 1982). A diferencia de lo que se ha reportado para el GoM en cuanto a que la señal (máximo relativo de OD a temperatura alrededor de 18°C) del EDW se pierde (Portela et al., 2018), el análisis de fracciones de masas de agua por Valencia-Gasti et al. (2022) revela la ubicuidad del EDW con una contribución de hasta el 85%. La contribución promedio para el núcleo del EDW en el GoM es de $61 \pm 15\%$ (40-85%; $n=84$) y ocurre en densidades entre 25.24 y 26.94 kg m^{-3} (50-300 m; Fig. 4d) con concentraciones promedio de OD de $136.7 \pm 27.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$. En 25 de las 34 estaciones de la campaña X5 la muestra de 150 m presentó una contribución $>70\%$ entre las isopícnas σ_0 26.11 y 26.67 kg m^{-3} . A esta profundidad el resto de las estaciones presentó una contribución menor por efecto de los remolinos anticiclónicos.

Aguas de la termoclina e intermedias (σ_0 entre 27.1-27.5 kg m^{-3})

Las masas de agua que predominan entre 300 y 800 m en el GoM son el TACW y el AAIW. El TACW se caracteriza por presentar concentraciones bajas de OD ($\sim 110 \mu\text{mol kg}^{-1}$) en el GoM y en

el Mar Caribe alrededor de la isopícnica de 27.1 kg m^{-3} (Morrison & Nowlin, 1982; Portela et al., 2018; V. M. V Vidal et al., 1994). El origen de esta masa de agua se relaciona a las zonas deficientes de oxígeno en el Atlántico Oriental (Metcalf, 1976), la cual ingresa hacia el Caribe a través de los pasajes de las Antillas Menores (Morrison & Nowlin, 1982). De acuerdo al análisis de las fracciones de masas la contribución promedio del TACW es de $60 \pm 11\%$ (41-84%; $n = 87$) y se ubica entre σ_0 26.79 y 27.32 kg m^{-3} , presentando una concentración promedio de OD de $111.9 \pm 4.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Las muestras que presentan una contribución $>70\%$ (70-84%; $n = 16$) se ubican alrededor de la isopícnica de $\sim 27.1 \text{ kg m}^{-3}$, entre 300-640 m de profundidad dependiendo de la influencia de remolinos de mesoescala (Fig. 4e). Por debajo del TACW en la región profunda del GoM se encuentra el AAIW que se caracteriza por un mínimo profundo de salinidad y concentraciones relativamente altas de nitrato, fosfato y ácido silícico entre 600 y 800 m (Morrison et al., 1983; Morrison & Nowlin, 1982; Portela et al., 2018). Aunque para el Atlántico Norte y el Caribe las concentraciones máximas de nitrato coinciden con el núcleo del AAIW (Artigue et al., 2020; Wüst, 1963), para el GoM se ha observado que el núcleo de esta masa de agua (mínimo de salinidad en 27.4 kg m^{-3}) se presenta ligeramente más profundo que el máximo de nitrato (27.3 kg m^{-3} ; Morrison et al., 1983; Morrison and Nowlin, 1982). El AAIW se origina en el Frente Polar Subantártico e ingresa al Caribe por el Pasaje de Grenada, al sur de las Antillas Menores (Morrison & Nowlin, 1982). La mayor contribución del AAIW en el GoM se observa en la profundidad nominal de 800 m (Fig. 4f). La contribución promedio para este SWT es de $52 \pm 7\%$ (40-68%; $n = 49$), y presenta una salinidad de $35.09 \pm 0.03 \text{ g kg}^{-1}$ en $\sigma_0 = 27.45 \pm 0.09 \text{ kg m}^{-3}$ (603-1011 m). La distribución vertical del AAIW depende de la circulación baroclínica en el GoM y sigue un patrón similar al del TACW.

Aguas profundas ($\sigma_0 > \sim 27.5 \text{ kg m}^{-3}$)

El agua profunda ($>1000 \text{ m}$) del GoM ha sido caracterizada como el componente del NADW que tiene su origen en el Mar del Labrador y en el Mar de Irminger (Rhein, Kieke, & Steinfeldt, 2015). Esta masa de agua entra hacia la cuenca Caimán en el Caribe a través del Pasaje de Windward (Smith, 2010). En el Océano Atlántico occidental se conocen dos componentes del agua del Labrador: el componente superior (uLSW) que es menos denso y más salado y se forma de la mezcla entre el agua del Labrador y el agua de desbordamiento (*overflow*) del Mediterráneo (MOW), y el componente más denso y clásico (cLSW; van Sebille et al., 2011). El análisis de las fracciones de masa muestra que la contribución relativa de estos dos SWT en la región profunda del GoM difiere sustancialmente (Fig. 4g, h). El uLSW contribuye hasta 30% en las muestras de 800 m de profundidad alrededor de la isopícnica de 27.42 kg m^{-3} , mientras que el cLSW contribuye $\sim 50\%$ en muestras a 1000 m de

profundidad ($\sim 27.62 \text{ kg m}^{-3}$), $\sim 74\%$ en muestras a 1200 m ($\sim 27.69 \text{ kg m}^{-3}$) y $\sim 92\%$ en aguas >2000 m ($\sim 27.76 \text{ kg m}^{-3}$).

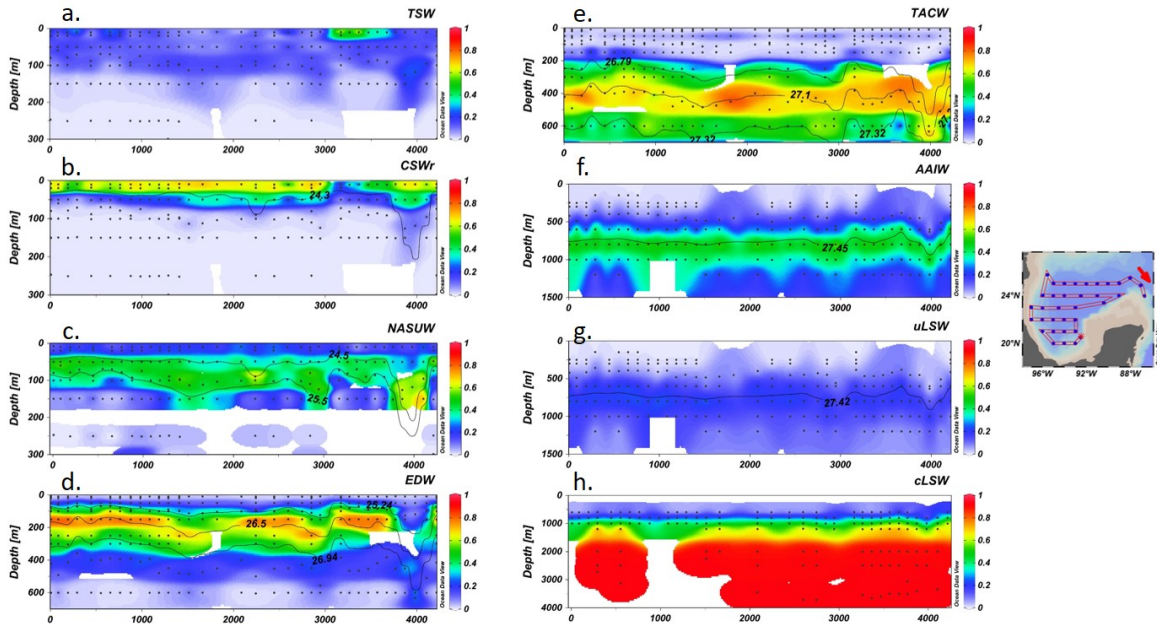


Figura 4. Distribución vertical de la contribución relativa (escala de color de 0-1) de cada tipo de agua presente en el Golfo de México durante la campaña oceanográfica XIXIMI-5 realizada en junio de 2016. El transecto inicia en la región de la Bahía de Campeche y finaliza en el dominio de la Corriente de Lazo (flecha roja). Los contornos negros indican las anomalías de densidad potencial (σ_0 ; kg m^{-3}) que caracterizan el núcleo de cada masa de agua. Abreviaturas de las masas de agua por sus siglas en inglés: Tropical Surface Water (TSW; a), Caribbean Surface Water remnant (rCSW; b), North Atlantic Subtropical Underwater (NASUW; c), Eighteen Degree Water (EDW; d), Tropical Atlantic Central Water (TACW; e), Antarctic Intermediate Water (AAIW; f), upper Labrador Sea Water (uLSW; g) y classic Labrador Sea Water (cLSW; h).

Efecto de los procesos biogeoquímicos locales sobre la distribución de los nutrientes inorgánicos disueltos, el oxígeno disuelto y la razón N:P

Las concentraciones de N+N , PO_4^{3-} , OD y la razón N:P esperadas por la mezcla conservativa de las masas de agua y las concentraciones de estas variables debido al consumo y remineralización en el GoM, se pueden evaluar a lo largo de la columna de agua, al comparar las concentraciones observadas (obs), las predichas con el modelo (est) y los residuales (Δ) de cada una de las variables biogeoquímicas. Debido al efecto de los remolinos de mesoescala en el GoM sobre la distribución

vertical de las variables físicas y químicas, los datos (obs, est y Δ) de N+N, PO_4^{3-} , OD y la razón N:P se presentan contra la anomalía de densidad potencial (σ_0) en la Figura 5. La razón N:P se calculó como la división entre la concentración de N+N y PO_4^{3-} , es decir, la razón $N:P_{obs} = N+N_{obs} / PO_4^{3-}_{obs}$ y la razón $N:P_{est} = N+N_{est} / PO_4^{3-}_{est}$ para cada muestra de X5. La razón $\Delta N:P$ se calculó como la diferencia entre la razón $N:P_{obs}$ y $N:P_{est}$.

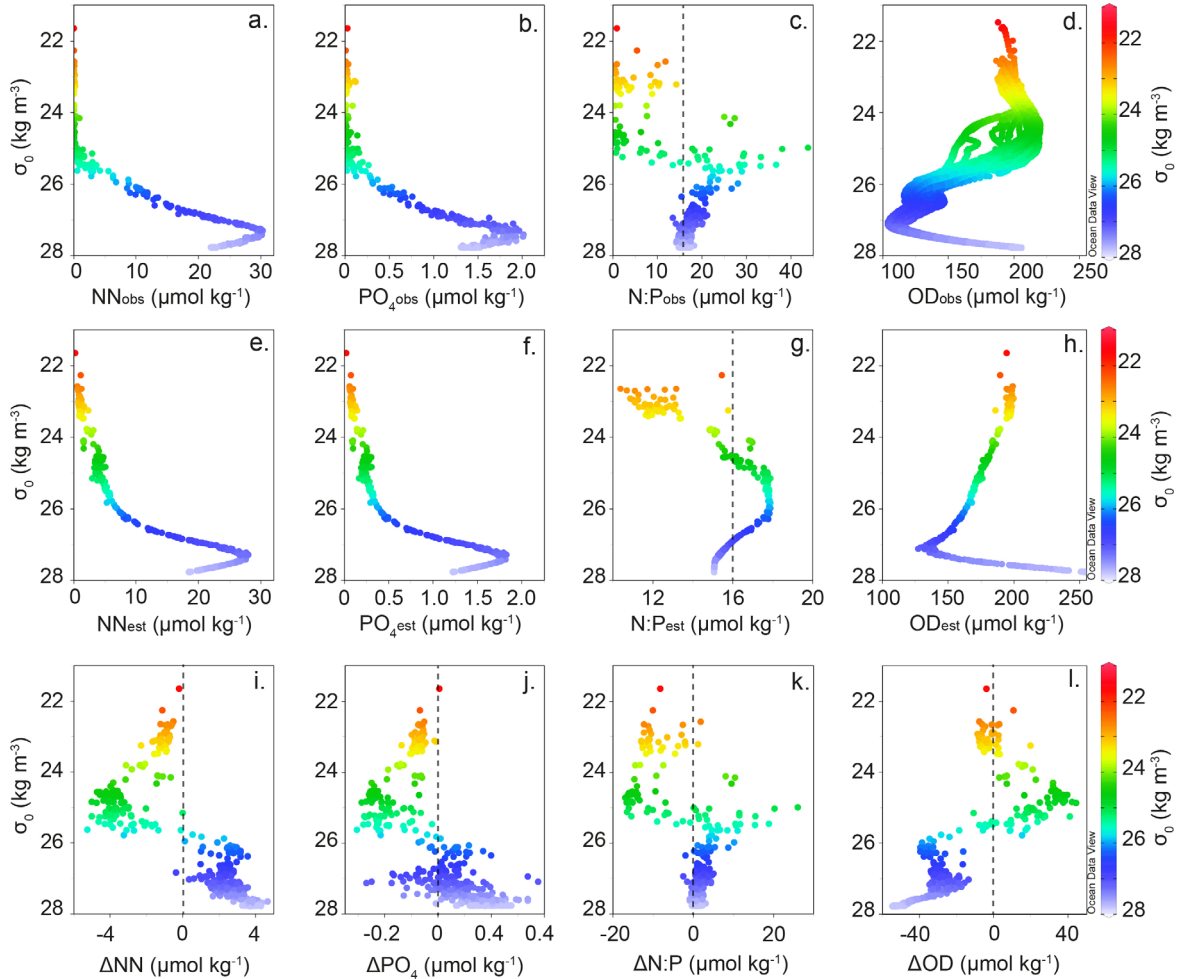


Figura 5. Concentración de N+N, PO_4^{3-} , OD (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$) y la razón N:P (mol:mol) graficadas contra la anomalía de densidad potencial (σ_0 , kg m^{-3} ; barra de colores) para los datos observados (a-d), estimados (e-h) y residuales (Δ ; i-l) de la campaña XIXIMI-5 en el Golfo de México. La línea punteada gris en c y g representa la razón N:P de Redfield (16:1). La línea punteada en i-l representan un valor residual igual a cero. Notar la diferencia de escala en el eje x.

Las concentraciones de N+N, PO_4^{3-} , OD y la razón N:P estimadas con el modelo (Fig. 5a-d) representan las concentraciones que son aportadas lateralmente hacia el GoM por las masas de agua

desde el Caribe. El Δ representa la concentración de los nutrientes, el OD y la razón N:P atribuida a procesos de consumo y remineralización en el área de estudio (Fig. 5i-l). En los perfiles de $\Delta\text{N+N}$ (Fig. 5i), ΔPO_4^{3-} (Fig. 5j) y ΔOD (Fig. 5l) contra la anomalía de densidad potencial se observan valores negativos en los nutrientes y positivos en el OD en densidades menores que $\sim 25.7 \text{ kg m}^{-3}$. La profundidad de esta isopicna es variable y se ubica entre 73 y 273 m (entre 73 y 173 m excluyendo las estaciones de Poseidon; promedio de $118 \pm 28 \text{ m}$) dependiendo de la influencia de remolinos de mesoescala. Por otra parte, por debajo de dicha isopicna se observan valores positivos en $\Delta\text{N+N}$ y ΔPO_4^{3-} y valores negativos en ΔOD indicando la adición neta de nutrientes y un consumo neto de OD por la remineralización de la materia orgánica en las distintas masas de agua. El exceso de nutrientes en aguas con una contribución $>70\%$ en su núcleo, excepto el AAIW que presentó contribuciones entre 40 y 68%, es de $2.6 \mu\text{mol N+N kg}^{-1}$ y $0.07 \mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{ kg}^{-1}$ para el EDW, $1.9 \mu\text{mol N+N kg}^{-1}$ y $0.04 \mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{ kg}^{-1}$ para el TACW, $2.8 \mu\text{mol N+N kg}^{-1}$ y $1.7 \mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{ kg}^{-1}$ para el AAIW y $3.8 \mu\text{mol N+N kg}^{-1}$ y $0.2 \mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{ kg}^{-1}$ para el cLSW.

Los primeros 30 m de la columna de agua, los cuales contienen las muestras de 10 y 20 m, propias de la capa de mezcla, presentan densidades menores que 24 kg m^{-3} y concentraciones de N+N y PO_4^{3-} cercanas al límite de detección ($\leq 0.03 \mu\text{mol kg}^{-1}$) donde los residuales son muy cercanos a 0 (Fig. 6). El cálculo de las fracciones de masas de agua en muestras ubicadas en la capa de mezcla puede presentar gran incertidumbre debido al efecto en la temperatura y salinidad por el calentamiento/enfriamiento estacional en el GoM. Por debajo de $\sigma_0 \sim 24 \text{ kg m}^{-3}$ inicia la tendencia hacia valores negativos en $\Delta\text{N+N}$ y ΔPO_4^{3-} . Es importante mencionar que entre ~ 24 y 25 kg m^{-3} se observa un mayor ΔOD ($\sim 34 \mu\text{mol kg}^{-1}$ a $\sim 50 \text{ m}$; Fig. 6d, h), el cual se encuentra por encima de la nitraclina y del DCM. La presencia de esta capa subsuperficial con concentraciones máximas de OD podría estar asociada a una liberación de oxígeno por fotosíntesis por parte del fitoplancton migrante (Lee-Sánchez et al., 2022; Letscher & Villareal, 2018).

Los valores negativos de $\Delta\text{N+N}$ y ΔPO_4^{3-} indican un déficit de nutrientes en el GoM observándose un grupo de datos con anomalías de N+N entre -3 y $-5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y un máximo de hasta $-5.26 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (Fig. 5i) y anomalías de PO_4^{3-} entre -0.1 y $-0.3 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (Fig. 5j) con respecto a la concentración de nutrientes en el agua que viene del Caribe (Fig. 5e, f). Dado que la mayoría de las muestras de este grupo de datos fueron recolectadas por arriba de la nitraclina donde las concentraciones de N+N y PO_4^{3-} son casi indetectables (Fig. 5a, b), la magnitud del déficit es función del valor predicho (Fig. 5e, f). Considerando que las aguas por arriba de la nitraclina en el GoM están conformadas por la mezcla del CSWr, NASUW y EDW, y tomando en cuenta las concentraciones de los nutrientes en los correspondientes SWTs (CSWr 0.03 y $0.04 \mu\text{mol kg}^{-1}$, NASUW 1.87 y $0.1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y EDW 8.75

y $0.48 \mu\text{mol kg}^{-1}$ de N+N y PO_4^{3-} , respectivamente; Tabla I) resulta claro que los valores predichos de la concentración de nutrientes con el modelo (Fig. 5e, f) se debe al aporte del EDW y el NASUW. Esto refleja el consumo por fotosíntesis de nitrato y fosfato cerca o arriba de la nitraclina en el GoM aportado por la mezcla vertical del NASUW y el EDW con aguas superficiales durante el recorrido de estas masas de agua desde el Caribe oriental (ver Figs. S3 y S4 del material suplementario de Valencia-Gasti et al., 2022). Por debajo de la nitraclina entre ~ 25.2 y 25.7 kg m^{-3} los valores de $\Delta\text{N+N}$ y ΔPO_4^{3-} cambian de ~ -4 a $0 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y de ~ -0.3 a $0 \mu\text{mol kg}^{-1}$, respectivamente, reflejando una zona de transición de predominio de la remoción de nutrientes por fotosíntesis hacia una zona donde esta remoción se balancea por la adición de nutrientes por remineralización.

La razón N:P_{est} para las muestras localizadas en dicha zona de transición muestra valores máximos alrededor de 18 (Fig. 5g). Estos valores se deben a que el valor de la razón N:P en los SWTs para el Caribe es de alrededor de 18.17 para el NASUW y de 18.03 para el EDW (Tabla I) lo que genera el perfil con valores casi constantes en la región donde predomina la mezcla de estos dos SWTs (Fig. 5g). En contraste los valores observados muestran un cambio acelerado a partir del inicio de la nitraclina, incrementando desde ~ 0 hasta máximos entre 30 y 44 alrededor de la isopícnica de 25.5 kg m^{-3} (Fig. 5c). En consecuencia los valores de $\Delta\text{N:P}$ en esta zona de transición también muestran un incremento acelerado alcanzando máximos de ~ 20 (Fig. 5k). Esto indica que el GoM presenta un enriquecimiento notorio de N+N con relación al PO_4^{3-} en comparación con el Caribe oriental.

Estudios en el Giro Subtropical del Atlántico Norte han demostrado que la formación de un exceso de N desvía sustancialmente la razón N:P de Redfield en densidades donde se ubica el EDW del Mar de los Sargazos entre 26 y 27.2 kg m^{-3} . El EDW se caracteriza por valores positivos en el parámetro N^* (Hansell et al., 2004), los cuales indican una prevalencia de la fijación de N_2 sobre la desnitrificación (Gruber & Sarmiento, 1997; Michaels et al., 1996). Este exceso de N se ha explicado a través de la exportación y subsecuente remineralización de materia orgánica rica en N formada en la superficie a partir de la fijación de N_2 (D A Hansell et al., 2007; Landolfi et al., 2008; M. Vidal, Aspillaga, Teixidor-Toneu, & Delgado-Huertas, 2018). En la Figura 7 se muestra un transecto de la razón N:P a lo largo del Atlántico Norte occidental (Fig. 7a) y el Caribe (Fig. 7b), correspondiente a los datos del crucero oceanográfico 33AT201203 de la sección A22 del programa WOCE, y un transecto de la razón N:P correspondiente a los datos de la campaña X5 en el GoM (Fig. 7c). En estos transectos se observan dos rasgos importantes en la distribución de la razón entre el N+N y el PO_4^{3-} a lo largo de la columna de agua hasta la zona mesopelágica superior: (1) la asociación de los valores altos de esta razón con el máximo subsuperficial de salinidad característico del NASUW, y (2) los valores positivos del parámetro N^* (líneas discontinuas blancas) en densidades propias del EDW. En

el Océano Atlántico, al sur de 31°N en la sección A22, se observa la señal del NASUW proveniente del giro subtropical con salinidades $>36.8 \text{ g kg}^{-1}$ en los primeros 200 m, alrededor de la isopícnica de 26 kg m^{-3} (O'Connor et al., 2005), donde se observan los valores más altos de la razón N:P (23-86; Fig. 7a; ver Fig. 3 de Baer et al., 2017). Por debajo del NASUW, se observa el núcleo del EDW en $\sigma_0 26.5 \text{ kg m}^{-3}$, presentando valores de N^* de hasta $1.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Dentro del Caribe, el núcleo del NASUW ($S_A >37 \text{ g kg}^{-1}$) yace en la isopícnica de 25.5 kg m^{-3} entre 100-200 m (Morrison & Nowlin, 1982), intervalo de profundidad donde también se observan valores altos de la razón estequiométrica N:P (18-30; Fig. 7b) al norte de 15°N, aunque notoriamente más bajos que en el Atlántico Norte occidental. El exceso de N en el Caribe se observa a través del parámetro N^* , el cual presenta valores de hasta $1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ entre $\sigma_0 26-26.5 \text{ kg m}^{-3}$. La huella del EDW en el GoM también se refleja a través de valores de N^* de hasta $2 \mu\text{mol kg}^{-1}$ entre $\sigma_0 26-26.5 \text{ kg m}^{-3}$ y valores altos en la razón N:P (16-37; Fig. 7c) asociados a la isopícnica de 25.5 kg m^{-3} .

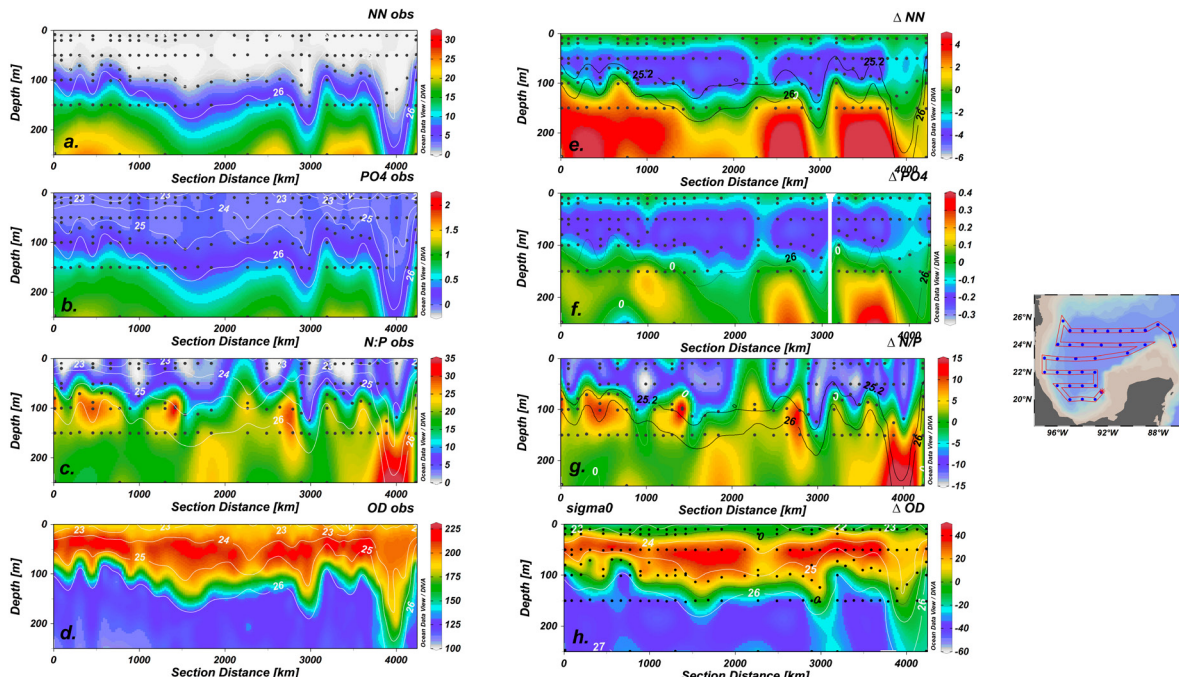


Figura 6. Distribución vertical de la concentración observada y residual de $N+N$ (a, e), PO_4^{3-} (b, f), la razón N:P (c, g) y OD (d, h) a lo largo de un transecto en el Golfo de México, el cual inicia en la región de la Bahía de Campeche y finaliza en el dominio de la Corriente de Lazo. Los contornos indican la anomalía de densidad potencial (σ_0 ; kg m^{-3}).

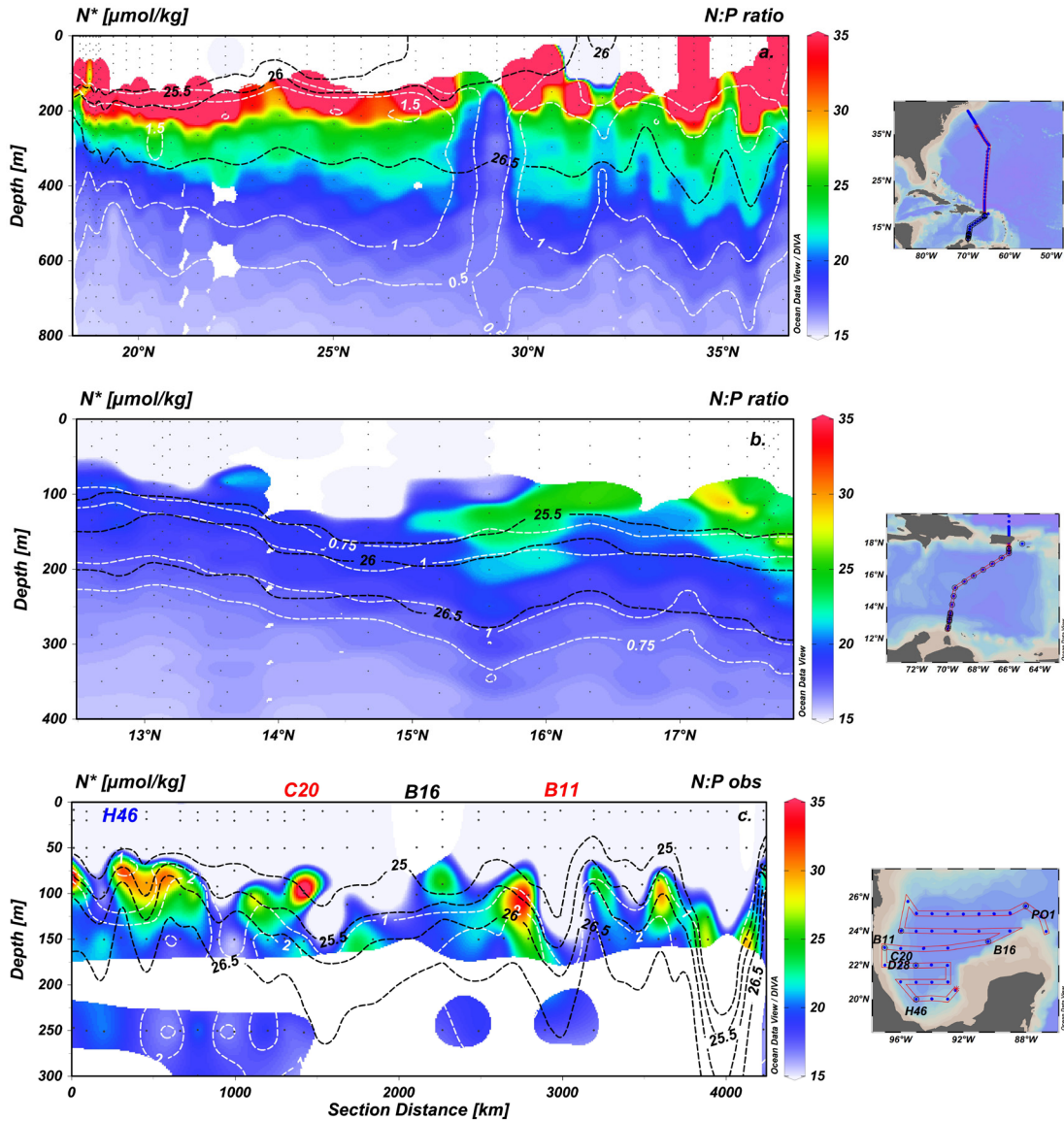


Figura 7. Distribución vertical de la razón N:P (barra de colores) en la sección del Atlántico Norte occidental (a), y del Caribe (b) del transecto A22 del programa World Ocean Circulation Experiment (WOCE) en el crucero 33AT201203 llevado a cabo en primavera de 2012, y la campaña XIXIMI-5 en el Golfo de México (c). Los valores positivos del parámetro N^* ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) se indican en líneas punteadas blancas. Las isolíneas de anomalías de densidad potencial (líneas punteadas negras; σ_0 , kg m^{-3}) indican la presencia de los núcleos del NASUW y el EDW.

Al igual que en el Atlántico noroccidental y el Caribe oriental, los datos de la razón N:P y N^* en el GoM reflejan un enriquecimiento en el contenido de N. Es posible entonces que los mismos mecanismos controlen la formación del exceso de N en las tres cuencas. Se ha observado que las cianobacterias diazotróficas como *Trichodesmium* presentan una razón N:P de 40-125 (Karl et al.,

1992), y aquellas no diazotróficas como PRO y SYN una razón N:P promedio de ~25 (Baer et al., 2017; Singh et al., 2015), presentando valores entre 59-109 bajo condiciones limitantes de P (Singh et al., 2015). En las aguas oligotróficas del GoM la biomasa de la comunidad autotrófica está dominada por la cianobacteria *Prochlorococcus* (PRO) y en menor proporción *Synechococcus* (SYN) y picoeucariotas (Linacre et al., 2019, 2015). Teniendo en cuenta la alta razón N:P del fitoplancton anteriormente mencionado, es probable que el cambio hacia valores mayores que Redfield en la razón $N:P_{obs}$ en el GoM (Fig. 5c) también se deba a la descomposición del material orgánico particulado en la zona mesopelágica superior donde la remineralización es particularmente intensa. En la siguiente sección los efectos de la mezcla y el consumo/remineralización sobre la razón N:P se evalúan comparando la pendiente de la relación entre el $N+N$ y el PO_4^{3-} en diferentes estratos de la columna de agua. Se ha demostrado que PRO y SYN presentan bajo requerimiento de P con respecto a las cuotas celulares de C y de N, lo que produce una biomasa con altas razones C:P y N:P que están muy por encima de la razón estequiométrica de otros organismos, especialmente en condiciones de limitación por P (Bertilsson, Berglund, Karl, & Chisholm, 2003; Singh et al., 2015).

Patrones de consumo y remineralización de nutrientes

Uno de los principios de la biogeoquímica acuática es la llamada *estequiometría de Redfield* de 106C:16N:1P, la cual indica que la razón de los nutrientes (N:P) en el océano profundo está controlada por los requerimientos de nutrientes del plancton superficial, que se hunde y posteriormente se remineraliza (Redfield et al., 1963). Sin embargo, a pesar de que la razón promedio del total de la materia orgánica particulada oceánica es cercana a dicha estequiometría, se reconoce que existe una variabilidad considerable en las proporciones estequiométricas de los elementos del material a nivel celular (Deutsch & Weber, 2012; Falkowski, 2000; Geider & La Roche, 2002; Martiny et al., 2013; Moore et al., 2013; Moreno & Martiny, 2018; Weber & Deutsch, 2010).

La razón estequiométrica de consumo y de remineralización (i.e. remoción/adición) de nutrientes en el GoM se determinó a partir de la pendiente de la gráfica elemento-elemento (i.e. $N+N$ versus PO_4^{3-}) para las muestras recolectadas durante los cruceros oceanográficos XIXIMI-5, XIXIMI-6 (X6; 18 ago-10 sep de 2017) y XIXIMI-7 (X7; 9 may-7 jun de 2019) (Fig. 8). Aunque el ajuste del modelo de regresión lineal para todos los datos presenta una pendiente cercana a Redfield, como se observa en las bases de datos globales (e.g. Fig.3 en Deutsch and Weber, 2012), el ajuste lineal del modelo no explica correctamente la variabilidad de los datos a lo largo de la gráfica a pesar del alto valor de R^2 . Con base en el patrón observado en la relación N/P (Fig. 8), incluyendo los datos de las tres campañas XIXIMI, la razón estequiométrica de consumo y de remineralización de nutrientes en aguas profundas del GoM se evaluó en tres zonas en la vertical: 1) una zona de consumo neto de nutrientes,

2) una zona de transición de consumo neto a remineralización neta y 3) una zona de remineralización neta. Para cada zona se calculó la razón N/P para los datos observados (N/P_{obs}), los datos estimados (N/P_{est}) y los residuales (N/P_{Δ}). La razón N/P_{est} representa la razón N/P esperada si ningún otro proceso, excepto la mezcla conservativa de las masas de agua, afecta la variabilidad de la concentración de los nutrientes. Si los procesos de consumo y/o remineralización en el GoM afectan la variabilidad de los nutrientes, la razón N/P_{Δ} sería significativamente diferente de la razón N/P_{est} (Álvarez-Salgado et al., 2014). En este estudio para el análisis de la razón de los nutrientes se consideraron los datos de X5, X6 y X7, aunque el análisis OMP se realizó solamente con los datos obtenidos de la campaña X5. Dado que no se observaron diferencias en el patrón de la distribución de los datos entre cruceros (Fig. 8), el análisis de pendientes se realizó con los datos de X5 para que el número de datos observados fuera consistente con el número de datos predichos por el modelo.

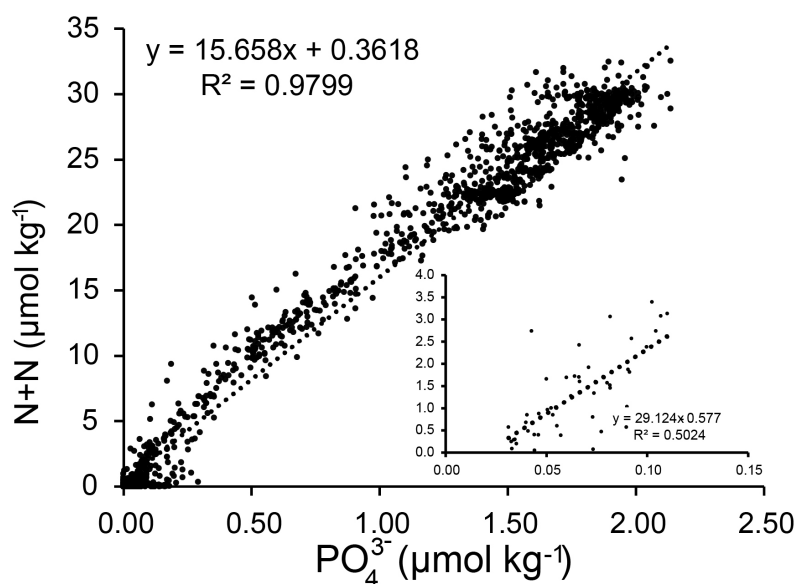


Figura 8. La concentración de PO_4^{3-} ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) graficada contra la concentración de N+N ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) para los datos de las campañas oceanográficas XIXIMI-5, XIXIMI-6 y XIXIMI-7 en el Golfo de México. La línea punteada representa el ajuste lineal de los datos. Inset: mismo figura, pero para las muestras correspondientes al máximo profundo de clorofila.

Zona de consumo neto de nutrientes

La zona de consumo neto de nutrientes en el GoM se definió como la zona donde se presentaron valores negativos de $\Delta N+N$, que comprendió desde cerca de la superficie (incluyendo la capa de mezcla y muestras $\geq 0.03 \mu\text{mol kg}^{-1}$) hasta la profundidad donde los valores de ΔOD fueron positivos que, en general, correspondió a la isopicna de 25.7 kg m^{-3} que osciló alrededor de 150 m. Esta zona

se dividió, a su vez, en dos capas delimitadas por la profundidad del inicio de la nitraclina ($[N+N] \geq 0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$). A la capa superior, donde las concentraciones de N+N son cercanas al límite de detección (Fig. 6a), se le denominó *capa escasa en N+N* (Fig. 9b) y a la capa inferior, donde el N+N osciló entre 0.57 y $4.22 \mu\text{mol kg}^{-1}$ se le denominó *capa rica en N+N* (Fig. 9c). La zona de consumo neto de nutrientes se ubica en la zona eufótica y contiene el DCM. En este estudio, una de las profundidades nominales para la recolección de muestras correspondió al DCM, por lo que este rasgo biogeoquímico está bien representado en los muestreos. Vale la pena mencionar que 25% de las muestras correspondientes al DCM (de los datos de X5, X6 y X7, $n=44$) se ubicaron en la capa escasa en N+N, mientras que 75% se ubicó en la capa rica en N+N. La relación entre la profundidad del DCM y la profundidad de la nitraclina es un rasgo oceanográfico común ya que hay una dependencia de una con otra.

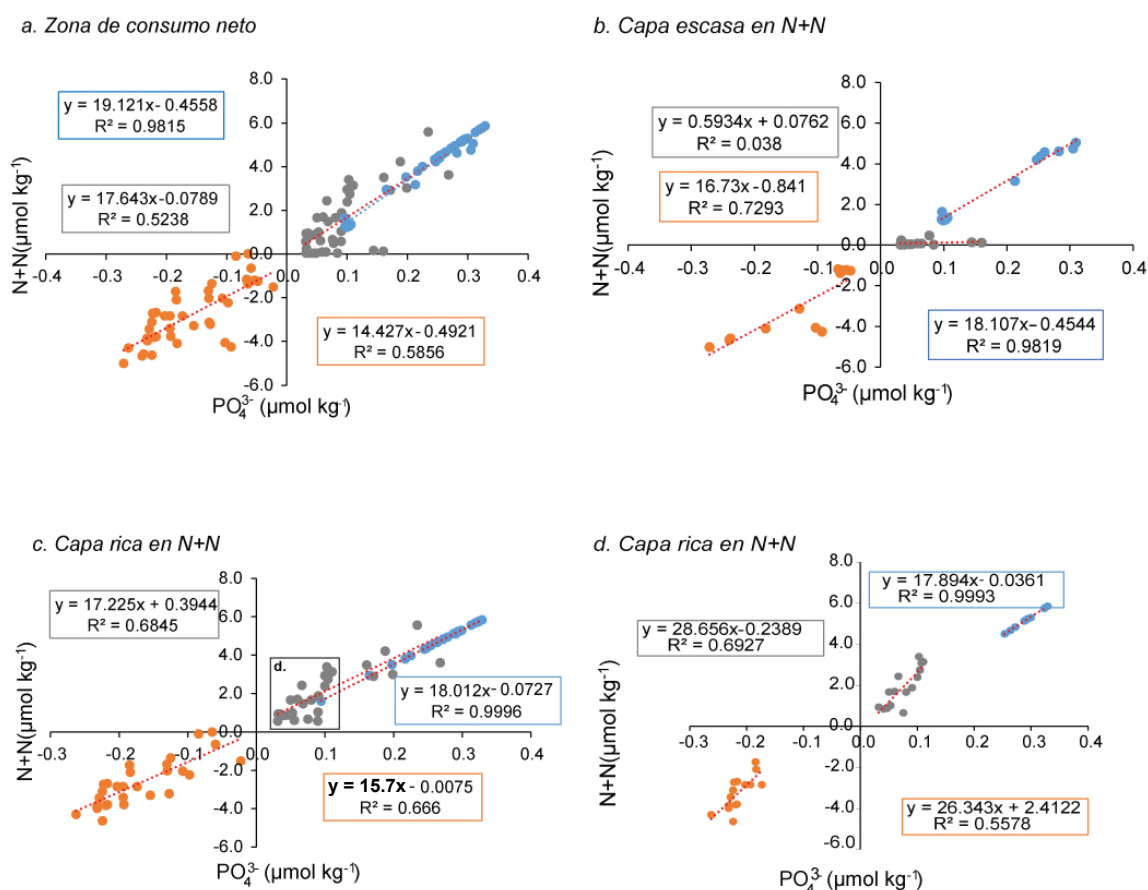


Figura 9. La concentración de PO_4^{3-} ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) graficada contra la concentración de N+N ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) para los datos estimados (puntos azules), observados (puntos grises) y residuales (puntos

naranja) de la campaña oceanográfica XIXIMI-5 en el Golfo de México. La línea punteada roja representa el ajuste lineal para cada set de datos. (a) Datos para toda la zona de consumo neto ($\sigma_0 < 25.7 \text{ kg m}^{-3}$), (b) Datos para la capa escasa en N+N ($[\text{N+N}] < 0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$), (c) Datos para la capa rica en N+N ($[\text{N+N}] > 0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$), (d) mismo que (c) pero para las muestras correspondientes al máximo profundo de clorofila.

La zona de consumo neto está formada por la mezcla del CSW_r, NASUW, EDW y TACW. El porcentaje de contribución de estas masas de agua varía en ambas capas de la zona de consumo neto, lo que determina la concentración esperada de nutrientes en cada capa (Tabla III). La capa *escasa en N+N* está formada en promedio por 32±27% de CSW_r, 34±16% de NASUW, 13±12% de EDW y 5±3% de TACW, resultando en una concentración predicha promedio de 3.12 $\mu\text{mol N+N kg}^{-1}$ y 0.2 $\mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{ kg}^{-1}$; cada una de estas masas de agua en promedio aportaría 0.01, 0.64, 1.14 y 1.41 $\mu\text{mol N+N kg}^{-1}$ y 0.012, 0.03, 0.06 y 0.09 $\mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{ kg}^{-1}$, respectivamente. Por su parte, la capa *rica en N+N* está formada principalmente por NASUW (44±8%) y EDW (41±11%), resultando en una concentración predicha promedio de 4.76 $\mu\text{mol N+N kg}^{-1}$ y 0.27 $\mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{ kg}^{-1}$; cada una de estas masas de agua en promedio aportaría 0.82 y 3.59 $\mu\text{mol N+N kg}^{-1}$ y 0.04 y 0.2 $\mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{ kg}^{-1}$, respectivamente. En otras palabras, el EDW es la masa de agua que más *alimenta* con nutrientes la capa *rica en N+N*, y relativamente en igual magnitud que el TACW a la capa *escasa en N+N*, aportando el 36% del N+N y el 32% del PO_4^{3-} a las comunidades fitoplanctónicas que habitan en la capa *escasa en N+N*, y el 75% del N+N y el 74% del PO_4^{3-} a las comunidades en la capa *rica en N+N*. La concentración observada de N+N y de PO_4^{3-} en la zona de consumo neto fue menor que la concentración de nutrientes esperada por la mezcla conservativa de los SWTs (puntos grises vs puntos azules en Fig. 9). Este déficit de nutrientes observado en el GoM se explica por el consumo por parte del fitoplancton para la producción primaria durante el viaje entre el Caribe y el GoM.

Tabla III. Descriptores estadísticos de la contribución del NASUW y EDW en la capa escasa y rica en N+N y el contenido de nutrientes predicho para cada una de estas masas de agua en cada capa.

Capa de la zona de consumo	Razón N:P	Masa de agua	n	Fracción (%)				Contribución ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	
				Media	SD	Min	Max	N+N	PO_4^{3-}
Escasa en N+N	0-12	CSW _r	12	32	27	1	74	0.01	0.012
		NASUW	12	34	16	13	58	0.64	0.035
		EDW	12	13	12	2	38	1.14	0.063
		TACW	12	5	3	0	11	1.41	0.09

Rica en N+N	3-64	NASUW	28	44	8	34	71	0.82	0.045
		EDW	28	41	11	5	55	3.59	0.198

La razón N/P que resultaría de la mezcla conservativa de las masas de agua (N/P_{est}) en la zona de consumo neto es 19.12. Aunque las masas de agua que conforman esta capa presentan una señal enriquecida en N+N (mayor que la razón de Redfield), la señal observada en el Atlántico Norte y el Caribe parece ser mayor, como lo indican los valores de la razón N:P del transecto A22 (Fig. 7a, b). La razón N/P_{obs} (17.64) es ligeramente mayor que Redfield. Sin embargo, la razón N/P_{Δ} producto del consumo local, sugiere que la comunidad de fitoplancton consume el N+N y el PO_4^{3-} en una proporción ligeramente menor que Redfield (14.43; Fig. 9a). Si bien el grupo que domina la biomasa de fitoplancton en el GoM es PRO que tiene una razón N:P relativamente alta, es probable que las células eucariotas dominen la razón N/P de consumo neto, las cuales presentan una razón N:P <16. Para evaluar el consumo potencial de nutrientes en la zona eufótica del GoM, se analizó la razón N/P en función de la disponibilidad de N+N (a partir de la profundidad de la nitraclina).

En la Figura 9 se muestra la razón N/P_{est} , N/P_{obs} y N/P_{Δ} para la capa *escasa en N+N* (Fig. 9b) y la capa *rica en N+N* (Fig. 9c). El grado de asociación lineal entre los datos observados de N+N y PO_4^{3-} para cada capa indica si la fuente de N del fitoplancton proviene o no del N+N. La nula relación entre estos dos nutrientes en la capa *escasa en N+N* ($R^2=0.008$ de N/P_{obs} ; Fig. 9b), sugiere que la fuente principal de N para el fitoplancton en esta zona (50±40 m) no es el N+N sino es nitrógeno reciclado (NH_4^+ y/o nitrógeno orgánico disuelto). Estudios recientes en el GoM en los que se realizó la medición de tasas de consumo de nutrientes demostraron que la productividad de la comunidad del fitoplancton para las aguas alrededor de la capa de mezcla, donde predominan SYN y PRO-HL (Linacre et al., 2019), depende del reciclamiento del NH_4^+ (Selph et al., 2021; Yingling et al., 2021). Sin embargo, la razón N/P_{Δ} indica que la proporción en la que el N+N y PO_4^{3-} se consumieron fue cuasi-redfieldiana (15.66; Fig.9).

Por otra parte, la razón N/P en la capa *rica en N+N* (N/P_{obs} : 17.22; $R^2=0.68$; Fig. 6c) indicaría que la comunidad fitoplanctónica presenta requerimientos de N/P cercanos a la razón de Redfield. Sin embargo, esta razón refleja el balance de las razones estequiométricas de los diferentes grupos fitoplanctónicos que habitan en dicha capa. El análisis visual del diagrama de dispersión sugiere la presencia de dos poblaciones de datos con diferente pendiente. Una población corresponde al inicio de la nitraclina que incluye los datos por debajo de la isopicna de $\sim 25.2 \text{ kg m}^{-3}$ y con una concentración de PO_4^{3-} menor que $0.12 \mu\text{mol kg}^{-1}$, que a su vez presenta una concentración máxima

de $N+N \sim 3.9 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (Fig. 6d). Este grupo de datos corresponde a las muestras donde se observa un cambio abrupto en la razón N:P de los residuales de valores negativos hacia valores positivos (Fig. 5k), los cuales se ubican en promedio a una profundidad de 100 m y representan el 70% del total de los datos del DCM de la capa *rica en N+N*.

Para el conjunto de datos mencionado anteriormente, la razón N/P_{Δ} (26.3) refleja que en balance las comunidades fitoplanctónicas que habitan cerca al DCM presentan requerimientos de nutrientes en proporciones mayores que Redfield. Estudios recientes en márgenes de remolinos anticiclónicos en el GoM reportaron que la biomasa fitoplanctónica en el DCM está dominada por PRO, prymnesiofitas, clorofitas y pelagofitas (Selph et al., 2021). Se conoce que existe cierta plasticidad en la estequiometría celular de las comunidades procariotas como PRO (26 ± 13) y SYN (25 ± 20), y pico-eucariotas (18 ± 12) en el Atlántico Norte (Baer et al., 2017; Singh et al., 2015). Esta plasticidad se debe a que la asignación de recursos dentro de la célula varía en respuesta a las condiciones ambientales, lo que resulta en grandes variaciones en las razones N:P (Arrigo, 2005; Klausmeier, Litchman, Daufresne, & Levin, 2004; Lenton & Klausmeier, 2007).

Los resultados del presente análisis sugieren que PRO es el grupo fitoplanctónico que domina la razón de consumo de nutrientes (N/P_{Δ} 26.3) alrededor del DCM en el GoM. Se sabe que las cianobacterias, junto con algunas bacterias heterotróficas y arqueas, contienen la maquinaria molecular para producir y usar algunos compuestos de P orgánico disuelto (Van Mooy et al., 2009). Estos compuestos suelen presentar concentraciones hasta 10 veces mayor que la concentración de PO_4^{3-} en las aguas superficiales de los giros oligotróficos (Torres-Valdés et al., 2009); por lo que el uso de compuestos de POD por parte de PRO en el GoM, podría resultar en un aumento en la razón de consumo N/P.

CONCLUSIONES

Los resultados de este capítulo se basaron en los datos de las fracciones de masas de agua calculadas con el modelo OMP (Valencia-Gasti., et al. 2022). De esta manera, se calcularon las concentraciones de los nutrientes y del OD atribuidas al consumo por fotosíntesis y a la remineralización de la materia orgánica que no es explicado por la mezcla conservativa de las masas de agua. Este análisis permitió observar el enriquecimiento de nitrato con respecto al fosfato que presentan las aguas subsuperficiales del GoM, al igual que en el Caribe y en el Atlántico Norte, atribuido a la contribución del Agua de 18°C (EDW), que anteriormente se había pasado por alto en el GoM. Dicho exceso de N atribuido al

EDW puede deberse por la remineralización de materia orgánica rica en N formada en la superficie a partir de la fijación de N_2 como se ha sugerido para el Atlántico Norte. Por otra parte, un análisis de pendientes en la relación entre el nitrato y el fosfato en la zona eufótica, sugiere que *Prochlorococcus* probablemente domina la proporción en la que los nutrientes (i.e. $N/P > 16$) son consumidos en el DCM, siendo esta proporción mayor que el valor canónico de Redfield (16/1).

LITERATURA CITADA

- Álvarez-Salgado, X. A., Álvarez, M., Brea, S., Mémery, L., & Messias, M. J. (2014). Mineralization of biogenic materials in the water masses of the South Atlantic Ocean. II: Stoichiometric ratios and mineralization rates. *Progress in Oceanography*, 123, 24–37. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.12.007>
- Álvarez, M., Brea, S., Mercier, H., & Álvarez-Salgado, X. A. (2014). Mineralization of biogenic materials in the water masses of the South Atlantic Ocean. I: Assessment and results of an optimum multiparameter analysis. *Progress in Oceanography*, 123, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.12.007>
- Anderson, L. A., & Sarmiento, J. L. (1994). Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis. *Global Biogeochemical Cycles*, 8(1), 65–80.
- Armstrong, F. A. J., Stearns, C. R., & Strickland, J. D. H. (1967). The measurement of upwelling and subsequent biological processes by means of the Technicon Autoanalyzer and associated equipment. *Deep-Sea Research*, 14, 381–389.
- Arrigo, K. R. (2005). Marine microorganisms and global nutrient cycles. *Nature*, 437(7057), 349–355. <https://doi.org/10.1038/nature04159>
- Artigue, L., Lacan, F., Gennip, S. Van, Lohan, M. C., Wyatt, N. J., Woodward, E. M. S., ... Drillet, Y. (2020). Deep-Sea Research Part I Water mass analysis along 22 °N in the subtropical North Atlantic for the. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research ...*, 158(June 2019).
- Baer, S., Lomas, M. W., Terpis, K. X., Mouginit, C., & Martiny, A. C. (2017). Stoichiometry of Prochlorococcus, Synechococcus, and small eukariotic populations in the western North Atlantic Ocean. <https://doi.org/10.1111/1462-2920.13672>
- Bertilsson, S., Berglund, O., Karl, D. M., & Chisholm, S. W. (2003). Elemental composition of marine *Prochlorococcus* and *Synechococcus* : Implications for the ecological stoichiometry of the sea. *Limnology and Oceanography*, 48(5), 1721–1731. <https://doi.org/10.4319/lo.2003.48.5.1721>
- Biggs, D. C., & Müller-Karger, F. E. (1994). Ship and satellite observations of chlorophyll stocks in interacting cyclone-anticyclone eddy pairs in the western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 99, 7371–7384.
- Billheimer, S. J., Talley, L. D., & Martz, T. R. (2021). Oxygen seasonality, utilization rate, and impacts of vertical mixing in the eighteen degree water region of the Sargasso Sea as observed by profiling biogeochemical floats. *Global Biogeochemical Cycles*, 35, 1–19. <https://doi.org/10.1029/2020GB006824>
- Broecker, W. S. (1974). “NO”, a conservative water-mass tracer. *Earth and Planetary Science Letters*, 23, 100–107.
- Browning, T. J., Al-hashem, A. A., Hopwood, M. J., & Engel, A. (2021). Iron regulation of North Atlantic eddy phytoplankton productivity. *Geophysical Research Letters*, 1–11. <https://doi.org/10.1029/2020GL091403>
- Candela, J., Ochoa, J., Sheinbaum, J., López, M., Pérez-Brunius, P., Tenreiro, M., ... Arriaza-Oliveros, L. (2019). The flow through the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 49(6), 1381–1401. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0189.1>
- Cervantes-Díaz, G. Y., Hernández-Ayón, J. M., Zirino, A., Herzka, S. Z., Camacho-ibar, V., Norzagaray, O., ... Delgado, J. A. (2022). Understanding upper water mass dynamics in the Gulf of Mexico by linking physical and biogeochemical features. *Journal of Marine Systems*, 225(September 2021). <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103647>
- Chapman, P., DiMarco, S. F., Key, R. M., Previt, C., & Yvon-Lewis, S. (2017). Age constraints on Gulf of Mexico deep water ventilation as determined by ¹⁴C measurements. *Radiocarbon*, 1–16. <https://doi.org/10.1017/RDC.2017.80>
- 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, 2592–2614. <https://doi.org/10.1002/2017JC013456>
- Deutsch, C., & Weber, T. (2012). Nutrient Ratios as a Tracer and Driver of Ocean Biogeochemistry. *Annual Review of Marine Science*, 4(1), 113–141. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120709-142821>
- Dufois, F., Hardman-Mountford, N. J., Greenwood, J., Richardson, A. J., Feng, M., & Matear, R. J. (2016). Anticyclonic eddies are more productive than cyclonic eddies in subtropical gyres because of winter mixing. *Science Advances*, 2, 1–6.
- Falkowski, P. G. (2000). Rationalizing elemental ratios in unicellular algae. *Journal of Phycology*, 36, 3–6.
- Falkowski, P. G., Ziemann, D., Kolber, Z., & Bienfang, P. K. (1991). Role of eddy pumping in enhancing primary production in the ocean. *Nature*, 352, 55–58.
- Gaube, P., McGillicuddy, D. J., & Moulin, A. J. (2019). Mesoscale eddies modulate mixed layer depth globally. *Geophysical Research Letters*, 46, 1505–1512. <https://doi.org/10.1029/2018GL080006>
- Geider, R. J., & La Roche, J. (2002). Redfield revisited : variability of C : N : P in marine microalgae and its biochemical basis. *Eur. J. Phycol.*, 37, 1–17. <https://doi.org/10.1017/S0967026201003456>
- Gruber, N., & Sarmiento, J. L. (1997). Global patterns of marine nitrogen fixation and denitrification. *Global Biogeochemical Cycles*, 11(2), 235–266. <https://doi.org/10.1029/97GB00077>
- Hamilton, P. (2007). Eddy statistics from Lagrangian drifters and hydrography for the northern Gulf of Mexico slope. *Journal of Ge,* 112(February 1994), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2006JC003988>
- 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>
- Hansell, D A, Olson, D. B., Dentener, F., & Zamora, L. M. (2007). Assessment of excess nitrate development in the subtropical North Atlantic. *Marine Chemistry*, 106, 562–579. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2007.06.005>
- Hansell, Dennis A., Bates, N. R., & Olson, D. B. (2004). Excess nitrate and nitrogen fixation in the North Atlantic Ocean. *Marine Chemistry*, 84(3–4), 243–265. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2003.08.004>
- Hayward, T. L. (1994). The shallow oxygen maximum layer and primary production production. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 41(3), 559–574.
- Huang, J., & Xu, F. (2018). Observational evidence of subsurface chlorophyll response to mesoscale eddies in the North Pacific. *Geophysical Research Letters*, 45(16), 8462–8470. <https://doi.org/10.1029/2018GL078408>
- Hydes, D. J., Aoyama, M., Aminot, A., Bakker, K., Becker, S., Coverly, S., ... Zhang, J. Z. (2010). *Determination of dissolved nutrients (N, P, Si) in seawater with high precision and inter-comparability using gas-segmented continuous flow analysers. The GO-SHIP Repeat Hydrography Manual IOCCP Report (Vol. 134).* Retrieved from <http://archimer.ifremer.fr/doc/00020/13141/>
- Jenkins, W. J., Smethie, W. M., Boyle, E. A., & Cutter, G. A. (2015). Water mass analysis for the U.S. GEOTRACES (GA03) North Atlantic sections. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 116, 6–20. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.11.018>
- Jouanno, J., Ochoa, J., Pallàs-Sanz, E., Sheinbaum, J., Andrade-Canto, F., Candela, J., & Molines, J. M. (2016). Loop Current Frontal Eddies: Formation along the Campeche Bank and Impact of Coastally Trapped Waves. *Journal of Physical Oceanography*, 46, 3339–3363. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0052.1>
- Karstensen, J., & Tomczak, M. (1998). Age determination of mixed water masses using CFC and Oxygen Data. *Journal of Geophysical Research*, 103, 18,599–18,609.

- <https://doi.org/10.1029/98JC00889>
- Kim, I. N., & Min, D. H. (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(July 1999), 49–57. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.07.005>
- Klausmeier, C. A., Litchman, E., Daufresne, T., & Levin, S. A. (2004). Optimal nitrogen-to-phosphorus stoichiometry of phytoplankton. *Nature*, 429(May), 171–174. <https://doi.org/10.1029/2001GL014649>
- Landolfi, A., Oschlies, A., & Sanders, R. (2008). Organic nutrients and excess nitrogen in the North Atlantic subtropical gyre. *Biogeosciences*, 5, 1199–1213.
- Lee-Sánchez, E., Camacho-ibar, V. F., Velásquez-Aristizábal, J. A., Valencia-Gasti, A., & Samperio-ramos, G. (2022). Impacts of mesoscale eddies on the nitrate distribution in the deep-water region of the Gulf of Mexico. *Journal of Marine Research*, 229(October 2021). <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2022.103721>
- Lenton, T. M., & Klausmeier, C. A. (2007). Biotic stoichiometric controls on the deep ocean N : P ratio *. *Biogeosciences*, 353–367.
- Letscher, R. T., & Villareal, T. A. (2018). Evaluation of the seasonal formation of subsurface negative preformed nitrate anomalies in the subtropical North Pacific and North Atlantic. *Biogeosciences*, 15, 6461–6480. <https://doi.org/10.5194/bg-15-6461-2018>
- Linacre, L., Durazo, R., Camacho-Ibar, V., Selph, K. E., Lara-Lara, J. R., Mirabal-Gómez, U., ... Sidón-Ceseña, K. (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, 2019JC015103. <https://doi.org/10.1029/2019JC015103>
- 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 ...*, 106, 55–67. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.009>
- Martiny, A. C., Pham, C. T. A., Primeau, F. W., Vrugt, J. A., Moore, J. K., Levin, S. A., & Lomas, M. W. (2013). Strong latitudinal patterns in the elemental ratios of marine plankton and organic matter. *Nature Geoscience*, 6(4), 279–283. <https://doi.org/10.1038/ngeo1757>
- Metcalf, W. G. (1976). Caribbean-Atlantic water exchange through the Anegada-Jungfern Passage. *Journal of Geophysical Research*, 81(36), 6401–6409.
- Michaels, A. F., Olson, D., Sarmiento, J. L., Ammerman, J. W., Fanning, K., Jahnke, R., ... Prospero, J. M. (1996). Inputs, losses and transformations of nitrogen and phosphorus in the pelagic North Atlantic Ocean. *Biogeochemistry*, 35, 181–226.
- Middag, R., de Baar, H. J. W., & Bruland, K. W. (2019). The Relationships Between Dissolved Zinc and Major Nutrients Phosphate and Silicate Along the GEOTRACES GA02 Transect in the West Atlantic Ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 4(3), 63–84. <https://doi.org/10.1029/2018GB006034>
- Middag, Rob, Heuven, S. M. A. C. Van, Bruland, K. W., & Baar, H. J. W. De. (2018). The relationship between cadmium and phosphate in the Atlantic Ocean unravelled. *Earth and Planetary Science Letters*, 492, 79–88. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.03.046>
- Monteiro, F. M., & Follows, M. J. (2012). On nitrogen fixation and preferential remineralization of phosphorus. *Geophysical Research Letters*, 39(March), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2012GL050897>
- Moore, C. M., Mills, M. M., Arrigo, K. R., Berman-Frank, I., Bopp, L., Boyd, P. W., ... Ulloa, O. (2013). Processes and patterns of oceanic nutrient limitation. *Nature Geoscience*, 6(9), 701–710. <https://doi.org/10.1038/ngeo1765>
- Moreno, A. R., & Martiny, A. C. (2018). Ecological Stoichiometry of Ocean Plankton. *Annual Review of Marine Science*, 10(1), 43–69. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-121916-063126>

- Morrison, J. M., Merrell, W. J., Key, Robert M., & Key, T. C. (1983). Property distributions and deep chemical measurements within the Western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 88, 2601–2608.
- Morrison, J. M., & Nowlin, W. D. (1982). General distribution of Masses Within the Eastern Caribbean Sea During the Winter of 1972 and Fall of 1973. *Journal of Geophysical Research*, 87, 4207–4229.
- Pasquero De Fommervault, O., Perez-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., 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*, 123(8), 5134–5149. <https://doi.org/10.1029/2018JC013813>
- Redfield, A. C., Ketchum, B. H., & Richards, F. A. (1963). The influence of organisms on the composition of sea-water. *The Sea*.
- Rhein, M., Kieke, D., & Steinfeldt, R. (2015). Advection of North Atlantic Deep Water from the Labrador Sea to the southern hemisphere. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, 120, 2471–2487. <https://doi.org/10.1002/2014JC010605>. Received
- Rivas, D., Badan, A., & Ochoa, J. (2005). The Ventilation of the Deep Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 35(10), 1763–1781. <https://doi.org/10.1175/JPO2786.1>
- Selph, K. E., Swalethorp, R., Stukel, M. R., Kelly, T. B., Knapp, A. N., Fleming, K., ... Landry, M. R. (2021). Phytoplankton community composition and biomass in the oligotrophic Gulf of Mexico. *Journal of Plankton Research*, 1–20. <https://doi.org/10.1093/plankt/fbab006>
- Sherman, K., & Hempel, G. (2008). *The UNEP Large Marine Ecosystem Report: A perspective on changing conditions in LMEs of the world's Regional Seas. UNEP Regional Seas Report and Studies No. 182. United Nations Environment Programme. Nairobi, Kenya* (Vol. 182).
- Singh, A., Baer, S. E., Riebesell, U., Martiny, A. C., Lomas, M. W., & Kiel, H. O. (2015). C : N : P stoichiometry at the Bermuda Atlantic Time-series Study station in the North Atlantic Ocean, 6389–6403. <https://doi.org/10.5194/bg-12-6389-2015>
- Smith, R. H. (2010). Atlantic-Caribbean Exchange Through Windward Passage, (May), 130.
- 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.
- Takahashi, T., Broecker, W. S., & Langer, S. (1985). Redfield Ratio Based on Chemical Data from Isopycnal Surfaces. *Journal of Geophysical Research*, 90, 6907–6924.
- Tomczak, M. (1981). A multi-parameter extension of temperature / salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing " C ST . L ~ o. *Atlantic*, 10, 147–171.
- Tomczak, M., & Large, D. G. (1989). Multiparameter Analysis of Mixing in the Thermocline represent th /*/ source water types of Indian Central Water . *Journal of Geophysical Research*, 94(C11), 16,141-16,149.
- Torres-Valdés, S., Roussenov, V. M., Sanders, R., Reynolds, S., Pan, X., Mather, R., ... Williams, R. G. (2009). Distribution of dissolved organic nutrients and their effect on export production over the Atlantic Ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(4), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2008GB003389>
- Valencia-Gasti, J. A., Camacho-Ibar, V. F., & Herguera, J. C. (2022). Water Mass Structure and Mixing Fractions in the Deepwater Region of the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, 127, 1–23. <https://doi.org/10.1029/2021JC017705>
- Van Mooy, B. A. S., Fredricks, H. F., Pedler, B. E., Dyhrman, S. T., Karl, D. M., Koblizek, M., ... Webb, E. A. (2009). Phytoplankton in the ocean use non-phosphorus lipids in response to phosphorus scarcity. *Nature*, 458(March), 69–72. <https://doi.org/10.1038/nature07659>
- van Sebille, E., Baringer, M. O., Johns, W. E., Meinen, C. S., Beal, L. M., De Jong, M. F., & Van Aken, H. M. (2011). Propagation pathways of classical Labrador Sea water from its source

- region to 26°N. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(12), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2011JC007171>
- Velásquez-Aristizábal, J. A., Camacho-ibar, V. F., Durazo, R., Valencia-Gasti, J. A., Lee-Sánchez, E., & Trasviña-Castro, A. (2022). Nitracentric / Hydrographic Classification and Prediction of Nitrate Profiles for Oceanographic Stations Under the Influence of Mesoscale Eddies in the Gulf of Mexico. *Frontiers in Marine Science*, 9(May), 1–23. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.827574>
- Vidal, M., Aspillaga, E., Teixidor-Toneu, I., & Delgado-Huertas, A. (2018). Lateral Transport of N-Rich Dissolved Organic Matter Strengthens Phosphorus Deficiency in Western Subtropical North Atlantic. *Global Biogeochemical Cycles*, 32(9), 1350–1366. <https://doi.org/10.1029/2017GB005868>
- 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. <https://doi.org/10.1007/BF02235424>
- Weber, T. S., & Deutsch, C. (2010). Ocean nutrient ratios governed by plankton biogeography. *Nature*, 467(7315), 550–554. <https://doi.org/10.1038/nature09403>
- Worthington, L. V. (1959). The 18 ° water in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Research*, 5(2–4), 297–305.
- Wüst, G. (1963). On the stratification and the circulation in the cold water sphere of the Antillean-Caribbean basins. *Deep-Sea Research*, 10, 165–187.
- Yingling, N., Kelly, T. B., Shropshire, T. A., Landry, M. R., Selph, K. E., Knapp, A. N., ... Stukel, M. R. (2021). Taxon-specific phytoplankton growth, nutrient utilization, and light limitation in the oligotrophic Gulf of Mexico. *Journal of Plankton Research*. <https://doi.org/doi.org/10.1101/2021.03.01.433426>